UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Instituto de Geociências

Paleoclima do Centro-Oeste do Brasil desde o último período glacial com base em registros isotópicos de espeleotemas

Valdir Felipe Novello Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior Co-orientador: Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi

Tese de Doutoramento

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA

> São Paulo 2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

> Novello, Valdir Felipe Paleoclima do Centro-Oeste do Brasil desde o último período glacial com base em registros isotópicos de espeleotemas. - São Paulo, 2016. 145 p. : + anexos Tese (Doutorado) : IGC/USP Orient.: Cruz Júnior, Francisco William da Co-orient: Chiessi, Cristiano Mazur 1. Paleoclima 2. Espeleotema 3. Monitoramento ambiental 4. Quaternário 5. Geoquímica I. Título

À minha família

Agradecimentos

As atividades envolvendo o meu doutoramento tiveram início ainda no período do mestrado em meados de 2011. De lá cá, houveram um grande número de viagens de campo, etapas de laboratórios, congressos e dois estágios de pesquisa nos EUA. Muitas pessoas me ajudaram ao longo desse tempo, primeiramente eu agradeço ao meu orientador e parceiro, o Prof. Dr. Francisco William da Cruz Junior (Chico Bill) que sempre esteve de alguma forma presente ao longo dessa jornada.

Agradeço principalmente a minha família, meus pais Valdir Antônio Novello e Mariusa Ester Roel Novello e as minhas irmãs Viviane e Vânia. Muito obrigado pelo apoio longo de todos esses anos.

Agradeço ao prof. Dr. Mathias Vuille da Universidade de Albany pelas inúmeras ajudas ao longo da pesquisa e por ter me acolhido tão bem (juntamente com sua família) em Albany. Mathias além de co-orientador acabou se tornando um grande amigo.

Agradeço ao meu amigo o Prof. Dr. Ivo Karmann por todo apoio e por todas as discussões ao longo desses anos e ao prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi por ter aceitado ser meu co-orientador.

Agradeço ao prof. Dr. R. Lawrence Edwards por todo suporte, conselhos e discussões durante o meu tempo na Universidade de Minnesota que foi fundamental para a obtenção das análises geocronológicas desta tese. Também agradeço ao prof. Dr. Hai Cheng por dar suporte as análises geocronológicas tanto nos laboratórios da Universidade de Minnesota como na Universidade de Xi'an Jiaotong na China.

Agradeço aos meus colegas de laboratório pela companhia e ajuda ao longo desses anos: Nicolás Misailídis Stríkis, Marcos Saito de Paula, Maria Carolina Catunda, Veronica Ramirez, Giselle Utida, Maria Gracia Bustamante Rossel, Jean Sébastien Moquet, Eline Alves de Sousa Barreto, James Apaéstegui e Christian Millo.

Agradeço ao amigo e guia de turismo de Bonito, Marcelo Gil da Silva por todo suporte em relação ao monitoramento da caverna Jaraguá.

Agradeço aos meus colegas do laboratório de geocronologia da Universidade de Minnesota: Judit Torner, Carlos Perez e Yanbin Lu, e em especial Miguel Bartolomé por me ensinar de forma tão prática todos os precedimentos do laboratório e a Xianglei Li por todo suporte na Universidade de Xi'an Jiaotong na China.

Agradeço aos alunos de IC que me ajudaram e os quais eu tive o prazer de co-orientar: Thaize Baroni, Lucas Inglez e Suellyn Emerick.

Agradeço ao funcionário do CECAV, José Guilherme Aires Lima pelo suporte nos trabalhos de campo que ocorreram no Mato Grosso.

Agradeço ao Dr. Augusto Auler pelas dicas de caverna e informações da região.

Agradeço ao prof. Dr. Paulo Boggiani pelas informações e aconselhamentos envolvendo a região de Bonito.

Várias pessoas, incluindo vários amigos, participaram diretamente ou indiretamente das discussões ou dos trabalhos de campo que ocorreram durante a execução da pesquisa de doutorado, entre eles eu gostaria de agradecer: Carlos Grohmann (Guano), Plínio Jaqueto, Rudney de Almeida Santos, Andrea Kern, Antônio Ferrari, André Oliveira Sawakuchi (Frutinha), Lígia Maria de Almeida Ribeiro, Tiago Atorre, William Sallun Filho, Lívia Cordeiro, Barbara Wortham, José Barroco (Tuta), Ricardo I. F. Trindade e Gelvam A. Hartmann.

Agradeço a Alyne Barros e Osmar Antunes por todo suporte no Laboratório de Isótopos Estáveis do IGc-USP (LIE-CPGEO) e Luís Mancini, Eduardo Carvalho e Roberto V. Santos por todo suporte nos laboratórios de geocronologia da Universidade de Brasília.

Agradeço aos gerentes da fazenda Rancho Bonito, o Sr. Claudemir e Sra. Eudimar e aos proprietários a Sra. Marina da Costa Carvalho e seu filho Sr. Fernando Reis por todo o suporte dado na fazenda.

Agradeço a prefeitura de Bonito e em especial a secretaria de turismo por me receber sempre que possível.

Agradeço ao CECAV e ICMBio pela licença concedida e o apoio fornecido para o desenvolvimento da pesquisa.

Esta pesquisa de doutorado só foi possível graças ao financiamento que diversas agências de fomento (FAPES, CNPQ, Capes e NSF) deram a mim e meus colaboradores. Agradeço principalmente a FAPESP pela bolsa de doutorado (proj. 2012/03942-4), pelas minhas duas bolsas de estágio no exterior (proj. 2014/10095-1 e 2015/08351-2), pelos projetos

de auxílio a pesquisa concedidos a Ivo Karmann (proj. 2012/01187-4 e 2016/00299-4) e pelos projetos temáticos dos quais meu orientador faz parte (proj. 2012/50260-6 e 2013/50297-0).

" O senhor vê aonde é o sertão? Beira dele, meio dele?... Tudo sai é mesmo de escuros buracos, tirante o que vem do Céu. Eu sei."

Em Grande Sertão Veredas – João Guimarães Rosa

Resumo

O Sistema de Monção Sul-americana (SMSA) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) são dois dos mais importantes sistemas de circulação que afetam o clima da América do Sul (AS). Enquanto houve um grande progresso no número de registros paleoclimáticos relacionados com a precipitação do SMSA nos Andes tropicais e nas porções sudeste, centro-leste e nordeste do Brasil, ainda pouco se sabe sobre mudanças de paleo-pluviosidade na região do Centro-Oeste do Brasil.

Na presente tese, foram estudados novos registros de paleo-precipitação baseados em mais de 5000 análises isotópicas de oxigênio e carbono em estalagmites coletadas em cavernas da região Centro-Oeste que cobrem os últimos ~33 mil anos, cuja cronologia se baseia em aproximadamente 200 análises U/Th.

Esse estudo mostrou que a região do Mato Grosso do Sul foi mais úmida durante o Último Máximo Glacial (LGM – do inglês *Last Glacial Maximum*) em relação ao Holoceno médio. A correspondência desse cenário paleoclimático com o que foi documentado em outras áreas da AS indica a presença de um corredor de umidade durante o período do LGM que se estende desde o oeste amazônico até o sudeste do Brasil. Os eventos milenares caracterizados por oscilações na temperatura das regiões das altas latitudes do globo claramente afetaram a precipitação na região. O registro isotópico mostra que a região esteve mais úmida durante os eventos frios do Hemisfério Norte (Younger Dryas e Heinrich events) e mais seca durante os eventos quentes (Bolling-Allerod e Dansgaard-Oeschger). Essa relação teve como provável causa o fortalecimento/enfraquecimento do SMSA em função do posicionamento da ZCIT em resposta ao gradiente térmico inter-hemisférico. Durante o evento Heinrich 1 a região teve a presença de uma proeminente fase seca entre duas úmidas, esse fato foi reportado em outras regiões do Brasil e não parece estar conectado com as condições de temperatura das altas latitudes.

A partir dos dados de alta resolução temporal das estalagmites coletadas no estado do Mato Grosso, foi realizado o estudo da variabilidade climática associada com atividade do SMSA ao longo nos últimos milênios que inclui os períodos de anomalias climáticas da Pequena Idade do Gelo e da Anomalia Climática Medieval, caracterizados na região como úmido e seco, respectivamente. Com o uso de técnicas de análises espectrais foi identificada uma persistente periodicidade de aproximadamente 210 anos na variabilidade do SMSA, a qual foi associada a influência da variabilidade solar no clima. Em complemento, foi realizado um monitoramento isotópico e ambiental durante 4 anos nos sistemas cársticos onde as estalagmites foram coletadas. A comparação entre o δ^{18} O da água da chuva com a quantidade de precipitação e temperatura do ar evidencia o efeito quantidade (*amount effect*) como o principal modulador da variação isotópica na atmosfera. A relação isotópica entre o carbonato e a água meteórica, associados as condições do microclima da caverna, indica que o sinal isotópico da água da chuva foi preservado de forma suavizada nos espeleotemas, o que suporta o uso dos isótopos de oxigênio como indicador paleoambiental nas estalagmites dessas cavernas.

Palavras chaves: paleoclima, mudanças climáticas, monção da América do Sul, Centro-Oeste do Brasil, Pantanal, estalagmites, espeleotemas, cavernas, isótopos estáveis.

Abstract

The South American Monsoon System (SAMS) and the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) are the two most important circulation systems affecting climate over tropical South America (SA). While an increasing number of paleoclimatic archives related to SAMS precipitation have recently been published, most of these paleoclimate reconstructions are located along the eastern slope of the tropical Andes or in southeastern SA. In central SA, most proxy records consist of pollen-based vegetation reconstructions, but these show significant disagreements when compared to precipitation records further to the east and west.

Here we present a new paleo-rainfall record based in more than 5.000 oxygen and carbon isotope samples from speleothems collected on two study sites from mid-west Brazil (states of Mato Grosso and Mato Grosso do Sul), chronologically constrained by almost 200 U/Th ages that cover the last ~33.000 years BP.

This study shows wet conditions in the regions of Mato Grosso do Sul during the Last Glacial Maximum (LGM) in relationship to mid-Holocene. The comparison of our new record with others paleoclimate records from SA indicates a wet corridor during the LGM over west Amazon and southeast Brazil. The millennial events documented in the high latitudes of the northern hemisphere were evident in paleoprecipitation of Mato Grosso do Sul, the isotopic record shows wet conditions for the region during could period of the northern hemisphere (Yonger Dryas and Heinrich events) and dry conditions during warm periods (Bolling-Allerod and Dansgaard-Oeschger). This was due to strengthening/weakening of SAMS, which is ITCZ position dependent. During the event Heinrich 1, our record shown a dry phase between two wet intervals. This was also documented in central-east of Brazil and seems decoupled of high latitude climate conditions.

For stalagmites collected in Mato Grosso state, we focus on the climate variability over the last two millennia using high resolution sampling (approximately 1 years sample spacing). This new record shows abrupt fluctuations in rainfall tied to variations in the intensity of SAMS, including the periods corresponding to the Little Ice Age (LIA) and the Medieval Climate Anomaly (MCA). Using spectral analyses, we show that changes in SASM activity is linked to solar variability with a distinct periodicity of 210 years.

We also show our isotope and environmental monitoring over 4 years at the cave site, in order to support our paleoclimatic interpretation of the isotopic profiles obtained from the stalagmites. The systematic measurement of the oxygen isotopic composition of rainfall, drip water and associated fresh calcite at the caves indicates that the stalagmites from this region can be used as a proxy of the SAMS activity. The effect of seasonal temperature variability in the atmosphere is suppressed by the "amount effect" on the δ^{18} O values of rainfall. Inside the cave, the microclimate variability has a small effect on calcite δ^{18} O, not being significant over long time scales.

Key words: paleoclimate, climate changes, South America monsoon, Mid-west Brazil, Pantanal, stalagmites, speleothems, caves, stable isotopes.

Lista de Figuras

Figura 3.1: Mapa da América do Sul mostrando a média anual de campo de ventos a 850hPa. A região em azul mostra a convecção de DJF relacionadas a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e ao Sistema de Monção Sul Americana (SMSA) que inclui a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Figura 3.2: Esquema de ventos horizontais (850-hPa) dos meses de DJF com função de fluxo para série de dados dos anos de 1989/90-1993/94. O intervalo do contorno é de 2 x 10^6 /s. Os contornos positivos são indicadas pelas linhas sólidas, o contorno zero está pontilhado e os contornos negativos tracejados. Figura extraída de Rodwell & Hoskins (2001).

Figura 4.1: (A) Representação da órbita da Terra com excentricidade nula e (B) com excentricidade máxima. Imagens modificadas de NASA - Earth Observatory. As figuras são meramente ilustrativas e a excentricidade da elipse em B foi exagerada.

Figura 4.2: (A) Representação do deslocamento do eixo da Terra devido ao ciclo de obliquidade e (B) movimento de giroscópio causado pelo ciclo de precessão. Na figura "B" é possível notar que o um hemisfério recebe mais insolação em relação ao outro de forma dependente do posicionamento do planeta devido a precessão. Imagens modificadas de NASA - Earth Observatory.

Figura 4.3: Registros de paleoprecipitação relacionado ao regime de monções no Brasil e China. (a) o registro de δ^{18} O de foraminíferos bentônicos marcam os eventos glaciais do HN (Lisiecki; Raymo, 2005) correlacionado ao ciclo orbital da excentricidade; (b) curva de insolação média do mês de junho para a latitude 60°N; (c) compilação dos dados isotópicos de espeleotemas da China: cavernas Dongge, Hulu e Sanbao (Wang et al., 2001; Dykoski et al., 2005; Yuan et al., 2004); (d) curva de insolação média do mês de janeiro para a latitude 30°S (Cruz et al., 2006); (e) Registro isotópico de espeleotema das cavernas Santana-SP (preto) e Botuverá -SC (cinza) (Cruz et al., 2006). As linhas tracejadas marcam os períodos dos dois últimos eventos glaciais. Figura modificada de Stríkis & Novello (2014).

Figura 4.4: Comparação entre os registros de δ^{18} O de espeleotemas de cavernas do (A) Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009), (B) Bahia (Barreto, 2010), Minas Gerais (Stríkis, 2015) e Santa Catarina (Cruz et al., 2005). Os registros estão sobrepostos pelas curvas de insolação das respectivas latitudes aproximadas (Berger & Loutre, 1991). Note que a insolação em "C" e "D" estão com a escala invertida.

Figura 4.5: Comparação entre os registros de δ^{18} O de testemunhos de gelo (a) EDML da Antártica (EPICA members, 2006) com o testemunho (b) NGRIP da Groelândia (NGRIP members, 2004). Figura adaptada de EPICA members (2006).

Figura 4.6: (a) registro de temperatura do HN com base em δ^{18} O do testemunho de gelo da Groenlândia (NGRIP members, 2004); (b) Picos de frio extremo com base em níveis de sedimentos siliciclásticos liberados pelo derretimento de icebergs em meio a sedimentos marinhos do Atlântico Norte (Bond *et al.*, 1992); (c) registros de monções asiáticas com base em δ^{18} O de espeleotemas da China (Cheng *et al.*, 2012); (d) variações do nível lacustre do Salar de Uyuni na Bolívia com base no espectro de radiação gama de testemunho lacustre (Baker *et al.*, 2001); (e; g; i) Variação das chuvas com base nas séries de δ^{18} O de espeleotemas do Rio Grande do Norte, Bahia e Santa Catarina, respectivamente; (f; h; j) Curva de insolação. As siglas

YD, H1, H2 e BA delimitam os eventos Younger Dryas, Heinrich 1 e 2 e Bølling-Allerød respectivamente. Figura modificada de Stríkis & Novello (2014).

Figura 4.7: Comparação entre o registro de estalagmites do norte de Minas Gerais com o registro sedimentar marinho indicador dos eventos Bond: a) curva de variação de HSG (sigla em inglês para "hematite stained grain") referente à porcentagem de fragmentos de quartzo manteado por hematita desprendido no derretimento de icebergs (Bond et al., 1997); b) séries de δ^{18} O de espeleotemas do Norte de Minas Gerais. As barras em cinza delimitam os eventos Bond. A distribuição das idades e os erros são representados pelas barras laterais azuis. Figura extraída de Perreti, et al. (2015).

Figura 4.8: Na comparação entre os registros paleoclimáticos relativos a variabilidade do SMSA. (A) δ^{18} O da calcita lacustre do lago Pumacocha (Peru), (B) δ^{18} O de espeleotema da caverna Cascayunga (Peru), (C) δ^{18} O do testemunho de gelo Quelccaya (Peru) e (D) δ^{18} O de espeleotema da caverna Cristais (São Paulo). Os registros de δ^{18} O são comparados com a reconstituição da temperatura do Hemisfério Norte (em cinza) de Moberg et al. (2005). A localização dos registros mencionados com a distribuição da precipitação de verão é mostrada no mapa. Na tabela na parte inferior da figura, são referidos os nomes dos testemunhos paleoclimáticos, tipo de registro, coordenadas, elevação e suas respectivas referências. Imagens extraídas de Vuille et al. (2012).

Figura 6.1: Localização das cavernas estudadas. O ponto JAR é referente a caverna Jaraguá localizada no município de Bonito e o ponto ALHO é referente a localização das cavernas Pau d'Alho e Curupira da cidade de Rosário Oeste.

Figura 6.2: Mapa da caverna Jaraguá (Bonito-MS). A parte cinza do mapa indica a região plana no setor mais profundo da caverna, onde foram coletados os espeleotemas. Nesse local, estão situados os três pontos de gotejamento monitorados (G1, G2 e G3), referidos no texto também como P1, P2 e P3. Os pontos S1 e S2 indicam as posições dos equipamentos de medição de vazão de gotejamento, os pontos L1, L2 e L3 indicam as posições dos data-loggers de temperatura e umidade. Fotos: (a) entrada da caverna; (b) e (c) medidor de vazão 1 e 2, respectivamente; (d) ponto de gotejamento 1; (e) ponto de gotejamento 3 com vidro de relógio para coleta de carbonato recente; (f) ponto de gotejamento 2 com vidro de relógio; (g) medidores data-loggers de temperatura e humidade. Mapa modificado a partir de Karmann & Boggiani (1984).

Figura 6.3: Caverna Jaraguá. (a) Salão com piso formado por sedimento compactado no fundo da caverna e (b) salão de entrada caracterizado por uma pilha e blocos abatidos.

Figura 6.4: Mapa da caverna Pau d'Alho. (a) Entrada da caverna vista pelo lado de fora; (b) entrada da caverna vista pelo lado de dentro; (c) local do de instalação do logger de temperatura e umidade relativa; (d) rio ao longo da caverna; (e) pilha de sedimento em um dos salões laterais da caverna. No ponto "e" foram coletadas os espeleotemas e foi monitorado a temperatura, umidade relativa e carbonato recente; (f) morfologia do conduto principal. Mapa modificado do IPECA (1994).

Figura 6.5: (a) Pluviogramas dos municípios de Bonito (MS) e (b) Rosário Oeste (MT), elaborados a partir de séries de dados de precipitação de 1968-2013 e 1966-2012, respectivamente. Dados obtidos em <u>www.ana.gov.br</u>.

Figura 7.1: Face da amostra de estalagmite JAR6 depois de polida e amostrada para geocronologia e isotopia. Os furos horizontais são relativos a amostragem do carbonato em pó para as análises U/Th. As linhas mais finas seguindo o eixo de crescimento da estalagmite foram formadas pela amostragem sequencial dos furos realizados para a análise isotópica.

Figura 8.1: Imagem do pluviógrafo (a esquerda) e do coletor de água de chuva (a direita). Na foto aparece o observador local (Marcelo Gil da Silva) que auxiliou os trabalhos de monitoramento no município de Bonito.

Figura 8.2: Dados isotópicos de δD e $\delta^{18}O$ da água de chuva da estação de coleta localizada nas adjacências da caverna Jaraguá, Bonito-MS. A reta no gráfico representa a Linha de Água Meteórica Global (LAMG).

Figura 8.3: Comparação entre a pluviosidade quinzenal, temperatura do ar e isotopia da água meteórica da estação montada em uma fazenda próxima a caverna Jaraguá na cidade de Bonito (MS).

Figura 8.4: Gráfico da vazão de gotejamento versus quantidade de chuva sobre a caverna no ponto de monitoramento 1 da caverna Jaraguá.

Figura 8.5: Gráfico da vazão de gotejamento comparada com a quantidade de chuva no ponto de monitoramento 2 da caverna Jaraguá.

Figura 8.6: Valores de temperatura medidos entre agosto de 2012 e julho de 2016 dentro e fora da caverna Jaraguá. Em azul claro (na parte superior do gráfico) estão os valores da temperatura do ar externo medidos na fazenda junto ao pluviógrafo, a curva em roxo representa a média móvel desses valores. Na parte inferior estão apresentadas as curvas de temperatura registradas logo na entrada da caverna (em preto), no meio do salão principal (vermelho) e na parte mais interna da caverna, onde foram coletados os espeleotemas (em azul). As posições dos registradores de temperatura da caverna podem ser observadas na **Figura 6.2**.

Figura 8.7: Valores de umidade relativa medidos entre agosto de 2012 e julho de 2016 na caverna Jaraguá. As posições dos equipamentos de medição dentro da caverna podem ser observadas na **Figura 6.2**.

Figura 8.8: Dados isotópicos de δD e $\delta^{18}O$ da água de gotejamento coletadas nos três pontos monitorados dentro da caverna Jaraguá. Em azul é também apresentado os resultados isotópicos da água da chuva coletada na fazenda onde se encontra a caverna. A linha representa a Linha de Água Meteórica Global (LAMG).

Figura 8.9: Gráfico da variação de acumulados quinzenais de chuva (barras em azul), isotopia da água da chuva (linha preta) e isotopia das águas de gotejamento dos pontos monitorados 1 (linha verde), 2 (linha azul) e 3 (linha vermelha) da caverna Jaraguá.

Figura 8.10: Gráfico do δ^{18} O da água de gotejamento do ponto P1 (em preto) da caverna Jaraguá e δ^{18} O do carbonato depositado sobre o vidro de relógio deixado sobre o respectivo gotejamento (em vermelho).

Figura 8.11: Gráfico do δ^{18} O da água de gotejamento do ponto P2 (em preto) da caverna Jaraguá e δ^{18} O do carbonato depositado sobre o vidro de relógio deixado sobre o respectivo gotejamento (em vermelho).

Figura 8.12: Gráfico do δ^{18} O da água de gotejamento do ponto P3 (em preto) da caverna Jaraguá e δ^{18} O do carbonato depositado sobre o vidro de relógio deixado sobre o respectivo gotejamento (em vermelho).

Figura 8.13: Medidas de temperatura da caverna Pau d'Alho obtidas na entrada e no interior da caverna.

Figura 8.14: Medidas de temperatura das cavernas Curupira obtidas na entrada e no interior da caverna.

Figura 8.15: Medidas de umidade relativa obtidas na entrada e no interior da caverna da caverna Pau d'Alho.

Figura 9.1: Estalagmites ALHO6 e CUR4 com suas respectivas idades. Figura modificada de Saito de Paula (2012).

Figura 9.12: Análise espectral pelo método do periodograma de Lomb para os registros de δ^{18} O das amostras ALHO6+CUR4. A análise foi realizada com o software PAST, as duas linhas vermelhas correspondem aos valores de p <0.001 e <0.005. Figura modificada de Novello et al. (2016a).

Figura 9.3: Registros isotópicos de δ^{13} C e δ^{18} O das estalagmites CUR4 e ALHO6. Os dados de δ^{13} C das estalagmites ALHO6 e CUR4 estão representados por curvas em vermelho e laranja, respectivamente. Os dados de δ^{18} O das estalagmites ALHO6 e CUR4 estão representados por curvas em preto e azul, respectivamente.

Figura 9.4: Correlação espacial das anomalias mensais de precipitação na América do Sul com as anomalias mensais de δ^{18} O da chuva de Cuiabá para os meses da estação de monção (novembro a março). Os dados de precipitação foram obtidos do GPCC V7 (Schneider et al., 2014) e os dados de δ^{18} O foram obtidos pelo programa da Agência Atômica Internacional (GNIP-IAEA) disponível em: <u>http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html</u>. As regiões sombreadas no mapa indicam locais onde a correlação foi significante (p<0.1). Figura extraída de Novello et al. (2016a).

Figura 9.5: Relação entre o δ^{18} O e δ D (SMOW) da água de diferentes reservatórios comparados com a Linha de Água Meteórica Glocal (LAMG). Valores isotópicos da água de chuva coletados pelo programa GNIP-IAEA em Cuiabá (preto), água da chuva coletada acima das cavernas durante as etapas de campo (azul) e águas de gotejamentos das cavernas Pau d'Alho (laranja) e Curupira (verde).

Figura 9.6: Correlação do δ^{13} C e δ^{18} O da estalagmite ALHO6.

Figura 9.7: Correlação do δ^{13} C e δ^{18} O da estalagmite CUR4.

Figura 9.8: Imagem de lâmina petrográfica da estalagmite ALHO6 obtida com auxílio de uma lupa para a contagem e medida de espessura das camadas.

Figura 9.9: Comparação entre os diferentes indicadores da estalagmite ALHO6. (a) Registro de δ^{13} C, (b) registro de δ^{18} O e (c) espessura de camadas. As áreas sombreadas demarcam os períodos em que as espessuras das camadas foram mais espessas. As principais erupções vulcânicas estão demarcadas sobre os dados de espessura de camadas.

Figura 9.10: (a) Registros de δ^{18} O das estalagmites ALHO6 (preto) e CUR4 (azul). A faixa em amarelo destaca o período do MCA e em azul o período do LIA. (b) Análise de ondeleta realizada para os registros de δ^{18} O das amostras ALHO6+CUR4. Análise realizada pelo software PAST (Hammer et al., 2001) com a função Morlet. As linhas em preto indicam 95% de nível de confiança. Figura modificada de Novello et al. (2016a).

Figura 9.11: Análise espectral pelo método de REDFIT realizada para o registro de δ^{18} O das estalagmites ALHO6+CUR4. Para essa análise foi utilizado o software PAST (Hammer et al., 2001), com os parâmetros: janela: 2; n° de segmentos: 3. Para melhor visualização os resultados foram separados para baixas frequências (entre variações decenais a centenárias) a esquerda e

altas frequências (variações interanuais) a direita. As linhas azul, vermelha e verde representam os níveis de confiança (chi2) de 90%, 95% e 99%, respectivamente. Figura modificada de Novello et al. (2016a).

Figura 9.12: Análise espectral pelo método do periodograma de Lomb para os registros de δ^{18} O das amostras ALHO6+CUR4. A análise foi realizada com o software PAST, sendo que as duas linhas vermelhas correspondem aos valores de p <0.001 e <0.005. Figura modificada de Novello et al. (2016a).

Figura 9.13: Análise de ondeletas cruzadas realizada entre o registro de δ^{18} O da amostra ALHO6 com a reconstituição da irradiância solar de Steinhilbert et al. (2009). A direção das setas para a esquerda (que ocorre durante a periodicidade de ~208 anos) é indicativo que os registros estão em anti-fase na respectiva periodicidade. A análise foi realizada com o software Matlab com as rotinas de programação de Grinsted et al. (2004).

Figura 9.14: Mapa da América do Sul mostrando a média anual de campo de ventos a 850hPa. A região em azul mostra a convecção de DJF relacionadas a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e ao Sistema de Monção Sul Americana (SMSA). A estrela é referente ao local das cavernas Pau d'Alho e Curupira. Os círculos mostram os locais dos demais registros discutidos aqui: 1- Caverna Cristais, correspondente ao registro de δ^{18} O da amostra CR1 (Vuille et al., 2012); 2- Registro de δ^{18} O do Lago Pumacocha (Bird et al., 2011); 3- Registro sedimentar de conteúdo de Fe de Lamy et al. (2001).

Figura 9.15: Comparação entre as anomalias de irradiância total (Irr, em W/m2, azul), o δ^{18} O da estalagmite ALHO6 e o registro de conteúdo de Fe do Chile (em cps, verde). Os dados foram filtrados pelo filtro passa baixa usando Gaussian kernel na janela próxima a 208 anos. Os dados da ALHO6 e conteúdo de Fe foram destendênciados com o polinômio de terceiro grau para filtrar a tendência presente durante os eventos MCA e LIA. As sombras em laranja (azul) destacam os períodos de irradiância acima (abaixo) da média que coincidem com menor (maior) δ^{18} O e maior (menor) conteúdo de Fe. Note que os eixos y para a irradiância e para o conteúdo de Fe estão invertidos.

Figura 9.16: Comparação entre o registro do MT (ALHO6+CUR4) com outros registros de δ^{18} O localizados na região do SMSA e com a temperatura do Hemisfério Norte (Moberg et al., 2005). Do topo para baixo são mostrados o registro lacustre dos Andes peruanos (Bird et al., 2011), o registro de δ^{18} O da estalagmite CR1 coletada na caverna Cristais do estado de São Paulo (Vuille et al., 2012) e o presente registro de δ^{18} O do estado do Mato Grosso (ALHO6+CUR4). Figura modificada de Novello et, al. (2016a).

Figura 10.1: Diagrama das idades e intervalo de deposição das estalagmites que estavam previamente datadas no Laboratório de Estudos de Sistemas Cársticos do IGc-USP. Figura extraída de Saito de Paula (2012).

Figura 10.2: Distribuição das idades ao longo do tempo das amostras que compõe o registro JAR.

Figura 10.3: Estalagmite JAR2 com as idades posicionadas. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

Figura 10.4: Estalagmite JAR7 dividida em três partes com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento. Nota: no gráfico "a" os dados são mostrados com as barras de erro, entretanto devido ao pequeno erro associado as datações e a escala de tempo abrangida pela amostra, o tamanho das barras de erro se tornam menores que os pontos.

Figura 10.5: Estalagmite JAR14 dividida em três partes com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

Figure 10.6: Estalagmite JAR13 dividida em duas partes com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

Figura 10.7: Estalagmite JAR6 com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

Figura 10.8: Registro isotópico de δ^{13} C e δ^{18} O das estalagmites coletadas na caverna Jaraguá. Cada cor representa os dados isotópicos de uma estalagmite. Assim, as estalagmites JAR4, JAR2, JAR7, JAR13 e JAR6 são representadas pelas cores: vermelho, preto, azul, laranja, vinho e verde, respectivamente.

Figura 10.9: Valores de δ^{18} O para uma mesma camada das estalagmites JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6. Cada cor representa uma estalagmite. O ponto "0" representa o eixo central das estalagmites, consequentemente, a sequência da numeração é referente aos pontos amostrados a partir do ponto central (ponto "0").

Figura 10.10: Valores de δ^{18} O e δ^{13} C para uma mesma camada das estalagmites JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6. Cada cor representa uma estalagmite.

Figura 10.11: Correlação de dados de δ^{18} O e δ^{13} C do registro JAR dos últimos ~33mil anos (4600 pontos).

Figura 10.12: Comparação entre o registro de δ^{18} O JAR, das estalagmites da caverna Jaraguá do estado do Mato Grosso do Sul com: registro de δ^{18} O da caverna Botuverá do estado de Santa Catarina (Cruz et al., 2005); registro lacustre da Bolívia (também indicativo de mais ou menos umidade com menor contagem γ indicando períodos mais úmidos, e vice-versa – Baker et al., 2001a); com o δ^{18} O dos espeleotemas das cavernas Cueva del Diamante/El Condor do Peru a oeste da Amazonia (Cheng et al., 2013a) e com o δ^{18} O da caverna Santiago no Equador (Mosblech et al., 2012).

Figura 10.13: Mapa da América do Sul com a localização dos registros paleoclimáticos discutidos neste capítulo. 1- Local da caverna Jaraguá (caverna deste estudo); 2- Caverna Botuverá (Cruz et al., 2005); 3- Caverna Santana (Cruz et al., 2006); 4- Salar Uyuni (Baker et al., 2001a); 5- Caverna Pacupahuaim (Kanner et al., 2012), Caverna Huagapo (Kanner et al., 2013) e Lagoa Pumacocha (Bird et al., 2011); 6- Laguna Bella Vista e Laguna Chaplin (Mayle et al., 2000); 7- Laguna La Gaiba (Whitney et al., 2011; Fornace et al., 2016); 8- Cueva del Diamante/El Condor (Cheng et al., 2013a); 9- Caverna Santiago (Mosblesh et al., 2012); 10-Lago Titicaca (Baker et al., 2001b; Fornace et al., 2014); 11- Caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011). As setas indicam a média anual de ventos a 850 hPa. A área em azul representa a precipitação anual média para os meses de DJF.

Figura 10.14: Comparação do δ^{18} O do registro JAR (média móvel de 11 pontos) com o δ^{18} O (média móvel de 7 pontos) do testemunho de gelo EDML da Antártica (EPICA members, 2010), δ^{18} O (média móvel de 4 pontos) de estalagmites da China (Dykoski, et al., 2005; Wang et al., 2001; Wang et al., 2005; Yuan et al., 2004) e δ^{18} O (média móvel de 7 pontos) do testemunho de gelo NGRIP da Groelândia (NGRIP members, 2004).

Figura 10.15: Comparação do δ^{18} O do registro JAR durante o evento H1 com os registros de δ^{18} O de cavernas dos estados de Minas Gerais e Bahia (Stríkis et al., 2015), δ^{18} O de cavernas da China (Zhang et al., 2014) indicador de monção do HN e registro de reflectância do testemunho sedimentar da Bacia de Cariaco (Deplazes et al., 2013) indicador de posicionamento da ZCIT.

Figura 10.16: Detalhe da comparação em torno do período referente ao evento AIM2. Registro JAR (média móvel de 9 pontos), testemunho de gelo EDML da Antártica (média móvel de 4 pontos) (EPICA members, 2010), refletância do testemunho da Bacia de Cariaco (Deplazes et al., 2013), δ^{18} O do testemunho de gelo NGRIP da Groelândia (NGRIP members, 2004) e IRD de testemunho sedimentar marinho (Abreu et al., 2003).

Figura 10.17: Registro isotópico de δ^{13} C e δ^{18} O das estalagmites coletadas na caverna Jaraguá. Cada cor representa os dados isotópicos de uma estalagmite. Assim, as estalagmites JAR4, JAR2, JAR7, JAR13 e JAR6 são representadas pelas cores: vermelho, preto, azul, laranja, vinho e verde, respectivamente. A linha tracejada demarca o valor do δ^{13} C médio (1.2‰) da rocha matriz da caverna Jaraguá.

Figura 10.18: Comparação entre o δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá com o δ^{18} O do testemunho de gelo EDML (EPICA members, 2010) da Antártica (representativo de variação de temperatura) e com a reconstituição do CO₂ atmosférico (Monnin et al., 2004).

Figura 11.1: Trincheira aberta no sedimento presente no fundo da caverna Jaraguá. Foto: Ligia

Maria Almeida Ribeiro.

Lista de Tabelas

Tabela 8.1: Valores da pressão parcial de CO₂ medidos na parte externa e interna da caverna Jaraguá. Os valores destacados em amarelo são referentes as medidas realizadas durante os meses mais quentes, caracterizados pelas maiores concentrações de CO₂ no interior da caverna.

Tabela 8.2: Tabela com os valores de CO₂ medidos nas cavernas Pau d'Alho e Curupira.

Tabela 10.1: Dados quantitativos das estalagmites (JAR4, JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6) que compõe o registro isotópico da caverna Jaraguá (registro JAR). A tabela contém o número de análises de δ^{13} C e δ^{18} O, número de idades U/Th, resolução temporal média do registro isotópico e intervalo em que as estalagmites cresceram.

Tabela 10.2: Valores do δ^{13} C de amostras de rocha coletadas ao longo da caverna Jaraguá, incluindo a parte externa da caverna.

Lista de Abreviaturas e Siglas

- δ^{13} C relação entre os isótopos de massa 12 e 13 do carbono
- δD relação entre os isótopos de massa 1 e 2 do hidrogênio
- δ^{18} O relação entre os isótopos de massa 16 e 18 do oxigênio
- AIM Antarctica Isopitice Maxima
- ACR Antarctica Cold Reversal
- ALHO sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Pau d'Alho
- AMO Atlantic Multidecadal Oscillation
- AMOC Atlantic Meridional Overturning Circulation
- AP Antes do presente
- AS América do Sul
- BA-evento Bølling-Allerød
- C3 e C4 Tipos de metabolismo de plantas
- EC Era corrente
- CUR sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Curupira
- CWP Current Warm Period
- D Deutério
- DIC Dissolved Inorganic Carbon
- DO Dansgaard-Oeschger
- EN El Niño
- ENSO El Niño Southern Oscillation
- EPICA European Project for Ice Coring in Antartictica
- G1, G2 e G3 gotejamentos 1, 2 e 3.
- GMWL Global Meteoric Water Line, o mesmo que LAMG
- GNIP Global Network of Isotopic Precipitation
- JAR sigla de nomenclatura das estalagmites provenientes da caverna Jaraguá
- JBN Jatos de Baixos Níveis
- H Heinrich event
- HN Hemisfério Norte

- HS Hemisfério Sul
- IAEA International Agency of Energy Atomic
- ICP-MS Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
- IGc-USP Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
- L1, L2 e L3 Loggers de medidas de temperatura e umidade relatica
- LAMG Linha de Água Meteórica Global
- LGM Last Glacial Maximum
- LIA Little Ice Age
- LIE-CPGEO Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geogronológicas
- LN La Niña
- $MS-Mato\ Grosso\ do\ Sul$
- MT Mato Grosso
- NGRIP North Greenland Ice Project
- NAO North Atlentic Oscillation
- NBS-18 Padrão internacional para análise isotópica em carbonatos
- NBS-19 Padrão internacional para análise isotópica em carbonatos
- P1, P2 e P3 pontos de gotejamento monitorados na caverna Jaraguá
- PDO Pacific Decadal Oscillation
- REI Padrão interno do LIE-CPGEO para análise isotópica em carbonatos
- SAM Southern Annular Mode
- SMOW Standard Mean Ocean Water
- SMSA Sistema de Monção Sul-americana
- SW Southern Westerlies
- TSM Temperatura da Superfície do Mar
- VPDB Vienna Pee Dee Belemniite
- YD-evento Yonger Dryas
- ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT Zona de Convergência Intertropical

Sumário

API	RESENTAÇÃO22
1	INTRODUÇÃO24
2	OBJETIVO27
2.1	Objetivos gerais27
2.2	Objetivos específicos27
3	CLIMA29
3.1	Sistema de Monção Sul-americana (SMSA) e Zonas de Convergência29
3.2	Padrões climáticos32
4	PALEOCLIMATOLOGIA
4.1	A forçante orbital no clima34
4.2	Eventos milenares
4.3	Paleoclima do Holoceno42
4.4	Paleoclima dos últimos milênios na América do Sul43
5	ISÓTOPOS EM ESPELEOTEMAS E A PRESERVAÇÃO DO SINAL
PAI	LEOAMBIENTAL
5.1	Fracionamento isotópico do oxigênio na atmosfera48
5.2 isote	Formação de estalagmites e preservação do sinal paleoambiental no registro ópico51
6	ÁREA DE ESTUDO E CLIMATOLOGIA LOCAL54
6.1	Localização das cavernas54
6.2	Aspectos geológicos da área de estudo55
6.3	Cavernas estudadas55
	6.3.1 Caverna Jaraguá

•••		-51011u1	20
6.4	Clima Re	egional	58
	0.5.5	Cavenna Curupira	50
	633	Caverna Curunira	58
	0.5.2	Cavenia I au u Anno	57
	632	Caverna Pau d'Alho	57

7 MÉTODOS	61
7.1 Coleta e preparação das estalagmites	61
7.2 Datação pelo método U/Th	61
7.3 Análises de δ ¹³ C e δ ¹⁸ O	63
7.4 Microestratigrafia das estalagmites	64
7.5 Análises estatísticas	64

8	MONITORAMENTO AMBIENTAL E ISOTÓPICO	65
8.1	8.1 Introdução ao monitoramento ambiental e isotópico	
8.2	Resultados do monitoramento da caverna Jaraguá e região ao redor	67
	8.2.1 Composição isotópica da água de chuva	67
	8.2.2 Vazão de gotejamento e efeito reservatório	69
	8.2.3 Microclima da caverna	71
	8.2.4 Composição isotópica da água de gotejamento e de espeleotemas recentes	74
8.3	9 Monitoramento das cavernas Pau d'Alho e Curupira	79

9 RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA BASEADA EM REGISTROS ISOTÓPICOS DOS ÚLTIMOS 1500 ANOS DE CAVERNAS DO MATO GROSSO....82

9.1 Geocronologia dos espeleotemas de cavernas do Mato Grosso	.82
9.2 Resultados isotópicos das amostras do Mato Grosso	.84
9.3 Interpretação dos dados isotópicos das amostras do Mato Grosso	.86
9.4 Microestratigrafia do espeleotema ALHO6	.90
9.5 Discussão das variações paleoclimáticas dos últimos 1500 anos no Mato Grosso	.92

10.1.1 Dados geocronológicos e escolha das estalagmites para estudo paleoclimático
10.1.2 Geocronologia e taxas de crescimento das estalagmites da caverna Jaraguá104
10.2 Resultados isotópicos das amostras do Mato Grosso do Sul109
10.3 Interpretação dos dados de δ^{18} O das amostras do Mato Grosso do Sul111
10.4 Discussão paleoclimática dos últimos 33 mil anos através do registro de δ^{18} O das estalagmites da caverna Jaraguá (registro JAR do estado do MS)114
10.5 Transição paleoclimática entre o LGM e Holoceno descrita através do registro de δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá125

12	REFERENCIAS1	.35
12	REFERENCIAS	1

ANEXOS

ANEXO I – Tabela das idades U/Th das estalagmites que compõe o registro isotópico do estado do MS

ANEXO II – Tabela das idades U/Th das estalagmites que compõe o registro isotópico do estado do MT

ANEXO III – Tabela com outras idades obtidas em espeleotemas do Centro-Oeste.

ANEXO IV – ARTIGO: NOVELLO, V. F.; VUILLE, M.; CRUZ, F. W.; STRÍKIS, N. M.; SAITO DE PAULA, M.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; KARMANN, I.; JAQUETO, P. F.; TRINDADE, R. I. F.; HARTMANN, G. A.; MOQUET, J. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports*, v. 6, 24762; doi: 10.1038/srep24762, 2016.

ANEXO V – ARTIGO: NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; STRÍKIS, N. M.; LAWRENCE EDWARDS, R.; CHENG, H.; EMERICK, S.; SAITO DE PAULA, M.; LI, X.; BARRETO, E. S.; KARMANN, I.; SANTOS, R. V. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports, em revisão*.

Apresentação

Este estudo envolveu a reconstituição paleoclimática desde o último máximo glacial com o uso de espeleotemas coletados em cavernas localizadas nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e abordou os seguintes tópicos: (1) reconstituição da variabilidade do Sistema de Monção Sul-americana (SMSA) para os últimos milênios com foco nos padrões de variabilidade de precipitação na escala de tempo de dezenas a centenas de anos; (2) caracterização da evolução do SMSA desde o último máximo glacial, verificando se houve ocorrência de eventos milenares; (3) quais foram os possíveis forçantes climáticas responsáveis pela variabilidade do SMSA em diversas escalas de tempo; (4) realização de monitoramento ambiental e isotópico nos sistemas cársticos onde as estalagmites desse estudo foram coletadas com o objetivo de avançar na compreensão dos processos geoquímicos responsáveis por preservar o sinal paleoambiental no registro geológico.

A tese é composta por dois artigos que estão nos anexos IV e V. O primeiro artigo foi publicado na revista *Nature Scientific Reports* e o segundo foi submetido para a mesma revista e estava em revisão no momento da impressão da presente tese. Os estudos abordados pelos artigos também estão discutidos ao longo do corpo deste volume em conjunto com dados e interpretações adicionais que não entraram nos artigos. O corpo da tese foi escrito nos modelos tradicionais, a revisão bibliográfica envolvendo o clima e o paleoclima está nos capítulos 3 e 4, respectivamente. Os conceitos teóricos utilizados para interpretação dos resultados são apresentados no capítulo 5. O capítulo 6 descreve a região de estudo, incluindo a descrição das cavernas, e as metodologias são apresentadas no capítulo 7.

No primeiro artigo (**ANEXO IV**), foi detalhado a reconstituição do SMSA durante os últimos 1500 anos para o estado do Mato Grosso com base no registro de δ^{18} O de estalagmites. Nesse artigo foi mostrado que o SMSA apresenta uma forte variabilidade periódica que ocorre na escala de centenas de anos associada a atividade solar, com aumento de chuvas na região em decorrência de maior irradiância. Esse fenômeno se sobrepõe a tendência de variação do SMSA direcionada pela temperatura do hemisfério norte, que por sua vez, foi a causa do período seco durante a Anomalia Climática Medieval e das condições úmidas ocorridas durante a Pequena Idade do Gelo. O capitulo 9 também discute os principais aspectos desse artigo, e nele são também apresentados os detalhes de cada estalagmite utilizada, assim como apresenta uma

breve discussão sobre outros indicadores paleoambientais das amostras, tais como o registro de δ^{13} C e de microestratigrafia.

No segundo artigo (**ANEXO V**), foi apresentado um registro de δ^{18} O de alta resolução de estalagmites do estado do Mato Grosso do Sul que abrange o período do último máximo glacial até o Holoceno médio. A partir desse registro, foi caracterizado que o período do último máximo glacial foi consideravelmente mais úmido em relação ao Holoceno médio na região. Anomalias climáticas foram claramente evidenciadas no registro durante os períodods dos eventos milenares Bolling-Allerod, Yonger Dryas, Dansgaard-Oeschger e eventos Heinrich (Hs), durantes esses eventos, o SMSA foi em geral fortalecido (enfraquecido) quando as altas latitudes do hemisfério norte estiveram mais frias (quentes). A discussão presente nesse artigo também está no capitulo 10 que também mostra um complemento do registro de δ^{18} O composto por mais três estalagmites que não foram discutidas no artigo.

O monitoramento isotópico e ambiental realizado na região das cavernas desse estudo durante aproximadamente quatro anos foi parcialmente publicados nos artigos em anexo (**ANEXOS IV e V**) e as séries completas dos dados são apresentadas e discutidas individualmente no capítulo 8.

Um importante registro de δ^{13} C foi obtido a partir das estalagmites do Mato Grosso do Sul, nesse registro é possivel inferir que ouve uma transição nas caracteristicas de solo e vegetação acima da caverna na transição do último máximo glacial para o Holoceno, essa discussão está no item 5 do capítulo 10.

1. Introdução

O Sistema de Monção da Sul-americana (SMSA) é o maior processo de convecção sobre a região tropical e subtropical da América do Sul (Jones & Carvalho, 2013) e é responsável por suprir água para os rios das bacias Amazônica e do Prata, que juntas, contém mais de 20% do fluxo de água doce do mundo (Dai & Trenberth, 2002). Dentro da região de domínio do SMSA, encontram-se uma grande diversidade de biomas, como por exemplo, a floresta amazônica, o cerrado e o Pantanal. Assim, o conhecimento da variabilidade do SMSA em longas escalas de tempo é fundamental os estudos relacionados a padrões climáticos, teleconexões com climas de regiões distais, mudanças climáticas globais, hidrologia, evolução da biodiversidade, entre outros temas.

Na escala de centenas de milhares de anos, a insolação de verão associado ao ciclo solar de precessão de ~23 mil anos tem sido considerada como o principal fator a modular a intensidade do SMSA. Essa interpretação foi baseada principalmente em dados de reconstituição paleoclimáticos de espeleotemas do sul e sudeste do Brasil (Cruz et al., 2005; 2006; 2007), assim como de registros paleoclimáticos da borda oeste do SMSA, a exemplo de espeleotemas do Peru (Cheng et al., 2013a) e dados lacustres da Bolívia (Baker et al., 2001a). Entretanto, as mudanças de paleo-precipitação sobre as regiões Nordeste e leste da Bacia Amazônica no Brasil possuem uma relação anti-fásica com a precipitação dos Andes, sul e sudeste brasileiros (Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013a). Esses trabalhos concluem que os padrões de paleo-pluviosidade associado a atividade da SMSA é mais complexo do que o descrito por exemplo para monções asiáticas, onde as mudanças de paleo-precipitação não demonstram grandes diferenças de padrão em resposta as variações de insolação de verão (Cheng et al, 2012).

Ao longo do período glacial foi documentada a ocorrência de eventos abruptos de mudanças de precipitação na América do Sul, cuja origem está associada as fortes mudanças na temperatura do Hemisfério Norte (HN) e no gradiente de temperatura da superfície do mar do oceano Atlântico (Wang et al., 2004; Cruz et al., 2009b; Strikis et al., 2015). Recentemente, novos estudos mostraram que condições climáticas da Antártica também desempenharam um papel importante nas condições climáticas das regiões tropicais da América do Sul (Kanner et al., 2012; Jomelli et al., 2014; Pedro et al., 2015). Apesar dos recentes avanços, ainda existem

lacunas a serem preenchidas nas interpretações paleoclimáticas da AS, por exemplo, há escassez de registros paleoambientais nas porções centrais da Amazônia, Brasil central e Centro-Oeste. Para essas regiões, ainda não é possível saber se a dinâmica das chuvas seguiu os padrões de insolação, e se seguiu, se a relação foi em fase ou em anti-fase, também não se sabe qual foi o impacto dos eventos milenares nessas regiões.

O presente estudo traz um conjunto de novos registros paleoclimáticos baseados em dados isotópicos de espeleotemas coletados em cavernas dos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, localizadas nas bordas norte e sul da região do Pantanal, respectivamente. Os perfis de dados de δ^{18} O desses espeleotemas são utilizados como indicadores da variação do SMSA dos últimos ~33 mil anos, os quais estão entre os registros de mais alta resolução e controle geocronológico produzidos na AS até então. A alta qualidade dos registros torna possível estudar os efeitos competitivos das mudanças de insolação de verão e das condições oceânicas nas mudanças de precipitação durante importantes períodos da história paleoclimática, como por exemplo, o período de transição do último máximo glacial para o Holoceno.

O estudo paleoclimático relativo às cavernas do Centro-Oeste foi iniciado na dissertação de Saito de Paula (2012), onde foi feita a primeira reconstituição do comportamento do SMSA, através de perfis isotópicos e elementos traços em estalagmites que cresceram ao longo dos últimos ~2 mil anos. Nesse trabalho foram utilizadas amostras coletadas na caverna Jaraguá, localizada no estado do Mato Grosso do Sul e na caverna Pau d'Alho, no Mato Grosso. A presente pesquisa veio dar continuidade aos estudos nessas cavernas com a datação de novas amostras e o refino cronológico de amostras previamente datadas por Saito de Paula (2012). As novas reconstituições paleoclimáticas tem como base a interpretação dos registros de δ^{13} C e δ^{18} O dos últimos ~33 mil anos obtidos a partir de estalagmites do Mato Grosso do Sul e dos últimos ~1500 anos em estalagmites do Mato Grosso.

Isótopos de oxigênio em espeleotemas, testemunhos de gelo e lagos vem sendo utilizados com sucesso como indicadores paleoambientais na AS (Cruz et al., 2005; Thompson et al., 2013; Bird et al., 2011). Entretanto, a assinatura isotópica da água da chuva está sujeita a uma série de fatores, como a quantidade de chuva, origem da umidade, altitude, caminho percorrido pelas massas de ar e efeitos da temperatura (Vuille et al., 2003), e por isso, há condições particulares de cada região que podem afetar o sinal isotópico da água da chuva que precisam ser quantizadas para uma interpretação precisa dos valores isotópicos. No que diz

respeito aos espeleotemas, condições do microclima da caverna envolvendo os valores de temperatura, umidade relativa e CO₂ podem também afetar a preservação do sinal isotópico (Lachniet, 2009). Assim, em conjunto com novos registros isotópicos obtidos para a reconstituição paleoclimática é necessário avançar no entendimento dos indicadores utilizados.

Como parte integrante deste doutorado foi monitorado o ambiente cárstico das referidas cavernas ao longo do período dos quatro anos da pesquisa, o que melhorou o entendimento dos indicadores paleoclimáticos apresentados. Na parte externa das cavernas foram monitorados a quantidade de chuva, a isotopia da água da chuva e a temperatura. No interior da caverna, pontos de gotejamento tiveram sua isotopia da água analisadas, juntamente com o carbonato precipitado sob esses pontos de gotejamento. Foram monitorados também: temperatura, umidade relativa, pressão de CO_2 e vazão de gotejamento. Dessa forma, objetivou-se caracterizar o ambiente de formação das estalagmites e identificar os controles ambientais sobre o sinal isotópico preservado nos espeleotemas.

2. Objetivos

2.1 Objetivos gerais

- Através de dados de δ^{18} O em estalagmites, reconstituir as mudanças de paleoprecipitação da região do Mato Grosso do Sul desde o último período glacial, identificando feições paleoclimáticas associadas às variações de insolação de verão e aos eventos milenares.

- Através de dados de δ^{18} O em estalagmites, reconstituir a paleoprecipitação em alta resolução (subdecenal a interanual) para a região do Mato Grosso durante os últimos 1500 anos.

2.2 Objetivos específicos

- Contribuir para reconstituição dos padrões de paleo-precipitação de períodos climáticos anômalos dos últimos milênios, como por exemplo, o período da Anomalia Climática Medieval (MCA, do inglês *Medieval Climate Anomaly*) e da Pequena Idade do Gelo (LIA, do inglês *Little Ice Age*).

- Identificar padrões de precipitação que ocorreram ao longo dos últimos milênios e conexões desses padrões com modos climáticos globais e forçantes climáticas associadas.

- Definir as mudanças abruptas de precipitação durante o período glacial e as que ocorreram na transição do último máximo glacial (LGM, do inglês *Last Glacial Maximum*) para o Holoceno com base no registro de δ^{18} O de estalagmites coletadas em cavernas do estado do Mato Grosso do Sul.

 Comparar os registros paleoclimáticos da região Centro-Oeste com os demais registros da América do Sul, de forma contribuir para discussão dos mecanismos e processos associados às mudanças climáticas de longo prazo na região sob o domínio da SMSA.

- Discutir as forçantes climáticas responsáveis pelas mudanças de precipitação durante eventos milenares ocorridos na América do Sul.

- Caracterizar a dinâmica do ambiente cárstico durante oscilações climáticas de grande escala com base no registro de δ^{13} C de estalagmites coletadas em cavernas do estado do Mato Grosso do Sul. - Realizar monitoramento isotópico e ambiental de cavernas do Centro-Oeste para avançar na compreensão dos processos geoquímicos no ambiente cárstico associados a alterações climáticas e ambientais, e com isso aprimorar a interpretação de registros de espeleotemas como indicadores ambientais.

- Verificar o efeito quantidade (*amount effect*) e outros efeitos de fracionamento na isotopia da água da chuva do Centro-Oeste.

- Através de monitoramento de parâmetros ambientais, geoquímicos e isotópicos, investigar a relação da assinatura do δ^{18} O da água da chuva com a da água de gotejamento dentro da caverna e com o δ^{18} O do carbonato secundário. De forma discutir também a influência do clima nos processos que atualmente regem as variações nos parâmetros geoquímicos dos espeleotemas.

3. Clima

3.1 Sistema de Monção Sul-americana (SMSA) e Zonas de Convergência

O regime de monções é responsável pela maior parte do acumulado anual de chuva nas regiões tropicais e subtropicais do globo, onde vive cerca de metade da população mundial. A palavra monção é derivada do termo árabe "malsim" cunhada por comerciantes e marinheiros que faziam o comercio entre Moçambique e a China para designar a reversão dos ventos que ocorria sobre o oceano indiano (Webster 1987). A definição clássica de monção se baseia na reversão dos ventos que ocorre como resultado da mudança sazonal do contraste barométrico entre a região continental e oceânica. As porções continentais do globo aquecem mais rapidamente que os oceanos durante o verão, formando centros de baixa pressão que favorece o deslocamento do ar marítimo (úmido) para o continente. Em contraposição, no inverno os oceanos apresentam-se relativamente mais quentes que os cortines e ocorre a inversão do gradiente de pressão, e consequente inversão na direção dos ventos, fazendo com que o ar passe a se deslocar do continente para o litoral (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007).

Na América do Sul a reversão dos ventos não é determinante a ocorrência da monção como ocorre na Ásia onde o termo foi primeiramente definido, entretanto o contraste termobarométrico entre a porção territorial e o oceano é significantemente maior durante o verão, o que propicia a maior entrada de umidade e a demarcação da estação chuvosa. Assim, o movimento das massas de ar sobre a América do Sul durante o verão, caracterizado pela entrada de umidade provinda do oceano é similar ao que ocorre em regiões clássicas de regime monçônico. Essa feição provoca altas pluviométricas na maior parte do território brasileiro entre os meses de novembro e fevereiro, que contrasta com a estiagem e queda da temperatura nos meses de inverno. A umidade proveniente do Atlântico no verão é reciclada pela floresta amazônica e transportada pelos ventos de nordeste até o flanco leste dos Andes, de onde é transportada através de jatos de baixos níveis (JBN) em direção a sul/sudeste do continente passando pelas regiões Centro-Oeste, Sudeste, Sul e parte do Nordeste (Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012). Esse processo convectivo, caracterizando verões úmidos e invernos mais secos é denominado de Sistema de Monção Sul-Americana (SMSA).

A principal estrutura interna do SMSA é uma banda alongada de nebulosidade de orientação noroeste/sudeste resultante da intensificação do calor e da umidade provenientes do encontro das massas quentes e úmidas da Amazônia e do Atlântico Sul com frentes frias vindas de sul (Carvalho et al., 2002). Essa estrutura, denominada Zona de Convergência do Atlântico

Sul (ZCAS) está associada aos maiores valores na pluviometria da porção central do Brasil durante o regime de chuvas de verão (**Figura 3.1**).



Figura 3.1: Mapa da América do Sul mostrando a média anual de campo de ventos a 850hPa. A região em azul mostra a convecção de DJF relacionadas a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e ao Sistema de Monção Sul Americana (SMSA) que inclui a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A circulação atmosférica que resulta no SMSA é parte integrante da dinâmica atmosférica global decorrente da circulação anticiclônica das regiões subtropicais oceânicas (Rodwell & Hoskins, 2001). Devido a maior temperatura e consequente baixa pressão atmosférica (em baixos níveis) há também ascendência das massas de ar sobre a região equatorial com consequente descendência nas latitudes de ~30° de ambos os hemisférios, como

parte de uma grande célula de circulação em ambos os hemisférios chamada de circulação Hadley. Devido ao balanço térmico e conservação de momento nas massas de ar, surgem anticiclones dentro da estrutura interna das células de Hadley (**Figura 3.2**) em decorrência da força de Coriolis gerada pela rotação da Terra. Com isso, as massas de ar que vão em direção ao equador (ventos alísios) são defletidas para oeste (e.g. Held & Hou, 1980). No domínio do SMSA, os JBN e a entrada de umidade para o continente pela região nordeste da América do Sul são componentes da circulação anticiclônica sobre o oceano Atlântico Sul (Rodwel & Hoskins, 2001), como pode ser observado na **Figura 3.2**.



Figura 3.2: Esquema de ventos horizontais na média de 850-hPa dos meses de DJF com função de fluxo para série de dados dos anos de 1989/90-1993/94. O intervalo do contorno é de 2×10^6 /s. Os contornos positivos são indicadas pelas linhas sólidas, o contorno zero está pontilhado e os contornos negativos tracejados. Figura extraída de Rodwell & Hoskins (2001).

A zona de confluência dos alísios determinará a posição de ascendência das massas de ar da circulação Hadley, propiciando uma zona de forte convecção denominada Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao redor do equador terrestre. A ZCIT tem seu deslocamento entre as latitudes 2°S-9°N sobre a região central dos oceanos Atlântico e Pacifico (Schneider et al., 2014). O seu posicionamento é determinado pela relativa intensidade dos ventos alísios e pela região de maior temperatura da superfície do mar (TSM) o que força sua migração para o hemisfério mais quente. Com os alísios de nordeste provenientes do HN intensificados em relação aos alísios de SE, a ZCIT se estabelecerá mais a sul, e para configuração oposta a posição predominante será para norte. A posição mais a sul da ZCIT ocorre nos meses de março,

abril e maio, o que eleva os índices pluviométricos na faixa equatorial do norte e nordeste do Brasil. A ZCIT influencia o SMSA, sendo a "porta de entrada" para a umidade que entra no continente vinda do Atlântico (Grimm & Tedeschi, 2009).

Na **Figura 3.2**, é possível observar que a circulação anticiclônica relativa à célula de Hadley no HS está "confinada" a norte pelas linhas de fluxo da região equatorial que definem a ZCIT, e a sul, pelo cinturão de ventos denominado de ventos de oeste do sul (SW do inglês *Southern Westerlies*).

3.2 Padrões climáticos

Estudos com registros paleoclimáticos na América do Sul sugerem forte influência de modos climáticos, como a Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO, do inglês *Atlantic Multidecadal Oscillation*) (Novello et al., 2012; Chiessi et al., 2009), a Oscilação Decenal do Pacifico [PDO, do inglês *Pacific Decadal Oscillation* (Mann et al., 2009)] e o Modulo Anular do Sul [SAM, do inglês *Southern Annular Mode* (Abram et al., 2014)]. Na sequência será descrito o impacto dos modos climáticos possivelmente mais influentes no clima da região Centro-Oeste.

O ENSO é um fenômeno oceânico-atmosférico originado no Pacífico, caracterizado por flutuações irregulares de fases quentes (El Niño - EN) e frias (La Niña - LN) e seus efeitos no clima da América do Sul são intensos e diretos na costa do Equador, Peru e norte do Chile, e indiretos (através de teleconecções atmosféricas) sobre a AS subtropical e nordeste do Brasil (Garreaud et al., 2009). A anomalia positiva de temperatura associada com o EN perturba as circulações Walker e Hadley sobre a AS e modula a entrada de frentes de onda que provoca perturbações atmosféricas sobre o Brasil, o que causa anomalias negativas de precipitação no Norte e centro-leste do Brasil e positivas no Sul e parte do Sudeste (Grimm et al., 2003).

Ambrizzi et al. (2004) fez uma discussão geral dos efeitos ENSO ao longo do território brasileiro e identificou, durante os eventos EN, fracas anomalias positivas de precipitação no estado do MT e fracas anomalias negativas de precipitação no estado do MS. Durante os eventos LN, ambos os estados são descritos pelo autor com anomalias negativas de precipitação. Garreaud et al. (2009) mostra uma correlação em fase entre as variações de precipitação e a oscilação ENSO (maior precipitação durante os eventos EN e menor durante os eventos LN) para região Centro-Oeste, com anomalias mais forte no estado do MS em relação ao estado do MT.

O modo climático tipo PDO é definido a partir dos componentes principais do Pacífico Norte, principalmente a TSM, e sua influência é frequentemente descrita como comportamento tipo ENSO com similar impacto na precipitação da América do Sul, mas com a metade da sua intensidade (Garreaud et al., 2009). Andreoli e Kayano (2005) consideram a PDO como a oscilação de baixa frequência (20-30 anos) responsável por modular a variabilidade ENSO, o que implica em eventos tipo EN (LN) mais intensos durante a fase positiva (negativa) da PDO.

No que diz respeito às condições do Atlântico, a oscilação tipo AMO é o principal modo a atuar na escala multidecenal, sendo caracterizado pela oscilação do gradiente de temperatura periódico entre 50 e 90 anos na porção central do Atlântico (Knight et al., 2006). Na sua fase positiva há predomínio de temperaturas mais quentes na porção norte em relação ao sul, favorecendo o posicionamento da ZCIT para norte. O contrário ocorre durante a fase negativa, o que torna a SMSA mais intensa (Novello et al., 2012). A influência do AMO no SMSA foi reportada em registros sedimentares marinhos da costa oriental da América do Sul (Chiessi et al., 2009) e por espeleotemas do Peru (Apaéstegui et al., 2014) e da região central da Bahia (Novello et al., 2012).
4. Paleoclimatologia

4.1 A forçante orbital no clima

Durante o período do Quaternário o clima terrestre sofreu influência dos ciclos orbitais (ciclos de Milankovitch) de excentricidade (~100 mil anos), obliquidade (~41 mil anos) e de precessão (~23 mil anos). Os ciclos orbitais são causados pela interação gravitacional entre o planeta Terra com os demais corpos do sistema solar e alteram o balanço de energia do planeta ao modular latitudinalmente a insolação incidente (Rudman, 2008).

A Terra apresenta uma órbita elíptica de raio variável ao redor do Sol, o ciclo de excentricidade se dá pela variação cíclica do desvio da elipse em relação a uma hipotética órbita circular (**Figura 4.1**). O ciclo de obliquidade, por sua vez, é determinado pelo deslocamento angular do eixo da Terra (**Figura 4.2A**) perante a eclíptica, o aumento do ângulo de inclinação aumenta o contraste entre inverno e verão. Já o ciclo de precessão é caracterizado por um movimento de giroscópio (**Figura 4.2B**) e provém que um dos hemisférios tenha maior incidência de insolação em relação ao outro aumentando o contraste climático sazonal (inverno/verão) inter-hemisférico (Raymo & Nisancioglu, 2003).



Figura 4.1: (A) Representação da órbita da Terra com excentricidade nula e (B) com excentricidade máxima. Imagens modificadas de NASA - Earth Observatory. As figuras são meramente ilustrativas e a excentricidade da elipse em B foi exagerada.



Figura 4.2: (A) Representação do deslocamento do eixo da Terra devido ao ciclo de obliquidade e (B) movimento de giroscópio causado pelo ciclo de precessão. Na figura "B" é possível notar que o um hemisfério recebe mais insolação em relação ao outro de forma dependente do posicionamento do planeta devido a precessão. Imagens modificadas de NASA - Earth Observatory.

A excentricidade tem um papel importante no efeito da precessão sobre a quantidade de radiação solar recebida pela Terra. A combinação entre a precessão e a excentricidade altera a posição orbital onde ocorrem os solstícios e equinócios pois a excentricidade modula a distância da Terra em relação ao Sol, enquanto que a precessão determina o hemisfério favorecido com mais insolação.

Como discutido no **item 3**, as monções de verão ocorrem com a entrada de ar úmido vindo dos oceanos para dentro do continente devido ao contraste barométrico entre ambos. No verão, a radiação solar mais forte causa aquecimento mais rápido no continente em relação ao oceano, essa relação é mais forte durante períodos orbitais de maior insolação o que favorece a intensificação da monção (Ruddiman, 2008).

A influência da insolação nas monções foi constatada por vários estudos paleoclimáticos em regiões afetadas por esse tipo de regime, tanto no HS (Baker et al., 2001a; 2001b; Cruz et al. 2005; 2006; Wang et a. 2004; Cheng et al., 2013a) como no HN (Wang et al., 2001; Dykoski et al., 2005). Esses estudos mostram uma relação anti-fásica dos sistemas de monção Sulamericana e Asiática, caracterizado pelo aumento (diminuição) de chuvas de verão no hemisfério onde ocorreu maior (menor) insolação (**Figura 4.3**). Nesses registros paleoclimáticos, foi possível observar também aumento/diminuição da amplitude do ciclo de 23 mil anos (precessão) na variação das monções decorrente da modulação desse ciclo pelo ciclo de excentricidade, que por sua vez, está mais proximamente ligado aos ciclos de glaciações observados nos testemunhos oceânicos que utilizam foraminíferos bentônicos como indicador de temperatura (**Figura 4.3**).



Figura 4.3: Registros de paleoprecipitação relacionado ao regime de monções no Brasil e na China. (a) o registro de δ^{18} O de foraminíferos bentônicos marcam os eventos glaciais do HN (Lisiecki; Raymo, 2005) correlacionado ao ciclo orbital da excentricidade; (b) curva de insolação média do mês de junho para a latitude 60°N; (c) compilação dos dados isotópicos de espeleotemas da China: cavernas Dongge, Hulu e Sanbao (Wang et al., 2001; Dykoski et al., 2005; Yuan et al., 2004); (d) curva de insolação média do mês de janeiro para a latitude 30°S (Cruz et al., 2006); (e) Registro isotópico de espeleotema das cavernas Santana-SP (preto) e Botuverá -SC (cinza) (Cruz et al., 2006). As linhas tracejadas marcam os períodos dos dois últimos eventos glaciais. Figura modificada de Stríkis & Novello (2014).

No Brasil a relação de aumento da intensidade da monção com a insolação foi bem descrito através dos espeleotemas de Santa Catariana (Cruz et al., 2005). Entretanto, a mesma relação não foi encontrada para as demais regiões. Registro de δ^{18} O de espeleotemas do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009) mostram relação inversa com o que foi observado em Santa Catariana, e espeleotemas da região na Bahia mostram fraca associação com a insolação com o padrão próximo ao que foi observado nos espeleotemas do Rio Grande do Norte (Barreto et al., 2016). Já em espeleotemas de Minas Gerais a relação com a insolação não é evidente (Stríkis et al., 2015). A comparação entre os registros de δ^{18} O dos espeleotemas do Rio Grande do Norte, Bahia, Minas Gerais e Santa Catarina pode ser observado para os últimos 30 mil anos na **Figura**

4.4. Já nos registros de δ^{18} O de espeleotemas do Perú (Cheng et al., 2013a) e Equador (Mosblech et al., 2012) a intensificação da monção com o aumento da insolação e vice-versa parece ocorrer somente durante os períodos glaciais.



Figura 4.4: Comparação entre os registros de δ^{18} O de espeleotemas de cavernas do (A) Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009), (B) Bahia (Barreto, 2010), Minas Gerais (Stríkis, 2015) e Santa Catarina (Cruz

et al., 2005). Os registros estão sobrepostos pelas curvas de insolação das respectivas latitudes aproximadas (Berger & Loutre, 1991). Note que a insolação em "C" e "D" estão com a escala invertida.

A curva de insolação de uma determinada latitude ao longo do tempo é construída a partir do calor recebido (normalmente referido em W/m²) calculado por modelos astronômicos (Berger & Loutre, 1991; Huybers, 2006; Laskar et al., 2011) e vem sido corriqueiramente utilizado em comparações nos estudos paleoclimáticos. Para a escala de tempo do Pleistoceno tardio e Holoceno, a curva de insolação proposta por Berger & Loutre (1991) é a mais utilizada.

O acoplamento entre a curva de insolação e os registros de paleo-monção é muitas vezes impreciso, pois entre um mês e outro a curva de insolação de uma determinada latitude tem uma defasagem de 2 mil anos, e por isso, alguns autores escolhem comparar os seus dados com a curva de insolação do mês que melhor se adapta aos dados. Esse critério subjetivo mostra, por exemplo, a necessidade de uma melhor explicação da relação existente entre insolação e o mecanismo de variabilidade da monção ao redor do globo o que demanda novos registros paleoclimáticos em novas regiões de estudo.

4.2 Eventos milenares

A característica paleoclimática mais marcante dos últimos 40 mil anos foi a deglaciação, que ocorreu após o Último Máximo Glacial (LGM – do inglês *Last Glacial Maximum*) há ~20 mil anos atrás. Esse período é caracterizado por uma transição de uma série de fatores que afetaram o clima da terra entre o LGM e o Holoceno, como: aquecimento de ~8°C na temperatura média global, forte retração das calotas polares, a elevação do nível do mar em ~120 m e o aumento de ~100 ppm no CO₂ atmosférico.

Na transição do LGM para o Holoceno ocorreram três eventos paleoclimáticos de larga magnitude em escala milenar denominados Heinrich 1 (H1), Bølling-Allerød (BA) e Yonger Dryas (YD). Estes são os mais intensos de uma sequência de eventos na escala milenar de aquecimentos e resfriamentos abruptos que ocorreram durante os períodos glaciais nos polos, denominados ciclos Dansgaard-Oeschger (DO). Os eventos quentes foram identificados no δ^{18} O dos registros de gelo da Groelândia e, por sua natureza abrupta, aparecem em "forma" de "U" no sinal isotópico (Dansgaard et al., 1993). No hemisfério oposto, aquecimentos em recíprocos denominados de Máximos Isotópicos da Antártica (AIM, do inglês *Antarctic Isotope Maxima*) foram identificados nos registros de δ^{18} O dos testemunhos de gelo da Antártica com fases de aquecimento e resfriamento mais suavizados, o que aparece no registro isotópica como um formato de "V" (EPICA members, 2006). Apesar de cada evento AIM ter um evento DO

associado (**Figura 4.5**), a relação de precedência ou simultaneidade entre eles não é bem determinada devido às incertezas geocronológicas.



Figura 4.5: Comparação entre os registros de δ^{18} O de testemunhos de gelo (a) EDML da Antártica (EPICA members, 2006) com o testemunho (b) NGRIP da Groelândia (NGRIP members, 2004). Figura adaptada de EPICA members (2006).

Registros sedimentares marinhos coletados na latitude de Portugal mostram concentrações de material sedimentar siliciclástico (IRD, do inglês para *ice-rafted debris*) proveniente da Groelândia que estariam associados a expansão da zona de derretimentos de icebergs provenientes das altas latitudes do HN durante episódios de frios extremos (Abreu et al., 2003). Esses episódios foram denominados de eventos Heinrich (Hs). Uma das teorias mais utilizadas para explicar os eventos Hs, é de que os mesmos resultam do enfraquecimento da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (*AMOC*, do inglês *Atlantic Meridional Overturning Circulation*), que levou a diminuição do calor transportado pelas correntes oceânicas dos trópicos para a região polar do HN, e consequentemente, resultou no esfriamento repentino que é característico desses eventos (Stocker & Johnsen, 2003; Toggweiller & Lea, 2010). Em contrapartida, o Atlântico Sul estaria relativamente mais quente durante os eventos AIM da Antártica. Com a posterior reativação (ou intensificação) da AMOC, o calor voltar a ser transportado para as altas latitudes do HN, ocasionando novamente, de forma abrupta, os eventos quentes DO identificados na Groelândia, ao passo que a Antártica volta a esfriar de forma gradativa (WAIS Divide Project Members, 2015).

Durante as fases frias do HN (eventos Hs), foi reportada uma intensificação da circulação ciclônica no HN, aumento dos ventos de nordeste, fortalecimento da circulação Hadley e do aumento do gradiente de temperatura oceânica com médias positivas estabelecidas preferencialmente na região tropical do HS (Chiang & Bitz, 2005). Todos esses fatores são favoráveis ao deslocamento para sul da ZCIT, o que aumentou a convecção na região tropical e subtropical da AS, o comportamento contrário foi observado durante os eventos quentes (DO). O forte impacto na precipitação da AS durante os eventos milenares foi confirmado em vários registros paleoclimáticos, como por exemplo, em registro lacustre Boliviano (Baker et al., 2011a), espeleotemas da costa leste dos Andes peruanos (Kanner et al., 2012) e dos estados da Bahia (Wang et al., 2004; Barreto, 2016), Minas Gerais (Stríkis, 2015; Strikis et al., 2015), Santa Catarina (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2006) e São Paulo (Cruz et al., 2006). Consequentemente, foi documentado comportamento anti-fásico da precipitação nas regiões tropicais entre os hemisférios devido a mudança meridional do posicionamento da ZCIT, por exemplo, a fases de intensificação do regime de monções na China coincide com fases de enfraquecimento desse regime na AS e vice-versa. Essa relação em anti-fáse da atividade das monções na Ásia com América do Sul pode ser observada durante os últimos 30 mil anos, através de respostas contrárias dos eventos milenares YD, BA, H1e H2 (Figura 4.6).



Figura 4.6: (a) registro de temperatura do HN com base em δ^{18} O do testemunho de gelo da Groenlândia (NGRIP members, 2004); (b) Picos de frio extremo com base em níveis de sedimentos siliciclásticos liberados pelo derretimento de icebergs em meio a sedimentos marinhos do Atlântico Norte (Bond *et al.*, 1992); (c) registros de monções asiáticas com base em δ^{18} O de espeleotemas da China (Cheng *et al.*, 2012); (d) variações do nível lacustre do Salar de Uyuni na Bolívia com base no espectro de radiação gama de testemunho lacustre (Baker *et al.*, 2001); (e; g; i) Variação das chuvas com base nas séries de δ^{18} O de espeleotemas do Rio Grande do Norte, Bahia e Santa Catarina, respectivamente; (f; h; j) Curva de insolação. As siglas YD, H1, H2 e BA delimitam os eventos Younger Dryas, Heinrich 1 e 2 e Bølling-Allerød, respectivamente. Figura modificada de Stríkis & Novello (2014).

4.3 Paleoclima do Holoceno

Ao se analisar os dados isotópicos nos testemunhos de gelo da Antártica e Groelândia (**Figura 4.5**), o Holoceno apresenta-se como um período relativamente "estável" sob o ponto de vista climático em comparação com os eventos registrados durante os períodos glaciais e deglaciais. Contudo, mesmo as pequenas variações encontradas no Holoceno se fazem importantes, uma vez que foi durante esse período em que a cultura humana se desenvolveu e se espalhou pelo planeta, fato muitas vezes direcionado por estresses climáticos. O exemplo disso é a ascensão e decadência das dinastias Qing, Ming, Song e Tang na China associadas a períodos úmidos e secos (Zhang et al., 2008).

A baixa insolação na AS durante o Holoceno médio é a provável causa de condições predominantemente secas desse período, como reportado em uma compilação de trabalhos paleoambientais, envolvendo indicadores paleoclimáticos e modelos de simulação entre as latitudes 0° e 40°S (Prado et al., 2013). Outras compilações de registros paleoclimáticos associados ao SMSA em diferentes altitudes da cordilheira dos Andes (Kanner et al., 2013; Bustamante et al., 2016) mostra o aumento progressivo de umidade seguindo o aumento de insolação de verão desde ~7 mil anos atrás até o presente. Em oposição, espeleotemas da região da Bahia e do Rio Grande do Norte mostram uma tendência de clima mais úmido no Holoceno Médio tendendo para seco no presente (Cruz et al., 2009; Barreto, 2010; Novello et al., 2012). Já a reconstituição da SMSA baseados em espeleotemas do norte de Minas Gerais (Stríkis et al., 2011) e modelos de simulação de precipitação (Wainer et al., 2014) para o Brasil não mostram a tendência imposta pela insolação de verão. Entretanto, partir dos dados dos espeleotemas de Minas Gerais foram interpretadas fortes mudanças na paleopluviosidade devido a ocorrência de eventos abruptos úmidos com duração de várias décadas até poucos séculos, os quais foram também associados a condições mais frias do HN (Stríkis et al., 2011).

De forma semelhante ao que ocorre durante os eventos Hs, mas em menor amplitude, o material detrítico transportado por icebergs é também encontrado nos testemunhos marinhos durante o Holoceno, o que também indica períodos anomalamente frios no HN, denominados de eventos Bond (Bond et al., 2001). Seguindo o mesmo princípio dos eventos milenares, as baixas temperaturas no HN propiciam o deslocamento da ZCIT para posições mais a sul, intensificando o SMSA. No Norte de Minas Gerais o aumento de precipitação foi registrado nos dados de δ^{18} O de estalagmites em períodos centrados em 2700, 4.400, 5500, 7500, 8200 e 9300 anos AP em resposta aos eventos Bond (**Figura 4.7**) (Stríkis et al., 2011). Dentre esses eventos,

dois tiveram mais destaque no SMSA, o evento ocorrido em 2700 anos AP (Bond 2) que teve forte impacto no aumento da precipitação no centro da Bahia (Novello et al., 2012) sendo evidenciado também em várias partes da AS (Chambers et al., 2007) e o evento ocorrido em ~8200 anos AP, que, por razões históricas, é conhecido na literatura como evento 8.2 (Cheng et al., 2009).



Figura 4.7: Comparação entre o registro de estalagmites do norte de Minas Gerais com o registro sedimentar marinho indicador dos eventos Bond: a) curva de variação de HSG (sigla em inglês para "hematite stained grain") referente à porcentagem de fragmentos de quartzo manteado por hematita desprendido no derretimento de icebergs (Bond et al., 1997); b) séries de δ^{18} O de espeleotemas do Norte de Minas Gerais. As barras em cinza delimitam os eventos Bond. A distribuição das idades e os erros são representados pelas barras laterais azuis. Figura extraída de Perreti, et al. (2015).

4.4 Paleoclimática dos últimos milênios na América do Sul

Três períodos climáticos têm destaque na literatura paleoclimática dos últimos milênios, principalmente por terem sidos identificados tanto em registros paleoclimáticos como em registros históricos. Tratam-se do período de aquecimento anômalo da região europeia durante ~900 e 1100 E.C. referido como Anomalia Climática Medieval (MCA, do inglês *Medieval Climate Anomaly*) e o posterior esfriamento ocorrido entre ~1500 a 1850 E.C., referido como Pequena Idade do Gelo (LIA, do inglês *Little Ice Age*), e o período pós-revolução industrial caracterizado pelo aquecimento global (CWP, do inglês *Current Warm Period*). Vuille et al. (2012) mostrou correspondência entre os registros paleoclimáticos baseados em δ^{18} O obtidos de diferentes sítios de estudo espalhados ao longo do eixo principal do SMSA durante esses três períodos (**Figura 4.8**). Em síntese, foram reportadas condições relativamente mais secas durante o MCA, mais úmidas durante o LIA e uma progressiva diminuição de precipitação iniciada no início do século que se estende até os dias de hoje (**Figura 4.8**). Novamente, essas condições paleohidrológicas apresentam boa correspondência com a variação de temperatura no HN, tendo como mecanismo controlador o posicionamento da ZCIT. Entretanto, esse padrão climático não foi homogêneo para toda a AS, e nem mesmo para toda região afetada pelo SMSA. Na região central da Bahia (Novello et al., 2012) e nordeste argentino (Coianiz et al., 2015; Guerra et al., 2015), regiões localizadas nas bordas opostas do SMSA, o período do LIA foi predominante seco. Ainda na Argentina, o período do MCA foi reportado como úmido e assim, está em antifase com o eixo principal do SMSA durante os períodos climaticamente anômalos mais importantes.



Figura 4.8: Na comparação entre os registros paleoclimáticos relativos a variabilidade do SMSA. (A) δ^{18} O da calcita lacustre do lago Pumacocha (Peru), (B) δ^{18} O de espeleotema da caverna Cascayunga (Peru), (C) δ^{18} O do testemunho de gelo Quelccaya (Peru) e (D) δ^{18} O de espeleotema da caverna Cristais (São Paulo). Os registros de δ^{18} O são comparados com a reconstituição da temperatura do Hemisfério Norte (em cinza) de Moberg et al. (2005). A localização dos registros mencionados com a distribuição da precipitação de verão é mostrada no mapa. Na tabela na parte inferior da figura, são referidos os nomes dos testemunhos paleoclimáticos, tipo de registro, coordenadas, elevação e suas respectivas referências. Imagens extraídas de Vuille et al. (2012).

Além das mudanças de temperatura no HN, existem outras forçantes descritas na literatura que podem ter afetado o SMSA no passado, como por exemplo, a atividade solar, vulcanismo, aerossóis atmosféricos, gases estufa, assim como de padrões de variabilidade atmosféricas e oceânicas. Muitas vezes é difícil determinar a real influência de cada forçante e

(ou) modo de variabilidade climática, uma vez que diferentes fatores interagem entre si na variabilidade espacial do SMSA. A seguir, serão descritas as características principais das forçantes solar e vulcânica. A descrição dos principais modos climáticos que podem afetar o clima da região Centro Oeste foi reportada o **item 3.2**.

Vários estudos relacionam o impacto de ciclos solares nas monções e (ou) em outros processos convectivos de larga escala (Bhattacharyya & Narasimha, 2005; Kodera, 2004; Kodera, Coughlin & Arakawa, 2007; Labitze; van Loon, 1995; Liu et al., 2009; Liu et al., 2012a; Liu et al., 2012b; van Loon, Meehl; Arblaster, 2004; van Loon, Meehl et al., 2007; Meehl, et al., 2003; Meehl, Arblaster; Branstator, 2008; Meehl, et al., 2009). Picos de atividade solar aumentam a energia recebida pelos oceanos nas latitudes tropicais e subtropicais que resulta em maior evaporação e umidade no ar disponível para ser transportada pelos ventos alísios para as zonas de convergência (Meehl et al., 2009). Isso, pode intensificar as circulações Hadley e Walker, fortalecendo os índices pluviométricos de regiões tropicais (van Loon, Meehl; Arblaster, 2004). Também ocorre a ação de *feedbacks* positivos de amplificação da influência solar, como por exemplo, a formação de nuvens, ionização da atmosfera e aquecimento estratosférico em virtude da maior produção e quebra de moléculas de ozônio (Meehl, Arblaster; Branstator, 2008; Meehl, et al., 2009). Modelos de simulação sugerem que o aquecimento estratosférico causado pela dinâmica de produção do ozônio seria o motor para o deslocamento dos jatos subtropicais do topo da troposfera mais para sul, que acompanha a expansão do ramo da célula de Hadley. A dinâmica da circulação Hadley no HS, por sua vez, seria responsável por modular o posicionamento da ZCIT na faixa equatorial e dos ventos de oeste (SW, do inglês Southern Westerlies) da porção sul nas regiões de latitude média (Varma et al., 2011). Em contrapartida, uma maior atividade solar aquece preferencialmente o HN em relação ao HS devido a maior área continental, o que provoca a diferença térmica inter-hemisférica e o deslocamento para norte da ZCIT, com isso, a atividade solar teria um impacto no SMSA que é o oposto ao mencionado anteriormente. Esse mesmo mecanismo, que relaciona a atividade solar com a temperatura no HN, foi utilizado para justificar a influência de ambos no SMSA para os últimos ~2 mil anos (Bird et al., 2011).

O vulcanismo atua como um eficiente mecanismo modulador no clima e também apresenta natureza estocástica (Trenberth & Dai, 2007; Ridley et al., 2015). O impacto desta forçante climática nas anomalias de precipitação nos trópicos vai depender da localização, época do ano e intensidade de cada evento de erupção vulcânica (Ridley et al., 2015). Vale ressaltar que o vulcanismo é um fator moderador de outras duas forçantes como a temperatura e atividade solar. Em um primeiro momento a erupção injeta uma grande quantidade de aerossóis na atmosfera bloqueando a radiação solar, consequentemente, esfriando o hemisfério onde ela ocorreu (Robock, 2000; Oman et al., 2006). Posteriormente, a radiação recebida pelos aerossóis aquece a estratosfera que impacta a circulação atmosférica regional. Por exemplo, para a região Centro-Oeste do Brasil, a erupção do Pinatubo entre 1991-1992 foi associada ao aumento da precipitação no estado do MS e diminuição no norte do estado do MT em comparação à média pluviométrica de 54 anos (Trenberth & Dai, 2007). É digno de nota que os aerossóis vulcânicos possuem curto tempo de residência na atmosfera, assim, seu efeito direto no clima dura apenas poucos anos, mas ainda assim, eles podem ser responsáveis por efeitos nos modos atmosféricos/oceânicos de variabilidade climática em escalas maiores (Shindel et al., 2003; Stenchikov et al., 2009; Mignot et al., 2011). Por exemplo, o aumento da frequência da atividade eruptiva pode ter sido uma das causas da anomalia climática ocorrida durante o LIA, cuja duração foi superior a 200 anos (Shindel et al., 2003).

5. Isótopos em espeleotemas e preservação do sinal paleoambiental

5.1 Fracionamento isotópico do oxigênio na atmosfera

O presente estudo se baseia na utilização das razões isotópicas do oxigênio (δ^{18} O) para a reconstituição paleoclimática, principalmente no que tange interpretações de variações de pluviosidade a partir de registros geológicos. Na sequência, é feita uma descrição da relação do δ^{18} O da precipitação com os processos naturais responsáveis pelo seu fracionamento.

A molécula de água, além de sua composição isotópica mais comum ($H_2^{16}O$), pode incorporar um hidrogênio de massa atômica 2 (D- deutério) no lugar do seu isótopo de massa atômica 1. Da mesma forma, o oxigênio de massa 16 pode ser substituído pelo de massa 18, pouco abundante. Uma molécula de água "pesada" seria expressa na natureza como $HD^{16}O$ ou $H_2^{18}O$. A razão isotópica é expressa em relação à um padrão, segundo a relação abaixo:

$$\delta = \frac{R_{amostra} - R_{padrão}}{R_{padrão}} \times 10^3 \%$$

Onde "*R*" é a razão medida entre o elemento mais pesado com relação ao elemento mais leve. O valor do δ , por ser um número fracionário, é representado em ‰ ou unidade per mil.

(*) Os isótopos de carbono ¹³C, também são representados desta formar e a sua relação com um padrão é referido como δ^{13} C.

Em um artigo intitulado: "Stable isotopes in precipitation", Dansgaard (1964) compilou os dados e interpretações, até então disponíveis, sobre a variação dos isótopos estáveis de hidrogênio e oxigênio na precipitação ao redor do globo. Até então, os resultados principais a respeito da interpretação da variação isotópica desses elementos eram:

- (1) Água doce tem menos isótopos pesados do que a água do mar (e.g., Gilfillan, 1934).
- (2) O oceano é o maior reservatório de água do planeta e apresentam boa uniformidade na isotopia entre as suas partes que são constantemente misturadas com a água doce (e.g.,Epstein & Mayeda, 1953).
- (3) A concentração do deutério e oxigênio 18 variam paralelamente (e.g., Friedman, 1953).

- (4) Os isótopos pesados na precipitação diminuem com a temperatura de condensação, o que reflete em:
 - (a) Variação na composição da precipitação durante processos individuais de esfriamento da atmosfera (e.g., Dansgaard, 1954).
 - (b) A concentração de isótopos pesados diminui com a aumento da latitude e altitude (e.g., Dansgaard, 1954).
- (5) A evaporação rápida pode "quebrar" a relação de paralelismo entre o deutério e oxigênio 18 mencionado em "(3)" (e.g., Craig, Boato & White, 1956).
- (6) A troca de moléculas entre as fases liquida e gasosa é importante na variação isotópica entre os reservatórios (e.g., Friedman, Machta & Soller, 1962).

Apesar de ser um trabalho antigo, as interpretações para a variação isotópicas do hidrogênio e oxigênio nas moléculas água por Dansgaard (1964) continuam válidas e foram comprovadas por uma série de estudos subsequentes, sendo base para a interpretação de isotópicos em registros paleoclimáticos.

A condensação é o fator determinante na composição isotópica da precipitação. Durante os sucessivos processos de condensação de água, a massa de ar perde preferencialmente os isótopos mais pesados, com isso, o valor de δ do vapor remanescente se torna progressivamente mais negativo com o aumento da condensação (precipitação) (Dansgaard, 1964). Na natureza, a condensação ocorre predominantemente associada à uma destilação Rayleigh, ou seja, um processo lento com imediata remoção da água condensada do vapor remanescente, o que provoca uma mudança maior do sinal isotópico na fração vapor/condensado do que os processos em que as duas fases estão em equilíbrio isotópico.

Basicamente, qualquer processo de precipitação é causado por alguma forma de esfriamento, consequentemente, a condensação nunca ocorre a uma temperatura constante e o δ^{18} O do condensado diminuirá com a temperatura (Dansgaard, 1964). O δ^{18} O anual médio da água precipitada segue uma relação aproximadamente linear com a temperatura do ar determinada pela expressão:

$$\delta^{18}O_m = 0.69t_a - 13.6\%$$

Onde o t_a é a temperatura do ar.

O papel da temperatura no fracionamento do oxigênio da água da chuva é suprimido pelo efeito da quantidade de precipitação (*amount effect*) nas regiões tropicais (Dansgaard, 1964; Vuille et al., 2003). Como mencionado anteriormente, os valores isotópicos irão diminuir o quanto maior for a condensação (precipitação), entretanto, em regiões tropicais, as altas temperaturas (que levem a maiores valores no δ^{18} O) coincidem com a estação chuvosa (que leva a menores valores no δ^{18} O). Com isso, a quantidade de chuva predomina no fracionamento isotópico perante o fracionamento causado pela temperatura. Já em regiões polares a temperatura é o fator dominante.

A evaporação rápida altera a composição isotópica da água fazendo com que o fracionamento ocorra em condições de não equilíbrio. O δD é mais sensível ao fracionamento cinético do que o $\delta^{18}O$ (Dansgaard, 1964), assim em processos fora do equilíbrio isotópico a relação entre δD e $\delta^{18}O$ é quebrada, e há um excesso de D em relação a ¹⁸O. Esse excesso de D pode ser utilizado para verificar se a precipitação ocorreu em equilíbrio isotópico, uma vez que, em equilíbrio isotópico, o excesso de D é igual a 0. A evaporação é alta em ambientes áridos (Ehhalt et al., 1963) podendo ser o fator dominante na alteração dos valores isotópicos, já em condições de alta umidade a troca isotópica entre as fases (e reservatórios) inibe o aumento de excesso de D (Friedman, Machta & Soller, 1962).

Em equilíbrio isotópico, relação entre o δD e $\delta^{18}O$ é uma reta descrita pela equação: $\delta D = 8*\delta^{18}O + 10$, em caso de evaporação, a inclinação da reta é <8 (Dansgaard, 1964). Em regiões onde o fator efeito quantidade é predominantes no fracionamento isotópico, e não há evaporação, a inclinação é ~8. A reta da equação $\delta D = 8*\delta^{18}O + 10$ é conhecida como Linha da Água Meteórica Global (LAMG ou *GMWL* do inglês Global Meteoric Water Line).

Com a dinâmica das massas de ar dentro do continente, outros fatores passam também a ser importante no fracionamento isotópico, como por exemplo, o efeito continentalidade e altitude. A umidade dentro do continente tem, normalmente, como fonte principal a umidade das massas de ar de origem oceânica. Essas massas de ar, ao se moverem através do continente perde água pela precipitação, fazendo com que o vapor de água remanescente fique progressivamente com menor teor de isótopos pesados. Esse efeito, é denominado de efeito continentalidade, e é um reflexo gerado pela destilação Rayleigh (Vuille et al., 2003). Uma vez que o vapor de água alcança uma barreira horográfica, o esfriamento adiabático e precipitação associada decorrente da ascensão das massas de ar irá também "retirar" os isótopos mais pesados do vapor de água, caracterizando o efeito de altitude na isotopia da mesma (e.g., Grabczak et al., 1983; Gonfiantini et al., 2001).

A composição isotópica da precipitação também pode mudar determinada pela mudança da fonte principal da qual a umidade é proveniente ou por causa da sazonalidade da precipitação (e.g., Charles et al., 1994; Cole et al., 1999).

Para a região tropical da América do Sul, modelos de simulação e dados isotópicos da água da chuva coletados pela Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA – do inglês *International Atomic Energy Agency*) mostram que o δ^{18} O da chuva é inversamente correlato com a quantidade de chuva (Vuille et al., 2003), sendo um clássico exemplo do efeito quantidade (Dansgaard, 1964). Também, os dados se mostram inversamente correlatos com a temperatura, a coincidência com a temperatura ocorre em decorrência que maiores temperaturas coincidem com a estação chuvosa, em contraposição, os períodos mais secos do ano também estão associados aos meses mais frios do inverno (Vuille et al., 2003). O único mecanismo físico possível relacionando a temperatura e o δ^{18} O na atmosfera determina relação em fase entre eles, assim, a relação oposta indica que os efeitos da temperatura no fracionamento isotópico das regiões tropicais da América do Sul são praticamente insignificantes.

No que diz respeito ao δ^{18} O de registros paleoclimáticos da região do SMSA, Vuille et al. (2012) mostrou que o δ^{18} O desses registros reflete principalmente a intensificação/enfraquecimento da monção e é, em geral, pouco associado a precipitação local. Isso é evidente quando se observa a relação entre os registros isotópicos durante os eventos climáticos anômalos, como o MCA, o LIA e atual período de aquecimento global, onde a maioria dos registros compilados por Vuille et al. (2012) são concordantes entre si.

5.2 Formação das estalagmites e preservação do sinal paleoambiental no registro isotópico

A rocha carbonática encaixante da caverna é solúvel e pode ser quimicamente atacada pela água meteórica, após esta ser acidificada ao passar pelo solo e ter solubilizado o CO₂ produzido pela decomposição da matéria orgânica e respiração de organismos. A acidificação da água ocorre principalmente com a formação do ácido H₂CO₃, o qual é transportado na forma de íons. Os processos de formação e dissociação do H₂CO₃ é descrito da seguinte forma:

$CO_{2(g)} \leftrightarrow CO_{2(aq)}$ $H_{2}O + CO_{2(aq)} \leftrightarrow H_{2}CO_{2(aq)}$ $H_{2}CO_{3(aq)} \leftrightarrow H^{+} + HCO^{-}_{3(aq)}$ $HCO^{-}_{3(aq)} \leftrightarrow H^{+} + CO^{2-}_{3(aq)}$

A solução ácida, por sua vez, irá dissolver a rocha da caverna. Após a interação com a matriz carbonática, a solução passará a ter pH entre 7.5 e 8.5, com carbono inorgânico dissolvido (DIC, do inglês *dissolved inorganic carbon*) principalmente no formato de bicarbonato (HCO⁻₃) (Meyer et al., 2014). A solução contendo $Ca^{2+}_{(aq)}$ e DIC é transportada através do aquífero carbonático por fraturas e (ou) condutos até a cavidade vadosa da caverna (e.g., Atkinson, 1977; White & White, 2005). No espaço "vazio" da caverna, a solução encontrará uma menor pressão parcial de CO₂ em relação ao da região do epicarste, o que favorece o escape de CO₂ para a atmosfera da caverna, assim como, pode ocorrer a perda de H₂O em casos que houver condições para evaporação. Esse processo resultará na precipitação da calcita (ou aragonita) dos espeleotemas. A precipitação desse carbonato secundário nas cavernas é descrita na equação:

$$Ca^{2+}(aq)+2HCO^{-3}(aq)\leftrightarrow CaCO_{3(s)}+CO_{2(g)}+H_2O$$

As concentrações do HCO⁻₃ provenientes da rocha que estão em solução são tipicamente na escala de partes por mil. Assim, o sinal isotópico relativo ao oxigênio da solução é dominado pela composição das moléculas de água de origem meteórica (Harmon, 1979; Dorale et al., 2009).

O efeito da variação da temperatura da caverna causa fracionamento isotópico entre a água e a calcita (ou aragonita) durante a sua deposição de cerca 0.24‰ por °C (Kim & O'Neil, 1997). No que diz respeito aos valores de δ^{18} O dos espeleotemas, a temperatura aproximadamente constante da caverna de regiões tropicais, faz com que as razões isotópicas do oxigênio da água de percolação estejam mais empiricamente associadas ao da água

meteórica, o que torna possível a interpretação das variações da composição isotópica do oxigênio das formações de calcita/aragonita como função de mudanças no regime de chuvas (Lachniet, 2009).

Os valores de δ^{13} C da solução são mais significantemente influenciados pela composição isotópica da rocha encaixante e pelos efeitos cinéticos do que o δ^{18} O e, principalmente, vinculados à contribuição dos valores isotópicos muito negativos do CO₂ do solo (Deines et al., 1974). O CO₂ do solo tem origem da respiração das raízes e oxidação microbacteriana, que contém uma proporção menor do carbono pesado ¹³C, e portanto torna o δ^{13} C do solo isotopicamente mais negativos (Baker et al., 2011). As mudanças do tipo de vegetação também podem ter influência nos valores de δ^{13} C do solo, e por conseguinte dos espeleotemas, devido a abundância relativa de plantas do tipo C3 (arvores) ou C4 (gramíneas), cujos valores médios do δ^{13} C são -26‰ e -12‰, respectivamente (Dorale et al., 1992; 1998). No caso de completa erosão do solo, os valores de δ^{13} C dos espeleotemas podem ser similares ao da rocha carbonática encaixante (Strikis, 2015; Utida, 2016).

6. Área de estudo e climatologia local

6.1 Localização das cavernas

A maior parte das estalagmites deste estudo é proveniente da caverna Jaraguá, localizada no município de Bonito (MS), borda sul da região do Pantanal. Também foram estudadas amostras das cavernas Pau d'Alho e Curupira, localizadas no município de Rosário Oeste (MT), borda norte do Pantanal. Os sítios de estudo do MT e MS estão a cerca de 650 km de distância um do outro (**Figura 6.1**).



Figura 6.1: Localização das cavernas estudadas. O ponto JAR é referente a caverna Jaraguá localizada no município de Bonito e o ponto ALHO é referente a localização das cavernas Pau d'Alho e Curupira da cidade de Rosário Oeste.

6.2 Aspectos geológicos da área de estudo

A área de estudo abrange cavernas localizadas nas partes setentrional (MT) e meridional (MS) da Faixa Paraguai. As formações carbonáticas estão geologicamente situadas na porção sudeste do Cráton Amazônico e fazem parte de sequências de metassedimentos dobrados e metamorfizados, por vezes cobertos por formações das bacias sedimentares pós-ordovicianas do Paraná, do Parecis e do Pantanal (Alvarenga & Trompete, 1993).

As cavernas estudadas do estado do MT (parte setentrional da Faixa Paraguai) estão inseridas no Grupo Araras, constituído de rochas carbonáticas que foram divididas em duas formações: a Formação Guia e a Formação Araras (Alvarenga; Trampete, 1993). A formação Guia constitui a porção inferior do Grupo Araras, com rochas calcárias predominantemente calcíticas e argilosas, sobrepostas a dolomitos róseos com estromatólitos estratiformes, recobertos por depósitos de talus, na transição para calcários maciços com laminação de argilas e ocorrência de intercalação de folhelhos (Nogueira, 2003). Já a Formação Araras, posicionado na porção superior do Grupo Araras, é constituído de rochas com composição predominantemente dolomítica de ambiente deposicional raso geralmente silicificados (Nogueira, 2003).

As cavernas estudadas no estado do MS estão em rochas encaixantes pertencentes a Formação Bocaina, inserida na porção meridional da Faixa Paraguai, que tem como feição geomorfológica mais importante a Serra da Bodoquena constituída de rochas do grupo Cuiabá (Campanha et al. 2011; Almeida, 1965, Boggiani, 1998; Gaucher et al. 2003). A Formação Bocaina é constituída predominantemente por dolomitos com estruturas sedimentares de águas rasas, com presença de estromatólitos e fosforitos no topo, caracterizada por apresentar pacotes carbonáticos mais espessos, em geral dolomitos silicosos brancos e maciços, por vezes oolíticos (Campanha et al. 2011).

6.3 Cavernas estudadas

6.3.1 Caverna Jaraguá

A caverna Jaraguá (21°05'S, 56°35'O), a principal caverna deste estudo, é onde foram coletadas as seis estalagmites que compõem o registro isotópico mais longo que abrange os últimos ~33 mil anos. Também nessa caverna foi desenvolvido o programa de monitoramento hidrogeológico mais longo e sistemático. Nesta cavidade existe uma grande quantidade e tipos de espeleotemas que foram depositados num amplo salão de cerca de 250 x 120 m que é acessado por uma pequena entrada situada no topo de um morro calcário (**Figura 6.2a**). A parte

inicial do conduto que leva ao salão principal é caracterizada por um declive íngreme com desnível de aproximadamente 17 m com o chão coberto por blocos abatidos (**Figura 6.3a**) que liga a um piso plano coberto por um sedimento fino (**Figura 6.3b**). Nesse ponto, a caverna apresenta uma grande quantidade de espeleotemas do tipo vela, alguns ainda com ativa deposição (**Figura 6.2b**).



Figura 6.2: Mapa da caverna Jaraguá (Bonito-MS). A parte cinza do mapa indica a região plana no setor mais profundo da caverna, onde foram coletados os espeleotemas. Nesse local, estão situados os três pontos de gotejamento monitorados (G1, G2 e G3), referidos no texto também como P1, P2 e P3. Os pontos S1 e S2 indicam as posições dos equipamentos de medição de vazão de gotejamento, os pontos L1, L2 e L3 indicam as posições dos data-loggers de temperatura e umidade. Fotos: (a) entrada da caverna; (b) e (c) medidor de vazão 1 e 2, respectivamente; (d) ponto de gotejamento 1; (e) ponto de gotejamento 2 com vidro de relógio; (g) medidores data-loggers de temperatura e humidade. Mapa modificado a partir de Karmann & Boggiani (1984).



Figura 6.3: Caverna Jaraguá. (a) Salão com piso formado por sedimento compactado no fundo da caverna e (b) salão de entrada caracterizado por uma pilha e blocos abatidos.

6.3.2 Caverna Pau d'Alho

A caverna Pau d' Alho (15°12'S, 56°48'O) é caracterizada por um conduto principal de poucos metros de largura, ligada a uma malha de condutos secundários, com alguns salões de abatimento (**Figura 6.4f**). O monitoramento de temperatura e umidade foi realizado na entrada de em um desses condutos de abatimetimento, a ~200 m da entrada (**Figura 6.4e**). Nesse ponto também foram coletadas estalagmites e instalados vidros de relógivo para coleta de carbonato recente. Na maior parte da caverna (conduto principal) corre um rio raso (**Figura 6.4d**).



Figura 6.4: Mapa da caverna Pau d'Alho. (a) Entrada da caverna vista pelo lado de fora; (b) entrada da caverna vista pelo lado de dentro; (c) local do de instalação do logger de temperatura e umidade relativa; (d) rio ao longo da caverna; (e) pilha de sedimento em um dos salões laterais da caverna. No ponto "e" foram coletadas os espeleotemas e foi monitorado a temperatura, umidade relativa e carbonato recente; (f) morfologia do conduto principal. Mapa modificado do IPECA (1994).

6.3.3 Caverna Curupira

A caverna Curupira (15°12'S, 56°47O) fica a 3.6 km da caverna Pau d'Alho. Sua entrada é situada no topo de uma elevação calcária bem vegetada que se destaca perante uma terreno plano, com dimenções de 3 m de largura por 5 m de altura. As amostras de espeleotemas foram coletadas no final da caverna, numa porção superior da galeria, acima de uma área alagada pela drenagem local.

6.4 Clima regional

A região Centro-Oeste é caracterizada por clima tropical úmido-seco ou tropical do Brasil Central e encontra-se no domínio morfoclimático do cerrado (Ab'Sáber, 1967), em uma paisagem transicional entre as florestas ao norte e ao leste. Devido a sua posição geográfica, está sob influência da massa de ar equatorial, das massas tropicais atlântica e continental e da massa polar atlântica. Essa relação de massas de ar implica em condições quentes e úmidas concentradas no verão e quentes e secas no inverno, com quedas pontuais de temperatura nesta última estação (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007).

A precipitação aumenta rápido durante os meses da primavera (setembro a novembro) e diminui rápido em abril. O período úmido e seco tem duração de 7 e 5 meses, respectivamente. As chuvas são mais concentradas entre dezembro e fevereiro e inicia-se quando a temperatura da estação é máxima (Gan et al., 2004).

Dentro de cada estação chuvosa, o Centro Oeste experimenta períodos anomalos úmidos e secos. Os períodos úmidos são associados com fluxo de massas de ar em baixos níveis do noroeste e leste dos Andes que convergem para a região oeste e central do Brasil. Períodos secos são associados ao aumento do fluxo de massas de ar provindas do Paraguai e norte da Argentina e anomalias de ventos de leste sobre o Brasil central (Gan et al., 2004).

Durante o inverno, parte da região sul do Centro-Oeste sofre diminuição da sua temperatura, com valores médios inferiores a 18°C em decorrencia da chegada de frentes frias vindas de sul. Já no verão, com a maior disponibilidade de energia e enfraquecimento das frentes frias, as massas de ar tropicais e equatoriais passam a ser predominantes e as temperaturas alcançam médias de 26°C (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007).

Em sua maior parte, a distribuição e a variabilidade das chuvas no Brasil estão associadas à atuação e à sazonalidade dos sistemas convectivos de macro e mesoescala, principalmente a frentes de sul que, aliado as linhas de instabilidade de nordeste, propiciam a formação da ZCAS que provoca o máximo de precipitação durante o verão. Contribuindo com os índices pluviométricos dessa estação, a massa equatorial continental tem sua atuação facilitada pelo aprofundamento da massa tropical continental propiciando o acúmulo de umidade no Centro-Oeste (Mendonça & Danni-Oliveira, 2007).

O município de Bonito (MS) apresenta o subtipo climático: Clima tropical do Brasil central com um a três meses secos. Sendo esses meses: junho, julho e agosto, período onde também ocorre as menores temperaturas com quedas acentuadas durante a noite. Apesar disso, os valores mensais médios na temperatura não apresentam significativa diferença em relação aos outros meses do ano, com inverno apresentando média térmica de ~20°C e verão ~26°C. Em Bonito a média pluviométrica anual é de ~1378 mm, com os mínimos pluviométricos observados nos meses de junho, julho e agosto, com média de ~61, 37 e 44 mm, respectivamente. Já os máximos pluviométricos acontece, geralmente, nos meses de novembro,

dezembro e janeiro, com valores médios de ~151, 184 e 188 mm, respectivamente (Figura 6.5a).

O município de Rosário Oeste (MT) apresenta o subtipo climático: Clima Tropical do Brasil central com quatro a cinco meses secos. Este subtipo climático é caracterizado pela redução dos totais pluviométricos durante a estação de inverno prolongado, entre maio e setembro. A cidade de Rosário Oeste, assim como a cidade de Cuiabá, por ser mais continental e estar situada em uma posição inferior do relevo, apresentam condições relativamente mais quentes em relação a outros municípios brasileiros de mesmo subtipo climático. A média térmica anual é de ~25.5°C com pouca diferença entre as médias mensais. A máxima temperatura absoluta pode chegar a 42°C. A média anual de precipitação é de ~1440 mm, com mínimos pluviométricos observado nos meses maio, junho, julho agosto e setembro, com médias de ~58, 12, 8, 11 e 57 mm, respectivamente. Por outro lado, os meses mais chuvosos são novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março, com valores de ~174, 214, 239, 234 e 213 mm, respectivamente (**Figura 6.5b**).



Figura 6.5: (a) Pluviogramas dos municípios de Bonito (MS) e (b) Rosário Oeste (MT), elaborados a partir de séries de dados de precipitação de 1968-2013 e 1966-2012, respectivamente. Dados obtidos em www.ana.gov.br.

7. Métodos

7.1 Coleta e preparação das estalagmites

As amostras de estalagmites utilizadas nessa pesquisa fazem parte do acervo de amostras do Laboratório de Sistemas Cársticos do IGc-USP e foram coletadas durante a pesquisa de Saito de Paula (2012).

As amostras foram coletadas preferencialmente em partes das cavernas com circulação mais restrita de ar e com pequenas variações de parâmetros ambientais como oscilação de temperatura, umidade e concentração de CO₂. Esse cuidado tem como objetivo evitar processos de mudança do sinal isotópico o por rápida degaseificação ou evaporação, fatores que se influentes, torna mais complexa a interpretação dos dados isotópicos nos espeleotemas (Fairchil et al., 2006). Geralmente é dada preferência para estalagmites do tipo vela, de formato cilíndrico, que apresentam uma estratigrafia mais adequada para a construção de registros paleoclimáticos.

As estalagmites coletadas foram cortadas através de uma serra de fio diamantado (modelo Well Diamond Wire Saws - 7230-480) e polidas longitudinalmente. Após o corte, pôde-se facilmente identificar o eixo de crescimento das amostras, feição utilizada para guiar amostragem isotópica e geocronológica.

7.2 Datação pelo método U/Th

O método geocronológico mais preciso para a geocronologia de espeleotemas é a técnica radiométrica de datação pela série de decaimento do urânio, mais especificamente pelo método U/Th (Edwards et al., 1987), o que permite datar espeleotemas formados próximo ao presente até aproximadamente 600 mil anos AP (Cheng et al. 2013).

O urânio, por ser solúvel é incorporado no CaCO₃ dos espeleotemas no formato do íon UO_2^{2+} . O ²³⁸U decai em uma série de elementos filhos, entre eles o ²³⁰Th, o isótopo de interesse nesse método. O Th, por sua vez, é praticamente insolúvel e não é incorporado na precipitação do carbonato, exceto quando ele é transportado junto com material detrítico fino, do tipo argilominerais. Na ausência de sinais de redissolução e recristalização, o sistema pode ser considerado fechado onde todo ²³⁰Th é proveniente do decaimento do U. Com isso, é possível estabelecer idades confiáveis com a medição das razões isotópicas de U e Th (com seus respectivos isótopos para correções da fração de Th proveniente dos argilominerais).

Para as análises U/Th, é extraído cerca de 0.15g de carbonato em pó das estalagmites com uma broca do tipo "dentista" acoplada a uma micro-retífica manual em furos sequenciais realizado em camadas perpendiculares ao eixo de crescimento das amostras (**Figura 7.1**). Os procedimentos para purificação e separação do U e Th são descritos em Edwards et al. (1987). Os procedimentos químicos para extração de U e Th em sala limpa e as análises pelo espectrômetro de massa foram realizados no laboratório de geocronologia do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade de Minnesota (EUA) e no laboratório do Instituto de Mudanças Ambientais Globais (Global Environmental Change) Xi'an Jiaotong da Universidade de Xi'an (China).



Figura 7.1: Face da amostra de estalagmite JAR6 depois de polida e amostrada para geocronologia e isotopia. Os furos horizontais são relativos a amostragem do carbonato em pó para as análises U/Th. As linhas mais finas seguindo o eixo de crescimento da estalagmite foram formadas pela amostragem sequencial dos furos realizados para a análise isotópica.

Resumidamente, em sala limpa, o carbonato em pó é dissolvido em ácido nítrico (14N HNO₃) e misturado com o *spike* (solução com ²³⁵U-²³³U-²²⁹Th em concentração/razão conhecida). A solução é levada para secagem em chapa quente após acréscimo de HClO₄. O resíduo dos béqueres é redissolvido em 2N HCl e na solução é adicionada algumas gotas de Fe concentrado. A extração do U e Th é feita a partir de um co-precipitado com o Fe, obtido através da titulação da solução com hidróxido de amônia até a mesma alcançar pH neutro. O precipitado resultante é centrifugado 3 vezes sendo lavado em cada etapa com água super limpa. O material

é redissolvido com 7N HNO₃ e transferido para colunas preenchidas com resina de troca iônica. Ao passar pela coluna, o Fe e elementos contaminantes são eliminados da solução ao acrescentar 7N HNO₃. Na mesma coluna, o U e Th são separados em eluições independentes. A fração Th é extraída com acréscimo de 6N HCl e o U é extraído com a adição de H₂O. As soluções obtidas são postas para secar com 7N HClO₄ e posteriormente dissolvidas e secas duas vezes com 14N HNO₃. Finalmente, o resíduo resultante é misturado a uma solução de água super limpa com 1% de HNO₃-HF.

Nessa solução final, são medidas as razões isotópicas do U e Th através espectrômetro de massa do tipo ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), Finnigan Neptune.

Nos espectrômetros, a solução é ionizada e medida automaticamente. As contagens dos isótopos de ²³⁵U, ²³⁴U e ²³³U são determinadas pela média de 1000 ciclos de medidas, os isótopos de ²³²Th, ²³⁰Th e ²²⁹Th foram medidos entre 500 e 800 ciclos, dependendo da concentração de cada isótopo de interesse. Os valores de fundo (*backgound*) provenientes do espectrômetro e dos reagentes químicos foram cuidadosamente medidos e subtraídos. As idades resultantes foram calculadas seguindo o que foi descrito por Edwards et al. (1987), considerando os valores de meia vida dos elementos e concentrações de *spike* de Cheng et al. (2013).

7.3 Análises de δ^{13} C e δ^{18} O

A amostragem para obtenção de perfis de δ^{13} C e δ^{18} O foram realizadas seguindo o eixo principal de crescimentos das estalagmites (**Figura 7.1**). Para perfis de mais alta resolução espacial, envolvendo amostragem em até de 0.1 mm, foi utilizado o micro-amostrador automático computadorizado, modelo MicroMill NW-100056 fabricado pela *New Wave Research*, acoplado a um sistema óptico composto por uma lupa binocular estereoscópica, modelo SZ61, da fabricante Olympus, com câmera de vídeo acoplada. Esse equipamento foi utilizado para obtenção de perfis isotópicos dos últimos milênios. Para os demais registros de estalagmites foi utilizado o micro-amostrador analógico modelo Sherline 5400 que permite uma resolução espacial de amostragem de 0.4 mm.

O pó de carbonato amostrado em cada ponto (cerca de 0.2 mg) foi analisado no laboratório de isótopos estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIESP-CPGEO) do IGc-USP, com a utilização de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo DeltaPlus Advantage, Thermo Finningan. O procedimento para análise das razões dos isótopos de O e C consiste na extração do dióxido de carbono (CO₂) liberado a partir da hidrólise ácida do CaCO₃ com H₃PO₄ a uma concentração próxima de 100% em um reator sob temperatura controlada a \sim 72°C. O CO₂ liberado é transportado por um gás de arraste neutro (He) para o acessório tipo

Finnigan Gas Bench, onde é separado do vapor d'água dentre outros gases por um sistema de cromatografia gasosa. O CO₂ resultante é ionizado e acelerado para a separação por massa, assim obtém-se as medidas das razões ${}^{12}C^{18}O_2/{}^{12}C^{16}O$ e ${}^{13}C^{16}O/{}^{12}C^{16}O$.

Nas etapas analíticas foram utilizados os padrões internacionais NBS-18 (que apresenta valores de δ^{18} O e δ^{13} C de -23.2‰ e -5.0‰, respectivamente) e NBS-19 (que apresenta valores de δ^{18} O e δ^{13} C de -2.2‰ e 1.95‰, respectivamente) (Friedman et al., 1982; Hud, 1987; Stichler, 1995; Coplen et al., 2006). Também foi utilizado o padrão REI, produzido no próprio laboratório a partir de uma estalagmite coletada na caverna Rei do Mato de Minas Gerais, cujos valores de δ^{18} O e δ^{13} C são de -7.8‰ e -7.9‰, respectivamente. Os dados de δ^{18} O e de δ^{13} C são expressos em ‰ (parte per mil) referentes ao valor absoluto do padrão internacional VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), próprio para rochas carbonáticas. Tanto o padrão nacional quanto os dois internacionais apresentam diferenças na reprodutibilidade dos seus valores menores que 0.2‰.

7.4 Microestratigrafia das estalagmites

A contagem e medição de laminação das estalagmites foram feitas a partir de lâminas petrográficas confeccionadas com tabletes cortados e polidos com dimensões aproximadas de 5x2.5x0.8 cm, que foram retirados da porção central dos espeleotemas. As lâminas foram fotografadas com luz transmitida através de uma câmera CCD acoplada a uma lupa binocular Zeiss modelo Steni SV 11, equipada com polarizador de luz. As camadas foram contadas e medidas a partir dessas fotos utilizando o software Corel Draw.

7.5 Análises estatísticas

Para determinação das periodicidades nas séries de dados, foi utilizado o algoritmo de peridiograma de Lomb (Press et al., 1992) e REDFIT (Schulz & Mudelsee, 2002). Ambos os algoritmos foram implementados através do software PAST v.3 (Hammer et al., 2001).

Para a localização dos eventos periódicos na série temporal foi utilizada análise de ondeletas (Torrence & Compo, 1998), implementada através do software PAST v.3. Para a correlação de periodicidades entre duas séries distintas foi utilizado a transformada de ondeletas cruzadas e raiz de coerência de ondeletas com base no algoritmo de Grinsted et al., 2004 implementadas pelo software MathLab.

8. Monitoramento ambiental e isotópico

8.1 Introdução ao monitoramento ambiental e isotópico

Com objetivo de verificar a relação entre a composição isotópica da água da chuva com o clima foi realizado monitoramento pluviométrico e isotópico da água da chuva nas regiões das cavernas estudadas. Dentro da caverna, foi realizado o monitoramento da temperatura, umidade relativa e concentração de CO₂. Esses parâmetros foram utilizados na discussão de possíveis efeitos que os mesmos tiveram nas variações isotópicas do carbonato recém precipitado.

Com a medida da variação da vazão de gotejamento em dois pontos da caverna Jaraguá, foi possível estimar o tempo de resposta da hidrologia do sistema cárstico em relação aos eventos de chuva.

A caverna Jaraguá, localizada do município de Bonito (MS), foi escolhida para ser monitorada pois se trata do local de origem da maior parte dos espeleotemas desse estudo. Próximo à caverna foi instalado um coletor de água de chuva, pluviógrafo e termôhigrógrafo (**Figura 8.1**). Dentro da caverna, foram escolhidos três pontos de monitoramento, nesses locais foi feita coleta de água de gotejamento e carbonato recente precipitado em anteparos artificiais (vidros de relógio), substituídos periodicamente. Os dados de temperatura e umidade foram medidos continuamente em três locais, próximo à entrada, no meio e na parte mais interna da caverna. Dois equipamentos de medida de vazão de gotejamento foram instalados próximos aos demais pontos de gotejamento mencionados. A disposição dos equipamentos na caverna Jaraguá pode ser observados na **Figura 6.2**. Medidas de concentração de CO₂ foram tomadas durante as visitas de campo.



Figura 8.1: Imagem do pluviógrafo (a esquerda) e do coletor de água de chuva (a direita). Na foto aparece o observador local (Marcelo Gil da Silva) que auxiliou os trabalhos de monitoramento no município de Bonito.

O monitoramento em Bonito foi iniciado no segundo semestre de 2011 e encontra-se em andamento. Nesse tempo os trabalhos foram parcialmente interrompidos entre os anos de 2014 e 2015. As coletas de água de gotejamento e da água da chuva ocorreram a cada 15 dias. As viagens de campo para coleta de dados dos equipamentos eletrônicos e medidas de CO₂ foram realizadas a cada três ou quatro meses.

O monitoramento também foi executado nas cavernas Pau d'Alho e Curupira do município de Rosário Oeste (MT). Nessas cavernas foram instalados medidores eletrônicos de temperatura e umidade na entrada e nos salões onde os espeleotemas foram coletados. Já, as coletas de água de gotejamento ocorreram somente durante as visitas de trabalho de campo.

As águas de gotejamento e chuva foram coletadas em frascos de polipropileno Nalgene de 8 ml e 30 ml, respectivamente. Os valores de δ^{18} O e δ D das coletas foram obtidos no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília através do equipamento Picarro L2120-i Analyzer, com a utilização de cerca de 2 ml de amostra para análise.

O coletor de água de chuva foi construído a partir de um galão de polipropileno de 9L envolto em alumínio, onde foi acoplado a um funil de 258 mm de diâmetro feito do mesmo material. Uma fina mangueira com 1,5 m de comprimento foi conectada ao galão para expelir o excesso de água e uma bolinha de tênis de mesa foi colocada dentro do funil para impedir a evaporação. Esse coletor segue o molde proposto pela Agência Internacional de Energia Atômica.

Para a coleta do carbonato precipitado foram introduzidos vidros de relógio centralizados à baixo dos respectivos pontos de gotejamento onde foram coletadas as amostras de água. O carbonato depositado sobre os vidros de relógio foi analisado isotopicamente da mesma forma que os espeleotemas, nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Os medidores de temperatura e umidade são da marca HOBO, modelo U32-001. A vazão de gotejamento foi medida pelo equipamento STALAGMITE com software e eletrônica de aquisição de dados da *TinyTag Data Loggers*. No pluviógrafo foi utilizado o contador de eventos (que também mediu a temperatura) do tipo HOBO modelo UA-003-64. Para as medições de concentração de CO₂ no ar da caverna, assim como da atmosfera externa, foi utilizado o medidor multiparâmetro da fabricante Texto modelo 435-4 acoplada a sonda IAQ.

8.2 Resultados do monitoramento da caverna Jaraguá e região ao redor

8.2.1 Composição isotópica da água de chuva

No total foram obtidas 66 análises isotópicas de $\delta D e \delta^{18}O$ da água da chuva coletada próximo a caverna Jaraguá. Na **Figura 8.2**, pode ser observado que estes valores estão distribuídos próximos da Linha de Água Meteórica Global (LAMG, ver **item 5.2**). Esse resultado indica que praticamente não há excesso de deutério na isotopia da água e, portanto, não houve processo de evaporação significativo associado à chuva da região. Essa relação também é um bom indicativo de que a região recebe a maior parte da umidade de uma única fonte, já que fontes distintas possuem diferentes assinaturas de excesso de deutério.



Figura 8.2: Dados isotópicos de δD e $\delta^{18}O$ da água de chuva da estação de coleta localizada nas adjacências da caverna Jaraguá, Bonito-MS. A reta no gráfico representa a Linha de Água Meteórica Global (LAMG).

Pode-se observar na **Figura 8.3** que o δ^{18} O da água meteórica é mais negativo durante os meses de maior pluviosidade e temperatura. Essa relação é uma clara evidência de que o *amount effect* (efeito quantidade) é o principal modulador das variações isotópicas da água da chuva, como descrito no **item 5.2**. Este resultado está em acordo com o uso do δ^{18} O meteórico em reconstituições de variação de quantidade de precipitação para a região do SMSA, como descrito por Vuille et al (2003; 2012).



Figura 8.3: Comparação entre a pluviosidade quinzenal, temperatura do ar e isotopia da água meteórica da estação montada em uma fazenda próxima a caverna Jaraguá na cidade de Bonito (MS).

8.2.2 Vazão de gotejamento e efeito reservatório

Os dados da vazão de gotejamento monitorada em dois gotejamentos dentro da caverna Jaraguá são comparados com os dados de chuva acumulada quinzenalmente nas **Figuras 8.4** e **8.5**. É interessante notar uma dinâmica de gotejamento significativamente distinta entre os dois pontos monitorados que estão a cerca 10 m um do outro. No gotejamento 1, a vazão de gotejamento começa a decrescer logo após o final da estação chuvosa dos anos de 2011/2012 e permanece nessa tendência até o final da estação chuvosa de 2013, quando os valores rapidamente aumentam (**Figura 8.4**). As vazões decrescem de forma mais gradual do período chuvoso de 2013/2014 até 2015. Em resumo, parece existir um padrão caracterizado por aumento rápido de gotejamento após o início da estação chuvosa, seguido de gradual diminuição no gotejamento ao longo da estação seca. No entanto, o gotejamento nesse ponto monitorado não cessa mesmo com estiagem de vários meses, como por exemplo, a que ocorreu entre setembro e dezembro de 2012.


Figura 8.4: Gráfico da vazão de gotejamento versus quantidade de chuva sobre a caverna no ponto de monitoramento 1 da caverna Jaraguá.

No ponto monitorado 2 (**Figura 8.5**), nota-se que a resposta à vazão de gotejamento em relação a recarga meteórica é mais rápida. A vazão aumente quase que instantaneamente após eventos de chuva e rapidamente diminui num prazo de poucos dias. Também há ocorrência de leves aumentos de gotejamento sem que haja uma recarga externa, o que indica influência de uma dinâmica estocástica da retenção e esvaziamento de água no reservatório cárstico. Também nesse ponto, não ouve interrupção do gotejamento, mesmo em períodos de pouca ou nenhuma chuva.



Figura 8.5: Gráfico da vazão de gotejamento comparada com a quantidade de chuva no ponto de monitoramento 2 da caverna Jaraguá.

Algumas conclusões podem ser obtidas a partir do monitoramento do gotejamento desses dois pontos da caverna Jaraguá: 1) essa caverna apresenta ao menos dois sistemas reservatórios com distintas características de armazenagem e esvaziamento de água; 2) os gotejamentos são permanentes mesmo com ausência de chuvas. Com isso, algumas implicações paleoclimáticas podem ser constatadas. O fato de não haver parada nos gotejamentos mostra que o reservatório da caverna mantém a água armazenada por mais de uma estação chuvosa. Com isso ocorre mistura da água da estação úmida atual com a água dos períodos úmidos prévios, o que leva a suavização dos valores isotópicos da água de gotejamento ao longo dos anos, em decorrência, não é possível identificar variações isotópicas intrasazonais. Pelo fato de cada gotejamento responder a uma rota de fluxo própria, é de se esperar que a isotopia da água de diferentes pontos apresente diferenças nos seus valores na escala intrasazonal/anual, já que a mistura da água atual com a água remanescente se dará a uma taxa diferente em cada gotejamento.

A variação na taxa de gotejamento também pode afetar a precipitação dos espeleotemas. Um gotejamento rápido tende a lavar a superfície de deposição não permitindo que a solução entre em equilíbrio com a atmosfera da caverna e dificultando a precipitação do CaCO₃ (Mühlinghaus et al., 2007). A formação dos espeleotemas é dependente da saturação de CaCO₃ na solução de percolação, que por sua vez, pode ser dependente do tempo de residência da solução no reservatório. Em certas condições, a solução ainda chega com pH ácido dentro da zona vadosa e corroem os espeleotemas ao invés de formá-los (Lachniet, 2009). Entretanto, não se observou nenhuma corrosão nos espeleotemas da caverna Jaraguá, embora tenham sido registrados períodos de alguns meses sem precipitação de carbonato nos pontos monitorados.

8.2.3 Microclima da caverna

Ao longo de mais de 4 anos de monitoramento foi possível constatar que a variação da temperatura interna da caverna Jaraguá é inferior a 2°C, enquanto que a amplitude da variação externa foi de aproximadamente 45°C (**Figura 8.6**). A temperatura da caverna tende a refletir a média das temperaturas externas, o que manteve a temperatura interna sempre próxima de 21.9°C. A variação máxima detectada (~2°C) pode causar uma variação nos valores de δ^{18} O dos espeleotemas precipitados de ~0.4‰ (Kim & O'Neil, 1997).



Figura 8.6: Valores de temperatura medidos entre agosto de 2012 e julho de 2016 dentro e fora da caverna Jaraguá. Em azul claro (na parte superior do gráfico) estão os valores da temperatura do ar externo medidos na fazenda junto ao pluviógrafo, a curva em roxo representa a média móvel desses valores. Na parte inferior estão apresentadas as curvas de temperatura registradas logo na entrada da caverna (em preto), no meio do salão principal (vermelho) e na parte mais interna da caverna, onde foram coletados os espeleotemas (em azul). As posições dos registradores de temperatura da caverna podem ser observadas na **Figura 6.2**.

Nos mesmos locais da caverna onde foram medidas as temperaturas foram também medidas a umidade relativa do ar. Durante os 4 anos de monitoramento, a umidade relativa dentro da caverna permaneceu praticamente constante em 100% (**Figura 8.7**). Isso indica

ausência de processos de evaporação dentro da caverna, o que proporciona que a precipitação do carbonato ocorra próximo ao equilíbrio isotópico.



Figura 8.7: Valores de umidade relativa medidos entre agosto de 2012 e julho de 2016 na caverna Jaraguá. As posições dos equipamentos de medição dentro da caverna podem ser observadas na **Figura 6.2**.

As medidas de concentração de CO_2 foram tomadas dentro e fora da caverna durante a maioria das visitas de trabalho de campo e são apresentadas na **Tabela 8.1**. Pode-se constatar por estes dados que a atmosfera da caverna apresenta concentrações sempre superiores aos valores externos, estes últimos condizentes com a média atmosférica global (~ 400 ppm). Altas concentrações de CO_2 no ambiente da caverna tende a inibir a degaseificação rápida (caracterizada pela perda de CO_2) da solução percolante, processo que acelera a taxa de precipitação de CaCO₃. A degaseificação rápida também pode acarretar na alteração dos valores de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ nos espeleotemas (Feng et al., 2012, Stríkis, 2015).

Foi constatado que os valores da concentração de CO_2 dentro da caverna nos meses de verão (> 5000 ppm) são muito superiores as concentrações medidas nos meses de inverno, que ficaram por volta de ~ 900 ppm. A sazonalidade das concentrações de CO_2 dentro de cavernas, com maiores valores nos meses mais quentes do ano em relação aos meses mais frios, tem sido comumente reportadas ao redor do mundo (Feng et al., 2012; Meyer et al., 2014; Rampelbergh et al., 2014; Breitenbach et al., 2015). Isso ocorre devido a diferenças sazonais no gradiente de pressão entre parte interna e externa da caverna, o que favorece a ventilação na estação mais fria. A temperatura da caverna é aproximadamente constante ao longo do ano, isso implica que nos meses mais frios o ar do interior das cavernas tem a temperatura maior que o ar externo,

consequentemente, a densidade do ar é menor no interior o que favorece a ventilação e diminuição da concentração do CO₂.

Caverna Jaraguá					
Data	CO₂(ppm)				
(dia/mês/ano)	externo	Interno			
25/08/2012	389	758			
<mark>11/12/2012</mark>	<mark>340</mark>	<mark>5203</mark>			
<mark>11/4/2013</mark>	<mark>506</mark>	<mark>6466</mark>			
13/7/2013	524	1080			
<mark>26/3/2014</mark>	<mark>424</mark>	<mark>8421</mark>			
25/7/2016	463	928			

Tabela 8.1: Valores da pressão parcial de CO_2 medidos na parte externa e interna da caverna Jaraguá. Os valores destacados em amarelo são referentes as medidas realizadas durante os meses mais quentes, caracterizados pelas maiores concentrações de CO_2 no interior da caverna.

8.2.4 Composição isotópica da água de gotejamento e de espeleotemas recentes

Foram analisadas isotopicamente 65 amostras de água de cada um dos três pontos de gotejamento monitorados na caverna Jaraguá. Os valores de $\delta D e \delta^{18}O$ se sobrepõe aos valores isotópicos da água da chuva coletada (**Figura 8.8**). O fato de que os dados isotópicos dos gotejamentos estejam distribuídos ao longo da linha de água meteórica reflete que a evaporação foi pouco significativa durante trajetória da água para dentro da caverna. Se houvesse evaporação, o hidrogênio seria mais facilmente fracionado em relação ao oxigênio, o que provocaria um excesso de deutério na água de gotejamento em relação a água meteórica identificado pela menor inclinação da reta formada pelos pontos de $\delta D e \delta^{18}O$.



Figura 8.8: Dados isotópicos de δD e $\delta^{18}O$ da água de gotejamento coletadas nos três pontos monitorados dentro da caverna Jaraguá. Em azul é também apresentado os resultados isotópicos da água da chuva coletada na fazenda onde se encontra a caverna. A linha representa a Linha de Água Meteórica Global (LAMG).

Ao longo do tempo, os valores do δ^{18} O da água de gotejamento são próximos a média dos valores do δ^{18} O da água da chuva (**Figura 8.9**), lembrando que os valores mais positivos do δ^{18} O da chuva ocorrem em períodos de poucas chuvas que pouco contribuem para a recarga do sistema cárstico. Nota-se na **Figura 8.10** significativa diferença nos valores absolutos de δ^{18} O entre os pontos de gotejamento, o que denota diferenças nas características individuais do reservatório relativo a cada ponto (ver também **item 8.3.2**). Por outro lado, a variação isotópica relativa entre os anos é semelhante nos três pontos monitorados (**Figura 8.10**). É de se notar que o δ^{18} O nos três gotejamentos ficam estáveis durante os anos de 2011 e 2012, sofrem um decréscimo no ano de 2013, voltam a subir no ano de 2014 e apresentam uma tendência de diminuição em 2015 (**Figura 8.9**). Com base nessas constatações, podemos inferir que espeleotemas dessa mesma caverna podem apresentar valores absolutos de δ^{18} O distintos para o mesmo período numa escala de tempo intrasazonal. Entretanto, as diferenças tendem a diminuir quanto maior for a escala de tempo considerada, já que o efeito de suavização nos valores do δ^{18} O impostas pelo reservatório irá ocorrer na escala de meses a poucos anos.



Figura 8.9: Gráfico da variação de acumulados quinzenais de chuva (barras em azul), isotopia da água da chuva (linha preta) e isotopia das águas de gotejamento dos pontos monitorados 1 (linha verde), 2 (linha azul) e 3 (linha vermelha) da caverna Jaraguá.

Abaixo dos mesmos pontos onde foram monitoradas a isotopia da água de gotejamento na caverna Jaraguá (P1, P2 e P3), foram coletadas amostras de carbonato recentemente precipitado sobre os vidros de relógio, com periodicidade de aproximadamente 3 meses. A comparação entre o δ^{18} O da água de gotejamento e dos carbonatos precipitados sobre os vidros é apresentada nas **Figuras 8.10** a **8.12**.



Figura 8.10: Gráfico do δ^{18} O da água de gotejamento do ponto P1 (em preto) da caverna Jaraguá e δ^{18} O do carbonato depositado sobre o vidro de relógio deixado sobre o respectivo gotejamento (em vermelho).



Figura 8.11: Gráfico do δ^{18} O da água de gotejamento do ponto P2 (em preto) da caverna Jaraguá e δ^{18} O do carbonato depositado sobre o vidro de relógio deixado sobre o respectivo gotejamento (em vermelho).



Figura 8.12: Gráfico do δ^{18} O da água de gotejamento do ponto P3 (em preto) da caverna Jaraguá e δ^{18} O do carbonato depositado sobre o vidro de relógio deixado sobre o respectivo gotejamento (em vermelho).

Nos três pontos monitorados, os dados de δ^{18} O do carbonato parecem refletir de forma suavizada a variação isotópica da água de gotejamento. Entretanto, algumas dificuldades técnicas/experimentais dificulta a comparação de dados isotópicos do carbonato e da água de gotejamento. A deposição do carbonato na caverna Jaraguá é bastante lenta em comparação a outras cavernas monitoradas no Brasil (Stríkis, 2015; Moquet et al., 2016), nessa caverna as amostras de carbonato foram obtidas com intervalo mínimo de três meses, período que foi necessário para o acumulo de CaCO₃ para análise, enquanto que a coleta de água de gotejamento era realizada a cada 15 dias. Estas diferenças na resolução temporal dificulta a comparação entre os dados, e também, não é possível considerar que o carbonato depositado irá refletir a isotopia do gotejamento média ao longo de três/quatro meses, pois a quantidade de carbonato precipitado é estritamente dependente do grau de saturação de CaCO₃ na solução geradora, que por sua vez, varia em decorrência do tempo de armazenamento no reservatório cárstico (Baker et al., 2016). Ou seja, gotejamentos rápidos tendem a refletir com mais rapidez a isotopia da água da chuva, mas precipitará pouco carbonato devido ao menor grau de saturação de CaCO₃ na solução. Por outro lado, gotejamentos lentos são propícios a formação mais rápida de espeleotemas, mas refletem a isotopia da água da chuva de forma mais suavizada devido ao maior tempo de residência e misturas com água pretéritas no reservatório.

8.3 Monitoramento das cavernas Pau d'Alho e Curupira

A temperatura do interior das cavernas Pau d'Alho e Curupira permaneceu aproximadamente constante, com o mesmo valor de 25.7°C durante o período monitorado (**Figura 8.13 e 8.14**) e a umidade do interior da caverna Pau d'Alho foi sempre saturada em 100% (**Figura 8.15**). Já, o monitoramento da umidade relativa na caverna Curupira foi somente baseado em medidas pontuais realizadas com o uso de sonda multiparamétrica em quatro visitas a essa caverna entre 2012 e 2016. Mesmo assim, não foram observadas variações significativas de umidade relativa do ar, cujo valor foi também de 100%.



Figura 8.13: Medidas de temperatura da caverna Pau d'Alho obtidas na entrada e no interior da caverna.



Figura 8.14: Medidas de temperatura das cavernas Curupira obtidas na entrada e no interior da caverna.



Figura 8.15: Medidas de umidade relativa obtidas na entrada e no interior da caverna da caverna Pau d'Alho.

Os dados de concentrações de CO₂ medidas nas cavernas Pau d'Alho e Curupira são apresentados na **Tabela 8.2**. Assim como na caverna Jaraguá, existem altas concentrações de

 CO_2 nos interiores das cavidades, principalmente nos meses mais quentes (fevereiro e março), em relação ao mês de julho.

	Pau d'Alho		Curupira	
data	Interior	entrada	interior	entrada
Fev. (2013)	Х	530 ppm	992 ppm	1200 ppm
Jul. (2013)	1132 ppm	436 ppm	520 ppm	510 ppm
Mar. (2014)	7449 ppm	456 ppm	2353 ppm	933 ppm
Mar. (2016)	9072 ppm	492 ppm	11042 ppm	3200 ppm

Tabela 8.2: Tabela com os valores de CO₂ medidos nas cavernas Pau d'Alho e Curupira.

Na primeira visita as cavernas Pau d' Alho e Curupira, realizada em fevereiro de 2013, foram espalhados 5 vidros de relógios abaixo de gotejamentos ativos nos interiores de cada uma das cavernas. Em quatro anos que esses vidros de relógio estiveram lá, não houve precipitação alguma de carbonato, o que indica que a solução de percolação não esteve saturada o suficiente para a formação de espeleotemas.

9. Reconstituição paleoclimática baseada em registros isotópicos dos últimos 1500 anos de cavernas do Mato Grosso

Os registros de δ^{18} O apresentados neste capítulo também foram abordados em um artigo científico publicado no periódico *Scientific Reports* (Novello et al., 2016a - **ANEXO IV**).

9.1 Geocronologia dos espeleotemas de cavernas do Mato Grosso

O estudo do clima dos últimos milênios foi realizado nas estalagmites ALHO6 e CUR4 (**Figura 9.1**) coletadas nas cavernas Pau d'Alho e Curupira do estado do MT. A cronologia dessas amostras foi baseada em 12 idades U/Th para a estalagmite ALHO6 e 4 para a estalagmite CUR4 (ANEXO II). Juntas, estas amostras compõem um registro paleoclimático dos últimos ~1500 anos da região Centro-Oeste, no Brasil.

Diferentemente das outras estalagmites apresentadas aqui, a estalagmite ALHO6 apresentou laminação bem formada com alternância de camadas claras e escuras. Através de lâminas petrográficas dessa estalagmite (ver **item 7.4**), foi feita a contagem de laminações com o uso de lupa binocular ao longo do seu eixo de crescimento. Foram contadas 1499 camadas no intervalo datado por U/Th entre ~492 EC e ~1935, ou seja, um intervalo de ~1443 anos. Ao considerar um erro médio das datações U/Th em torno de 35 anos, concluiu-se que as laminações do espeleotemas ALHO6 são anuais.



Figura 9.1: Estalagmites ALHO6 e CUR4 com suas respectivas idades. Figura modificada de Saito de Paula (2012).

A interpolação dos dados isotópicos foi feita a partir de um ajuste polinomial de ordem 3 entre o número das camadas anuais (1, 2, 3, ...) e as idades U/Th da amostra (**Figura 9.2a**). A correlação desse ajuste teve valor de r^2 de 0.99. Assim, cada camada recebeu um valor absoluto de idade. Posteriormente foi feito o ajuste linear entre o valor de idade de cada camada com sua respectiva distância para o topo da amostra, esse ajuste também apresentou um valor de r^2 de 0.99 (**Figura 9.2b**). Com isso, foi estabelecida a cronologia utilizada na interpolação dos dados isotópicos do registro da estalagmite ALHO6.



Figura 9.2: (a) ajuste polinomial entre o número sequencial de camadas contadas e as idades U/Th dessas camadas. (b) ajuste linear entre a idades das camadas obtidas a partir da correlação apresentada em "a" com a distância em mm de cada camada em relação ao topo da amostra.

9.2 Resultados isotópicos das amostras do Mato Grosso

O perfil isotópico da amostra CUR4 conta com um total de 255 análises de δ^{18} O e δ^{13} C obtidos a uma resolução espacial de amostragem de ~0.25 mm no período entre 1795 e 1971 EC. Isso propiciou uma resolução temporal média de 0.7 anos para o registro isotópico (variando entre 0.3 e 3.2 anos). É importante ressaltar que a última idade U/Th (1965 EC) está no topo da estalagmite CUR4, portanto a amostra não estava ativa no momento da coleta, fato também comprovado pela não deposição de carbonato recente sobre os vidros de relógio colocados em gotejamentos ativos da caverna Curupira.

Os valores do δ^{18} O da estalagmite CUR4 variaram entre -8.7‰ a -6.3‰ com média de -7.6‰ (**Figura 9.3**). O registro é marcado por um evento mais negativo (-8.7‰) centrado em ~1823 EC e posterior aumento nos valores de δ^{18} O até ~1900 EC, quando se observa valor isotópico mais alto (-6.3‰). Na sequência do registro, foi observado uma nova oscilação de menor amplitude com mínimos de -8.2‰ e -7.9‰ em 1923 EC e 1968 EC, respectivamente, e máximo de -7.2‰ em 1955 EC.

Os valores do δ^{13} C da estalagmite CUR4 variam entre -11.9‰ e -8.7‰ com média de -9.9‰ (**Figura 9.3**). O registro tem como característica um pico para valores mais negativos centrado em 1823 EC de -11.9‰, que ocorre de forma simultânea a um evento mais negativo no δ^{18} O. Em 1857 EC os valores atingem o maior valor do registro (8.7‰) e decrescem em direção ao presente, com exceção de um curto evento mais positivo (-9.2‰) em 1955. O registro isotópico da estalagmite ALHO6 é composto por 1186 análises de δ^{18} O e δ^{13} C que cobrem o intervalo de tempo entre 492 EC e 1860 EC (**Figura 9.3**). A amostragem foi feita com um espaçamento de 0.15 mm, o que determina uma resolução temporal média de 1.1 anos (variando entre 0.5 e 3.0 anos).

O registro de δ^{18} O da amostra ALHO6 tem um valor médio de -6.2‰ (variando entre -7.9‰ e -4.5‰) e apresenta variações em várias escalas de tempo. A característica mais marcante do registro é uma sequência de eventos que ocorrem repetidamente em uma escala de poucas centenas de anos, com incursões tanto para valores mais positivos como para mais negativos, com amplitude isotópica de ~2‰ e duração de ~40 anos. As incursões para valores mais positivos são centrados em ~ 859, 921, 977, 1074, 1237, 1327, 1417, 1497 e 1732 EC, e para valores mais negativos são centrados em ~817, 886, 966, 1160, 1385, 1483 e 1795 EC. Os valores ficam predominante mais elevados durante o intervalo de ~830-1120 EC e predominantemente mais negativos no intervalo de ~1515-1880 EC, esses períodos são correspondentes a ocorrência dos eventos MCA e LIA, respectivamente.

Entre 1795 EC e 1860 EC, os registos isotópicos de δ^{18} O da amostra ALHO6 sobrepõe o registro da CUR4. Existe uma diferença nos valores absolutos de 1‰ para mais positivo nos valores de δ^{18} O da amostra CUR4, essa diferença é condizente com o fracionamento devido a mineralogia de aragonita (da amostra CUR4) em relação a calcita da amostra ALHO6 (Lachniet, 2009).

O δ^{13} C da amostra ALHO6 segue as variações do δ^{18} O, mas com diferenças significativas nos intervalos de ~492-680 EC e ~1760-1860 EC (**Figura 9.3**). No período em que as amostras ALHO6 e CUR4 são coincidentes, os valores de δ^{13} C não apresentam correlação significativa entre as amostras.



Figura 9.3: Registros isotópicos de δ^{13} C e δ^{18} O das estalagmites CUR4 e ALHO6. Os dados de δ^{13} C das estalagmites ALHO6 e CUR4 estão representados por curvas em vermelho e laranja, respectivamente. Os dados de δ^{18} O das estalagmites ALHO6 e CUR4 estão representados por curvas em preto e azul, respectivamente.

9.3 Interpretação dos dados isotópicos das amostras do Mato Grosso

Como discutido no **item 5.2**, nas áreas tropicais e subtropicais da América do Sul ocorre o mecanismo tipo "*amount effect*", caracterizado por valores mais negativos de δ^{18} O da água da chuva em períodos mais úmidos. Dados observacionais coletados pela Agencia Internacional de Energia Atômica (programa *Global Network of Isotopes in Precipitation program of the International Atomic Energy Agency - GNIP-IAEA*) na estação de Cuiabá entre os anos de 1961 e 1987, localizada a cerca de 85 km das cavernas Pau d'Alho e Curupira, confirmam a correlação negativa entre as anomalias mensais de precipitação sobre o Brasil com as anomalias de δ^{18} O da água de chuva de Cuiabá (**Figura 9.4**).

Os valores de δ^{18} O da água da chuva coletada na entrada das cavernas, da água de gotejamento das cavernas Pau d'Alho e Curupira e da água meteórica da estação GNIP-IAEA

em Cuiabá estão distribuídos ao redor da LAMG (**Figura 9.5**). Isso indica ausência de processos evaporativos que pudessem afetar o sinal isotópico do δ^{18} O da água de gotejamento.



Figura 9.4: Correlação espacial das anomalias mensais de precipitação na América do Sul com as anomalias mensais de δ^{18} O da chuva de Cuiabá para os meses da estação de monção (novembro a março). Os dados de precipitação foram obtidos do GPCC V7 (Schneider et al., 2014) e os dados de δ^{18} O foram obtidos pelo programa da Agência Atômica Internacional (GNIP-IAEA) disponível em: <u>http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html</u>. As regiões sombreadas no mapa indicam locais onde a correlação foi significante (p<0.1). Figura extraída de Novello et al. (2016a).



Figura 9.5: Relação entre o δ^{18} O e δ D (SMOW) da água de diferentes reservatórios comparados com a Linha de Água Meteórica Glocal (LAMG). Valores isotópicos da água de chuva coletados pelo programa GNIP-IAEA em Cuiabá (preto), água da chuva coletada acima das cavernas durante as etapas de campo (azul) e águas de gotejamentos das cavernas Pau d'Alho (laranja) e Curupira (verde).

Com base no monitoramento da temperatura nas cavernas Pau d'Alho e Curupira (ver **item 8.4**) foi possível observar que a temperatura esteve praticamente invariável ao longo do período monitorado refletindo as médias externas, assim não seria esperado que durante os últimos 1500 anos a temperatura tenha variado significativamente na região a ponto de afetar a isotopia dos espeleotemas estudados (ver **item 5.1**). A atmosfera da caverna esteve também sempre saturada (100% de umidade relativa), o que indica ausência de ambiente evaporativo durante a formação de espeleotemas. Dessa forma, são apresentadas condições favoráveis para equilíbrio isotópico entre os espeleotemas e a água que os formou nas cavernas Pau d'Alho e Curupira. Com isso é possível interpretar que a variação do δ^{18} O nos espeleotemas ALHO6 e CUR4 como um indicador da variabilidade de pluviosidade, particularmente associada a variação do SMSA (**ver itens 3 e 6.4**). No caso, os menores valores do δ^{18} O nas estalagmites indicam maior quantidade de chuva e vice-versa.

O δ^{13} C da estalagmite ALHO6 apresenta uma boa correlação (r²=0.57) com o δ^{18} O (**Figura 9.6**), o que poderia ser um indicativo que ambos foram fracionados cinematicamente no momento de deposição dos espeleotemas. Entretanto, a variação do δ^{13} C pode estar

associado a produção da matéria orgânica do solo, como do aumento (diminuição) da dissolução da rocha da caverna, ambos os processos são dependentes da disponibilidade hídrica, o que correlacionariam o δ^{13} C com o δ^{18} O (Genty et al., 2006).



Figura 9.6: Correlação do δ^{13} C e δ^{18} O da estalagmite ALHO6.

A correlação entre o δ^{13} C e δ^{18} O da estalagmite CUR4 (**Figura 9.7**) é pequena (r²=0.25), o que indica ausência de fracionamento cinético nos espeleotemas dessa caverna. Assim, a dinâmica do δ^{13} C no solo e a contribuição isotópica da rocha foram fatores predominantes na variação do δ^{13} C dos espeleotemas.



Figura 9.7: Correlação do δ^{13} C e δ^{18} O da estalagmite CUR4.

9.4 Microestratigrafia do espeleotema ALHO6

Além da contagem de laminações, foi feito um levantamento da espessura das laminações da estalagmite ALHO6 (**Figura 9.8**). Os dados de espessuras das laminações foram comparados aos dados isotópicos na **Figura 9.9**.

* B * 121	AND Description of the second se
A CAN THE CARE	1 mm
ALC: NOT A	
and the second	ye iden)的变体的
	a and a state
and the second second	
after the local states and	

Figura 9.8: Imagem de lâmina petrográfica da estalagmite ALHO6 obtida com auxílio de uma lupa para a contagem e medida de espessura das camadas.



Figura 9.9: Comparação entre os diferentes indicadores da estalagmite ALHO6. (a) Registro de δ^{13} C, (b) registro de δ^{18} O e (c) espessura de camadas. As áreas sombreadas demarcam os períodos em que as espessuras das camadas foram mais espessas. As principais erupções vulcânicas estão demarcadas sobre os dados de espessura de camadas.

A espessura média das camadas da estalagmite ALHO6 é de 0.16 mm com desvio padrão médio de 0.07 mm. Os valores ao longo do registro são predominantes ao redor da espessura de 0.1 mm, sendo observado aumento significativo de espessura nos períodos 640-820 EC (espessura média de ~0.3 mm), 1100-1080 EC (espessura média de ~0.2 mm) e 1350-1500 EC (espessura média de ~0.2 mm), (**Figura 9.9**). A partir de 1600 EC, os valores de espessuras aumentam gradualmente até ~0.5 mm até o topo da amostra (**Figura 9.9**). Os eventos abruptos de crescimentos das camadas centrados em 820 EC, 1145 EC, 1390 EC, 1460 EC e 1780 EC, são em geral coincidentes com eventos de diminuição abrupta dos valores isotópicos de δ^{18} O e

 δ^{13} C (**Figura 9.9**) indicando que, esses eventos estão associados com maior disponibilidade hídrica. Também, ressalta-se no registro as laminações mais espessas durante período do LIA a partir de ~1600EC.

A relação entre a espessura de camadas nas tendências gerais da série de dados é mais próxima as variações da série de δ^{13} C do que a de δ^{18} O, isso é mais evidente entre 400-820 EC e em 1590-1890 EC, em ambos os intervalos, a espessura de camadas cresce enquanto há diminuição dos valores de δ^{13} C. As variações do δ^{13} C nas estalagmites também é um indicador da produção de matéria orgânica para essa caverna (Jaqueto et al., 2016), a maior atividade orgânica diminui os valores de δ^{13} C e aumenta a pressão de CO₂ e produção de ácidos orgânicos no solo, esses fatores contribuem para um menor valor do δ^{13} C na estalagmite e maior dissolução da rocha da caverna que contribui para maior precipitação do carbonato secundário (estalagmites) no interior da caverna, o que aumenta a espessura das camadas nas estalagmites.

A precipitação do carbonato também está associada ao índice de saturação de CaCO₃ na água de gotejamento, dessa forma, camadas mais espessas estão associadas a maior quantidade de CaCO₃ na solução e não necessariamente a maior quantidade de água no sistema (Baker et al., 2016). Outros fatores como aumento da degaseificação e evaporação também favorecem o crescimento mais rápido dos espeleotemas (Baldini et al., 2008).

A atividade vulcânica afeta o clima e o ambiente, a natureza dos dados de espessura de camadas permite identificar perturbações no crescimento das estalagmites que ocorreram dentro do período de um ano, dessa forma podem ser sensíveis ao impacto dos eventos vulcânicos do passado, na **Figura 9.9** está indicado as principais erupções vulcânicas do período estudado associados a picos de aumento de espessura de camadas.

9.5 Discussão das variações paleoclimáticas dos últimos 1500 anos no Mato Grosso

No registro de δ^{18} O composto pelas estalagmites ALHO6+CUR4 (**Figura 9.10**) observa-se uma sequência de eventos espaçados em torno de duas centenas de anos. As análises espectrais realizadas com os métodos REDFIT e periodograma de Lomb indicam uma periodicidade centrada no valor de 208 e 210 anos, respectivamente (**Figuras 9.11 e 9.12**). A análise espectral também mostra periodicidades marginalmente significantes nos valores de 83, 31, 18-16, 11, 9 e 7-3 anos (**Figura 9.10**). É importante ressaltar que as periodicidades de 208,

83 e 11 anos são descritas em referência a ciclos solares de Vries-Suess (Suess, 1980), Gleissberg (Gleissberg, 1958) e manchas solares de Schwabe (Schwabe, 1844), respectivamente. Dentre estas se destaca o ciclo de ~208 anos pela análise de ondeletas, o qual foi persistente ao longo de todo o registro (**Figura 9.10b**). O ciclo de 83 anos é forte entre ~750-1000 EC e ~1200-1500 EC, enquanto que o ciclo de 11 anos é localmente significativo ao longo da série. Os ciclos solares de 11 e 83 anos foram previamente identificados em padrões de chuva e nas séries de espessura de anéis de árvores de diversas regiões do Brasil e Chile (Rigozo et al., 2007; 2008; 2012).

As periodicidades de 31 e 18-16 não apresentam um paralelo relacionado a atividade solar e são pouco significantes pela análise de ondeletas (**Figura 9.10b**), mas podem estar relacionadas a influência do PDO na região (Garreaud et al., 2009). Já as periodicidades de 7-3 anos costumam estar associadas à influência do ENSO (Garreaud et al., 2009).



Figura 9.10: (a) Registros de δ^{18} O das estalagmites ALHO6 (preto) e CUR4 (azul). A faixa em amarelo destaca o período do MCA e em azul o período do LIA. (b) Análise de ondeleta realizada para os registros de δ^{18} O das amostras ALHO6+CUR4. Análise realizada pelo software PAST (Hammer et al., 2001) com a função Morlet. As linhas em preto indicam 95% de nível de confiança. Figura modificada de Novello et al. (2016a).



Figura 9.11: Análise espectral pelo método de REDFIT realizada para o registro de δ^{18} O das estalagmites ALHO6+CUR4. Para essa análise foi utilizado o software PAST (Hammer et al., 2001), com os parâmetros: janela: 2; n° de segmentos: 3. Para melhor visualização os resultados foram separados para baixas frequências (entre variações decenais a centenárias) a esquerda e altas frequências (variações interanuais) a direita. As linhas azul, vermelha e verde representam os níveis de confiança (chi2) de 90%, 95% e 99%, respectivamente. Figura modificada de Novello et al. (2016a).



Figura 9.12: Análise espectral pelo método do periodograma de Lomb para os registros de δ^{18} O das amostras ALHO6+CUR4. A análise foi realizada com o software PAST, as duas linhas vermelhas correspondem aos valores de p <0.001 e <0.005. Figura modificada de Novello et al. (2016a).

Para verificar a relação entre os registros da ALHO6+CUR4 com a variabilidade solar foi feito análise de ondeletas cruzadas entre o registro das estalagmites com a reconstituição da irradiância de Steinhilbert et al. (2009). Essa análise mostrou clara correlação em anti-fase entre as duas séries na periodicidade de ~208 anos (**Figura 9.13**). Ambas as séries também apresentam forte correlação relacionada a periodicidade de ~83 anos em alguns períodos, entretanto a relação de fase nessa periodicidade não está bem definida. Isso pode ser um

indicativo que para a escala multidecenal o mecanismo responsável por transmitir o sinal solar no SMSA é relativamente mais indireto do que o relacionado ao da escala centenária.



Figura 9.13: Análise de ondeletas cruzadas realizada entre o registro de δ^{18} O da amostra ALHO6 com a reconstituição da irradiância solar de Steinhilbert et al. (2009). A direção das setas para a esquerda (que ocorre durante a periodicidade de ~208 anos) é indicativo que os registros estão em anti-fase na respectiva periodicidade. A análise foi realizada com o software Matlab com as rotinas de programação de Grinsted et al. (2004).

O ciclo de ~208 anos no SMSA foi previamente identificado para os últimos ~3000 mil anos em espeleotemas da Bahia (Novello et al., 2012), e também, em registros sedimentares marinhos (conteúdo de Fe) na costa do Chile (Varma et al., 2011) que está sob influência de regime de chuvas extratropicais (**Figura 9.14**). Esse registro marinho, obtido na porção sulcentral da costa do Chile, é interpretado como um registro de precipitação da costa oeste dos Andes (Lamy et al., 2001) com maior (menor) conteúdo de Fe durante períodos secos (úmidos). A região está localizada na borda norte de influência dos ventos de oeste da região sul (conhecido na literatura como *Southern Westerlies* – SW) e a precipitação local aumenta com o posicionamento mais a norte dos SW e vice-versa. A dinâmica do posicionamento do SW foi posteriormente associada por Varma et al., (2011) com a variabilidade solar, com deslocamento para sul dos SW durante períodos de alta atividade solar, e vice-versa.



Figura 9.14: Mapa da América do Sul mostrando a média anual de campo de ventos a 850hPa. A região em azul mostra a convecção de DJF relacionadas a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e ao Sistema de Monção Sul Americana (SMSA). A estrela é referente ao local das cavernas Pau d'Alho e Curupira. Os círculos mostram os locais dos demais registros discutidos aqui: 1- Caverna Cristais, correspondente ao registro de δ^{18} O da amostra CR1 (Vuille et al., 2012); 2- Registro de δ^{18} O do Lago Pumacocha (Bird et al., 2011); 3- Registro sedimentar de conteúdo de Fe de Lamy et al. (2001).

Ao comparar os dados de δ^{18} O das amostras ALHO6+CUR4 com o registro das variações de Fe do testemunho marinho do Chile, foi possível relacionar períodos úmidos do SMSA durante alta atividade solar com períodos de seca registrados no registro chileno, na escala de centenas de anos (**Figura 9.15**).



Figura 9.15: Comparação entre as anomalias de irradiância total (Irr, em W/m2, azul), o δ^{18} O da estalagmite ALHO6 e o registro de conteúdo de Fe do Chile (em cps, verde). Os dados foram filtrados pelo filtro passa baixa usando Gaussian kernel na janela próxima a 208 anos. Os dados da ALHO6 e conteúdo de Fe foram destendênciados com o polinômio de terceiro grau para filtrar a tendência presente durante os eventos MCA e LIA. As sombras em laranja (azul) destacam os períodos de irradiância acima (abaixo) da média que coincidem com menor (maior) δ^{18} O e maior (menor) conteúdo de Fe. Note que os eixos y para a irradiância e para o conteúdo de Fe estão invertidos.

Em resumo, os dados dos espeleotemas, assim como o registro das variações no conteúdo de Fe do Chile são coerentes com as reconstituições da variabilidade da atividade solar dos últimos milênios. Na escala de centenas de anos, as mínimas solares estão associados com anomalias positivas no δ^{18} O das estalagmites ALHO6+CUR4 e redução do conteúdo de Fe sobre a costa do Chile, sugerindo o enfraquecimento do SMSA durante o posicionamento mais

a norte dos SW. A relação inversa é observada durante os máximos solares, quando o SMSA está mais fortalecido e os SW estão posicionados mais a sul.

No entanto, a magnitude da variabilidade da forçante solar não seria suficiente forte para afetar o SMSA ou SW diretamente. Nesse contexto, os processos climáticos retroalimentativos, direcionados pela variabilidade solar podem levar a expansão do ramo sul da célula de Hadley aumentando a precipitação nos trópicos devido ao fortalecimento dos sistemas convectivos da ZCIT e SMSA (Meehl et al., 2003). Em consequência, os jatos subtropicais na troposfera superior deslocam-se mais para o polo, enquanto a célula Hadley sobre os trópicos se amplia e os SW move-se para sul, diminuindo a precipitação na parte central-sul do Chile (Haigh et al., 1996; Varma et al., 2011).

Vale ressaltar que o SMSA é afetado por um número de outras forçantes além da atividade solar, e na verdade, a temperatura do HN tem sido considerada a principal forçante do SMSA ao longo dos últimos milênios, uma vez que a ZCIT preferencialmente se desloca em direção ao hemisfério mais quente (Bird et al., 2011; Vuille et al., 2012). A Oscilação Multidecenal do Atlâncito (AMO), por sua vez, pode influenciar o gradiente de temperatura da superfície oceânica entre os hemisférios e acaba assim por modular a variação do posicionamento da ZCIT, o que impõe essa variabilidade climática quase periódica ao SMSA na escala multidecenal (Apaéstegui et al., 2014; Novello et al., 2012; Chiessi et al., 2009). A periodicidade de 83 anos, significativa entre 750 e 1000 EC e entre 1200 e 1500 EC no registro isotópico da ALHO6 (**Figura 9.10 e 9.11**), pode ser assim associada ao AMO, como previamente descrito nos estudos com espeleotemas da Bahia (Novello et al., 2012) e dos Andes peruanos (Apaéstegui, et al., 2014).

Outro mecanismo com potencial modulador do SMSA é a oscilação ENSO, que é a forçante dominante no clima da AS na escala interanual (Garreaud et al., 2009). Sobre a região tropical da AS, o deslocamento leste da célula de circulação Walker durante episódios EN leva a diminuição de precipitação no Nordeste brasileiro, norte da Amazônia e Andes tropicais. Ao mesmo tempo, ocorre o fortalecimento dos JBN a leste dos Andes o que aumenta o fluxo de umidade para o sudeste do Brasil (Berbery & Barros, 2002; Marengo & Soares, 2004). Entretanto, esse padrão climático não parece ter ocorrido na AS na escala de tempo secular. Como discutido em Vuille et al. (2012), a precipitação durante os períodos do MCA e LIA ao longo dos últimos dois mil anos ocorreram em fase nas regiões dos Andes tropicais e do sudeste do Brasil. Essa relação é inconsistente com o padrão climático imposto pelo ENSO para as duas regiões, que é caracterizado por sinal oposto de precipitação entre elas. No caso da região

Centro-Oeste, a pluviosidade é pouco afetada durante episódios El Niño ou La Niña, já que essa região, encontra-se na transição do dipolo de umidade imposta pelo ENSO sobre a AS (Garreaud et al., 2009). No entanto, esse mecanismo pode ter mudado ao longo do tempo, podendo ser, por exemplo, a causa das periodicidades de 3-7 anos encontradas pela análise espectral no registro da ALHO6 (**Figura 9.11**).

Durante o período do MCA os valores do δ^{18} O da ALHO6 estão predominantemente acima da média do registro, enquanto que durante o período do LIA os valores estão abaixo da média, indicando condições predominantemente secas e úmidas, respectivamente (**Figura 9.10**). Esse padrão climático ocorrido durante o período do MCA e LIA foi evidenciado em várias regiões sob domínio do SMSA, como por exemplo, em registros de δ^{18} O lacustres (Bird et al., 2011) e espeleotemas dos Andes peruanos (Aspaéstegui et al., 2014) e registro de espeleotema de São Paulo (Vuille et al., 2012), **Figura 9.16**. O MCA também foi significantemente seco na porção central da Bahia, entretanto nessa região o LIA foi igualmente seco, em contraste com as demais regiões do SMSA (Novello et al., 2012). O deslocamento norte-sul da ZCIT foi considerado com o principal fator para as condições secas e úmidas durante o MCA e LIA, respectivamente. Esse movimento da zona de convergência intertropical seria modulado pelas variações de temperatura do HN, quentes e frias durante o MCA e LIA, respectivamente (Vuille et al., 2012).



Figura 9.16: Comparação entre o registro do MT (ALHO6+CUR4) com outros registros de δ^{18} O localizados na região do SMSA e com a temperatura do Hemisfério Norte (Moberg et al., 2005). Do topo para baixo são mostrados o registro lacustre dos Andes peruanos (Bird et al., 2011), o registro de δ^{18} O da estalagmite CR1 coletada na caverna Cristais do estado de São Paulo (Vuille et al., 2012) e o presente registro de δ^{18} O do estado do Mato Grosso (ALHO6+CUR4). Figura modificada de Novello et, al. (2016a).

A temperatura do HN que modula o comportamento do SMSA, como ocorrido durante o MCA e o LIA, é também é influenciada pela atividade solar. Períodos de maior atividade solar aquece predominante do HN devido a sua maior porção continental em relação ao HS (Bird et al., 2011) o que levaria a ZCIT para norte e enfraqueceria o SMSA. Entretanto, esse efeito é exatamente o oposto do que é observado entre a irradiância total e os dados de δ^{18} O dos espeleotemas do Mato Grosso para a escala de tempo centenária. Ou seja, nessa escala de tempo, o SMSA está sendo influenciado mais diretamente pela atividade solar do que a temperatura do HN, quebrando a relação que a precipitação na AS tem com a temperatura do HN.

Conclusão

A principal característica do SMSA durante os últimos 1500 anos, evidenciada a partir do registro isotópico dos espeleotemas do Centro-Oeste do Brasil, é o persistente ciclo de chuvas que ocorreu periodicamente em ~208 anos. Este ciclo apresentou uma relação em fase com o ciclo de variabilidade solar que é consistente com modelos de simulação (Meehel et al., 2003; 2009, Liu et al., 2012a; 2012b). Os registros de paleoprecipitação previamente publicados para os últimos milênios na América do Sul focaram na dinâmica da SMSA em função da temperatura do HN, esse mecanismo também foi dominante durante o período do MCA e LIA no clima do Centro-Oeste, no entanto, o presente estudo evidenciou que o sistema monçônico da América do Sul é mais sensível a forçante solar na variabilidade que ocorre na escala de tempo de centenas de anos.

10. Reconstituição paleoclimática dos últimos 33 mil anos baseado em estalagmites do Mato Grosso do Sul

O registro de δ^{18} O apresentados neste capítulo também foram abordados em um artigo científico submetido para o periódico *Scientific Reports* (Novello et al., 2016b - **ANEXO V**).

10.1 Amostras

10.1.1 Dados geocronológicos e escolha das estalagmites para estudo paleoclimático

Para a reconstituição paleoclimática do estado do Mato Grosso do Sul foram utilizadas as estalagmites JAR4, JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6, que juntas, abrangem os últimos ~33 mil anos. Essas estalagmites foram selecionadas de um conjunto de 17 estalagmites previamente datadas (**Figura 10.1**). A quantidade de idades por amostra pode ser vista também na **Tabela 10.1** e a distribuição das idades por amostra é apresentada na **Figura 10.2**. Os dados da amostra JAR4 foram obtidos do estudo de Saito de Paula (2012).



Figura 10.1: Diagrama das idades e intervalo de deposição das estalagmites que estavam previamente datadas no Laboratório de Estudos de Sistemas Cársticos do IGc-USP. Figura extraída de Saito de Paula (2012).

Durante esta pesquisa foram obtidas 127 novas idades U/Th para os espeleotemas do Centro-Oeste. As novas idades são mostradas nos ANEXOS I e III.

Nome da estalagmite	n° de análises de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$	n° de idades U/Th	Média de resolução (anos)	Intervalo temporal coberto (anos AP*)
JAR4	316	22	3.3	0 - 1055
JAR2	504	17	10	435 - 5450
JAR7	1924	43	6.8	5550 - 18660
JAR14	863	14	8	15395 - 22370
JAR13	603	23	10	21915 - 27970
JAR6	390	12	9.4	29235 - 32885

Tabela 10.1: Dados quantitativos das estalagmites (JAR4, JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6) que compõe o registro isotópico da caverna Jaraguá (registro JAR). A tabela contém o número de análises de δ^{13} C e δ^{18} O, número de idades U/Th, resolução temporal média do registro isotópico e intervalo em que as estalagmites cresceram.



Figura 10.2: Distribuição das idades ao longo do tempo das amostras que compõe o registro JAR.

10.1.2 Geocronologia e taxas de crescimento das estalagmites da caverna Jaraguá

Os perfis isotópicos das estalagmites foram estabelecidos a partir da interpolação linear destes dados entre as idades U/Th, considerando a presença de hiatos deposicionais ou períodos de interrupção do crescimento dos espeleotemas.

A amostra JAR2 (**Figura 10.3**) apresentou períodos de taxas de crescimento variadas. No intervalo temporal de 4552-5242 anos AP, a taxa de crescimento foi de ~0.3 mm/ano. Depois desse período, ouve uma drástica diminuição da taxa de crescimento até a amostra parar completamente de crescer em ~3789 AP. Próximos aos hiatos deposicionais, evidenciado pelas idades U/Th, são observadas camadas mais escuras que marcam as paradas de deposição (**Figura 10.3**).



Figura 10.3: Estalagmite JAR2 com as idades posicionadas. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

A amostra JAR7 (**Figura 10.4**) cresceu com uma taxa de ~1 mm/ano, variando entre 0 e 0.33mm/ano (**Figura 10.4b**). Alguns picos de rápido crescimento podem ser observados na **Figura 10.4b**, mas provavelmente, esses crescimentos rápidos localizados são "artificiais" e aparecem no gráfico decorrentes da proximidade de duas idades. No intervalo de tempo de 7134-8038 anos AP, o crescimento da amostra foi relativamente baixo (0.06 mm/ano) indicando
um possível hiato deposicional, entretanto não há feições na amostra nesse intervalo que indiquem a parada de precipitação de carbonato. O crescimento da amostra é igualmente baixo em outros três curtos períodos centrados em ~12330, 14100 e 16320 anos AP (**Figura 10.4b**).



Figura 10.4: Estalagmite JAR7 dividida em três partes com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento. Nota: no gráfico "a" os dados são mostrados com as barras de erro, entretanto devido ao pequeno erro associado as datações e a escala de tempo abrangida pela amostra, o tamanho das barras de erro se tornam menores que os pontos.

A amostra JAR14 (**Figura 10.5**) cresceu a uma taxa aproximadamente constante de 0.07mm/ano no intervalo analisado (período entre 15447 AP e 22238 AP), e nela, foi identificado um hiato deposicional entre 16870-17593 AD. A estratigrafia da estalagmite não é homogênea entre 374 mm do topo (onde a está a idade de 22238 AP) e a base da amostra, por

esse motivo, foi dada preferência a análise das estalagmites JAR13 e JAR6 para continuidade do registro isotópico, pois apresentaram uma estratigrafia mais homogênea e um controle geocronológico mais preciso.



Figura 10.5: Estalagmite JAR14 dividida em três partes com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

A amostra JAR13 (**Figura 10.6**) cresceu a uma taxa aproximadamente constante de 0.2 mm/ano entre 21915 AP e 27970 AP. Apesar de duas fortes mudanças no eixo de crescimento a 151 e 548 mm do topo, a estalagmite cresceu de forma homogênia e não foi constatada a presença de hiatos, o que é evidenciado pelo gráfico das taxas de crescimento (**Figura 10.6a**).



Figure 10.6: Estalagmite JAR13 dividida em duas partes com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

A amostra JAR6 (**Figura 10.7**) cresceu de forma pouco variável, com taxa de crescimento por volta de 0.05 mm/ano. A **Figura 10.7b** mostra um pico de elevada taxa de crescimento, entretanto esse pico é uma artificialidade dos dados devido à proximidade de duas datações cujos erros se sobrepõe (**Figura 10.7a**). As três últimas datações dessa amostra praticamente apresentam seus valores sobrepostos considerando as barras de erro (**Figura 10.7a**), assim, para o modelo geocronológico foi utilizada a datação que apresentou o menor erro (31971±94 anos AP).



Figura 10.7: Estalagmite JAR6 com as posições das idades U/Th. (a) gráfico das idades e suas respectivas distâncias em relação ao topo. (b) gráfico das taxas de crescimento.

10.2 Resultados isotópicos das amostras do Mato Grosso do Sul

A série completa de δ^{18} O e δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá com modelo geocronológico baseado nas datações U/Th é apresentado na **Figura 10.8**. Os dados isotópicos mostrados nessa figura compreendem um intervalo entre o presente e 32885 anos AP. As séries de dados foram compostas pelas estalagmites JAR4, JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6 e contém 4600 análises de δ^{18} O e δ^{13} C interpoladas em 117 idades U/Th. A resolução média entre

os dados isotópicos é de ~8 anos. A quantidade de análises isotópicas e idades, assim como a resolução média de cada amostra estão sumarizados na **Tabela 10.1**.

O registro isotópico apresenta hiatos de dados nas estalagmites JAR2 e JAR14 nos intervalos 2170-3670 anos AP e 16870-17600 anos AP, respectivamente. Entretanto, a estalagmite JAR7 completa o intervalo do hiato na estalagmite JAR14. Há sobreposições de dados nas amostras JAR4 e JAR2 no intervalo de tempo de 435-1055 anos AP, nas amostras JAR7 e JAR14 nos intervalos 15395-22370 anos AP e 17600-18660 anos AP, e nas amostras JAR14 e JAR13 no intervalo de 21915-22370 anos AP (**Figura 10.8**).



Figura 10.8: Registro isotópico de δ^{13} C e δ^{18} O das estalagmites coletadas na caverna Jaraguá. Cada cor representa os dados isotópicos de uma estalagmite. Assim, as estalagmites JAR4, JAR2, JAR7, JAR13 e JAR6 são representadas pelas cores: vermelho, preto, azul, laranja, vinho e verde, respectivamente.

10.3 Interpretação dos dados de δ^{18} O das amostras do Mato Grosso do Sul

Os valores do δ^{18} O e do δ D da água da chuva e da água de gotejamento dentro da caverna, medidos durante o monitoramento, apresentam se ao redor da LAMG (**Figura 8.8**). Isso indica que outros efeitos relacionados a temperatura ou evaporação ao longo da trajetória da água até o ambiente vadoso da caverna não foram significativos para a variação isotópica. Com isso, podemos considerar que a variação do δ^{18} O água de gotejamento está relacionada ao δ^{18} O da água da chuva, que por sua vez, apresenta variação dependente da quantidade de chuva.

Dentro da caverna o monitoramento também mostrou que a temperatura anual variou pouco (cerca de 1.4° C) em contraste com a variação de 47.8° C da temperatura externa (**Figura 8.6**). Aliado as condições de umidade do ambiente sempre saturado em 100% e com os altos teores de CO₂ dentro da caverna, os efeitos cinéticos no fracionamento isotópico dos espeleotemas decorrentes da oscilação de temperatura e da degaseificação rápida foram mínimos.

Hendy et al. (1971) sugere que não há variação isotópica em uma mesma camada "horizontal" de uma estalagmite que teve seu carbonato depositado em equilíbrio isotópico. Além disso, a co-variação entre o δ^{13} C e o δ^{18} O pode ser um indicador de fracionamento cinético, uma vez que tanto o δ^{13} C como o δ^{18} O são fracionados na mesma direção quando há evaporação ou degaseificação forçada. Para verificar se os espeleotemas da caverna foram precipitadas em equilíbrio isotópico, foi realizado análises isotópicas lateralmente nas estalagmites seguindo a estratigrafia de uma mesma camada, os resultados são mostrados na **Figura 10.9**. O desvio padrão da variação lateral do δ^{18} O foi de: 0.01‰, 0.10‰, 0.18‰, 0.11‰ e 0.10‰ para as amostras JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6, respectivamente. Ou seja, todos os valores variaram próximo da incerteza analítica de 0.15‰, mostrando que não ouve variação lateral significante nos dados de δ^{18} O, indicando, portanto, o equilíbrio isotópico na formação desses espeleotemas.



Figura 10.9: Valores de δ^{18} O para uma mesma camada das estalagmites JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6. Cada cor representa uma estalagmite. O ponto "0" representa o eixo central das estalagmites, consequentemente, a sequência da numeração é referente aos pontos amostrados a partir do ponto central (ponto "0").

Com os dados da mesma amostragem lateral da **Figura 10.9**, foi construído o gráfico dos valores do δ^{18} O pelo δ^{13} C (**Figura 10.10**). Através desse gráfico é possível observar que os dados de δ^{18} O não apresentam tendência linear com relação ao δ^{13} C. A mesma comparação foi realizada para a série completa do registro paleoclimático que abrange os últimos ~33 mil anos com o total de 4600 pontos (**Figura 10.11**) que mostrou uma correlação linear com r² de 0.24. A baixa relação indica que o carbono e oxigênio apresentam variação isotópica direcionada por fatores de fracionamento independentes. Além do baixo valor de r², observa-se na **Figura 10.11** que a relação entre o δ^{18} O e o δ^{13} C é inversa, ou seja, eles não foram fracionados na mesma direção, o que descarta o papel cinético.



Figura 10.10: Valores de δ^{18} O e δ^{13} C para uma mesma camada das estalagmites JAR2, JAR7, JAR14, JAR13 e JAR6. Cada cor representa uma estalagmite.



Figura 10.11: Correlação de dados de δ^{18} O e δ^{13} C do registro JAR dos últimos ~33mil anos (4600 pontos).

Mudanças na temperatura que ocorreram em escalas de tempo longas devem ser consideradas, uma vez que o fator de fracionamento α da isotopia da calcita é dependente da temperatura (Kim & O'Neil, 1997). Uma reconstituição da temperatura realizada a partir de registro polínico para a região do Pantanal por Whitney et al. (2011) estima que a temperatura para o Pleistoceno tardio e Holoceno é próxima dos valores modernos (~26°C). Para o LGM, os autores estimam uma temperatura média de ~22°C (4°C mais frio que o presente) com uma incerteza consideravelmente grande (os valores poderiam estar entre 21° e 24°C). Para outras regiões do Brasil, Behling & Negrelle (2001) e Stute et al. (1995) indicam que a temperatura média do Holoceno é ~5°C mais quente em relação à média do LGM. Assumindo que a caverna Jaraguá foi ~4°C mais fria durante o último máximo glacial, como sugerido por Whitney et al. (2011), o δ^{18} O do registro JAR teria tido um fracionamento ~1‰ (Kim and O'Neil, 1997) na transição do LGM para o Holoceno direcionado pela temperatura. Também durante essa transição, a isotopia da água da superfície do mar da região tropical do Atlântico Sul (região que provem a umidade para o SMSA) apresentou um aumento no δ^{18} O de ~0.2‰ (Waelbroeck et al., 2014). Assim, os efeitos somados da mudança de temperatura da caverna e da mudança na composição isotópica da água do mar foram responsáveis por cerca 0.8‰ da variação do δ^{18} O entre o LGM e Holoceno.

10.4 Discussão paleoclimática dos últimos 33 mil anos através do registro de δ^{18} O das estalagmites da caverna Jaraguá (registro JAR do estado do MS)

O registro isotópico JAR apresenta um valor médio de δ^{18} O por volta de -5.0‰, com valor mínimos de -9.3‰ e máximo de -1.3‰. Considerando a tendência geral dos dados, a série isotópica δ^{18} O apresenta três períodos isotópicos distintos: (1) período relativamente seco entre 29235-32885 anos AP com média nos valores de -4.2‰; (2) período relativamente úmido abrangendo o LGM entre 18000-29970 anos AP com média nos valores de -5.9‰ e (3) o período do Holoceno (os últimos 11000 anos), também com condições secas (valores médios de -3.6‰). Durante o período de mínima insolação os dados mostram condições mais secas enquanto que o período de úmido do LGM ocorre próximo ao máximo de insolação, entretanto a relação entre a curva dos dados isotópicos com a curva de insolação é fraca (**Figura 10.12**). O período do Holoceno mais seco em relação ao LGM também é consistente com as condições de contorno do período glacial, em que o gradiente de temperatura inter-hemisférico favoreceu o posicionamento da ZCIT mais a sul durante o LGM e mais a norte durante o Holoceno.

Durante o Holoceno ocorrem eventos úmidos de curta duração centrados em 9510, 8340, 6000, 5170, 3730, 2140 e 150 anos AP (**Figura 10.12**). O maior dos eventos ocorre em 9510 anos AP com amplitude de ~5‰. Todos esses eventos parecem ter tido influência de mudanças do posicionamento da ZCIT durante eventos frios do HN, denominados de eventos Bond, identificados em espeleotemas de Minas Gerais (Stríkis et al., 2011) e dos Andes peruanos (Bustamante et al., 2016). O decréscimo nos valores próximo ao presente é acentuado em função do evento LIA, cujo término se deu por volta de 150 anos AP (Saito de Paula, 2012).



Figura 10.12: Comparação entre o registro de δ^{18} O JAR, das estalagmites da caverna Jaraguá do estado do Mato Grosso do Sul com: registro de δ^{18} O da caverna Botuverá do estado de Santa Catarina (Cruz et al., 2005); registro lacustre da Bolívia (também indicativo de mais ou menos umidade com menor contagem γ indicando períodos mais úmidos, e vice-versa – Baker et al., 2001a); com o δ^{18} O dos espeleotemas das cavernas Cueva del Diamante/El Condor do Peru a oeste da Amazonia (Cheng et al., 2013a) e com o δ^{18} O da caverna Santiago no Equador (Mosblech et al., 2012).

O clima predominantemente úmido durante o último glacial documentado no registro JAR é consistente com a reconstituição da paleoprecipitação do oeste da região do SMSA, como por exemplo, o que foi mostrado em testemunhos sedimentares do Salar de Uyuni na Bolívia (Baker et al., 2001), em espeleotemas dos Andes peruanos (Cheng et al., 2013a) e do Equador (Mosblesh et al., 2012), e também, é consistente com o que foi documentado na região sudeste do Brasil através dos dados de espeleotemas de Santa Catarina (Cruz et al., 2005) e São Paulo (Cruz et al., 2006), como mostra o gráfico de **Figura 10.12**. A localização desses registros paleoclimáticos pode ser vista na **Figura 10.13**.



Figura 10.13: Mapa da América do Sul com a localização dos registros paleoclimáticos discutidos neste capítulo. 1- Local da caverna Jaraguá (caverna deste estudo); 2- Caverna Botuverá (Cruz et al., 2005); 3- Caverna Santana (Cruz et al., 2006); 4- Salar Uyuni (Baker et al., 2001a); 5- Caverna Pacupahuaim (Kanner et al., 2012), Caverna Huagapo (Kanner et al., 2013) e Lagoa Pumacocha (Bird et al., 2011); 6- Laguna Bella Vista e Laguna Chaplin (Mayle et al., 2000); 7- Laguna La Gaiba (Whitney et al., 2011; Fornace et al., 2016); 8- Cueva del Diamante/El Condor (Cheng et al., 2013a); 9- Caverna Santiago (Mosblesh et al., 2012); 10- Lago Titicaca (Baker et al., 2001b; Fornace et al., 2014); 11- Caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011). As setas indicam a média anual de ventos a 850 hPa. A área em azul representa a precipitação anual média para os meses de DJF.

A concordância entre as condições climáticas do Centro-Oeste com que foi documentado no oeste amazônico e sudeste do Brasil na transição do LGM para o Holoceno é um indicativo que a umidade da região Sudeste está conectada com a do oeste amazônico, local de onde a umidade teria se deslocado em direção as latitudes mais baixas passando pelo Centro-Oeste brasileiro. No entanto, esse resultado está em aparente desacordo com reconstituições paleoambientais realizadas a partir de polén e isótopos da matéria orgânica em sítios de estudos da borda oeste do Pantanal (Whitney et al., 2011; Fornace et al., 2016). Nesses trabalhos, é mostrado que a vegetação do Holoceno foi típica de um clima mais úmido enquanto a vegetação do glacial teria sido típica de clima mais seco. Entretanto, a Laguna La Gaiba, lago de onde foram coletados os testemunhos, recebe água do rio Paraguai nos períodos de cheia, o que traz contribuições de matéria orgânica de regiões distantes para o lago. Também vale notar que a vegetação sofre influência das concentrações de CO₂ atmosférico e da temperatura, parâmetros que tiveram expressivo aumento durante a transição do último glacial para o Holoceno.

Durante o evento frio H3 no HN, o δ^{18} O do registo JAR apresenta um curto evento de valor mais negativo (diminuição de ~1.5‰) centrado em 27850 anos AP (**Figura 10.14**). A temperatura do HN é representada pelo δ^{18} O do testemunho de gelo NGRIP da Groelândia (**Figura 10.14**).



Figura 10.14: Comparação do δ^{18} O do registro JAR (média móvel de 11 pontos) com o δ^{18} O (média móvel de 7 pontos) do testemunho de gelo EDML da Antártica (EPICA members, 2010), δ^{18} O (média móvel de 4 pontos) de estalagmites da China (Dykoski, et al., 2005; Wang et al., 2001; Wang et al., 2005; Yuan et al., 2004) e δ^{18} O (média móvel de 7 pontos) do testemunho de gelo NGRIP da Groelândia (NGRIP members, 2004).

A ausência de dados entre 27970-29235 AP (entre as estalagmites JAR13 e JAR6) coincide com o período de aquecimento do HN relacionado aos eventos DO 3 e 4 (**Figura: 10.14**). Como os eventos de aquecimento do HN são normalmente relacionados a períodos mais secos nas monções do HS, a parada de deposição de espeleotemas no referido período poderia

ter sido causada pela escassez hídrica na região. A série isotópica a partir de 27970 anos AP tem os valores de δ^{18} O ao redor de -5.5‰, que se mantêm aproximadamente constante até o evento H2, onde há uma incursão mais negativa (diminuição de 3.1‰) centrada em 24620 anos AP. Após esse evento os valores de δ^{18} O voltam a subir ligeiramente em 23690 anos AP. Esse aumento nos valores do δ^{18} O e a posterior diminuição são sincrônicos a um evento de aquecimento e esfriamento da Antártica durante o evento AIM2, descrito a partir dos dados de δ^{18} O do testemunho de gelo EDML da Antártica (**Figura 10.14**).

Os eventos úmidos identificados no registro JAR durante o H2 e H3 são consistentes com o movimento da ZCIT em resposta ao esfriamento no HN. Durante o evento H1, os dados JAR mostram uma estrutura de dois eventos úmidos (com diminuição de ~3.2‰ no δ^{18} O) nos intervalos de 17730-16750 anos AP e 15610-14800 anos AP intercalados por uma proeminente fase seca (Figura 10.15). Essa estrutura climática durante o H1, foi observada também em espeleotemas de Minas Gerais e Bahia (Stríkis et al., 2015) de forma menos acentuada (Figura **10.15**). Stríkis et al. (2015) atribui essa fase seca ao temporário posicionamento da ZCIT mais a norte determinado pelo aquecimento do oceano Atlântico tropical, consistente com essa hipótese, registros paleoclimáticos da América Central sensíveis a umidade e temperatura indicam uma pequena perturbação durante essa fase intermediária do H1 (Escobar et al., 2012). Entretanto esse episódio apresenta pouca significância nos registros do HN (Figura 10.14). O δ^{18} O de estalagmites chinesas da **Figura 10.14** mostra um pico pouco proeminente, e outro registro de δ^{18} O também de estalagmites chinesas, com maior resolução e precisão cronológica para o período do H1, que é mostrado na Figura 10.15 é concordante com a refletância do testemunho da Bacia de Cariaco (indicador do posicionamento da ZCIT) e não mostra a estrutura em três fases que o SMSA apresenta para o período do H1 (Figura 10.15). Em ~19000 anos AP, a monção do HN enfraquece lentamente enquanto que o SMSA é fortalecido, mas em ~16950 anos AP a intensidade do SMSA começa a diminuir independentemente de mudanças na posição da ZCIT, portanto, perdendo a conexão com as monções do HN. Assim, a feição em três fases durante o evento H1 parece ser uma estrutura do SMSA que foi fracamente dependente das condições climáticas das altas latitudes ou do posicionamento da ZCIT.



Figura 10.15: Comparação do δ^{18} O do registro JAR durante o evento H1 com os registros de δ^{18} O de cavernas dos estados de Minas Gerais e Bahia (Stríkis et al., 2015), δ^{18} O de cavernas da China (Zhang et al., 2014) indicador de monção do HN e registro de reflectância do testemunho sedimentar da Bacia de Cariaco (Deplazes et al., 2013) indicador de posicionamento da ZCIT.

Um forte período seco ocorreu na SMSA de 15000 anos AP até 12000 anos AP, como identificado no registro JAR por valores de δ^{18} O mais altos (~-4.9‰). Esse evento foi seguido por uma fase úmida (diminuição no δ^{18} O para -7.5‰) até 11600 anos AP. Esse período seco seguido pelo período úmido é coerente com as mudanças de temperatura do HN,

correspondendo aos eventos Bolling-Allerod (B-A; evento quente) e Yonger Dryas (YD; evento frio). Na **Figura 10.14**, também pose ser observado que o SMSA (representado pelo δ^{18} O do registro JAR) está em anti-fase com as monções asiáticas (representada pelo δ^{18} O de estalagmites da China). Essa relação reforça a relação inter-hemisférica das monções determinada pelo posicionamento da ZCIT, uma vez que quando essa está predominante em sua posição sul há aumento das monções no HS e diminuição das monções no HN, e vice-versa.

Pouco se tem discutido sobre a influência das condições climáticas das regiões polares do HS na precipitação da América do Sul no último período glacial (Kanner et al., 2012). Os dados isotópicos da caverna Jaraguá, em alguns momentos, parecem seguir o δ^{18} O do testemunho de gelo da Antártica (**Figura 10.16**). Por exemplo, no início do evento frio H2 no HN ocorre uma abrupta diminuição nos valores de δ^{18} O no registro JAR (24700 anos AP), já o posterior aumento (entre 24660 anos AP até 23650 anos AP) e diminuição (entre 23650 anos AP até 22530 anos AP) do δ^{18} O é semelhante as flutuações da temperatura da Antártica documentadas no δ^{18} O do testemunho de gelo EDML, período que é correspondente ao evento AIM2 (**Figura 10.16**). Nesse período, o δ^{18} O do registro JAR também é consistente com o posicionamento da ZCIT documentada através da refletância do testemunho sedimentar da Bacia de Cariaco (**Figura 10.16**).

Essa relação entre a atividade do SMSA e clima do polo sul foi previamente observada na comparação entre o δ^{18} O de espeleotemas dos Andes peruanos e o registro de paleotemperatura da Antártica durante os eventos AIM8 e AIM12 (Kanner et al., 2012). Kanner et al. (2012) sugeriram que o aquecimento antártico estaria associado com aumento da temperatura da região subtropical do Atlântico Norte o que deslocaria a ZCIT para norte e provocaria o enfraquecimento do SMSA. No entanto, o mecanismo que associa a temperatura da Antártica com o posicionamento da ZCIT não é claro. Se a temperatura da Antártica afeta o gradiente de temperatura inter-hemisférico, a resposta do SMSA durante o AIM2 deveria ser a oposta do que foi documentada no registro JAR. Em contrapartida, o período frio no HN documentado através do aumento dos teores de IRD durante o evento H2 (entre 24250-22200 AP) e o subsequente aquecimento no HN (no período relacionado ao evento DO2 documentado do δ^{18} O do testemunho de gelo da Groelândia) são coincidentes com os intervalos úmido e seco do SMSA, respectivamente (**Figura 10.16**). Dessa forma, mesmo durante os eventos AIMs, a temperatura do HN parece ter sido a forçante principal na variabilidade do SMSA.



Figura 10.16: Detalhe da comparação em torno do período referente ao evento AIM2. Registro JAR (média móvel de 9 pontos), testemunho de gelo EDML da Antártica (média móvel de 4 pontos) (EPICA members, 2010), refletância do testemunho da Bacia de Cariaco (Deplazes et al., 2013), δ^{18} O do testemunho de gelo NGRIP da Groelândia (NGRIP members, 2004) e IRD de testemunho sedimentar marinho (Abreu et al., 2003).

Durante o evento denominado de reversão fria da Antártica (ACR – do inglês *Antarctica Cold Reversal*) que é concomitante ao período do evento BA, Jomelli et al. (2014) documentou maior acumulação de neve nos Andes tropicais. Isso poderia ter tido como causa condições mais úmidas ou a queda da temperatura. Para esse período, os dados do registro JAR mostram condições secas para ao SMSA (**Figura 10.14**). Assim, o acumulo de neve nos Andes tropicais durante esse período esteve mais associado a queda na temperatura do que a disponibilidade de umidade do SMSA. Essa interpretação está em acordo com Pedro et al. (2015) que mostrou esfriamento das regiões tropicais do HS associado ao resfriamento antártico durante o evento ACR.

Conclusão

O registro de δ^{18} O das estalagmites da caverna Jaraguá mostrou que o período do LGM foi mais úmido do que o Holoceno para a região do Mato Grosso do Sul, isso concorda com as condições médias de precipitação desse período aferidas por reconstituição de paleoprecipitação do oeste amazônico e do sudeste do Brasil. Esse resultado é importante pois indica a presença de um corredor de umidade que se estende flanco leste do andes equatorial até o sudeste do Brasil durante o período do LGM. O registro JAR também mostrou uma série e anomalias climáticas abruptas que estiveram relacionadas com a temperatura do HN e que foram evidentes durante os eventos DO2, H2, BA e YD, de forma que, condições mais frias (quentes) no HN esteve associado com períodos mais úmidos (secos) na região sobre domínio do SMSA. Durante o período relacionado ao evento H1, o registro apresentado mostrou um período seco entre duas fases úmidas, essa feição foi previamente identificada no δ^{18} O de estalagmites do centro-leste do Brasil (Stríkis et al., 2015) e não teve uma correspondência de mesma magnitude nos registros paleoambientais do HN.

10.5 Transição paleoclimática entre o LGM e Holoceno descrita através do registro de δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá

Como apresentado no **item 5.2**, a interpretação dos dados de δ^{13} C em estalagmites é mais complexa do que a interpretação do δ^{18} O, já que esse indicador está sujeito a uma série de outras contribuições do sistema cárstico e é mais sensível a eleitos cinéticos (Meyer et al., 2014). As possíveis alterações no sinal do δ^{13} C nos espeleotemas podem ter como causa: a temperatura, efeitos cinéticos, contribuições do carbono da rocha da caverna e contribuições da matéria orgânica do solo.

Apesar das dificuldades de se entender o sinal do δ^{13} C no ambiente cárstico, o registro de δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá (**Figura 10.17**) apresenta certas características que aliados aos dados isotópicos da rocha mãe da caverna facilitam a sua interpretação. Foram feitas 5 análises de δ^{13} C em cinco fragmentos de rocha matriz da caverna Jaraguá, os resultados encontrados são apresentados na **Tabela 10.2**.



Figura 10.17: Registro isotópico de δ^{13} C e δ^{18} O das estalagmites coletadas na caverna Jaraguá. Cada cor representa os dados isotópicos de uma estalagmite. Assim, as estalagmites JAR4, JAR2, JAR7, JAR13 e JAR6 são representadas pelas cores: vermelho, preto, azul, laranja, vinho e verde, respectivamente. A linha tracejada demarca o valor do δ^{13} C médio (1.2‰) da rocha matriz da caverna Jaraguá.

$\delta^{13}C$ (VPDB)	Localização da amostra na caverna
2.80	parte externa da caverna acima da entrada
1.71	parte externa da caverna acima da entrada
0.55	na entrada da caverna
0.41	dentro da caverna em uma região intermediária
0.65	na parte mais profunda da caverna

Tabela 10.2: Valores do δ^{13} C de amostras de rocha coletadas ao longo da caverna Jaraguá, incluindo a parte externa da caverna.

O δ^{13} C do registro JAR apresenta valores em torno 1.5‰, com pouca variação, entre o começo do registro (~33 mil anos AP) até próximo ao final do último período glacial (~18000 mil nos AP), **Figura 10.17**. Os valores começam a diminuir em ~17640 AP, a partir desse ponto,

o δ^{13} C apresenta três oscilações de amplitude de ~2‰ com valores máximos centrados em ~16270, 14890 e 12720 AP. Após esse último pico, há uma abruta diminuição nos valores até ~10000 AP, a partir desse ponto os valores ficam próximo a média de -8‰.

No período do Holoceno, o δ^{13} C parece variar de forma associada ao δ^{18} O (**Figura 10.17**), com recíprocos aumentos nos valores durante eventos que ocorreram em 8320 AP, 6720 AP, 5680 AP e 3790 AP. Após o hiato em ~2130 AP, os valores decrescem simultaneamente até ~150 anos AP.

Nota-se que durante o período glacial o valor médio do δ^{13} C (1.5‰) é próximo ao valor médio do δ^{13} C (1.2‰) das amostras de rochas da matriz carbonática da caverna (**Tabela 10.2**). Com isso, podemos considerar que durante o período glacial, o principal contribuinte para os valores isotópicos preservados nos espeleotemas foi a rocha encaixante, e que contribuições para o sinal provenientes do solo ou matéria orgânica (que deslocariam os valores para mais negativos) foram mínimos.

A principal característica do registro de δ^{13} C da caverna Jaraguá é a transição nos valores isotópicos do glacial para o Holoceno. Vamos considerar as principais hipóteses para essa transição isotópica: (1) efeitos envolvendo a mudanças nos valores médios da temperatura, (2) eveitos cinéticos, degaseificação rápida e perca de umidade, e (3) contribuição da assinatura isotópica da matéria orgânica presente no solo.

- (1) A temperatura durante o último glacial foi consistentemente mais fria ao redor do globo em relação aos valores holocênicos. Reconstituições de paleotemperatura para região mostram o glacial cerca de ~4°C mais frio que o presente (Whitney et al., 2011). O aumento de temperatura deveria aumentar o δ^{13} C nos espeleotemas (Polag et al., 2012), mas como os valores decrescem no registro de δ^{13} C das estalagmites JAR na transição glacial-Holoceno, o papel direto do aumento da temperatura na isotopia pode ser descartado. Mesmo que afetado pela temperatura, a variação ~4°C ao redor da temperatura de 22° iria alterar o δ^{13} C em menos de 1‰ (Hendy, 1971; Meyer et al., 2014).
- (2) Atualmente o ambiente interno da caverna encontra-se saturado em umidade, os dados de δ^{18} O (**item 10.4**) mostram que o período glacial foi mais úmido do que o presente, assim, é de se esperar que essa caverna preservou a atmosfera saturada em umidade ao longo dos últimos 33 mil anos. No que diz respeito ao CO₂, no período glacial a concentração atmosférica foi ~100 ppm menor que os valores pré-revolução industrial

(~280 ppm), atualmente a concentração de CO₂ da caverna é em média superior a 1000 ppm, com variação de alguns milhares de ppm ao longo do ano (ver **Tabela 8.1**). Dessa forma, a variação global de 100 ppm no CO₂ atmosférico não seria significativo para modular a degaseificação da solução percolante a ponto de mudar o valo isotópico. Assim, efeitos na isotopia dos espeleotemas decorrentes das mudanças de umidade relativa e CO₂ dentro da caverna, se existiram, foram mínimos. No caso de um efeito cinético, que também envolveria as mudanças de temperatura, os valores de δ^{13} C e δ^{18} O seriam fracionados na mesma direção, e na **Figura 10.11**, mostramos que a correlação entre o δ^{13} C e o δ^{18} O das estalagmites JAR é negativa. Assim, podemos também descartar que os efeitos cinéticos tenham ocorridos nos espeleotemas durante a transição glacial-Holoceno.

(3) Independentemente do tipo de metabolismo das plantas (sejam eles C3 ou C4), os valores de δ^{13} C presente no material biológico de origem vegetal no solo será inferior a -9‰ (Dorale et al., 2009). Como os valores do δ^{13} C das estalagmites JAR encontramse com valores médios em torno de -8‰, podemos considerar que a diminuição nos valores isotópicos no δ^{13} C das estalagmites JAR durante a transição glacial-Holoceno se deu pela maior contribuição da matéria orgânica que ocorreu a partir do início do Holoceno.

Considerando a hipótese (3) como a que melhor explica a variação isotópica do δ^{13} C nas estalagmites da caverna Jaraguá. A vegetação e processos biológicos do solo teriam se desenvolvido acima da caverna no começo do Holoceno, o que é intrigante, dado que os dados de δ^{18} O das mesmas estalagmites sugerem o período glacial foi mais úmido do que o Holoceno médio. Assim, duas situações podem ter ocorrido simultaneamente ou em separado: (I) as maiores chuvas durante o período glacial estariam "lavando" a rocha da parte externa da caverna, impossibilitando a fixação do solo e o desenvolvimento da vegetação e (ou) (II) a vegetação teria se desenvolvido acima da caverna decorrente de outros fatores independentemente das condições de precipitação, nesse caso, as mudanças de precipitação reportadas pelo δ^{18} O durante a transição glacial-Holoceno podem não terem sido fortes o suficiente para que a vegetação fosse impactada, e outros fatores, como por exemplo, o aumento da temperatura e das concentrações de CO₂ na atmosfera tiveram uma maior contribuição na dinâmica da vegetação. O adensamento da vegetação na região do Pantanal a partir do Holoceno concorda com outras reconstituições de vegetação para região baseada em indicadores biológicos (Whitney et al., 2011; Fornace et al., 2016), e também é consistente com registros polínicos do sul da Amazônia que indicam que a vegetação do último glacial foi relativamente do tipo aberta (savana) em relação a vegetação mais densa do Holoceno (Burbridge et al., 2004; Mayle et al., 2000). De fato, o aumento da temperatura e da concentração de CO₂ do glacial para o Holoceno poderia ser a causa da transição da vegetação aberta (típica de cerrado) para a vegetação mais densa próxima a mata amazônica (Ehleringer & Monson., 1993; Ehleringer et al., 1997). Assim, o impacto na vegetação do aumento de temperatura e CO₂ teria superado o papel de diminuição de precipitação na transição LGM/Holoceno. Colaborando com essa interpretação, o δ^{13} C do registro JAR tem forte associação com a variação da concentração de CO₂ atmosférico global e com a temperatura do HS documentadas através dos registros de gelo da Antártica. Podemos observar que a mudança drástica no δ^{13} C ocorre de forma concomitante com o aquecimento da Antártica e com o aumento do CO₂ atmosférico (**Figura 10.18**).



Figura 10.18: Comparação entre o δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá com o δ^{18} O do testemunho de gelo EDML (EPICA members, 2010) da Antártica (representativo de variação de temperatura) e com a reconstituição do CO₂ atmosférico (Monnin et al., 2004).

Conclusão

A variação do δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá parece estar associada com a quantidade de produtividade biológica no solo, que quanto maior leva a diminuição do δ^{13} C nas estalagmites. Significante mudança nos valores para mais negativo ocorre na transição entre o período glacial para o Holoceno. Apesar desse resultado concordar com os dados de paleovegetação de regiões próximas, ele discorda do que seria esperado em decorrência da variação de chuvas. Tal relação leva a crer que outros parâmetros como a concentração de CO₂ na atmosfera e temperatura foram determinantes no estabelecimento dos atuais padrões de vegetação. Alternativamente, durante glacial, a maior quantidade de chuvas poderia ter atuado de forma a impedir a fixação do solo acima da caverna o que inibiria o sinal da matéria orgânica na isotopia dos espeleotemas.

11 Considerações finais e perspectivas futuras

Ainda existe um grande contraste entre a quantidade de reconstituições paleoclimáticas em regiões tropicais e subtropicais do HS em relação ao HN. A ausência de trabalhos paleoclimáticos de alta resolução é mais acentuadas nas regiões interiores do continente africano, da Oceânia e da AS, o que dificulta a construção de modelos paleoclimáticos mais precisos para o HS e faz com que as interpretações obtidas a partir dos dados do HN se tornem um paradigma nas ciências climáticas. Nesse contexto, os resultados mostrados na presente tese trazem contribuições importantes para o cenário paleoclimático dos trópicos da AS.

Com base em estalagmites do estado do MT que cobriu os últimos ~1500 anos, foi possível identificar que a atividade solar tem uma contribuição no SMSA na escala centenária, e que essa forçante, atua de forma independente das condições climáticas do HN. Isso contrasta um pouco com o que era esperado por estudos prévios, pois a temperatura do HN tem sido considerada a principal forçante a modular a precipitação na região monçônica da AS, tendo sido responsável pelas anomalias climáticas evidenciadas no Brasil durante o MCA e LIA.

Considerando a escala de tempo que vai do último período glacial até o presente, o registro de δ^{18} O das estalagmites coletadas no estado do MS mostraram que as condições climáticas da região foram mais úmidas durante o glacial em relação ao Holoceno. Esse resultado está em acordo com o que foi documentado para a região do oeste amazônico e do sudeste do Brasil, assim, com os dados do MS foi possível interpretar que ocorreu o transporte de umidade da região do oeste amazônico para o sudeste do Brasil durante o glacial. Também foi possível evidenciar o impacto dos eventos milenares na região, causados principalmente pela variação abrupta da temperatura do HN, e que algumas características desses eventos, principalmente documentada durante o H1, não apresentam relação com as flutuações climáticas das altas latitudes que foram o "gatilho" para esses eventos.

Os dados de δ^{13} C das mesmas estalagmites coletadas no estado do MS mostrou uma mudança drástica nas condições acima da caverna que envolve a dinâmica de solo/vegetação. Os dados indicam um aumento da produtividade orgânica e fixação de solo na transição LGM/Holoceno. Esse é um dado controverso, pois o δ^{18} O das mesmas estalagmites sugere que o glacial foi relativamente mais úmido em relação ao Holoceno. Assim, condições locais, como por exemplo, a dificuldade de fixação do solo acima da caverna durante o glacial pode ter sido um dos responsáveis pelos resultados encontrados no δ^{13} C. Alternativamente, a vegetação acima da caverna pode ter sido pouca influenciada pela variação da precipitação, estando mais sensível as concentrações de CO_2 e temperatura da atmosfera. Essa hipótese encontra apoio em reconstituições de vegetação de regiões não tão distantes, que mostraram a expansão da vegetação durante o Holoceno.

O monitoramento isotópico e ambiental realizado principalmente na caverna Jaraguá, permitiu interpretar os dados isotópicos dos espeleotemas com mais facilidade. Durante o período monitorado, o microclima da caverna não variou de forma significativa o que permitiu a preservação do sinal isotópico da água de gotejamento nos espeleotemas. O *amount effect* foi bem evidenciado para a região através do acoplamento entre a quantidade de chuva e sua variação isotópica, o que possibilitou o uso do δ^{18} O da água da chuva dessa região como um indicador da variação do SMSA.

Apesar dos avanços apresentados, estudos paleoclimáticos para a região Centro-Oeste ainda são necessários. É possível expandir os registros isotópicos de espeleotemas tanto do estado do MS como do MT, e novos indicadores ambientais podem ser incorporados a pesquisa com espeleotemas para a reconstituição de outros aspectos da dinâmica do paleoambiente. A associação dos trabalhos paleoambientais desenvolvidos no âmbito das geociências deve ser incorporada a estudos multidisciplinares de biociências e meteorologia afim de se ter um panorama mais global das mudanças climáticas que ocorreram no passado e como essas mudanças influenciaram a dinâmica da biodiversidade no Brasil.

A questão envolvendo o papel da insolação do SMSA ainda não está claro, pois a única região em que as curvas de δ^{18} O apresentam uma boa correlação com a curva de insolação é a região Sudeste do Brasil. Entretanto, papel da insolação como forçante nas demais regiões não pode ser descartado já que longos registros de δ^{18} O, como os do Oeste da Amazônia (Cheng et al., 2013a), mostram bom acoplamento durante o glacial com a curva de insolação embora os períodos interglaciais tenham pouco ou nenhuma correlação. Para melhor atender a essa questão são necessários novos registros de paleo-monção de regiões ainda não exploradas como as porções central de sul da Amazônia, assim como a expansão dos registros de δ^{18} O do Centro-Oeste para que eles abranjam mais de um ciclo glacial. O laboratório de Terrenos Cársticos do IGc-USP já conta com estalagmites que podem atender a esse propósito.

No que diz respeito a variação do SMSA nos últimos milênios, as questões a serem respondidas demanda a caracterização da variabilidade regional interna ao domínio do SMSA. Isso evolve explicar como variações tipo ENSO, PDO e AMO afetam cada região em particular. Para isso, também é necessário ampliar a malha de registros paleoclimáticos dentro do Brasil central e interpretá-los em conjunto com os demais indicadores de paleoprecipitação da AS, assim como comparar com os modelos de simulação para que os mesmos sejam aperfeiçoados e calibrados perante os dados geoquímicos.

O registro de δ^{13} C das estalagmites da caverna Jaraguá mostra um cenário interessante de variação de vegetação entre o último período glacial para o Holoceno, pois aponta para um possível adensamento da vegetação ou acumulo de solo sobre a caverna em um período em que o clima estava ficando mais árido. Para melhor interpretação desse registro, novos indicadores ambientais estão sendo analisados nas estalagmites, como por exemplo, as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que podem fornecer informações sobre processos erosivos do solo acima da caverna. Também na caverna Jaraguá, há um deposito sedimentar no fundo da cavidade no qual foi aberto uma trincheira de ~2 m de profundidade (**Figura 11.1**). Análises preliminares com o uso de termoluminescência e datações de material carbonato por U/Th encontrados no perfil indica que os dois metros de sedimento foram depositados ao longo dos últimos 50 mil anos, o que nos tem permitido desenvolver registros paleoambiantais a partir desse perfil sedimentar. O perfil está sendo datado por 14C e em conjunto com pesquisadores de diversas áreas estão sendo analisados a geoquímica, mineralogia e pólen no sedimento, o que pode contribuir para a melhor interpretação da dinâmica do solo e vegetação acima da caverna de forma a suportar as interpretações do δ^{13} C das estalagmites.



Figura 11.1: Trincheira aberta no sedimento presente no fundo da caverna Jaraguá. Foto: Ligia Maria Almeida Ribeiro.

12 Referências

ABRAM, N. J.; MULVANEY, R.; VIMEUX, F.; PHIPPS, S. J.; TURNER, J.; ENGLAND, M. H. Evolutions of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, v. 11, 564-569, 2014.

AB'SÁBER, A. N. Os domínios morfoclimáticos brasileiros e as províncias fitogeográficas do Brasil. *Revista Orientação, USP/IGEO*, n. 3, p. 45-48, 1967.

ALMEIDA, F. F. M. de. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, v. 219, p. 1-96, 1965.

ALVARENGA C. J. S., TROMPETTE, R. Brasiliano Tectonic of the Paraguay Belt: The Structural development of the Cuiabá Region. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, 18-30, 1993.

ANDERSON, R. F.; ALI, S.; BRADTMILLER, L. I.; NIELSEN, S. H. H.; FLEISHER, M. Q.; ANDERSON, B. E.; BURCKLE, L. H. Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science*, **v. 323**, p. 1443-1447, 2009.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in south America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *International Journal of Climatology*, **v. 205**, p. 2017-2030, 2005.

APAÉSTEGUI, J.; CRUZ, F. W.; SIFEDDINE, A.; VUILLE, M.; ESPINOZA, J. C.; GUYOT, J. L.; KHODRI, M.; STRIKIS, N. M.; SANTOS, R. V.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; CARVALHO, E.; SANTINI, W. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Climate of the Past*, v. 10, p. 1967–1981, 2014.

ATKINSON T. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, **v. 35**, p. 93–110, 1977.

BAKER, P. A.; RIGSBY, C. A; SELTZER, G. O.; FRITZ, S. C.; LOWENSTEINK, T. K.; BACHER, N. P.; VELIZ, C. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*, v. **409**, p. 698-701, 2001a.

BAKER, P. A.; SELTZER, G. O.; FRITZ, S. C.; DUNBAR, R. B.; GROVE, M. J.; TAPIA, P. M.; CROSS, S. L.; ROWE, H. D.; BRODA, J. P. The History of South American Troical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science*, **v. 291**, p. 640-643, 2001b.

BAKER A.; WILSON R.; FAIRCHILD I. J.; FRANKE J.; SPÖTL C., TROUET D. V. AND FULLER L. High resolution δ^{18} O and δ^{13} C records from an annually laminated Scottish stalagmite and relationship with last millennium climate. *Global Planet Change*, v. 79, p. 303–311, 2011.

BAKER, A.; FLEMONS, I.; ANDERSEN, M. S.; COLEBORN, K.; TREBLE, P. C. What determines the calcium concentration of speleothem-forming drip waters? *Global and Planetary Change*, v. 143, p. 152-161, 2016.

BALDINI, J. U. L.; MCDERMOTT, F.; HOFFMANN, D. L.; RICHARDS, D. A.; CLIPSON, N. Very high-fraquency and seasonal cave atmosphere P_{CO2} variability: Implications for stalagmite growth and oxygen isotope-based paleoclimate records. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 272, p. 118-129, 2008.

BARRETO, E. A. S. *Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites.* 2010. 134 f. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

BARRETO, E. A. S. Reconstituição da paleoprecipitação do sul do Nordeste brasileiro durante os dois últimos ciclos glaciais a partir da aplicação de registros isotópicos de oxigênio de estalagmites da Chapada Diamantina (Bahia). 2016. 141 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

BEHLING, H.; NEGRELLE, R. R. B. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic Lowland, Southern Brazil, during the Late Quaternary. *Quaternary Research*, v. 56, p. 383-389, 2001.

BERBERY, E. H.; BARROS, V. R. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *Jornaul of Hydrometeorology*, v. 3, p. 630–645, 2002.

BERGER, A.; LOUTRE, M. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, v. 10, p. 297-317, 1991.

BHATTACHARYYA, S.; NARASIMHA, R. Possible association between Indian monsoon rainfall and solar activity. *Geophysical Research Letters*, v. 32, L05813, 2005.

BIRD, B. W.; ABBOTT, M. B.; RODBELL, D. T.; VUILLE, M. Holocene tropical South American hydroclimate reveled from a decadally resolved lake sediment δ^{18} O record. *Earth and Planetary Science Letters*, **v. 31**0, 192-202, 2011.

BOGGIANI, P. C. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul. 1998. 181 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

BOND, G.; KROMER, B.; BEER, J.; MUSCHELER, R.; EVANS, M.N.; SHOWERS, W.; HOFFMANN, S.; LOTTI-BOND, R.; HAJDAS, I.; BONANI, G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **v. 294**, p. 2130-2136, 2001.

BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; DEMENOCAL, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I.; BONANI, G. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, **v. 278**, p. 1257 – 1266, 1997.

BREITENBACH, S. F. M.; LECHLEITNER, F. A.; MEYER, H.; DIENGDOH, G. MATTEY, D.; MARWAN, N. Cave ventilation and rainfall signals in dripwater in a monsoonal setting – a monitoring study from NE India. *Chemical Geology*, **v. 402**, p. 111-124, 2015.

BURBRIDGE, R. E.; MAYLE, F. E.; KILLEN, T. J. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kemptt Mercado National Park, Bolivian Amazon. *Quaternary Research*, v. 61, p. 215-230, 2004.

BUSTAMANTE, M. G.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; APAÉSTEGUI, J.; STRIKIS, N.; PANIZO, G.; NOVELLO, F.V.; DEININGER, M.; SIFEDDINE, A.; CHENG, H.; MOQUET, J. S.; GUYOT, J. L.; SANTOS, R. V.; SEGURA, H.;EDWARDS, R. L. Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on δ¹⁸O speleothem records. *Quaternary Science Reviews*, **v. 146**, p. 274-287, 2016.

CAMPANHA, G. A. C.; BOGGIANI, P. C.; SALLUN FILHO, W.; SÁ, F.R.; ZUQUIM, M. P. S.; PIACENTINI, T. A Faixa de Dobramento Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, **v. 11**, p. 79-96, 2011.

CAROLIN, S. A.; COBB, K. M.; LYNCH-STIEGLITZ, J.; MOERMAN, J. W.; PARTIN, J. W.; LEJAU, S.; MALANG, J.; CLARK, B.; TUEN, A. A.; ADKINS, J. F. Northern Borneo stalagmite records reveals West Pacific hydroclimate across MIS 5 and 6. *Earth Planetary Science Letters*, v. **439**, p. 182-193, 2016.

CHAMBERS, F. M.; MAUQUOY, D.; BRAIN, A.; BLAAUW, M.; DANIELL, J. R. G. Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 253, p. 439-444, 2007.

CHARLES, C. D.; RIND, J.; JOUZEL, J.; KOSTER, R. D.; FAIRBANKS, R. G. Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland: Influences on the ice core record of climate, *Science*, **v. 263**, p. 508–511, 1994.

CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; HOFF, J.; GALLUP, C. D.; RICHARDS, D. A.; ASMERON, Y. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, **v. 169**, p. 17-33, 2000.

CHENG, H. C.; SINHA, A.; WANG, X. W.; CRUZ, F. W.; EDWARDS, R. L. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Climate Dynamics*, v. 39, p. 1045–1062, 2012.

CHENG, H.; SINHA, A.; CRUZ, F. W.; WANG, W.; EDWARDS, R. L.; D'HORTA, F. M.; RIBAS, C. C.; VUILLE, M.; STOTT, L. D.; AULER, A. S. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, v. 4, p. 1411-1416, 2013a.

CHENG, H.; EDWARDS, R.L.; SHEN, C-C.; POLYAK, J.V.; ASMEROMD, Y.; WOODHEAD, J.; HELLSTROME, J.; WANG, Y.; KONG, X.; SPÖTL, C.; WANG, W.; ALEXANDER JR., C. Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma masss pectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 371-372, p. 82-91, 2013b.

CHIANG, J. C. H.; BITZ, C. M. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics*, v. 25, p. 477-496, 2005.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. A. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, v. 36, L21707, 2009.

COLE, J. E.; RIND, D.; WEBB, R. S.; JOUZEL, J.; HEALY, R. Climatic controls on interannual variability of precipitation δ 180: Simulated influence of temperature, precipitation amount, and vapor source region, *Journal of Geophysical Research*, **v. 104**, p. 14.223–14.235, 1999.

COPLEN, T. B.; BRAND, W. A.; GEHRE, M.; GRONING, M.; MEIJER, H. A. J. After two decades a second anchor for the VPDB δ13C scale, *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **v. 20**, 3165–3166, 2006.

CRAIG, H.; BOATO, G.; WHITE, D. E. Isotopicgeochemistry of thermal waters. *Nat. Acad. Sci., Nucl. Sci., Ser., Rep.* v. 19, p. 29-36, 1956.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A. O.; FERRARI, J. A.; SILVA DIAS, P. L.; VIANA Jr. O. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, **v. 434**, p. 63-66, 2005.

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. Reconstruction of regional atmosphere circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 248, p. 494-506, 2006.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. *Nature geosciences*, **v. 2**, p. 210-214, 2009.

CRUZ, F. W.; WANG, X.; AULER, A.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; EDWARDS, R..L.; Cheng, H. Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. In: Francoise Vimeux; Florence Sylvestre; Myriam Khodri. (Org.). Past Climate Variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America and Surrounding Regions: Developments in Paleoenvironmental Research, Springer-Verlag. Springer-Verlag, v. 14, 2009.

DAI, A.; TRENBERTH, K. E. Estimates of Freshwater Discherge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, **v. 3**, p. 660-687, 2002.

DANSGAARD, W. The O18 in fresh water. Geochim. Et Cosmochim. Acta, v. 6, p. 241-260, 1954.

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

DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN H. B.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N. S.; HAMMER, C. U.; HVIDBERG, C. S.; STEFFENSEN J. P.; SVEINBJORNSDOTTIR, A. E.; JOUZEL. J.; BOND, G. C. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, v. 364, p. 218-220, 1993.

DEINES, P.; LANGMUIR, D.; HARMON, R. S. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 1147–1164, 1974.

DEPLAZES, G.; LÜCKGE, A.; PETERSON, L. C.; TIMMERMANN, A.; HAMANN Y.; HUGHEN, K. A.; RÖHL U.; LAJ, C.; CANE, M. A.; SIGMAN, D. M.; HAUG, G. H. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geoscience.* **v. 6**, p. 213-217, 2013.

DORALE J.; GONZALEZ L.; REAGAN M.; PICKETT D.; MURRELL M.; BAKER R. A high-resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science*, v. 258(5088), p. 1626–1630, 1992.

DORALE J. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: a speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, **v. 282**, p. 1871–1874, 1998.

DORALE, J. A.; LIU, Z. Limitations of hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies*, **v. 71**, n° 1, p. 73–80, 2009.

DYKOSKI, C. A.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; YUAN, D.; CAI, Y.; ZHANG, M.; LIN, Y.; QING, J.; AN, Z.; REVENAUGH, J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, **v. 233**, p. 71-86, 2005.

EDWARDS, R. L.; CHEN, J. H.; WASSERBURH, G. J. 238U - 234U - 230Th - 232Th systemtics and the precise measurement of time over the past 500.000 years. *Earth Planetary Science Letters*, **v. 81**, p. 175-192, 1986.

EHHALT, D.; KNOT, K.; NAGEL, J. F.; VOGEL, J. C. Deuterium and oxygen 18 in rain water. *Journal Geophysical Research*, v. 68, p. 3775-3780, 1963.

EHLERINGER, J. R. & MONSON, R. K. Evolutionary and ecological aspects of photosynthetic pathway. *Annual Reviews of Ecological Systems*, v. 24, p. 411-439, 1993.

EHLERINGER, J. R.; CERLING, T. E.; HELLINKER, B. R. C₄ photosynthesis, atmospheric CO₂, and climate. *Oecologia*, v. 112, p. 285-299, 1997.

EPICA community members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antartictica. *Nature*, v. 444, p. 195-198.

EPICA Community Members: Stable oxygen isotopes of ice core EDML, PANGAEA, doi:10.1594/PANGAEA.754444, 2010.

EPSTEIN, S.; MAYEDA, T. Variations of the O¹⁸ content of water from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 4, p. 213-224, 1953.

FENG, W.; BANNER, J. L.; GUILFOYLE, A. L.; MUSGROVE, M.; JAMES, E. W. Oxygen isotopic fractionation between drip water and speleothem calcite: A 10-year monitoring study, central Texas, USA. *Chemical Geology*, v. 304-305, p. 53-67, 2012.

FAIRCHILD, I.J.; SMITH, C.L.; BAKER, A.; FULLER, L.; SPÖTL, C.; MATTEY, D.; McDERMOTT, F. E. I. M. F. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, v. 75, p. 105-153, 2006.

FORNACE, K. L.; HUGHEN, K. A.; SHANAHAN, T. M.; FRITZ, S. C.; BAKER, P. A.; SYLVA, S. P. A 60,000-year record of hydrologic variability in the Central Andes from the hydrogen isotopic composition of leaf waxes in Lake Titicaca sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **v. 408**, p. 263-271, 2014.

FORNACE, K. L.; WHITNEY, B. S.; GALY, V.; HUGHEN, K. A.; MAYLE, F. E. Late Quaternary environmental change in the interior South American tropics: new insight from leaf wax stable isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 438, p. 75-85, 2016.

FRIEDMAN, I. Deuterium content of natural Waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 4, p. 89-103, 1953.

FRIEDMAN, I.; MACHTA, L.; SOLLER, R. Water vapor exchange between a water droplet and its environment. *Journal of Geophysical Reserch*, v. 67, p. 2761-2170, 1962.

FRIEDMAN, I.; O'NEIL, J.; CEBULA, G. Two New Carbonate Stable Isotope Standards, *Geostandards Newsletter*, v. 6, 11–12, 1982.

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **v. 281**, p. 180-195, 2009.

GAUCHER, C.; BOGGIANI,P.C.; SPRECHMANN, P.; SIAL, A. N.; FAIRCHILD, T.R. Integrated correlation of Vendian to Cambrin Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implactions. *Precambrian Research*, v. 120, p. 241-278, 2003.

GENTY D.; BLAMART D.; PLAGNES G.; CAUSSE C.; BAKALOWICZ M.; ZOUARI K.; CHKIR N.; HELLSTROM J.; WAINER K.; BOURGE F. Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African d13C stalagmite profiles – comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quaternary Science Review*, v. 25, p. 2118–2142, 2006.

GUILLEVIC, M.; BAZIN, L.; LANDAIS, A.; STOWASSER, C.; MASSON-DELMOTTE, V.; BLUNIER, T.; EYNAUD, F.; FALOURD, S.; MICHEL, E.; MINSTER, B.; POPP, T.; PRIÉ, F.; VINTHER, B. M. Evidence for a thee-phase sequence during Heinrich Stadial 4 using a multiproxy approach based on Greenland ice core records. *Climate of the Past*, v. 10, p. 2115-2133, 2014.

GONFIANTINI, R.; ROCHE, M.-A.; OLIVRY, J.-C.; FONTES, J.-C.; ZUPPI, G. M. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains, *Chemical Geology*, v. 181, p. 147–167, 2001.

GRABCZAK, J.; NIEWODNICZANSKI, J.; ROZANSKI, K. Isotope stratification in high mountain glaciers: Examples from the Peruvian Andes and Himalaya, *Journal of Glaciology*, v. 29, p. 417–424, 1983.

GILFILLAN, E. S. The isotopic composition of sea water. *Journal of American Chemical Society*, v. 56, p. 406-408, 1934.

GLEISSBERG, W. The eighty-year sunspot cycle. *Journal of British Astronomical Association*, v. 68, p. 148–152, 1958.

GRIMM, A. L. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Cliamte*, v.16, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, v. 22, 1589-1609, 2009.

GRINSTED, A.; JEVREJEVA, S.; MOORE, J. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Process Geophysical*, v. 11, p. 561–566, 2004.

HAMMER, Ø.; HARPER, D. A. T.; RYAN, P. D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Paleonto. Elect.*, **v. 4**, p. 1-9, 2001.

HARMON, R. S.; SCHWARCZ, H. P.; GASCOYNE, M.; HESS, J. W.; FORD, D. C. Paleoclimate information from speleothems: The present as a guide to the past, in MYLROIE, J., and SASOWSKY, I.D., eds., Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate, New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, p. 199–226, 2004.

HELD, I. M.; HOU, A. Y. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 37, p. 515-533, 1980.

HENDY, C. H. The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **v. 35**, p. 801-824, 1971.

HUT, G. Consultants' group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, Report to the Director General, International Atomic Energy Agency, Vienna, April 1987.

HUYBERS, P. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science*, v. 313, p. 508-511, 2006.

IPECA - Instituto de Pesquisa Curupira – Araras. HIROOKA, S.; OLIVEIRA, M. G.; D'AVIA, S. M.; PINTO, J. M. Gruta Pau d'Alho (mapa), projeto: Zoneamento Arque-paleo-espeleológico. Rosário Oeste (MT), 1994.

JAQUETO, P.; TRINDADE, R. I. F.; HARTMANN, G. A.; NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; KARMANN, I. STRAUSS, B. E.; FEINBERG, J. M. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 121, doi:10.1002/2016JB013541.

JOMELLI, V.; FAVIER, V.; VUILLE, M.; BRAUCHER, R.; MARTIN, L.; BLARD, P.-H.; COLOSE, C.; BRUNSTEIN, D.; HE, F.; KHODRI, M.; BOURLÈS, D. L.; LEANNI, L.; RINTERKNECHT, V.; GRANCHER, D.; FRANCOU, B.; CEBALLOS, J. L.; FONSECA, H.; LIU, Z.; OTTO-BLIESNER, B. L. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Nature*, **v. 513**, p. 224-228, 2014.

KANNER, L. C.; BURNS, S. J.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial. *Science*, v. 335, p. 570-573, 2012.

KANNER, L. C.; BURNS, S. J.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; VUILLE, M. High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes. *Quaternary Science Reviews*, v. 75, p. 1-10, 2013.

KARMANN, I; BOGGIANI, P. C. Gruta Jaraguá, MS-10 (mapa), projeto: Grutas de Bonito. Bonito (MS), 1984.

KATHAYAT G.; CHENG, H.; SINHA; A.; SPÖTL, C.; RDWARDS, R. L.; ZHANG, H.; LI, X.; YI, L.; NING, Y.; CAI, Y.; LUI, W. L.; BREITENBACH, S. F. M. Indian monsoon variability on millennial-orbital timescales. *Scientific Reports*, **v. 6**, 24374, doi:10.1038/srep24374, 2016.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relations to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *Journal of Geophysical Research*, v. **109**, C11011, 2004.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *International Journal of Climatology*, v. 27, p. 531-540, 2007.

KIM, S-T; O'NEIL, J. R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 3461-3475, 1997.

KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Reserach Letters*, v. 32, L20708, 2006.

KODERA, K. Solar influence on the Indian Ocean Monsoon through dynamical processes. *Geophysical Reserch Letters*, v. 31, L24209, 2004.

KODERA, K.; COUGHLIN, K.; ARAKAWA, O. Possible modulation of the connection between the Pacific and Indian Ocean variability by the solar cycle. *Geophysical Research Letters*, **v. 34**, L03710, 2007.

LABITZE, K.; VAN LOON, H. Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale. *Tellus,* **v. 47A**, p. 275-286, 1995.

LACHNIET, M. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternaty Science Reviews*, v. 28, p. 412-432, 2009.

LASKAR, J.; FIENGA, A.; GASTINEAU, M.; MANCHE, H. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, v. 89, 532-547, 2011.

LIU, J.; WANG, B.; DING, Q.; KUANG, X.; SOON, W.; ZORITA, E. Centennial variations of the global monsoon precipitation in the last millennium: Results from ECHO-G Model. *Journal of Climate*, v. 22, p. 2356-2371, 2009.

LIU, H. Y.; LIN, Z. S.; QI, X. Z.; LI, Y. X.; YU, M. T.; YANG, H.; SHEN, J. Possible link between Holocene East Asian monsoon and solar activity obtained from the EMD method. *Nonlinear Process in Geophysics*, v. 19, p. 421-430, 2012a.

LIU, J.; WANG, B.; YIM, S. Y.; LEE, J. Y.; JHUN, J. G.; HA, K. J. What drives the global summer monsoon over the past millennium? *Climate Dynamics*, v. 39, p. 1063–1072, 2012b.

MANN, M.E.; ZHANG, Z.; RUTHERFORD, S.; BRADLEY, R. S.; HUGHES, M. K.; SHINDELL, D.; AMMANN, C.; FALUVEGI, G.; NI, F. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, **v**. **326**, p. 1256-1260, 2009.

MARENGO, J. A. & SOARES, W. R. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, v. 17, p. 2261–2280, 2004.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, F L. M. V. CARVALHO, I.F.A.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETHK, A.; ALVESE, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of climatology*, **v. 32**, p. 1-21, 2012.

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Southern Amazonian Rain Forests. *Science*, v. 290, p. 2291-2294, 2000.

MEEHL, G.A., WASHINGTON, W.M., WIGLEY, T.M.L., ARBLASTER, J.M., DAI, A. Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the twentieth century. *Journal of Climate*, v. 16, p. 426–444, 2003.

MEEHL, G. A.; ARBLASTER, J. M.; BRANSTATOR, G. A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *Journal Climate*, v. 21, p. 2883-2897, 2008.

MEEHL, G. A.; ARBLASTER, J. M.; MATTHES, K.; SASSI, F.; VAN LOON, H. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science*, v. 325, p. 1114-1118, 2009.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. ClimaAtoloGia. 1ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MEYER, K. W.; FENG, W.; BREECKER, D. O.; BANNER, J. L.; GUILFOYLE, A. Interpretation of speleothem calcite d13C variations: Evidence from monitoring soil CO2, drip water, and modern speleothem calcite in central Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **v. 142**, p. 281-298, 2014.

MIGNOT, J.; KHODRI, M.; FRANKIGNOUL, C.; SERVONNAT, J. Volcanic impact on the Atlantic Ocean over the last millennium. *Climate of the Past*, v.7, p.1439-1455, 2011.

MOBERG, A., SONECHKIN, D. M., HOLMGREN, K., DATSENKO, N. M. & KARLEN, W. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, **v. 433**, p. 613–617, 2005.

MONNIN, E.; STEIG, E. J.; SIEGENTHALER, U.; KAWAMURA, K.; SCHWANDER, J.; STAUFFER, B.; STOCKER, T. F.; MORSE, D. L.; BARNOLA, J.-M.; BELLIER, B.; RAYNAUD, D.; FISCHER., H. Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO2 in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, **v. 224**, p. 45-54, 2004.

MOSBLECH, N. A. S.; BUSH, M. B.; GOSLING, W. D.; HODELL, D.; THOMAS, L.; VAN CALSTEREN, P.; CORREA-METRIO, A.; VALENCIA, B. G.; CURTIS, J.; VAN WOESIK, R. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nature Geoscience*, **v. 5**, p. 817-820, 2012.

MÜHLINGHAUS, C.; SCHOLZ, D.; MANGINI, A. Modelling stalagmite growth and d13C as a function of drip interval and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **v. 71**, p. 2780-2790, 2007.

NGRIP members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, v. 431, p. 147–151, 2004.
NOGUEIRA, A. C. R. A plataforma Carbonática Araras no Sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto Paleoambiental e Correlação com os Eventos Glaciais do Neoproterozoico. 2003. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 2003.

NOVELLO, V. F. *Reconstituição paleoclimática do Holoceno recente com base em estalagmites da região central do estado da Bahia.* 2012. 165 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

NOVELLO, V. F.; CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; BURNS, S. J.; STRĪĶIS, N. M.; VUILLE, M.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; SANTOS, R. V.; FRIGO, E.; BARRETO, E. A. S. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. Geophysical Research Letters, **v. 39**, L23706, 2012.

NOVELLO, V. F.; VUILLE, M.; CRUZ, F. W.; STRÍKIS, N. M.; SAITO DE PAULA, M.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; KARMANN, I.; JAQUETO, P. F.; TRINDADE, R. I. F.; HARTMANN, G. A.; MOQUET, J. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports*, *v*. 6, 24762; doi: 10.1038/srep24762, 2016.

OMAN, L.; ROBOCK, A.; STENCHIKOV, G. L.; THORDARSON, T. High-latitude eruptions cast shadow over the African monsoon and the flow of the Nile. *Geophysical Research Letters*, **v. 33**, L18711, 2006.

PAULA, M. S. Variabilidade do Sistema de Monção de Verão durante os últimos 1.500 anos na região de Bonito – MS, com base em registros paleoclimáticos de espeleotemas. 2012. 121 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

POLAG, D.; SCHOLZ, D.; MÜHLINGHAUS, C.; SPÖTL, C.; SCHRÖDER-RITZRAU, A.; SEGL, M.; MANGINI, A. Stable isotope fractionation in speleothems: Laboratory experiments. *Chemical Geology*, v. 279, p. 31-39, 2010.

PEDRO, J. B.; BOSTOCK, H. C.; BITZ; C. M.; HE, F.; VANDERGOES, M. J.; STEIG, E. J.; CHASE, B. M.; KRAUSE, C. E.; RASMUSSEN, S. O.; MARKLE, B. R.; CORTESE, G. The spatial extent and dynamics of the Antarctic cold Reversal. *Nature Geoscience*, **v. 9**, p. 51-56, 2015.

PERRETTI, A. R.; STRÍKIS, N. M.; NOVELLO, V. F.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W. Evolução climática e oceanográfica no Brasil e no oceano adjacente durante o Pleistoceno superior e o Holoceno: uma atualização. In: AMBRIZZI, T.; JACOBI, P. R.; DUTRA, L. M. M. (Org). Ciências das mudanças climáticas e sua interdisciplinariedade. 1ed. São Paulo: Annablume p. 159-177, 2015.

PRESS, W. H.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T.; FLANNERY, B. P. Numerical Recipes in C. Cambridge University Press, 1992.

RAMPELBERGH, M. V.; VERHEYDEN, S.; ALLAN, M.; QUINIF, Y.; KEPPENS, E.; CLAEYS, P. Monitoring of a fast-growing speleothem site from the Han-sur-Lesse cave, Belgium, indicates equilibrium deposition of the seasonal δ^{18} O and δ^{13} C signals in the calcite. *Climate of the Past*, **v. 10**, p. 1871-1885, 2014.

RAYMO, M. E.; NISANCIOGLU, K. The 41kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. *Pareoceanography*, **v. 18**, 1011-1016, 2003.

RIDLEY, H. E.; ASMEROM, Y.; BALDINI, J. U. L.; BREITENBACH, S. F. M.; AQUINO, V. V.; PRUFER, K. M.; CULLETON, B. J.; POLYAK, V.; LECHLEITNER, F. A.; KENNETT, D. J.; ZHANG, M.; MARWAN, N.; MACPHERSON, C. G.; BALDINI, L. M.; XIAO, T.; PETERKIN, J. L.; JAIME AWE, J.; HAUG, G. H. Aerosol forcing of the positions of the intertropical convergence zone since AD 1550. *Nature Geocience*, **v. 9**, p. 195-200, 2015.

RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R.; HEVANGELISTA, H.; ECHER, M. P. S.; ECHER, E. Solar and climate signal records in tree ring width from Chile (AD 1587-1994). *Planetary and Space Science*, **v. 55**, p. 158-164, 2007.

RIGOZO, N. R.; PRESTES, A.; NORDEMANN, D. J. R.; HEVANGELISTA, H.; ECHER, M. P.; ECHER, E. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, v. 70, p. 1025-1033, 2008.

RIGOSO, N. R.; LISI, C. S.; TOMAZELLO FILHO, M.; PRESTES, A.; NORDEMANN, D. J. R.; ECHER, M. P. S.; ECHER, E.; EVANGELISTA, H.; RIGOZO, V. F. Solar-terrestrial signal record in tree ring width time series from Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, **v. 169**, p. 2181-2191, 2012.

ROBOCK, A. Vulcanic eruption and climate. Reviews of Geophysics, v. 38, p. 191-220, 2000.

RODWELL, M. J.; HOSKINS, B. J. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, v. 14, p. 3192-3211, 2001.

ROSEEL, M. G. B. *Reconstituição de monção Sul-Americana durante os últimos 38 mil anos e seus efeitos na precipitação no nordeste dos Andes nas escalas de tempo orbital a multidecenal.* 2015. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

RUDDIMAN, W.F. Earth's climate: past and future. 2ª edição. Nova Iorque: W.H. Freeman. 2008, 120 p.

RUIZ, V. M. R. *Reconstituição paleoclimática dos últimos 5500 anos nos Andes orientais da Colômbia*. 2014. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

SCHNEIDER, U.; BECKER, A.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; ZIESE, M.; RUDOLF, B. GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theoretical Applied Climatology*, **v. 115**, p. 14-40, 2014

SCHULZ, M.; MUDELSEE, M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 421-426, 2002.

SCHWABE, A. N. Sonnen-Beobachtungen im Jahre 1843. Astron. Nachr., v. 21, p. 233, 1844.

SHINDELL, D. T.; SCHMIDT, S.; MILLER, R. L; MANN, M. E.; Volcanic and Solar Forcing of Climate Change during the Preindustrial Era. *Journal of Climate*, **v. 16**, p. 4095-4107, 2003.

STENCHIKOV, G.; DELWORTH, T.L.; RAMASWAMY, V.; STOUFFER, R.J.; WITTENBERG, A.; ZENG, F. Volcanic signals in oceans. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, D16104, 2009.

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

STICHLER, W. Interlaboratory Comparison of new materials for carbon and oxygen isotope ratio measurements. Proceedings of a consultants meeting held in Vienna, 1–3 December 1993, IAEATECDOC-825, Vienna, p. 67–74, 1995.

STOKER, T. F.; JOHNSEN, S. J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, **v. 18**, 1087-1096, 2003.

STRÍKIS, N. M. Paleopluviosidade no Norte de Minas Gerais durante o Glacial Tardio e Holoceno com base em registros de espeleotemas. 2011. Dissertação (mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

STRÍKIS, N. M. Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas. 2015. 289 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

STRÍKIS, N. M.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; CHENG, H.; BARRETO, E. A. S.; MOLLENHAUER, G.; KASTEN, S.; KARMANN, I.; R. EDWARDS, L. BERNAL, J. P.; SALES, H. R. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, v. 45, p. 1-8, 2015.

STRÍKIS, N.M.; CRUZ, F.W.; CHENG, H.; KARMANN, I., EDWARDS, R.L; VUILLE, M., WANG, X.; de PAULO, M.S.; NOVELLO, V.F.; AULER, A.S. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, **v. 39**, p. 1075-1078, 2011.

STRÍKIS, N. M.; NOVELLO, V. F. Evolução Hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno, In: Ismar de Souza Carvalho, Maria Judite Garcia, Cecilia Cunha Lana, Oscar Strohschoen Jr. (Org.). PALEONTOLOGIA: Cenários de vida - Paleoclimas. 1ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2014, v. 5, p. 343-351.

STUTE, M.; FORSTER, M.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, C. P.; BROECKER, W. S. Cooling of tropical Brazil during the last glacial maximum. *Science*, **v. 269**, p. 379-383, 1995.

SUESS, H.E. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. Radiocarbon, v. 22, p. 200-209, 1980.

TOGGWILLER, J. R.; LEA, D. W. Temperature differences between the hemispheres and ice age climate variability. *Paleoceanography*, v. 25, p. 2212- 22215, 2010.

THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DAVIS, M. E.; ZAGORODNOV, V. S.; HOWAT, I. M.; MIKHALENKO, V. N.; LIN, P. –N. Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~1800 years. *Science*, **v. 340**, p. 945-950, 2013.

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

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

UTIDA, G. Variações paleoambientais e paleclimáticas durante o Holoceno no Rio grande do Norte a partir do estudo de registros geoquímicos de sedimentos de lagos e cavernas. 2016. 181 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

VAN LOON, H.; MEEHL, G. A.; ARBLASTER, J. M. A decadal solar effect in the tropics in July-August. *Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics*, v. 66, p. 1767-1778, 2004.

VAN LOON, H.; MEEHL, G. A.; SHEA, D. J. Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter. *Journal Geophysical Research*, v. 112, D02108, 2007.

VARMA, V.; PRANGE, M.; LAMY, F.; MERKEL, U.; SCHULZ, M. Solar-forced shifts of the Southern Hemisphere Westerlies during the Holocene. *Climate of the Past*, **v. 7**, p. 339-347, 2011.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUESPAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, **v. 19**, p. 4977-5000, 2006.

VUILLE, M.; BRADLEY, R. S.; WERNER, M.; HEALY, R.; KEIMIG, F. Modeling δ18O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal Geophysical Research*, **v**. **108(D6)**, 4174, 2003.

VUILLE, M.; BURNS, S. J.; TAYLOR, B. L.; CRUZ, F. W.; BIRD, B. W.; ABBOTT, M. B.; KANNER, L. C.; CHENG, H.; NOVELLO, V. F. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, **v. 8**, p. 1309-1321, 2012.

WAELBROECK, C.; KIEFER, T.; DOKKEN, T.; CHEN, M-T.; SPERO, H. J.; JUNG, S.; WEINELT, M.; KUCERA, M.; PAUL, A.; on behalf of MARGO Project Members. Constrain on surface seawater oxygen isotope change between the Last Glacial Maximum and Late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, v. 105, p. 102-111, 2014.

WAINER, I.; PRAO, L. F.; KHODRI, M.; OTTO-BLIESNER, B. Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past 12,000 years from surface temperature proxy. *Scientific Reports*, **v. 4**, p. 5291-5298, 2014.

WAIS Divide Project Members. Precise interpolar phasing of abrupt climate change during the last ice age. *Nature*, **v. 520**, p. 661-665, 2015.

WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; CRISTALLI, P. S.; SMART, P.; RICHARDS, D. A.; SHEN, C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, **v. 432**, p. 740-743, 2004.

WANG, Y. J.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; AN, Z. S.; WU, J. Y.; SHEN, C. C.; DORALE, J. A. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, **v. 294**, p. 2345-2348, 2001.

WANG, Y.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; HE, Y.; KONG, X,; AN, Z.; WU, J.; KELLY, M. J.; DYKOSKI, C. A.; LI, X. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. *Science*, **v. 308**, p. 854-857, 2005.

WANG, X; AULER, A. S.; LAWRENCE EDWARDS, R.; CHENG, H.; ITO, E.; SOLHEID, M. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3391-3403, 2006.

WEBSTER, P. J. The elementary monsoon. *Monsoons*, J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., Interscience, p. 3–32, 1987.

WHITNEY, B.; MAYLE, F. F.; PUNYASENA, S. W.; FITZPATRICK, K. A.; BURN, M. J.; GUILLEN, R.; CHAVEZ, E.; MANN, D.; PENNINGTON, R. T.; METCALFE, S. E. A 45 kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **v. 307**, p. 177-192, 2011.

WHITE W.; WHITE E. Ground water flux distribution between matrix, fractures, and conduits: constraints on modeling. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, v. 3, p. 2–6, 2005.

WOLFF, E. W.; FISCHER, H.; RÖTHLISBERGER, R. Glacial terminations as southern warmings without northern control. *Nature Geocience*, v. 22, p. 206-209, 2009.

YUAN, D.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; DYKOSKI, C. A.; KELLY, M. J.; ZHANG, M.; QING, J.; LIN, Y.; WANG, Y.; WU, J.; DORALE, J. A.; AN, Z.; CAI, Y. Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, **v. 304**, p. 575-578, 2004.

ZHANG, W.; WU, J.; WANG, Y.; WANG, Y.; CHENG, H.; KONG, X.; DUAN, F. A detailed East Asian monsoon history surrounding the "Mystery Interval" derived from three Chinese speleothem records. *Quaternary Reviews*, **v. 82**, p. 154-163, 2014.

ANEXO I

Idades U/Th das estalagmites que compõe o registro isotópico do estado do MS

Observações:

- As idades destacadas em cinza foram anteriormente publicadas em Paula (2012)
- As idades com * não foram consideradas na construção do modelo de idades.

				Estalagmi	te JAR4 (22 a	nalises)			
Nome da	distância	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ U _{Initial} **
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)
JAR4-3	1.4	2122,0 ± 7,7	329 ± 4	0.00027 ± 0.00	28 ± 5	$0,00027 \pm 0,00$	20 ± 4	$21 \hspace{0.1in} \pm 4$	425,8 ± 3,9
JAR4-6	4.6	1538,1 ±2,7	329 ±7	78 ± 6	78 ±6	0,0010 ±0,0001	76 ±5	76 ±6	454 ±2
JAR4-10	8.2	2531,5 ±7,1	288 ± 6	$240 \hspace{0.1in} \pm 8$	240 ±8	0,0017 ±0,0000	124 ±3	125 ± 3	461 ±3
JAR4-13	11.8	1891,6 ±3,6	351 ±7	139 ±4	139 ±4	0,0016 ±0,0000	117 ±3	117 ±4	464 ±11
JAR4-20	15.2	2708,2 ±8,7	730 ±15	121 ±3	121 ±3	0,0020 ±0,0000	150 ±3	149 ±5	434 ±3
JAR4-23	18.4	1593,3 ±3,0	578 ±12	114 ±4	114 ±4	0,0025 ±0,0001	181 ±4	178 ±7	514 ±2
JAR4-26	21.9	1517,1 ±4,0	159 ±3	420 ±12	420 ±12	0,0027 ±0,0000	194 ±3	196 ±4	504 ±3
JAR4-31	24.8	1454,5 ±2,6	219 ±5	308 ±9	308 ±9	0,0028 ±0,0001	204 ±4	205 ±5	502 ±2
JAR4-35	29.8	1571,0 ±4,0	361 ±7	222 ±6	222 ±6	0,0031 ±0,0001	228 ±4	228 ±5	477 ±3
JAR4-40	34.0	1488,7 ±2,9	165 ±4	$481 \hspace{0.2cm} \pm 14$	$481 \hspace{0.1in} \pm 14$	0,0032 ±0,0001	240 ±5	242 ±5	468 ±2
JAR4-46	39.0	1951,3 ±4,1	157 ±3	703 ±17	703 ±17	0,0034 ±0,0000	262 ±3	264 ±4	428 ±2
JAR4-52	44.5	1770,7 ±3,5	645 ±13	188 ±4	188 ±4	0,0041 ±0,0001	303 ±4	299 ±6	497 ±2
JAR4-57	51.7	1762,9 ±3,4	328 ±7	394 ±9	394 ±9	0,0044 ±0,0000	335 ±4	335 ±4	449 ±2
JAR4-60	57.0	1793,2 ±3,3	96 ±2	1532 ±38	1532 ± 38	$0,0050 \pm 0,0000$	359 ±3	362 ±3	517 ±2
JAR4-64	63.6	1621,7 ± 4,7	444 ± 4	0.00548 ± 0.00	$330 \ \pm 7$	$0,00548 \pm 0,00$	396 ± 8	395 ± 8	$509,5 \pm 3,5$
JAR4-74	73.0	1654,1 ±3,0	628 ±13	278 ±6	278 ±6	0,0064 ±0,0000	484 ±3	480 ±6	449 ±2
JAR4-83	82.7	2024,0 ±4,6	101 ±2	2380 ±53	$2380 \hspace{0.1in} \pm 53$	0,0072 ±0,0000	530 ±3	533 ±3	491 ±2
JAR4-93	92.0	1377,0 ±2,4	195 ±4	966 ±21	966 ±21	0,0083 ±0,0001	607 ±4	608 ±5	493 ±2
JAR4-101	100.6	1466,5 ±2,7	1435 ±29	166 ±3	166 ±3	0,0099 ±0,0001	713 ±4	698 ±14	513 ±2
JAR4-111	109.6	1583,4 ±3,8	1247 ±25	215 ±4	215 ±4	0,0102 ±0,0001	764 ±4	752 ±12	468 ±2
JAR4-120	117.7	1420,6 ± 2,9	1105 ± 5	$0.01089 \ \pm 0.00$	$231 \hspace{.1in} \pm 3$	$0,01089 \pm 0,00$	821 ±11	$809 \hspace{0.1in} \pm 14$	451,8 ± 2,6
JAR4-133	127.7	1334,5 ±22,2	1624 ±33	189 ±4	189 ±4	0,0140 ±0,0002	1080 ±21	1059 ±27	419 ±13

	Stalagmite JAR2 (17 análises)												
Nome da	distância	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**				
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)				
JAR2-2	2.2	5019.8 ±8.4	2394 ±48	174.2 ±4.2	88.6 ±1.6	0.005039 ± 0.00007	506 ±7	493 ±11	88.7 ±1.6				
JAR 2-6	13.8	409 ± 2	1348 ± 7	46.6 ± 2,2	86,9 ± 6,5	$0,00933 \pm 0,00045$	939 ±45	851 ± 63	87,1 ± 6,5				
JAR2-19	19.8	755.5 ±1.3	250 ±6	562.4 ±15.3	88.4 ± 1.7	0.011284 ± 0.00018	1136 ±18	1127 ±19	88.7 ±1.8				
JAR2-29	23.9	1142 ±2	573 ±12	422 ±9.0	85.4 ± 1.7	0.0128 ± 0.0001	1297 ±12	1283 ±15	86 ±2				
JAR2-40	40.4	2203,2 ±5,4	300 ±6	2253 ±46	90,2 ±2,2	0,0186 ±0,0001	1880 ±8	1876 ±8	91 ±2				
JAR2-53	54	1867.1 ±2.4	695 ±15	893.0 ±21.6	83.9 ± 1.7	0.020157 ± 0.00022	2046 ±23	2036 ±24	84.4 ±1.7				
JAR2-70	69.2	3789 ±8	280 ±6	4618 ±96.0	82.5 ± 1.5	0.0207 ± 0.0001	2104 ±8	2102 ±8	83 ±2				
JAR2-85	85.4	3300 ±7	185 ±4	6141 ±129.0	83.4 ± 1.6	0.0209 ± 0.0001	2120 ±8	2119 ±8	84 ±2				
JAR2-96	96.6	4181,8 ±9,4	271 ±6	5358 ±110	87,4 ±1,6	0,0210 ±0,0001	2129 ±8	2127 ±8	88 ±2				
JAR2-120	120.1	2135.3 ±2.7	394 ±9	3314.1 ±81.2	84.5 ± 1.6	0.037084 ± 0.00020	3792 ±21	3788 ±22	85.4 ±1.6				
JAR 2 138	138.9	784,1 ±4,1	462 ±10	1156 ±24	172,2 ±8,0	0,0413 ±0,0003	3908 ±39	3894 ±41	174 ±8				
JAR2-160*	160.7	1224.8 ±1.5	242 ±7	3719.9 ±113.5	87.7 ±1.7	0.044523 ± 0.00031	4555 ±33	4550 ±33	88.9 ±1.8				
JAR2-166	163.9	910.5 ±1.6	508 ± 10	1306 ±27	85.6 ± 1.7	0.0441 ± 0.0002	4524 ±21	4509 ±23	87 ±2				
JAR2-173	173.5	965.1 ±1.0	353 ±9	2029.4 ±52.3	90.1 ± 1.6	0.044982 ± 0.00036	4593 ±38	4583 ±38	91.3 ±1.6				
JAR2-209	201	2364.9 ±6.8	168 ±4	10704 ±264	87.7 ± 1.9	0.0462 ± 0.0002	4728 ±19	4727 ±19	89 ±2				
JAR2-273	272	4594,2 ±13,3	380 ±8	9618 ±197	89,7 ±2,0	0,0483 ±0,0002	4939 ±21	4937 ±21	91 ±2				
JAR2-405	404.3	4376 ± 26	663 ± 7	5569 ± 62.6	88,7 ± 5,1	$0,05122 \pm 0,00041$	5.246 ±49	5242 ± 49	90,1 ± 5,2				

	Stalagmite JAR7 (43 análises)												
Nome da	distância	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th	Idade ²³⁰ Th	d ²³⁴ UInitial**				
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)				
JAR7A-5	4.9	1013 ± 5	184 ± 5	5300 ± 134	167 ± 5	0.05854 ± 0.00038	5,600 ± 46	5595 ± 46	170 ± 6				
JAR7A-30	37.7	3779 ±9	307 ±6	12500 ±256	186.9 ±1.7	0.0615 ± 0.0002	5796 ±18	5794 ±18	190 ±2				
JAR7A-70	73.4	6526 ±15	107 ±3	64087 ±1493	185.4 ±1.5	0.0640 ± 0.0002	6046 ±18	6046 ±18	189 ±2				

JAR7A-99	101.2	7161 ±22	399 ±8	21163 ±434	220.9 ±1.7	0.0715 ± 0.0002	6570 ±24	6568 ±24	225 ±2
JAR7A-122	121.6	4062 ±10	468 ±9	10369 ±210	204.7 ±1.7	0.0725 ± 0.0002	6753 ±23	6750 ±23	209 ±2
JAR7A-135	139.8	6899 ± 25	238 ±5	34517 ±721	176.9 ±2.0	0.0722 ± 0.0003	6889 ±31	6889 ±31	180 ±2
JAR7A-169	175.6	6810 ±22	191 ±4	44296 ±929	196.9 ±1.8	0.0755 ± 0.0003	7092 ±27	7092 ±27	201 ±2
JAR7A-185	188.9	2426 ±7.0	109 ±3	27945 ±817	205.3 ±2.0	0.0765 ± 0.0003	7135 ±29	7133 ±29	209 ±2
JAR7A-197	203.8	4102 ±9	212 ±4	26741 ±551	178.1 ±1.5	0.0839 ± 0.0002	8039 ±24	8038 ±24	182 ±2
JAR7B-4	324.3	2195 ±4,7	732 ±15	4600 ±93	224,2 ±2,2	0,0931 ±0,0003	8604 ±31	8596 ±32	230 ±2
JAR7B-74	391.3	2183 ±4	3184 ±425	1142 ±152	239.8 ±1.6	0.1010 ± 0.0002	9240 ±27	9206 ±36	246 ±2
JAR7B-103	426.6	3217 ±6	394 ±8	13188 ±269	195.5 ±1.6	0.0979 ± 0.0002	9294 ±26	9291 ±26	201 ±2
JAR7B-155	478	2532 ±5	373 ±8	11765 ±239	235.2 ±1.6	0.1051 ± 0.0003	9672 ±27	9669 ±27	242 ±2
JAR7B-199	522.6	3233 ±5	577 ±12	10020 ±204	237.9 ±1.5	0.1084 ± 0.0002	9968 ±24	9964 ±24	245 ±2
JAR7B-248	572.9	1924 ±4	574 ±12	6089 ±123	233.2 ±1.7	0.1102 ±0.0003	10181 ± 28	10174 ±29	240 ± 2
JAR7B-312	637	1947 ±4	527 ±11	7056 ±143	257.3 ±1.6	0.1159 ± 0.0003	10514 ±29	10508 ±29	265 ±2
JAR7B-365	684.7	1907 ±3	231 ±5	16353 ±338	250.1 ±1.5	0.1200 ± 0.0002	10971 ±25	10968 ±25	258 ± 2
JAR7B-420	740	1270 ± 2	140 ±3	19128 ±395	296.6 ±1.5	0.1276 ± 0.0002	11258 ±25	11255 ±25	306 ±2
JAR7B-422	760.6	1392 ±3	609 ±12	4807 ±99	289.9 ±1.7	0.1274 ±0.0003	11298 ±36	11288 ±37	299 ±2
JAR7B-470	798.4	1057 ±2,1	485 ±10	4774 ±97	322,9 ±2,1	0,1327 ±0,0004	11481 ±41	11471 ±41	334 ±2
JAR7C-6	842.4	3148 ±3	9678 ±194	710 ±14	280.4 ±1.3	0.1323 ±0.0004	11851 ±38	11782 ±62	290 ±1
JAR7C-33	864	2303 ±5	431 ±9	11945 ±254	300.0 ±2.1	0.1357 ± 0.0005	11969 ±49	11965 ±49	310 ±2
JAR7C-35	873.6	3032 ±3	768 ±16	8828 ±190	291.0 ±1.5	0.1357 ± 0.0003	12059 ±31	12053 ±31	301 ±2
JAR7C-45	880.5	1533 ±3	375 ±8	9336 ±189	301.8 ±1.6	0.1384 ± 0.0003	12209 ±31	12203 ±31	312 ±2
JAR7C-48*	883.8	148.7 ± 0.1	52 ±2	6729 ±202	306.2 ±1.6	0.1439 ± 0.0008	12672 ±73	12664 ±73	317 ±2
JAR7C-65	897.6	1139 ±2	130 ±3	20486 ± 446	304.2 ±1.5	0.1416 ± 0.0003	12483 ±31	12481 ±31	315 ±2
JAR7C-68	903	103.8 ±0.1	57 ±1	4328 ±105	302.0 ±2.0	0.1441 ± 0.0008	12735 ±82	12723 ±82	313 ±2
JAR7C-80	916.6	1310 ±2	272 ±6	11194 ±236	261.4 ±1.6	0.1411 ± 0.0004	12883 ±40	12879 ±40	271 ±2
JAR7C-89*	924.6	88.8 ±0.1	68 ±2	3214 ±83	265.3 ±1.6	0.1492 ± 0.0011	13626 ± 106	13608 ±107	276 ±2
JAR7C-100	927.6	1413 ±3	256 ±5	13002 ±277	250.0 ±1.9	0.1429 ± 0.0004	13183 ±41	13179 ±41	259 ±2
JAR7C-111	946.9	977 ±1	234 ±5	10129 ±208	257.0 ±1.5	0.1473 ± 0.0003	13535 ±33	13530 ±33	267 ±2
JAR7C-127	962.4	524 ±0.7	726 ±15	1792 ±37	258.9 ±1.7	0.1507 ± 0.0005	13842 ±53	13810 ±57	269 ±2

JAR7D-5	989	2079 ±4	521 ±11	10017 ±210	261.7 ±1.8	0.1523 ± 0.0005	13970 ±53	13964 ±53	272 ±2
JAR7D-11	992.4	2041 ±2	1336 ±27	3896 ±80	260.0 ±1.3	0.1547 ± 0.0004	14219 ±40	14204 ±41	271 ± 1
JAR7D-32	1009.9	2620 ± 2	1483 ±31	4477 ±94	240.7 ± 1.2	0.1537 ± 0.0005	14357 ±49	14344 ±50	251 ±1
JAR7D-35	1013.4	1218 ±2	472 ±10	6592 ±133	247.2 ± 1.4	0.1549 ± 0.0003	14403 ±33	14394 ±33	257 ±1
JAR7D-50	1027.8	2139 ±4	567 ±11	9925 ±201	235.8 ±1.6	0.1596 ± 0.0004	15018 ±44	15012 ±44	246 ±2
JAR7D-80	1056.6	1829 ± 3	336 ±7	15528 ±316	257.8 ±1.4	0.1730 ± 0.0003	16055 ±39	16051 ±39	270 ±1
JAR7D-85	1061.9	172.8 ±0.2	40 ±1	12642 ±410	246.8 ± 1.4	0.1761 ± 0.0008	16518 ± 80	16513 ±80	259 ±2
JAR7D-122*	1097.4	2956 ±7	7894 ±9857	1041 ± 1300	269.9 ±1.9	0.1686 ± 0.0062	15458 ±611	15397 ±617	282 ± 2
JAR7D-130	1106.9	3705 ±3	1542 ±32	7346 ±152	271.2 ±1.3	0.1854 ± 0.0004	17095 ±40	17086 ±41	285 ±1
JAR7D-167	1142	2494 ±4.5	555 ±11	14085 ± 285	14085 ±285	259.1 ±1.8	17742 ±55	17737 ±55	272 ±2
JAR7D-200	1173.4	2681 ±5	499 ±12	17405 ± 409	17405 ± 409	0.1964 ± 0.0005	18534 ±61	18530 ±61	263 ±2

				Stalagmit	e JAR14 (14 a	análises)			
Nome da	distância	238U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ U _{Initial} **
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)
JAR14B-16	5.5	3970.3 ±5.6	371 ±9	28077 ±712	199.8 ±1.8	0.1591 ± 0.0003	15449 ±41	15447 ±41	209 <u>+</u> 2
JAR14B-55	45	3223 ±8	371 ±7	23680 ±480	215.3 ±1.6	0.1652 ± 0.0004	15861 ±51	15858 ±51	225 ±2
JAR14B-90	78	2301 ±5	3055 ±61	2159 ±43	244.3 ±1.5	0.1738 ± 0.0004	16327 ±47	16296 ±52	256 ±2
JAR14B-108	107.8	1978 ±4	483 ±10	11675 ±245	220.9 ±1.7	0.1730 ± 0.0005	16589 ±53	16583 ±53	231 ±2
JAR14B-133	131.2	1657 ±3	133 ±3	35937 ±819	214.0 ±1.5	0.1747 ± 0.0004	16872 ±49	16870 ±49	224 ±2
JAR14C-10	141.7	2228 ±5	994 ±20	7139 ±145	244.3 ±1.9	0.1932 ± 0.0005	18296 ±63	18285 ±63	257 ±2
JAR14C-40	170.7	1480 ± 2	525 ±11	9828 ± 200	329.1 ±1.6	0.2113 ± 0.0005	18749 ±51	18741 ± 51	347 ±2
JAR14C-50	182.7	1648 ±3	169 ±4	33098 ±724	287.4 ±1.8	0.2064 ± 0.0005	18936 ±58	$18934 \hspace{0.1in} \pm 58$	303 ±2
JAR14C-70	202.7	1825 ±4	406 ±8	15180 ±311	250.6 ±2.2	0.2047 ± 0.0006	19375 ±69	19370 ±69	265 ± 2
JAR14C-97	229.7	1484 ± 3	213 ±5	23809 ±528	236.2 ±1.8	0.2074 ± 0.0007	19909 ±76	19906 ±76	250 ±2
JAR14C-153	286.7	1778 ±4	285 ±6	21865 ±457	229.6 ±2.5	0.2128 ± 0.0006	20602 ±83	20598 ±83	243 ±3
JAR14C-205	336.7	2877 ± 6	1280 ±26	8281 ±171	232.5 ±1.7	0.2234 ± 0.0008	21672 ±92	21661 ±93	247 ±2
JAR14C-215	347.2	2208 ±3	528 ±11	15553 ±314	242.0 ±1.3	0.2254 ± 0.0004	21700 ±47	21694 ±47	257 ±1

JAR14D-27	373.7	3177.7 ±4.6	837 ±18	14131 ±302	$212.8 \hspace{0.2cm} \pm 1.7$	0.2258 ± 0.0005	22333 ±60	22327 ±61	227 ±2
JAR14D-42	391.6	1449 ± 2	4755 ±6	1258 ±25	$230.9 \hspace{0.2cm} \pm 1.6$	0.2503 ± 0.0005	24615 ±66	24539 ±85	247 ±2
JAR14D-90	438.3	2109 ± 5	2715 ±55	3295 ±67	221.6 ±2.0	0.2572 ± 0.0008	25599 ± 99	25569 ±101	238 ±2
JAR14D-140	474.7	1537 ±3	2143 ±43	3398 ±69	$251.0 \hspace{0.2cm} \pm 1.9$	0.2873 ± 0.0008	28201 ±99	28169 ±101	272 ±2
JAR14D-240	596.5	2311 ±5	1025 ±21	11670 ±237	259.3 ±1.8	0.3140 ± 0.0008	30965 ± 108	30955 ±108	283 ±2

				Stalagmite	e JAR13 (23 a	análises)			
Nome da	Distância	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)
JAR13A-36	37.5	4438.3 ±7.5	155 ±7	94394 ±4053	81.7 ±1.6	0.1996 ± 0.0004	22180 ±64	22180 ±64	87 <u>+2</u>
JAR13A-58	61.5	3215 ±7	1136 ±23	9530 ±192	99.2 ±1.5	0.2043 ± 0.0005	22359 ±72	22349 ±72	106 ±2
JAR13A-110	120	4582 ±12	211 ±4	73507 ±1532	90.7 ±1.5	0.2051 ± 0.0006	22653 ±78	$22652 \hspace{0.1in} \pm 78$	97 ±2
JAR13A-130	136.5	5739 ±12	648 ±14	29171.8 ±652.3	86.5 ±1.8	0.1998 ± 0.0006	22105 ±82	22101 ±82	92 ±2
JAR13A-145	154.5	3461 ±9	606 ±13	19756 ±410	105.3 ± 1.7	0.2099 ± 0.0007	22882 ± 88	$22877 \hspace{0.1in} \pm 88$	112 ±2
JAR13A-131	160.04	2635 ± 3.4	317 ±9	28513 ±794	95.5 ±1.5	0.2077 ± 0.0006	22855 ±79	22852 ±79	102 ±2
JAR13A-150	184	3486 ±7	407 ±8	29430 ±604	90.9 ±1.3	0.2083 ± 0.0005	23034 ±67	23031 ±67	97 ±1
JAR13A-240	276.84	2553 ±5	287 ±6	31212 ±643	89.0 ±1.3	0.2126 ± 0.0004	23610 ±63	23607 ±63	95 ±1
JAR13A-281	318.4	3699 ±9	189 ±4	69157 ±1469	89.8 ±1.9	0.2144 ± 0.0006	23816 ±87	23815 ±87	96 ±2
JAR13A-320	356.8	3602 ±9	188 ±4	68655 ± 1430	95.1 ±1.5	0.2179 ± 0.0006	24117 ±82	24116 ±82	102 ±2
JAR13A-375	411.2	4316 ±8	596 ±12	26279 ±534	94.4 ±1.6	0.2201 ± 0.0005	24402 ±74	24399 ±74	101 ± 2
JAR13A-397	435.2	3456 ± 10	267 ±15	46748 ±2653	78.5 ± 1.8	0.2190 ± 0.0013	24680 ± 172	24678 ± 172	84 ±2
JAR13A-438	477.6	3320 ±7	262 ±5	46299 ±956	87.7 ±1.4	0.2216 ± 0.0005	24768 ±73	24766 ±73	94 ±1
JAR13B-5	495.4	4245 ±13	623 ±13	25088 ±512	85.2 ± 1.8	0.2231 ± 0.0007	25024 ±104	$25020 \hspace{0.1in} \pm 104$	91 ±2
JAR13B-65	554.6	4090 ±12	264 ±6	57768 ±1215	90.3 ± 1.8	0.2262 ± 0.0007	25274 ± 105	25272 ± 105	97 ±2
JAR13B-115	605.8	3896 ±13	290 ±6	50979 ± 1061	96.4 ±2.1	0.2305 ± 0.0008	25647 ±118	25645 ± 118	104 ±2
JAR13B-170	658.6	3912 ±12	265 ±6	56852 ±1190	$94.9 \hspace{0.2cm} \pm 1.9$	0.2332 ± 0.0008	26021 ±113	26019 ±113	102 ±2
JAR13B-174	209.6	3897.1 ±7.5	125 ±6	117741 ±6033	87.3 ±1.9	0.2299 ± 0.0006	25822 ±88	25821 ±88	94 ±2
JAR13B-183	710.9	4170.9 ±7.2	222 ±7	71865 ±2379	80.2 ±1.7	0.2315 ± 0.0005	26224 ±81	26223 ±81	86 <u>+2</u>

JAR13B-245	772.4	3983 ±10	235 ±5	66364 ±1345	85.2 ±1.6	0.2371 ± 0.0007	26788 ±100	26787 ±100	92 ±2
JAR13B-305	832.4	4153 ±10	252 ±5	64928 ±1315	80.1 ±1.7	0.2391 ± 0.0007	27197 ±101	27195 ±101	87 ±2
JAR13B-338	863.9	3391.9 ±6.1	487 ±11	27388.2 ±645.6	81.1 ±1.9	0.238465 ± 0.00056	27088 ± 92	27084 ±92	88 <u>+2</u>
JAR13B-405	932.9	3762 ±10	619 ±12	24449 ±494	76.1 ±1.8	0.2440 ± 0.0007	27953 ±104	27948 ±104	82 ±2

				Stalagmit	e JAR6 (12 a	nálises)			
Nome da	distância	238U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)
JAR6C-10	8.4	1931.2 ±7.2	946 ±19	13398 ±279	662.7 ±3.5	0.3978 ± 0.0022	29279 ±193	29271 ±193	720 ±4
JAR6C-27	25.9	2452 ±4	553 ±11	29131 ±595	652.7 ±2.1	0.3984 ± 0.0009	29525 ±87	29522 ±87	709 ±2
JAR6C-45	42.9	2042 ±3	524 ±12	26970 ±640	729.3 ±2.1	0.4201 ± 0.0009	29753 ±81	29749 ±81	793 ±2
JAR6C-52	49.9	2282 ±4	947 ±19	16502 ±334	696.7 ±2.2	0.4152 ± 0.0009	30012 ±89	30006 ±89	758 ±2
JAR6C-72	64.4	2087.8 ± 5.2	1593 ±32	9033 ±184	685.6 ±2.5	0.4181 ± 0.0015	30479 ±136	30467 ±136	747 ±3
JAR6C-81	70.4	2484 ±4	560 ±11	30716 ±628	673.7 ±2.0	0.4197 ± 0.0010	30865 ±91	30861 ±91	735 ±2
JAR6C-90	82.4	1939.0 ±5.1	686 ±14	19496 ±400	667.9 ±2.7	0.4185 ± 0.0016	30889 ± 146	30883 ±146	729 ±3
JAR6C-105	96.9	2471 ±5	424 ±9	40405 ±830	666.9 ±2.1	0.4207 ± 0.0011	31092 ±102	$31089 \hspace{0.2cm} \pm 102$	728 ±2
JAR6C-110	100.9	1902.5 ±3.3	867 ±17	15491 ±314	686.3 ±2.0	0.4282 ± 0.0011	31300 ±103	31293 ±103	750 ±2
JAR6C-140	132.4	2120.2 ±4.4	491 ±10	31218 ±637	700.1 ±2.2	0.4381 ± 0.0014	31818 ±122	31814 ±122	766 ±2
JAR6C-150*	143.9	2163.9 ±4.5	378 ±8	41762 ±859	722.7 ±2.2	0.4429 ± 0.0016	31728 ±137	31725 ±137	790 ±2
JAR6C-180*	179.9	913,1 ± 4,5	962 ± 6	7236 ± 53	793,5 ± 9,3	$0,46289 \pm 0,00272$	31.803 ± 287	31.786 ± 287	868 ±10

Os valores das idades foram normalizados considerando o presente como o ano de 2014 CE.

 $^{\alpha}\delta^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]activity - 1) \ge 1000.$

 $^{\beta}\delta^{234}$ U inicial corrigido foi calculado baseado em 230 Th age (T), i.e., δ^{234} U inicial = δ^{234} Umedido X e $^{\lambda 234}$ *^T, and T é a idade corrigida.

 ${}^{c}[{}^{230}\text{Th}/{}^{238}\text{U}]ativo = 1 - e^{-\lambda 230\text{T}} + (\delta^{234}\text{Umedido}/1000)[\delta 230/(\lambda_{230} - \lambda_{234})](1 - e^{-(\lambda 230 - \lambda_{234})\text{T}}), \text{ onde T é a idade.}$

As constantes de decaimento são 9.1577 x 10^{-6} yr⁻¹ para ²³⁰Th, 2.8263 x 10^{-6} yr⁻¹ para ²³⁴U, e 1.55125 x 10^{-10} yr⁻¹ para ²³⁸U (Cheng et al., 2000). ^d A quantidade de ²³⁰Th detritico devido a contaminação é indicado na razão atômica [²³⁰Th/²³²Th] no lugar da razão ativa. ^e As idades são corrigidas usando a média dos valores atomicos crustais de ²³⁰Th/²³²Th de 4.4 x $10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$.

Esses valores correspondem ao material secular em equiçíbrio, para o ²³²Th/²³⁸U é de 3.8.

ANEXO II

Idades U/Th das estalagmites que compõe o registro isotópico do estado do MT

(idades extraídas de Paula 2012)

				Estalagmite ALH	106 (12 anál	ises)			
Nome da	Distância	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)
ALHO6-4	4.2	3206 ± 13	$10287 \pm 40 $	0.002 ± 0.000	644.6 ± 3	$0.00199 \ \pm 0.00015$	$132 \ \pm 10$	75 ± 30	644 ± 3
ALHO6-12	11.9	5336 ±15	10317 ± 208	0.004 ± 0.000	676 ±3	0,0029 ±0,0000	192 ±1	158 ±24	676 ±3
ALHO6-22	22.2	3197 ±9	$8900 \hspace{0.1in} \pm 180$	25 ±1	665 ±3	0,0051 ±0,0000	332 ±2	284 ±34	665 ±3
ALHO6-21	47.1	3848 ±10	2125 ±43	30 ±1	670 ±3	0.0058 ± 0.0000	378 ±2	368 ±7	670 ±3
ALHO6-78	78.1	3856 ±8	3544 ±71	172 ±4	667 ±2	0.0092 ± 0.0000	602 ± 2	586 ±12	668 ± 2
ALHO6-91	91.1	6413 ±18	8156 ±164	165 ±3	692 ±3	0,0103 ±0,0000	667 ±3	645 ±16	694 ±3
ALHO6-109	108.8	$24042 \hspace{0.2cm} \pm \hspace{0.2cm} 116$	$66334 \hspace{0.2cm} \pm \hspace{0.2cm} 209$	134 ± 3	$694 \hspace{0.2cm} \pm 4$	$0,01164 \pm 0,001$	$751 \hspace{0.1in} \pm 14$	704 ± 27	$695 \hspace{0.2cm} \pm 4$
ALHO6-139	139.3	4388 ±12	17805 ± 359	0.1 ±0.0	655 ±3	0,0153 ±0,0001	1012 ±5	941 ±51	657 ±3
ALHO6-159	169.9	3683 ±11	21570 ± 436	62 ±1	661 ±3	0.0186 ± 0.0001	1,227 ±6	1,124 ±73	663 ±3
ALHO6-171	184.4	3631 ±12	10044 ± 203	52 ±1	691 ±4	0.0187 ± 0.0001	1,215 ±6	1,167 ±34	694 ±4
ALHO6-196	195.6	3585 ±13	$10282 \hspace{0.1in} \pm 208$	112 ±2	644 ±4	0.02 ± 0.0001	1,331 ±7	1,280 ±37	647 ±3
ALHO6-223	222.8	4136 ±17	20448 ±417	115 ±2	630 ±4	0.0223 ± 0.0001	1,502 ±10	1,414 ±63	633 ±4

	Estalagmite CUR4 (4 análises)													
Nome da	Distância	238U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**					
amostra	do topo (mm)	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)					
CUR4-3	2.1	3550 ±12	2591 ±53	31 ±2	1890 ±5.7	0.0014 ± 0.0001	52 ±1	45 ±5	1890 ±6					
CUR4-13	13.2	2893 ±7	1241 ±25	77 ±2	1824 ±3.8	0.002 ± 0.0001	78 ±1	73 ±3	1825 ±4					
CUR4-32	31.5	2654 ±6	638 ±13	220 ±5	1849 ±3.6	0.0032 ± 0.0001	123 ±1	120 ±2	1851 ±4					
CUR4-48	48.0	3171 ±9	1792 ±36	135 ±3	1643 ±3.9	0.0046 ± 0.0001	191 ±1	185 ±5	1644 ±4					

Os valores das idades foram normalizados considerando o presente como o ano de 2010 CE.

 $\alpha \delta 234U = ([234U/238U]activity - 1) \times 1000.$

 β δ 234U inicial corrigido foi calculado baseado em 230Th age (T), i.e., δ 234U inicial = δ 234Umedido X e λ 234*T, and T é a idade corrigida.

 $c[230Th/238U]ativo = 1 - e-\lambda 230T + (\delta 234Umedido/1000)[\delta 230/(\lambda 230 - \lambda 234)](1 - e-(\lambda 230 - \lambda 234)T), onde T é a idade.$

As constantes de decaimento são 9.1577 x 10-6 yr-1 para 230Th, 2.8263 x 10-6 yr-1 para 234U, e 1.55125 x 10-10 yr-1 para 238U (Cheng et al., 2000).

d A quantidade de 230Th detritico devido a contaminação é indicado na razão atômica [230Th/232Th] no lugar da razão ativa.

e As idades são corrigidas usando a média dos valores atomicos crustais de 230Th/232Th de 4.4 x 10-6 \pm 2.2 x 10-6.

Esses valores correspondem ao material secular em equiçíbrio, para o 232Th/238U é de 3.8.

ANEXO III

Outras idades U/Th de espeleotemas do Centro-Oeste

	Estalagmite ALHO31 (7 análises)										
Nome da	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ U _{Initial} **			
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)			
ALHO31-32	2876 ±5	1958 ±39	142 ±3	746 ±2	0.0059 ± 0.0001	368 ±4	356 ±9	747 ±2			
ALHO31-40	2989 ±6	3040 ±61	97 ±2	718 ±2	0.0060 ± 0.0000	381 ±3	364 ±13	719 ±2			
ALHO31-70	3043 ±8	5601 ±113	101 ±2	755 ±3	0.0112 ±0.0001	701 ±5	670 ±22	756 ±3			
ALHO31-82	2833 ±6	6860 ± 138	83 ±2	761 ±2	0.0122 ± 0.0001	755 ±8	715 ±29	763 ±2			
ALHO31-99	2982 ±6	2118 ±43	272 ±6	777 ±2	0.0117 ± 0.0001	722 ±9	711 ±12	778 ±2			
ALHO31-111	3029 ±6	3512 ±71	180 ±4	693 ±2	0.0126 ± 0.0001	816 ±6	796 ±15	694 ±2			
ALHO31-132	2913 ±6	1431 ±29	660 ±16	715 ±2	0.0196 ±0.0003	1255 ±17	1247 ±18	718 ±2			

			E	stalagmite JAR3	(11 análises)			
Nome da	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ U _{Initial} **
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)
JAR3-11	979 ±66	887 ±18	38 ±2	198 ±14	0.002 ±0.0002	190 ±15	168 ±21	198 ±14
JAR3-28	561 ±1	772 ±16	78 ±2	323 ±3	0.006 ±0.0002	536 ±13	506 ±25	324 ±3
JAR3-38	1456 ±2	488 ±10	142 ±4	314 ±1	0.003 ±0.00006	239 ±5	232 ±7	315 ±2
JAR3-33	680 ±1	498 ±10	143 ±4	320 ±2	0.006 ±0.00012	525 ±10	509 ±15	320 ±2
JAR3-59	777 ±1	284 ±6	352 ±9	304 ±2	0.008 ±0.00010	654 ±8	646 ±10	305 ±2
JAR3-70	812 ±2	1354 ±27	87 ±2	306 ±2	0.008 ±0.00012	736 ±10	699 ±28	307 ±2
JAR3-84	933 ±2	2139 ±43	71 ±2	302 ±2	0.01 ±0.00009	824 ±8	773 ±37	303 ±2
JAR3-108	779 ±1	455 ±9	293 ±7	310 ±1	0.01 ±0.00011	868 ±9	855 ±13	311 ±2
JAR3-158	852 ±2	1538 ±31	113 ±2	295 ±2	0.012 ±0.00011	1045 ±10	1005 ±30	296 ±2
JAR3-185	1209 ±2	798 ±16	312 ±7	298 ±2	0.012 ±0.00009	1054 ±8	1039 ±13	299 ±2
JAR3-211	3136 ±6	533 ±11	389 ±8	242 ±2	0.004 ±0.00002	353 ±2	349 ±4	242 ± 2

r									
Estalagmite JAR11 (2 análises)									
N	238 T T	232ть	230(10) (232(10)	1234T 14	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th	Idade ²³⁰ Th	J234TI **	
Nome da	0	111	111/111	u •• U *		em anos	em anos	Q⁻⁵ Unitial	
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)	
JAR11-122	2845 ±5	1533 ±31	3141 ±69	244 ±2	0.1 ±0.0008	9363 ±81	9350 ±81	251 ±2	
JAR11-293	103 ±0	93 ±2	2454 ±56	303 ±1	0.1 ±0.0009	11926 ±87	11906 ±88	313 ±2	

	Estalagmite ALHOX2 (2 análises)									
Nome da	238U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ U _{Initial} **		
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)		
ALHOX2A-3	125 ±0	4079 ±82	105 ±2	195 ±1.6	0.2 ±0.0019	20812 ±210	20020 ±598	206 ±2		
ALHOX2B-260	108 ±0	598 ±12	724 ±15	160 ±1.5	0.2 ±0.0012	25568 ±148	25430 ± 177	172 ±2		

Estalagmite JAR21 (2 análises)									
Nome da	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ U _{Initial} **	
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)	
ALHO21A-5	863 ±1	5829 ±117	26 ±1	874.4 ±2.2	0.0108 ± 0.0001	629 ±8	525 ±75	876 ±2	
ALHO21-250	754 ±1	2681 ±54	166 ±4	929.4 ±2.1	0.0358 ± 0.0004	2042 ±23	1988 ±44	935 ±2	

Estalagmite MIM1 (1 análise)									
Nome da	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**	
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)	
MIM1-B	694 ±1	1063 ±21	3104 ±63	92.6 ±1.7	0.2883 ±0.0009	33250 ±141	33209 ±144	102 ±2	

Estalagmite JAR20 (2 análises)									
Nome da	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	Idade ²³⁰ Th em anos	Idade ²³⁰ Th em anos	d ²³⁴ UInitial**	
amostra	(ppb)	(ppt)	(ppt)	(medido)	(atividade)	(não corrigidas)	(corrigidas)	(corrigida)	
JAR20A-120	2595 ±6	2746 ±55	3476 ±70	110 ±1.7	0.22 ±0.0006	24384 ±86	24356 ±88	117 ±2	
JAR20E-B	959 ±1	280 ±6	24152 ±495	146 ±1.4	0.43 ± 0.0008	50321 ±148	50314 ±148	169 ±2	

Os valores das idades foram normalizados considerando o presente como o ano de 2014 CE.

^{α} δ^{234} U = ([²³⁴U/²³⁸U]activity - 1) x 1000.

 $^{\beta}\delta^{234}$ U inicial corrigido foi calculado baseado em 230 Th age (T), i.e., δ^{234} U inicial = δ^{234} Umedido X e $^{\lambda 234*T}$, and T é a idade corrigida.

 $^{c}[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]$ ativo = 1 - e^{- λ 230T} + (δ^{234} Umedido/1000)[δ 230/(λ_{230} - λ_{234})](1 - e^{-(λ 230 - λ 234)T), onde T é a idade.}

As constantes de decaimento são 9.1577 x 10⁻⁶ yr⁻¹ para ²³⁰Th, 2.8263 x 10⁻⁶ yr⁻¹ para ²³⁴U, e 1.55125 x 10⁻¹⁰ yr⁻¹ para ²³⁸U (Cheng et al., 2000).

^d A quantidade de ²³⁰Th detritico devido a contaminação é indicado na razão atômica [²³⁰Th/²³²Th] no lugar da razão ativa.

^e As idades são corrigidas usando a média dos valores atomicos crustais de 230 Th/ 232 Th de 4.4 x 10⁻⁶ ± 2.2 x 10⁻⁶.

Esses valores correspondem ao material secular em equiçíbrio, para o ²³²Th/²³⁸U é de 3.8.

ANEXO IV

ARTIGO: NOVELLO, V. F.; VUILLE, M.; CRUZ, F. W.; STRÍKIS, N. M.; SAITO DE PAULA, M.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; KARMANN, I.; JAQUETO, P. F.; TRINDADE, R. I. F.; HARTMANN, G. A.; MOQUET, J. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Scientific Reports*, *v*. *6*, 24762; doi: 10.1038/srep24762, 2016.

SCIENTIFIC REPORTS

Received: 26 January 2016 Accepted: 04 April 2016 Published: 21 April 2016

OPEN Centennial-scale solar forcing of the **South American Monsoon System** recorded in stalagmites

Valdir F. Novello¹, Mathias Vuille², Francisco W. Cruz¹, Nicolás M. Stríkis^{1,3}, Marcos Saito de Paula¹, R. Lawrence Edwards⁴, Hai Cheng^{5,4}, Ivo Karmann¹, Plínio F. Jaqueto⁶, Ricardo I. F. Trindade⁶, Gelvam A. Hartmann⁷ & Jean S. Moquet¹

The South American Monsoon System (SAMS) is generally considered to be highly sensitive to Northern Hemisphere (NH) temperature variations on multi-centennial timescales. The direct influence of solar forcing on moisture convergence in global monsoon systems on the other hand, while well explored in modeling studies, has hitherto not been documented in proxy data from the SAMS region. Hence little is known about the sensitivity of the SAMS to solar forcing over the past millennium and how it might compete or constructively interfere with NH temperature variations that occurred primarily in response to volcanic forcing. Here we present a new annually-resolved oxygen isotope record from a 1500-year long stalagmite recording past changes in precipitation in the hitherto unsampled core region of the SAMS. This record details how solar variability consistently modulated the strength of the SAMS on centennial time scales during the past 1500 years. Solar forcing, besides the previously recognized influence from NH temperature changes and associated Intertropical Convergence Zone (ITCZ) shifts, appears as a major driver affecting SAMS intensity at centennial time scales.

Several studies have shown that monsoon systems and other large-scale convergence zones around the world are influenced by solar variability¹⁻¹². Meehl *et al.*¹², for example, reported that peaks in solar forcing increase the energy input to the surface ocean at subtropical latitudes, thereby enhancing evaporation and near-surface moisture, which is carried by the trade winds to the convergence zones. Through this mechanism convective activity in the regions influenced by the upward branches of Hadley and Walker cells can be intensified, resulting in strengthened regional tropical precipitation regimes due to enhanced solar forcing⁸. This process is reinforced by several positive feedbacks involving amplification of solar forcing by coupled air-sea dynamics, cloud formation and stratospheric warming due to enhanced UV absorption through increased stratospheric ozone concentration^{11,12}. Model simulations support the idea that the upper-tropospheric subtropical jet is shifted poleward, accompanying the southward expansion of the southern branch of the Hadley cell, following the stratospheric ozone increase and warming during solar irradiance maxima¹³⁻¹⁶. The resulting adjustment in the Hadley cell modulates the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ)9, leading to a southward displacement of this system during periods of increased solar irradiance. Since a more southerly position of the ITCZ enhances moisture convergence over the Amazon basin^{17,18}, a more southerly position of the Hadley Cell will lead to a strengthening of the SAMS. So far, however, this mechanism has not been given much attention over the SAMS domain as Northern Hemisphere (NH) temperature is generally considered the main driver associated with SAMS variability and shifts in the latitudinal position of the ITCZ during the last two millennia. Several studies, for example, have tied changes in the mean state of the SAMS during anomalous climate periods such as the Little Ice Age (LIA) and Medieval Climate Anomaly (MCA) to this latter mecahnism^{18,19}.

The NH temperature is of course also somewhat dependent on changes in solar irradiance, with stronger warming in the NH during periods of increased solar irradiance, thereby contributing to a northward shift of the

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo 05508-090, Brazil. ²Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, Albany, New York 12222, USA. ³Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro 24220-900, Brazil. ⁴Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota 55455, USA. ⁵Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China. ⁶Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil. ⁷Observatório Nacional, Rio de Janeiro 20921-400, Brazil. Correspondence and requests for materials should be addressed to V.F.N. (email: vfnovello@gmail.com)

ITCZ and a weakening of the SAMS (and vice-versa during periods of reduced solar irradiance)^{18,19}. However, most of the NH temperature excursions over the past millennium, including the LIA cooling, occurred first and foremost in response to volcanic forcing and were only to a very small extent influenced by solar variability²⁰. In this sense, the NH warming/cooling and the direct solar irradiance influence on tropical convergence zones can be considered two separate forcings, which at times may oppose or constructively interfere with one another in modulating the SAMS intensity.

To document past changes in SAMS intensity and its sensitivity to solar radiative forcing, a record near the core region of SAMS activity is required. Here, we present a new high-resolution paleoclimate record based on δ^{18} O data from stalagmites collected in the core region of the SAMS (Brazil), in the northern portion of the La Plata Basin, along the transition zone with the Amazon Basin. The record is developed from two stalagmites (ALHO6 and CUR4) collected from Pau d'Alho and Curupira caves respectively, and is representative of SAMS variability in its active core, covering the last 1500 years with accurate geochronology based on U-Th ages and annual layer counting.

Study Site, Samples and Environmental Parameters

Cave location. This study is based on two stalagmites, CUR4 (Supplementary Fig. S1) collected in the Curupira cave (15°12′01″S, 56°47′02″W) and ALHO6 (Supplementary Fig. S1) collected in the Pau d'Alho cave (15°12′20″S, 56°48′41″W). The two caves are within ~3 km distance from each other and are located near Rosário Oeste City (Fig. 1) in Mato Grosso State, Brazil.

Samples. The ALHO6 sample is a 24 cm long calcite stalagmite, which grew continuously between ~490 to 1860 years A.D. Its isotopic profile consists of 1185 δ^{18} O samples with the geochronology established from 12 U-Th dates (Supplementary Table S1) and annual layer counting. The modern portion is complemented with the aragonite stalagmite CUR4 that was sampled between 1795 and 1970 (top) A.D. with 254 δ^{18} O samples and 4 U-Th dates. The stalagmites are characterized by an offset in their δ^{18} O values of approximately 1% during the period of overlap, reflecting the different equilibrium fractionation conditions between calcite and aragonite²¹. The mean growth rate of ALHO6 and CUR4 is 0.17 mm/yr and 0.20 mm/yr, respectively, yielding an average δ^{18} O resolution of 1.1 and 0.7 years per sample, respectively.

Climate. The climate in Rosário Oeste City is tropical, with a four to five months long dry season. The mean annual temperature is 25.5 °C and the annual mean precipitation is 1440 mm, with 90% of this amount falling during the monsoon season, October to April (results based on data set collected between 1968 and 2013 from meteorological stations located in Rosário Oeste City, data from www.ana.gov). Nearly all moisture originates from evapotranspiration over the Amazon forest, characterizing this site as being sourced almost exclusively by precipitation from the SAMS²².

Cave Monitoring. The monitoring performed during a 13 month period in Pau d'Alho cave shows that the air in the hall where the sample ALHO6 was collected was constantly saturated, while the relative humidity at the cave entrance was 33% during the dry months (August-September) and around 90% during the wet season (Supplementary Fig. S2). The temperature was monitored over a period of two years and in the hall showed a minimum of 25.5 ± 0.1 °C and a maximum of 26.0 ± 0.1 °C, while at the entrance of this cave the temperature varied between 16.0 ± 0.1 °C and 26.8 ± 0.1 °C (Supplementary Fig. S3). In Curupira cave, the temperature was monitored during 10 months (Supplementary Fig. S4) and the values in the hall where the stalagmite CUR4 was collected were consistently at 25.7 ± 0.1 °C during all of the monitored period, with the relative humidity at a constant 100% during the entire monitoring period. Both caves are characterized by high CO₂ concentrations in the halls where the stalagmites were collected (>1000 ppm in Pau d'Alho cave and >500 ppm in Curupira cave), as evidenced by repeated measurements, listed in Supplementary Table S2. These measurements indicate that both caves present excellent conditions for carbonate to precipitate close to isotopic equilibrium.

Amount effect. In tropical and subtropical areas of South America the "amount effect" on interannual timescales leads to more depleted δ^{18} O values in rainfall in anomalously wet years and relatively more enriched δ^{18} O values during drier years. This relationship was documented in observations and model simulations by Vuille et al.²³ and subsequently applied in several paleoclimate reconstructions based on speleothems at locations where the majority of their precipitation is due to the SAMS^{18,24-27}. Observational data from the Global Network of Isotopes in Precipitation program of the International Atomic Energy Agency (GNIP-IAEA) confirm the negative correlation on interannual time scales between monthly anomalies of precipitation and monthly $\delta^{18}O$ anomalies at a station in Cuiabá city (Supplementary Fig. S5), located ~85 km from the caves considered in this study. In addition, the δ^{18} O and δ D values of rainwater from the GNIP program in Cuiabá, as well as the δ^{18} O and δ D values of rainwater and cave drip water collected by the authors during both dry and wet seasons in Pau d'Alho and Curupira caves, all plot on top of the global meteoric water line (GMWL) (Supplementary Fig. S6). This behavior indicates that the isotopic composition of cave drip water can be traced back to the isotopic composition of rainfall, further corroborating the potential of speleothem oxygen isotope records to reconstruct precipitation (Supplementary Fig. S6). It is further important to note that sites downstream from the core monsoon region receive moisture, which is depleted in heavy isotopes, depending on the degree of rainout upstream¹⁸. Hence the isotopic composition of rainfall at these sites reflects the strength of monsoon precipitation, even in the absence of a strong local amount effect.





Results and Discussion

The spectral analysis of the δ^{18} O values of stalagmites ALHO6 and CUR4 (Fig. 2), performed with the REDFIT method, reveals a significant periodicity at 208 years and marginally significant periodicities at 83, 31, 18–16, 11, 9 and 7–3 years (Fig. 2, Supplementary Fig. S7). The periodicities of 208, 83 and 11 years in the spectral analysis are close to the solar cycles of de Vries-Suess²⁸, Gleissberg²⁹ and the Schwabe³⁰ sunspot cycle, respectively. The wavelet analysis of the ALHO6+CUR4 record (Fig. 2b) indicates that the main 208-year cycle is very robust and persists over the entire 1500 years. This same periodicity (210 year) is also highlighted in an independent spectral analysis performed by using the Lomb periodogram method (Supplementary Fig. S8). The 83 year cycle is stronger between ~750–1000 AD and ~1200–1500 AD, while the 11 year cycle appears more randomly distributed over the record. The periodicities of 31 and 18–16 years do not emerge as significant in the wavelet analysis, but can be related to the influence of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) in the region³¹. The periodicities of 7–3 years are most likely related to ENSO variability³¹. In addition, the cross-wavelet analysis between ALHO6 and total solar irradiance³² shows a clear correlation at a periodicity of approximately 208 years. The solar



Figure 2. Time series and wavelet analysis of stalagmite δ^{18} O record from Mato Grosso State (Brazil). (a) ALHO6 (black) and CUR4 (blue) stalagmite δ^{18} O (VPDB) records from Mato Grosso State, Brazil. The scale for CUR4 (right y-axis) is shifted by 1 per mil relative to the ALHO6 scale to account for the different equilibrium fractionation conditions between calcite and aragonite. The yellow shading highlights the relatively dry MCA interval, while the blue shading indicates the wetter LIA period. (b) Wavelet analysis performed with ALHO6+CUR4 δ^{18} O signal using the software PAST⁴⁰ and the Morlet mother wavelet. Black lines indicate the 95% significance level and the cone of influence (region over which record length is sufficient to interpret results).

irradiance is in clear anti-phase with the δ^{18} O variability of the stalagmite (Supplementary Fig. S9), although a slight phase discrepancy is apparent before 1100 AD, with the solar forcing leading the δ^{18} O response. The exact reason for this phase delay is not clear but may be related to dating uncertainties or delays and feedbacks in the climate system. Both δ^{18} O signal and the solar irradiance also show strong power on the multidecadal timescale (83 years), (Supplementary Fig. S9), yet the cross-wavelet analysis indicates that the phasing between the two records oscillates. This suggest a less consistent influence of solar irradiance on the SAMS on multidecadal time scales, likely modulated by other oceanic and atmospheric processes. Below we therefore focus on the most pervasive and coherent response to solar irradiance changes, which is on the 208-year time scale.

The Medieval Climate Anomaly (MCA) and Little Ice Age (LIA), have been documented as periods with significant changes in the mean state of the SAMS in δ^{18} O records from the Andes^{19,24} and SE Brazil¹⁸,. This is consistent with our new record (Fig. 3), which also shows significant departures from the mean state during both the MCA (900–1100 AD) and the LIA (1600–1820 AD), with both periods defined as in Vuille *et al.*¹⁸. The δ^{18} O value during the MCA is –5.71 permil, while it drops to –6.57 permil during the LIA (Fig. 2a). The long-term mean value for the past millennium (850–1850 AD, with MCA and LIA excluded) is –6.18 permil. A two-tailed student's t-test confirms that the mean the δ^{18} O value, and hence the mean state of the SAMS, is significantly different from the long-term mean during both the MCA and the LIA (p < 0.001). Clearly our record confirms previous reports of significant mean state changes in SAMS intensity and is consistent with interpretations that have attributed these changes to NH temperature anomalies and related shifts in the Atlantic ITCZ^{18,19} (Fig. 3).

Aside from these mean-state changes, however, our record shows a pervasive 208-year periodicity throughout the entire record, which is difficult to reconcile with NH temperature variability, but consistent with changes in solar irradiance. The absolute magnitude of the solar forcing is weak and not sufficient to directly affect the SAMS. But through the feedbacks¹⁰ discussed above, changes in total solar irradiance may lead to a strengthening of the SAMS and increased rainfall in the tropics, including over the ITCZ and SAMS domains.

A simple composite analysis demonstrates that the most negative values in the detrended ALHO6 record are indeed associated with periods of high solar irradiance and vice versa (Fig. 4). The most negative anomalies ($\delta^{18}O < -0.5$) coincide with solar irradiance anomalies that average +0.27 W m⁻², significantly higher (p < 0.001, two-tailed students t-test) than the solar irradiance anomalies (-0.07 W m⁻²) during periods when $\delta^{18}O$ anomalies are most enriched in the heavy isotope ($\delta^{18}O$ anomalies >0.5). Note that this threshold of $\delta^{18}O$ anomalies >|0.5|, while somewhat subjective, serves as a reasonable delineation of the extremes in this record as it coincides roughly with the 10- and 90-percentile of the $\delta^{18}O$ distribution.

The SAMS is of course also influenced by a number of other forcings. For example, multidecadal variability associated with the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) is well known to affect the SAMS^{24,26,33}, with a more southerly position of the ITCZ during its negative phase. Indeed the 83 yr periodicity, which shows up in our



Figure 3. Comparison between the reconstruction of NH temperature⁴¹ with the δ^{18} O records from Laguna Pumacocha¹⁹ located in the Peruvian Andes, CR1 stalagmite¹⁸ located in SE Brazil and our ALHO6+CUR4 record.

record between 750 and 1000 A.D. and then again between 1200 and 1500 A.D. (Fig. 2b), may well be associated with the AMO. Other potential forcing mechanisms capable of modulating the SAMS involve links with the





tropical Pacific and the El Niño – Southern Oscillation (ENSO), which is the dominant mode influencing South American climate on interannual time scales³¹ and also affects precipitation over the SAMS region. Over tropical South America, the eastward shift of the Walker circulation leads to a weakening of the SAMS during El Niño³⁴ and below average precipitation in NE Brazil, the northern Amazon basin and the tropical Andes from 10°N to 20°S. At the same time the strengthening of the Andean low level jet^{35,36} increases the moisture flux toward the subtropical plains and SE Brazil. Despite this strong influence of ENSO on South American climate, however, a centennial-scale influence of ENSO is rather unlikely. As shown by Vuille *et al.*¹⁸, southeastern Brazil, which sees a significant increase in precipitation during El Niño and the tropical Andes, which tend to experience dry conditions at that time, show a coherent response in centennial-scale monsoon strength over the past two millennia, which is inconsistent with ENSO forcing. In addition, our study site is located in between the two poles affected by increased precipitation during El Niño (subtropical plains to the south) and the regions seeing reduced precipitation (northern Amazon and much of tropical South America). Indeed, studies show that the location of our cave site is rather insensitive to the ENSO phase and does not experience significant rainfall departures during either El Niño or La Niña³¹. Notwithstanding, it is possible of course that these mechanisms may have changed somewhat over time, explaining the spectral peaks around 3–7 years in our record (Supplementary Fig. S7).

It is noteworthy that Bird et al.¹⁹ also associated observed mean state changes in the SAMS between the MCA and LIA, derived from δ^{18} O in lake calcite in the Andes of Peru, with anomalous radiative forcing, at least partly driven by changes in total solar irradiance. In their interpretation, also discussed in Vuille et al.¹⁸, the main focus was on how changes in radiative forcing influence NH temperature. It is well known that reductions in radiative forcing and the resulting cooling of the NH lead to a southward displacement of the ITCZ, thereby strengthening the SAMS¹⁸. Our record, however, suggests that on centennial time scales the direct influence of solar forcing on tropical moisture convergence may have the opposite effect and actually lead to a strengthening of the SAMS. More recent studies, clearly document that the solar forcing was insufficient to induce the observed NH cooling during the LIA²⁰. Instead, NH aerosol forcing related to volcanic eruptions has emerged as the main factor leading to the hemispheric temperature asymmetry, resulting in the southward shift of the ITCZ at that time. Our record also documents this intensification of the SAMS during the LIA, consistent with previous records (Fig. 3). In addition, however this new monsoon record also shows a pervasive solar signal at the 208-year frequency, which has not previously been documented in the region (Figs 2 and 4). The solar signal is characterized by a clear periodicity of 208 years and hence very different in character from the individual climate anomalies during the MCA and LIA. Our record indicates that on centennial time scales the periodic solar forcing leads to a strong modulation of the SAMS, with enhanced SAMS intensity during periods of strong solar forcing. This solar forcing is superimposed on the mean state changes brought on by NH temperature anomalies due to hemispherically asymmetric (i.e. volcanic) forcing. Indeed, model simulations⁵ suggest that on centennial time scales the global monsoon strength may respond more directly to the effective solar forcing. This idea is supported by our record, which shows strong variability on centennial time scales related to solar irradiance, superimposed on its response to changes in hemispheric temperature gradients as seen during the LIA. It is also consistent with the fact that the phase relationship between solar forcing and our δ^{18} O speleothem record is stable only on the 208 yr time scale, but varies throughout the record at other frequencies (Supplementary Fig. S9).

Conclusion

The main focus of this study was to document, for the first time, a pervasive, 208-year periodicity of the South American monsoon, which persists throughout the past 1500 years. This periodicity is apparent in our new high-resolution speleothem record from south-central Brazil, located in the core of the SAMS. The documented coherent in-phase relationship on centennial timescales between the precipitation in our speleothem record and a reconstruction of total solar irradiance is consistent with model simulations, which indicate that tropical precipitation is sensitive to solar forcing^{10,12} and that the southern hemisphere monsoon in particular responded in a sensitive way to solar forcing during the past millennium⁷. Is intriguing that this strong solar signal at the 208-year time scale was not identified in previous publications presenting other monsoon records from South America, with exception of a record from northeast Brazil²⁶. Most previous studies from the region have instead focused on the much more obvious mean state changes during the LIA and MCA. While these δ^{18} O excursions are also evident in our record, they are not quite as strong, suggesting that these events may be more prominently recorded at more distal monsoon sites. To what extent the solar signal affected the entire monsoon region or whether its influence was limited to the core monsoon region over the southern Amazon basin will require additional records, but also a thorough reanalysis of some of the existing records.

Methods

U-Th dating method and δ^{18} **O analysis.** The stalagmites were dated by U-Th method at the Minnesota Isotope Laboratory (USA), using a multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry technique (MC-ICP-MS, Thermo-Finnigan NEPTUNE), according to the procedures described in Cheng *et al.*³⁷. Oxygen isotope ratios are expressed in δ notation, the per mil deviation from the Vienna Peedee Belemnite (VPDB) standard. $\delta^{18}O = [((^{18}O/^{16}O) \text{ sample}/(^{18}O/^{16}O) \text{ VPDB}) - 1] \times 1000$. For each measurement, approximately 100 µg of powder was drilled from the sample and analyzed with an on-line, automated, carbonate preparation system linked to a Thermo-Finnigan Delta Plus Advantage at the Stable Isotope Laboratory of the Geosciences Institute of Universidade de São Paulo (LIESP-CPGeo-IGc-USP). The speleothem reproducibility of standard materials is approximately 0.1% for $\delta^{18}O$.

Geochronology. The ALHO6 stalagmite contains annual layers throughout its entire length, as confirmed by the good correspondence between layer counting and U/Th dates along the entire record. U/Th dates were therefore extrapolated to every single annual layer of ALHO6 stalagmite using a polynomial fit between the U/Th data and distance in mm of each stratigraphic layer counted from the stalagmite top. The polynomial fit exhibits an $r^2 = 0.99$ and results in a polynomial geochronologic model of the δ^{18} O data, assigning an absolute age to every individual stratigraphic layer (Supplementary Fig. S10). For the top portion of the stalagmite, located above the last obtained U/Th age, each stratigraphic layer was considered as one year. The comparison between the polynomial model (U-Th data and layer counting) with a model based only on the linear interpolation between the U-Th ages is shown in Supplementary Fig. S11. The CUR4 stalagmite did not present any visible stratigraphic layers; hence the geochronology from this sample was based entirely on a linear interpolation between the U-Th ages. For counting the annual laminae, a polished section of petrographic slabs made from stalagmite ALHO6 was photographed with a CCD camera to a stereo-microscope with transmitted light. The individual layers were counted with their respective thickness measured in the images using the software Corel Draw.

References

- 1. Bhattacharyya, S. & Narasimha, R. Possible association between Indian monsoon rainfall and solar activity. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L05813 (2005).
- 2. Kodera, K. Solar influence on the Indian Ocean Monsoon through dynamical processes. Geophys. Res. Lett. 31, L24209 (2004).
- Kodera, K., Coughlin, K. & Arakawa, O. Possible modulation of the connection between the Pacific and Indian Ocean variability by the solar cycle. *Geophys. Res. Lett.* 34, L03710 (2007).
- 4. Labitze, K. & van Loon, H. Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale. Tellus 47A, 275-286 (1995).
- Liu, J., Wang, B., Ding, Q., Kuang, X., Soon, W. & Zorita, E. Centennial variations of the global monsoon precipitation in the last millennium: Results from ECHO-G Model. J. Climate 22, 2356–2371 (2009).
- 6. Liu, H. *et al.* Possible link between Holocene East Asian monsoon and solar activity obtained from the EMD method. *Nonlin. Proc. Geoph.* **19**, 421–430 (2012a).
- 7. Liu, J. et al. What drives the global summer monsoon over the past millennium? Clim. Dyn. 39, 1063–1072 (2012b).
- van Loon, H., Meehl, G. A. & Arblaster, J. M. A decadal solar effect in the tropics in July-August. J. Atmos. Sol.-Terr. Phy. 66, 1767–1778 (2004).
- 9. van Loon, H., Meehl, G. A. & Shea, D. J. Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter. J. Geophys. Res. 112, D02108 (2007).
- Meehl, G. A., Washington, W. M., Wigley, T. M. L., Arblaster, J. M. & Dai, A. Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the twentieth century. J. Climate 16, 426–444 (2003).
- 11. Meehl, G. A., Arblaster, J. M. & Branstator, G. A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. J. Climate 21, 2883–2897 (2008).
- 12. Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Matthes, K., Sassi, F. & van Loon, H. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science* **325**, 1114–1118 (2009).
- 13. Crooks, S. A. & Gray, L. J. Characterization of the 11-year solar signal using a multiple regression analysis of the ERA-40 dataset. J. Climate 18, 996–1015 (2005).
- 14. Haigh, J. D. The impact of solar variability on climate. Nature 272, 981-984 (1996).

- 15. Haigh, J. D., Blackburn, M. & Day, R. The response of tropospheric circulation to perturbations in lower-stratospheric temperature. J. Climate 18, 3672–3685 (2005).
- Rind, D., Lean, J., Lerner, J., Lonergan, P. & Leboissitier, A. Exploring the stratospheric/tropospheric response to solar forcing. J. Geophys. Res. 113, D24103 (2008).
- 17. Grimm, A. M. & Tedeschi, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. J. Climate 22, 1589-1609 (2009).

 Vuille, M. et al. A review of the South American Monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. Clim. Past 8, 1309–1321 (2012).

- Bird, B. W. et al. A 2300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. P. Natl. Acad. Sci. 108, 8583–8588 (2011).
- Atwood, A. R., Wu, E., Frierson, D. M. W., Battisti, D. S. & Sachs, J. P. Quantifying Climate Forcings and Feedbacks over the Last Millennium in the CMIP5–PMIP3 Models. J. Climate 29, 1161–1178 (2016).
- 21. Lachniet, M. S. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. Qua. Sci. Rev. 28, 412-432 (2009).
- 22. Marengo et al. Recent developments on the South American monsoon system. Int. J. Climatol. 32, 1–21 (2012).
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Healy, R. & Keimig, F. Modeling δ¹⁸O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *J. Geophys. Res.* 108, D6, 4174 (2003).
- Apaéstegui, J. et al. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. Clim. Past 10, 1967–1981 (2014).
- Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D. & Vuille, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth. Planet. Sc. Lett.* 248, 495–507 (2006).
- 26. Novello, V. F. *et al.* Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.* **39**, L23706 (2012).
- Stríkis, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. Geology 39, 1075–1078 (2011).
- 28. Suess, H. E. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. Radiocarbon 22, 200-209 (1980).
- 29. Gleissberg, W. The eighty-year sunspot cycle. J. Br. Astron. Assoc 68, 148-152 (1958).
- 30. Schwabe, A. N. Sonnen-Beobachtungen im Jahre 1843. Astron. Nachr. 21, 233 (1844).
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R. & Marengo, J. Present-day South American climate. Palaeogeo. Palaeocl. Paleoeco. 281, 180–195 (2009).
- 32. Steinhilber, F., Beer, J. & Fröhlich. C. Total solar irradiance during Holocene. Geophys. Res. Lett. 36, L19704 (2009).
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G. & Marengo, J. A. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 36, L21707 (2009).
- 34. Vuille, M. & Werner, M. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Clim. Dyn.* **25**, 401–413 (2005).
- 35. Berbery, E. H. & Barros, V. R. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. J. Hydromet. 3, 630-645 (2002).
- 36. Marengo, J. A. & Soares, W. R. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. J. Climate 17, 2261–2280 (2004).
- Cheng, H. et al. Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Earth Planet. Sc. Lett. 371–372, 82–91 (2013).
- 38. Dee, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc. 137, 553–597 (2011).
- Schneider, U. et al. GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. doi: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_050 (2011).
- 40. Hammer, Ø., Harper, D. A. T. & Ryan, P. D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Paleonto. Elect.* **4**, 1–9 (2001).
- 41. Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M. & Karlén, W. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* **433**, 613–617 (2005).

Acknowledgements

We thank Osmar Antunes and Alyne Barros for their support during the stable isotope data acquisition at Universidade de São Paulo. We are grateful to ICMBio for permission to collect stalagmite samples. This work was supported by the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo, Brazil (FAPESP grants 2012/01187-4 to I.K., 2009/12902-3 fellowship to M.S.P, 2012/03942-4, 2014/10095-1 and 2015/08351-2 fellowships to V.F.N.), NASA/FAPESP through the Dimensions of Biodiversity Program grants 2012/50260-6 and 2013/50297, INCLINE/USP and PRIMO cooperative project (CNPq-IRD) to F.W.C, and the US National Science Foundation NSF grants AGS-1303828 to MV and 1103403 to R.L.E and H.C.

Author Contributions

V.F.N. and M.V. prepared the manuscript; V.F.N. performed δ^{18} O analysis, lamina counting and designed the experiments; F.W.C. directed the project; N.M.S. and I.K. assisted during field work and lab procedures; M.S.P., R.L.E., H.C. and J.S.M. were responsible for the U-Th dating; P.F.J., R.I.F.T. and G.A.H. assisted with discussions and analyses.

Additional Information

Supplementary information accompanies this paper at http://www.nature.com/srep

Competing financial interests: The authors declare no competing financial interests.

How to cite this article: Novello, V. F. *et al.* Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Sci. Rep.* **6**, 24762; doi: 10.1038/srep24762 (2016).

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

Supplementary Information for

Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites

Valdir F. Novello^{1*}, Mathias Vuille², Francisco W. Cruz¹, Nicolás M. Stríkis³, Marcos S. de Paula¹, R. Lawrence Edwards⁴, Hai Cheng^{5,4}, Ivo Karmann¹, Plínio F. Jaqueto⁶, Ricardo I. F. Trindade⁶, Gelvam A. Hartmann⁷, Jean S. Moquet¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo 05508-090, Brazil. ²Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, Albany, New York 12222, USA. ³Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro 24220-900. ⁴Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota 55455, USA. ⁵Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China. ⁶Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil. ⁷Observatório Nacional, Rio de Janeiro 20921-400, Brazil.

This document includes:

Figures S1 to S11

Tables 1 to 2

References

*To whom correspondence should be addressed. e-mail: vfnovello@gmail.com



Supplementary Figure S1 | Stalagmites CUR4 (left) and ALHO6 (right).



Supplementary Figure S2 | Relative humidity in the hall where the stalagmite ALHO6 was collected (black) and at the entrance (red) of the cave Pau d'Alho. The relative humidity was measured by HOBO data logger model U23.



Supplementary Figure S3 | Temperature in the hall where the stalagmite ALHO6 was collected (black) and at the entrance (red) of the cave Pau d'Alho. The temperature was measured by HOBO data logger model U23.



Supplementary Figure S4 | Temperature in the hall where the stalagmite CUR4 was collected (black) and at the entrance (red) of the cave Curupira. The temperature was measured by HOBO data logger model U23.



Supplementary Figure S5 | Spatial correlation between monsoon season (Nov-March) Cuiaba (located ~85 km from the caves considered in this study) monthly δ^{18} O anomalies and precipitation anomalies over South America between 1961 and 1987. Precipitation data is from GPCC V7¹ and δ^{18} O data is from IAEA-GNIP (available at http://www-

naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html). Shading indicates regions where correlations are significant at p<0.1. Figure created with Climate Explorer software available at: https://climexp.knmi.nl/start.cgi?id=someone@somewhere.



Supplementary Figure S6 | Relationship between δ^{18} O (VSMOV) and δ D (VSMOV). The Global Meteoric Water Line (red line) is shown together with isotopic values from the IAEA-GNIP station (available at http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html) located in Cuiabá city (black), rainwater isotopic values collected close to the caves (blue), drip water from the Pau d'Alho cave (orange) and drip water from the Curupira cave (green).



Supplementary Figure S7 | Spectral analysis (REDFIT) of our δ^{18} O stalagmite record performed with the software PAST². The utilized parameters were: window: rectangle; oversample: 2; segment: 3. For the better visualization the results are shown separately for low frequencies at decadal to centennial scales (left) and high frequencies on interannual time scales (right). The blue, red and green lines represents the 90%, 95% and 99% of the chi-squared confidence level, respectively.



Supplementary Figure S8 | Spectral analysis (Lomb periodogram) of our δ^{18} O stalagmite record performed with the software PAST². The two red lines indicate the 0.001- and 0.005-significance level, respectively.



Supplementary Figure S9 | Cross-wavelet analysis (c) between ALHO6 δ^{18} O record (a) and reconstruction of total solar irradiance (b)³. The direction of the arrows to the left (as occurs during the periodicity centered around 208 years) is indicative of anti-phasing between the two time series. Analyses were perfomed using Matlab routines from Grinsted et al.⁴.


Supplementary Figure S10 | Polynomial fit between the distance of sampled layers (in mm) from the top of the stalagmite ALHO6 and U-Th age of layers.



Supplementary Figure S11 | δ^{18} O from ALHO6 speleothem record based on linear interpolation between the U-Th ages (black) and based on polynomial interpolation (blue) derived from fit between U-Th ages and layer distance from the top as shown in Fig. S10.

Supplementary Table S1															
Sample	2	²³⁸ U	232	Гh	d ²³⁴	⁴ U*	²³⁰ Th	/ ²³⁸ U	²³⁰ Th A	.ge (yr)	²³⁰ Th A	.ge (yr)	d ²³⁴ U1	nitial**	
Number	(1	opb)	(p]	pt)	(meas	ured)	(acti	(activity)		(uncorrected)		(corrected)		(corrected)	
Stalagmite ALH	06														
ALHO6-4	3206	± 13	10287	± 40	644.6	± 3	0.00199	$^{\pm}$ 0.00015	132	± 10	75	± 30	644.7	± 3	
ALHO6-12	5336	±15	10317	± 208	676	± 3	0,0029	$\pm 0,0000$	192	± 1	158	±24	676	± 3	
ALHO6-22	3197	±9	8900	± 180	665	±3	0,0051	$\pm 0,0000$	332	±2	284	±34	665	± 3	
ALHO6-21	3848	±10	2125	±43	670	±3	0.0058	± 0.0000	378	±2	368	±7	670	± 3	
ALHO6-78	3856	± 8	3544	±71	667	± 2	0.0092	± 0.0000	602	± 2	586	±12	668	± 2	
ALHO6-91	6413	± 18	8156	±164	692	±3	0,0103	$\pm 0,0000$	667	±3	645	±16	694	± 3	
ALHO6-109	24042	± 116	66334	± 209	694	± 4	0,01164	$\pm 0,001$	751	± 14	704	± 27	695	± 4	
ALHO6-139	4388	±12	17805	±359	655	±3	0,0153	$\pm 0,0001$	1012	± 5	941	±51	657	± 3	
ALHO6-159	3683	±11	21570	±436	661	± 3	0.0186	± 0.0001	1227	±6	1,124	±73	663	± 3	
ALHO6-171	3631	±12	10044	±203	691	± 4	0.0187	± 0.0001	1215	±6	1,167	±34	694	± 4	
ALHO6-196	3585	±13	10282	± 208	644	± 4	0.0200	± 0.0001	1331	± 7	1,280	±37	647	± 3	
ALHO6-223	4136	±17	20448	±417	630	± 4	0.0223	± 0.0001	1502	±10	1,414	±63	633	± 4	
Stalagmite CUR	4	10	0.501	50	21	•	0.0014	0.0001	50			_	1000		
CUR4-3	3550	±12	2591	±53	31	±2	0.0014	±0.0001	52	±l	45	±5	1890	±6	
CUR4-13	2893	±7	1241	±25	77	± 2	0.0020	± 0.0001	78	± 1	73	±3	1825	± 4	
CUR4-32	2654	±6	638	±13	220	± 5	0.0032	± 0.0001	123	± 1	120	± 2	1851	± 4	
CUR4-48	3171	± 9	1792	±36	135	± 3	0.0046	± 0.0001	191	±1	185	±5	1644	± 4	

Supplementary Table S1: U-Th ages from stalagmites ALHO6 and CUR4. Analytical errors are 2σ of the mean.

 $^{\alpha}\delta^{234}U = ([^{234}U/^{238}U]activity - 1) \times 1000.$

 $^{\beta}\delta^{234}$ Uinitial corrected was calculated based on 230 Th age (T), i.e., δ^{234} Uinitial = δ^{234} Umeasured X e^{λ 234*T}, and T is corrected age. $^{c}[^{230}$ Th/²³⁸U]activity = 1 - e^{λ 230T} + (δ^{234} Umeasured/1000)[λ 230/($\lambda_{230} - \lambda_{234}$)](1 - e^{-(λ 230 - λ 234)T)}, where T is the age. Decay constants are 9.1577 x 10⁻⁶ yr⁻¹ for ²³⁰Th, 2.8263 x 10⁻⁶ yr⁻¹ for ²³⁴U, and 1.55125 x 10⁻¹⁰ yr⁻¹ for ²³⁸U. Values from Cheng et al.⁵.

^d The degree of detrital ²³⁰Th contamination is indicated by the [²³⁰Th/²³²Th] atomic ratio instead of the activity ratio.

^eAge corrections were calculated using an average crustal ²³⁰Th/²³²Th atomic ratio of 4.4 x $10^{-6} \pm 2.2 x 10^{-6}$.

Those are the values for a material at secular equilibrium, with the crustal ²³²Th/²³⁸U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%².

	Pau d'Alho ca	ive	Curupira cave			
date	hall of stalagmites	entrance	hall of stalagmites	entrance		
Feb (2013)	Х	530 ppm	992 ppm	1200 ppm		
Jul (2013)	1132 ppm	436 ppm	520 ppm	510 ppm		
Mar (2014)	7449 ppm	456 ppm	2353 ppm	933 ppm		
Mar (2016)	9072 ppm	492 ppm	11042 ppm	3200 ppm		

Supplementary Table S2 | CO₂ measured in the caves Pau d'Alho and Curupira.

Supplementary References

1. Schneider, U, et al. GPCC's new land surface precipitation climatology based on

quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. Theor. Appl.

Climatol., **115**, 14-40, 2014.

2. Hammer, Ø., Harper, D. A. T. & Ryan, P. D. PAST: Paleontological Statistics software

package for education and data analysis. Paleonto. Elect., 4, 1-9 (2001).

3. Steinhilber, F., Beer, J. & Fröhlich. C. Total solar irradiance during the Holocene.

Geophys. Res. Lett., 36, L19704 (2009).

4. Grinsted, A., Jevrejeva, S. & Moore, J. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Proc. Geoph.*, **11**, 561–566 (2004).

5. Cheng, H. et al. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem. Geol.*, **169**, 17-33 (2000).

ANEXO V

ARTIGO: NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; STRÍKIS, N. M.; LAWRENCE EDWARDS, R.; CHENG, H.; EMERICK, S.; SAITO DE PAULA, M.; LI, X.; BARRETO, E. S.; KARMANN, I.; SANTOS, R. V. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports, em revisão*.

1	A high-resolution history of the South American Monsoon from Last
2	Glacial Maximum to the Holocene
3	
4	Valdir F. Novello ¹ *, Francisco W. Cruz ¹ , Mathias Vuille ² , Nicolás M. Stríkis ³ , R. Lawrence
5	Edwards ⁴ , Hai Cheng ^{4,5} , Suellyn Emerick ¹ , Marcos S. de Paula ¹ , Xianglei Li ⁵ , Eline de S.
6	Barreto ¹ , Ivo Karmann ¹ , Roberto V. Santos ⁶
7	
8	¹ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo 05508-090, Brazil.
9	² Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, Albany, New
10	York 12222, USA. ³ Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói,
11	Rio de Janeiro 24220-900, Brazil. ⁴ Department of Earth Sciences, University of Minnesota,
12	Minneapolis, Minnesota 55455, USA. ⁵ Institute of Global Environmental Change, Xi'an
13	Jiaotong University, Xi'an 710049, China. ⁶ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília,
14	Brasília, Brazil.
15	(*) Corresponding author: Valdir Felipe Novello, Instituto de Geociências, Universidade de São
16	Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, Brazil. (vfnovello@gmail.com).
17	
18	
19	
20	
21	
22	
23	
24	

25 The exact extent, by which the hydrologic cycle in the Neotropics was affected by external forcing during the last deglaciation, remains poorly understood. Here we present 26 27 a new paleo-rainfall reconstruction based on high-resolution speleothem δ^{18} O records from the core region of the South American Monsoon System (SAMS), documenting the 28 29 changing hydrological conditions over tropical South America (SA), in particular during 30 abrupt millennial-scale events. This new record provides the best-resolved and most 31 accurately constrained geochronology of any proxy from South America for this time 32 period, spanning from the Last Glacial Maximum (LGM) to the mid-Holocene.

33

34 Introduction

Changes in the tropical hydrologic cycle during the transition from the LGM to the Holocene have so far not been explored in greater detail over tropical SA. Similarly, our understanding of millennial-scale variability and abrupt changes in South American precipitation during this transition from glacial to interglacial conditions is still rudimentary. The longest paleoclimate records available¹⁻⁵ do not present a chronology and resolution that would allow exploring individual millennial-scale events, while the few high-resolution records in existence only cover limited time intervals^{6, 7}.

Current interpretations focus primarily on the role of high-latitude forcing, mainly Northern 42 43 Hemisphere (NH) temperature, as being responsible for abrupt changes in precipitation over tropical SA^{5, 6}. This link between tropical SA precipitation and high-latitude temperature is 44 45 established through changes in the latitudinal position of the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ), which responds to changes in the inter-hemispheric energy balance. Thus, the ITCZ is 46 47 shifted southward in response to NH cooling and the resulting anomalous cross-equatorial temperature gradient⁸. This meridional temperature gradient is driven mainly by changes in NH 48 temperature during millennial-scale events, since changes in northern high-latitude temperature 49 during these events reached approximately 10°C over the course of decades⁹, whereas changes 50 in Antarctic temperature occurred more gradually over the course of several centuries with a 51 52 smaller amplitude of only 1° to $3^{\circ}C^{10}$.

The influence of Antarctic temperature on tropical SA precipitation on the other hand is not nearly as clear⁶. Southern Hemisphere (SH) millennial-scale events documented in the isotopic record from Antarctica, such as the Antarctic Isotope Maxima events (AIMs), or the Antarctic Cold Reversal (ACR) may potentially have affected precipitation in tropical SA, as these events have been documented in glacial records from the Andes as well as in some other proxies from southern SA^{6, 10, 11}. These southern teleconnections, however, have not yet been properly tested and documented using paleo-precipitation records from the tropical lowlands.

Austral summer precipitation over tropical and sub-tropical SA is related to the SAMS^{12, 13}, 60 a distinct feature of SA climate, which, unlike the narrowly confined ITCZ, penetrates far south 61 62 over the continent during the summer months (Fig. 1). Oceanic and coastal precipitation related 63 to the ITCZ reaches its southernmost location and peak precipitation during austral autumn 64 (MAM), while the mature phase of the SAMS with maximum precipitation occurs during the 65 summer months DJF, in relation with the formation of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). The SAC Z^{14} is defined as an elongated convective band, originating over the 66 67 southeastern Amazon basin, and extending over southeastern Brazil into the southwest Atlantic (Fig. 1). Previous studies have documented that both SACZ and ITCZ positions have shifted in 68 the past in response to abrupt millennial-scale events, thereby significantly affecting SAMS 69 70 precipitation over the SA continent⁷ and leading to an anti-phased relationship with NH 71 monsoon systems⁵.

Here, we present a new paleo-rainfall record based on oxygen isotopes in speleothems. This record contains the most highly-resolved data and the most accurately constrained geochronology of any proxy from SA for the time period spanning from the Last Glacial Maximum (LGM) to the Holocene. It is located in central South America (Brazil), in the core of the SAMS domain (Fig. 1), at a location where hitherto no proxy records of similar resolution have been recovered. Fornace et al.¹⁵ recently published a stable isotopic record derived from leaf waxes in lake sediments from a shallow lake located at the Brazil-Bolivia border, a few hundred kilometers to the northwest from our site. Their record covers the past 40,000 years, but
at a very low resolution (~ 1000 years), insufficient to resolve millennial-scale variability.

81

82 **Results**

Cave location and amount effect. The stalagmites presented in this study were collected in the 83 84 Jaraguá cave (21°05' S, 56°35' W, ~570 m above sea level), located in Bonito City, State of 85 Mato Grosso do Sul, Brazil (Fig. 1). The climate in Bonito City is tropical with a three month long dry season during austral winter (JJA). Between September 2011 and December 2014 we 86 87 monitored rainfall amount, isotopes in rainfall and air temperature in the region of Jaraguá cave. Based on these data, we establish that the isotopic composition of rainfall (δ^{18} O) at our site is 88 anti-correlated with precipitation amount on seasonal timescales. In the atmosphere, the δ^{18} O of 89 the condensate decreases with decreasing air temperature¹⁶, but the seasonal cycles of 90 temperature and δ^{18} O composition of precipitation in the tropics are often opposed to each other. 91 That is, high (low) temperatures coincide with more depleted (enriched) δ^{18} O values¹⁷, as shown 92 93 by our results (Supplementary Fig. S1). This phenomenon is interpreted in the sense that the δ^{18} O composition of precipitation reflects precipitation amount rather than temperature, because 94 at low latitudes high temperatures and rainy seasons tend to coincide¹⁷. Novello et al.¹⁸ recently 95 documented, based on 30 years of measurements performed at a nearby station (Cuiabá) by the 96 International Atomic Energy Agency (IAEA) that this anti-correlation between δ^{18} O and 97 98 precipitation amount also holds on interannual timescales, confirming earlier results from the 99 same location by Vuille et al.¹⁷. They further documented that this relationship extends significantly upstream, suggesting that δ^{18} O at this site is also suited to track the degree of 100 101 rainout and hence monsoon intensity over a larger domain, consistent with similar results for the 102 past two millennia¹⁹. The δ^{18} O and δ D measured in rainfall near our cave site also shows a good correspondence with the Global Meteoric Water Line (Supplementary Fig. S2) indicating that 103 104 evaporation processes do not significantly influence the isotopic fractionation at our study site. 105 In summary, the results from our monitoring support the use of δ^{18} O as a proxy for local- and

regional-scale monsoon-season rainfall amount. This interpretation is in agreement with model
 simulations over tropical and subtropical areas of South America¹⁷ and with the current
 paleoclimatic interpretation of speleothem records at locations within the SAMS domain^{3-7, 18, 19,}
 ^{20, 21}.

110 The mean air temperature, averaged over the monitored period inside of the cave is 21.4°C 111 with an annual amplitude of 1.4°C, in stark contrast to the annual temperature amplitude of 47.8°C outside the cave (Supplementary Fig. S3). The temperature range measured inside the 112 cave during the monitoring period may at most cause a fractionation in δ^{18} O in speleothem 113 114 calcite of $\sim 0.3\%^{22}$, very close to the instrumental analytical error. The cave temperature is representative of the mean annual temperature of the external environment and since the 115 isotopic fractionation factor in calcite is dependent on temperature²², the temperature change 116 117 over longer time scales needs to be considered when interpreting δ^{18} O. A temperature reconstruction at a nearby site²³ estimated that temperature during the late Pleistocene and 118 119 Holocene was close to modern values (~26°C). For the last glacial period, the record indicates 120 that temperatures were $4^{\circ}C$ colder with a relatively large uncertainty. A cooling of $4^{\circ}C$ at Jaraguá cave, would affect the δ^{18} O in our JAR record by less than $1\%^{21}$ during the LGM, when 121 122 compared to the Holocene.

123

124 **Speleothem \delta^{18}O record.** The Jaraguá cave record (JAR – Fig. 2) is composed of 3390 δ^{18} O 125 measurements from 3 stalagmites (JAR7, JAR14, JAR13, Supplementary Figs. S4-S6) and 80 126 U-Th ages (Supplementary Table S1) linearly interpolated, covering a time interval between 127 5,550 BP (considering 2014 C.E. to be year 0 BP) and 27,970 BP. We discarded three ages in 128 JAR7 because they presented relatively high errors and were out of stratigraphic order (see 129 Supplementary Table S1). The resulting record has an average resolution varying between 6.8 130 and 10.0 years, making this data set arguably the highest-resolution and geochronologically 131 best-constrained paleoclimate archive from SA for the period covering the transition from the 132 LGM to the Holocene. The number of isotopic measurements performed on each speleothem, as

- 133 well as the number of U-Th ages obtained, are listed in Supplementary Table S2 together with
- the average resolution and period covered by each sample. Note that stalagmite JAR14 overlaps
- with stalagmite JAR7 from 15,395 BP to 16,870 BP and from 17,600 BP to 18,660 BP and with
- 136 stalagmite JAR13 from 21,915 BP to 22,370 BP.
- 137

138 Discussion

- 139 The JAR record has a mean δ^{18} O value of -5.2‰ with a range between -1.3‰ and -9.3‰. Our
- 140 record indicates wetter conditions during the last glacial period (17,800 27,970 BP; mean δ^{18} O
- 141 value is -5.7‰) when compared to the early and mid-Holocene (5,550-11,000 BP; mean δ^{18} O
- value is -3.9‰). This tendency for a drier Holocene is consistent with other paleo-rainfall
- 143 records from the western^{1, 4, 5} and southeastern^{2, 3} portions of the SAMS domain (Fig. 2). It is
- also consistent with the relatively high (low) austral summer insolation in the SH during the
- 145 LGM (Holocene) leading to enhanced (subdued) convective activity in the southern tropics, as
- borne out in model simulations for the LGM and the Holocene²⁴. The comparison between our
- 147 JAR record and stalagmite records of the NH monsoon in China further document this
- 148 hemispherically anti-phased behaviour of tropical precipitation and monsoon systems in

149 response to insolation forcing on precessional time scales (Fig 3).

150 The fact that the JAR record is characterized by wetter conditions during the Last Glacial

- than during the Holocene is in disagreement with interpretations of biological proxies at a
- 152 nearby site^{15, 23}. However, vegetation in the region may not have responded primarily to changes
- 153 in precipitation. Given that our record of increased precipitation during the LGM is consistent
- 154 with similar palaeo-rainfall records further northwest over the western Amazon^{4,5} and Andes⁶
- and to the southeast over southern Brazil³, indicates that moisture was enhanced across Brazil,
- 156 from northwest to southeast, throughout the last glacial period.

157 A number of abrupt millennial-scale events characterize the transition from LGM to the

- 158 Holocene in the JAR record. Anomalies during the two youngest Heinrich stadial events (HS1
- and HS2) as well as the Bølling-Allerød (BA) and the Younger Dryas (YD) periods can clearly
- 160 be identified (Fig. 3). In our record, the period between 23,800-24,700 BP that corresponds to

HS2, is characterized by δ^{18} O values that are depleted by approximately 1.6%, compared to 161 162 prior and posterior conditions (Supplementary Fig. S7). The period of 12,900-14,700 BP, which corresponds to the BA period, on the other hand is characterized by a δ^{18} O increase of 2.4‰, 163 followed by a decrease of 2.2% heading into the period that corresponds to the YD (11,600-164 165 12,900 BP, Fig. 3). The wet conditions during HS2 and the YD, as well as the drier conditions 166 during the BA recorded in our JAR record are clearly due to NH high latitude forcing. The cold 167 temperatures in the NH during HS2 and the YD lead to a southward displacement of the ITCZ, 168 thereby increasing the moisture influx into SA, while at the same time weakening the NH 169 monsoons (Fig. 3). Opposite conditions likely prevailed during the BA (Fig. 3). During the 170 period that corresponds to HS1 (~17,730-14,800 BP), however, the JAR14 sample shows a 171 particular feature, with a double-plunge structure containing two wet periods, as indicated by 172 the δ^{18} O decrease of ~3.2‰ during the intervals ~17,730-16,840 BP and 16,040-14,800 BP. 173 These two wet phases are separated by a dry excursion, which does not have an equivalent 174 counterpart in NH records (Fig. 4). This dry phase shown in JAR14 is concomitant with the lack 175 of deposition (hiatus) in the stalagmite JAR7, which occurs between 16,051±39 BP and 176 16,513±80 BP. Isotopic values between 15,395-16,045 BP are offset by ~200 years in the JAR7 record, when compared to JAR14. This is likely due to an absence of chronological tie-points at 177 178 this time period or due to the relatively low resolution between 15,012 and 16,051 BP in the 179 JAR7 sample. 180 The two wet phases of HS1 in SA, separated by this slightly drier period, were previously reported, albeit with a smaller amplitude (Fig. 4), in the δ^{18} O records from Paixão and Lapa Sem 181

182 Fim caves⁷ located in the easternmost part of the SAMS domain (Fig. 1). In that study, the dry

183 phase half-way through HS1 was attributed to a temporary northward displacement of the ITCZ,

- 184 due to a warmer tropical North Atlantic. Consistent with this hypothesis, a paleoclimate record
- in Central America, sensitive to moisture and temperature, indicates a small wet perturbation
- during this intermediate phase of $HS1^{25}$. However, this episode is only marginally evident in
- 187 NH monsoon records or other proxies recording the position of the ITCZ. For example, the

combined Asian monsoon δ^{18} O record from Hulu and Dongge caves shows a minor wet event 188 189 during the interval corresponding to HS1, but with much reduced amplitude when compared to the more humid conditions during the LGM and BA (Fig. 3). Zhang et al.²⁶ presented another 190 East Asian monsoon δ^{18} O record, with better resolution and geochronology for this event, 191 192 consistent with the position of the ITCZ as recorded by the sedimentary record from the Cariaco 193 Basin²⁷ (Fig. 4). After ~19,000 BP the NH monsoon slowly weakens in the same way that the 194 SAMS strengthens in the SH, but around ~16,850 BP the SAMS intensity starts to decrease, 195 independently of a change in the ITCZ position, thereby losing its relationship with the NH 196 monsoonal circulation (Fig. 4). Thus, the dry phase during HS1 recorded in tropical Brazilian 197 records appears to be a characteristic of the SAMS that is only weakly dependent of high 198 latitude climate conditions and ITCZ position. 199 The beginning of the cold event HS2 in the NH is accompanied by an abrupt shift in our 200 δ^{18} O record to more negative values at 24,700 BP (Fig. 3). The JAR record also shows a short 201 dry event in the middle of the HS2 period, centred at 24,250 BP, which is concomitant with a 202 northward position of ITCZ and warming of Greenland (Supplementary Fig. S7). Subsequently, the δ^{18} O increases progressively until 23,650 BP, reaching values similar to the period prior to 203 204 HS2, before dropping again until 22,200 BP. Over this period, the SAMS record is qualitatively 205 similar to the Antarctic EDML ice core temperature (δ^{18} O) record during Antarctic Isotope 206 Maximum (AIM) event 2 (Supplementary Fig. S7), however, it is difficult to verify this 207 similarity quantitatively over this short interval. Our record is also consistent with the 208 positioning of the ITCZ recorded over the Cariaco Basin (Supplementary Fig. S7). 209 Interestingly, Kanner et al.⁶ show a similar close correspondence between the SAMS and 210 Antarctic temperature during AIM8 and AIM12, based on a speleothem record from Peru,

211 consistent with our record during AIM2. Kanner et al.⁶ also linked the behavior of the SAMS

during these events to latitudinal variations in the position of the ITCZ, but the exact mechanism

that links the ITCZ with Antarctic temperature is still not fully understood. If Antarctic

temperature were to significantly affect the inter-hemispheric temperature gradient, the response

of the SAMS during AIM2 should be the exact opposite of what is recorded at Jaraguá cave. The abrupt NH forcing, as documented in the IRD record during HS2 (between 24,250-22,200 BP) and the subsequent warm period during DO2 recorded in δ^{18} O from Greenland, on the other hand, are consistent with the wet and dry periods of the SAMS, respectively (Supplementary Fig. 7), suggesting that even during the AIM events the SAMS felt the influence of changes in NH temperature.

During the Antarctic Cold Reversal (ACR), our record again seems to more closely follow 221 222 NH temperature, with drier conditions in response to NH warming during the BA (Fig. 3). Jomelli et al.¹¹ reported glacial advances in the tropical Andes during that time. Our record 223 224 suggest that the SAMS was weakened and that therefore glaciers advanced likely due to colder 225 temperatures associated with the ACR, rather than due to increased snowfall associated with 226 enhanced available moisture from the SAMS. This interpretation is consistent with the colder 227 conditions during the ACR reported from almost one hundred mid- and high-latitudes sites in the SH^{10} . 228

229 Our new record shows that the LGM period was wetter in SA when compared to the early 230 and mid-Holocene, which is in agreement with climatic conditions reconstructed from palaeo-231 rainfall records in northwestern and southeastern SA. When combined, these isotopic records 232 document that rainfall conditions changed in a coherent way across the entire monsoon belt 233 from the Andes to southeastern Brazil during the transition from the LGM to the Holocene. 234 Vegetation reconstructions from southern and central Amazonia ^{15, 23, 28}, which show an 235 expansion of vegetation from the LGM to the Holocene, may thus the vegetation have responded primarily to changes in temperature or amount of CO₂ in the atmosphere, both 236 parameters that increased during the transitions LGM to Holocene. The JAR record also shows 237 238 that millennial-scale abrupt events were important features of the SAMS, characterizing the 239 hydrological cycle over tropical SA during the transition from the LGM to the Holocene. NH 240 temperature forcing, which is generally considered to act as the main control knob for SAMS variability on a number of different time scales, is evident in the JAR δ^{18} O record during DO2, 241 HS2, the BA and the YD. During HS1, however, our record exhibits an accentuated dry phase, 242

separating two wet periods at the beginning and end of HS1, which does not have a strongcorresponding counterpart in any high latitude or NH proxies.

245

246 Methods

The amount of precipitation and air temperature outside of the cave were recorded by a Hobo
Pendant Event Data Logger (model UA-003-64), while temperature and relative humidity inside
the cave were recorded by a Hobo Temperature/Relative Humidity Data Logger (model U23001). Rainwater for isotopic analysis was sampled every 15 days in a water collector installed
together with the rain gauge.

252 The analyses for δ^{18} O and δ D of water were performed using a Picarro L2120-i Analyzer at

the Stable Isotope Laboratory of the University of Brasilia. The data are reported as Vienna

254 Standard Mean Ocean Water (VSMOW) standard with precision of $\pm 0.1\%$ (δ^{18} O) and ± 0.5

255 (δD). For carbonate speleothems, the oxygen isotope ratios are expressed in δ notation, the per

256 mil deviation from the Vienna Peedee Belemite (VPDB) standard. For each measurement,

approximately 100 µg of powder was drilled from the sample and analyzed with an on-line,

automated, carbonate preparation system linked to a Thermo-Finnigan Delta Plus Advantage at

the Centro de Pesquisas Geocronológicas of the Geosciences Institute of Universidade de São

260 Paulo (CPGeo-IGc-USP). The speleothem reproducibility of standard materials is 0.1‰ for

261 δ^{18} O.

The stalagmites were dated by U-Th method at the Isotope Laboratory of the University of Minnesota (USA) and Xi'an Jiaotong University (China). The powder carbonate samples (~100 mg) on stalagmites were drilled using a carbide dental drill following stratigraphic horizons. To separate uranium and thorium the chemical procedure described in Edwards et al.²⁹ was applied. After the separation of uranium and thorium each sample was dried and diluted for injection into the spectrometer. The analysis was performed using a multi-collector inductively coupled 268 plasma mass spectrometry technique in a MC-ICP-MS, Thermo-Finnigan NEPTUNE,

according to the techniques described in Cheng et al. 30 .

270

271

272	References

- 273 1. Baker, P. A. et al. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales in the
- 274 Bolivian Altiplano. *Nature* **409**, 698-701 (2001).
- 275 2. Cruz, F. W. et al. Insolation driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000
- 276 years in subtropical Brazil. *Nature* **434**, 63–66 (2005).
- 277 3. Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D. & Vuille, M. Reconstruction of regional
- atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from
- oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planet. Sc. Lett.* **248**, 495-507,
- doi:10.1016/j.epsl.2006.06.019 (2006).
- 4. Mosblech, N. A. S. et al. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last
 ice age. *Nat. Geosci.* 5, 817–820 (2012).
- 283 5. Cheng, H. et al. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Comm.* 4,
- 284 1411–1416 (2013).
- 285 6. Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H. & Edwards, R. L. High-Latitude forcing of the South
- American Summer Monsoon during the last glacial. *Science* **335**, 570–573 (2012).
- 287 7. Stríkis, N. M. et al. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1.
- 288 *Geophys. Res. Lett.* **42**, doi:10.1002/2015GL064048 (2015).
- 8. Schneider T., Bischoff, T. & Haug, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical
- 290 convergence zone. *Nature* **513**, 45-53 (2014).
- 9. Kingler, et al. Temperature reconstruction from 10 to 120 kys b2k from the NGRIP ice core.
- 292 *Clim. Past.* 10, 887-902, doi:10.5194/cp-10-887-2014 (2014).
- 10. Pedro, J. B. et al. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nat. Geosci.*
- **9**, 51-56 (2015).

- 295 11. Jomelli, V. et al. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic Cold
 296 Reversal. *Nature* 513, 224-228 (2014).
- 12. Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R. H. & Marengo, J. Present-day South
- American climate. *Palaeogeogr. Palaeocl.* 281, 180-195. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
 (2009).
- 300 13. Marengo, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. Int. J.
- **301** *Climatol.* **32**, 1-21 (2012).
- 302 14. Carvalho, L. M. V., Jones, C. & Liebmann, B. The South Atlantic Convergence Zone:
- 303 intensity, form, persistence, and relationship with intraseasonal to interannual activity and

304 extreme rainfall. J. Climate 17, 88-108 (2004).

- 305 15. Fornace, K. L.; Whitney, B. S., Galy, V., Hughen, K. A. & Mayle, F. E. Late Quaternary
- environmental change in the interior South American tropics: new insight from leaf wax
- 307 stable isotopes. *Earth Planet. Sc. Lett.* **438**, 75-85 (2016).
- 16. Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**, 436-468 (1964).
- 309 17. Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Healy, R. & Keimig, F. Modeling δ 180 in
- 310 precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. J.
- 311 *Geophys. Res.* **108**(D6), 4174, doi:10.1029/2001JD002038 (2003).
- 312 18. Novello, V. F. et al. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System
- 313 recorded in stalagmites. *Sci. Rep.* **6**, 24762, doi:10.1038/srep24762 (2016).
- 314 19. Vuille, M. et al. A review of the South American monsoon history as recorded in stable
- isotopic proxies over the past two millennia. *Clim. Past.* **8**,1309-1321 (2012).
- 20. Stríkis, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the
- Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology* **39**, 1075-1078
- 318 (2011).
- 319 21. Novello, V. F. et al. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last
- 320 3000 last years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.* **39**, L23706,
- doi:10.1029/2012GL053936 (2012).

- 322 22. Kim, S-T & O'Neil, J. R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in
- 323 synthetic carbonates. *Geochim. Cosmochim. Ac.* **61**, 3461-3475 (1997).
- 324 23. Whitney, B. et al. A 45 kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South
 325 America. *Palaeogeogr. Palaeocl.* 307, 177-192 (2011).
- 326 24. Donohoe, A., Marshall, J., Ferreira, D. & McGee, D. The relationship between ITCZ
- 327 location and cross-equatorial atmospheric heat transport: from the seasonal cycle to the Last
- 328 Glacial Maximum. J. Climate **26**, 3597–3618 (2013).
- 329 25. Escobar, J. et al. A ~43-ka record of paleoenvironmental change in the Central American
- lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods. *Quaternary Sci. Rev.*, 37, 92104 (2012).
- 332 26. Zhang, W. et al. A detailed East Asian monsoon history surrounding the "Mystery Interval"
- derived from three Chinese speleothem records. *Quaternary Res.* **82**, 154-163 (2014).
- 334 27. Deplazes, G. et al. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last
 335 glacial period. *Nat. Geosci.* 6, 213-217 (2013).
- 28. Mayle, F. E., Burbridge, R., Killeen, T. J. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian
 Rain Forest. *Science*, 290, 2291-2290 (2000).
- 29. Edwards, R. L., Chen, J. H. & Wasserburg, G. J., 1987. 238U, 234U, 230Th, 232Th
- 339 systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth Planet*.
- 340 Sc. Lett. 81, 175–192 (1987).
- 30. Cheng, H. et al. Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th
- isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry.
- 343 *Earth Planet. Sc. Lett.* **82**, 371–371 (2013).
- 344 31. EPICA Community Members: Stable oxygen isotopes of ice core EDML, PANGAEA,
- 345 doi:10.1594/PANGAEA.754444 (2010).
- 32. Dykoski et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon
 record from Dongge Cave, China. *Earth Planet. Sc. Lett.* 233, 71-86 (2005).
- 348 33. Wang, Y. J. et al. A high-resolution absolute-dated Pleistocene monsoon record from Hulu
- 349 Cave, China. *Science* **294**, 2345–2348, doi:10.1126/science.1064618 (2001).

350 34. Wang et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic

351 climate. *Science* **308**, 854-857, doi:10.1126/science.1106296 (2005).

35. Yuan, D. et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon.

353 *Nature* **304**, 575-578 (2004).

36. NGRIP members. High-resolution climate record of the northern hemisphere reaching into
the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151 (2004).

356

357 Acknowledgements

- 358 We thank Alyne Barros and Osmar Antunes for their support during the stable isotope data
- acquisition at Universidade de São Paulo. We are grateful to ICMBio for permission to collect
- 360 stalagmite samples. This work was supported by the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado
- de São Paulo, Brazil (FAPESP grants 2012/01187-4 and 2016/0299-4 to I.K.; 2009/12902-3
- 362 fellowship to M.S.P; 2012/03942-4, 2014/10095-1 and 2015/08351-2 fellowships to V.F.N.;
- 363 2012/50260-6 and 2013/50297 to F.W.C), INCLINE/USP and PRIMO cooperative project
- 364 (CNPq-IRD) to F.W.C and the US National Science Foundation NSF grants AGS-1303828 to
- 365 MV and 1103403 to R.L.E and H.C.

366

367 Author Contributions

- 368 V.F.N. prepared the manuscript, performed δ^{18} O analysis, geochronology and designed the
- 369 experiment; F.W.C. directed the project; M.V helped with the interpretation and corrections on
- the manuscript; N.M.S., I.K. and M.S.P. assisted during field work and lab procedures; R.L.E.,
- H.C., L.X and E.S.B. assisted with the U-Th analyses; S.E. helped with lab procedures and
- 372 R.V.S assisted with water analyses.

373

- 374 **Competing financial interests:** The authors declare no competing financial interests.
- 375

Figures legends

377	Figure 1. Map of South America with the locations of the records discussed in text. Austral
378	summer (DJF) 850 hPa wind field and fractional DJF precipitation. Color shading indicates
379	regions where fraction of total annual precipitation falling during austral summer (DJF) > 0.3 ,
380	highlighting the extent of the SAMS over the continent; contour interval is 0.05. Wind data is
381	from ERA-Interim and precipitation data from GPCC, with averages calculated over period
382	1979-2014. Red star indicates the location of Jaraguá cave (our JAR record); 1- Cariaco Basin ²⁷ ;
383	2- Paixão cave ⁷ ; 3- Lapa Sem Fim cave ⁷ ; 4- Laguna La Gaiba ^{15, 23} ; 5- Santiago Cave ⁴ ; 6- El
384	Condor and Cueva del Diamante caves ⁵ ; 7- Salar Uyuni ¹ ; 8- Botuverá Cave ² . The figure was
385	created using the software Adobe Illustrator CS6 version 16.0.0, in similar way as in Novello et
386	al. ¹⁸ .
387	
388	Figure 2. Speleothem $\delta^{18}O$ record from Jaraguá cave in comparison with other South
389	American climate records. Comparison of δ^{18} O data from stalagmites JAR7 (blue), JAR14

390 (orange) and JAR13 (wine) with other paleo-rainfall records from South America: Botuverá
391 cave²; Salar Uyuni¹; caves from western Amazonia⁵ and Santiago cave⁴, also in western
392 Amazonia.

393

Figure 3. Comparison of the speleothem δ^{18} O record from Jaraguá cave with other climate

records. Comparison between JAR record (11-point running mean) and EDML ice core δ^{18} O

396 (7-point running mean) from Antarctica³¹, Chinese speleothem $\delta^{18}O$ records (inverted scale – 4

- 397 point running mean) from Hulu and Dongge caves³²⁻³⁵ and NGRIP δ^{18} O ice core record (7-point
- running mean) from Greenland³⁶. δ^{18} O data from JAR record composed by stalagmites JAR7
- 399 (blue), JAR14 (orange) and JAR13 (wine).

400

401	Figure 4. Comparison of paleoclimate records documenting the HS1 event. Comparison
402	between JAR δ^{18} O record and Lapa Sem Fim and Paixão δ^{18} O records ⁷ , Chinese δ^{18} O records
403	from Qingtian Cave ²⁶ and reflectance of sedimentary core record from Cariaco Basin ²⁷ .
404	
405	
406	
407	
408	
409	
410	
411	
412	
413	
414	
415	
416	
417	
418	
419	
420	
421	











Supplementary Information for

A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene

Valdir F. Novello¹*, Francisco W. Cruz¹, Mathias Vuille², Nicolás M. Stríkis³, R. Lawrence Edwards⁴, Hai Cheng^{4,5}, Suellyn Emerick¹, Marcos S. de Paula¹, Xianglei Li⁵, Eline de S. Barreto¹, Ivo Karmann¹, Roberto V. Santos⁶

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo 05508-090, Brazil. ²Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, Albany, New York 12222, USA. ³Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro 24220-900, Brazil.⁴Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota 55455, USA. ⁵Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China. ⁶Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brazil.

(*) Corresponding author: Valdir Felipe Novello, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo, Brazil. (vfnovello@gmail.com).

This document includes: Figures S1 to S7 Table S2 References



Figure S1. Comparison between biweekly (15 day) accumulated precipitation (blue), rainfall δ^{18} O (black) and daily mean air temperature (red). Sampling site located close to Jaraguá cave. Note that scale for rainfall δ^{18} O is inverted.



Figure S2. Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of rainfall at sampling site located close to Jaraguá cave, plotted alongside the Global Meteoric Water Line¹.



Figure S3. Bottom: Air temperature monitored at the entrance (black), middle (red) and end (blue) of Jaraguá cave. Top: Outside air temperature hourly (light blue) and the smoothed average (black).



Figure S4. Stalagmite JAR7 with the position of U/Th ages.



Figure S5. Stalagmite JAR14 with the position of U/Th ages.



Figure S6. Stalagmite JAR13 with the position of U/Th ages.

sample Number of isotopic name analyses		Number of U- Th ages	mean resolution (years)	Period covered (years BP*)	
JAR7	1924	43	6.8	5550 - 18660	
JAR14	863	14	8	15395 - 22370	
JAR13	603	23	10	21915 - 27970	

Table S2. Number of isotopic analyses and U-Th ages, resolution and period covered by the stalagmites that compose the JAR record. (*) The year of 2014 (C.E) is considered the present year.



Figure S7. Comparison of paleoclimate records documenting the AIM2 and HS2 events. Detailed comparison of AIM2 recorded in JAR record (smooth line represents 9-point running mean) with EDML ice core (3-point running men) from Antarctica², reflectance of sedimentary core record from Cariaco Basin³, Ice-Rafted Debris (IRD) content in ocean sediment⁴ and NGRIP δ^{18} O ice core record (3-point running mean) from Greenland⁵.

References

- 1. Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468 (1964).
- EPICA Community Members: Stable oxygen isotopes of ice core EDML, PANGAEA, doi:10.1594/PANGAEA.754444 (2010).
- Deplazes, G. et al. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nat. Geosci.* 6, 213-217 (2013).
- Abreu, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., Hall, M. & Chapman, M. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Mar. Geol.* 196, 1-20, doi:10.16/S0025-3227(03)00046-X (2003).
- 5. NGRIP members. High-resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last interglacial period. *Nature* **431**, 147–151 (2004).