UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO HOLOCENO
RECENTE COM BASE EM ESTALAGMITES DA REGIÃO
CENTRAL DO ESTADO DA BAHIA

Valdir Felipe Novello

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2012

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

“RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO HOLOCENO RECENTE COM BASE EM
ESTALAGMITES DA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DA BAHIA”.

VALDIR FELIPE NOVELLO

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Ivo Karmann (GSA/IGc/USP)	
Examinadores:	Prof. Dr. Heitor Evangelista da Silva (UERJ)	
	Profa. Dra. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer (IO/USP)	

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900031174

**RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO HOLOCENO RECENTE COM
BASE EM ESTALAGMITES DA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DA
BAHIA**

Valdir Felipe Novello

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2012

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**RECONSTITUIÇÃO PALEOCLIMÁTICA DO HOLOCENO RECENTE COM
BASE EM ESTALAGMITES DA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DA
BAHIA**

Valdir Felipe Novello

Dissertação de mestrado apresentada junto ao
Instituto de Geociências da Universidade de
São Paulo na Área de Geoquímica dos
Processos Exógenos para a obtenção do título
de Mestre em Geociências.

São Paulo
2012

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

Reconstituição paleoclimática do Holoceno recente com base em estalagmites da região central do estado da Bahia / Valdir Felipe Novello. – São Paulo, 2012.

127 p.: Il + 2 anexos

Dissertação (Mestrado): IGc/USP

Orient.: Karmann, Ivo

1. Bahia: Paleoclimatologia 2. Bahia: Espeleotemas 3. Bahia: Holoceno 4. Bahia: Sedimentologia 5. Geoquímica
- I. Título

“Ya me di al poder que a mi destino rige.

No me agarro ya de nada, para así no tener, nada que defender.

No tengo pensamientos, para así poder ver.

No temo ya a nada, para así poder acordarme de mi.

Sereno y desprendido,

me dejará el águila pasar a la libertad.”

Carlos Castaneda

AGRADECIMENTOS

Esse trabalho é resultado da dedicação e esforço de várias pessoas, devo ele principalmente aos meus pais Valdir Antônio Novello e Mariusa Ester Roel Novello por sempre me incentivarem a estudar. Agradeço também as minhas irmãs Viviane e Vânia e ao meu orientador Ivo Karmann pela amizade e por ter aceitado orientar um físico que sonhava em trabalhar com cavernas. Meus agradecimentos especiais para o professor Francisco Willian da Cruz (Chico Bill) por proporcionar as diretrizes da pesquisa, meios de execução do trabalho e orientações, também devo agradecer aos seus trigêmos (Giovana, Joana e Artur) por propiciarem a oportunidade de discutir (ou não) esse trabalho nas noites de terça-feira com seu pai.

Muito obrigado aos meus colegas de trabalho: Marcos Saito de Paula (Xang), Eline Alves de Souza Barreto, Thaize Baroni, Joyce Calandro, Maria Carolina Amorim Catunda (Obelix), Jean-Sébastien Moquet (Tião), Cristian, Priscila Rezende (Perva), Fernando Laureano (Le Gambá), Maria Gracia Bustamante, James Apaéstegui e especialmente a Nicolás Strikis (Pânico) que além de me aturar no dia-a-dia de trabalho me acompanhava nas cervejas de final de tarde.

Sou muito grato ao Osmar Antunes Junior e Maria Helena por todo apoio do Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE-CPGEO) do IGc/USP, ao Luís Mancine pelo apoio do laboratório de isótopos estáveis da Universidade Nacional de Brasília (UNB), ao Stephen Burns pelos dados isotópicos obtidos na Universidade de Massachussetts (EUA), ao Hai Cheng e Lawrence Edwards pela cooperação laboratorial dos laboratórios da Universidade de Minnesota (EUA) que possibilitaram as análises geocronológicas, ao Mathias Vuille da Universidade de Albany (EUA) pela revisão do artigo e sugestões, ao Everto Frigo e Ferrari pelas ajuda no tratamento das seres temporais, ao guia Clóvis pelo apoio nos trabalhos de campo da Chapada Diamantiuna, ao Augusto Auler pelas dicas nas etapas de campo e mapa de cavernas; ao meu orientado de iniciação científica Alejandro Szanto de Toledo do Instituto de Física da USP por me introduzir na pesquisa científica, ao professor do ensino médio Ricardo (Cacá) por me apresentar a espeleologia, ao Tiago Atorre do Museu do Arqueologia e Etnologia (MAE) pelas discussões e sugestões e a todos os meus amigos de Piraciaba que sempre me receberam de braços abertos.

Esse trabalho foi possível graças a bolsa de mestrado e apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).

RESUMO

NOVELLO, V. F. *Reconstituição paleoclimática do holoceno recente com base em estalagmites da região central do estado da Bahia*. 2012. 127. f. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

A partir de registros de $\delta^{18}\text{O}$ e ^{13}C e das taxas de crescimento de espeleotemas precisamente datados pelo método U-Th foi possível reconstituir a paleopluviosidade dos últimos 3 mil anos da região central do estado da Bahia. Os registros de alta resolução (~ 4 anos) propiciaram caracterizar a influência dos padrões atmosféricos e da temperatura da superfície do mar (TSM) observados atualmente nos oceanos Atlântico e Pacífico na paleoprecipitação da região.

Através da comparação direta entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite TR5 (com resolução amostral de 6 meses) com estações de monitoramento pluviométrico da região, foi possível relacionar as variações do $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema com a variação da pluviosidade mostrando que, valores mais negativos no registro isotópico são representativos de maior precipitação e vice-versa. Essa relação está de acordo com o fator “*amount effect*”, que atua na variação das razões isotópicas do oxigênio da chuva na região tal como foi identificado em estudos da série histórica de monitoramento das estações IAEA-GNIP e por simulações computacionais que mostram a variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ na atmosfera.

O registro paleoclimático mostrou que uma progressiva aridificação vem ocorrendo na região central da Bahia nos últimos 3 mil anos, acompanhando o aumento da insolação de verão. Nesse intervalo de tempo, foram encontradas sequências de eventos úmidos abruptos que ocorrem peridiodicamente em escala centenal. Entre esses eventos, destaca-se o que ocorreu entre ~822-642 A. C. que é coincidente com intervalo de extremo frio na Europa e com o período de mínimo solar detectado na variação da irradiância. Já, durante a Anomalia Climática Medieval (ACM) e a Pequena Era do Gelo (PEG) o registro mostrou condições secas próximas a detectadas atualmente.

Através de análises estatísticas realizadas nas séries temporais obtidas a partir do registro paleoclimático das estalagmites, foi detectado uma peridiodicidade de ~65 anos correlata com a Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) em todo o registro da parte central da Bahia. Influências decorrentes da TSM do oceano Pacífico mostraram-se presentes durante eventos abruptos e períodos anômalos úmidos e secos.

Palavras-chave: Bahia, paleoclima, paleopluviosidade, monções, SMSA, Holoceno, espeleotemas, isótopos, OAN, ODP, OMA, eventos multidecenais, Atlântico, Pacífico, ACM, PEG.

ABSTRACT

NOVELLO, V. F. *Paleoclimate reconstruction of recent Holocene based in stalagmites of central state of Bahia*. 2012. 127. F. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

We present the first high resolution (~4 years) precipitation record from central portion of Bahia state, covering the last ~3000 yrs from ^{230}Th -dated stalagmites oxygen isotope records. Our record shows abrupt fluctuations in rainfall tied to variations in the intensity of the South American summer monsoon (SASM), including the periods corresponding to the Little Ice Age (LIA), the Medieval Climate Anomaly (MCA) and a period around 2800 yr B.P.. Unlike other monsoon records in southern South America, dry conditions prevailed during the LIA in the Nordeste. Spectral, wavelet and cross-wavelet analyses of our record detected several periodicities from multidecadal to centennial time scales, particularly centered on 65 and 210 years, which have been linked to Atlantic sea surface temperature (SST) variations and solar variability, respectively. Here we show that changes in SASM activity in the region are mainly associated with variations of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and to a lesser degree caused by fluctuations in tropical Pacific SST.

Comparisons between TR5 $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record (~6 months resolution) with local meteorological station showed that variations in $\delta^{18}\text{O}$ speleothem composition are in agreement with variations in the amount of rainfall over central Bahia. The same correlation was also identified in computing simulations based on IAEA-GNIP monitoring stations data.

The $\delta^{18}\text{O}$ speleothem record shows a clearly trend toward dry conditions in central Bahia since the last 3 thousand years in agreement with solar insolation curve. In addition, the $\delta^{18}\text{O}$ record of DV2 sample shows several sequence of wet event at centennial time-scale. Among these events we call attention to the event occurred at ~822-642 D.C., coincident with an abrupt cold event recorded in Europe and with a minimum of solar irradiance. In other hand during the MCA and the LIA the record shows dry conditions, close to current values.

Key words: Bahia, paleoclimate, paleoprecipitation, monsoon, SAMS, Holocene, speleothems, isotopes, NAO, PDO, AMO, multidecadal events, Atlantic, Pacific, MCA e LIA.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1:** Mapa geográfico do estado da Bahia com destaque para região da Chapada Diamantina onde se localiza as cidades de Iraquara (noroeste da Serra do Sincorá) e Iramaia (sudeste da Serra do Sincorá), figura modificada de Pereira (1998) e Laureano (1998).
- Figura 2.2:** Mapa da Caverna Diva de Maura com a localização do ponto de coleta, (modificado a partir do mapa do grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 1996).
- Figura 2.3:** (A) Salão onde foi coletada a amostra DV2; (B) amostra DV2 antes de ser coletada; (C) entrada da caverna; (D) vegetação acima da caverna.
- Figura 2.4:** Mapa da Caverna Torrinha, a coleta da amostra TR5 foi realizada em um salão não mapeado da caverna em uma parte central da caverna a ~800 m da entrada (modificado de Laureano 1998).
- Figura 2.5:** (A) Amostra TR5 no momento da coleta, (B) salão de coleta da amostra TR5, (C) escarpa rochosa carbonática onde se encontra a entrada da caverna Torrinha, (D) vegetação externa a caverna.
- Figura 2.6:** Mapa da Caverna Calixto com a localização do ponto de coleta, (modificado a partir do mapa do grupo GPME de espeleologia, 2009).
- Figura 2.7:** (A) Amostra CL4 in situ; (B) passagem após a entrada da caverna; (C) entrada da caverna Calixto.
- Figura 3.1:** Mapa pluviométrico do estado da Bahia obtido da Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (www.sei.ba.gov), com destaque para região da Chapada Diamantina. Nota-se por esse mapa, o aumento das chuvas sobre a Serra do Sincorá devido a orografia da serra. As cidades deste estudo, Iraquara (noroeste da serra) e Iramaia (sudoeste da serra), estão localizadas pelos círculos vermelhos.
- Figura 3.2:** Gráfico da pluviosidade mensal média em “mm” das estações pluviométricas ao redor da Serra do Sincorá, região da Chapada Diamantina. Dados obtidas da Agência Nacional de Águas-ANA (www.ana.org).
- Figura 3.3:** Imagem de satélite da Chapada Diamantina com a localização das estações de monitoramento de chuva analisadas. No centro da imagem está a serra do Sincorá (estrutura rochosa). Imagem obtida a partir do Google earth.
- Figura 3.4:** Composição de episódios de El Niño. A imagem da esquerda mostra anomalias de precipitação associada à TSM do Pacífico e Atlântico durante episódios de El Niño para os meses de DJF e a imagem da esquerda mostra o mesmo para os meses de MAM. Modificado de Ambrizzi et al. (2004).
- Figura 3.5:** Composição de episódios de La Niña. A imagem da esquerda mostra anomalias de precipitação associada à TSM do Pacífico e Atlântico durante episódios de El Niña para os meses de DJF e a imagem da esquerda mostra o mesmo para os meses de MAM. Modificado de Ambrizzi et al. (2004).
- Figura 3.6:** Pluviosidade anual média da Chapada Diamantina (estação pluviométrica localizada na cidade de Lençóis, Chapada Diamantina-BA) com destaque nos anos de El Niño. Nota-se as baixas médias pluviométricas nos anos de El Niño.
- Figura 3.7:** Gráfico do índice de OMA contruído a partir de dados instrumentais obtidos em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseriesimeseries/AMO/>.
- Figura 4.1:** Amostras DV2, CL4 e TR5 após todas as etapas de preparação. Os cortes horizontais indicam o local onde foi obtido o material para a datação geocronológica, as linhas verticais finas são formadas pela junção dos pontos de amostragem realizadas para as análises isotópicas.
- Figura 5.1:** Relação entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$, em condições de equilíbrio isotópico, nota-se que para regiões mais quentes (frias) os valores isotópicos encontrados são mais enriquecidos (empobrecidos). Gráfico extraído de Clark e Fritz, (2007).

- Figura 5.2:** Gráfico dos valores de $\delta^2\text{H}(\text{‰})$ em relação ao $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ para diferentes níveis de umidade relativa do ar. Os valores de “s” representam o coeficiente linear da relação para os respectivos valores de umidade relativa. Gráfico extraído de Clark e Fritz, (2007).
- Figura 5.3:** Comparação da pluviosidade mensal das cidades de Iraçara (local das cavernas Torrinha e Diva de Maura) e Iramaia (local da caverna Calixto) com a estação de monitoramento do IAEA-GNIP em de Brasília.
- Figura 5.4:** Na coluna de gráficos da esquerda estão os gráficos de correlação dos acumulados mensais de precipitação em função da média de $\delta^{18}\text{O}$ referente a mesma chuva, das estações de monitoramento do IAIE-GNIP. Nos gráficos a direita, esta a relação trimestral de precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ das respectivas estações de monitoramento a esquerda.
- Figura 5.5:** Comparação ente o $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da água da Chuva, do gotejamento da caverna Paixão, do gotejamento da caverna Fumaça e da Linha de Água Meteórica Global (LAMG).
- Figura 7.1:** Intervalos de deposição das estalagmites coletadas na região da Chapada Diamantina (BA) que apresentaram idades holocênicas, com o nome dos espeleotemas no eixo vertical. Os pontos destacados são referentes a posição das idades U-Th.
- Figura 7.2:** Gráfico com intervalos de deposição com ênfase nos últimos três séculos.
- Figura 7.3:** Gráficos das idades U-Th pela posição de amostragem geocronológica em relação ao topo das estalagmites para as amostras DV2 (A), PX5 (B), CL4 (C) e TR5 (D).
- Figura 7.4:** Taxa de crescimento da estalagmite DV2 em comparação com seu registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (azul) e $\delta^{18}\text{O}$ (preto). Para uma melhor visualização os valores isotópicos foram invertidos no eixo vertical.
- Figura 7.5:** Taxa de crescimento da estalagmite CL4 em comparação com seu registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (azul) e $\delta^{18}\text{O}$ (preto). Para uma melhor visualização os valores isotópicos foram invertidos no eixo vertical.
- Figura 7.6:** Taxa de crescimento da estalagmite CL4 em comparação com seu registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (azul) e $\delta^{18}\text{O}$ (preto). Para uma melhor visualização os valores isotópicos foram invertidos no eixo vertical.
- Figura 7.7:** Gráfico comparativo das taxas de crescimento das amostras DV2 (vermelho), CL4 (azul) e TR5 (preto), com destaque para o período referente a Pequena Era do Gelo (PEG).
- Figura 7.8:** Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras DV2 (vermelho), TR5 (preto), CL4 (azul) e insolação de verão (verde), com destaque para os três principais eventos globais que ocorreram nesse período.
- Figura 7.9:** Gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras DV2 (vermelho), TR5 (preto) e CL4 (azul).
- Figura 7.10:** Diagrama de distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as estalagmites DV2 (vermelho), TR5 (preto) e CL4 (azul), com seus respectivos coeficientes lineares (r^2).
- Figura 7.11:** Análise de decomposição espectral em frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2, os valores acima dos picos representam o período correspondente a frequência do pico em destaque. A linha em vermelho representa os valores de modelagem de ruído de acordo com a análise de “ruído vermelho” (REDFIT, ver item 6.3-Schulz e Mudelsee, 2002), os valores acima da linha verde representam nível de confiança estatística >90% e os valores acima da linha azul representam nível de confiança >95% de acordo com o teste de χ^2 . Para essa análise os dados foram igualmente espaçados em 5 anos (resolução média da DV2). Análise realizada através do programa PAST (Hammer e Harper, 2001).
- Figura 7.12:** O mesmo da Figura 7.11, com destaque na região de altas frequências para melhor visualização.
- Figura 7.13:** Análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2. No eixo vertical é mostrado o período de duração dos eventos, no eixo horizontal está o intervalo temporal do registro isotópico e o índice de cor está relacionado a intensidade do evento, as cores mais quentes (mais próximas do vermelho) indicam eventos mais fortes. O contorno (linha preta) engloba os eventos com significância estatística acima de 90%. A região externa ao cone de

confiança indica resultados que podem ter sido influenciados pelos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondeleta. Gráficos gerados pelo programa MathLab partir de rotinas de programação de Grinsted et al. (2004).

- Figura 7.14:** Análise de ondeletas cruzadas entre o os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de OMA (Gray et al., 2004). As cores mais quentes (mais próximas do vermelho) indicam maior relação entre os dois registros no intervalo temporal para a determinada periodicidade. O contorno (linha preta) engloba os eventos com significância estatística com coerência $>90\%$. As setas quando apontadas para direita (esquerda) indica que os dois registros estão em fase (anti-fase).
- Figura 7.15:** Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de OMA (Gray et al., 2004).
- Figura 7.16:** Análise de ondeletas cruzadas semelhante a da **Figura 7.14**, entre o os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de ODP (MacDonald e Case, 2005).
- Figura 7.17:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de ODP (MacDonald e Case, 2005). Nota-se a boa relação visual entre $\sim 1100\text{-}1550$ D.C. e posteriormente entre $\sim 1800\text{-}1900$ D.C., intervalos temporal em que se destaca as oscilações similares de 30-65 anos entre os dois registros detectadas através da análise de ondeletas (Figura 7.15).
- Figura 7.18:** Análise de ondeletas do registro de $\delta^{18}\text{O}$ de sedimento lacustre de Gana (África), extraído de Shanahan et al. (2009). Índice de paleopluviosidade associada pelo autor as variações de OMA.
- Figura 7.19:** Análise de ondeletas para o registro de coloração do lago Pallcacocha no Equador, extraído de Moy et al. (2002). Índice de variabilidade de eventos El Niño.
- Figura 7.20:** Análise de decomposição espectral para frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4, realizada no intervalo de tempo de 1783-1882 D. C. (período em que a amostra apresenta maior resolução, ~ 2 anos) os valores acima dos picos representam o período correspondente a frequência do pico em destaque. A linha em vermelho representa os valores de modelagem de ruído de acordo com a análise de “ruído vermelho” (REDFIT, ver **item 6.3**-Schulz e Mudelsee, 2002), os valores acima da linha verde representam nível de confiança $>90\%$ e os valores acima da linha azul representam nível de confiança $>95\%$ de acordo com o teste de χ^2 . Para essa análise os dados foram igualmente espaçados em 1 ano. Análise realizada através do programa PAST (Hammer e Harper, 2001).
- Figura 7.21:** Análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4.
- Figura 7.22:** Análise de ondeletas das anomalias de precipitação das estações de monitoramento de chuva de Fortaleza (CE), figura extraída de Kayano e Andreolli (2004).
- Figura 7.23:** Análise de ondeletas do índice de precipitação do nordeste brasileiro constituído pela composição de 453 estações de monitoramento de chuva.
- Figura 7.24:** Gráfico da análise de ondeletas cruzadas entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 e o índice de OAN (Troet et al., 2009).
- Figura 7.25:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4, em azul, com o índice de OAN (Troet et al., 2009), em preto.
- Figura 7.26:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2, em vermelho, com o índice de OAN (Troet et al., 2009), em preto.
- Figura 7.27:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 (azul) com o índice de ODP (vermelho) (MacDonald e Case, 2005).
- Figura 7.28:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 (azul) com o índice de OMA (vermelho) (Gray et al., 2004).
- Figura 7.29:** Análise de decomposição espectral para frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5, realizada no intervalo de tempo de 1960-2007 D. C., os valores acima dos picos representam a periodicidade correspondente a frequência do pico em destaque. A linha em vermelho representa os valores de modelagem de ruído de acordo com a análise de “ruído vermelho” (REDFIT, ver **item 6.3**-Schulz e Mudelsee, 2002), os valores acima da linha verde representam nível de confiança $>90\%$ e os valores acima da linha azul representam nível de confiança $>95\%$ de acordo com o teste de χ^2 . Para essa análise os dados foram igualmente espaçados em 6 meses. Análise realizada através do programa PAST (Hammer e Harper, 2001).

- Figura 7.30:** Análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5.
- Figura 7.31:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5 com a composição de pluviosidade das estações de monitoramento de chuva localizada nas cidades de Iraquara, Lençóis, Seabra e Bonito. Dados de pluviosidade obtidos pela Agência Nacional de Águas (ANA, www.ana.org).
- Figura 7.32:** Comparação entre o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5 com o índice instrumental de OMA (dados obtidos pelo NOAA, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseriesimeseries/AMO>).
- Figura 8.1:** Análise de ondeletas cruzadas entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o irradiância total reconstituída através de isótopos de ^{10}Be (Steinhilber et al., 2009)
- Figura 8.2:** Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da DV2 com a irradiância total (Steinhilber et al., 2009).
- Figura 8.3:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 (vermelho) e o índice de intensidade de coloração vermelha do sedimento do lago Pallcacocha no Equador (azul), índice de variabilidade de ENOS (Moy et al., 2002).
- Figura 8.4:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema CR1(azul) do sudeste brasileiro (Taylor, 2010); registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema DV2 (vermelho) da parte central da Bahia, registro de %Ti da Bacia de Cariaco (verde) na Venezuela (Haug et al., 2001) e registro de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita do Lago Bosumtwi (preto) em Gana na África (Shanahann et al., 2009).
- Figura 8.5:** Comparação entre o $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 (vermelho) com o registro de %Ti da Bacia de Cariaco (verde) na Venezuela (Haug et al., 2001), registro de posicionamento da ZCIT. Com destaque para o período relacionado a ACM e a PEG.
- Figura 8.6:** Comparação entre o $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite DV2 com o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ de uma estalagmite da caverna Wanxiang na China (Zhang et al., 2008), registro indicador de Monção Asiática.
- Figura 8.7:** Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite DV2 (vermelho, parte central da Bahia) com o $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LG3 (laranja, norte de Minas gerais, Strikis et al., 2011) e a curva de irradiação solar a partir de $\Delta^{14}\text{C}$ medidos em anéis de crescimento de árvores (Bond et al., 2001).
- Figura 9.1:** Pintura rupestre na entrada da caverna Torrinha.
- Figura 9.2:** Estruturas de bioconstruções conhecidas por Murunduns. Região a norte da cidade de Iraquara.

LISTA DE ABREVIATURAS

$\delta^{18}\text{O}$ - Razão dos isótopos de Oxigênio

$\delta^{13}\text{C}$ - Razão dos isótopos de Carbono

ACM - Anomalia Climática Medieval

AF - África

AMO - Atlantic Multidecal Oscillation

AMOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

AN - América no Norte

ANA - Agência Nacional de Águas

A.P. - Antes do Presente

AS - Ásia

ASAN - Anticiclones Subtropicais do Atlântico Norte

ASAS - Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul

CL - Estalagmite da Caverna Calixto

CTD - Carbono total dissolvido

CRMA - Circulação de Revolvimento Meridional Atlântica

DJF - Dezembro, Janeiro e Fevereiro

DV - Estalagmite da Caverna Diva de Maura

EN - El Niño

ENOS - El Niño Oscilação Sul

ENSO - El Niño Southern Oscillation

GCM's - *general circulation models*

GMWL- *Global Meteoric Water Line*

HS - Hemisfério Sul

HN - Hemisfério Norte

IAEA-GNIP - *International Agency Energy Agency - Global Network of Isotopes in Precipitation*

ITCZ - Intertropical Convergence Zone

ICP-MS - *Inductively coupled plasma mass spectrometry*

IGc/USP - Instituto de Geociências da USP

JJA - Junho, Julho e Agosto

LMWL - *Local Meteoric Water Line*

LIE-CPGEO - Laboratório de Isótopos Estáveis, Centro de Pesquisas Geocronológicas

LIs - Linhas de Instabilidade
LN - El Niño
MAM - Março, Abril e Maio
MAS - Monção Sul Americana
NEB - Nordeste brasileiro
NO-SE - Noroeste para Sudeste
OAN - Oscilação do Atlântico Norte
ODP - Oscilação Decadal do Pacífico
OMA - Oscilação Multidecadal do Atlântico
PDO - Pacific Decadal Oscillation
PNM - Pressão no nível do mar
PEG - Pequena Era do Gelo
 r^2 - Coeficiente de correlação
SAMS - Southern American Monsoon System
SON - Setembro, outubro e novembro
SALLJ - South American Low Level Jet
SMSA - Sistema de Monção Sul Americana
[Ti] - Concentração de Titânio
THC - *Thermohaline Circulation*
TR - Estalagmite da Caverna Torrinha
TSM - Temperatura da Superfície Marinha
U/Th - Urânio-Tório
ZCA - Zona de Confluência dos Alísios
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

Sumário

1. Introdução	1
1.1 Objetivos da pesquisa	2
2. Área de Estudo	3
2.1 Localização e caracterização geomorfológica	3
2.2 Cavernas	5
2.2.1 Caverna Diva de Maura	5
2.2.2 Gruta Torrinha	8
2.2.3 Gruta Calixto	10
2.3 Vegetação	12
3. Climatologia Moderna	13
3.1 Introdução	13
3.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	18
<i>(Intertropical Convergence Zone - ITCZ)</i>	
3.3 Sistema de Monção Sul Americana (SMSA)	19
<i>(South American Monsoon Sistem - SAMS)</i>	
3.4 El Niño Oscilação Sul (ENOS)	20
<i>(El Niño Southern Oscillation – ENSO)</i>	
3.5 Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)	23
<i>(Pacific Decadal Oscillation - PDO)</i>	
3.6 Oscilação do Atlântico Norte (OAN)	24
<i>(North Atlantic Oscillation - NAO)</i>	
3.7 Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA)	27
<i>(Atlantic Multidecadal Oscillation - AMO)</i>	
4. Materiais e Métodos	30
4.1 Escolha da área de estudo	30
4.2 Coleta das estalagmites	30
4.3 Preparação das estalagmites para o estudo paleoclimático	31
4.4 Datação pelo método U/Th	32
4.5 Análise de isótopos estáveis	33
5. Isótopos Estáveis e a Informação Paleoambiental	35
5.1 Fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo hidrológico	35

5.2 Dinâmica isotópica no ambiente cárstico	38
5.2.1 Efeito reservatório	40
5.2.2 Efeito da vegetação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos espeleotemas	41
5.3 Relações entre a água meteórica, isotopia e gotejamento das cavernas	42
6. Métodos de Tratamento de Séries Temporais	47
6.1 Introdução	47
6.2 Transformada de Fourier	48
6.3 REDFIT	49
6.4 Análise de coerência	49
6.5 Análise de ondeletas	50
6.6 Análise de ondeletas cruzadas	51
7. Resultados	52
7.1 Resultados geocronológicos e taxas de crescimento	52
7.2 Registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	58
7.3 Resultados estatísticos e associação entre dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ com padrões climáticos	63
8. Reconstituição Paleoclimática	80
8.1 Evento 2700 A.P. (~700 A.C.)	90
9. Considerações Finais	93
10. Referências	96

ANEXOS

1. Introdução

Estalagmites são depósitos carbonáticos formados no interior de cavernas através do gotejamento de soluções saturadas em CaCO_3 , decorrente da dissolução do maciço rochoso carbonático no qual a cavidade está inserida. Essa solução, origina-se na água da chuva que atravessa o solo e a rocha encaixante sofrendo uma série de reações químicas que incorporam na composição isotópica informações do solo e da rocha à informação isotópica da chuva.

As estalagmites carbonáticas podem preservar a informação isotópica da sua solução geradora propiciando um registro da variação da pluviosidade e vegetação ao longo do tempo. Isso se deve a dinâmica de variação das razões isotópicas do oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) que indicam uma maior ou quantidade de chuva e variação do tipo de vegetação, respectivamente (Clark e Fritz, 1997; Lachniet, 2009). Com isso, através de datações realizadas pelo método U/Th, pode-se construir um perfil isotópico ao longo do tempo que é capaz de refletir o paleoclima e paleoambiente externo a caverna.

Espeleotemas apresentam uma série de vantagens para a reconstituição paleoambiental e climática, já que depois de formados sofrem pouca (ou nenhuma) alteração no sinal isotópico preservado e devido a se localizarem em ambientes protegidos da erosão superficial (interior da caverna) não sofre influências externas além da água de gotejamento ou eventuais variações do nível de água subterrânea.

Em geral, regiões subtropicais e tropicais apresentam seus regimes de chuva condicionados a um mecanismo de controle isotópico denominado *amount effect*. Nessas regiões, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos em estalagmites estão diretamente relacionados a paleopluviosidade da época em que foram precipitadas. A parte central da Bahia, por estar sobre influência do Sistema de Monção Sul Americana (SMSA) e ter duas estações bem definidas durante o ano, uma úmida e outra seca, é um bom exemplo onde as variações zonais de umidade são refletidas na isotopia da água da chuva (Vuille et al., 2003; Barreto, 2010).

O presente trabalho dá continuidade na investigação do SMSA através de espeleotemas iniciado por Cruz et al. (2005) para a região Sul, expandido posteriormente para o Sudeste por Stríkis et al. (2011) e para o Nordeste por Barreto (2010). Barreto (2010) explorou o potencial paleoclimático da região da Chapada Diamantina compondo um registro de espeleotemas com ~30 mil anos. A exemplo dos outros estudos paleoclimáticos com espeleotemas desenvolvidos no Brasil, esse trabalho, explorou as variações climáticas em escala milenar relacionando a contribuição do ciclo de preceção da Terra no SMSA.

Entretanto ainda é inédito na literatura o estudo da paleopluviosidade do Nordeste brasileiro dos últimos milênios em uma ótica focada na análise de eventos em escala interanual a centenal, assim como, o comportamento climático para região durante eventos globais de alteração climática como a Pequena Era do Gelo (PEG) e a Anomalia Climática Medieval (ACM).

Mudanças na paleopluviosidade do Nordeste brasileiro podem estar relacionadas com a variação na temperatura atmosférica e da superfície oceânica. Atualmente, uma série de oscilações que ocorrem na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e na dinâmica atmosférica ao redor do planeta atuam no clima de forma distinta para diferentes regiões do planeta. Entre essas oscilações, algumas apresentam caráter periódico, destacando-se na literatura a: Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA), Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e o padrão El Niño Oscilação Sul (ENOS).

A presente dissertação tem por finalidade mostrar o cenário paleoclimático presente durante eventos abruptos detectados em diferentes partes do mundo e caracterizar a influência das principais oscilações climáticas atuais no registro paleoclimático da região central do estado da Bahia, através das análises das composições isotópicas do O e C em estalagmites das cavernas da Chapada Diamantina.

1.1 Objetivos da pesquisa

- Reconstituir o paleoclima e paleoambiente através de perfis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites da região da Chapada Diamantina, região central da Bahia, para os últimos milênios.
- Identificar a relação entre isotopia e taxas de crescimento de estalagmites com idades históricas.
- Identificar padrões de comportamento e tendências da paleopluviosidade em escala de tempo interanual a centenal através da aplicação de ferramentas estatísticas nas séries temporais dos registros de $\delta^{18}\text{O}$.
- Identificar e caracterizar o comportamento climatológico da região durante eventos climáticos de escala global.
- Determinar a influência de padrões de oscilações atmosféricas e oceânicas presentes no Atlântico e Pacífico na variabilidade da paleopluviosidade da região.

2. Área de Estudo

2.1 Localização e caracterização geomorfológica

As cavernas amostradas estão localizadas nos municípios de Iraquara e Iramaia, ambos situados na região da Chapada Diamantina, parte central do estado da Bahia (**Figura 2.1**). Nesta área ocorre uma sequência carbonática de idade neoproterozoico do Grupo Una (Mascarenhas et al., 1984), que nas Bacias de Irecê, Una-Utinga e Ituaçu em conjunto com o Grupo Bambui da Bacia do São Francisco fazem parte do Supergrupo São Francisco que é resultante da sedimentação de uma ampla plataforma carbonática rasa formada durante o Proterozoico Superior (Misi & Silva, 1996).

Segundo Pedreira-Da-Silva (1994), a região da Chapada Diamantina é compartimentada em dois domínios geomorfológicos. Um domínio é representado pelos planaltos e serras de rochas predominantemente siliciclásticas (quartzitos e metaconglomerados) que ocorrem entre 800 a 1100 m de altitude e o segundo é representado pela planície cárstica ocorrendo nos intervalos entre 600 a 800 m, sustentada por metacalcários e metadolomitos do Grupo Una. Neste contexto, destaca-se a serra do Sincorá com elevação de ~1200 m no seu ponto mais alto, situada entre duas planícies cársticas distintas onde se encontram as cidades de Iraquara e Iramaia a noroeste e sudeste da serra, respectivamente (**Figura 2.1**). As planícies carbonáticas são caracterizadas por relevos suaves com amplas bacias de drenagem centrípeta, sendo recoberta em expressiva parcela por solos residuais carbonáticos e depósitos aluvionares e coluvionares (Valle, 2004).

Figura 2.1: Mapa geográfico do estado da Bahia com destaque para região da Chapada Diamantina onde se localiza as cidades de Iraquara (noroeste da Serra do Sincorá) e Iramaia (sudeste da Serra do Sincorá), figura modificada de Pereira (1998) e Laureano (1998).

Misi (1979) e Misi e Silva (1996) descrevem a existência de cinco unidades na Bacia de Irecê: (i) o topo da sequência apresenta a fácies carbonática mais extensa em toda região, sendo formada por calcilutitos maciços de coloração preta e calcários oolíticos a pisolíticos,

depositados em ambiente marinho raso. Abaixo dessa (ii), há predominância de metargilitos, depositados em mar profundo que possuem coloração cinza-escura ou cinza avermelhado quando alterado, seguidos de camadas descontínuas (iii) de doloarenitos e dololutitos silicosos de coloração cinza-clara e rosada, apresentando níveis individualizados de sílex. A quarta unidade estratigráfica (iv) caracteriza-se pela presença predominante de calcário cinza-claro, finos e laminados com lamina de argila. A última unidade (v) é representada por dolomitos e calcários dolomíticos com laminações algais, essa, situada na base da sequências carbonática. As fácies carbonáticas pertencentes às três últimas unidades foram classificadas como de ambiente marinho raso e estão dispostas mais para a borda da faixa carbonática em relação às duas primeiras fácies.

No contexto do estudo de espeleotemas, vale a pena destacar a importância do tipo de rocha carbonática na formação dos depósitos secundários em cavernas. Por exemplo, nas cavernas desenvolvidas nos dolomitos ou calcários dolomíticos (como é o caso das cavernas amostradas), devido a presença de magnésio ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) no nível carbonático da rocha mãe, são formados preferencialmente espeleotemas de aragonita em relação aos espeleotemas de calcita.

2.2 Cavernas

Foram coletadas estalagmites nas cavernas Diva de Maura, Torrinha (município de Iraquara e Calixto (minicípio de Iramaia). Estas coletas foram autorizadas pelo CECAV-IBAMA e seguiram os critérios de coleta de espeleotemas, visando não degradar o patrimônio espeleológico. Em cada caverna amostrada foram realizadas várias medidas de temperatura do ar e umidade relativa da atmosfera subterrânea, assim como, de pressão parcial de CO_2 . Utilizando-se para isto um equipamento portátil da marca **texto 435-4** com sonda acoplada para medição de CO_2 .

2.2.1 Caverna Diva de Maura

A caverna Diva de Maura (Coordenadas: 12° 22'55'' S, 41° 34'24'' O) localiza-se na porção sul da baía de Irecê, no município de Iraquara, a uma altitude de ~680 m. Apresenta sua entrada na lateral do fundo de uma dolina de abatimento com cerca de ~30 m de profundidade.

A caverna apresenta cerca de 900 m de desenvolvimento planimétrico, com salões amplos e morfologia de abatimento (**Figura 2.2**). Sua entrada é estreita com ~0.5 m de altura (**Figura 2.3C**), com seu interior caracterizado pela presença de grande volume de espeleotemas, na forma de escorrimentos, colunas, estalactites e estalagmites cónicas de dimensões métricas (**Figura 2.3A**). As superfícies destas, frequentemente exibem feições de erosão do tipo corrosão por condensação. Ao longo dos trechos mais amplos, além dos blocos de abatimento ocorrem testemunhos de sedimentos clásticos areno-argilosos de origem fluvial e gravitacional. O local de coleta da estalagmite DV2 localiza-se a cerca de 200 m da entrada da caverna (**Figuras 2.2 e 2.3B**), onde foi depositada sobre o sedimento areno-argiloso de coloração avermelhada. O ambiente do local de coleta é caracterizado por alta umidade relativa (100% UR medida), temperatura de 27°C e pressão parcial de CO₂ de 673 ppm. Devido a estas características ambientais, somadas à distância da entrada de pequenas dimensões e ausência de ventilação perceptível, conclui-se que a atmosfera no ponto de coleta possui mínima interação com a atmosfera externa.

A superfície da área da caverna possui cobertura de solo argiloso avermelhado rico em fragmentos rochosos silicosos (restos de sílex intercalados nos metadolomitos) e carbonáticos. A vegetação nesta superfície apresenta-se muito alterada pela agricultura familiar da população local (**Figura 2.3D**), sendo originalmente arbustiva e arbórea do tipo caatinga de metabolismo do tipo C3, também há presença de cactus e suculentas (plantas do tipo CAM), aspecto discutido no **item 5.22**.

Figura 2.2: Mapa da Caverna Diva de Maura com a localização do ponto de coleta, (modificado a partir do mapa do grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 1996).

Figura 2.3: (A) Salão onde foi coletada a amostra DV2; (B) amostra DV2 antes de ser coletada; (C) entrada da caverna; (D) vegetação acima da caverna.

2.2.2 Caverna Torrinha

A caverna Torrinha (Coordenadas: 12°20'56" S; 40°36'13" O), também localizada no município de Iraquara a uma altitude de ~690 m, representa uma das cavernas mais significativas do carste da Chapada Diamantina (BA), devido às suas dimensões (área de 910 m de desenvolvimento planimétrico) e grande diversidade em espeleotemas e paisagens subterrâneas. Sua entrada localiza-se na base de uma escarpa rochosa de cerca de 70 m (**Figura 2.5C**) que faz parte do escarpamento que contorna uma depressão de abatimento fechada com cerca de 500 m de eixo maior. Essa entrada, é estreita e encontra-se preenchida por blocos de rocha caídos, a partir dela se tem acesso a um conduto de teto baixo parcialmente preenchido por sedimento.

A morfologia planimétrica dominante da caverna Torrinha é em rede, com condutos estreitos e amplos, preservando formas originais de ampliação freática, interrompidos por grandes salões de abatimento. Seguindo uma característica das cavernas de Iraquara, a Torrinha também é notável pelo grande número, volume e variedade de espeleotemas, compostos principalmente por aragonita.

A estalagmite TR5 foi coletada em um salão não mapeado na região central da caverna (**Figura 2.4**), num local com grande número de espeleotemas de dimensões e formas variadas (**Figura 2.5B**). O local da coleta apresentou temperatura de 25°C, umidade relativa próxima a 100% e pressão parcial de CO₂ de 350 ppm. Estes parâmetros se mantiveram constantes ao longo do percurso na caverna desde as proximidades de sua entrada. A vegetação no entorno da caverna (**Figura 2.5D**) encontra-se parcialmente alterada pela ocupação humana com plantas arbóreas e arbustivas.

Figura 2.4: Mapa da Caverna Torrinha, a coleta da amostra TR5 foi realizada em um salão não mapeado da caverna em uma parte central da caverna a ~800 m da entrada (modificado de Laureano 1998).

Figura 2.5: (A) Amostra TR5 no momento da coleta, (B) salão de coleta da amostra TR5, (C) escarpa rochosa carbonática onde se encontra a entrada da caverna Torrinha, (D) vegetação externa a caverna.

2.2.3 Caverna Calixto

A caverna Calixto (Coordenadas: 13°17'35" S; 41°03'47" O) localizada no município de Iramaia a uma altitude de ~475 m, está inserida no contexto geomorfológico da borda leste da Chapada Diamantina, desenvolvida nas rochas carbonáticas da bacia do rio Una. Sua entrada, localizada no fundo de uma depressão de abatimento com cerca de 10 m de profundidade, foi descoberta a partir da limpeza do terreno para a criação de uma horta pelo morador do local (Sr. Calixto).

O acesso a caverna se dá através de uma fenda horizontal que leva a um conjunto de condutos labirínticos estreitos de teto baixo (**Figura 2.7B**), com padrão morfológico em rede. Partes dos condutos apresentam preenchimento parcial com sedimento areno-argiloso avermelhado injetado na caverna através da depressão de abatimento.

A estalagmite CL4 foi coletada na parte central da caverna a cerca de 200 m da fenda de entrada (**Figura 2.7A**). O ambiente no local de amostragem é caracterizado pela baixa circulação de ar, temperatura de 26°C, pressão de CO₂ de 520 ppm e 92 % e umidade relativa, o que corresponde a ótimas condições para deposição de CaCO₃ em equilíbrio isotópico com o H₂O.

Assim como nas outras cavernas, a vegetação foi alterada para o cultivo de mandioca, mamona, banana, etc, não tendo praticamente nenhum vestígio da vegetação original, como pode ser visto na imagem da entrada da caverna (**Figura 2.7C**)

Figura 2.6: Mapa da Caverna Calixto com a localização do ponto de coleta, (modificado a partir do mapa do grupo GPME de espeleologia, 2009).

Figura 2.7: (A) Amostra CL4 in situ; (B) passagem após a entrada da caverna; (C) entrada da caverna Calixto.

2.3 Vegetação

As cavernas estudadas estão situadas na transição entre o domínio de caatinga da depressão sertaneja e os campos rupestres das serras da Chapada Diamantina. Em meio a esses dois domínios paisagísticos está o planalto sustentado por rochas carbonáticas sobre as quais se desenvolve uma paisagem cárstica encoberta, em parte, por um manto intempérico de espessura e natureza bastante variáveis (Pereira, 1998). As marcantes variações do: substrato pedológico, do relevo e da pluviosidade existente na região da Chapada Diamantina contribuem para uma vegetação complexa e diversificada com a presença de caatingas, cerrados e campos rupestres com alto grau de endemismo.

A caatinga está presente na maior parte do semi-árido, caracterizada por estrato arbóreo baixo com árvores e arbustos de tronco fino, com folhagem decídua na estação seca, sendo o estrato herbáceo efêmero e constituído por terófitas e geófitas que aparecem nas estações chuvosas (Queiroz, 2011). Já os campos rupestres representam um tipo de vegetação savanícola, com predominância herbácea e subarbusiva (Giulietti, 2011).

Ao longo da borda leste da Chapada Diamantina nota-se testemunhos de árvores de grande porte, indicando que localmente havia uma floresta com características amazônicas na estreita faixa que acompanha a chapada. O processo de ocupação da Chapada Diamantina iniciada com a extração de madeira de lei, seguida pela exploração de carvão e implantação de roças e pastos, culminou com o extermínio quase completo da vegetação original. Restam ainda alguns testemunhos esparsos da vegetação original, que o projeto Radambrasil classificou como floresta estacional semidecidual submontana. Atualmente, a terra é usada principalmente para pastagens de gado, plantações de milho, melancia, mandioca e mamona, tendo esta última um grande aumento no seu cultivo devido a políticas governamentais de produção de biodiesel. Em função dessas atividades derrubou-se quase toda cobertura vegetal original, isso, aliado ao regime irregular de chuvas da região, com vários relatos de chuvas catastróficas, resultou numa erosão acelerada da camada superficial do solo (Pereira, 1998).

3. Climatologia Moderna

3.1 Introdução

A área de estudo está localizada na parte central do estado da Bahia (parte sul do Nordeste Brasileiro). O clima da região é classificado como tropical semiárido, sendo margeado em seu lado leste pelo clima úmido do litoral baiano e a oeste por um clima tropical (**Figura 3.1**). O Nordeste Brasileiro (NEB) apresenta grande variabilidade intrassazonal, com anos que podem variar de muito chuvosos a muito secos, fato que é influenciado por sua posição geográfica, pelo seu relevo e pelos sistemas de variabilidade atmosférica, como também por eventos interanuais, decenais e multidecenais de escalas globais. As temperaturas variam entre 24° a 36° C nas altitudes acima de 200 m, podendo em algumas cidades mais elevadas da Chapada Diamantina ter médias inferiores a 20° C. A pluviosidade média está em torno de 700 mm/ano, tendo média anual em torno de 1200 mm/ano na parte mais alta na serra do Sincorá devido às chuvas orográficas, o que pode ser observado no mapa pluviométrico da Bahia (**Figura 3.1**). Esse cenário pluviométrico também pode ser constatado pelas médias pluviométricas das estações ao redor da serra, mostradas na **Tabela 3.1**, calculadas a partir dos dados das estações de monitoramento da Agência Nacional de Águas (ANA), obtidas no site da agência (<http://www.ana.gov.br/portalsnirh/>). As localizações das estações podem ser observadas na **Figura 3.3**.

	Estação	Cidade	Pluviosidade média (mm/ano)	Quantidade de anos analisados
Estações a Oeste da serra do Sincorá	1- Iraquara (João Pessoa)	Iraquara	691	20
	2- Olho D'Água do São Francisco	Seabra	689	25
	3- Piatã (Anchieta)	Piatã	1191	43
Estações a Leste da serra do Sincorá	4- Fazenda do Alagadiço	Iramaia	624	26
	5- João Amaro	Iaçu	621	22
	6- Wagner (Itacira)	Wagner	767	48
Estações Sobre a serra do Sincorá	7- Andaraí	Andaraí	1124	22
	8- Usina Mucugê	Mucugê 1	990	22
	9- Guiné	Mucugê 2	816	23

Tabela 3.1: Médias pluviométricas com estações do entorno da serra do Sincorá, região da Chapada Diamantina (BA).

Figura 3.1: Mapa pluviométrico do estado da Bahia obtido da Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (www.sei.ba.gov), com destaque para região da Chapada Diamantina. Nota-se por esse mapa, o aumento das chuvas sobre a Serra do Sincorá devido a orografia da serra. As cidades deste estudo, Iraquara (noroeste da serra) e Iramaia (sudoeste da serra), estão localizadas pelos círculos vermelhos.

Município de Wagner				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	310	206	80	171
média trimestral (%)	40	27	10	22

Município de Iraquara				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	327	166	36	162
média trimestral (%)	47	24	5	23

Município de Iaçu				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	242	176	67	136
média trimestral (%)	39	28	11	22

Município de Seabra				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	330	152	11	196
média trimestral (%)	48	22	2	28

Município de Iramaia				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	168	148	32	177
média trimestral (%)	43	24	5	28

Município de Piaçã				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	393	307	184	307
média trimestral (%)	33	26	15	26

Município de Andaraí				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	460	310	82	271
média trimestral (%)	41	28	7	24

Município de Mucugê (U.M).				
Trimestre	DJF	MAM	JJA	SON
média trimestral (mm)	443	255	71	221
média trimestral (%)	45	26	7	22

Tabela 3.2: Tabela com os dados trimestrais de pluviosidade das estações no entorno da serra do Sincorá, com valores em mm e % da relação total anual.

A região apresenta um comportamento anual de chuvas bem definido, com a estação chuvosa começando no final de outubro e início de novembro e terminando na primeira quinzena de abril, período que corresponde a ~85% da precipitação anual (Tabela 3.2 e Figura 3.3). No período chuvoso a região é afetada principalmente pela ação da Monção Sul Americana (MSA, ver item 3.3) nos meses de novembro a fevereiro (correspondente a ~68% da precipitação anual) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que chega a região nos meses de março e abril (correspondente a ~17% da precipitação anual). A ZCAS é um fenômeno climático que consiste na formação de uma banda de nebulosidade de direção NO-SE com características semiestacionárias que duram em média 4 dias, nos quais são elevados os índices médios precipitação (Rao et al., 1996; Melo et al., 2009). O seu desenvolvimento é uma importante feição do Sistema de Monção Sul Americana (SMSA), sendo responsável pela convergência da umidade da Amazônia para o sul e sudeste do continente através de jatos de baixos níveis (Garreaud et al., 2009; Vera et al., 2006).

Figura 3.2: Gráfico da pluviosidade mensal média em “mm” das estações pluviométricas ao redor da Serra do Sincorá, região da Chapada Diamantina. Dados obtidas da Agência Nacional de Águas-ANA (www.ana.org).

Figura 3.3: Imagem de satélite da Chapada Diamantina com a localização das estações de monitoramento de chuva analisadas. No centro da imagem está a serra do Sincorá (estrutura rochosa). Imagem obtida a partir do Google earth.

A parte centro-leste do NEB está sobre a influência dos ventos alísios provenientes dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS), Atlântico Norte (ASAN) e do cavado equatorial, cujas variações sazonais de intensidade e posicionamento determinam o clima na região. O ASAS avança sobre o país de leste para oeste, iniciando-se no Hemisfério Sul (HS), atingindo sua máxima intensidade em julho e declinando até janeiro, período em que inibe a ocorrência de chuvas. Por outro lado, o ASAN tem um comportamento mais irregular: é forte em julho, enfraquece até novembro, volta a intensificar-se até fevereiro, posteriormente decresce até abril e intensifica-se novamente até julho. Devido à competição entre os ASAS e ASAN surge uma zona de baixa pressão de confluência das frentes úmidas transportadas das regiões onde ocorrem altas pressões atmosféricas denominada de Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), ver **item 3.2**, cujas variações em posição e intensidade estão diretamente relacionadas às alterações nas intensidades do ASAS e do ASAN. Assim, a ZCIT no Atlântico é delimitada na região de convergência dos alísios de nordeste, apresentando movimentos ascendentes com baixas pressões atmosféricas em baixos níveis, alta nebulosidade e chuvas abundantes, seguindo latitudinalmente regiões onde a TSM é mais elevada (Kayano & Andreoli 2009).

3.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

(Intertropical Convergence Zone - ITCZ)

A Zona de Convergência Intertropical é uma faixa de alta nebulosidade situada em latitudes equatoriais, sendo a principal responsável pela precipitação e fornecimento de umidade nas regiões onde se faz presente, assim como, em regiões vizinhas nas quais outros fatores climáticos sofrem sua influência. Facilmente visível por imagens de satélites, ela é definida por um conjunto de variáveis meteorológicas que atuam sobre a faixa equatorial dos oceanos como a Zona de Confluência dos Alísios (ZCA), a região do cavado equatorial, as áreas de máxima TSM e de máxima convergência de massas e banda de cobertura de nuvens convectivas (Melo, Cavalcante e Souza, 2009). A ZCIT apresenta migração sazonal anual, no continente americano, entre os Hemisférios Norte (HN) e Sul (HS), com sua banda principal chegando 14°N nos meses de agosto-setembro e 5°S nos meses de março-abril.

Melo, Cavalcanti e Souza (2009) defendem que a qualidade das estações chuvosas em regiões próximas a linha do equador, como Sahel, na costa noroeste da África e o Nordeste do Brasil, é devido a permanência da ZCIT em sua posição mais ao norte ou sul. Outro importante fator para a qualidade do período chuvoso nas regiões norte e nordeste do Brasil é a associação da ZCIT com outros sistemas meteorológicos, tais como ZCAS, Linhas de Instabilidade (LIs) e Distúrbios Ondulatórios de Leste. Massas umidas originárias da ZCAS se dirigem sobre o centro-leste brasileiro em direção as baixas pressões da ZCIT provovendo precipitações ao longo do trajeto.

Hastenrath e Lamb (1977) e Saha (1981), afirmam que toda a estrutura da ZCIT encontra-se sobre a região de máxima TSM atlântica. Moura e Shukla (1981) e Nobre e Shukla (1996), mostram que uma circulação meridional induzida termicamente por um dipolo de TSM sobre o Atlântico Tropical afeta diretamente o deslocamento meridional da ZCIT. Pezzi e Cavalcanti (2001) discutiram a influência dos eventos ENOS no Pacífico e dipolo da TSM no Atlântico Norte e Sul na precipitação na América do Sul. Os autores acima inferem que a ZCIT posiciona-se ao norte do equador em casos de “dipolo quente” (águas mais quentes no Atlântico Norte), quando isso ocorre o NEB apresenta precipitação abaixo da média. Na ocorrência do “dipolo frio” (águas mais quentes no Atlântico Sul), a ZCIT posiciona-se ao sul do equador, porém nos anos de El Niño, apenas o extremo norte do NEB apresenta precipitação acima da média, enquanto que o restante do NEB apresenta condições mais secas. Nos anos de La Niña, toda a área do NEB apresenta anomalias pontuais positivas

de chuva. Os mecanismos relacionados às anomalias de precipitação encontradas foram associados ao movimento ascendente das células de Hadley e Walker (Melo, Cavalcanti e Souza 2009).

3.3 Sistema de Monção Sul Americana (SMSA)

(South American Monsoon Sistem - SAMS)

As monções são caracterizadas por um regime cíclico anual de circulação de ventos e precipitação atuando na faixa tropical do planeta. Elas são responsáveis pela dinâmica hídrica de regiões que apresentam mais de 30% da população do planeta, sendo de importância vital para o abastecimento de água nos países subdesenvolvidos que além do seu consumo no dia-a-dia, tem suas principais atividades econômicas voltadas para o agronegócio e para geração de energia elétrica produzida a partir de uma matriz hídrica.

Moran e Morgan (1986) definem monção como um regime que atua em determinada região que está sob influência de reversões sazonais na direção dos ventos causando verões chuvosos e invernos secos. A primeira fase referente à estação chuvosa é caracterizada pela existência de ventos quentes e úmidos que sopram do oceano para o continente e na segunda, quando há reversão dos ventos, há entrada de ar frio e seco provenientes de latitudes médias que enfraquece o transporte de umidade. Os lugares que apresentam a ocorrência do sistema de monções são a Ásia (AS), África (AF) e América do Norte (AN) (Webster 1998). Apesar de não haver a reversão dos ventos zonais na América do Sul o sistema de escoamento de umidade provindo da Amazônia caracteriza-se por um comportamento monçônico.

O início do SMSA ocorre durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica, onde a banda de umidade é reciclada pela floresta tropical e avança em direção a região Sudeste, sendo barrada a oeste pelos Andes, o que impede as trocas de ar com o oceano Pacífico (Gan, Rodriguez e Rao, 2009). Em sua fase mais intensa (dezembro a fevereiro) é a principal atividade convectiva sobre o Brasil central, época em que a formação da ZCAS é mais frequente (Vera 2005). A sua fase de dissipação inicia-se aproximadamente em março, quando as áreas de precipitação sobre a Amazônia diminuem e migram gradualmente para noroeste na direção do Equador, fazendo com que a estação chuvosa na costa leste do NEB continue de abril a junho. Gan et al. (2004) mostra que o ciclo médio da precipitação no Brasil central apresenta um rápido aumento nos meses de primavera

(setembro e novembro) e um decréscimo acentuado em abril, fazendo com que o período de outubro a abril tenha aproximadamente 90% da precipitação total anual (Garcia, 2006).

Outros autores definem a SMSA de forma mais simples, Mechoso et al. (2005) resumem o SMSA como uma associação da circulação úmida da ZCIT do Atlântico e a ZCAS, concluindo também que as características dessa circulação são determinadas pela massa continental, pela orografia continental e pelo gradiente da TSM.

3.4 El Niño Oscilação Sul (ENOS)

(El Niño Southern Oscillation – ENSO)

El Niño (EN)/La Nina (LN) – Oscilação Sul, ou ENOS, é um padrão climático de temperatura e pressão originários do oceano Pacífico tropical que ocorre em intervalos de 2-8 anos. Variações atmosféricas apresentam um acoplamento com as condições térmicas oceânicas, a fase quente (El Niño) é acompanhada de alta pressão atmosférica no oeste do Pacífico, enquanto que na fase fria (La Niña) ocorrem as baixas pressões.

O padrão atmosférico do ENOS é calculado a partir das flutuações da diferença de pressão atmosférica entre Tahiti e Darwin (Austrália). Episódios de EN ocorrem, quando a diferença de pressão entre os dois locais é relativamente pequena. Baixas pressões atmosféricas tendem a ocorrer com águas oceânicas quentes e altas pressões associadas a águas mais frias, em parte, devido a convecção de águas quentes no transporte de ar. Episódios de EN são definidos com o aquecimento da parte central leste do oceano Pacífico, reflexo da baixa intensidade dos ventos alísios sobre essa região oceânica.

Por volta de novembro, em anos de EN (LN) ocorrem fortes anomalias negativas (positivas) de precipitação na porção Centro-Leste e norte do Brasil, enquanto que anomalias de sinal contrário predominam na região Sul. Em janeiro as anomalias de precipitação continuam no Norte e enfraquecem nas regiões Centro-Leste e Sul. Depois de fevereiro, as condições no Centro-Leste e Sul tendem a retornar às condições de novembro, porém, com anomalias mais fracas. No outono e principalmente em abril, há impacto significativo de LN sobre o Nordeste, enquanto que em eventos EN o impacto é mais fraco (Grimm, 2003; 2004; Grimm e Tedeschi, 2009). Esse padrão antifásico na pluviosidade entre o Nordeste e Sudeste brasileiro pode ser observado na **Figura 3.4**, que mostra a composição de TSM do Pacífico com as anomalias de chuva ao longo da América do Sul. A mesma composição para episódios de La Niña pode ser visto na **Figura 3.5**.

Através dessas duas composições (**Figuras 3.4 e 3.5**) pode-se observar que a influência do EN na região de estudo ocorre nos meses de MAM, final das monções. Enquanto que nos episódios de La Niña a influência se dá em anomalias positivas de precipitação nos meses de DJF, época de maturidade das monções.

Figura 3.4: Composição de episódios de El Niño. A imagem da esquerda mostra anomalias de precipitação associada à TSM do Pacífico e Atlântico durante episódios de El Niño para os meses de DJF e a imagem da esquerda mostra o mesmo para os meses de MAM. Modificado de Ambrizzi et al. (2004).

Figura 3.5: Composição de episódios de La Niña. A imagem da esquerda mostra anomalias de precipitação associada à TSM do Pacífico e Atlântico durante episódios de El Niña para os meses de DJF e a imagem da esquerda mostra o mesmo para os meses de MAM. Modificado de Ambrizzi et al. (2004).

Durante episódios de EN, anomalias anticiclônicas predominam em baixos níveis sobre o Centro-Leste do Brasil devido a maior subsidência sobre a Amazônia, relacionada a convergência em altos níveis e ondas Rossby no subtropical. Com as anomalias ciclônicas sobre o sudoeste da América do Sul a entrada de umidade do Atlântico Equatorial é favorecida, mas desviada para o sul do Brasil, onde a convergência de umidade é dominante. Em altos níveis, onde as ondas Rossby são mais intensas, o par ciclone-anticiclone subtropical fortalece o jato subtropical e a advecção de vorticidade ciclônica sobre o Sul do Brasil, o que favorece movimento ascendente das massas de ar. Essas anomalias de circulação e de transporte de umidade levam a maior frequência de ciclogênese e de processos convectivos em mesoescala que já são frequentes no oeste do Sul do Brasil (Grimm, 2003; 2009). Como resultado, há mais chuva no Sul e menos chuva no Norte e Centro-Leste. Tal cenário climático pode ser observado na região de estudo, pela **Figura 3.6**, onde a área destacada no gráfico mostra anos de ocorrência de El Niño, em que as médias pluviométricas ficam abaixo da média. Durante eventos de LN, as anomalias de circulação são aproximadamente opostas às dos eventos EN, com algumas variações regionais o que condiciona a inversão das anomalias de precipitação, no Sul e Centro-Leste do Brasil.

Figura 3.6: Pluviosidade anual média da Chapada Diamantina (estação pluviométrica localizada na cidade de Lençóis, Chapada Diamantina-BA) com destaque nos anos de El Niño. Nota-se as baixas médias pluviométricas nos anos de El Niño, destacados em azul.

3.5 Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)

(Pacific Decadal Oscillation - PDO)

O termo Oscilação Decenal do Pacífico - ODP (*Pacific Decadal Oscillation - PDO*) foi utilizado pela primeira vez por Steven Hare em 1996 enquanto pesquisava conexões entre o ciclo de produção de salmão no Alasca e o clima do Pacífico. A ODP tem sido, desde então, descrita como um comportamento longo de condições climáticas do tipo El Niño no Pacífico, com mesma características espacial e diferente abrangência temporal. As principais diferenças da ODP para o ENOS é que os “eventos” ODP duram em torno de 20-30 anos, enquanto os “eventos” ENOS persistem entre 6-18 meses (valores obtidos a partir de dados instrumentais do século 20) e que a ODP é mais visível no setor do Pacífico Norte, mais precisamente no oeste da América do Norte, tendo uma assinatura secundária para os trópicos, o oposto ocorre para o ENOS (Mantua et al., 1997; Nigam et al., 1999; Minobe, 2000; Mantua e Hare, 2002).

Vários estudos independentes encontraram evidências para dois ciclos completos de ODP no século passado: fases frias (ODP-) dominantes em 1890-1924 e 1947-1976, e fases quentes (ODP+) dominantes entre 1925-1946 e de 1977 até meados dos anos 90 (Mantua et al., 1997; Minobe 1999). Minobe (1999) mostra que no século 20 as flutuações de ODP têm mais energia em duas periodicidades, uma em 15-25 anos e outra para 50-70 anos, sendo esse último período melhor demarcado em registros paleoclimáticos como MacDonald e Case (2005).

Os registros da ODP são formados a partir de dados de TSM e padrões de pressão no nível do mar (PNM) do Pacífico. O índice de ODP apresenta valor positivo quando a TSM é anormalmente fria no interior do Pacífico Norte e quente ao longo da costa Pacífica leste, em associação com menor PNM no Pacífico Norte. A mais notável característica desse índice é a tendência de persistir ano-a-ano em sua fase positiva (quente) ou negativa (fria) com valores índice prevalecendo por períodos em torno de 20-30 anos. Apesar de algumas simulações de modelagem climática terem reproduzido o comportamento da ODP. (i. g. Latif e Barnett, 1994; Gu e Philander, 1997) as causas dessa oscilação ainda são desconhecidas, assim como a habilidade da previsão de seu período e intensidade.

As anomalias climáticas associadas à ODP na América do Norte têm comportamento similar aos eventos El Niño e La Niña, embora geralmente não tão extremos (Latif e Basnett 1996, Zhang et al., 1997, Mantua et al., 1997). Nas fases quentes da ODP prevalecem as condições El Niño na influência da temperatura e anomalias de precipitação da América do

Norte, enquanto que as fases frias são caracterizadas pelas condições semelhantes a La Niña. A influência do ENOS na América do Norte é mais forte dependendo da fase da ODP, de forma que as anomalias climáticas externas decorrentes de El Niño e La Niña ocorrem quando ENOS e ODP estão em fase (i. e. com ODP na fase quente coincidente com El Niño ou ODP na fase fria coincidente com La Niña) (Gershunov e Barnett, 1999; McCabe e Dettinger, 1999), sendo o mesmo encontrado para a América do Sul por Andreolli e Kayano (2005) e Silva et al. (2011). A ODP também pode afetar o Pacífico leste, por exemplo, em sua fase quente é correlata com períodos anômalos de seca no norte e sul da China, e período úmido na região central, ocorrendo o oposto na fase fria (Shen et al., 2006).

O impacto da ODP nos ciclones extratropicais sobre o Hemisfério Sul foi explorada por Schmids (2005) e Pezza et al. (2007). Pezza et al. (2007) sugere que durante o verão austral, a composição da PNM mostra uma forte estrutura relacionada a ODP, com baixa pressão em torno da Antártica durante a fase positiva e vice-versa. Sendo os ciclones e anticiclones mais intensos e menos frequentes durante a fase positiva. Robertson e Mechoso (2000) mostraram aumento da precipitação nas regiões amazônicas e Sudeste do Brasil e diminuição sobre o Norte-Nordeste da América do Sul depois de 1976/77 consistente com a mudança de fase da ODP (Marengo, 2004). Tal variabilidade na precipitação foi intensificada por eventos EN ocorridos de forma mais intensa e frequente nas décadas de 1980s e 1990s (Ambrizzi et al., 2004) e baixa ocorrência de eventos LN no mesmo período (Power e Smith, 2007).

3.6 Oscilação do Atlântico Norte (OAN)

(North Atlantic Oscillation - NAO)

Uma parte substancial da variabilidade climática do Atlântico está associada a um padrão de circulação atmosférico dominante denominado OAN. Esse padrão é caracterizado por uma oscilação meridional de massas atmosféricas com centro ativo nos arredores da Islândia que atravessa o Atlântico subtropical através da península Ibérica em direção a Açores. Quando o OAN está em sua fase positiva, anomalias de baixa pressão sobre as regiões da Islândia e Ártico combinados com altas anomalias de pressão através do Atlântico subtropical produzem uma intensificação acima na média dos jatos de baixos níveis através de latitudes médias. Nesta fase, a oscilação é consequentemente associada às condições mais

frias sobre o Atlântico noroeste e quentes sobre a Europa, juntamente com condições úmidas na Islândia e Escandinávia e secas sobre o sul da Europa (Hurrell, 1995).

Uma notável característica do OAN, que tem motivado recentes estudos, é a tendência em permanecer em sua fase mais positiva durante os últimos 30 anos, fato que parece não ter precedentes pelas observações registradas por Hurrell (1995) e por dados de reconstruções paleoclimáticas ao longo dos últimos séculos (Stockton e Glueck, 1999; Trouet et al., 2009). A mais evidente anomalia ocorreu durante o inverno de 1989 (Hurrell 1995; Walsh et al. 1996; Thompson e Wallace, 1998; Watanabe e Nitta, 1999) quando foi registrado o valor mais positivo do índice de OAN. A mudança no padrão ocorrido há 30 anos e a atual tendência do OAN ocorre em conjunto com várias mudanças marcadas recentemente no clima global observadas em ecossistemas marítimos e terrestres, principalmente nas latitudes médias e altas do Hemisfério Norte. Entre elas estão:

- Intensificação subpolar dos jatos de baixos níveis e baixa estratosfera (Thompson et al. 1999);
- Invernos mais amenos na Europa e norte da Ásia, em contraste com invernos mais rigorosos sobre o leste do Canadá e noroeste do Atlântico Norte (Hurrell 1995a, Wallace et al. 1995; Hurrell 1996; Shabbar et al. 1997; Thompson e Wallace 1998);
- Mudança no padrão regional de precipitação (Hurrell 1995a, Hurrell and van Loon 1997; Dai et al. 1997) resultante do avanço de geleiras no norte da Europa (Hagen 1995; Siggurdson e Jonsson, 1995) e recuo das geleiras alpinas (Frank, 1997);
- Diminuição pronunciada das médias de pressão no nível do mar (Walsh et al., 1996);
- Mudança na atividade de tempestades (Hurrell, 1995b) em conjunto com mudança na variabilidade de bloqueios sazonais (Nakamura, 1996).

Esse comportamento sem precedentes do OAN nas últimas décadas e seu pronunciado comportamento em baixa frequência ao longo dos registros tem acentuado o debate sobre nossa habilidade em detectar e distinguir as mudanças climáticas de origem natural e antropogênica. Uma vez que as temperaturas médias globais são dominadas pela variabilidade da temperatura da massa continental do HN, uma fração significativa da tendência do recente aquecimento global pode ser explicada como resposta a mudanças observadas na circulação atmosférica. Em particular, as mudanças ao longo do Atlântico Norte podem estar associadas ao OAN (Graf. et al., 1995; Thompson et al., 1999). Como o OAN é um modo natural da

variabilidade atmosférica, pode-se argumentar que grande parte do aquecimento global recente não está relacionada à acumulação dos gases do efeito estufa na atmosfera. Este ponto de vista, entretanto, ignora a possibilidade de que as mudanças climáticas de origem antropogênica possam influenciar a variabilidade natural, talvez essa influência torne mais provável a ocorrência de uma ou outra fase de OAN, ao privilegiar uma delas (Corti e Palmer, 1999). Dessa forma o entendimento do mecanismo físico que governa a OAN e sua variabilidade intrassazonal a interdecenal é fundamental para compreender como oscilações atmosféricas podem ser influenciadas por forçantes antropogênicas.

Wunch (1999) argumenta que registros de OAN não podem ser facilmente distinguidos como um processo estacionário aleatório, uma vez que a densidade espectral da OAN está próxima a uma banda que varia em uma escala bianual-decadal (Hurrell e van Loon 1997; Jones et al., 1997). Entretanto, evidências paleoclimáticas sugerem que a variabilidade da OAN é altamente intermitente e não exibe uma escala de tempo preferencial (Appenjetter et al., 1998). No entanto, o sistema climático não é estacionário, então as hipóteses alternativas de estacionariedade também precisam ser colocadas (Trenberth e Hurrell, 1999). A evidente tendência do índice de OAN sobre os últimos 30 anos, por exemplo, exibe um alto grau de significância estatística relativa a uma variabilidade interanual de fundo (Thompson et al., 1999) e excede as variabilidades interdecenais do registro instrumental.

Estudos recentes concluem que a variabilidade da OAN está intimamente ligada a TSM do Atlântico Tropical Sul (Xie e Tanimoto 1998; Rajagopalan et al., 1998; Robertson et al., 1999; Häkkinen e Mo, 2002). Variações do Atlântico tropical estão substancialmente envolvidas por oscilações meridionais do gradiente de TSM em uma escala interanual a decenal. Tais variações podem afetar a circulação Hadley modulando comportamentos atmosféricos em médias latitudes do Atlântico Norte semelhante ao mecanismo de ponte atmosférica atuante no Pacífico (e. g., Lau e Nath 1996; Trenberth et al., 1998). O gradiente de TSM responde a PNM que por sua vez está associada à intensidade dos ventos através do Atlântico equatorial, o que afeta diretamente o posicionamento meridional da ZCIT (Hastenrath and Greischar, 1993; Nobre e Shukla, 1996). O posicionamento sul (norte) de anomalias no gradiente da TSM responde a uma anômala posição sul (norte) da ZCIT no Atlântico levando ao aumento (diminuição) da umidade no NEB durante as estações chuvosas (e. g. Hastenrath and Heller, 1977; Moura e Shukla 1981).

Rao e Brito (1985) interpretam que o padrão presente no Pacífico do Atlântico Norte apresenta uma ligação entre a chuva no NEB com a circulação de inverno no HN. Condições

secas (úmidas) no NEB está relacionada ao enfraquecimento (fortalecimento) da atividade ciclônica na Groelândia e anticiclônica na região de Açores, isso decorre da influência direta dos anticiclones do Atlântico norte com os ventos alísios de nordeste. Kayano et al. (2004) através da análise de dados de estações de monitoramento de chuva compreendendo um intervalo temporal de 1871 a 1991 mostra um padrão periódico de chuvas no NEB em torno de 9-14 anos associado as flutuações da OAN. Entretanto a resposta atmosférica às oscilações tropicais e do Atlântico Sul envolvendo distribuições médias da TSM da Bacia Atlântica continua a ser um problema a ser explorado, já que a maioria dos trabalhos relacionados a OAN foram realizados somente para o HN.

3.7 Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA)

(Atlantic Multidecadal Oscillation - AMO)

A Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) é um padrão coerente de variação na temperatura da superfície do mar (TSM) com um comportamento periódico em torno de 60-90 anos (Schlesinger e Ramankutty, 1994; Kerr, 2000). Os índices dessa oscilação são tradicionalmente baseados em médias anuais de anomalias da TSM na região do Atlântico Norte. Atualmente, para determinar a influência da recente tendência de aquecimento global na TSM Atlântica, os índices têm sido subsequentemente redefinidos incluindo as médias globais de TSM (Trenberth e Shea, 2006; Parker et al., 2007). Suas fases quentes (OMA+) detectadas no registro instrumental ocorreram em 1860-1880 e 1930-1960 e fases frias (OMA-) em 1905-1925 e 1970-1990, retornando a fase quente por volta de 1990, como pode ser observado na **Figura 3.7**.

Figura 3.7: Gráfico do índice de OMA contruido a partir de dados instrumentais obtidos em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseriesimeseries/AMO/>.

Várias linhas de pesquisa evidenciam que a oscilação da TSM, que caracteriza a OMA, controla boa parte da variabilidade climática global, causando:

- Alteração dos padrões de precipitação sobre a América do Norte (Sutton e Hodson, 2005; Enfield et al., 2001; Hu & Feng, 2008);
- Modulação do ENOS por teleconecções sobre o HN (Enfield et al., 2001; McCabe et al., 2004);
- Variabilidade da precipitação na África (Folland et al., 1986; Shanahann et al., 2009);
- Variabilidade de chuva do Nordeste brasileiro (Folland et al. 2001);
- Controle da intensidade e frequência de tempestades tropicais (Goldenberg et al., 2001).

Entretanto, os registros de TSM mais antigos medidos não chegam a 150 anos, de forma que, continua o debate se a variação da TSM observada hoje reflete apenas uma característica climática de fundo ou um fenômeno verdadeiramente oscilatório (Kilbourne et al., 2008; Delworth e Mann, 2000).

Estudos de corais (Kilbourne et al., 2008), anéis de crescimento de árvores (Gray et al., 2004), pigmentos fósseis estuarinos (Hubeny et al., 2006) e spray-marinho em registros de gelo da Groelândia (Fischer e Mieding, 2005) indicam uma oscilação entre 60-100 anos presente na região do Atlântico Norte durante os últimos séculos, expandido o registro

instrumental da OMA. Entretanto, as evidências da OMA disponíveis para a idade pré-industrial são inconclusivas.

Alguns autores associam o comportamento multidecenal da TSM a variabilidade oceânica interna associada à Circulação de Revolvimento Meridional Atlântica (CRMA) (Schlesinger & Ramankutty, 1994; Vellinga e Wu, 2004). Contrário a esse ponto de vista, tem sido sugerido que a oscilação climática multidecenal, incluindo a OMA, refletem variações cíclicas da atividade solar (Velasco e Mendoza, 2008; Cubasch et al., 1997), essa controvérsia tem sido alimentada por dificuldades em resolver o comportamento espectral das séries temporais disponíveis.

Knudsen et al. (2011) através de vários registros paleoclimáticos de regiões influenciadas pelo OMA no Hemisfério Norte mostrou períodos de oscilação médios de 55-70 anos para os últimos 8000 anos, e concluiu que oscilações multidecenais do Atlântico são moduladas pela insolação através da alteração da dinâmica de circulação atmosférica e da cobertura de gelo dos pólos.

Resultados de modelagem mostram que durante os períodos de baixa circulação termoalina (i. e. fase negativa de OMA) a ZCIT é deslocada para sul causando uma anomalia positiva de umidade dentro da Bacia Amazônica (Zhang e Delworth, 2005). Dados instrumentais e paleoclimáticos para região Sul-americana mostram significantes mudanças na chuva e na vazão de rios na Bacia do Rio de La Prata para os últimos 250 anos com período de oscilação de ~50 anos (Collischom et al., 2001; Soubiés et al., 2005). Chiessi et al. (2009) encontrou uma periodicidade de ~64 anos em sedimentos marinhos na bacia do Rio da Prata (área afetada pelas monções Sul-americanas), para um período de 4500 anos (~14000-18500 anos A. P.). Vários estudos relacionaram a chuva no NEB com a TSM atlântica (Markham e McLain, 1997; Hastenrath et al., 1984; Sperber e Hameed, 1993; Uvo et al., 1998 e Folland et al., 2001), entretanto, ainda são escassos os dados paleoclimáticos que possam tratar a questão climática multidecenal nas regiões nordeste e centro-leste do Brasil e sua influência na dinâmica das monções para essas regiões.

4. Materiais e Métodos

4.1 Escolha da área de estudo

A Chapada Diamantina encontra-se em uma região afetada pelo regime da MSA proveniente de oeste, estando no limite nordeste de atuação da ZCAS e a poucos graus de latitude da posição mais sul da ZCIT, portanto, pode ser considerada como uma área ideal para o estudo de paleopluviosidade relacionada a influências oceânicas e atmosféricas. Por estar no interior do continente, a Chapada Diamantina é afetada por chuvas provenientes de uma única fonte (proveniente da umidade amazônica e praticamente livre das chuvas provenientes do litoral), com mais de 80% de sua precipitação entre outubro e março, período de atividades da MSA e da formação da ZCAS (Vera et al., 2006). Devido a este contexto climático, a Chapada Diamantina apresenta uma boa representatibilidade do regime de chuvas do interior do nordeste brasileiro, região na qual foram obtidas as primeiras relações de El Niño nos trabalhos pioneiros de circulação atmosférica envolvendo a célula de Walker nas décadas de 20-30 e utilizada no teste e elaboração de vários modelos climáticos como o ECHAN (Vuille et al., 2003).

4.2 Coleta das Estalagmites

Entre a grande variabilidade morfológica de espeleotemas formados em cavernas carbonáticas, as estalagmites apresentam a estrutura interna mais simples e adequada a estudos estratigráficos, pois resultam do gotejamento contínuo proveniente do teto da caverna, crescendo verticalmente do assoalho em direção a ele. O crescimento das estalagmites preserva o mineral formado nas sucessivas lâminas depositadas, permitindo a formação de camadas cônicas superpostas. A coleta de estalagmites para o presente estudo teve como critério o princípio acima descrito, ou seja, procura-se estalagmites cilíndricas e com pequena variação no eixo de crescimento.

As coletas foram realizadas em ambientes relativamente isolados com pouca circulação de ar e saturados, ou próximos do ponto de saturação, em umidade, o que evita um possível fracionamento isotópico cinético devido a situações de desequilíbrio isotópico entre a água de gotejamento e a calcita formada (Clark e Fritz et al., 1997; Lachniet et al., 2009). A escolha do local de coleta da estalagmite visa excluir amostras que tenham sofrido efeito de

fracionamento cinético durante sua precipitação ou dissolução de sua superfície por soluções insaturadas. Dessa forma, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do CaCO_3 dos espeleotemas podem estar associados ao $\delta^{18}\text{O}$ da água meteórica e ao $\delta^{13}\text{C}$ orgânico do solo e consequentemente, registrar variações de condições ambientais da superfície. Nesse contexto, evitaram-se amostras depositadas próximas das entradas das cavernas, ambientes que normalmente apresentam trocas entre a atmosfera interna e externa, o que contribui para condições evaporíticas na deposição de CaCO_3 .

Devido ao foco da pesquisa ser o Holoceno recente, todas as estalagmites coletadas apresentavam gotejamento ativo ou feições de deposição recentes, portanto, ainda em fase de crescimento vertical de forma que os topos das estalagmites foram formados no presente, permitindo assim, a calibração dos dados paleoclimáticos através da comparação com dados históricos de estações meteorológicas da região. Foram evitadas amostras com mudança na direção do seu eixo de crescimento, com feições de dissolução e com presença de camadas de argila e poeira, uma vez que são materiais contaminantes que podem afetar a qualidade das datações, além de serem indícios de possíveis interrupções do crescimento do espeleotema.

4.3 Preparação das estalagmites para o estudo paleoclimático

As amostras foram cortadas longitudinalmente ou seguindo aproximadamente seu eixo de crescimento com a serra Well Diamond Wire Saws (Modelo 7230-480). Posteriormente, foi realizado o polimento das faces cortadas com o intuito de permitir nítida visualização das camadas de crescimento. Nesta etapa, são selecionadas as estalagmites sem alterações na estratigrafia e sem qualquer indício de processo de dissolução. As faces das estalagmites selecionadas foram digitalizadas com auxílio de um scanner convencional. A partir das imagens foram pré-selecionados os locais para extração de pó para a realização das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ e definiram-se os perfis isotópicos, de acordo com eixo de crescimento de cada uma. O cálculo da resolução temporal de amostragem é realizado a partir da medição digital das distâncias entre datações nas imagens escaneadas com a utilização do software *Corel Draw*. Na **Figura 4.1** podem-se observar as amostras DV2, CL4 e TR5 após todas as etapas de preparação, que envolvem a geocronologia e as análises de isótopos estáveis.

Figura 4.1: Amostras DV2, CL4 e TR5 após todas as etapas de preparação. Os cortes horizontais indicam o local onde foi obtido o material para a datação geocronológica, as linhas verticais finas são formadas pela junção dos pontos de amostragem realizadas para as análises isotópicas.

4.4 Datação pelo método U/Th

A extração de CaCO_3 da estalagmite para datação foi realizada com auxílio de uma micro retífica acoplada a um eixo de cabo flexível do fabricante *Dremel* modelo 225. As amostras para datação geocronológica foram obtidas do topo para a base, sendo a massa de CaCO_3 retirada variando de acordo com a concentração de U estimada para cada estalagmite. Em amostras com concentrações desconhecida utilizou-se 0.2 g. Em casos de amostras contendo altas concentrações de U (> 1 ppm) utilizou-se por volta de 0.05 g.

Foi realizado um maior número de datações próximas ao topo das estalagmites com o objetivo de se ter maior precisão em termos cronológicos para comparação com os dados ambientais históricos. No restante das amostras, as datações foram distribuídas de forma uniforme, quando notado a presença de um possível hiato realizava-se uma amostragem acima e outra abaixo do mesmo, a fim de mapear o período em que não foi precipitado o CaCO_3 .

O material carbonático foi datado pelo método $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$ no laboratório de geocronologia da Universidade de Minnesota, nos Estados Unidos, com a utilização de espectrômetro de massa do tipo ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) modelos Finnigan Elements e Finnigan Neptune. Os procedimentos analíticos adotados na preparação e na análise das amostras seguiram os padrões estabelecidos pelo Isotope Laboratory do Department of Geology and Geophysics da Universidade de Minnesota descritos em Shen et al. (2002) e Strikis (2011).

Os cálculos das idades foram realizados com base nas razões isotópicas medidas de U e Th depois de vários procedimentos que visaram a separação e descontaminação dos elementos envolvidos. Posteriormente, as idades são corrigidas através dos valores do ^{232}Th medidos para eliminar efeitos de contaminação decorrentes do Th detrítico (Edwards et al. 1986; Richard e Dorale, 2003). As precisões obtidas, na maior parte das datações, foram de ~1%, segundo estimativa de 2σ .

4.5 Análise de isótopos estáveis

Através dos dados geocronológicos foi realizada a seleção das amostras que apresentavam maior resolução, maior precisão das idades e registro mais contínuo para as análises isotópicas. Com as amostras selecionadas, foram amostrados cerca de 0.2 mg de CaCO_3 das estalagmites com resolução máxima de 0.4 mm entre um ponto e outro pelo microamostrador modelo 5400 da Sherline, acoplado a um medidor da distância. A amostra DV2 foi amostrada no laboratório do Departamento de Geociências da Universidade de Massachusetts, nos Estados Unidos, com resolução de 0.2 mm entre cada amostragem.

O carbonato em pó das amostras foi analisado no laboratório de isótopos estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LIE-CPGEO) do IGc/USP, com a utilização de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo DeltaPlus Advantage (Thermo Finnigan). O procedimento para análise das razões dos isótopos de O e C consiste na extração do dióxido de carbono (CO_2) liberado a partir da hidrólise ácida do CaCO_3 com H_3PO_4 a uma concentração próxima de 100% em um reator sob temperatura controlada a $\sim 72^\circ\text{C}$. O CO_2 liberado é transportado por um gás de arraste neutro para o acessório tipo Finnigan Gas Bench, onde é separado do vapor d'água dentre outros gases por um sistema de cromatografia gasosa, logo após o CO_2 resultante é ionizado e acelerado para a separação por massa, sendo todo o procedimento executado de forma automatizada.

No espectrômetro, um sistema de coletor triplo de dióxido de carbono realiza a determinação das razões isotópicas do CO₂ através da detecção das suas três variações mais comuns (¹²C¹⁶O₂, ¹³C¹⁶O₂, ¹²C¹⁸O₂). Os resultados analíticos são baseados na análise de nove alíquotas sequenciais de cada amostra. A precisão analítica é aproximadamente 0.08% e 0.1% para ¹³C/¹²C e ¹⁸O/¹⁶O, respectivamente.

As razões isotópicas são expressas em notação δ, que é a diferença entre a razão medida da amostra e o padrão de referência dividida pelo valor do próprio padrão (**Fórmulas: 4.1**). No caso, foi utilizado padrão internacional VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), utilizado para rochas carbonáticas. As análises eram realizadas em seções 64 amostras, com uma amostra padrão para cada 6 amostras provenientes das estalagmites.

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{amostra}}{(^{18}O/^{16}O)_{padrão}} - 1 \quad \text{e} \quad \delta^{13}C = \frac{(^{13}C/^{12}C)_{amostra}}{(^{13}C/^{12}C)_{padrão}} - 1 \quad (4.1)$$

Com o intuito de tornar mais simples a leitura e interpretação dos dados, os valores de δ¹⁸O são expressos em ‰ (parte por mil) em relação ao padrão de referência. Assim as expressões da notação δ para os isótopos de carbono e oxigênio podem ser escritas como:

$$\delta^{18}O(‰) = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{amostra}}{(^{18}O/^{16}O)_{padrão}} - 1 \right] \times 1000 \quad \text{e} \quad \delta^{13}C(‰) = \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{amostra}}{(^{13}C/^{12}C)_{padrão}} - 1 \right] \times 1000 \quad (4.2)$$

Outras informações sobre a metodologia das análises de isótopos estáveis adotadas no LIE-CPGEO podem ser obtidas em Strikis (2011).

5. Isótopos Estáveis e a Informação Paleoambiental

5.1 Fracionamento isotópico do oxigênio no ciclo hidrológico

Devido a diferenças no fluxo isotópico entre reservatórios distintos (como por exemplo: a troca de H₂O entre o oceano e a atmosfera), há um fracionamento isotópico a selecionar preferencialmente o isótopo de determinada massa. Os processos evaporativos tendem a retirar preferencialmente os isótopos mais leves de reservatórios onde a substância está em estado líquido ou sólido, deixando esses mais enriquecidos (com maior quantidade de isótopos pesados) em relação a sua condição inicial. Já os processos que envolvem condensação e precipitação dão preferência ao fluxo da fração isotópica mais pesada. Por exemplo, durante a formação de gotas de chuva nas nuvens, preferencialmente os isótopos mais pesados (tanto do hidrogênio como do oxigênio) são incorporados a gota, deixando a nuvem mais empobrecida (com maior teor relativo de isótopos leves).

O fracionamento isotópico ocorre durante mudanças de estado físico, como: evaporação, condensação, sublimação, etc. para o oxigênio. O fracionamento isotópico do carbono pode ocorrer em processos biológicos, tais como no tipo de fotossíntese realizada pela planta, podendo nesse caso, fracionar os isótopos de carbono na geração de moléculas de glicose ou na formação de carapaças carbonáticas em animais marinhos a partir da solução marinha. Assim, uma substância de mesma composição química pode apresentar diferentes proporções de isótopos leves e pesados entre suas fases.

O fracionamento isotópico entre um reagente e um produto de mesma composição pode ser expresso por um fator de fracionamento α :

$$\alpha^x E = \frac{\left(\frac{{}^x E}{{}^y E} \right)_{\text{reagente}}}{\left(\frac{{}^x E}{{}^y E} \right)_{\text{produto}}} \quad (5.1)$$

As letras “x” e “y” representam a massa do elemento “E”, sendo “yE” o isótopo mais abundante.

Diferenças entre as forças de ligação entre os isótopos de um composto refletem a reatividade química dos mesmos, de forma que, quanto mais pesado (leve) é um isótopo, maior (menor) é a energia de quebra de sua ligação. Com isso, a energia necessária para romper a ligação química entre as moléculas difere de compostos moleculares de massas

distintas (Clark e Fritz, 1997). Compostos com o isótopo mais leve (pesado) apresentam maior (menor) mobilidade em um ambiente fluido, fazendo com que sistemas isotopicamente mais leves tenham um valor menor do seu calor específico, consequentemente, a variação na energia global de um sistema pode fracionar isotopicamente o sistema.

O comportamento isotópico do oxigênio, no que diz respeito ao fracionamento isotópico no ciclo hidrológico, basea-se no princípio que é mais provável que ligações químicas mais fortes (fracas) perdurem por mais (menos) tempo, de modo que estatisticamente, os isótopos mais pesados terão uma maior taxa de incorporação na fase líquida durante a evaporação e consequentemente uma menor taxa de incorporação na fase gasosa durante a sublimação.

Em condições de equilíbrio isotópico entre H_2O e $CaCO_3$ na precipitação das estalagmites, os valores de $\delta^{18}O$ medidos nos espeleotemas são determinados basicamente pela variação do $\delta^{18}O$ da água de gotejamento e da variação da temperatura da solução. As magnitudes nas variações de $\delta^{18}O$ no ciclo hidrológico, incluindo os efeitos de intercâmbio isotópico entre a mudança de fase vapor-chuva, são significativamente maiores que as variações provenientes da oscilação de temperatura (Fairchild et al., 2006; Lachniet, 2009). Essa característica é acentuada pelas condições ambientais das cavernas da Chapada Diamantina que apresentam baixa amplitude de variação térmica entre o inverno e verão, fazendo com que a temperatura da caverna se mantenha constante ao longo do ano com valor próximo à média anual da superfície.

As moléculas de água podem ser fracionadas em seus diferentes processos de mudança de fase em relação aos seus dois componentes (hidrogênio e oxigênio). Assim, devido ao equilíbrio isotópico durante a condensação, a variação relativa entre os isótopos de ^{18}O e ^2H em relação aos seus isótopos mais abundantes (^{16}O e ^1H) durante a condensação segue uma relação proporcional linear. Isso deve-se ao fato de terem um mesmo valor de fracionamento “ α ” que pode ser calculado a partir da temperatura, já que essa é relacionada ao gradiente de energia responsável por romper as ligações moleculares. O cálculo de “ α ” pode ser obtido através da equação abaixo:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{liquido-vapor}} = 1.137 \left(\frac{10^6}{T_k^2} \right) - 0.4156 \left(\frac{10^3}{T_k} \right) - 2.0667 \quad (5.2)$$

Sendo T_k , a temperatura (em Kelvin) de equilíbrio durante a mudança de fase. O fator de fracionamento é apresentado no formato $10^3 \ln \alpha$ a fim de facilitar a leitura dos resultados, assim, em uma situação de evaporação da água do mar a 25°C temos $10^3 \ln \alpha = 9.34\text{‰}$ (Lachniet, 2009).

Em processos de evaporação e condensação do H_2O com fracionamento isotópico em equilíbrio tanto do H como do O, existe uma relação linear entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ das águas meteóricas. Em regiões de clima úmido os valores do $\delta^2\text{H}$ da água é aproximadamente 8 vezes maior que $\delta^{18}\text{O}$ na fase vapor, o que ocorre também durante a precipitação devido ao equilíbrio das condições termodinâmicas. Essa relação linear entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$, medida em precipitações em todo o planeta, define a Linha da Água Meteórica Global (LAMG, do inglês: *Global Meteoric Water Line, GMWL*), **Figura 5.1**.

Figura 5.1: Relação entre $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$, em condições de equilíbrio isotópico, nota-se que para regiões mais quentes (frias) os valores isotópicos encontrados são mais enriquecidos (empobrecidos). Gráfico extraído de Clark e Fritz, (2007).

Quando a umidade relativa não está saturada, o fracionamento cinético passa ter maior participação deslocando os valores dos coeficientes lineares abaixo da linha meteórica global (<8), como pode ser visto na **Figura 5.2**

Figura 5.2: Gráfico dos valores de $\delta^2\text{H}(\text{‰})$ em relação ao $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ para diferentes níveis de umidade relativa do ar. Os valores de “s” representam o coeficiente linear da relação para os respectivos valores de umidade relativa. Gráfico extraído de Clark e Fritz, (2007).

5.2 Dinâmica isotópica no ambiente cárstico

Da chegada da chuva ao solo até a precipitação do espeleotema, a dinâmica isotópica da água sofre uma série de processos físicos e químicos que podem atuar em maior ou menor escala dependendo do local e das características do sistema cárstico em que a caverna está inserida. Ao chegar no solo a água pode sofrer evaporação, que ocorre com maior intensidade em regiões áridas sem cobertura vegetal. Neste processo ocorre um enriquecimento isotópico na solução residual.

A evapotranspiração das plantas provoca uma reciclagem da água no sistema ao retirar a água do solo e devolver na forma de vapor para atmosfera, e apesar de atrasar a percolação da água no solo, rocha e caverna, a evapotranspiração não altera composição isotópica da água meteórica de forma significativa (Lachniet, 2009). Uma maior cobertura vegetal aliada a uma maior espessura do solo pode contribuir para um efeito reservatório externo, ocasionando a acumulação de água em uma espécie de reservatório natural no qual ocorrem misturas de águas novas com águas mais antigas, suavizando a variação da isotopia ao longo do tempo no sistema.

O solo apresenta maior pressão parcial de CO_2 que a atmosfera devido principalmente a degradação da matéria orgânica. Este CO_2 em contato com a água forma o ácido carbônico pela reação:

Assim, parte do o sinal isotópico do carbono do CO_2 do solo é incorporado no íon CO_3^{2-} da solução ácida formada. Posteriormente, com a percolação da água através do epicarste e da rocha carbonática encaixante, ocorre a dissolução do mineral carbonático descrita pela formula:

Dessa forma, uma nova informação isotópica do carbono, agora proveniente da rocha, é adicionada aos íons CO_3^{2-} na solução juntamente com o íon Ca^{2+} .

Depois da percolação, e se a solução estiver saturada em relação ao mineral CaCO_3 ao entrar em contato com a atmosfera da caverna, pode ocorrer a evaporação e (ou) degaseificação da solução precipitando um novo carbonato na forma de espeleotema. Quando esses processos são acelerados devido à variação da atmosfera da caverna, a reação deixa de ocorrer no equilíbrio isotópico, situação associada a ambientes não saturados em umidade e com baixa pressão parcial de CO_2 (Lachniet, 2009; McDermott, 2004). A equação de precipitação carbonática que envolve o processo de evaporação e degaseificação é descrita por:

A composição da atmosfera interna da caverna pode modular a degaseificação da solução que associada à variação da temperatura pode fracionar independentemente o carbono do oxigênio afetando a composição isotópica do espeleotema (Spötl et al., 2005; Boch et al., 2011). Nas cavernas da Chapada Diamantina o efeito de variação da temperatura sobre o fracionamento isotópico do CaCO_3 dos espeleotemas é desprezível, pois as cavernas apresentam baixa amplitude de variação com valores próximos as médias anuais externas.

O efeito do fracionamento cinético na composição isotópica do oxigênio é menos acentuado em relação ao carbono por sofrer contínuo processo de hidratação do H_2CO_3 (Dreybrodt, 2008). Isso ocorre devido a concentração de moléculas de H_2O serem aproximadamente 10 mil vezes maior em relação às moléculas de H_2CO_3 e HCO_3^{-} causando uma espécie de efeito reservatório local (ver item 5.2.1) que impede os processos de fracionamento associado ao escape de CO_2 (destilação Rayleigh) ocorram sobre o oxigênio,

enquanto que o HCO_3^- sofre um considerável enriquecimento isotópico devido ao efeito da destilação (Dorale e Liu, 2009; Dreybrodt, 2008; Lachniet, 2009; Mickler et al., 2004).

Para que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do CaCO_3 precipitado nas estalagmites reflitam os valores da água meteórica é essencial que a reação ocorra em equilíbrio isotópico, que ocorre quando o equilíbrio termodinâmico proporciona o intercâmbio isotópico de oxigênio entre as moléculas de água e o CaCO_3 durante a precipitação química deste. Estabelecidas essas condições, o $\delta^{18}\text{O}$ do CaCO_3 será determinado pelo fator de fracionamento α que varia proporcionalmente ao inverso da temperatura da solução de acordo com a relação:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{espeleotema-água}} = A(10^3/T) - B \quad (5.8)$$

Sendo A e B constantes relacionadas à mineralogia do espeleotema, com isso, minerais polimorfos apresentam fracionamento isotópico distintos. Normalmente as estalagmites são compostas de calcita ou aragonita, podendo ocorrer os dois polimorfos em um mesmo espeleotema. A aragonita, geralmente formada em soluções mais ricas em Mg^{2+} , apresenta um fator de fracionamento isotópico ligeiramente maior que o seu polimorfo mais comum (calcita), com o $\delta^{18}\text{O}$ aproximadamente 0.8‰ mais elevado, considerando uma temperatura de 25°C (Lachniet, 2009).

Soluções não saturadas em relação CaCO_3 não depositam espeleotemas e até mesmo podem dissolver os espeleotemas já formados. Tal situação pode ocorrer se a percolação vadosa no sistema fissurado acima da cavidade aumentar sua velocidade de fluxo, não havendo tempo suficiente para atingir a concentração de saturação em relação ao CaCO_3 até atingir o espaço subterrâneo.

5.2.1 Efeito reservatório

Entre o solo da superfície e o interior da caverna a água pode alojar-se de várias formas, como por exemplo: entre os grãos do solo, no epicarste (região de transição do solo e a rocha onde o carbonato se apresenta alterado), em descontinuidades da rocha, em capilares e condutos presentes na matriz carbonática. O efeito que o armazenamento da água tem na sua isotopia é denominado efeito reservatório.

No reservatório, as águas decorrentes da precipitação recente misturam-se com águas de chuvas mais antigas, suavizando a variação isotópica, sendo essa variação diretamente

relacionada à capacidade do reservatório e ao tempo em que a água fica armazenada. Em decorrência do armazenamento, a informação isotópica contida no gotejamento da caverna reflete com certo atraso os valores da chuva na superfície. Em regiões tropicais Lachniet (2009) mostraram que esse atraso é de ~6 meses, mesmo valor obtido por Karmann et al. (2007) através de monitoramento em cavernas do Sudeste brasileiro.

Grandes reservatórios podem propiciar um gotejamento na parte interna da caverna durante todo o ano suprimindo a falta de água nos meses de seca. Enquanto que reservatórios pequenos secam fazendo com que cesse o gotejamento durante a estiagem. A parada de gotejamento nos meses de seca pode propiciar uma estratificação sazonal na estalagmite, já que a mesma só seria formada durante os meses chuvosos. Isso pode ocorrer em regiões que apresentam dois períodos pluviométricos distintos (invernos secos e verões úmidos), como é o caso da Chapada Diamantina.

Com isso, cavernas que apresentam reservatórios pequenos são melhores para estudos paleoclimáticos de alta resolução, já que há rápida transferência de informação. Já as cavernas de grandes reservatórios propiciam estalagmites de crescimento contínuo com ausência (ou quase) de hiatos, sendo assim, preferíveis para estudos de abrangência mais longa.

5.2.2 Efeito da vegetação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos espeleotemas

A vegetação externa da caverna pode influenciar os valores absolutos de $\delta^{13}\text{C}$ presentes nos espeleotemas, pois o CO_2 gerado no solo é decorrente principalmente da decomposição da matéria orgânica e da respiração celular das raízes. Em ambos os processos há transferência para o CO_2 do solo da informação isotópica da vegetação, sem alteração significativa dos seus valores (Boutton, 1996; Clark e Fritz 1997; Amundson et al., 1998).

Posteriormente, o carbono total dissolvido (CTD) sofre dois processos principais de fracionamento, o primeiro ocorre durante a perda de CO_2 do solo para a atmosfera levando a um enriquecimento de ~4‰, o segundo processo, ocorre durante a hidratação do $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ e formação da solução ácida (equação 5.9), sendo responsável por um empobrecimento de ~10‰. Esses processos são diretamente dependentes do gradiente da pressão parcial de CO_2 entre o solo e a atmosfera e do Ph do ambiente das reações (Boutton, 1996; Clark e Fritz, 1997; Amundson et al., 1998).

O que define os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de uma planta é o seu tipo de metabolismo que pode ser dividido em três categorias:

- Plantas de metabolismo C_4 , da qual fazem parte as gramíneas, plantas arbustivas e vegetação rasteira em geral, presente geralmente em regiões de clima seco. Esse metabolismo, proporciona uma assinatura isotópica nas plantas entre -10 a -16‰, com média de ~ 13 ‰.
- Plantas de metabolismo C_3 , que abrange a vegetação de porte arbóreo característica de mata fechada de regiões úmidas, apresentam assinatura isotópica entre -24 e -30‰, com média de -23‰.
- Plantas tipo CAM, caracterizada por cactos, palmas e vegetações geralmente adaptadas a poucos recursos hídricos, apresentam valores isotópicos que abrangem o intervalo das vegetações de metabolismo C_3 e C_4 (Boutton, 1996; Pessenda et al., 1996).

Vários trabalhos reconstituíram o paleambiente a partir dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica presente no solo em regiões de transição de plantas C_3 e C_4 , associando o avanço (recuo) da vegetação mais fechada com diminuição (aumento) nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Pessenda et al., 1996; 2004).

Na Chapada Diamantina, mais precisamente acima das cavernas estudadas, estão presentes os três tipos de vegetação, o que dificulta a interpretação da paleovegetação devido principalmente a presença das plantas do tipo CAM, já que na ausência destas, as variações de $\delta^{13}\text{C}$ podem estar associadas à abertura (predomínio da vegetação de metabolismo C_4) ou fechamento (predomínio de vegetação de metabolismo C_3) da mata.

5.3 Relações entre a água meteórica, isotopia e gotejamento das cavernas

Para a avaliação de como a composição isotópica das chuvas está relacionada a variação da pluviosidade foram analisados os dados de monitoramento isotópico e meteorológico disponibilizados pela Agência Internacional de Energia Atômica (*International Atomic Energy Agency, IAEA*) produzidos durante o programa GNIP (*Global Network Isotope on Precipitation*) entre o começo da década de 60 até meados da década de 90 (www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html).

No Brasil, o programa GNIP obteve dados de estações localizadas em Brasília (DF), Fortaleza (CE), Ceará Mirim (CE) e Salvador (BA). Apesar de existirem dados disponíveis de uma estação de Salvador, seus dados não foram utilizados por não apresentar uma sequência significativa. Das estações utilizadas, a que apresenta maior semelhança climatológica com a parte central da Bahia é a estação de Brasília, como pode ser visto através da comparação dessa estação com as estações das cidades de Iraquara e Iramaia na **Figura 5.3**. A cidade de Brasília se localiza a ~750 Km a sudoeste da Chapada Diamantin, e tem como principal fonte de pluviosidade o SMSA com maiores índices de precipitação entre novembro e março. Já as cidades de Fortaleza e Ceará Mirim localizadas no litoral têm como principal fonte de chuva a umidade oceânica nos meses do outono e inverno.

Figura 5.3: Comparação da pluviosidade mensal das cidades de Iraquara (local das cavernas Torrinha e Diva de Maura) e Iramaia (local da caverna Calixto) com a estação de monitoramento do IAEA-GNIP em de Brasília.

Mesmo com várias interrupções nas séries de dados monitorados pelo GNIP, obtiveram-se dados suficientes para avaliação da relação do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ com o volume de chuvas. Essa relação pode ser observada na **Figura 5.4** que apresenta os gráficos de comparação entre as médias dos acumulados mensais de chuva e os valores médios mensais de $\delta^{18}\text{O}$. A partir dessa comparação, obteve-se uma boa correlação linear negativa entre os dados ($r^2=0.65$ para Brasília, 0.85 para Fortaleza e 0.69 para Ceará Mirim) mostrando que o $\delta^{18}\text{O}$ da chuva reflete sua variação pluviométrica. Dessa forma, conclui-se que quanto maior o volume de chuvas, menor o valor do $\delta^{18}\text{O}$ (mais empobrecida isotopicamente) dentro do mesmo sistema. Relação

que pode ser observada nos gráficos a direita da **Figura 5.4**, os quais mostram a relação trimestral entre o volume de chuvas e seu respectivo valor isotópico médio.

Figura 5.4: Na coluna de gráficos da esquerda estão os gráficos de correlação dos acumulados mensais de precipitação em função da média de $\delta^{18}\text{O}$ referente a mesma chuva, das estações de monitoramento do IAIE-GNIP. Nos gráficos a direita, esta a relação trimestral de precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ das respectivas estações de monitoramento a esquerda.

Em processos convectivos como os que ocorrem no SMSA é comumente observado a correlação negativa entre o $\delta^{18}\text{O}$ da chuva e o volume de precipitação, a qual está associada ao efeito denominado *amount effect*, principal mecanismo controlador da composição isotópica

de oxigênio presente na atmosfera das regiões tropicais e subtropicais (Lachniet, 2009; Vuille et al., 2003).

Vários modelos de simulação computacional alimentados por dados paleoambientais mostram a relação entre a variação no volume de chuvas e sua composição isotópica. Dentre eles, destacam-se para América do Sul o modelo geral de circulação atmosférica ECHAN-4 (Vuille et al., 2003). Vuille e Werner (2005) mostraram através das simulações desse modelo que em áreas onde a precipitação está associada ao SMSA a variação do volume de chuvas correlaciona-se com os valores de $\delta^{18}\text{O}$. Isso se deve ao empobrecimento do $\delta^{18}\text{O}$ durante a propagação das massas úmidas das quais as chuvas de verão são provenientes. Assim, o padrão de distribuição de $\delta^{18}\text{O}$ das precipitações reflete o comportamento das zonas de convecção profunda nas regiões tropicais e subtropicais. Os valores mais positivos obtidos entre o $\delta^{18}\text{O}$ das chuvas de inverno em relação aos das chuvas de verão, mostradas na **Figura 5.4** é um bom reflexo da coerência entre a variação isotópica e o volume das massas úmidas.

A informação paleoclimática do registro isotópico das estalagmites se deve ao fato da água do gotejamento da caverna refletir a assinatura isotópica da água meteórica, o que pode ser comprovado através de monitoramento da água da chuva e do gotejamento. Além disso, o monitoramento tem a função de caracterizar a dinâmica do sistema cárstico e as influências ambientais levando em conta a variação de $\delta^{18}\text{O}$ das águas meteóricas ao atravessar o solo e a rocha carbonática da caverna, assim como a influência do aquífero e sua resposta temporal no gotejamento (Cabbalero et al., 1996; Ayalon et al., 1998).

Através do monitoramento hidrogeoquímico realizado no período de julho de 2007 a julho de 2008 (Karmann, não publicados e Barreto, 2010) nas cavernas Fumaça (cidade de Iraquara) e Paixão (cidade de Ubiraitá, a ~70 Km de Iramaia) obteve-se a composição isotópica de $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e da chuva. Devido ao reduzido volume dos gotejamentos a coleta de amostras de água foram realizados somente nos períodos mais chuvosos na caverna Paixão. Ambas as cavernas apresentam-se saturadas em vapor d'água, sendo a umidade relativa próxima ou igual a 100%, o que demonstra sua estabilidade interna. Externamente, a umidade relativa média foi de aproximadamente 50% nos dois sítios de monitoramento.

A relação entre o $\delta^2\text{H}$ e o $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento das cavernas Fumaça e Paixão obtidos através do monitoramento pode ser visto na **Figura 5.5**, nela, observa-se também a comparação com a linha de água meteórica global descrita anteriormente. A proximidade entre os valores encontrados no gotejamento das cavernas com a chuva, principalmente na

caverna Paixão, mostra que o solo, o epicarste e o substrato tiveram pouco papel no fracionamento isotópico da água no caminho até a parte interna da caverna, com a diferença entre os valores isotópicos entre ambas próximo ao erro analítico de $\sim 0.5\%$. Além disso, observa-se, que o comportamento isotópico no sistema hídrico é semelhante para cavernas distintas da Chapada Diamantina, sendo os valores anuais de $\delta^{18}\text{O}$ da precipitação próximos ao reportados pelas simulações de Vuille et al. (2003).

Com base nos registros de água da chuva e de gotejamento das duas cavernas da Chapada Diamantina, simulações computacionais (Vuille et al., 2003) e monitoramento isotópico do projeto IAEA-GNIP em estações localizadas a nordeste (Fortaleza e Ceará Mirim) e sudoeste (Brasília) da área de estudo, temos evidências suficientes para suportar a utilização dos registros isotópicos em espeleotemas na reconstituição paleoclimática da Bahia, como feito anteriormente por Barreto (2010) e Wang et al. (2007).

Figura 5.5: Comparação entre o $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da água da Chuva, do gotejamento da caverna Paixão, do gotejamento da caverna Fumaça e da Linha de Água Meteorológica Global (LAMG).

6. Métodos de Tratamento de Séries Temporais

6.1 Introdução

Uma série temporal fornece informações relevantes sobre sistemas físicos, biológicos, socioeconômicos, climáticos, etc. A proposta da análise das séries temporais é determinar propriedades-chaves de sistemas quantificando certas características da série que podem ajudar a entender e a prever o comportamento passado e futuro do sistema analisado.

Uma série temporal é qualquer conjunto de observações ordenadas no tempo, como por exemplo: índices diários da bolsa de valores; quantidade anual de precipitação, um registro de marés, etc. A série pode ser discreta ou contínua, a série discreta pode ser obtida a partir de uma série contínua considerando intervalos de tempos iguais Δt , como é o caso dos dois primeiros exemplos supracitados. Já a série contínua, como no caso do registro de marés, são necessários a realização de amostragens em um intervalo de tempo $[0, t]$, supondo uma série discreta com N pontos, onde $N=t/\Delta t$.

Existem dois possíveis enfoques no tratamento de séries temporais, o primeiro é feito no domínio temporal, e os modelos propostos são modelos paramétricos (com número finito de parâmetros), nesse modo, destaca-se entre os modelos de análise o ARIMA e suas variações (Bezerra, 2006). No segundo, a análise é conduzida no domínio das frequências de forma não paramétrica, nesse domínio, o tratamento mais utilizado é a análise espectral, apresentando inúmeras aplicações na física, geofísica, geologia, climatologia e engenharia.

Uma série paleoclimática apresenta um comportamento discreto onde os intervalos Δt entre um ponto e outro é marcado pela resolução do registro. Os dados de registros (paleo) ambientais são, geralmente, interpolados de forma linear entre as datações geocronológicas de forma que o registro passa a ser composto por uma composição de séries temporais entre uma datação geocronológica e outra, sendo o Δt , a resolução amostral do segmento. A análise da série temporal construída a partir do registro paleoclimático (ou instrumental/histórico) visa principalmente determinar:

- (1) se a série apresenta comportamento periódico ou aleatório;
- (2) constatado o comportamento periódico, em qual frequência esse comportamento é mais expressivo e qual a relação entre as frequências de oscilação mais baixas em relação às mais altas, e vice-versa;
- (3) em que período do tempo os eventos ou ciclos foram mais intensos;

- (4) a relação quantizada de quanto um registro é semelhante a outro registro ou *proxi* (índice), tanto no que se diz respeito ao aspecto das frequências como no âmbito de comportamental ao longo da série temporal.

Para isso, são apresentados de forma simplificada nos próximos itens alguns métodos matemáticos e computacionais utilizados nesse trabalho para a análise de séries temporais.

6.2 Transformada de Fourier

A análise a partir da Transformada de Fourier e sua aplicação mais prática o FFT (*Fast Fourier Transform*) visa transformar uma função temporal “ $f(t)$ ” em uma função dependente da frequência “ $F(\omega)$ ” ($\omega \equiv 2\pi f$), e distribuir a energia finita da série sobre um espectro de frequências, e dessa forma, pode-se verificar a contribuição energética de determinada frequência para a série temporal.

Qualquer função periódica $f(x)$ pode ser escrita em forma de uma somatória de senos e cossenos, tal como:

$$f(x) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos(kx) + b_k \sin(kx)) \quad (6.1)$$

Os coeficientes a_0 , a_k e b_k podem ser calculados facilmente a partir de integrais da própria função $f(x)$, inserindo parâmetros de contorno (Butkov, 1988). A transformada de Fourier da função $f(x)$ é definida por:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (6.2)$$

Usando o quadrado do módulo da Transformada de Fourier obtém-se a energia da densidade espectral da frequência específica:

$$S(\omega) = |F(\omega)|^2 \quad (6.3)$$

Maiores informações sobre as análises envolvendo a transformada de Fourier podem ser vistas em Bendat and Piersol (1986); Butkov (1988); Massel (1996; 1999) e os algoritmos de programação em Press et al. (1997).

6.3 REDFIT

A análise por REDFIT é uma série de procedimentos implementados por Schulz e Mudelsee (2002) baseados no peridiograma de Lomb, cuja função é obter um espectro de densidade espectral semelhante ao FFT. Nessa análise são consideradas sobreposições de “janelas” formadas pela divisão dos dados, com base em um ajuste para altas frequências ou ruído vermelho (*red noise*) e testes para oscilações aleatórias que não tenham significado no que diz respeito ao comportamento do sinal, conhecido como ruído branco (*white noise*). Os testes de significância dessa análise são baseadas nos métodos de Monte Carlo e χ^2 (Ghil et al., 2002).

6.4 Análise de coerência

A função de coerência mede o grau de dependência entre dois sinais testando se eles apresentam frequências similares. A magnitude da coerência é medida de uma escala que vai de 0 a 1. Dada uma frequência, ela é semelhante nos dois sinais se o valor é 1. Por outro lado, se a coerência é igual a 0, os sinais são totalmente não relacionadas para aquela frequência.

A coerência pode ser definida por:

$$C_{xy}(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)} \quad (6.4)$$

Onde S_{xy} é a energia da densidade espectral de correlação entre os dois sinais distintos x e y, enquanto S_{xx} e S_{yy} são as densidades espectrais de x e y, respectivamente.

Os sinais são quebrados em várias seções decompostos por frequências usando a análise a FFT. O tamanho da seção da FFT, o tipo e tamanho da janela, e o número de superposições dos dados podem afetar o resultado. Dessa forma, as escolhas são feitas de acordo com o sinal de entrada.

A energia espectral de comparação entre os dois sinais é a transformada de Fourier da correlação que é igual ao produto da transformada de um sinal pela transformada conjugada do outro. Assim, a densidade do poder espectral cruzado entre os dois sinais, x e y , podem ser calculadas por:

$$S_{xy}(\omega) = YX^* \quad (6.5)$$

Onde X e Y são as transformadas de Fourier de x e y , respectivamente, e $*$ denota o complexo conjugado.

Assim, o calculo da coerência pode ser escrita como:

$$C_{xy}(\omega) = \frac{|YX^*|^2}{XX^*YY^*} \quad (6.6)$$

A entrada dos sinais, x e y são divididas em seções superpostas. A coerência de cada seção (frequência) é calculada aplicando a equação anterior em cada uma. Para maiores detalhes ver Smith (2003) e Bendat (1986).

6.5 Análise de ondeletas

(Wavelets Analysis)

O principal objetivo da análise de ondeletas em dados paleoclimáticos é mostrar onde ocorreram eventos periódicos ao longo do registro, e a intensidade deles um em relação aos outros, tanto no âmbito temporal como no das periodicidades, sendo utilizada em uma série de trabalhos de geofísica (Grinsted et al., 2004), climatologia (Kayano e Andreoli, 2004) e paleoclimatologia (Shanahan et al., 2009).

Nessa análise, o sinal é decomposto em diferentes níveis de resolução, conhecido como multiresolução, e ajustado a uma função de onda determinada através de uma transformada entre a série e a função de onda. O termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções de ondas " $\Psi(t)$ " geradas por dilatação, $\Psi(t) \rightarrow \Psi(at)$, e translação $\Psi(t) \rightarrow \Psi(t+b)$. Essa função tem que apresentar energia finita com média zero, de forma que suas funções filhas geradas a partir dos coeficientes de dilatação " a " e translação " b " tome a forma:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{2}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (6.7)$$

Sendo a transformada de ondeletas de uma função temporal $f(t)$ definida por:

$$W = \langle f, \Psi_{a,b} \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (6.8)$$

A função de onda é definida de acordo com o objetivo da análise, sendo a ondeleta Morlet mais utilizada na análise de registros paleoclimáticos.

O resultado da análise de ondeletas pode ser visualizado a partir de diversos softwares e rotinas de programação disponíveis na internet. O resultado é um diagrama tridimensional onde a intensidade dos eventos periódicos é mostrada através de um índice de cor, o eixo vertical mostra os períodos em uma escala exponencial (geralmente de base 2) e o eixo horizontal apresenta o tempo (o mesmo da série paleoclimática).

Maiores detalhes sobre os algoritmos, aplicações e limitações dessa análise podem ser visto em Bolzan (2004; 2006), Torrence e Compo (1998) e Grinsted et al. (2004).

6.5 Análise de ondeletas cruzadas

(Cross-Wavelets Analysis)

Para mostrar similaridades em termos de eventos periódicos entre duas séries distintas utiliza-se a transformada por ondeletas cruzadas que é definida como:

$$W_{XY} = W_X W_Y^* \quad (6.9)$$

Onde W_X é a transformada de ondeleta de uma série temporal X_n , W_Y é a transformada de ondeleta de uma série temporal Y_n e “*” denota o complexo conjugado da transformada. Uma ferramenta interessante que pode ser adicionado a ondeleta cruzada é um sistema de setas sobre a figura que indica se os sinais estão em fase (setas apontando para a direita) ou em anti-fase (setas apontando para a esquerda), (Grinsted et al., 2004).

7. Resultados

7.1 Resultados geocronológicos e taxas de crescimento

Os trabalhos com espeleotemas da Chapada Diamantina iniciaram-se no trabalho de Barreto (2010) onde foram coletadas 29 amostras que abrangem de forma descontínua, os últimos 110 mil anos. Dessas, somente 3 amostras (DV2, PX5 e ABE) apresentaram idades holocênicas. Para o presente estudo, foram coletadas amostras que apresentaram características recentes, de forma a obter um registro holocênico completo de alta resolução. Ao todo, foi obtido um conjunto com 11 espeleotemas datados que apresentaram um total de 72 idades U-Th para os últimos 12 mil anos, com erro instrumental próximo de 1% (estimativa de 2σ). Nesse período, em escala milenar, foi identificada ausência de crescimento das amostras (hiato deposicional) no intervalo de ~3006 e 4702 anos A. P. As idades podem ser observadas na **Figura 7.1**. Para atender aos objetivos desta pesquisa foram selecionadas as estalagmites que apresentaram as maiores taxas de crescimento, a fim de obter a maior resolução temporal para os últimos milênios, o que resultou na seleção de 3 estalagmites provenientes de diferentes cavernas: DV2 (caverna Diva de Maura), TR5 (caverna Torrinha) e CL4 (caverna Calixto).

Figura 7.1: Intervalos de deposição das estalagmites coletadas na região da Chapada Diamantina (BA) que apresentaram idades holocênicas, com o nome dos espeleotemas no eixo vertical. Os pontos destacados são referentes a posição das idades U-Th.

As amostras DV2 e TR5 de Iraquara e CL4 de Iramaia compõem um registro que se estende do presente (ano de 2010, quando foi coletada a amostra TR5) até o ano de ~2822 A.P.. A amostra DV2 é a amostra que abrange um maior intervalo temporal com 13 datações entre ~100 e 2822 anos A. P.. Para tornar possível a comparação dos resultados isotópicos com os registros instrumentais históricos e índices climatológicos, foram realizados refinamentos geocronológicos de modo a definir com precisão a cronologia dos eventos climáticos de escala decenal a multidecenal. Na amostra CL4 foram feitas 8 datações entre 141 e 788 anos A. P. e para a amostra TR5, 11 datações entre 12 e 164 anos A. P. (os valores das datações com suas respectivas incertezas podem ser vistos no **ANEXO I**). No período estudado foi identificado apenas um hiato deposicional entre os anos de ~1914-1964 (~97-46 anos A. P.) que pode ser observado na **Figura 7.2**.

Figura 7.2: Gráfico com intervalos de deposição com ênfase nos últimos três séculos.

Através das idades e suas respectivas posições nos espeleotemas é possível estimar a taxa de crescimento (TC) entre os dois intervalos datados. Uma maior (menor) velocidade de deposição do espeleotema pode estar associada a períodos mais úmidos (secos), assim como outras variáveis ambientais como: pressão parcial de CO₂ da atmosfera da caverna, concentração de CO₂ no solo acima do conduto e níveis de saturação da água percolante. Alguns trabalhos realizados em espeleotemas no Brasil (Cruz et al., 2006b) e na Europa (Plagnes et al., 2002; Drysdale et al., 2004) associaram a variação da TC com a variação do $\delta^{13}\text{C}$ de forma que uma maior produtividade biológica do solo pode estar relacionada a uma

maior cobertura externa e disponibilidade hídrica, o que aumentaria a concentração de HCO_3^- proveniente da incorporação do CO_2 gerado pela atividade biológica do solo.

A **Figura 7.3** mostra os gráficos das idades pela posição da amostragem geocronológica distante do topo da estalagmite, o valor referente ao inverso do coeficiente angular nos trechos entre duas datações são representativos das TCs médias dos intervalos. Quedas abruptas nos valores das TCs podem indicar a presença de possíveis hiatos.

A estalagmite DV2 é ideal para estudos paleoclimáticos através de perfil isotópico, pois como pode-ser observado no gráfico das idades pela distância de amostragem do topo (**Figura 7.3A**), os pontos se distribuem em torno de uma única reta, o que evidencia uma taxa de crescimento aproximadamente constante e homogênea ao longo do tempo. Já, a amostra PX5 apresenta uma TC menor que a DV2 ao longo de todo registro. Nota-se que ambas as amostras, ainda que pertencentes a cavernas diferentes foram depositadas a uma TC aproximadamente constante, fato indicativo de condições ambientais semelhantes nas duas cavernas e sem grandes variações ao longo deste intervalo temporal. As estalagmites CL4 e TR5 diferem das duas anteriores por apresentarem uma TC média aproximadamente dez vezes maior, o que proporcionou uma resolução proporcionalmente maior aos dados isotópicos, fazendo-se possível identificar pequenos hiatos deposicionais em escala decenal. A queda abrupta na taxa de crescimento média da amostra CL4 (**Figura 7.3C**) mostra a presença de um possível hiato localizado entre 20-30 mm do topo da amostra. A quebra do padrão linear visto na **Figura 7.3D** referente à amostra TR5 também é indicativo de hiato, a TC média dessa amostra é a maior entre todas as amostras com valores de 0.43 e 0.58mm/ano, porém, em poucos milímetros entre a posição 21-25 mm do topo há um salto de ~50 anos nas idades.

Figura 7.3: Gráficos das idades U-Th pela posição de amostragem geocronológica em relação ao topo das estalagmites para as amostras DV2 (A), PX5 (B), CL4 (C) e TR5 (D).

As **Figuras 7.4, 7.5 e 7.6** mostram a comparação entre as TCs com o $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as amostras DV2, CL4 e TR5 respectivamente. Observa-se nos três gráficos uma boa correlação entre a TC e os registros isotópicos, de forma que os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ indicativos de condição mais úmida estão associados com as maiores TCs.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são bem relacionados com o $\delta^{18}\text{O}$ e concomitantemente com as TCs, o que reforça a hipótese de que o aumento do CO_2 proveniente da atividade biológica no solo é favorecido pelo aumento das chuvas, em associação com uma maior dissolução da rocha encaixante levando maiores quantidade de carbono proveniente da rocha para solução.

No gráfico referente à amostra DV2 (**Figura 7.4**) há uma acentuada queda na TC durante os períodos mais secos do registro, com destaque para as quedas na TC que ocorrem durante a ACM (865-1179 D.C.) e PEG (1560-1860). Observa-se também que a amostra terminou sua deposição (TC=0) por volta de ~1910, um dos períodos mais secos de todo registro com valores isotópicos próximos ao ACM e PEG. Já no período que antecede a ACM não ouve grandes alterações nos valores da TC dessa amostra.

Durante os eventos úmidos registrados pelo perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2, há um aumento da taxa de crescimento, contudo, de forma mais suavizada em relação a queda das

TCs durante os eventos secos. Essa evidência, mostra que um excesso de água no sistema pode muitas vezes não ser seguido por uma maior TC, já que em espeleotemas de gotejamento rápido, a estalagmite é muitas vezes lavada pela solução percolante de forma que não há tempo para uma deposição continuada.

Figura 7.4: Taxa de crescimento da estalagmite DV2 em comparação com seu registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (azul) e $\delta^{18}\text{O}$ (preto). Para uma melhor visualização os valores isotópicos foram invertidos no eixo vertical.

A TC da amostra CL4 (**Figura 7.5**) é aproximadamente constante de 1470 (início da amostra) até ~1785, quando apresenta um aumento dos seus valores. Por volta de 1845 (final da PEG) há um acentuado salto nos valores da TC que decaem rapidamente até a parada total de deposição do espelotema em ~1885. Nesse espeleotema, a relação entre a isotopia e TC não é bem clara, pois a maior parte da amostra se encontra dentro de uma mesma situação climática, a PEG. No entanto, no único pico de crescimento da TC observado na **Figura 7.5** houve uma correspondente diminuição nos valores isotópicos.

Figura 7.5: Taxa de crescimento da estalagmite CL4 em comparação com seu registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (azul) e $\delta^{18}\text{O}$ (preto). Para uma melhor visualização os valores isotópicos foram invertidos no eixo vertical.

Na amostra TR5 os valores isotópicos aumentam progressivamente em conjunto com a diminuição da TC, do início da amostra em 1870 até o hiato em ~1915 (**Figura 7.6**). Posteriormente ao hiato há um empobrecimento isotópico que atinge o valor mínimo em ~1980, mesma época em que a TC apresenta seu maior valor. Em seguida há um enriquecimento isotópico seguido pela queda na TC até o ano de 2010, quando a amostra foi coletada.

Figura 7.6: Taxa de crescimento da estalagmite TR5 em comparação com seu registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (azul) e $\delta^{18}\text{O}$ (preto). Para uma melhor visualização os valores isotópicos foram invertidos no eixo vertical.

A **Figura 7.7** mostra a comparação das TCs das três amostras. Nesse gráfico, pode-se notar a queda simultânea nas TCs durante a PEG e posteriormente em ~1910 (época em que houve parada de deposição nas três amostras). Devido ao fato das amostras pertencerem a cavernas diferentes, e no caso da amostra CL4 estar em outro município distante ~140 Km, podemos afirmar que as variações nas TCs refletem uma dinâmica climática geral, com uma certa independência do sistema cárstico local. Fato que é reforçado pela associação com o registro isotópico, que mostrou-se similar em todas as estalagmites, com diminuição nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ associado ao aumento nas TCs.

Figura 7.7: Gráfico comparativo das taxas de crescimento das amostras DV2 (vermelho), CL4 (azul) e TR5 (preto), com destaque para o período referente a Pequena Era do Gelo (PEG).

7.2 Registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

Como visto anteriormente no **Capítulo 5**, a variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do CaCO_3 está associada à variabilidade pluviométrica da região, de forma que os valores mais negativos (positivos) indicam períodos mais úmidos (secos) e o $\delta^{13}\text{C}$ está associado à produção biológica no solo e taxas de dissolução da rocha que refletem a disponibilidade hídrica do sistema. Para a reconstituição paleoambiental da porção central da Bahia (Chapada Diamantina) através dos isótopos de carbono e oxigênio foram realizadas um total de 702 análises para cada isótopo (540 análises para a amostra DV2, 91 análises para a amostra TR5

e 71 análises para a amostra CL4). Assim foram obtidos perfis isotópicos com uma resolução temporal variável entre ~5 meses (em intervalos de maior TC) e ~14 anos (em intervalos de menor TC), com a resolução variando de acordo com o período paleoclimático (com visto no **item 7.1**), abrangendo um intervalo que vai do presente até ~2822 anos A. P.. O espaçamento amostral entre as análises foi estabelecido com o intuito de se obter a maior resolução temporal possível, dessa forma, a amostra DV2 foi amostrada com um espaçamento de 0.2 mm nos laboratórios do Departamento de Geociências da Universidade de Massachusetts (EUA) e as amostras CL4 e TR5 foram amostradas a um espaçamento de 0.4 mm, máxima resolução permitida pelo microamostrador do laboratório de terrenos cársticos do IGC-USP (ver **item 4.5**).

Os perfis isotópicos de oxigênio das três estalagmites estão apresentados na **Figura 7.8**. Nessa figura, podemos observar que a amostra DV2 e a estalagmite TR5, ambas de Iraquara, apresentam valores semelhantes e que se sobrepõem no intervalo onde os registros são contemporâneos. Já a amostra CL4 (caverna Calixto) localizada no município de Iramaia, apresenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ aproximadamente 1 ‰ mais negativos em relação as outras duas cavernas, mas com mesma morfologia de sinal.

O comportamento isotópico mais empobrecido da CL4 em relação a DV2 deve-se possivelmente ao fracionamento isotópico das massas úmidas na atmosfera durante a propagação continental. Essa hipótese é coerente com a distribuição geográfica das cavernas e com o trajeto das massas de ar vindas de noroeste. Como discutido anteriormente (**item 3.1**), a principal fonte de umidade provém de oeste da Chapada Diamantina, estando o município de Iraquara no flanco oeste da serra do Sincorá e o município de Iramaia a leste. Assim, durante o período chuvoso, o efeito do empobrecimento isotópico do oxigênio seria intensificado pela presença da serra. A serra do Sincorá apresenta chuvas orográficas o que confere uma pluviosidade anual média cerca de ~500 mm maior em comparação com as cidades de Iraquara e Iramaia (como pode ser visto no mapa de pluviosidade da Bahia no **item 3.1**, **Figura 3.1**). Uma vez que a fonte de umidade é a mesma, a ocorrência da chuva orográfica empobrece isotopicamente as massas de ar quando essa passa sobre a serra, deixando os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das precipitações que se abatem sobre Iramaia (caverna Calixto) mais negativos que os de Iraquara (caverna Diva de Maura e Torrinha). Efeitos decorrentes de chuvas originadas de massas úmidas provenientes do oceano podem ser descartados, já que essas chuvas apresentam valores mais positivos e chegariam primeiro em Iramaia.

Figura 7.8: Gráfico de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras DV2 (vermelho), TR5 (preto), CL4 (azul) e insolação de verão (verde), com destaque para os três principais eventos globais que ocorreram nesse período.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do registro composto pelas três estalagmites (**Figura 7.8**) variaram entre -7.8 e -2.3‰ (com média de -3.8‰) sobre os últimos ~3000 anos, com significativa variabilidade observada em escala decenal a multidecenal. Superposta às variações de alta frequência há uma tendência dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais antigos para os mais recentes que pode ser relacionada a insolação de verão a 10°S. Essa tendência é seguida não somente pelos valores isotópicos médios, mas também pela diminuição na amplitude dos eventos úmidos detectados no registro, o que está de acordo com Cruz et al. (2009) que mostra em escala milenar o aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ com o aumento da insolação, e vice-versa, para espeleotemas do Rio Grande do Norte.

A maior amplitude de variação ocorreu por volta de ~811-642 A.C., caracterizada como um evento úmido com variação de 4.3‰ no registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$, esse evento, é seguido por outros eventos úmidos que ocorreram em uma escala centenal indicados por setas na **Figura 7.8**, localizados temporalmente em 528-352 A.C., 130-57 A.C., 74-218 D.C., 299-398 D.C., 527-637 D.C., 729-803 D.C. e 1097-1174 D.C com amplitudes de 1.3, 2.3, 2.6, 1.2, 2.0, 1.2 e 1.1‰, respectivamente. Após a ACM ocorrem mais três eventos úmidos de menor amplitude (<1‰) centrados em 1272, 1537 e 1807 D.C..

Durante o período correspondente a ACM a amostra DV2 apresentou uma primeira fase árida (~880-1148 D.C) com amplitude de 2.2‰, seguida posteriormente por uma fase

úmida (~1148-1335 D.C.) de amplitude de 1.4‰. Para o outro evento global, a PEG (~1540-1800 D.C.) as amostras DV2 e CL4 apresentaram as condições mais secas de todo registro com amplitudes de 1.6 e 1‰, respectivamente. No final da PEG o registro isotópico apresenta valores que sugerem um período úmido que progressivamente, vai se tornando mais seco até ~1910 quando todas as amostras cessam seu crescimento. Por volta de 1960 a amostra TR5 volta a crescer ainda sob condições áridas seguindo por uma forte tendência de empobrecimento isotópico (indicativo de condições mais úmidas) que perdura até a década de 80, quando a tendência inverte iniciando uma nova fase de aridificação que se estende até o ano de 2010 (ano em que a amostra foi coletada). Com isso constata-se que atualmente a região está em uma das situações mais secas durante os últimos 3 mil anos, com valores próximos aos registrados durante a ACM e a PEG.

Os perfis isotópicos de carbono das estalagmites estão apresentados na **Figura 7.9**, da mesma forma que nos perfis de oxigênio, os sinais apresentam morfologia semelhante, porém os valores da amostra TR5 são significativamente mais positivos em relação aos outros, mesmo em relação a amostra DV2 que foi coletada na caverna que está na mesma cidade. Condições de degaseificação diferentes das atmosferas entre as cavernas Diva de Maura e Torrinha podem ser descartados, já que os perfis de oxigênio não apresentaram diferenças nos seus valores absolutos. Diferentes valores nas razões isotópicas dos carbonatos onde as cavernas estão inseridas provocam um reflexo nos valores de seus respectivos espeleotemas.

Atribui-se os valores mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$ na caverna Torrinha a uma menor influência do carbono de origem biogênica devido a uma cobertura menos espessa de solo ou até ausência deste.

Figura 7.9: Gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras DV2 (vermelho), TR5 (preto) e CL4 (azul).

Devida a variabilidade de $\delta^{13}\text{C}$ estar sujeita a um maior número de fatores em relação ao perfil de $\delta^{18}\text{O}$, como a influência do solo, da rocha matriz da caverna, do tipo de vegetação e outros fatores listados no **item 5.2** caracterizando uma dinâmica de oscilação mais local, é preferível reconstituir a paleoclimatologia através dos perfis de $\delta^{18}\text{O}$, dessa forma para as interpretações paleoclimáticas dos próximos itens serão utilizados preferencialmente os dados relativos ao oxigênio. Entretanto, obteve-se uma boa relação linear entre o $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{18}\text{O}$ (**Figura 7.10**) para as amostras TR5 ($r^2=0.96$) e CL4 ($r^2=0.82$), o que pode ser indicativo que o principal fator de variação do $\delta^{13}\text{C}$ nessas amostras foi a disponibilidade hídrica no sistema e seus efeitos. É possível ainda que a alta correlação seja intensificada por um possível fracionamento cinético no momento da deposição das estalagmites. Assim, observamos que nos períodos próximos ao hiato da amostra TR5 e no momento de parada da deposição da amostra CL4, o enriquecimento isotópico pode ter sido amplificado em função de variações ambientais da atmosfera da caverna decorrentes de um período mais seco. Já, a baixa correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 ($r^2=0.34$) é um bom indicador de ausência de fracionamento cinético no momento da deposição (Hendy, 1971), e nesse caso, o carbono pode estar mais associado à atividade biológica no solo.

Figura 7.10: Diagrama de distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para as estalagmites DV2 (vermelho), TR5 (preto) e CL4 (azul), com seus respectivos coeficientes lineares (r^2).

7.3 Resultados estatísticos e associação entre dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ com padrões climáticos

Nesta seção são apresentados os resultados estatísticos obtidos através da aplicação das ferramentas matemáticas (apresentadas no **Capítulo 6**) nos perfis de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras. As amostras foram analisadas de forma independente devido a diferença de resolução e abrangência temporal. Com o objetivo de contextualizar os valores encontrados serão apresentadas a relação entre os dados isotópicos dos espeleotemas deste trabalho com os padrões climáticos periódicos discutidos atualmente na literatura, assim como as periodicidades encontradas em outros trabalhos climatológicos e paleoclimatológicos. Entretanto uma discussão mais detalhada envolvendo os mecanismos responsáveis e a interpretação paleoclimática ocorrerá no capítulo seguinte.

Os dados instrumentais dos índices climáticos tais como: OMA, ODP, OAN, etc..., apresentam series menores que 150 anos, assim, para uma melhor associação paleoclimatológica foram utilizados no presente trabalho as reconstituições desses índices. A reconstituição utilizada para a Oscilação Multidecenal Atlântica (OMA) foi o apresentado por Gray et al. (2004) a partir de anéis de crescimento de árvores que engloba um intervalo temporal de 1567-1990 D.C.. Para a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), o índice utilizado

foi o de McDonald e Case (2005) que engloba um período de 993-1996 D. C., também construído a partir de anéis de crescimento de árvores. Para a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) utilizou-se a reconstituição de Trouet et al. (2009), índice construído basicamente através de anéis de crescimento de árvores e espeleotemas. Alguns trabalhos como o de Mann et al. (2009) apresentaram a reconstituição desses índices abrangendo um maior intervalo paleoclimatológico, entretanto os trabalhos selecionados para a comparação foram preferidos por apresentarem uma melhor associação com os dados históricos e uma menor incerteza nos valores constituídos.

A **Figura 7.11** mostra a análise espectral realizada para os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2. Em uma escala centenal foram encontrados eventos com significância estatística acima de 95% com periodicidades de ~330, 279, 210, 168, 125-142 e 96 anos. Já, em escala multidecenal foram encontrados períodos de ~76, uma banda de frequências entre 50-65 anos (**Figura 7.12**) com destaque maior para o valor de 65 anos, uma segunda banda um pouco menos expressiva com valores entre 39-42, seguidos pelos valores de 22, 18 e 15 anos. Vale a pena salientar que para o caso da amostra DV2, valores periódicos abaixo de 15 anos apresentam pouca importância, pois a amostra apresenta uma resolução média nos valores isotópicos de ~5 anos, e qualquer evento abaixo de 15 anos implicaria uma caracterização com menos de 3 pontos de razões isotópicas.

Alguns valores encontrados podem estar associados a réplicas de periodicidades menores, por exemplo: o período encontrado de ~330 anos pode ser um reflexo da oscilação periódica encontrada de ~168 anos ($2 \times 168=336$), assim como a periodicidade de 279 pode estar relacionada a de 96 ($3 \times 96=288$). Entretanto, em um determinado momento pode coincidir dois ou mais eventos periódicos distintos, nesse caso se ambos os eventos forem úmido (secos) a associação de ambos de forma construtiva pode gerar um novo evento de intensidade maior. No caso dos eventos de sinais opostos (um seco e outro úmido), a coincidência temporal será de forma destrutiva, um inibiria ou enfraqueceria o outro dependendo da intensidade relativa dos mesmos.

Figura 7.11: Análise de decomposição espectral em frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2, os valores acima dos picos representam o período correspondente a frequência do pico em destaque. A linha em vermelho representa os valores de modelagem de ruído de acordo com a análise de “ruído vermelho” (REDFIT, ver **item 6.3**-Schulz e Mudelsee, 2002), os valores acima da linha verde representam nível de confiança estatística >90% e os valores acima da linha azul representam nível de confiança >95% de acordo com o teste de χ^2 . Para essa análise os dados foram igualmente espaçados em 5 anos (resolução média da DV2). Análise realizada através do programa PAST (Hammer e Harper, 2001).

Figura 7.12: O mesmo da Figura 7.11, com destaque na região de altas frequências para melhor visualização.

Na **Figura 7.13** é mostrado a análise de ondeletas (*wavelets*) para o perfil global de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2, como descrito no **item 6.5**, essa análise mostra as periodicidades dos

eventos no registro paleoclimático através de uma composição tridimensional onde o eixo vertical apresenta os valores em anos das periodicidades e um índice de cor mostra a intensidade dos eventos. Nele, podemos identificar em que momento os valores encontrados através da análise espectral (**Figuras 7.11 e 7.12**) são atuantes no registro. Nota-se que as periodicidades de 15, 18, 22 e 39 anos estão presentes de forma descontínua ao longo de todo o registro. As oscilações na TC da amostra podem influir na detecção desses eventos de mais alta frequência, já que em algumas partes a amostra DV2 apresenta resolução menor (~8 anos). A periodicidade de ~65 anos está presente durante todo o registro. Esse valor tem sido identificado no registro instrumental atual de OMA (60-85 anos) com os dados a partir de 1856. A relação entre o registro da DV2 e o índice de OMA construído por Gray et al. (2004) pode ser visto através da análise de ondeletas cruzadas (*cross-wavelets*) na **Figura 7.14**, nela o mesmo diagrama da **Figura 7.13** é mostrado, só que nesse caso o índice de cor indica os locais de maior correlação entre os dois registros, e com isso, pode-se constatar que os eventos periódicos de ~ 40-80 anos são os mais atuantes. A comparação direta entre o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da DV2 e a reconstituição de OMA pode ser visto na **Figura 7.15**.

Figura 7.13: Análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2. No eixo vertical é mostrado o período de duração dos eventos, no eixo horizontal está o intervalo temporal do registro isotópico e o índice de cor está relacionado a intensidade do evento, as cores mais quentes (mais próximas do vermelho) indicam eventos mais fortes. O contorno (linha preta) engloba os eventos com significância estatística acima de 90%. A região externa ao cone de confiança indica resultados que podem ter sido influenciados pelos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondeleta. Gráficos gerados pelo programa MathLab partir de rotinas de programação de Grinsted et al. (2004).

Figura 7.14: Análise de ondeletas cruzadas entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de OMA (Gray et al., 2004). As cores mais quentes (mais próximas do vermelho) indicam maior relação entre os dois registros no intervalo temporal para a determinada periodicidade. O contorno (linha preta) engloba os eventos com significância estatística com coerência $>90\%$. As setas quando apontadas para direita (esquerda) indica que os dois registros estão em fase (anti-fase).

Figura 7.15: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de OMA (Gray et al., 2004).

No século 20 as flutuações de ODP registradas apresentaram maior energia em duas periodicidades, uma em 15-25 anos e outra para 50-70 anos o de Minobe (1999), sendo a última melhor identificada em registros paleoclimáticos como MacDonald e Case (2005). O gráfico de ondeletas cruzadas entre o registro de oxigênio da DV2 e o índice de ODP (**Figura**

7.16) mostra algumas “zonas” de coincidência próximas do período de 8 anos, apesar do registro da DV2 não propiciar uma resolução adequada para o estudo dessa duração, essa periodicidade pode marcar a atuação de eventos tipo ENOS. Os períodos entre 8 e 32 mostram-se atuantes durante os eventos úmidos registrados (**Figura 7.13**), sendo ausentes em épocas áridas como durante a ACM e PEG, época em que essas periodicidades estão completamente ausentes. Eventos com periodicidades entre ~30-64 anos são bem marcados somente no período de ~1200-1380 D. C. (**Figura 7.16**), enquanto que eventos com períodos de duração entre 64 e 100 anos são identificáveis entre ~1050-1200 D. C. (intervalo correspondente ao ACM) e ~1350-1600 D. C.. Nota-se ainda uma boa relação visual entre os dois registros nesse período, como pode ser observado na comparação das duas séries de dados (**Figura 7.17**). Eventos com periodicidade entre ~128-256 com destaque para o valor de ~210 anos são observados do início do registro até ~1600 A. D. (**Figura 7.13**), intervalo temporal onde os eventos úmidos abruptos se mostraram mais intensos. Através do gráfico de ondeletas-cruzadas entre DV2-ODP é possível observar essa banda periódica energeticamente comum entre ~1050-1450 D. C. com relativa ausência de similaridade entre os dois registros após a ano de ~1600 D.C. período em que se inicia o registro da OMA utilizado na comparação anterior.

Figura 7.16: Análise de ondeletas cruzadas semelhante a da **Figura 7.14**, entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de ODP (MacDonald e Case, 2005).

Figura 7.17: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o índice de ODP (MacDonald e Case, 2005). Nota-se a boa relação visual entre ~1100-1550 D.C. e posteriormente entre ~1800-1900 D.C., intervalos temporal em que se destaca as oscilações similares de 30-65 anos entre os dois registros detectadas através da análise de ondeletas (Figura 7.16).

Os valores de periodicidades encontrados entre 256-512 na **Figura 7.13** para amostra DV2 presentes entre ~850 A.C -750 D.C., também foram identificados no registro de paleoprecipitação de Gana (África) (Shanahan et al., 2009) e no registro lacustre de Laguna Pallacacocha no Equador (Moy et al., 2002). Shanahan et al. (2009) relaciona as variações de precipitação ocorridas em Gana à variabilidade de OMA ao passo que Moy et al. (2002) atribui aos eventos de El Niño como principal responsável pela variabilidade do SMSA nos altiplanos Andinos. A análise de ondeletas do registro de Shanahan et al., (2009) pode ser visto na **Figura 7.18** e para o registro de Moy et al. (2002) na **Figura 7.19**.

Figura 7.18: Análise de ondeletas do registro de $\delta^{18}\text{O}$ de sedimento lacustre de Gana (África), extraído de Shanahan et al. (2009). Índice de paleoprecipitação associada pelo autor as variações de OMA.

Figura 7.19: Análise de ondeletas para o registro de coloração do lago Pallacocha no Equador, extraído de Moy et al. (2002). Índice de variabilidade de eventos El Niño.

A amostra CL4 apresenta uma morfologia de sinal semelhante a DV2, como mostrado na **Figura 7.8**, porém com resolução superior (~ 2 anos) no intervalo de ~ 1783 - 1882 D.C., o que permite as análises espectrais e de ondeletas revelarem detalhes de eventos periódicos de mais alta frequência, à exemplo dos eventos ENOS.

Procedendo com as mesmas análises realizadas para a amostra DV2 para o intervalo de maior resolução da amostra CL4, obtemos os valores periódicos de 27, 11-13, 8 e 5 anos com significância estatística acima de 95% (**Figura 7.20**). Com uma significância entre 90-95% foram identificados os valores de 40 e 27 anos.

Os valores de 5 e 8 anos podem estar associados aos eventos ENOS. Através da análise de ondeletas realizada no mesmo intervalo temporal (**Figura 7.21**) esses eventos aparecem atuantes entre ~ 1830 - 1855 D.C., intervalo em que o pacífico equatorial apresentou as condições mais quentes (ODP+) dos últimos 400 anos segundo a reconstituição de MacDonald e Case (2005).

As periodicidades de maior intensidade encontradas na análise espectral foram de 11-13 anos. Esses valores estão presentes de forma bem marcada durante toda a análise de ondeletas (**Figura 7.21**) e estão de acordo com os padrões de anomalia de precipitação encontradas no nordeste brasileiro de 9-14 anos associados à variação de pressão atmosférica da OAN (Kayano e Andreolli, 2004). As análises de ondeletas feitas por Kayano e Andreolli (2004) para a estação pluviométrica de Fortaleza pode ser observado na **Figura 7.22** e para o índice de pluviosidade construído a partir de 453 estações de monitoramento de chuva

espalhada por todo nordeste brasileiro pode ser visto na **Figura 7.23**. Dessa forma, justifica-se a análise de ondeletas cruzadas entre o $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 e o índice de OAN (**Figura 7.24**) que apresentou uma banda coerente entre 11-18 anos em todo intervalo analisado, a comparação direta entre os dois registros pode ser vista na **Figura 7.25** e, de forma mais abrangente, a relação com esse índice pode ser vista em relação a DV2 na **Figura 7.26**.

Figura 7.20: Análise de decomposição espectral para frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4, realizada no intervalo de tempo de 1783-1882 D. C. (período em que a amostra apresenta maior resolução, ~2 anos) os valores acima dos picos representam o período correspondente a frequência do pico em destaque. A linha em vermelho representa os valores de modelagem de ruído de acordo com a análise de “ruído vermelho” (REDFIT, ver **item 6.3**-Schulz e Mudelsee, 2002), os valores acima da linha verde representam nível de confiança >90% e os valores acima da linha azul representam nível de confiança >95% de acordo com o teste de χ^2 . Para essa análise os dados foram igualmente espaçados em 1 ano. Análise realizada através do programa PAST (Hammer e Harper, 2001).

Figura 7.21: Análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4.

Figura 7.22: Análise de ondeletas das anomalias de precipitação das estações de monitoramento de chuva de Fortaleza (CE), figura extraída de Kayano e Andreolli (2004).

Figura 7.23: Análise de ondeletas do índice de precipitação do nordeste brasileiro constituído pela composição de 453 estações de monitoramento de chuva.

Figura 7.24: Gráfico da análise de ondeletas cruzadas entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 e o índice de OAN (Troet et al., 2009).

Figura 7.25: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4, em azul, com o índice de OAN (Troet et al., 2009), em preto.

Figura 7.26: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2, em vermelho, com o índice de OAN (Trouet et al., 2009), em preto.

Os valores encontrados entre 20 e 40 anos na CL4 (Figura 7.24) são coerentes com a periodicidade estabelecida pelas oscilações ODP (Minobe, 1999). Entretanto, dentro de um intervalo temporal de 100 anos, essa frequência ocorre circunscrita a um único evento (entre ~1790-1825 D.C.) o que limita muito significado climático dessa frequência em um contexto de oscilações de caráter periódico. Ainda assim, valores semelhantes apareceram ao longo da amostra DV2 entre 1750 e 1850 (**Figura 7.14**). Em função da variação de resolução temporal da amostra CL4, evitou-se fazer análises estatísticas de forma global, pois, em períodos onde a resolução é menor podem aparecer falsas periodicidades relacionadas a oscilações climáticas mais longas. Dessa forma, as análises limitam-se no seu intervalo de maior resolução (1783-1882). A comparação global dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 com os índices de ODP e OMA podem ser vistos na **Figuras 7.25 e 7.26**, respectivamente.

Figura 7.27: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 (azul) com o índice de ODP (vermelho) (MacDonald e Case, 2005).

Figura 7.28: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 (azul) com o índice de OMA (vermelho) (Gray et al., 2004).

Como pode ser observado na Figura 7.27, o acoplamento entre os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 com o índice ODP ocorre no intervalo entre 1783-1882 D.C., justamente onde a resolução amostral é mais alta, ao redor de 20~30 anos. A mesma constatação pode ser feita na análise da **Figura 7.28**, onde o acoplamento dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra CL4 são mais coerentes com o índice de OMA no intervalo resolução amostral mais baixa e que, conseqüentemente, apresentam eventos de mais baixa frequência

Para a amostra TR5 as análises estatísticas são comprometidas devido ao hiato deposicional que divide o registro em duas partes: uma parte indo de 1874-1920 D.C. e outra de 1960-2007 D.C.. Através da análise espectral realizada no intervalo mais recente (**Figura 7.29**) foram identificadas duas periodicidades significativas: uma de 32 anos, que caracteriza uma única oscilação envolvendo quase todo o intervalo analisado, e outro período de 14 anos que está de acordo com a encontrada para outras duas amostras (~11-13 para CL4 e ~15 anos para DV2). Apesar de comprometida pelo curto intervalo analisado a análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da TR5 mostra o valor periódico de ~14 durante todo intervalo temporal analisado (**Figura 7.30**).

Figura 7.29: Análise de decomposição espectral para frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5, realizada no intervalo de tempo de 1960-2007 D. C., os valores acima dos picos representam a periodicidade correspondente a frequência do pico em destaque. A linha em vermelho representa os valores de modelagem de ruído de acordo com a análise de “ruído vermelho” (REDFIT, ver **item 6.3**-Schulz e Mudelsee, 2002), os valores acima da linha verde representam nível de confiança >90% e os valores acima da linha azul representam nível de confiança >95% de acordo com o teste de χ^2 . Para essa análise os dados foram igualmente espaçados em 6 meses. Análise realizada através do programa PAST (Hammer e Harper, 2001).

Figura 7.30: Análise de ondeletas para o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5.

Devido ao $\delta^{18}\text{O}$ estar associado a composição isotópica da umidade das massas de ar de forma mais ampla, o registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5 foi comparado com uma composição média dos dados pluviométricos das estações localizadas nas cidades de Iraquara, Lençóis, Seabra e Bonito (**Figura 7.31**), todas localizadas num raio de ~40 Km da caverna. Para melhor visualização da comparação foi feita uma média de 3 anos nas duas curvas e os dados da TR5 foram deslocados 2 anos para a esquerda, tempo em que as duas séries melhor se correlacionam. Esse deslocamento da curva justifica-se devido ao efeito reservatório da caverna, erros associados as datações (próximos a um ano) e imprecisão decorrente da forma linear em que os dados são interpolados. Apesar da amostra TR5 ter crescido até o presente, a comparação foi realizada até o ano de 1984, pois a partir desse ano os valores das razões isotópicas do oxigênio se enriquecem abruptamente chegando perto do valor zero no presente. Tal fato pode estar associado as variações do fator de fracionamento em detrimento de uma mudanças mineralógica de aragonita para calcita detectadas na amostra TR5 e em outras estalagmites recentes dessa caverna elevando os valores isotópicos próximos ao hiato e do intervalo posterior a 1984. Em condições próximas a de equilíbrio a aragonita precipitada apresenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ de ~0.8 ‰ maior que a calcita (Lachniet, 2009).

Na **Figura 7.31** podemos constatar o valor mínimo de pluviosidade (691 mm) ocorrido no ano de 1972 esteve associado a um valor no $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5 de -3.4‰, enquanto que o valor máximo de pluviosidade ocorrido em 1979 (1161mm) apresentou valores de -3.8‰ no $\delta^{18}\text{O}$. Apesar da relação entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a precipitação não seguir uma comportamento linear e os erros associados as medidas isotópicas serem próximos a 0.1‰, uma variação de 0.4‰ no registro isotópico representou uma variação na pluviosidade de 470 mm. Extrapolando esses dados para o registro da amostra DV2, temos que os eventos úmidos abruptos identificados na **Figura 7.8**, com média de ~1.67‰ na variação isotópica corresponderam a um aumento na precipitação de ~1960 mm.

Figura 7.31: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5 com a composição de pluviosidade das estações de monitoramento de chuva localizada nas cidades de Iraquara, Lençóis, Seabra e Bonito. Dados de pluviosidade obtidos pela Agência Nacional de Águas (ANA, www.ana.org).

O intervalo deposicional dessa amostra é coincidente com a mudança do comportamento da OMA, como pode ser observado na **Figura 7.32**, que compara o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da TR5 com os dados instrumentais de OMA.

Figura 7.32: Comparação entre o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra TR5 com o índice instrumental de OMA (dados obtidos pelo NOAA, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseriesimeseries/AMO>).

8. Reconstituição paleoclimática

No capítulo anterior foi mostrado que a paleopluviosidade da parte central da Bahia apresenta relações com a variabilidade climática presente nos oceanos Pacífico e Atlântico. Periodicidades climáticas de baixa frequência na ordem de 128 e 256-512 encontradas na DV2 (**Figura 7.13**) foram vistas para os últimos 3 mil anos em registros do Pacífico por Moy et al. (2002) (**Figura 7.19**) e do Atlântico por Shanahan et al., (2009) (**Figura 7.18**). Tal relação é provavelmente característica da circulação oceânica global que modula as oscilações em menor escala temporal do Atlântico e Pacífico (Timmermann et al., 2005; 2007; Chen et al., 2010; Oldenborgh et al., 2009).

Variações climáticas globais na escala centenial (~210) estão indiretamente associadas à variabilidade solar, a exemplo do ciclo de Vries-Suess (Wagner et al., 2001) que, na análise de ondeletas da amostra DV2, mostrou ser mais atuante entre ~822 A.C. e 750 D.C. coincidente com períodos em que ocorrem os maiores eventos úmidos abruptos. Bond et al. (2001) associou a atividade solar ao comportamento hidrológico do oceano Atlântico subpolar, onde foram encontradas periodicidades entre 200-500 anos na produtividade de núcleos cosmogênicos de material clástico de ice-bergs encontrados no sedimento marinho. Modelos e simulações mostraram que a redução na irradiância pode ter atuado como um “gatilho” na alteração da dinâmica do ozônio estratosférico, já que variações na concentração do ozônio estratosférico podem levar a um esfriamento nas zonas de altas latitudes do hemisfério norte e, consequente intensificação dos jatos de baixos níveis em direção aos trópicos (Shindell et al., 1999; Haigh, 2001), sendo esse mecanismo verificado para os eventos abruptos do Holoceno por Bond et al. (2001).

Enfraquecimento nos jatos de baixos níveis proveniente do HN em direção as regiões tropicais do Atlântico, relacionados principalmente ao OAN, diminuem a convergência em regiões de baixa pressão atmosféricas como a ZCIT (Meehl et al., 2009). Springer et al. (2008) encontrou a mesma relação entre ~200 e ~500 anos na pluviosidade do leste da América do Norte em registros de estalagmites, associando esse padrão de chuva a amplificação dos efeitos da ODP, OA e OMA na região.

As oscilações no pólo Norte, principalmente o padrão OA-OAN, leva ao derretimento de geleiras no HN. Esse derretimento, por sua vez, eleva o aporte de água doce nos oceanos diminuindo a salinidade da água do mar (Swingedouw et al., 2008) provocando a diminuição

da intensidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA- *AMOC*, do inglês *Atlantic Multidecadal Overturning Oscillation*). A salinidade também é impactada nos trópicos em detrimento do aumento de chuva proveniente da ZCIT (Wan et al., 2010). O enfraquecimento das correntes oceânicas atrasa o deslocamento das águas frias proveniente dos pólos para os trópicos e da água quente dos trópicos para os pólos, ocasionando eventos frios no HN e maior convergência nas zonas de baixa pressão atmosférica (Meelhl et al., 2009; Bond et al., 2001).

Essa influência indireta da atividade solar sobre a precipitação no nordeste brasileiro apresenta uma relação periódica com os dados de espeleotema em torno de 65 anos durante todo o registro e em bandas mais ou menos significativas entre 128-256 anos, como pode ser observado na análise de ondeletas cruzadas entre o registro da DV2 e da irradiância total (Figura 8.1). Os dados da irradiância total utilizada foi reconstituída a partir de isótopos de ^{10}Be presentes no gelo e corrigida com a variação do campo magnético da Terra (Steinhilber et al., 2009).

Figura 8.1: Análise de ondeletas cruzadas entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 e o irradiância total reconstituída através de isótopos de ^{10}Be (Steinhilber et al., 2009)

A comparação direta entre os dois registros pode ser visto na Figura 8.2. Nela observa-se uma boa relação entre ambos, com destaque para o evento que ocorre por volta de 700 A.C. (evento 2700 A.P.). Em geral a associação entre o registro isotópico com a atividade solar se dá de forma que mínimos na irradiância relacionam-se com valores mais negativos no

$\delta^{18}\text{O}$. Possivelmente, essa relação é devida a amplificação dos padrões de circulação atmosféricos e oceânicos como OAN, ENOS e OMA.

Figura 8.2: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da DV2 com a irradiância total (Steinhilber et al., 2009).

Os valores multidecenais encontrados através da análise espectral para amostra DV2 (**Figura 7.13**) por volta de 50-65 anos presentes ao longo de todo nosso registro mostraram-se compatíveis com a OMA através da análise de ondeletas cruzadas (**Figura 7.14**) e na comparação direta com registro de Gray et al. (2004) (**Figura 7.15**). Como apresentado no **item 3.7**, essa associação deve-se ao fato das zonas de convergência acompanhar os maiores valores de TSM do Atlântico. Assim, durante as fases de OMA-, quando as águas do Atlântico sul estão relativamente mais quentes que as do norte, a ZCIT permanece mais a sul em relação “a sua posição média. As anomalias térmicas positivas nas águas oceânicas a leste do nordeste brasileiro (OMA-) também deslocam a ZCAS de sua posição média (Centro-Sudeste do Brasil) em direção ao nordeste (Zhou e Lau, 2001). Na comparação da amostra TR5 com registro instrumental de OMA (**Figura 7.32**), é possível observar uma parada na deposição da amostra no momento da inversão na tendência da TSM atlântica por volta de 1920 (quando os valores de OMA passam para a tendência positiva) e retorno da deposição da amostra juntamente com a nova mudança da tendência por volta de 1960 (quando os valores de OMA assumem uma progressão negativa). Dessa forma, é possível relacionar o hiato deposicional da TR5 com as mudanças de fase da OMA tornando plausível a interpretação que o hiato foi provocado por um período de estiagem que ocasionou a parada de gotejamento

na caverna, ocorrendo no intervalo temporal em que o OMA esteve predominantemente em sua fase positiva. Vale a pena ressaltar que a parada de deposição por volta de 1920 também é observado nas amostras DV2 e CL4, entretanto, diferentemente da TR5, não houve retomada do crescimento posteriormente a mudança de fase da OMA.

Chiessi et al. (2009) relaciona o modo de variabilidade estabelecido pelo OMA durante o deglacial no Atlântico Sul “a variação do SMSA a partir da identificação de frequências decenais próximas a 60 anos nos depósitos sedimentares da Bacia do Rio de La Prata, costa do Uruguai. Essas relações sugerem que o padrão oscilatório ~64 anos esteve presente na precipitação do SMSA pelo menos desde os últimos ~18500 anos, estando associados a mudança de TSM Atlântica, o que está em acordo com a peridiodicidade multidecenal obtida pela análise espectral realizada por Stríkis (2011) em registros de espeleotemas de Minas Gerais para quase todo Holoceno.

Os valores periódicos de 18 e 22 anos encontrados no registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 (**Figura 7.12**) e 20-22 anos encontrados na amostra CL4 (**Figura 7.20**) aparecem no gráfico de ondeletas de ambas as amostras de forma intermitente (**Figuras 7.13 e 7.21**), situação que se reflete na análise de ondeletas cruzadas da amostra DV2 com o índice de ODP (**Figura 7.16**). Nos intervalos onde essa peridiodicidade é mais energética (**Figura 7.13**) ocorrem os eventos abruptos úmidos do registro que, por sua vez, diminuem de intensidade progressivamente com o aumento da insolação na região. Nesse intervalo, a peridiodicidade centrada em ~210 anos também é mais forte. Posteriormente ao ACM (~1050-1450) ocorre uma série de eventos úmidos onde é possível observar a ocorrência de frequências significativas com periodicidade um pouco abaixo de 210 anos (**Figura 7.13**). Este intervalo também apresenta uma alta correlação para essa escala periódica entre a DV2 e a ODP (**Figura 7.17**).

Oscilações nessa escala temporal (18-22 anos) têm sido reportadas à ODP, entretanto, tais oscilações não parecem atuar de forma contínua nos registros da região central da Bahia. Eventos tipo La Niña em fases de ODP- parecem ser mais significativos para a Bahia do que os eventos El Niño nas fases de ODP+. Acoplamentos ou desacoplamentos entre as fases da ODP e OMA podem refletir comportamentos diferentes na precipitação. Como visto no **item 3.5**, as fases de ODP+ podem contribuir para eventos El Niños mais intensos, levando a períodos anômalos de seca. Da mesma forma, fases de ODP- e La Niña propicia anomalias positivas de precipitação, situação essa que deve ter sido predominante durante os eventos úmidos detectados na primeira metade da amostra DV2. Assim pode haver uma associação

entre ODP e OMA modulando a precipitação na região, na composição ODP+ e OMA- há uma situação mutua vaporável pelos dois oceanos para o aumento de pluviosidade, enquanto que a composição ODP- e OMA+ atua mutuamente para a diminuição da precipitação.

Quando os padrões de oscilação do Atlântico e do Pacífico apresentam mesmo sinal há uma competição entre ambos, de forma que o favorecimento das fases mais secas estabelecidos pelas condições de um oceano é inibido pelas condições do outro. Como o sinal atlântico está presente durante toda a composição das séries isotópicas dos espeleotemas sugerimos que a influência na pluviosidade das oscilações de TSM do Pacífico se faz presente favoravelmente quando há combinação de sinais opostos entre a OMA e a ODP. Assim, as baixas frequências relativas a oscilação de TSM do Atlântico modulam a atuação das altas frequências de oscilação da TSM do Pacífico na pluviosidade da região, entretando o padrão ODP parece ter pouca atuação na dinâmica da precipitação da região atualmente (Garreaud et al., 2009).

O padrão periódico de 15 anos encontrado para DV2 (**Figura 7.12**), 11-13 anos para CL4 (**Figura 7.20**) e 14 anos para TR5 (**Figura 7.29**) já tinha sido observado nos dados históricos de precipitação do nordeste brasileiro por Kayano et al. (2004) como pode-se observar nas **Figuras 7.22 e 7.23**, sendo associado pela autora ao padrão de pressão atmosférica OAN. Com a análise de ondeletas da amostra CL4 (**Figura 7.21**) que mostrou um expressivo comportamento periodico de 11-13 anos e pela análise de ondeletas cruzadas entre CL4 e a reconstituição de OAN (**Figura 7.24**), expandimos a interpretação de Kayano et al. (2004) para o passado até o ano de ~1780 onde se inicia o intervalo de maior resolução da amostra CL4.

A OAN, como apresentado no **item 3.6**, modula a intensidade do anticlone subtropical do Atlântico Norte que compõem a alta do Açores e, por conseguinte, o posicionamento meridional da ZCIT. Durante as fases de OAN positiva, a intensificação do anticiclone subtropical do Atlântico condiciona uma maior permanência da ZCIT para sul durante o verão austral, justamente quando a amplitude da OAN é maior tendo a vista que, durante o inverno boreal, a atmosférica do HN é dinamicamente mais ativa (Hurrell, 2001).

Periodicidades entre 2-8 anos foram obtidas nos registros isotópicos das amostras CL4 (**Figura 7.20**) e TR5 (**Figura 7.29**), entretanto os valores não apresentaram alta significância estatística devido, possivelmente, a variação de resolução das amostras. Já para a amostra DV2 a baixa resolução de amostragem não possibilitou o estudo nessa escala temporal.

A comparação entre os dados o $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 com a variabilidade de ENOS da reconstituição de Moy et al. (2002), **Figura 8.3**, mostra que, as grandes variações de amplitude no registro de $\delta^{18}\text{O}$ são contemporâneos aos eventos de maior aporte de sedimentos siliciclásticos na Laguna Pallcacocha, Equador, em virtude do aumento da precipitação. Entretanto, o índice de coloração vermelha não reflete a intensidade dos eventos ENOS, mas somente sua variabilidade de forma que indica intervalos onde ocorreram mais ou menos eventos. Com isso, pode se notar que durante os eventos globais PEG, ACM, evento 2800 anos A.P. e em algumas variações de escala centenal entre 500 A.C. e 800 D.C, observados na amostra DV2, há uma maior variabilidade dos eventos ENOS. Contudo, não há uma relação clara de fase ou anti-fase, já que o registro de Moy et al. (2002) não mostra o comportamento de eventos tipo La Niña e não apresenta precisão cronológica adequada para que os inícios e términos dos eventos estejam bem demarcados.

Figura 8.3: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 (vermelho) e o índice de intensidade de coloração vermelha do sedimento do lago Pallcacocha no Equador (azul), índice de variabilidade de ENOS (Moy et al., 2002).

A influência de diferentes sistemas climáticos ao longo dos últimos 1500 anos na paleoprecipitação registrada na amostra DV2 pode ser melhor observada na **Figura 8.4** que compara este com os registros de paleoprecipitação do espeleotema CR1 do sudeste brasileiro (Taylor, 2010), da Bacia de Cariaco na Venezuela (Haug et al., 2001) e do Lago Bosumtwi em Gana, no leste da África (Shanahann et al., 2009).

Apesar das regiões sudeste e nordeste (Chapada Diamantina) do Brasil ter como principal fonte de precipitação o SMSA/ZCAS, estes, por sua vez apresentam comportamentos distintos na precipitação durante eventos El Niño (**item 3.4, Figura 3.4**). Na comparação entre os dois registros de paleoprecipitação da Bahia, representado pela estalagmite DV2 com o sudeste brasileiro representado pela estalagmite CR1 (Taylor, 2010) nota-se uma relação antifásica durante a PEG. De forma mais sutil, relações antifásicas são também observadas durante a ACM e durante alguns eventos de curta duração, com destaque para um evento ocorrido por volta de 250 D.C.. No restante da comparação os dois registros apresentam um comportamento em fase com as variações da CR1 mais sutis em relação a DV2. Nos períodos antifásicos entre as duas amostras possivelmente ocorreram durante épocas mais quentes do oceano Pacífico gerando maior intensidade de eventos El Niño nesses intervalos.

O registro de %Ti da Bacia de Cariaco (Haug et al., 2001), costa da Venezuela (~10° de latitude norte), é considerado como um dos melhores indicadores para a variação do posicionamento meridional da ZCIT. Na Bacia de Cariaco, as variações da taxa de deposição de sedimentos terrígenos são fortemente controladas pela pluviosidade que ocorre durante o verão boreal, quando o deslocamento para norte da ZCIT aumenta as precipitações sobre a Venezuela. A comparação entre o registro de %Ti da bacia de Cariaco com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 mostra uma boa relação em fase durante a PEG (**Figura 8.4**). Essa relação indica que apesar da ZCIT estar mais à Sul em relação a sua posição atual, a porção do NEB apresentou condições mais áridas. Já, no período relacionado a ACM os registros descrevem um comportamento antifásico e com amplitudes de variação semelhantes, indicando que o posicionamento mais a norte da ZCIT condicionou a redução da precipitação na América do Sul. Em um momento posterior (~1100 D.C) o posicionamento da ZCIT vai para sul aumentando os índices de precipitação no NEB. No restante do registro de Cariaco não há grandes oscilações no posicionamento da ZCIT em contraposição ao registro isotópico da DV2 que apresenta flutuações climáticas de escala secular com amplitudes equivalentes a observadas durante a ACM e a PEG.

As condições de estiagem observadas pelo registro isotópico da DV2 durante a PEG contrapondo-se com a posicionamento mais a Sul da ZCIT estabelecido pelo registro de Cariaco relaciona-se bem com o impacto de eventos tipo El Niño para a região, já que deslocamentos anômalos da ZCIT mais a sul estão relacionados às condições mais quentes do Pacífico. Essa relação é corroborada pela comparação com a amostra CR1 que tem seus valores mais negativos durante esses eventos. Entretanto possíveis efeitos da oscilação ODP em sua periodicidade canônica (18-30 anos) podem ser descartados nessa época devido a ausência desses valores na análise de ondas (Figura 7.13). Outro mecanismo que pode estar associado às condições áridas na Bahia durante a PEG é o padrão climático estabelecido pela *Alta da Bolívia-Baixa do Nordeste*. Tal padrão atmosférico, é associado aos anti-ciclones da Bolívia e da África do Sul que gera divergência na umidade devido a altas pressões em baixos níveis no NEB, aumentando a confluência úmida da monção e diminuindo a precipitação no NEB (Chen et al., 1999). Já no período relacionado a ACM a “ausência” da ZCIT no HS mostrou ser determinante no clima baiano devido às condições áridas, assim como sua permanência no HS contribui para a fase úmida em seguida.

De modo semelhante aos registros isotópicos em espeleotemas, os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ do registro lacustre do Lago Bosumtwi em Gana são associados a eventos de aumento de precipitação (Shanahann et al., 2009). Shanahann et al. (2009) mostra que a paleoprecipitação em Gana está estritamente relacionada ao OMA principalmente em uma banda periódica de 30-50 anos. Com isso, pode-se notar que entre 500 A.C. e 1000 D.C. há uma gradativa diminuição na paleoprecipitação na África que é acompanhada pela diminuição na amplitude dos eventos úmidos da DV2 (Figura 8.2). Apesar de estar localizada a $\sim 5^\circ\text{N}$, Gana está a sul da posição média da ZCIT, tendo em vista que, sobre o continente africano, a ZCIT localiza-se em uma posição média de $\sim 14^\circ\text{N}$, com uma amplitude de variação entre $\sim 5^\circ\text{N}$ e 20°N (Zhao et al., 2007). Durante a ACM, o registro de Gana aparece em uma primeira fase seca passando gradativamente a uma fase úmida, de acordo com a interpretação climática do registro isotópico da DV2 e o deslocamento da ZCIT registrado por Cariaco. Já durante a PEG o $\delta^{18}\text{O}$ do Lago Bosumtwi mostra condições predominantemente secas, porém a morfologia do sinal diferente dos outros três registros mostrados na Figura 8.4 indica que o posicionamento da ZCIT na América do Sul e a estiagem da parte central da Bahia esteve mais relacionada às flutuações da TSM do Pacífico.

Figura 8.4: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema CR1(azul) do sudeste brasileiro (Taylor, 2010); registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema DV2 (vermelho) da parte central da Bahia, registro de %Ti da Bacia de Cariaco (verde) na Venezuela (Haug et al., 2001) e registro de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita do Lago Bosumtwi (preto) em Gana na África (Shanahann et al., 2009).

Figura 8.5: Comparação entre o $\delta^{18}\text{O}$ da amostra DV2 (vermelho) com o registro de %Ti da Bacia de Cariaco (verde) na Venezuela (Haug et al., 2001), registro de posicionamento da ZCIT. Com destaque para o período relacionado a ACM e a PEG.

Alguns estudos têm relacionado à dinâmica multidecenal nas Monções Asiáticas às flutuações decorrentes da OMA (Goswami et al., 2006; Chen et al., 2010). Chen et al. (2010) mostra através de simulações para os últimos 1000 anos que, em fases positivas do OMA há intensificação da CRMA, que é significativamente relacionada com aumento da TSM no Pacífico tropical oeste e consequentemente diminuição dos jatos de baixos níveis nessa região. Esse comportamento enfraquece o mecanismo ENOS-Monção Asiática, assim, fases positivas de OMA podem levar a diminuição da precipitação em regiões sobre a influência da dessa monção. Esse comportamento é semelhante ao mostrado para a parte central da Bahia que tem sua precipitação reduzida (elevada) nas fases positivas (negativas) do OMA. A semelhança desse comportamento paleoclimático pode ser constatada através da comparação entre o $\delta^{18}\text{O}$ da DV2 com o registro de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotema da caverna Wanxiang na China (**Figura 8.6**), localizada em uma região de influencia da Monção Asiática (Zhang et al., 2008). A associação entre na precipitação em regiões tropicais pode ser influenciada globalmente através da propagação das ondas de longo alcance, responsável por modular na América do Sul as ondas de curto alcance como a dinâmica da *Alta da Bolívia-Baixa do Nordeste* (Chen et al., 1999) e a propagação da ZCAS (Carvalho e Jones, 2009). Os registros paleoprecipitação de Wanxiang na China, Lago Bosumtwi na África e os espeleotemas do

Nordeste do Brasil apresentaram significativa semelhança que também pode ser extrapolada para as Monções Indianas pelos registros de espeleotema de Sinha et al. (2007) que apresenta-se coerente com Wanxiang nos trabalhos de Berkhammer et al. (2010). Tal semelhança no comportamento monçônico em baixas latitudes ao redor do globo pode estar associado a amplificação e suavização de eventos úmidos pela insolação de verão, relação mostrada por Cruz et al. (2009) através da relação em anti-fase e fase da precipitação com a insolação do Nordeste e Sudeste do Brasil respectivamente.

Figura 8.6: Comparação entre o $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite DV2 com o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ de uma estalagmite da caverna Wanxiang na China (Zhang et al., 2008), registro indicador de Monção Asiática.

8.1 Evento 2700 A.P. (~700 A.C.)

O evento mais proeminente no registro isotópico das amostras de espeleotema da Chapada Diamantina ocorre por volta de 822-600 A.C.. Esse evento tem sido observado em vários registros paleoclimáticos ao redor do mundo. Durante esse período, na Holanda foi constatado repentina mudança territorial de populações humanas (Geel et al., 1996), na África (Camarões) foi mostrada por (Nquetsop et al. (2004) como o período mais úmido dos últimos milênios. Na América do Sul, esse período foi registrado como extremamente úmido através de registro lacustre no sul do Peru (Placzek et al., 2001) e no Brasil, através de registro de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas de cavernas do norte de Minas Gerais por Stríkis (2011), em contraposição as condições extremamente árida do sul do Chile (Chambers et al., 2007). Raspopov et al. (2000 e 2007) relata para nesse período forte mínimo solar relacionando ao ciclo solar de ~2300-

2400 anos. Essa mínima pode ser vista também no registro de variabilidade solar de Steinhilber et al. (2009) que apresentou amplitude relativa semelhante no intervalo representativo do evento da amostra DV2 (**Figura 8.2**).

Strikis et al. (2011) relaciona eventos úmidos registrados nos espeleotemas do Norte de Minas Gerais (que tem o SMSA como principal fonte de precipitação) durante o Holoceno com os eventos os eventos frios do HN. Como discutido anteriormente (**Capítulo 3**), os eventos frios no HN podem afetar o deslocamento da ZCIT (Broccoli et al., 2006) e intensificar os a precipitação em regiões afetadas pelo SMSA (Strikis et al., 2011), sendo os eventos do HN associados por Bond et al. (2001) ao impacto de mínimos solares no clima através de da amplificação (desentificação) de padrões atmosféricos e oceânicos, comportamento também registrado por Nguetsop para porção central da África onde o autor relaciona os baixos valores da TSM no Atlântico Norte e a intensificação dos ventos de baixos níveis com o deslocamento e permanência da ZCIT para sua posição mais sul. Rein et al. (2005) apresentou as menores TSM no leste do Pacífico tropical nos últimos 8000 anos durante o evento ~700 A.C., o que favoreceria a pluviosidade na região da Chapada Diamantina, fazendo com que o evento ocorrido a ~700 A.C. fosse mais forte no centro da Bahia do que no norte de Minas (**Figura 8.7**), já que a região mineira não é afetada significativamente pelas condições La Niña do Pacífico (Ambrizzi et al., 2004). Juntamente a isso, está presente os efeitos da “baixa” insolação para a latitude da Chapada Diamantina que amplificaria os eventos úmidos para região, relação inversa ao observado com a precipitação do sul (Cruz et al., 2009). A comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema DV2, com o espeleotema LG3 do norte de Minas Gerais (Strikis et al., 2011) e a variação de $\Delta^{14}\text{C}$ (Bond et al., 2001) indicador de atividade solar, pode ser visto na **Figura 8.7**.

Figura 8.7: Comparação entre o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite DV2 (vermelho, parte central da Bahia) com o $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite LG3 (laranja, norte de Minas gerais, Strikis et al., 2011) e a curva de irradiação solar a partir de $\Delta^{14}\text{C}$ medidos em anéis de crescimento de árvores (Bond et al., 2001).

9. Considerações Finais

A reconstituição da paleopluviosidade dos últimos 3 mil anos realizada no centro da Bahia através de análises de razões isotópicas de oxigênio em estalagmites das cavernas da Chapada Diamantina contribui de forma inédita na compreensão da dinâmica climática da América do Sul. Com esses registros foi possível mostrar o comportamento climático no NEB durante alterações climáticas globais. E através das oscilações periódicas encontradas no sinal foi possível relacionar o SMSA as variabilidades oceânicas e atmosféricas ocorridas nos oceanos Pacífico e Atlântico extrapolando para o passado a relativa influência de cada. Da mesma forma que a comparação com índices que reconstroem o comportamento de parâmetros como a TSM e intensidade dos ciclones e anti-ciclones aliado a aplicação de ferramentas matemáticas foi possível determinar a correspondente intensidade da MSA e das zonas de convergência para a região de acordo com o cenário climático mais global.

A compreensão do clima dos últimos milênios na América do Sul através dos registros apresentados contribui para uma série de trabalhos multidisciplinares atuais. Populações humanas estavam distribuídas por quase todo o planeta durante os últimos 3 mil anos e parte do fluxo de migrações de povos caçadores coletores ou a permanência em determinado local de agricultores ceramistas deve-se a influência climática, assim como o início da agricultura e ascensão de grandes culturas durante “ótimos climáticos”.

Várias cavernas da Chapada Diamantina, incluindo a caverna Torrinha desse estudo, apresentam pinturas rupestres nas paredes próximas a sua entrada (**Figura 9.1**), entretanto, a ausência de trabalhos que associem a ocupação humana ao longo do tempo para região, devido muitas vezes a ausência de material datável, dificulta a associação com o clima. Araujo et al. (2005) encontrou um número constante de datações de ^{14}C em ossos humanos para os últimos 4 mil anos, com um aumento no número de datações entre 1000-1500 anos D.C, época da que abrange o final da ACM e início da PEG, período em que a amostra DV2 apresentou condições relativamente úmidas para Chapada Diamantina. Através de um estudo mais abrangente envolvendo todos os estados centrais do Brasil (MG, GO, TO, BA, MT e MS), regiões afetadas pelo SMSA, o autor mostrou a quantidade de datações associadas a ocupação humana durante os últimos 12 mil anos, sendo nesse tempo o maior número de datações encontradas entre 1000-500 anos A.P, sendo o segundo período com maior número de datações a de 8000-7500 anos A.P., período que Strikis et al. (2011) mostrou apresentar condições mais áridas para o norte de Minas Gerais, entretanto o maior (menor) número de

datações pode estar associada as melhores (piores) condições de preservação do material datável durante determinadas épocas.

Figura 9.1: Pintura rupestre na entrada da caverna Torrinha.

A dinâmica biológica envolvendo extinção de espécies, evolução animal e vegetal teve grande influencia para a região da Chapada Diamantina durante o Holoceno. Diversas evidências de espécies extintas são encontradas na paisagem da região que tem frequentes descobertas de esqueletos de megafauna. Entre as evidencias biológicas de espécies extintas destacam-se os campos de murunduns (**Figura 9.2**), estruturas em forma de “cupinzeiros gigantes” com ~5 m de altura espalhados em malha uniforme por dezenas de quilômetros quadrados com distâncias aproximadamente constante de ~10 m entre um e outro que atualmente não apresenta nenhuma evidencia de seu organismo gerador. Tal dinâmica biológica da Chapada Diamantina pode ter sido influenciada pela variabilidade climática, apesar dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ desse trabalho serem possivelmente mais associados a disponibilidade hídrica do sistema, na **Figura 7.4** onde há a comparação entre $\delta^{13}\text{C}$ e o $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite DV2, nota-se que durante períodos úmidos há um prolongamento dos valores mais negativos do $\delta^{13}\text{C}$, esse comportamento pode indicar a resposta da vegetação externa a caverna as condições climáticas, de forma que a produtividade biológica devido a maior estrutura vegetal da superfície se prolongaria por mais tempo depois de terminado o período úmido, isso pode ser bem visto durante o evento ~700 A.C., onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ demoram

cerca de 50 anos para aumentar em relação ao término do evento no registro $\delta^{18}\text{O}$. Será que esse tempo está associado a resposta da vegetação a mudança do clima?

Figura 9.1: Estruturas de bioconstruções conhecidas por Murunduns. Região a norte da cidade de Iraquara.

As taxas de crescimento das amostras estudadas, devido a proximidade entre as datações, podem refletir os intervalos áridos da região registrados nos isótopos de oxigênio, podendo ser usada como índice climatológico para região, assim como possibilitar novas informações ao estudo do ambiente cárstico. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ podem ter um papel importante na calibração e confecção de modelos climatológicos regionais e globais, tais como o ECHAM que podem caracterizar a dinâmica global e prever o clima futuro baseado nos padrões atuais e do passado.

A conclusão desse trabalho é que a paleopluviosidade da Chapada Diamantina esteve associada a variabilidade multidecenal do Atlântico, acoplando-se a TSM atlântica de forma que há maior intensidade de chuvas durante maiores valores na TSM nas latitudes $\sim 10^\circ\text{S}$, que ocorre nas fases negativas do OMA, sendo também acoplada ao padrão atmosférico de forma que a intensificação ciclônica no atlântico norte ocorrida geralmente nas fases positivas do OAN deslocam as zonas de convergências a latitudes próximos a Bahia elevando os índices pluviométricos. A variabilidade decorrente do Pacífico atua de forma não constante no registro paleoclimático dependendo de um cenário mais global das relações atmosféricas e oceânicas entre os dois oceanos, tendo sua maior influência na diminuição da pluviosidade

durante eventos El Niño e em fases positivas da ODP que pode ser amplificada por uma condição de OMA positivo e durante os eventos úmidos abruptos detectados de forma mais intensa em época de menor insolação (~822 A.C. a 750 D.C.). Dessa forma foi possível caracterizar o comportamento pluviométrico da região durante eventos identificados em várias partes do planeta.

Devido a grande variedade de cenários climatológicos presentes na precipitação baiana podem ocorrer eventos abruptos úmidos e secos dependendo das diferentes interações oceano-atmosféricas, mas pelos registros apresentados há uma progressiva aridificação ocorrendo na região para os últimos milênios, sendo a fase atual uma das mais secas durante todo o registro comparáveis aos valores encontrados durante a PEG e início da ACM, situação possivelmente reforçada por fatores antropogênicos que tem como consequência o atual aquecimento global.

10. Referências

- APPENZELLER, C.; STOCKER, T. F.; ANKLIN, M. North Atlantic oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science*, v. 282, p. 446-449, 1998.
- AMBRIZZI, T.; SOUZA, E.B.; PULWARTY, R.S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAZ H.F.; BRADLEY R.S. (Eds.). *The Hadley circulation: present, past and future*. Amsterdã: Kluwer Publishers, Capítulo 7, p. 203-235, 2004.
- 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. *Int. J. Climatology*, v. 25, p. 2017-2030, 2005.
- AMUNDSON, R.; STERN, L.; BAISDEN, T.; WANG, Y. The isotope composition of soil and soil respired CO₂. *Geoderma*, v. 82, p. 83-114, 1998.
- ARAUJO, A. G. M.; NEVES, W. A.; PILÓ, L. B.; ATUI, J. P. V. Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap", *Quaternary Research*, v. 64, p. 298-307, doi:10.1016/j.yqres.2005.08.002, 2005.
- AYALON, A.; BAR-MATTHEWS, M.; SASS, E. Rainfall-recharge relationships within a karstic terrain in the Eastern Mediterranean semi-arid region, Israel: $\delta^{18}\text{O}$ and δD characteristics. *Journal of Hydrology*, v. 207, p. 18-31, 1998.

- BARLOW, M.; NIGAM, S.; BERBERY, E. H. ENSO, Pacific decadal variability, and U.S. summertime precipitation, drought, and streamflow, *J. Clim.*, v. 14, p. 2105– 2128, 2001.
- BARRETO, E. A. S. *Reconstituição da Pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio Através de Registros Isotópicos (O e C) em Espeleotemas*. 2010. 134 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 2010.
- BENDAT, J.S.; Piersol, A.G. *Random data. Analysis and Measurement Procedures*. John Wiley and Sons, New York. 1986.
- BERKELHAMMER, M.; SINHA, A.; MUDELSEE, M.; CHENG, H.; EDWARD, R. L.; CANNARIATO, K. Persistent multidecadal power of the *Indian Summer Monsoon*. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 290, p. 166-172, 2010.
- BEZERRA, M. I. S. *Apostila de Análise de Séries Temporais*, DMEC/FCT/UNESP, Curso de Estatística, 84f. 2006
- BOCH, R.; SPÖTL, C.; FRISIA, S. Origin and palaeoenvironmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria. *Sedimentology*, v.58, p. 508-531, 2011.
- BOLZAN, M. J. A. Análise da transformada em ondeletas aplicada em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 26, n. 1, p. 37-41, 2004.
- BOLZAN, M. J. A. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 28, n. 4, p. 563-567, 2006.
- 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.
- 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.
- BUTTKOV, E., *Física-Matemática*, LTC editora, Rio de Janeiro, 1988, v. 1, p. 156.
- BOUTTON, T.W. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W., Yamasaki, S.I. (Eds.), *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker. New York, p. 47–82, 1996.

- BROCCOLI, A.; DAHL, K. A.; STOUFFER, R. J. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling, *Geophysical Research Letters*, v. 33, LO1702, doi:10.1029/2005GL024546, 2006.
- CABBALERO, E.; JIMENEZ, C.; REYES, E. A stable isotope study of cave seepage waters. *Applied Geochemistry*, v. 11, p. 583-587, 1996.
- CHAVEZ, F. P.; RYAN, J.; LUCH-COTA, S. E.; NIQUEN, M. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean, *Science*, v. 299, p. 217–221, 2003.
- 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, doi:10.1016/j.epsl.2006.11.007, 2007.
- CHIESSI, M. C.; 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, doi:10.1029/2009GL039914, 2009.
- CHEN, T.; WENG, S. P.; SCHUBERT, S. Maintenance of Austral Summertime Upper-Tropospheric Circulation over Tropical South America: The Bolivian High-Nordeste Low System, *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 56, p. 2081-2100, 1999.
- CHEN, W.; DONG, B.; LU, R., Impact of the Atlantic Ocean on the multidecadal fluctuation of El Niño-Southern Oscillation-South Asian monsoon relationship in a coupled general circulation model, *Journal of Geophysical Research*, v. 115, D17109, doi:10.1029/2009JD013596, 2010.
- CLARK, I.; P. FRITZ. ENVIRONMENTAL ISOTOPES IN HYDROLOGY. CRC PRESS, BOCA RATON, 1997, 328 p.
- COLLISCHONN, W., C. E. M. TUCCI, AND R. T. CLARKE (2001), Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: Part of a wider phenomenon of climate change?, *J. Hydrol.*, 245, 218–238, doi:10.1016/S0022-1694(01)00348-1.
- CONCEIÇÃO, A. A., 2011, Ecologia Vegetal em Campos Rupestres da Chapada Diamantina, Bahia, Cap.9, Rumo ao Amplo Conhecimento da Biodiversidade do Semi-Árido Brasileiro, www.uefs.br/ppbio/cd/potugues/capitulo9.htm.
- CONROY, L. J.; OVERPECK T. J.; JULIA, E. C.; SHANAHAN, T. M.; STEINITZ-KANNAN, M., Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a

- Galápagos lake sediment record, *Quaternary Science Reviews*, 27, 1166-1180, doi:10.1016/j.quascirev.2008.02.015, 2008.
- COOK, E. R., R. D. D'ARRIGO, AND K. R. BRIFFA, 1998: A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *Holocene*, 8, 9-17.
- CORTI, S., F. MOLTENI, AND T. N. PALMER, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, 398, 799-802.
- COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theor. Appl. Climatology*, v. 71, p. 185-197, 2002.
- COELHO, M. DE S. Estudo da estrutura vertical e horizontal da precipitação e da circulação atmosférica na região da ZCIT. 2002. 160f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, 2002.
- CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista-SP: INPE/CPTEC. 2007, v. 22, n. 4. 40 p.
- CRAIG, H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, v. 133, p. 1703, 1961.
- CRUZ, F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A.O.; FERRARI, J.A.; SILVA DIAS, P.L.; VIANA, O. Jr. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 ky in subtropical Brazil. *Nature*, v. 434, p. 63-66, 2005a.
- CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; VIANA Jr. O.; BURNS, S. J.; FERRARI, J. A.; VUILLE, M.; SIAL, A. N.; MOREIRA, M.Z. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, v. 220, p. 245-262, 2005b.
- CRUZ, F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; FERRARI, J.A. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 2749-761, 2006.
- CRUZ, F.W.; KARMANN, I.; MAGDALENO, G.B.; COICHEV, N.; VIANA, O. Jr. Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil. *Journal of Hydrology*, v. 302, p. 1-12, 2005c.

- CRUZ, F.W.; BURNS, S.; KARMANN, I.; SHARP, W.; VUILLE, M.; FERRARI, J.A. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* v. 25, p.2749-2761, 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. 1-5, 2009.
- CUBASCH, U.; VOSS, R.; HEGERL, G. C.; WAZSKEWITZ, J.; CROWLEY, T. J. Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dynam.* v. 13, p. 757-767, 1997.
- CHAO, W.C. Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset. *J. Atmos. Sci.*, v. 57, p. 641-651, 2000.
- CHAO, W.C.; CHEN, B. Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset, part II: rotational ITCZ attractors. *J. Atmos. Sci.*, v. 58, p. 2820-831, 2001a.
- CHAO, W.C.; CHEN, B. The origin of monsoons. *J. Atmos. Sci.*, v. 58, p. 3497-3507, 2001b.
- CLARK, I.; FRITZ, P. *Environmental Isotopes in Hydrology*. CRC Press, Boca Raton, 1997, 328 p.
- DAI, A.; FUNG, I. Y.; DEL GENIO, A. D. Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *Journal of Climate*, v. 10, p. 2943-2962, 1997.
- DELWORTH, T. L.; MANN, M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dynam.* v. 16, p. 661-676, 2000.
- DENTON, G. H.; KARLEN, W. Holocene climatic variations – Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, v. 3, p. 155-205, 1973.
- DREYBRODT, W. Evolution of the isotopic composition of carbon and oxygen in a calcite precipitating H₂O–CO₂–CaCO₃ solution and the related isotopic composition of calcite in stalagmites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, p. 4712-4724, 2008.
- DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. *Climate Dynamics*, v. 24, p. 781-791, doi:10.1007/s00382-004-0472-3, 2005.
- DRYSDALE, R.N.; ZANCHETTAB, G.; HELLSTROMC, J.C.; FALLICKD, A.E.; ZHAOE, J-X.; ISOLAF, I.; BRUSCHIG, G. Palaeoclimatic implications of the growth history and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) geochemistry of a Middle to Late Pleistocene

- stalagmite from central-western Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 227, p. 215–229, 2004.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUNEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental US. *Geophys. Res. Lett.* v. 28, p. 2077–2080, 2001.
- EDWARDS, R.L.; CHEN, J.H.; WASSERBURH, G.J. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500.000 years. *Earth Planetary Science Letters*, v. 81, p. 175-192, 1986.
- 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.
- FRANK, P. Changes in the glacier area in the Austrian Alps between 1973 and 1992 derived from LANDSAT data. MPI report 242, 21p., 1997.
- FENG, S. E.; HU, Q. How the North Atlantic multidecadal oscillation may have influenced the Indian summer monsoon during the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L01707, 2008.
- FISCHER, H.; MIEDING, B. A 1,000-year ice core record of interannual to multidecadal variations in atmospheric circulation over the North Atlantic. *Clim. Dynam.*, v. 25, p. 65–74, 2005.
- FOLLAND, C. K.; PARKER, D. E.; PALMER, T. N. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature*, v. 320, p. 602–607, 1986.
- FOLLAND, C. K.; COLMAN, A. W.; ROWELL, D. P.; DAVEY, M. K. Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987–1998. *J. Clim.* v. 14, p. 1937–1958, 2001.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 47-66, Jan 2004.
- GAN, M.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul, Cap. 19. In. Cavalcanti, I. F. A. et. al. (Eds). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de textos, 2009.
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. *Theor. Appl. Climatol.*, v.99, p. 29-38, doi:10.1007/s00704-009-0107-z, 2010.

- GARCIA, S. R. *Variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul: Relações com a Oscilação Decadal do Pacífico*. 2006. 142f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 2006.
- GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 281, p. 180-195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032, 2009.
- GRAF, H.-F.; PERLWITZ, J.; KIRCHNER, I.; SCHULT, I. Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing. *Contrib. Phys. Atmos.*, v. 68, p. 233-248, 1995.
- GEEL, B. VAN; BUURMAN, J.; WATERBOLK, H. T. Archeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, v. 11, p. 415-460, 1996.
- GOLDENBERG, S. B.; LANDSEA, C. W.; MESTAS-NUNEZ, A. M.; GRAY, W. M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science*, v. 293, p. 474-479, 2001.
- GRAY, S. T.; GRAUMLICH, L. J.; BETANCOURT, J. L.; PEDERSON, G. T. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 AD. *Geophys. Res. Lett.* v. 31, L12205, 2004.
- GRINSTED, A.; JEVREJEVA, S.; MOORE, J. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 11, p. 561-566, 2004.
- GIULIETTI, A. M.; HARLEY, R. M.; QUEIROZ, L. P.; RAPINI, A. *Introdução, Rumo ao Ampli Conhecimento da Biodiversidade do Semi-Árido Brasileiro*, www.uefs.br/ppbio/cd/portugues/introducao.htm, 2011.
- GHIL, ET AL. Advanced Spectral Methods for Climatic Time Series, *American Geophysical Union*, v. 40, p. 1-41, doi: 10.1029/2001RG000092, 2002.
- GRIMM, A. M.; VERA, C. S.; MECHOSO, C. R. The South American Monsoon System. In: International Workshop on Monsoons, 3, 2004, Hangzhou, China. Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004a. p. 111-129.
- GRIMM, A. M. How do La-Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics*, v. 22, n. 2-3, p. 123-138, 2004b.

- GRIMM, A. M., The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences, *Journal of Climate*, v. 16, p. 263-280, 2002.
- GRIMM, A. M. E.; TEDESCHI, R. G. ENSO and Extreme Rainfall Events in South America, *Journal of Climate*, v. 22, p.1589-1609, doi:10.1175/2008JCLI2429.1, 2009.
- GU, D. F.; PHILANDER, S.G.H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, v. 275, p. 805-807, 1997.
- HAIGH, J. D. Climate Variability and the Influence of the Sun. *Science*, v. 294, 2109-2111 , 2001.
- HAGEN, J. O. *Recent trends in the mass balance of glaciers in Scandinavia and Svalbard. Proceedings of the international symposium on environmental research in the Arctic*. Watanabe, Okitsugu (Eds.), Tokyo, Japan, National Institute of Polar Research, 1995, p. 343-354.
- HASTENRATH, S; LAMB, P. Some aspects of circulation and climate over easter Equatorial Atlantic. *Monthly Weather Review*, v. 105, n. 8, p. 1019-1023, 1977.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 103, p. 77-92, 1977.
- HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *J. Atmos. Sci.*, v. 35, p. 2222-2231, 1978.
- HASTENRATH, S.; WU, M-C; CHU, P-S. Towards the monitoring of Northeast Brazil droughts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 110, p. 411-425, 1984.
- HAUG, G. H.; HUGHEN, K. A.; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C.; RÖHL, U. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, v. 293, p. 1304-1308, 2001.
- 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 paleoclimatic indicators. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 801-824, 1971.
- HURRELL, J. W. Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter. *Journal of Atmospheric Science*, v. 52, p. 2286-2301, 1995a.
- HURRELL, J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, v. 269, p. 676-679, 1995b.

- HURRELL, J. W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperatures. *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 665-668, 1996.
- HURRELL, J. W.; VAN LOON, H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, v. 36, p. 301-326, 1997.
- HÄKKINEN, S.; MO, K. C. The low-frequency variability of the tropical Atlantic Ocean, *J. Clim.*, v. 15, p. 237-250, 2002.
- HAMMER, Ø.; HARPER, D. A. T.; RYAN, P. D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis, *Paleontological Electronics*, v. 4, p. 1-9, 2001.
- HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies, *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 5093-5102, 1993.
- HASTENRATH, S.; HELLER L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 103, p. 77-92, 1977.
- HU, Q.; FENG, F. Variation of the North American summer monsoon regimes and the atlantic multidecadal oscillation. *J. Climate*, v. 21, p. 2371-2383, 2008.
- HUBENY, J. B.; KING, J. W.; SANTOS, A. Subdecadal to multidecadal cycles of Late Holocene North Atlantic climate variability preserved by estuarine fossil pigments. *Geology*, v. 34, p. 569-572, 2006.
- JONES, P. D.; T. JONSSON; WHEELER, D. Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, v. 17, p. 1433-1450, 1997.
- KAUFMANN, G.; DREYBRODT, W. Stalagmite growth and palaeoclimate: an inverse approach. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, p. 529-545, 2004.
- KOUTAVAS, A.; LYNCH-STIEGLITZ, J.; MARCHITTO, T. M.; SACHS, J. P. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, v. 297, p. 226-230, 2002.
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A. et al. (Eds). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de textos, 2009, p.
- KITOH, A.; DOIDE, H.; KODERA, K.; YUKIMOTO, S.; NODA, A. Interannual variability in the stratospheric-tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM. *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 543-546, 1996.
- KERR, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, v. 288, p. 1984-1985 (2000).

- KILBOURNE, K. H. ET AL. Paleoclimate proxy perspective on Caribbean climate since the year 1751: evidence of cooler temperatures and multidecadal variability. *Paleoceanography*, v. 23, PA3220, 2008.
- KIROV, B. E.; GEORGIEVA, K. Long-term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity, *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 27, p. 441-448, 2002.
- 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. *Geophys. Res. Lett.* v. 32, L20708, 2005.
- KNUDSEN, M. F.; SEIDENKRANTZ, M-S.; JACOBSEN, B. H.; KUIJPERS, A. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature communications*, doi:10.1038/ncomms1186, v. 2, p. 1-8, 2011.
- LACHNIET, M. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 412-432, 2009.
- LATIF, M.; BARNETT, T. P. Causes of decadal climate variability over the north Pacific and North America. *Science*, v. 266, p. 634-637, 1994.
- LATIF, M.; BARNETT, T. P. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: dynamics and predictability. *Journal of Climate*, v.9, p. 2407-2423, 1996.
- LAUREANO, F. V. O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, município de Iraquara, Chapada Diamantina (BA). 98 f. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- LUTERBACHER, J.; SCHMUTZ, C.; GYALISTRAS, D.; XOPLAKI, E.; WANNER, H. Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675, *Geophys. Res. Lett.*, v. 26, p. 2745-2748, 1999.
- LAU, N.-C.; NATH, M. J. The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *Journal of Climate*, v.9, p. 2036-2057, 1996.
- LU, R.; DONG, B.; DING, H. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, v. 33, L24701, doi:10.1029/2006GL027655, 2006.
- MARENGO J, ET AL. Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.2254, 2010.

- MARENGO, B.; MO, J.; NEELIN, K.; PAEGLE, J. D.; ROBERTSON, J.; SETH, A. W.; VERA, A.; ZHOU, C. S. Progress in pan american CLIVAR research: understanding the South American monsoon. *Meteorologica*, v. 27, n.1-2, p. 1-30, 2002.
- MASCARENHAS, J. C.; PEDREIRA, A. J.; MISI, A.; MOTTA, A. C.; SÁ, J. H. S. (1984) PROVINCIA SÃO FRANCISCO. IN: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. ED. (1984) *O Pré Cambriano do Brasil*. São Paulo-SP, Ed. Edgard Bluches, p. 46-122.
- MISI, A.; SILVA, M. G. *Chapada Diamantina Oriental-Bahia-Geologia e Depósitos Minerais. Série Roteiros Geológicos*. Editado por Secretaria da Industria, Comércio e Mineração/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGM, Salvador, Bahia, 1996, 194p.
- MISI, A. *O Grupo Bambuí no estado da Bahia*. In: Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia (H. A. V. Inda ed.) SME, COM, Salvador, 1979, p. 120-154.
- MANTUA, N.J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, p. 1069-1079, 1997.
- MICKLER, P.; BANNER, J. L.; STERN, L.; ASMEROM, Y.; EDWARDS, R. L.; ITO, E. Stable isotope variations in modern tropical speleothems: Evaluating equilibrium vs. kinetic isotope effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4381-4393, 2004.
- MINOBE, S. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, v. 24, p. 683-686, 1997.
- MINOBE, S. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 855-858, 1999.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. *Meteorology: The atmosphere and the science of weather*. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986.
- MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. *The American Monsoon System: One Introduction*. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU, N.-C. G. (Eds). *The global monsoon system: research and forecast*. Geneva: World Meteorological Organization, WMO/TD, n. 1266 (TMRP Rep. n. 70), 2005. p. 197-206.
- MEEHL, G. A., ARBLASTER, J. M., MATTHES, K., SASSI, F., LOON, H. Amplifying the Pacific Climate System Response to a Small 11-Year Solar Cycle Forcing. *Science*, v. 325, p. 1114-1118, 2009.

- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.; FILIZOLA, N.; WAINER, I. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, v. 14, p. 833-852, 2001.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. *J. Climate*, v. 17, p. 2261-2280, 2004.
- MCCABE, G.; PALECKI, M.; BETANCOURT, J. L. Pacific and Atlantic Ocean influences on multi-decadal drought frequency in the United States, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, v. 101, p. 4136-4141, 2004.
- MARKHAM, C. G.; MCLAIN, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceara, northeastern Brazil. *Nature*, v. 265, p. 320-323, 1977.
- MCCABE, G. J.; DETTINGER, M. D. Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology*, v. 19, p. 1399-1410, 1999.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation, *J. Oceanogr.*, v. 58, p. 35-44, 2002.
- MANN, M. E. Large-scale climate variability and connections with the middle east during the past few centuries. *Climatic Change*, v. 55, p. 287-314, 2002.
- MANN, E. M.; 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. 329, p. 1256-1260, 2009.
- MASSEL, S. R. *Ocean Surface Waves: Their Physics and Prediction*. World Scientific Publications, Singapore, New York, 1996.
- MASSEL, S.R. *Fluid Mechanics for Marine Ecologists*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 1999.
- MINOBE, S. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: role in climatic regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, v. 26, p. 855-858, 1999.
- MINOBE, S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific, *Prog. Oceanogr.*, v. 47, p. 381-408, 2000.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, v.38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

- MOY, C. M.; SELTZER, G. O.; RODBELL, D. T.; ANDERSON, D. M., Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch, *Nature*, v. 420, p. 162-165, 2002.
- MELO, A. B. C. DE; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. *Zona de Convergência Intertropical do Atlântico*, Cap. 2. In: Cavalcanti, I. F. A. ET AL. (Eds). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de textos, 2009.
- MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. The American Monsoon Systems. In: International Workshop on Monsoons, 3., 2004, Hangzhou, China. Hangzhou: World Meteorological Organization, 2004. p. 89-98.
- NAMIAS, J. Influence of Northern Hemisphere General Circulation on Drought in Northeast Brazil, *Tellus*, v. 4, p. 336– 342, 1972.
- NQUETSOP, V. F.; SERVANT-VILDARY, S.; SERVANT, M. Late Holocene climate changes in west Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon, *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 591-609, 2004.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, v. 15, n. 12, p. 1389–1407, 2002.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R., BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T.; COOK, K.; DIAZ, A. F.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; ET AL. Analysis links Pacific decadal variability to drought and streamflow in United States, *Eos Trans. AGU*, 80, 621, 622, 625, 1999.
- NAKAMURA, H. Year-to-year and interdecadal variability in the activity of intraseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, v. 55, p. 19-32, 1996.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v. 9, p. 2464-2479, 1996.
- NEFF, U.; BURNS, S. J.; MANGINI, A.; MUDELSEE, M.; FLEITMANN, D.; MATTER, A. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, v. 411, p. 290-293, 2001.
- OLDENBORGH, G. J. VAN; RAA, L. A. TE; DIJKSTRA, H. A.; PHILIP, S. Y. Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean, *Ocean Science*, v. 5, p. 293-301, 2009.

- OSBORN, T. J.; BRIFFA, K. R.; TETT, S. F. B.; JONES, P. D.; TRIGO, R. M. Evaluation of the North Atlantic oscillation as simulated by a climate model, *Climate Dynamics*, v. 15, p. 685-702, 1999.
- OTTERA, O. H.; BENTSEN, M.; DRANGE, H.; SUO, L. External Forcing as a Metronome for Atlantic Multidecadal Variability, *Nature Geoscience*, v.3, p.688-694, doi:10.1038/NGEO955, 2010.
- O'BRIEN, S. R.; MAYEWSKI, P. A.; MEEKER, L. D.; MEESE, D. A., TWICKLER, M. S.; WHITLOW, S. I. Complexity of Holocene Climate as Reconstruction From a Greenland Ice Core. *Science*, v. 270, p. 1962-1964, 1995.
- PARKER, D.; FOLLAND, C.; SCAIFE, A.; KNIGHT, J.; COLMAN, A.; BAINES, P.; DONG, B. Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *J. Geophys. Res.*, v.112, D18115, 2007.
- PEDREIRA-DA-SILVA, A. J. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro Oriental, Bahia: Sedimentologia, estratigrafia e tectônica*. 1994. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 1994.
- PEREIRA, R. G. F. A. *Caracterização Geomorfológica e Geoespeleológica do carste da Bacia do Rio Uma, borda leste da Chapada Diamantina (Município de Itartê, Estado da Bahia)*. 1998. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 1998.
- PEZZA, A.; SIMMONDS, I.; RENWICK, J. Southern hemisphere cyclones and anticyclones: recent trends and links with decadal variability in the Pacific Ocean. *Int. J. Climatol.*, v. 27, p. 1403–1419, 2007.
- PLACZEK, C.; QUADE, J.; BETANCOURT, J. L. Holocene Lake-Level Fluctuations of Lake Aricota, Southern Peru. *Quaternary Research*, v. 56, p. 181-190, doi:10.1006/qres.2001.2263, 2001.
- PLAGNES, V. ; CAUSSE, C. ; GENTY, D. ; PATERNE, M.; BLAMART, D. A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 201, p. 87-103, 2002.
- PRESS, H. W.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING W. T.; FLANNERY, B. P., *Numerical Recipes in C – The Art of Scientific Computing*, Sec. Ed., Cambridge University Press, 1997.

- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics*, v. 17, p. 205-212, 2001.
- POWER, S. B.; SMITH, I. N. Weakening of the walker circulation and apparent dominance of El Niño both reach record levels, but has ENSO really changed? *Geophys. Res. Lett.*, v. 34, L18702, doi:10.1029/2007GL030854, 2007.
- QUEIROZ, L. P. *Angiosperma do Semi-árido brasileiro*, Cap. 6, Rumo ao Amplo Conhecimento da Biodiversidade do Semi-Árido Brasileiro, www.uefs.br/ppbio/cd/portugues/capitulo6.htm, 2011.
- REIN, B.; LUCKGE, A.; REINHARDT, L.; SIROCKO, F.; WOLF, A.; DULLO, W.C. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, v. 20, n. 4, 2004PA001099, 2005.
- ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. *Mon Weather Rev.*, v. 128, 2947–2957, 2000.
- RAJAGOPALAN, R.; KUSHNIR, Y.; TOURRE, Y. M. Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 3967-3970, 1998.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R.; KIM, Y-J. The influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, v. 13, p. 122-138, 1999.
- RAO, V. B.; BRITO, J. I. B. Teleconnections between the rainfall over northeast Brazil and the winter circulation of Northern Hemisphere, *Pure Appl. Geophys.*, v. 123, p. 951–959, 1985.
- RAO, V.B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *Jornal of geophysical research*, v. 101, n. 26, p. 539-551, 1996.
- RICHARD, D.A.; DORALE, J.A. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothem. In: BOURDON, B. et al. (Eds.), Uranium-series Geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 52, p. 407-460, 2003.
- SIFEDDINE, A.; GUTIÉRREZ, D., ORTLIEB, L.; BOUCHER, H.; VELAZCO, F.; FIELD, D.; VARGAS, G.; BOUSSAFIR, M.; SALVATTECI, R.; FERREIRA, V.; GARCÍA, M.; CASQUINEAU, S.; MANDENG, M.; CETIN, F.; SOLIS, J.; SOLER, P.; BAUMGARTNER, T. Laminated sediments from the central Peruvian continental

- slope: A 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography*, v. 79, p. 190-197, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.024, 2008.
- SHABBAR, A.; HIGUCHI, K.; SKINNER, W.; KNOX, J. L. The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland. *International Journal of Climatology*, v. 17, p. 1195-1210, 1997.
- SHEN, C.; WANG, W-C; GONG, W; HAO, Z. A Pacific Decadal Oscillation record since 1470 AD reconstructed from proxy data of summer rainfall over eastern China. *Geophysical Research Letters*, v. 33, L03702, doi:10.1029/2005GL024804, 2006.
- SHANAHAN, T. M.; Overpeck, J. T.; Anchukaitis, K. J.; Beck, J. W.; Cole, J. E.; Dettman, D. L.; Peck, J. A.; Scholz, C. A.; King, J. W. Atlantic forcing of persistent drought in West Africa. *Science*, v. 324, p. 377-380, 2009.
- STOCKTON, C. W.; GLUECK, M. F. Long-term variability of the North Atlantic oscillation (NAO). *Proc. Amer. Met. Soc. Tenth Symp. Global Change Studies*, 11-15 January, 1999, Dallas, TX, p. 290-293, 1999.
- SIGGURDSON, O.; JONSSON, T. Relation of glacier variations to climate changes in Iceland. *Annals of Glaciology*, v. 21, p. 263-270, 1995.
- SILVA, G. A. M.; DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American Summer Climate During Different Phases of the Pacific Decadal Oscillation, *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/s00704-011-0427-7, 2011.
- SARAVANAN, R. Atmospheric low frequency variability and its relationship to midlatitude SST variability: studies using the NCAR Climate System Model. *Journal of Climate*, v. 11, p. 1386-1404, 1998.
- SHINDELL, D. T.; MILLER, R. L.; SCHMIDT, G.; PANDOLFO, L. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, v. 399, p. 452-455, 1999.
- SHINDELL, D. T.; Schmidt, G. A.; Mann, M. E.; Rind, D.; Waple, A. Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum., *Science*, v. 294, p. 2149, 2001.
- SCHMUTZ, C.; LUTERBACHER, J.; GYALISTRAS, D.; XOPLAKI, E.; WANNER, H. Can we trust proxy-based NAO index reconstructions? *Geophys. Res. Lett.*, v. 27, p. 1135-1138, 2000.

- SUTTON, R. T.; HODSON, D. L. R. Atlantic ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, v. 309, p. 115–118, 2005.
- SCHLESINGER, M. E.; RAMANKUTTY, N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, v. 367, p. 723–726, 1994.
- SAHA, K. Mean cloud distributions over tropical oceans. *Tellus*, v. 23, n.2, p. 183-194, 1981.
- STRÍKIS, N. M. *Paleopluviosidade no Norte de Minas Gerais Durante o Glacial Tardio e Holoceno com Base em Registros de Espeleotemas*. 2002. 168 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 2011a.
- STRÍKIS, N. M.; CRUZ, F. W.; CHENG, H. KARMANN, I; EDWARDS, R. L.; VUILLE, M.; WANG, X.; PAULA, M. S.; NOVELLO, V. F.; AULER, A. S. Abrupt Variations in South American Monsoon Rainfall During the Holocene Based on a Speleothem Record from Central-Eastern Brazil. *Geology*, v. 39, p. 1075-1078, 2011.
- SCHULZ, M.; MUDELSEE, M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 421-426, 2002.
- SOUBIÉS, F.; SEIDEL, A.; MANGIN, A.; GENTY, D.; RONCHAIL, J.; PLAGNES, V.; HIROOKA, S.; SANTOS, R. A fifty-year climatic signal in three Holocene stalagmite records from Mato Grosso, Brazil. *Quat. Int.*, v. 135, p. 115–129, doi:10.1016/j.quaint.2004.10.027, 2005.
- SMITH, J. O. *Mathematics of the Discrete Fourier Transform (DFT)*. W3K Publishing, 2003.
- SPRINGER, G. S.; ROWE, H. D.; HARDT, B.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H. Solar forcing of Holocene droughts in a stalagmite record from West Virginia in east-central North America. *Geophysical Research Letters*, v. 35, L17703, doi:10.1029/2008GL034971, 2008.
- SPERBER, K. R.; HAMEED, S. Phase locking of Nordeste precipitation with sea surface temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, v. 20, p.113–116, 1993.
- SPÖTL, C.; FAIRCHILD, I. J.; TOOTH, A. F. Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 2451–2468, 2005
- TRENBERTH, K. E.; SHEA, D. J. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.* v. 33, L12704, 2006.
- STEINHILBER, F.; BEER, J.; FRÖHLICH, C. Total solar irradiance during the Holocene, *Geophysical Research Letters*, v. 36, L19704, doi:10.1029/2009GL040142, 2009.

- TORRENCE, C.; COMPO, G. P.: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 79, p. 61–78, 1998.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, v. 25, p.1297-1300, 1998.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. 1999: Annual Modes in the Extratropical Circulation Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, v. 13, p. 1000-1016, 1999.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annual modes in the extratropical circulation Part II: trends. *Journal of Climate*, v. 13, p. 1018-1036, 1999.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 1297-1300, 1998.
- TIMMERMAN, A.; AN, S.; KREBS, U.; GOOSSE, H. ENSO suppression due to a weakening of the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Climate*, v. 18, p. 3122–3139, 2005.
- TIMMERMAN, A.; OKUMURA, Y.; AN, S.-I.; CLEMENT, A.; DONG, B.; GUILYARDI, E.; HU, A.; JUNGCLAUS, J.H.; RENOLD, M.; STOCKER, T.F.; STOUFFER, R. J. R.; SUTTON, R.; XIE, S.-P.; YIN, J. The Influence of a Weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. *Journal of Climate*, v. 20, p. 4899-4919, 2007.
- TRENBERTH, K. E.; HURRELL, J. W. Comment on “The interpretation of short climate records with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 80, p. 2721-2711, 1999.
- TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU, N.-C.; ROPELEWSKI, C.; Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 14291-14324, 1998.
- UVO, C. B.; REPELLI, C.; ZEBIAK, S.; KUSHNIR, Y. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *J. Climate*, v. 11, p. 551–562, 1998.

- VELLINGA, M.; WU, P. L. Low-latitude freshwater influence on centennial variability of the Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.* v. 17, p. 4498–4511, 2004.
- VELASCO, V. M.; MENDOZA, B. Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Adv. Spa. Res.* v. 42, p. 866–878, 2008.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHORO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *American Meteorological Society*, v.19, p. 4977-5000, 2006.
- VUILLE, M.; BRADLEY, R. S.; WERNER, M.; HEALY, R.; KEIMIG, F. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, v.108, p. 4174, 2003.
- XIE, S.-P.; TANIMOTO, Y. A pan-Atlantic decadal climate oscillation. *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 2185-2188, 1998.
- WEBSTER, P. J.; MAGAÑA, V. O.; PALMER, T. N.; SHUKLA, J.; TOMAS, R. A.; YANAI, M.; YASUNARI, T. **Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction.** *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 14451-14510, 1998.
- WOODRUFF, S. D.; SLUTZ, R. J.; JENNE, R. L.; STEURER, P. M. A comprehensive ocean-atmosphere data set. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 68, p. 1239– 1250, 1987.
- WUNCH, C. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 80, p. 257-270, 1999.
- WALSH, J. E.; CHAPMAN, W. L.; SHY, T. L. Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic. *Journal of Climate*, v. 9, p. 480-486, 1996.
- WATANABE, M.; T. NITTA, Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Climate*, v. 12, p. 494-510, 1999.
- WALLACE, J. M.; ZHANG, Y.; RENWICK, J. A. Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, v. 270, p. 780-783, 1995.
- WALSH, J. E.; CHAPMAN, W. L.; SHY, T. L. Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic. *Journal of Climate*, v. 9, p. 480-486, 1996.
- WAGNER, G.; BEER, J.; MASARIK, J.; MUSCHELER, R.; KUBIK, P. W.; MENDE, W.; AJ, C.; RAISBECK, G. M.; YIOU, F. Presence of the solar de Vries cycle (~205 years) during the last Ice Age, *Geophys. Res. Lett.*, v. 28, p. 303-306, 2001.

- ZHAO, Y.; BRACONNOT, P.; HARRISON, S. P.; YION, P.; MARTI, O. Simulated changes in the relationship between tropical ocean temperatures and the western Africa monsoon during the mid-Holocene. *Clim. Dyn.*, v. 28, p. 533-551, doi:10.1007/s00382-006-0196-7, 2007.
- ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, v. 10, p. 1004-1020, 1997.
- ZHANG, R.; DELWORTH, T. L. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.*, v. 18, p. 1853-1860, doi:10.1175/JCLI3460.1, 2005.
- ZHANG, P., ET AL. A Test of Climate, Sun, and Culture Relationships from an 1810-Year Chinese Cave Record. *Science*, v. 322, p. 940-942, 2008.
- ZHAO, J.; LAU, K. -M. Principal Modes of Interannual and Decadal Variability of Summer Rainfall Over South America. *Int. J. Climatol.*, v. 21, p. 1623-1644, 2001.

ANEXO I
(Datações Th^{230})

Amostra ID	Depth (mm)	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppt)	²³⁰ Th / ²³² Th (atomic x10 ⁻⁶)	d ²³⁴ U* (measured)	²³⁰ Th / ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th Age (yr) (uncorrected)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)	d ²³⁴ U _{Initial} ** (corrected)
Estalagmite DV2									
DV2-0*	0.0	11495 ±113	555 ±12	2407 ±12	0.0031 ±0.0000	1071 ±26	101 ±1	100 ±1	2408 ±12
DV2-5*	5.8	9792 ±58	421 ±9	2139 ±7	0.0043 ±0.0000	1639 ±36	149 ±1	148 ±1	2140 ±7
DV2-1-1	9.0	11362 ±27.1	171 ±8	2179 ±3.1	0.00698 ±0.00005	7677 ±377	240 ±2	240 ±2	2181.3 ±3.1
DV2-11*	11.2	19783 ±110	447 ±10	2459 ±8	0.0126 ±0.0001	9173 ±202	396 ±3	396 ±3	2462 ±8
DV2-2	14.0	4779 ±12.3	110 ±5	2351 ±3.4	0.01405 ±0.00011	10088 ±501	458 ±4	457 ±4	2354.1 ±3.4
DV2-17*	17.8	14326 ±78	487 ±10	2397 ±8	0.0156 ±0.0001	7575 ±165	502 ±4	502 ±4	2400 ±8
DV2-2-1	25.2	43112 ±291.3	739 ±8	2390 ±12.1	0.02084 ±0.00016	20060 ±216	673 ±6	673 ±6	2394.7 ±12.1
DV2-3	35.8	10133 ±41.8	42 ±6	2532 ±5.4	0.02754 ±0.00015	108970 ±15239	852 ±5	852 ±5	2538.7 ±5.4
DV2-3-1	48.6	18425 ±46.4	93 ±5	2351 ±4.8	0.03472 ±0.00014	113635 ±6719	1,136 ±5	1,136 ±5	2358.6 ±4.9
DV2-4	62.4	7188 ±24.8	67 ±5	2444 ±4.5	0.04253 ±0.00021	75385 ±6015	1,352 ±7	1,352 ±7	2453.9 ±4.5
DV2-4-1	76.0	16447 ±98.5	148 ±7	2129 ±10.6	0.05125 ±0.00034	93968 ±4144	1,800 ±13	1,800 ±13	2140.4 ±10.7
DV2-5	90.4	8710 ±41.6	100 ±4	2359 ±6.0	0.06666 ±0.00037	96021 ±4285	2,179 ±13	2,178 ±13	2374.5 ±6.0
DV2-5-1	108.0	10828 ±23.8	135 ±8	2485 ±5.5	0.08918 ±0.00032	117840 ±7135	2,822 ±11	2,822 ±11	2505.8 ±5.5

(*)Datações obtidas no ano de 2011, as demais amostras da estalagmite DV2 foram obtidas em 2007

Estalagmite CL4

CL4-1	2.5	4688 ±9.3	167 ±4	2638 ±59	3396.8 ±6.2	0.0057 ±0.0000	142 ±1	141 ±1	3398 ±6
CL-9*	6.8	9782 ±16	78 ±2	12727 ±261	3254 ±3.9		158 ±0	158 ±0	3255 ±4
CL4-2	10.4	7614 ±12	267 ±5	3090 ±64	3288.2 ±4.0	0.0066 ±0.0000	167 ±1	167 ±1	3290 ±4
CL4-3	13.3	8916 ±23	97 ±2	10774 ±272	3062.2 ±6.5	0.0071 ±0.0000	192 ±1	191 ±1	3064 ±6
CL4-4	15.7	12015 ±36	57 ±2	29317 ±850	3112.1 ±6.7	0.0084 ±0.0000	223 ±1	223 ±1	3114 ±7
CL4-5	18.3	7239 ±14	180 ±4	7526 ±170	3170.8 ±5.4	0.0114 ±0.0000	298 ±1	298 ±1	3173 ±5
CL4-6	20.4	9434 ±19	55 ±2	43833 ±1311	3187.8 ±4.8	0.0156 ±0.0000	406 ±1	406 ±1	3191 ±5
CL4-7	21.2	5798 ±10	610 ±12	4692 ±95	3148.1 ±4.8	0.0299 ±0.0001	789 ±2	788 ±2	3155 ±5

(*)Datação obtidas no ano de 2011, as demais datações da amostra CL4 foram obtidas em 2009

Amostra ID	Depth (mm)	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppt)	²³⁰ Th / ²³² Th (atomic x10 ⁻⁶)	d ²³⁴ U* (measured)	²³⁰ Th / ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th Age (yr) (uncorrected)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)	d ²³⁴ U _{Initial} ** (corrected)
Estalagmite TR5									
TR5-1	2	14941 ±208	128 ±3	671 ±23	2137 ±16	0.0003 ±0.0000	12 ±0	12 ±0.3	2137 ±16
TR5-3	3.9	22415 ±224	107 ±2	1989 ±50	2169 ±12	0.0006 ±0.0000	20 ±0	20 ±0.29	2169 ±12
TR5-6	6.2	27709 ±142	174 ±4	1801 ±46	2176 ±7	0.0007 ±0.0000	23 ±0	23 ±0.25	2176 ±7
TR5-8	8.3	26948 ±233	138 ±4	2510 ±79	2195 ±10	0.0008 ±0.0000	27 ±0	27 ±0.4	2196 ±10
TR5-12	11.1	31407 ±137	115 ±4	4121 ±133	2206 ±6	0.0009 ±0.0000	31 ±0	31 ±0.30	2206 ±6
TR5-15	16	31885 ±193	79 ±3	7291 ±260	2191 ±8	0.0011 ±0.0000	37 ±0	37 ±0	2191 ±8
TR5-20		35219 ±671	167 ±5	4621 ±154	2172 ±21	0.0013 ±0.0000	46 ±1	46 ±1.3	2173 ±21
TR5-24	24.7	14738 ±73	279 ±6	2304 ±54	1977 ±6	0.0026 ±0.0000	97 ±1	97 ±1	1977 ±6
TR5-37	34.3	7850 ±40	341 ±7	1359 ±29	1960 ±7	0.0036 ±0.0000	132 ±1	131 ±1	1961 ±7
TR5-33	36.2	21980 ±299	102 ±3	12840 ±392	1863 ±14	0.0036 ±0.0001	137 ±3	137 ±2.9	1864 ±15
TR5-53	52.5	4837 ±17	1316 ±27	284 ±6	2067 ±6	0.0047 ±0.0000	167 ±1	164 ±2	2068 ±6

(*) Todas as datações da estalagmite TR5 foram obtidas no ano de 2011

* $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ was calculated based on ²³⁰Th age (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$.

Corrected ²³⁰Th ages assume the initial ²³⁰Th/²³²Th atomic ratio of $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth ²³²Th/²³⁸U value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

ANEXO II
(Artigo submetido à revista *Geophysical Research Letters*)

Geophysical Research Letters

[Home](#)

Detailed Status Information

Manuscript #	2012GL050966
Current Revision #	0
Submission Date	2012-02-09 15:59:53
Current Stage	Contacting Potential Reviewers
Title	Multidecadal climate variability in Brazil Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records
Running Title	Multidecadal climate in Brazil
Manuscript Type	Regular Article
Special Section	N/A
Corresponding Author	Francisco Cruz (Universidade de São Paulo)
Contributing Authors	Valdir Novello (São paulo University) , Ivo Karmann (Universidade de São Paulo) , Stephen Burns (University of Massachusetts) , Mathias Vuille (University at Albany, State University of New York) , Hai Cheng (University of Minnesota) , Larry Edwards (U. Minnesota) , Roberto Santos (Universidade de Brasília) , Everton Frigo (Universidade de São Paulo) , Eline Barreto (Universidade de São Paulo)
Abstract	We present the first high resolution (~4 years) precipitation record from northeast Brazil (hereafter referred to as 'Nordeste') covering the last ~3000 yrs from 230Th-dated stalagmites oxygen isotope records. Our record shows abrupt fluctuations in rainfall tied to variations in the intensity of the South American summer monsoon (SASM), including the periods corresponding to the Little Ice Age (LIA), the Medieval Climate Anomaly (MCA) and a period around 2800 yr B.P.. Unlike other monsoon records in southern South America, dry conditions prevailed during the LIA in the Nordeste. Spectral, wavelet and cross-wavelet analyses of our record detected several periodicities from multidecadal to centennial time scales, particularly centered on 65 and 210 years, which have been linked to Atlantic sea surface temperature (SST) variations and solar variability, respectively. Here we show that changes in SASM activity in the region are mainly associated with variations

http://grl-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?form_type=status_details&ms_id=720608&ms... 2/21/2012

	of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and to a lesser degree caused by fluctuations in tropical Pacific SST.
Associate Editor	Assigned
Keyword(s)	paleoclimate, Brazil, speleothem, stable isotopes, LIA, MCA
Index Terms	3344, 4958, 4901
Subset	CLIMATE (CLM)
Does your submission have auxiliary material?	Yes
Question 1. * Major Topic or Scientific Question	Climate forcing of precipitation in response to abrupt climate events recorded worldwide during the last three thousand years such as Medieval Climate Anomaly, Little Ice Age and Current Warm Period in the NE Brazil based on speleothem records.
Question 2. * New Scientific Knowledge	This is the first high resolution record using a terrestrial proxy of precipitation on multidecadal timescale during the last 3ky in NE Brazil. The Monsoon activity in the region are mainly associated with AMO.
Question 3. * Broad Implications	The work is broadly relevant for paleoclimatologists, paleoceanographers and researchers working on GCM's simulations. We believe that our present results are relevant for the reconstruction of the precipitation patterns in tropical regions.
Related Manuscript	N/A
Key Points	Please state the three main points of the article. Main point #1: (80 character limit) The SAMS's activity on multidecadal timescale Main point #2: (80 character limit) Climate during LIA, MCA and CWP and their possible forcings Main point #3: (80 character limit) Abrupt events of precipitation in NE Brazil during last 3k
Electronic Forms	1 of 1 forms complete - View Electronic Forms Status

Stage	Start Date
Under Review	2012-02-17 08:24:48
Contacting Potential Reviewers	2012-02-12 23:24:34

http://grl-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?form_type=status_details&ms_id=720608&ms... 2/21/2012

Waiting for Reviewer Assignment	2012-02-10 07:38:19
Initial Quality Control Complete	2012-02-10 07:38:19
Initial Quality Control Started	2012-02-09 15:59:55
Author Approved Converted Files	2012-02-09 15:59:53
Waiting for Author Approval of Converted Files	2012-02-08 12:54:02
Manuscript Withdrawn	2012-01-24 06:32:03
Preliminary Manuscript Data Submitted	2012-01-15 06:50:16

Copyright © 2001-2007 American Geophysical Union

[Terms and Conditions](#)

Licensed under Patent #US 7 620,556B1

[EJPress @ Version 5.0](#)

http://grl-submit.agu.org/cgi-bin/main.plex?form_type=status_details&ms_id=720608&ms... 2/21/2012

Multidecadal climate variability in Brazil Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records

Valdir F. Novello¹, Francisco W. Cruz^{1*}, Ivo Karmann¹, Stephen J. Burns², Nicolás M. Stríkis¹, Mathias Vuille³, Hai Cheng^{4,5}, R. Lawrence Edwards⁵, Eline A. S. Barreto¹, Everton Frigo⁶, Roberto V. Santos⁷

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brazil.

²Department of Geosciences, University of Massachusetts, Morrill Science Center, Amherst, Massachusetts, USA.

³Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, SUNY, 1400 Washington Ave, Albany, New York 12222, USA.

⁴Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an, Shaanxi 710049, China.

⁵Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA.

⁶Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, CEP 05508-090, São Paulo-SP, Brazil.

⁷Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brazil.

(*) Corresponding author, e-mail: cbill@usp.br (Francisco Cruz.) Tel.: 55-11-3091-4213; Fax: 55-11-3091-4207.

Abstract

We present the first high resolution (~4 years) precipitation record from northeast Brazil (hereafter referred to as 'Nordeste') covering the last ~3000 yrs from ^{230}Th -dated stalagmites oxygen isotope records. Our record shows abrupt fluctuations in rainfall tied to variations in the intensity of the South American summer monsoon (SASM), including the periods corresponding to the Little Ice Age (LIA), the Medieval Climate Anomaly (MCA) and a period around 2800 yr B.P.. Unlike other monsoon records in southern South America, dry conditions prevailed during the LIA in the Nordeste. Spectral, wavelet and cross-wavelet analyses of our record detected several periodicities from multidecadal to centennial time scales, particularly centered on 65 and 210 years, which have been linked to Atlantic sea surface temperature (SST) variations and solar variability, respectively. Here we show that changes in SASM activity in the region are mainly associated with variations of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and to a lesser degree caused by fluctuations in tropical Pacific SST.

1. Introduction

The rainfall brought by the South American Summer Monsoon (SASM) and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) supplies more than 70% of tropical South American's annual precipitation and is fundamental for sustaining the water regime of several basins such as the São Francisco River, which is responsible for most of the water supply used in irrigation over the semi-arid area in Northeast Brazil and for producing hydroelectric power.

The instrumental records of precipitation from northeastern Brazil (hereafter “Nordeste”) show very strong inter-annual variability associated with Pacific sea surface temperature (SST) anomalies such as El Niño - Southern Oscillation (ENSO) [Grimm, 2003; 2004; Souza et al., 2005]. ENSO is responsible for severe droughts and floods during El Niño and La Niña years, respectively. However, relatively few climatological studies have investigated changes in the precipitation regime over northeastern Brazil due to teleconnection patterns established in response to the Pacific Decadal Oscillation (PDO) [Kayano & Andreoli, 2007], North Atlantic Oscillation (NAO) [Nobre & Shukla, 1996; Kayano & Andreoli, 2004] and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) [Knight et al., 2006]. Indeed, the limitation of the instrumental time series to less than 100 years at most sites in Brazil restricts our ability to evaluate the impact of Pacific-Atlantic climate interactions on decadal and multi-decadal rainfall variability over South America.

Several paleoclimate studies show that during the last millennium, natural climate events have affected broad areas of the world, which include significant variations of temperature and/or precipitation over tropical regions during the Little Ice Age (LIA, 1400 to 1700 A.D.), Medieval Climate Anomaly (MCA, 950 to 1250 A.D.) [Mann et al. 2009], but also during the 2800 B.P. event [Chambers et al., 2007]. These climate events are seen in both hemispheres and likely results from significant perturbations in tropical sea surface temperature, monsoon intensity and ITCZ position. For instance, the reconstructed precipitation patterns in northern and western Africa during last millennia have been linked to natural modes of variability observed in Atlantic SST and sea level pressure (SLP) on decadal to multi-decadal timescales such as the NAO and AMO, respectively [Trouet et al., 2009; Shanahan et al., 2009]. Since precipitation variations in northeastern Brazil are similarly affected by these Atlantic climate modes, high-resolution and well-dated paleo-precipitation

records from Brazil that encompass the last millennium, allow confirming these hypotheses of past Atlantic (multi-)decadal variability with independent records from the opposite side of the Atlantic.

Abrupt changes to wetter conditions are relatively well documented in southern tropical and subtropical South America at times of Heinrich events during the last glacial period (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2007; Chiessi et al., 2009, Fritz et al., 2010). These wet periods appear to be caused by changes in latitudinal SST gradients in tropical Atlantic Ocean due to the slowdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), thereby affecting inter-hemispheric precipitation patterns over the continent. Although the magnitude of centennial-scale cold events in the Holocene is much less pronounced than during Heinrich events, there is a striking match between events of widespread sea-ice expansion in the northern Atlantic, the so-called Bond events, and the intensification of rainfall in regions affected by the South American Monsoon, such as central-eastern Brazil [Strikis et al., 2011]. On the other hand, it is not clear whether other regions such as the Nordeste also show a similar response to these abrupt events during the Holocene. The present study represents the first continuous high-resolution reconstruction of paleo-precipitation for the last 3000 years in Brazil based on the precisely dated $\delta^{18}\text{O}$ records in stalagmites from the Nordeste. This new record is ideally located to determine the past influence of multidecadal oscillations such as the PDO and AMO on ITCZ location and SASM intensity. It can also serve as an important test bed to assess the ability of general circulation models (GCMs) to simulate past tropical climate variability and thus, to evaluate their performance when projecting future climate change.

2. Samples, Methods, Study Site and Calibration

This study uses two stalagmite samples collected in the Diva de Maura and Torrinha cave systems, which are located nearby Iraquara City in Bahia State, in the southern portion of the Nordeste region (Figure 1). These are large cave systems that were formed in Neoproterozoic limestone of the Una Group [Mascarenhas et al., 1984]. The two caves are located only ~5 km apart in the Chapada Diamantina plateau at an altitude of about 700 m and ~400 km away from the Atlantic coast.

Figure 1: Long-term mean (A.D. 1979–2000) precipitation (in mm) for December–February (DJF, left) and March–May (MAM, right) from the Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP). Numbers on map indicate study site and other paleoclimate records: 1—Diva Cave and Torrinha Cave; 2—Lapa Grande Cave in Minas Gerais State central-eastern Brazil [Strikis et al., 2011]; 3—Rio Grande do Norte record [Cruz et al., 2009]; 4—Cariaco Basin, Venezuela [Haug et al., 2001]; 5—Cascayunga Cave [Reuter et al., 2009]; 6—Pumacocha record [Bird et al., 2011].

The DV2 sample is a 25-cm-long stalagmite (Figure S1) collected in Diva Cave (12° 22'S, 41° 34'W) which grew continuously during most of the last 2850 years (Figure S2), except for the last century. Its isotopic profile consists of 540 $\delta^{18}\text{O}$ samples, linearly

interpolated between 13 U-Th dates, yielding errors (2σ) $<1\%$ (Table S1). This yields an average resolution of ~ 5 years in between two $\delta^{18}\text{O}$ samples and a mean growth rate of 0.05 mm/yr. The missing modern portion of the DV2 isotope record is complemented with stalagmite TR5 that covers the last 130 years, except for the interval of 1920-1959 A.D. The TR5 chronology is based on 9 U-Th dates and its relatively fast growth rates ranging between ~ 0.3 and 0.9 mm/yr allow obtaining a resolution between ~ 6 months and 2 yrs.

The stalagmites were dated based on U-Th geochronology at the University of Minnesota, using an inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) technique following the procedures described by Cheng et al. [2009]. Oxygen isotope ratios are reported as $\delta^{18}\text{O}$, relative to the Vienna Pee Dee Belemnite standard (see the Supplementary material for details of methods and analytical procedures).

The climate in the study region is semi-arid with mean annual precipitation of approximately 700 mm and is located along the eastern limit of the region influenced by the SASM [Vera et al., 2006]. Rainfall during the mature phase of the SASM between the months of November and February contributes approximately 75% (518 mm) of total annual precipitation. The remaining 25% of precipitation occurs between March and May; a period when the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is at its southernmost position [Zhou and Lau, 2001] (Figure 1).

Model experiments suggest that on seasonal to interannual timescales the $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation is primarily controlled by the “amount effect” over central-eastern South America, where precipitation is fundamentally the result of SASM activity or directly influenced by the ITCZ [Vuille et al., 2003]. Observational data confirm the strong negative

correlation between weighted values of monthly rainfall and monthly $\delta^{18}\text{O}$ at the Global Network of Isotopes in Precipitation program of International Atomic Energy Agency (GNIP-IAEA) in central and northeastern Brazil stations such as Brasilia ($R^2=0.65$), Fortaleza ($R^2=0.85$) and Ceará-Mirim ($R^2=0.69$), respectively (Figure S3). By considering that the precipitation regime in the study area is quite similar to the one at Brasilia station we believe that most of the isotopic fractionation is primarily related to total rainfall amount, which is characterized by more negative values during the wet season and more enriched during dry season.

The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of rainwater show a close similarity between the local and the global meteoric water line (GMWL), despite the limited number of available data. In addition, the $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of drip water from Torrinha and Fumaça caves, both localized in the same region, fall on or very near to the local meteoric water line (Figure S5). This feature suggests a direct association of dripwater with the isotopic composition of rain, which is corroborated by very similar average values of $\delta^{18}\text{O}$ between the rainwater (-2.4‰) and Fumaça Cave drip (-2.6‰) and the mean rainfall $\delta^{18}\text{O}$ values estimated from isotope enabled GCMs for the region [Vuille et al., 2003]. The climatic signal embedded in our speleothems is also evident when comparing the modern $\delta^{18}\text{O}$ profiles and the observational data from rain gauges located close to the caves (Figure S4).

Spectral analysis techniques were performed on annually interpolated DV2 $\delta^{18}\text{O}$ time series. Wavelets analysis [Torrence & Compo, 1998] is used to display the periodicity of events over time, while cross-wavelets analysis [Grinsted et al., 2004] is utilized to test the correlation significance between our speleothem record and other reconstructed records on multi-decadal timescales.

3. Results and Discussion

The $\delta^{18}\text{O}$ values of stalagmites from the Nordeste (DV2 and TR5) vary between -7.8 and -2.3‰ (mean of -3.8‰) over the last ~3000 years, with significant variability observed at multi-decadal and centennial time scales (Figure 2). Superimposed on the high-frequency variations is a long-term trend to lower values from the oldest to the more recent portions of the $\delta^{18}\text{O}$ time series, which may be related to the gradual increase of summer insolation at 10°S. This relationship is similar to what was observed in speleothem records from the northern portion of the Nordeste region, where a significant decrease in mean precipitation is associated with a high phase in summer insolation [Cruz et al., 2009]. Unlike speleothem records from southern Brazil [Cruz et al., 2005; Wang et al., 2006], this new record suggests that changes in Nordeste rainfall are generally in phase with the Asian Summer Monsoon on both longer and shorter time scales, as demonstrated by the comparison with the speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record from Wanxiang Cave in China [Zhang et al., 2008] (Figure 2).

Spectral analysis of $\delta^{18}\text{O}$ in the DV2 record indicates significant periodicities centered on 210-330, 125-168, 96, 76, 65, 40, 22 and 15 years, within 95% statistical confidence (Figure S6). The most prominent periodicity is observed at 210 years (in wavelets analysis, Figure 2), which closely corresponds to the solar cycle of Vries-Suess [Wagner et al., 2001] detected in $\Delta^{14}\text{C}$ and ^{10}Be records, serving as proxies for solar variability [Hodell et al., 2001]. The same periodicity has been identified in several tropical regions where precipitation is associated with oscillations in Atlantic SST [Shanahan et al., 2009; Medina et al., 2010]. This periodicity is very prominent in DV2 during ~850 B.C. to 750 A.D. as well as in the other abrupt wet events highlighted with arrows in Figure 2. The most prominent wet event is

observed at 811-642 B.C. and marked by a striking negative shift in $\delta^{18}\text{O}$ of 4.3‰, coincident with the 2.8 ky event or Bond event 2, previously identified in speleothem records from central-eastern Brazil [Strikis et al., 2011]. Other important wet events also occur at the following intervals: 528-352 B.C., 130-57 B.C., 74-218 A.D., 299-398 A.D., 527-637 A.D., 729-803 A.D., 1097-1174 A.D., 1264-1293 A.D., 1309-1341 A.D., 1504-1545 A.D. and 1792-1833 A.D. They are marked by abrupt negative fluctuations of $\delta^{18}\text{O}$ ranging from 1.0 to 2.2 ‰, but decreasing to values below 1.0 ‰ during the last millennium. Periodicities of ~125-168 and 98 years are present most of the DV2 record the intervals ~625-260 B.C., 700-1120 A.D., a period corresponding to the MCA, and particularly at 1550-1780 A.D. during the LIA.

Nowadays the oxygen isotope ratios are at levels above -2.5‰, which is equivalent to MCA and LIA values which represent the driest periods recorded in the last 3000 years in the region. These periods between ~890-1154 A.D. and ~1538-1803 A.D., respectively are defined in our record by an increase in $\delta^{18}\text{O}$ values of about 1.5 to 2.2‰ in a just few years. These centennial scale events are marked by the dominance of dry conditions sometimes interrupted by shorter-term wet events with decadal-scale length centered around 1147, 1280 and 1330 A.D. The LIA's drought peak occurs at ~1715 A.D. and is followed by a wet period centered at ~1803 A.D. that lasted only a few decades until a new dry period took hold from 1890 to 1959 A.D., if we consider that the hiatus in 1920-1959 is a consequence of a drought period. Afterwards a wet phase occurred until ~1985 A.D. when the region again became drier, consistent with the phase change of the AMO (Figure S8).

Figure 3 presents a comparison between the Nordeste speleothems and the reconstructed Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) [Gray et al., 2004] and North

Atlantic Oscillation (NAO) indexes [Trouet et al., 2009]. In general higher (lower) $\delta^{18}\text{O}$ values tend to coincide with the positive (negative) phase of the AMO and the negative (positive) phase of the NAO, which is consistent with the tendency for positive precipitation anomalies in Nordeste during periods of warmer meridional SST gradients in the tropical Atlantic [Nobre & Shukla, 1996; Kayano & Andreoli, 2004].

The multidecadal cycle is represented in the wavelet analysis by a 76 to 50 year band centered at 65 years that is persistent and statistically significant in the entire DV2 record. This feature is also evident in the cross-wavelet analysis between the $\delta^{18}\text{O}$ DV2 record and the AMO reconstruction [Gray et al., 2004], which confirms the strong coherence at periodicities from 50 to 90 years that persists throughout the interval between 1550-1910 A.D., the period when the two time series are coeval (Figure S7). In addition the comparison between the TR5 sample and the observational AMO record (Figure S8) shows one depositional hiatus that begins and ends during the positive phase of the AMO index between 1920 and 1959, suggesting that the hiatus may be caused by drought. There is also a clear concentration of power at periodicities of ~40, 22 and 15 years during which wet events are expressed by rather negative $\delta^{18}\text{O}$ values (Figure 2). However, the identification of a 15 year periodicity based on the cross-wavelet analysis between the DV2 record and the AMO reconstruction by Gray et al. [2004] is particularly hampered during the Little Ice Age (~1450-1820 A.D.) due to coarser temporal resolution related to lower growth rates of the DV2 speleothem (~8 years). On the other hand, the teleconnection pattern between the NAO index and Nordeste precipitation is apparent at a periodicity of ~14 years, suggesting an influence on abrupt wet events in the Nordeste (Figure 2), as observed in instrumental data [Nobre & Shukla, 1996; Kayano & Andreoli, 2004]. This notion is in part supported by the

good correlation between our paleo-precipitation speleothem record and the NAO reconstruction by Trouet et al. [2009] presented in Figure 3.

In addition, there is a good match between the DV2 speleothem and the Cariaco Basin Ti record, although a shift in the phase relationship is observed from MCA to LIA events. For instance, high values in both $\delta^{18}\text{O}$ and Ti of these records during the MCA suggest that the climate was dry in the southern portion of the Nordeste, while it was relatively wet in the Cariaco Basin. In contrast, the high $\delta^{18}\text{O}$ and low Ti values imply that the climate was dry in both regions during the LIA. The same association can be made between our $\delta^{18}\text{O}$ record and the Wanxiang speleothem (Figure 2), but in the case of the Chinese speleothem an abrupt event between ~935-1040 A.D. characterized by rather negative values of $\delta^{18}\text{O}$ has no counterpart in either DV2 or the Cariaco Basin record. The drier conditions in the Nordeste observed during the MCA are consistent with a more northerly position of the ITCZ, which might reduce precipitation in the southern regions affected by the SASM and ITCZ regimes. However, conditions observed during the LIA are more difficult to explain since drier conditions occurred in the Nordeste at the same time that the ITCZ is presumably displaced to the south of its current mean position [Peterson and Haug, 2006; Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011]. Changes in meridional Atlantic SST gradients therefore are unlikely to be the main cause for the aridity observed in the Nordeste during the LIA.

Instead this phase shift in the relationship between DV2 and other paleoclimate records from South America during the LIA might reflect the intensification of the Bolivian high-Nordeste low pressure system due to increased SASM rainfall and related convective heating over the SW portion of the Amazon region [Lenters & Cook, 1997]. This mechanism, associated with increased upper level convergence, subsidence and a deficit in summer

precipitation over northeastern Brazil during periods of enhanced SASM activity, has been invoked to explain the antiphasing between precipitation in Nordeste rainfall and most of tropical South America on orbital time scales [Cruz et al., 2009]. A similar mechanism may also be dominant during the LIA, as illustrated by wet conditions in the main SASM region [Peterson and Haug, 2006; Reuter et al., 2009; Bird et al., 2011] but dry conditions at our cave site in the Nordeste.

The PDO on the other hand is unlikely to play a major control in the establishment of the LIA dry period in Nordeste, given the lack of dominant ~ 40 and 22 year periodicities in the $\delta^{18}\text{O}$ spectra of DV2 (Figure 2). This is consistent with modern climatology in which the PDO influence is weak in this region [Garreaud et al., 2009].

Figure 2: Top: Combined $\delta^{18}\text{O}$ record of samples DV2 (in red) and TR5 (in black), with wet events are indicated by vertical arrows. Middle: Asian monsoon $\delta^{18}\text{O}$ speleothem record from Wanxiang Cave (in

green). The February insolation curve at 10°S is indicated by an orange line. Bottom: wavelet power spectrum of DV2 speleothem records using Morlet wave function.

Figure 3: Comparison between $\delta^{18}\text{O}$ of Nordeste speleothem record (DV2+TR5 shown in red and black respectively); AMO [Gray et al., 2004] and NAO reconstructions [Trouet et al., 2009] and %Ti in Cariaco Basin record, Venezuela [Haug et al., 2001]. Note that the DV2 record is scaled differently in the 3 panels.

Cross-Wavelet analysis performed between DV2 and the reconstructed PDO index [MacDonald & Case, 2005] shows that a statistically significant correlation within the typical PDO periodicities is restricted to 1220-1370 A.D., a relatively wet period in the Nordeste (Figure S9). In the wavelet plot, the areas with high ~ 30 years power is associated with high 64 year band and then suggest a possible coupling between Atlantic and Pacific SST's. Our results suggest that influence by PDO is not independent and might be modulated by climate in Atlantic Ocean.

On the other hand, the AMO periodicity (~65 year) is present throughout our new record. The NAO band is closely associated with abrupt fluctuations observed at periodicities of ~210 yrs, which might suggest a possible response to cold events in the North Atlantic Ocean such as during the 2.8 ky event identified in other records from Brazil [Strikis et al., 2011] and central Africa [Nguetsop et al., 2004]. The remarkably high amplitude of this humid event in the Nordeste must have been caused by a persistent southerly displacement of the Atlantic ITCZ [Broccoli et al., 2006] (Figure 2). The dominance of this multidecadal frequency is additionally confirmed by the direct proxy record comparison, cross-wavelet analysis with the AMO index [Gray et al., 2004] and a comparison between the TR5 sample and instrumental AMO data. These findings are also in agreement with results from Chiessi et al. [2009] who show that the 64 year period is predominant in the sedimentary record from the La Plata River, confirming that the AMO has a major impact on SASM/SACZ activity on multidecadal time scales.

Acknowledgements

We thank Luís Mancine for their support during the stable isotope data acquisition at the Universidade de Brasília. We are grateful to IBAMA/C. Mendes for permission to collect stalagmite samples. This work was supported by the Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Brazil (grant to F.W.C and I.K.) and fellowship to V.F.N.

References

Bendat, J. S., A. G. Piersol (1986), *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*, second edition, Wiley-Interscience, New York.

- Bird, B. W., M. B. Abbott, M. Vuille, D. T. Rodbell; N. D. Stansell, M. F. Rosenmeier (2011), A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes, *PNAS*, doi/10.1073/pnas.1003719108.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. L. Bond, I. Hajdas, G. Bonani (2001), Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130-2136.
- Broccoli, A., K. A. Dahl, R. J. Stouffer (2006), Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling, *Geophysical Research Letters*, 33, L01702, doi:10.1029/2005GL024546.
- Chambers, F. M., D. Mauquoy, A. Brain, M. Blaauw, J. R. G. Daniell (2007), Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America, *Earth and Planetary Science Letters*, 253, 439-444, doi:10.1016/j.epsl.2006.11.007.
- Chen, T. C., S. P. Weng, S. Schubert (1999), Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: The Bolivian High-Nordeste Low system, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, 2081-2100.
- Cheng, H., D. Fleitmann, R. L. Edwards, X. Wang, F. W. Cruz, A. S. Auler, A. Mangini, Y. Wang, X. Kong, S. J. Burns, A. Matter (2009), Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil, *Geology*, 37, 1007-1010.
- Chiessi, C., S. Mulitza, J. Paetzold, G. Wefer, J. Marengo (2009), Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon, *Geophysical Research Letters*, 36, L21707, doi:10.1029/2009GL039914.
- Cruz, F. W., S. J. Burns, I. Karmann, W. D. Sharp, M. Vuille, A. O. Cardoso, J. A. Ferrari, P. L. S. Dias, O. Viana (2005), Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, *Nature*, 434, 63-66.

- Cruz, F. W., M. Vuille, S. J. Burns, X. Wang, H. Cheng, M. Werner, R. L. Edwards, I. Karmann, A. S. Auler, H. Nguyen (2009), Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation, *Nature Geoscience*, 2, 210-214.
- Fritz, S. C., P. A. Baker, E. Ekdahl, G. O. Seltzer, L. R. Stevens (2010), Millennial-scale climate variability during the Last Glacial period in the tropical Andes, *Quaternary Science Reviews*, 29, 1017-1024.
- Garreaud, R. D., M. Vuille, R. Compagnucci, J. Marengo (2009), Present-day South American climate, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 180-195.
- Gray, S. T., L. J. Graumlich, J. L. Betancourt, G. T. Pederson (2004), A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., *Geophysical Research Letters*, 31, L12205, doi:10.1029/2004GL019932.
- Grinsted, A., S. Jevrejeva, J. Moore (2004), Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 561-566.
- Grimm, A. M. (2003), The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences, *Journal of Climate*, 16, 264-279.
- Grimm, A. M. (2004), How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics*, 22, 123-138, doi:10.1007/s00382-003-0368-7.
- Hammer, Ø., D. A. T. Harper, P. D. Ryan, (2001), PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis, *Paleontological Electronics*, 4, 1-9.
- Haug, G.; K. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, U. Röhl (2001), Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, *Science*, 293, 1304-1308, doi:10.1126/science.1059725.
- Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, T. Guilderson (2001), Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands, *Science*, 292, 1367-1370.

- Kayano, M. T., R. V. Andreoli, (2007), Relation of South American Summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation, *International Journal of Climatology*, 27, 531-540.
- Knight, J. R., C. K. Folland, A. A. Scaife (2006), Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 33, L17706, doi:10.1029/2006GL026242.
- Lenters, J. D. and K. H. Cook (1997), On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 656–677.
- MacDonald, G. M. and R. A. Case (2005), Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium, *Geophysical Research Letters*, 32, L08703.
- Mann, M. E., Z. Zhang, Z., S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi, F. Ni (2009), Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly, *Science*, 326, doi:10.1126/science.1177303.
- Mascarenhas, J. C., A. J. Pedreira, A. Misi, A. C. Motta, J. H. S. Sá (1984), *O Pré Cambriano do Brasil*, edited by Y. Hasui, pp. 46-122, Edgard Bluchers, São Paulo, São Paulo.
- Medina-Elizalde, M., S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, A. Karmalkar (2010), High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period, *Earth and Planetary Science Letters*, 298, 255-262.
- Nguetsop, V. F., S. Servant-Vildary, S., M. Servant (2004), Late Holocene climate changes in west Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon, *Quaternary Science Reviews*, 23, 591-609.
- Nobre, P. and J. Shukla (1996), Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, *Journal of Climate*, 9, 2464-2479.

- Peterson, L. C., G. H. Haug (2006), Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as record by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 97-113.
- Reuter, J., L. Stott, D. Khider, A. Sinha, H. Cheng, R. L. Edwards (2009), A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the Little Ice Age, *Geophysical Research Letters*, 36, L21706.
- Shanahan, T. M.; Overpeck, J. T.; Anchukaitis, K. J.; Beck, J. W.; Cole, J. E.; Dettman, D. L.; Peck, J. A.; Scholz C. A.; King, J. W. (2009), Atlantic forcing of persistent drought in West Africa, *Science*, 324, 377-380, doi:10.1126/science.1166352.
- Shen, C-C., Edwards, R. L., Cheng, H., Dorale, J. A., Thomas, R. B., Moran, S. B., Weinstein, S. E., Edmonds H. N. (2002), Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Chemical Geology*, 185, 165-178, doi:10.1016/S0009-2541(01)00404-1.
- Silva, G. A. M., A. Drumond, T. Ambrizzi, (2001) The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation, *Theoretical and Applied Climatology*, doi:10.1007/s00704-011-0427-7.
- Smith, J. O. (2003), *Mathematics of the Discrete Fourier Transform (DFT)*, W3K Publishing.
- Souza, E. B., M. T. Kayano, T. Ambrizzi (2005), Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season, *Theoretical Applied Climatology*, 81, 177-191.
- Steinhilber, F., J. Beer, C. Fröhlich (2009), Total solar irradiance during the Holocene, *Geophysical Research Letters*, 36, L19704, doi:10.1029/2009GL040142.

Strikis, N. M., F. W. Cruz, H. Cheng, I. Karmann, R. L. Edwards, M. Vuille, X. Wang, M. S. Paula, V. F. Novello, A. S. Auler (2011), Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil, *Geology*, 39, 1075-1078.

Torrence, C., G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61-78.

Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., Frank D. C. (2009), Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly, *Science*, v. 324, p.78-80, doi:10.1126/science.1166349.

Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. R. Mechoso, J. Nogues-Paegle, P. L. S. Dias, C. Zhang (2006), Toward a unified view of the American monsoon systems, *Journal of Climate – Special Section*, 19, 4977-5000.

Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Healy, R., Keimig, F. (2003), Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2001JD002038.

Wagner, G., Beer, J., Masarik, J., Muscheler, R., Mende, W., Laj, C., Raisbeck, G. M., Yiou, F. (2001), Presence of the solar de Vries cycle (~205 years) during the last ice age, *Geophysical Research Letters*, 28, 2, 303-306.

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M. J., Dykoski, C. A., Li, X. (2005), The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate, *Science*, 308, 854, doi:10.1126/science.1106296.

Wang, X., A. S. Auler, R. L. Edwards, H. Cheng, E. Ito, Y. Wang, X. Kong, M. Solheid (2007), Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years, *Geophysical Research Letters*, 34, L23701.

Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R. L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X., Liu, J., An, C., Dai, Z., Zhou, J., Zhang, D., Jia, J. Jin, L., Johnson, K. R. (2008), A Test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record, *Science*, 322, 940-942, doi:10.1126/science.1163965.

Supplement

Supplemental Figure 1: Images of stalagmites DV2(left) and TR5 (right) showing sampling on layers for U-Th geochronology and the stable isotope profiles along the speleothem growth axis.

Supplemental Figure 2: U/Th age model for the DV2 stalagmite.

Analytical Methods

Age determinations were carried out at the Minnesota Isotope Laboratory (USA), using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry technique (MC-ICP-MS, Thermo-Finnigan NEPTUNE), according to the procedures described in Shen et al. [2002]. Twenty four samples weighing between 150 and 300 mg were dissolved and equilibrated with a ^{236}U - ^{233}U - ^{229}Th spike and then separated and purified using methods described in Edwards et al. [1987]. Initial ^{230}Th values were corrected with a typical bulk earth ratio, i.e. atomic ratio of $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 4.4 \pm 2.2$ ppm. U-Th isotopic data and ages are shown in Supplemental Table S1.

Oxygen isotope ratios are expressed in δ notation, the per mil deviation from the VPDB standard. For example for oxygen, $\delta^{18}\text{O} = [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}) - 1] \times 1000$. 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 Finnigan Delta XL ratio mass spectrometer at the University of Massachusetts and University of Brasília from the samples DV2 and TR5, respectively. The speleothem reproducibility of standard materials is 0.08‰ for $\delta^{18}\text{O}$.

Supplemental Figure 3: Relationship between average monthly rainfall and weighted monthly $\delta^{18}\text{O}$ for several IAEA-GNIP stations located closest to the study region.

Supplemental Figure 4: Comparison between three years running mean rainfall, averaged over nearby stations Iraquara, Lençóis, Seabra and Bonito and $\delta^{18}\text{O}$ record of TR5. The TR5 isotope curve is offset to the left by two years in order to provide the best match with the instrumental rainfall record. This offset is within errors of the $\delta^{18}\text{O}$ data interpolation and age model. The observed relationship falls apart after 1984 year (not shown), which is probably due to a change in mineralogy of the topmost portion of the TR5 speleothem. The rainfall data were obtained from the Agência Nacional de Águas - ANA (National Water Agency of Brazil - www.ana.gov.br).

Supplemental Figure 5: Scatter plot of the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD of drip water of Fumaça Cave (Iraquara city, Bahia state-Brazil), average drip water of Torrinha Cave and rainfall, all closed on the global meteoric line (red line),

Supplemental Figure 6: Spectral analysis of the $\delta^{18}\text{O}$ time series of Diva Cave. Analyses were performed using the Past software [Hammer et al., 2001]. The lines indicate 90% and 95% significance levels based on REDFIT test.

Supplemental Figure 7: Cross-Wavelets transform of the standardized DV2 and AMO time series. The 10% significance level against red noise is shown as a thick contour. The relative phase relationship is shown as arrows (with in-phase pointing right, anti-phase left, and AMO leading DV2 by 90° pointing straight down).

Supplemental Figure 8: Comparison between the $\delta^{18}\text{O}$ TR5 sample and the instrumental AMO index. AMO index data was obtained from: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/simeseries/AMO/>.

Supplemental Figure 9: Cross-Wavelets transform of the standardized DV2 and PDO time series. The 10% significance level against red noise is shown as a thick contour. The relative phase relationship is shown as arrows (with in-phase pointing right, anti-phase left, and PDO leading DV2 by 90° pointing straight down).