TESE DE DOUTORADO

**VARIABILIDADE PALEOCLIMÁTICA DO SISTEMA DE MONÇÃO
SUL-AMERICANO NO CENTRO-LESTE DO BRASIL DURANTE
OS ANOS DE 1255-2016 (CE) A PARTIR DE REGISTROS EM
ESTALAGMITES E TRONCOS DE ÁRVORES**

Plácido Fabrício Silva Melo Buarque

ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

São Paulo, 2019

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**VARIABILIDADE PALEOCLIMÁTICA DO SISTEMA DE MONÇÃO
SUL-AMERICANO NO CENTRO-LESTE DO BRASIL DURANTE
OS ANOS DE 1255-2016 (CE) A PARTIR DE REGISTROS EM
ESTALAGMITES E TRONCOS DE ÁRVORES**

Plácido Fabrício Silva Melo Buarque

Tese apresentada ao programa de pós-graduação em
Geoquímica e Geotectônica do Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo – USP
para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de concentração: Geoquímica dos processos
exógenos

ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

São Paulo
2019

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.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:

Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Buarque, Plácido Fabrício Silva Melo

Variabilidade paleoclimática do Sistema de Monção Sul-americano no Centro-leste do Brasil durante os anos de 1255-2016 (CE) a partir de registros em estalagmites e troncos de árvores / Plácido Fabrício Silva Melo Buarque; orientador Francisco William da Cruz. -- São Paulo, 2019.

170 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Paleoclima. 2. Espeleotema. 3. Geoquímica. 4. Monitoramento ambiental. 5. Carbono 14. I. Cruz, Francisco William da, orient. II. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

VARIABILIDADE PALEOCLIMÁTICA DO SISTEMA DE MONÇÃO
SUL-AMERICANO NO CENTRO-LESTE DO BRASIL DURANTE
OS ANOS DE 1255-2016 (CE) A PARTIR DE REGISTROS EM
ESTALAGMITES E TRONCOS DE ÁRVORES

PLÁCIDO FABRICIO SILVA MELO BUARQUE

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior

Tese de Doutorado

Nº 611

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Francisco William da Cruz Júnior

Dr. Paulo Eduardo de Oliveira

Dr. Vinícius Ribau Mendes

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira

Dr. Christian Millo

Dr. Nicolás Misailidis Strikis

SÃO PAULO

2019

Dedico

Aos meus pais, Simone Melo e Plácido Buarque, pela educação, amor e carinho que deram durante a minha formação como pessoa e profissional.

A minha filha Ceci das Graças Tresmondi Buarque que nasceu no início do doutorado;

Aos meus familiares, Ilza Buarque e Cícera Melo (avó); Amaro Buarque (avô);

Aos meus irmãos Natália Simoni; Plácido Davi, Kléberson e Ana Buarque.

Ao professor Dr. Antônio Valeriano Pereira dos Santos, o qual faleceu este ano. Este foi o grande responsável por eu ter seguido a carreira acadêmica.

AGRADECIMENTOS

Ao **Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES)** pela bolsa de estudo concedida.

À **Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP)**, pelo suporte financeiro ao projeto de pesquisa temático FAPESP-NSF PIRE: Educação e pesquisa em clima das Américas usando os exemplos de anéis de árvores e espeleotemas (Fapesp: 2017/50085-3).

Ao **Prof. Dr. Antônio Valeriano Pereira dos Santos** da UFAL, que faleceu este ano aos 7_ anos, por ensinar a fazer pesquisa e ciências de forma ética, pelos conhecimentos transmitidos em anatomia vegetal, ensinamentos acadêmicos, atenção, amizade, orientações. Ele era conhecido como mãos de micróto mo pela sua habilidade em fazer cortes à mão livre em material vegetal com alta precisão. Suas fotomicrografias eram tão belas que me deslumbravam diante de tanta beleza oculta que existe neste mundo microscópico das células e tecido vegetal. Ele também se destaca pela sua simplicidade, espiritualidade, inteligência, sabedoria, força de vontade, caráter, respeito e dignidade. Em resumo, ele foi como um pai durante a minha graduação em Ciências Biológicas. Deixo esta frase dele: - Para se fazer ciências é preciso ter paciência, cautela e convicção.

Ao **Prof. Dr. Francisco William da Cruz Júnior** pela orientação, dedicação, comprometimento, amizade, atenção, entusiasmo e por ser uma excelência mundial em Paleoclimatologia da América do Sul que é um tema desafiador, instigante e inovador. Agradeço também por todos os ensinamentos científicos e pessoais que contribuíram para minha formação acadêmica profissional e, principalmente, ao ter apresentado o fascinante mundo das cavidades cársticas e paleoclima.

A **todos os professores e amigos do Departamento de Geociências e Biociências da USP** que de alguma forma contribuíram para realização desse trabalho. Agradeço em especial aos docentes prof. Dr. Gregório Ceccantini, Mário Tomaziello, Fidel Roig pelas disponibilidades ao uso de laboratório e equipamentos, extraordinário conhecimento de anatomia da madeira; ao prof. Dr. Ivo Karmann pelas sugestões e colaboração no projeto. Aos coorientadores não oficial prof. Dr. Nicolás Misailídis Strikís e o Dr. Giuliano Locosselli pelos ensinamentos, discussão, coleta em campo, auxílio nas análises estatísticas.

Ao Chico pela identificação das madeiras preservadas nas cavernas, **funcionário do Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT**, no Centro de Tecnologia de Recursos Florestais, no Laboratório de Árvores, Madeira e Móveis.

À **equipe de pesquisa do projeto temático FAPESP-NSF PIRE** que de alguma forma colaborou com este projeto de doutorado. Em especial ao prof. Dr Gilvan Sampaio e Dra. Marília Shimizu, ambos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE; e ao prof. Dr. Mathias Vuille da Albany University, New York, EUA.

À **equipe de datação em amostras de estalagmites** pelo método $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$, no Centro de geocronologia da Universidade de Xi'an Jiaotong na China, responsável prof. Dr. Hai Cheng, Dra. Wenjingd “Dudu”, Dr. Valdir Novello e Vitor Azevedo.

À **profa. Dra. Kita Macário pelas datações ^{14}C em material lenhoso** no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

Ao **prof. Dr. Juan Pablo** da Universidad Nacional Autonoma de México pelas análises dos elementos traços nas estalagmites Onça 2 e 4.

Ao **prof. Dr. Arnoud Boom** diretor do Leicester Environmental Stable Isotope Laboratory of University of Leicester, UK, pelas 1.500 análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em celulose.

À **equipe do Centro de Pesquisa em Geocronologia**, IGC, USP, pela assistência no processamento do material e realização de análises.

À **responsável técnica Alyne Barros do Laboratórios de Isótopos Estáveis do CPGeo**, IGC, USP, pela assistência e processamento de análises isotópicas.

À **responsável técnica Paula Alécio da Xiloteca Nanuza Luíza de Menezes (SPFw)** do Instituto de Biociências, USP.

Aos **guias de campo e coletores locais** que atuam no programa de monitoramento da gruta da Onça Hamilton Reis, Kincas, Branco, Lucimar e Matheus Simões.

Aos **amigos e estudantes da pós-graduação do IGc/USP** pelo auxílio em coletas, assistência no processamento de materiais, auxílio em análises estatísticas. Em especial para Luciano Redondo, Edgard Lopes, Evelyn Camargo, Dr. Valdir Novello, Dra. Giselle Utida, Milena Godoy, Lucas Godinho, Dra. Verônica Ruiz, Dr. James Apaéstegui, entre outros.

Aos **meus familiares** pelo auxílio financeiro e moradia, apoio psicológico e incentivo nos momentos difíceis e de alegria.

RESUMO

Buarque, P.F.S.M., 2019 Variabilidade paleoclimática do Sistema de Monção Sul-americano no centro-leste do Brasil durante os anos de 1255-2016 (CE) a partir de registros em estalagmites e troncos de árvores [Tese de doutorado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 170 p.

O período pré-industrial é considerado chave para reconstituição paleoclimática, portanto, ideal para o estudo de forçantes externas e internas nas mudanças climáticas naturais do clima que antecedeu o aumento da emissão antropogênica de gases do efeito estufa após o período industrial. Além disso, também corresponde a um período de ocorrência de significantes anomalias climáticas como a Pequena Idade do Gelo ainda não foi bem caracterizada na região tropical da América do Sul. Apesar dos avanços dos estudos paleoclimáticos com espeleotemas, ainda existem poucos registros de alta resolução que permita discutir a variabilidade inter-anual na distribuição de chuvas associadas com o regime da monção da América do Sul. Este estudo faz uma reconstituição paleoclimática de resolução anual a sazonal da região norte de Minas Gerais durante os anos de 1255-2016 (CE), a partir de mais de variação de diferentes tipos de indicadores como: espessura de camada, taxa de crescimento, escala de cinza, níveis de lama, concentrações de elementos traço, razões isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e elementares de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca). Para isto foram utilizadas estalagmites da gruta ventilada da Onça, localizada no vale do Rio Peruaçu, além do registro isotópico da estalagmite ANJOS2 da gruta Lapa dos Anjos, Januária-MG. As estalagmites da ONÇA foram coletadas em galerias e salões abertos, estando sujeito a fortes variações sazonais de temperatura e umidade, que segue o clima do ambiente externo. Os dados hidrogeoquímicos e do crescimento dos espeleotemas da gruta da Onça estão associados ao regime hidrológico e condições de evaporação dentro da caverna, assim como na caverna Anjos. No entanto, foi constatado um significativo déficit na recarga hídrica durante as duas últimas décadas, em resposta ao aumento da evaporação induzido pelo aquecimento na região, o qual se encontra acima da média global. O preciso controle cronológico estabelecido com a contagem de laminações anuais das estalagmites da gruta da Onça permitiu identificar a recorrência de eventos extremos de precipitação relacionados com níveis de maior deposição de material detrítico nas estalagmites, assim como pelas datações radiocarbônicas de troncos fósseis depositados em grandes enchentes no sistema de cavernas.

Palavras-chave: paleoclima, espeleotemas, isótopos estáveis, inundação.

ABSTRACT

Buarque, P.F.S.M., 2019 Paleoclimatic variability of the South American Monsoon System in central-eastern Brazil during the years 1255-2016 (CE) from records on stalagmites and tree trunks [Doctoral's Thesis], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 170 p.

The preindustrial period is considered a key time interval for the reconstruction of the natural climatic variability associated with internal and external forcing that preceded the anthropogenic increase of greenhouse gases after the industrial period. In addition, it also corresponds to a period of occurrence of significant climate anomalies such as the Little Ice Age, which is still not well studied in the tropical South America. Even with the advancements of the paleoclimatic studies with speleothems, there is still a lack of climate archives with high annual resolution to discuss the rain distribution variability associated with the South American Monsoon. This study presents a high-resolution paleoclimatic reconstruction of the northern Minas Gerais state during the years 1255-2016 (CE) by using a multiproxy approach in speleothems from Onça cave such as layer thickness, growth rate, greyscale, mud layer, concentration of trace elements, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ and the elementary ratios of Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca. The speleothems from Onça cave were collected in open and well ventilated galleries that are subjected to strong seasonal variations in temperature and relative humidity that follow the climate conditions outside the cave. The drip water geochemistry and speleothem growth rate of speleothem data produced during monitoring program performed in Onça cave are associated to the hydrological regime e evaporative conditions in the cave. The variations in stable isotope and trace-element ratios in Onça cave speleothems are compared with records from Anjos cave stable isotope record, a relatively closed cave with restricted air ventilation. Despite of the differences in environmental conditions between caves, these speleothem records show consistent variations related to changes in monsoon precipitation. Nevertheless, the significant change in the meteoric water recharge was observed in the last decades in response to increase evaporation driving by substantial warmer air temperatures in the region which is above the global mean. In addition, the very precise chronological control based on speleothem annual layer counting makes possible the description of extreme precipitation anomalies, based on the content of detrital material incorporated to the speleothems during high magnitude flood events. In this regard, the radiocarbon chronology of fossil of tree trunks deposited in the caves along the Peruaçu karstic valley are also used to delimit the periods with high recurrence of extreme flood events during the last millennium in the region.

Keywords: Paleoclimate, speleothems, stable isotopes, flood.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1:** Mapa climático da precipitação da América do Sul entre 1979-2000 (Xie & Ankin 1997). Entre os meses de SON ocorre a fase inicial da monção. Entre os meses de DJF ocorre a fase madura da monção e fase final ocorre entre os meses de MAM. Os números indicados no mapa correspondem a registros paleoclimáticos.....**26**
- Figura 2.2:** Circulação atmosférica para a precipitação e direção do vento entre os anos de 1979-1995. (A) Região de altos níveis (200hPa) e (B) região de baixos níveis (925hPa). AB – Alta da Bolívia; VCANs – Vórtices ciclônicos de altos níveis; ZCIT – Zona de Convergência do Intertropical; ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul; JBNAS - Jato de baixo nível da América do Sul; SESA - fluxo de umidade transportado do Sudoeste da Amazônia para Sudeste da América do Sul (Silva and Kousky, 2012).**27**
- Figura 2.3:** Imagem do satélite Goes-12Ch4 mostrando convecção profunda na Bacia Amazônica e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o mês de março de 2005 (Fonte: CPTEC/INPE).....**28**
- Figura 2.4:** Distribuição espacial da variabilidade da precipitação durante a (A) primavera (SON) e (B) verão (DJF) entre os anos de 1950 - 2005. (Grimm 2011a).**29**
- Figura 2.5:** (A) Formação de ciclones associado a fortalecimento da ZCAS na região central-leste da AS (Série média de precipitação de verão). (B) Formação de anticiclones associado ao enfraquecimento da ZCAS e intensificação da SESA na região sudeste da AS (Série média de precipitação de verão). (Grimm & Sabóia 2015; Liebmann & Mechoso 2011).**30**
- Figura 2.6:** Mapa atual dos registros de $\delta^{18}\text{O}$ de alta resolução em espeleotemas (representado por letras) existentes na área de atuação da monção de verão da América do Sul para o último milênio. O sombreamento de cores sobre a região tropical e subtropical da América do Sul indica a precipitação acumulada durante a fase madura do SMSA em DJF. (A) Registro de gelo de Quelccaya (Thompson et al. 1985, 1986); (B) Caverna Cascayunga (Reuter et al., 2009); (C) Laguna Pumacocha (Bird et al. 2011); (D) Cristal Cave (Vuille et al. 2012); (E) Caverna Huagapo (Kanner et al. 2013); (F) Caverna Diva de Maura (Novello et al. 2012); (G) Caverna da Palestina (Apaestegui et al. 2014); (H) caverna Shatuca (Bustamante et al. 2016); (I) Caverna Chiflonkhakha (Apaestegui et al., em submissão.); (J) Caverna Lapa dos Anjos (Strikis et al., 2018); Caverna de São Bernardo (Moquet et al., 2016); (L) Grutas Pau d'Alho/Curupira (Novello et al. 2016); (M) Caverna do Jaraguá (Novello et al., 2018); (N) caverna Calixto (Novello et al., 2018). Pontos coloridos indicam registros publicados; Pontos negros referem-se a registros ainda não publicados (Figura modificada de Vuille et al. 2012).**36**
- Figura 2.7:** Valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites presentes em cavernas localizadas acima e abaixo do eixo climatológico da ZCAS. Estalagmites JAR4+JAR1, caverna do Jaraguá-MS (Novello et al., 2018), estalagmite ALHO6+CUR4, grutas Pau d'Alho/Curupira-MG (Novello et al., 2016), SBE3+SMT5, caverna São Bernardo-GO).**37**
- Figura 2.8:** Comparação entre eventos de vulcanismo nos hemisférios norte e sul associados ao acúmulo de aerossol (sulfato) (vermelho) (Gao et al. 2008) com a reconstituição da precipitação das monções (verde) (Ridley et al. 2015) e o centro-leste do Brasil (preto). (Strikis, 2015).**39**
- Figura 2.9:** Séries temporais (A) e análise wavelet (B) do registro $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite do estado de Mato Grosso no Brasil. (A) registros ALHO6 (preto) e CUR4 (azul) de estalagmite $\delta^{18}\text{O}$. O sombreamento amarelo destaca o intervalo MCA relativamente seco, enquanto o sombreamento azul indica o período LIA mais úmido. (B) Análise de wavelet realizada com o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ da ALHO6 + CUR4. As linhas negras indicam o nível de significância de 95% e o cone de influência (região em que o comprimento do registro é suficiente para interpretar os resultados). (Novello et al. 2016).**40**
- Figura 3.1:** (A) Localização da área de estudo e as formações carbonáticas do Brasil (B) Localização do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu nos municípios de Januária, Itacarambi e São João das Missões no noroeste de Minas Gerais; (C) Área de Proteção do Parque Nacional do Peruaçu.**41**
- Figura 3.2:** Vista em planta baixa do cânion cárstico do Rio Peruaçu entre o trecho da gruta Carlúcio e Troncos. Destaca-se no mapa as cavernas (vermelho), sumidouro e ressurgência. Fonte:(Coelho et al., 2017).**43**
- Figura 3.3** Perfil esquemático do trecho entre as grutas Carlúcio e Troncos. A escala horizontal foi desconsiderada para permitir a visualização de todo o segmento. A estrela em vermelho indica a localização da Gruta da Onça. (Coelho, 2013).**44**
- Figura 4.1:** Distribuições pluviométricas das médias dos acumulados mensais (A) e trimestrais (B) das estações meteorológicas da região norte de Minas Gerais. Fonte: ANA (www2.ana.gov.br). (Strikis, 2015).**45**
- Figura 4.2:** Distribuições de dados meteorológicos das médias mensais das estações de Januária entre os anos de 1913-2016.....**45**

Figura 4.3: Mapa de correlação entre a temperatura de Januária e a temperatura regional entre os anos de 1982-2016. CRU (Climatic Research Unit), resolução de 0,5° x 0,5°, v 4.03.....	46
Figura 4.4: Mapa de correlação anual entre a precipitação acumulada de Januária e a precipitação acumulada regional entre os anos de 1982-2016. CRU (Climatic Research Unit), resolução de 0,5° x 0,5°, v 4.03.....	47
Figura 4.5: Mapa de correlação espacial trimestral entre a precipitação local de Januária e as anomalias de TSM das Bacias oceânicas. As áreas pontilhadas indicam significância ($p > 0.95$)	47
Figura 4.6: Séries temporais da precipitação de Januária, temperatura de Januária, temperatura regional do norte de Minas Gerais, TSM ASS + ASE (Atlântico Sul Subtropical + Atlântico Sul Extra-tropical), TSM INT (Índice Norte Tropical) e ENSO 3.4.....	48
Figura 4.7: Mapas entre as fases Neutra, El Niño e El Niña com a precipitação (mm/dia) anual, durante inativa Oscilação Madden-Julian. O ponto preto indica a região de Januária-MG. (Gráficos realizados a partir da classificação do índice de Wheeler, adotado por Shimizu & Ambrizzi (2016))......	49
Figura 4.8: Mapa de correlação espacial anual entre a temperatura de Januária e as anomalias de TSM das Bacias oceânicas (esquerda). (à direita) Correlação de Pearson entre a temperatura local e as anomalias de TSM ANT (Atlântico Norte Tropical), TSM AST (Atlântico Sul Tropical), TSM ASS (Atlântico Sul Subtropical), TSM INT (Índice Norte Tropical). As áreas pontilhadas indicam significância ($p > 0.95$)......	49
Figura 4.9: Séries de temperatura de Januária, temperatura do norte de Minas Gerais, temperatura do Hemisfério Sul e temperatura de superfície global CRUTEM 4.6.0.0. Correlação de Pearson de $r = 0.8$ entre a temperatura local e regional.....	50
Figura 4.10: Precipitação esperadas para os eventos de El Niño em (A-B) novembro (0), e (C-D) janeiro (+), com fluxo de umidade esquemático ou anomalias de circulação de baixo nível (Grimm 2003). (A e D) Diferenças entre o número de eventos de precipitação extrema em anos de El Niño e anos neutros em novembro (B) e janeiro (D). Eventos extremos são definidos como precipitação média de três dias acima do 90 %. O intervalo de contorno é de 1 evento. Positivo (negativo) diferenças significativas em relação ao nível de confiança de 90% são representadas por tons escuros (luzes) cinza (na versão online positiva as diferenças são representadas pela cor vermelha e diferenças negativas por cor azul). O fluxo de umidade esquemático é indicado (adaptado de Grimm & Tedeschi, 2009). Esta figura está disponível em cores on-line em wileyonlinelibrary.com/journal/joc	51
Figura 4.11: Série temporal da anomalia da TSM do Oceano Atlântico Norte, Índice de OMA, entre os anos de 1860-1990. Modificado de Knight et al. (2006).....	53
Figura 5.1: Mapa da Gruta da Onça e localização dos 5 pontos de monitoramento. Neste mapa é possível observar o nível do rio Peruaçu dentro da caverna.....	54
Figura 5.2: Relação dos pontos de monitoramento hidrogeológico instalados na Gruta da Onça.....	55
Figura 5.3: Comparação dos modelos de coletor de água de chuva utilizado no programa de monitoramento isotópico da região norte de minas: a) modelo de coletor artesanal seguindo modelo da IAEA (2002). Pluviômetro do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Ao redor do pluviômetro foi instalada uma estrutura de caixotaria com fins de reduzir o aquecimento da parede externa do equipamento.....	57
Figura 5.4: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ semanal da água de chuva coletadas entre fevereiro e novembro de 2017.....	57
Figura 5.5: Pluviômetro instalado próximo a ressurgência da Gruta da Onça.....	58
Figura 5.6: (A) coleta de troncos depositados em caverna com auxílio de motosserra. (B) amostras de lenho provenientes de troncos dentro das cavidades cársticas do cânion do rio Peruaçu.....	66
Figura 5.7: (ANEXO) Imagens das amostras de lenho, em forma de disco, coletadas de troncos depositados na caverna Arco do André. O número de identificação dos troncos está listado na Tabela 6.9. (A) SPFW 6889; (B) SPFW 6891; (C) SPFW 6893; (D) SPFW 6968; (E) SPFW 6970; (F) SPFW 6890; (G) SPFW 6885; (H) SPFW 6966; (I) SPFW 6962; (J) 6969; (K) SPFW 6887; (L) SPFW 6892; (M) SPFW 6888; (N) SPFW 6963; (O) SPFW 6967; (P) SPFW 7036.....	67
Figura 5.8: Fotomicrografias (A-C) em estereomicroscópio e (D-G) em microscópio óptico. (A) <i>Commiphora leptophloeos</i> (Amburana-vermelha), (B) <i>Parapiptadenia zehntneri</i> (Angico-vermelho), (C) <i>Handroanthus</i> sp. (Ipê-preto), (D) <i>Amburana cearensis</i> (amburana-de-cheiro), (E) <i>Commiphora leptophloeos</i> (Amburana-vermelha), (F) <i>Handroanthus</i> sp. (ipê-preto), (G) <i>Cedrela fissilis</i> (Cedro).....	67
Figura 5.9: Coleta de amostras de madeira para análises de datação por ^{14}C	68
Figura 6.1: $\delta^{18}\text{O}$ e δD em amostras de água de chuva coletadas na estação do INMET de Januária-MG (OMM: 83386). Em vermelho são apresentados os valores das chuvas mensais e, em azul, os valores anuais das amostras $\delta^{18}\text{O}$. As regressões lineares calculadas para os pontos definem a linha de água meteórica local.....	70
Figura 6.2: Gráfico de correlação dos valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva e volume de precipitação.....	71
Figura 6.3: (A) Comparação entre a composição isotópica anual da precipitação na região de Januária com os acumulados de chuva medidos na estação meteorológica do INMET (OMM: 83386); (B) correlação entre o $\delta^{18}\text{O}_{\text{médio}}$ anual e o volume de precipitação anual. Os acumulados anuais foram calculados para os períodos do ano	

hidrológico (setembro-agosto). Os valores da média mensal de $\delta^{18}\text{O}$ são calculados a partir da ponderação do volume de chuva de cada amostra.....	72
Figura 6.4: (A) Comparação entre a composição isotópica anual da precipitação na região de Januária com os valores de <i>Degree of Rainout upstream</i> (DRU); (B) correlação entre o $\delta^{18}\text{O}_{\text{médio}}$ e DRU. Os acumulados anuais foram calculados para os períodos do ano hidrológico (setembro-agosto). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{médio}}$ anuais são calculados a partir da ponderação do volume de chuva de cada amostra.....	72
Figura 6.5: Dados meteorológicos de temperatura, umidade relativa, evaporação, precipitação, nebulosidade e irradiância solar da estação de Januária referente ao ano de 2018.....	73
Figura 6.6: Comparação entre a precipitação do pluviômetro em frente a gruta Onça e os níveis de água do rio Peruaçu dentro da gruta Onça e à montante do cânion.....	74
Figura 6.7: Série de temperatura monitorada na gruta Onça: temperatura das porções internas da gruta Onça em comparação com a temperatura do ambiente externo, próximo a entrada do conduto.....	75
Figura 6.8: Comparação entre a precipitação diária da estação de Januária e os registros de umidade do ambiente externo e da caverna; concentração de dióxido de carbono da caverna; temperatura mínima externa e a pressão atmosférica medidos na estação de Januária. Barra azul indica período chuvoso; Barra vermelha indica interrupção nos eventos de chuva no meio da estação chuvosa.....	76
Figura 6.9: Comparação entre a série da frequência de gotejamento dos pontos 1-4 da gruta ventilada da Onça com a precipitação in situ e local.....	79
Figura 6.10: Comparação entre as taxas de deposição de calcita dos pontos P1-P5 com as taxas de gotejamento da caverna da Onça. As linhas verticais tracejadas indicam as estações trimestrais. As barras cinza indicam o período de amostragem (Pa), ou seja, data de início e remoção dos vidros de relógio.....	81
Figura 6.11: Comparação entre a taxa de deposição de calcita e as condições ambientais. As barras cinza indicam o período de coleta dos vidros de relógio, que são representados pela sigla (Pa). As linhas tracejadas indicam as estações climáticas.....	82
Figura 6.12: Dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da água do gotejamento coletada nos pontos 1-5 de monitoramento dentro da gruta da Onça. Os pontos pretos são os resultados isotópicos da água da chuva coletada em Januária. As linhas vermelha e verde indicam respectivamente a água meteórica local (<i>Local Meteoric Water Line</i> – LMWL) e a linha de água meteórica global (<i>Global Meteoric Water Line</i> – LMWL).....	83
Figura 6.13: Análise de dispersão (A) entre os dados diários de UR da gruta da Onça e a evaporação em Januária durante 20/05/2018 a 20/05/2019; (B) entre os dados diários de evaporação de Januária e temperatura máxima de Januária durante 20/05/2018 a 20/05/2019; e em (C) nos dados anuais de evaporação acumulada e temperatura média (ONDJFM) durante os anos de 1913 – 2016 CE em Januária.....	83
Figura 6.14: Gráficos comparativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato dos cinco pontos (P1 a P5) de monitoramento na caverna da Onça.....	84
Figura 6.15: Variação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e da taxa de gotejamento nos cinco pontos monitorados (P1 a P5) na caverna da Onça.....	85
Figura 6.16: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e do vidro de relógio dos pontos P2 (esquerda) e P5 (direita).....	86
Figura 6.17: Variações dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ dos 5 pontos (P1 a P5) monitorados na caverna da Onça. Do topo para a base são apresentadas as variações de temperatura e de seu gradiente, concentração de CO_2 , umidade relativa do ar e precipitações na estação climática nas proximidades da caverna. As barras cinza indicam o período de coleta dos vidros de relógio, que são representados pela sigla (Pa). A linha tracejada indica as estações climáticas.....	86
Figura 6.18: Variações dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ dos 5 pontos (P1 a P5) monitorados na caverna da Onça. As barras cinza indicam o período de coleta dos vidros de relógio, que são representados pela sigla Pa. As linhas tracejadas indicam as estações climáticas.....	87
Figura 6.19: Idades obtidas pela datação $^{235}\text{U}/^{230}\text{Th}$ na estalagmite ONÇA2 (A) e na estalagmite ONÇA4 (B).....	89
Figura 6.20: Idades U/Th obtidas entre topo e base das estalagmites estudadas. (A) Equação linear de ajuste da datação U/Th da estalagmite ONÇA2. (B) Equação linear de ajuste da datação U/Th da estalagmite ONÇA4.....	90
Figura 6.21: Camadas de crescimento da estalagmite ONÇA observadas por diferentes métodos. (A) microfotografia controle, ou seja, imagem original das estalagmites; (B) microfotografia a partir da imagem com tons invertidos. Espectro da análise de tons de cinza/RGB, onde é possível diferenciar cada camada de crescimento. (C) microfotografia das camadas a partir de luz polarizada em estéreo microscópio. (D) microfotografia das camadas utilizando microscopia com fluorescência confocal. Setas: indicam limites das camadas de crescimento. Barra = 0.2 mm.....	91
Figura 6.22: Cronologia produzida a partir da contagem de laminações do topo para a base dos espeleotemas. (A) Datação por contagem de camadas da estalagmite ONÇA2. (B) Datação por contagem de camadas da estalagmite ONÇA4.....	92

- Figura 6.23:** Comparação entre as idades U/Th e as idades das pela contagem das laminações das estalagmites Onça 2 e 4. O número correspondente a cada ponto entre parênteses representa a idade da camada em U/Th (preto) e a idade da camada pelo método de contagem (azul).....92
- Figura 6.24:** Evidência das principais laminações detríticas nas estalagmites da (A) ONÇA 2 (1867 – 2016 CE) e (B) ONÇA 4 (1318 – 1858 CE).....94
- Figura 6.25:** Perfil espectral da intensidade da escala de cinza/RGB para identificação s das camadas anuais das estalagmites Onça 2 e 4. (A) Detalhe das camadas detríticas (colchetes) caracterizadas por sinal espectral de maior amplitude que as camadas não detríticas (*). (B) Aspecto textural ressaltada tendência crescente de aumento da intensidade da escala de cinza/RGB entre camadas não detríticas até camadas detríticas. (C) Detalhe das camadas detríticas intercalada com camadas não detríticas (*)......95
- Figura 6.26:** Microfotografia de lâminas petrográficas da estalagmite ONÇA4. (A) Cristais de calcita colunar com destaque para a camada detrítica no topo (retângulo) (150 µm). (B) Camadas de deposição anuais de carbonato (150 µm). (C) Camada detrítica ou rica em “lama”, onde são observados grãos de quartzo (50 µm). (D) Detalhe da camada detrítica revelando grãos de quartzo (*) e material fino constituído de argilo-minerais (seta) ao redor de grãos minerais (50 µm). (E) Por menor da figura anterior com destaque ao grão de quartzo (*) e matriz de argilo minerais (seta) (20 µm).....96
- Figura 6.27:** Análise de Difração de Raio-X (DRX) nas estalagmites ONÇA2 (esquerda) e ONÇA4 (direita)... 97
- Figura 6.28:** Imagem da estalagmite ONÇA 2, onde é possível observar as camadas de dissolução (seta) entre os anos de 1997 – 1992..... 97
- Figura 6.29:** Série temporal da concentração de Manganês (Mn) ao longo da estalagmite ONÇA2 (A) e ONÇA4 (B). Barra da escala = 10 mm.....98
- Figura 6.30:** Comparação entre os elementos traço metálicos Al, Fe, Mn, Th, La, Ce e o index dos elementos traços (Al, Fe, Mn, Th, La, Ce) da estalagmite ONÇA4.....99
- Figura 6.31:** Comparação entre as séries instrumentais de temperatura, evaporação e balanço hídrico: A) comparação entre a temperatura e a evaporação; B) relação entre temperatura e balanço hídrico.....100
- Figura 6.32:** Comparação entre a curva de variação da taxa de crescimento da estalagmite ONÇA2 com: a) precipitação local; b) balanço hídrico P-E.....102
- Figura 6.33:** Comparação das séries de precipitação média anual e vazão dos Rios São Francisco e Pandeiros na região de Januária com indicadores paleoclimáticos medido na estalagmite ONÇA2, como: variação na espessura da camada, concentração de manganês (Mn) e da escala de cinza da estalagmite. A linha pontilhada indica o percentil de 90%. A barras em cinza indicam as laminações com maior abundância de material detrítico.....103
- Figura 6.34:** Análise de ondeletas cruzada realizada entre a precipitação acumulada do ano hidrológico (ONDJFM) e os registros da ONÇA2 de escala de cinza (A), espessura da camada (B) e elemento traço manganês (C). A linha de contorno preta indica 95% de confiança. Vetores apontando para a esquerda significa relação em anti-fase; vetores apontando para a direita: em fase; setas apontando para baixo (na direção 90°) indicam uma forte influência dos valores de precipitação sobre os registros da ONÇA2.....105
- Figura 6.35:** Registro da escala de cinza das estalagmites Onça 2 e 4 (A). Análise de ondeletas realizada para os registros de escala de cinza (B). Análise realizada pelo software PAST (Hammer et al. 2001) com a função Morlet. Em (A), a linha vermelha indica suavização (*smooth*) de 30 anos e a linha preta indica a média. Em (B) a linha preta circundante indica nível de significância de 95%..... 106
- Figura 6.36:** Análise espectral pelo método de REDFIT realizada nos registros de escala de cinza (A), espessura de camada (B), elemento traço (Mn) (C) e camadas detríticas com cavidades (D) na estalagmite ONÇA 2 e 4. As linhas vermelha e azul representam os níveis de confiança (χ^2) de 95% e 99%, respectivamente.....106
- Figura 6.37:** Registro da espessura de camada das estalagmites ONÇA 2 e 4 (A). Análise de ondeletas realizada para os registros de espessura de camada (B). Em (A), a linha vermelha indica suavização (*smooth*) de 30 anos e a linha preta indica a média. Em (B) a linha preta circundante indica nível de significância de 95%.....107
- Figura 6.38:** Registro do elemento traço Manganês (Mn) das estalagmites ONÇA 2 e 4 (A). Análise de ondeletas realizada para os registros de Manganês (Mn) (B). Em (A), a linha vermelha indica suavização (*smooth*) de 30 anos e a linha preta indica a média. Em (B) a linha preta circundante indica nível de significância de 95%.....108
- Figura 6.39:** Análise de ondeletas do registro das camadas detríticas/cavidades na estalagmite ONÇA 2 e 4.....108
- Figura 6.40:** Registros de Escala de cinza e elemento traço (Mn) das estalagmites ONÇA 2 e 4 em comparação com as forçantes de irradiância solar (Steinhilber et al., 2009) e Oscilação multidecenal do Atlântico – OMA com filtro de 30 anos (Wang et al., 2017a).....109
- Figura 6.41:** Localização dos troncos nas cavernas ao longo do cânion do rio Peruaçu. (A) Caverna do Carlúcio onde está localizado o material lenhoso na cota 676 m. (B) Gruta da Brejal onde podem ser observados os locais onde estão os troncos coletados. (C) Gruta do Arco do André, as setas indicam os pontos P1, P2 e P3. Detalhe do alinhamento de troncos o que pode indicar fluxo de descarga. (D) Piso superior da entrada da caverna, ponto P3,

onde são observados troncos oriundos de enchentes. **(E)** Cavidade inferior, ponto P1, onde é possível observar uma grande quantidade de troncos. O círculo preto indica uma pessoa de escala. A imagem (A) foi retirada do trabalho de Coelho et al. 2017..... **111**

Figura 6.42: Mapa da caverna Arco do André com a localização dos troncos (círculo vermelho) e os sítios de deposição de troncos (retângulo vermelho). **(A)** O ponto P1 corresponde a cavidade inferior onde estão os troncos SPFW6962, 6963, 6966, 6967, 6885, 6886, 6887 e 6888. O ponto P2 corresponde a vertente do flanco leste onde estão os troncos SPFW6889, 6890, 6891, 6892 e 6893. O ponto P3 corresponde ao piso superior da entrada da caverna, onde estão os troncos SPFW 6968 e 6969. Nos pontos P4 e P5 estão localizados os troncos SPFW 7036 e 7112, respectivamente. **(B)** Seção transversal da caverna com a localização dos níveis de deposição dos troncos. No nível N1 estão os troncos referentes ao ponto P1. No nível N2 estão os troncos referentes aos pontos P2, P4 e P5. No nível N3 estão os troncos referentes ao ponto P3. Mapa realizado pela GEO-KLOCK com modificações..... **112**

Figura 6.43: Modelo de idade por carbono C14 referente aos 17 troncos localizados nas cavernas ao longo do cânion do rio Peruaçu. Oxcal v4.3.2 Bronk Ramsey 2017.SHCal13 atmospheric curve (Hogg et al., 2013)..... **113**

Figura 6.44: Comparação entre os registros de enchentes no cânion do rio Peruaçu e as grandes erupções vulcânicas entre os anos de 1300 – 2000 (CE). **(A)** análise de cluster evidenciando agrupamentos de idades ^{14}C dos troncos. **(B)** distribuição altimétrica dos troncos em relação ao nível atual do rio Peruaçu. **(C)** registros de escala de cinza e da concentração de Mn das estalagmites Onça 2 e 4. **(D)** erupções vulcânicas que emitiram a partir de 7 Kg/Km² de SO₄ (valor médio de SO₄ na atmosfera entre os anos de 1300 - 2000 CE referentes a vulcanismo) no hemisfério norte e no hemisfério sul tropical (Crowley and Unterman, 2013). As barras cor de rosa indicam as camadas detríticas mais espessas..... **114**

Figura 6.45: Registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites da ONÇA 2 e 4. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ estão representados pelas curvas em azul e rosa, enquanto os dados de $\delta^{13}\text{C}$ estão representados pelas curvas preto e vermelho. As barras em azul e amarelo indicam respectivamente a Pequena idade do gelo (*Little Ice Age* – LIA 1450 – 1740 CE) e o período quente atual (*Current Warm Period* – CWP 1850-presente), cujos períodos foram definidos segundo (Campos et al., 2019)..... **117**

Figura 6.46: Correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites da caverna da Onça. Em **(a)** estalagmite ONÇA2 (1850 – 2016 CE), em **(b)** estalagmite ONÇA4 (1255 – 1850 CE) e **(c)** estalagmites ONÇA 2 e 4 (1255 – 2016 CE)..... **118**

Figura 6.47: Comparação entre os registros de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2 e os dados climáticos de precipitação acumulada, evaporação e temperatura média correspondentes do ano hidrológico (ONDJFM) das estações de Januária. A linha pontilhada indica o valor médio..... **119**

Figura 6.48: Análise de dispersão entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2 e as variáveis climáticas de precipitação acumulada, evaporação e temperatura de Januária entre os anos de 1913 – 2016 CE..... **121**

Figura 6.49: Comparação entre as séries temporais de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ONÇA2 e 4. A curva vermelha indica anomalia de temperatura atmosférica global de superfície CRUTEM 4.6.0.0. As linhas pontilhadas em preto e azul ressaltam os valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ **121**

Figura 6.50: Séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ANJOS2, ANJOS1 e ONÇA 2 e 4 entre os anos de 1300 – 2016 CE. Em cinza melhor acoplamento entre as séries temporais. Linha pontilhada representa a média..... **122**

Figura 6.51: Séries temporais de $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites Anjos2, Anjos1 e Onça 2 e 4 entre os anos de 1300 – 2016 CE. Em cinza está marcado um evento comum entre as séries temporais. Linha pontilhada representa a média..... **123**

Figura 6.52: Séries temporais dos valores normalizados de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites Onça2 e Onça4. As barras azul e amarela indicam a Pequena idade do gelo (*Little Ice Age* – LIA 1450 – 1740 CE) e o período quente atual (*Current Warm Period* – CWP 1850-presente), respectivamente..... **125**

Figura 6.53: Correlação entre os valores das razões elementares Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites da caverna ventilada Onça. Em **(a, d)** estalagmite ONÇA 2 (1850 – 2016 CE), em **(b, e)** estalagmite ONÇA 4 (1255 – 1850 CE) e **(c, f)** estalagmites ONÇA 2 e 4 (1255 – 2016 CE). **126**

Figura 6.54: Comparação entre os registros de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca da estalagmite ONÇA2 e os dados climáticos de precipitação acumulada, evaporação e temperatura média correspondentes do ano hidrológico (ONDJFM) das estações de Januária. A linha pontilhada indica o valor médio..... **127**

Figura 6.55: Comparação entre as razões elementares e isotópicas da estalagmite ONÇA2. A linha pontilhada indica a média..... **128**

Figura 6.56: Comparação entre as séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e Mg/Ca das estalagmites ONÇA 2 e 4 e a temperatura global de superfície CRUTEM 4.6.0.0. As curvas em cinza e preto representam os valores de Mg/Ca em escala sazonal e anual. **130**

Figura 6.57: Análises espectrais de REDFIT (esquerda) e ondeletas (direita) das razões isotópicas e elementares das estalagmites Onça 2 e 4. (A-B) análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (1300 – 2016 CE). (C-E) Análises das razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca (1255-2016 CE).....	131
Figura 6.58: Análises espectrais de REDFIT (esquerda) e ondeletas (direita) dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ANJOS2.....	132
Figura 6.59: Séries temporais de Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ONÇA2 e 4 indicando eventos extremos de maiores valores (barra vermelha) e eventos extremos de menores valores (barra azul). A linha pontilhada indica valores de percentil de 1% e 95% percentil.....	134
Figura 6.60: Eventos de erupções vulcânicas ocorridas no hemisfério sul entre os anos 1850-1993 CE comparados com as séries temporais das razões de Mg/C, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA 2, e com a temperatura regional do norte de Minas Gerais e a temperatura do hemisfério sul. Linha pontilhada indica valores de 1% percentil. Linha preta indica a média.....	135
Figura 6.61: Eventos de grandes erupções vulcânicas ocorridas no Hemisfério Sul e Norte entre os anos de 1300-1850 CE comparados com as séries temporais de escala de cinza, Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA 4 e a série de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ANJOS1. A linha pontilhada indica valores de 1% percentil, exceto para o registro de Manganês (Mn) que indica 95% percentil. A escala do As barras cinza indicam camadas detríticas associadas as grandes erupções enumeradas na figura. A escala da série temporal do Manganês (Mn) está invertida.....	136
Figura 7.1: Perfil esquemático da área de estudo com a posição dos registros de alagamento e os níveis de alagamento nos segmentos Carlúcio–Lapa da Onça e Lapa da Onça–Arco do André. A linha tracejada em vermelho corresponde ao nível de alagamento responsável pela impressão das marcas de nível d'água M-01, M-2 e M-3. A estrela vermelha indica onde está localizada a Gruta da Onça. Os círculos em vermelho indicam o posicionamento de troncos encontrados neste estudo (Figura modificada do trabalho de Coelho et al. 2013).....	140
Figura 7.2: Comparação entre a razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ONÇA 2 e 4, ANJOS1 (Strikís 2015), DIVA2 (Novello et al. 2012), ALHO6 e CUR4 (Novello et al. 2016), JAR4 (Novello et al. 2018), Cristal (Vuille et al. 2012). A linha pontilhada indica valor da média da série. As setas indicam tendências dos valores. As barras coloridas indicam os períodos em anti-fase entre a região do centro-leste do Brasil e a região sudoeste/sudeste do Brasil.....	143
Figura 7.3: (A) Análises de Fourier da série temporal de taxa de crescimento (mm/ano). (B) Comparação entre a série instrumental da Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO) calculada para as temperaturas da superfície do mar EQ-60N, 0-80W menos 60S-60N.(Huang et al., 2017): Extended Reconstructed Sea Surface Temperatures Version 5 (ERSSTv5).....	144
Figura 7.4: Comparação entre as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA4 e $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite WX42B da caverna Wanxiang, China (Zhang et al. 2008) entre os anos de 1350 – 1850 (CE). A linha contínua indica a média, já a linha tracejada indica valores de percentil.....	145
Figura 7.5: Comparação entre a série de Irradiância Solar Total (TSI – <i>Total Solar Irradiance</i>) e as séries das razões de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites Onça 2 e 4, Anjos2 e Alho1+Cur4 (escalas invertidas), elemento traço Manganês (Mn) Onça 2 e 4, escala de cinza Onça 2 e 4. A linha pontilhada indica valor médio da série. As séries das razões isotópicas e elementares foram suavizadas em 30 pontos.....	150

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1: Localização das estações de pluviosidade e acumulado anual médio utilizadas neste estudo.....	60
Tabela 5.2: Localização das estações de meteorológicas utilizadas na construção da série de temperatura neste estudo.....	61
Tabela 5.3: Localização das estações fluviiais utilizadas neste estudo.....	61
Tabela 6.1: Temperaturas (máxima, média e mínima) medidas no monitoramento da caverna ventilada da Onça.....	75
Tabela 6.2: Concentração de dióxido de carbono e percentagem da umidade na caverna da Onça.....	77
Tabela 6.3: Dados monitorados referente a vazão de gotejamento da caverna ventilada da Onça.....	78
Tabela 6.4: Dados da taxa de deposição de carbonato de cálcio monitorados em gotejamentos da gruta da Onça.....	80
Tabela 6.5: Relação das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) utilizadas no cálculo das séries de precipitação regional e evaporação.....	100
Tabela 6.6: Eventos extremos a partir do percentil de 90% e um desvio padrão (1σ) referente a precipitação acumulada, vazão dos rios São Francisco e Pandeiros na região de Januária, e registros da estalagmite ONÇA2. Entre parênteses o valor do erro que varia entre $\pm 1-3$ anos.....	104
Tabela 6.7: Dados das amostras de troncos de árvores coletadas nas cavidades cársticas e sua relação altimétrica com o nível atual do rio Peruaçu. Número de indivíduos datados em eventos de grandes enchentes no Cânion do Rio Peruaçu.....	110
Tabela 6.8: Eventos extremos a partir do percentil de 90% e um desvio padrão (1σ) referente a temperatura local do ano hidrológico (ONDJFM), temperatura regional e das razões elementares de Mg/C, Sr/Ca e Ba/Ca da estalagmite ONÇA 2 durante os 103 anos na região de Januária.....	133
Tabela 6.11: (ANEXO) Resultados das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ da estalagmite ONÇA2.....	168
Tabela 6.12: (ANEXO) Resultados das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ da estalagmite ONÇA4.....	169
Tabela 6.13: (ANEXO) Resultados das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ da estalagmite ANJOS2.....	170

LISTA DE ABREVIATURAS

- $\delta^{18}\text{O}$ – relação entre isótopos de oxigênio ^{18}O e ^{16}O
- $\delta^{13}\text{C}$ – relação entre isótopos de carbono ^{13}C e ^{12}C
- ^{14}C – decaimento do carbono radioativo de massa 14 (catorze)
- CE – Comum Era
- OMA – Oscilação Multidecenal do Atlântico
- AS – América do Sul
- CWP – sigla em inglês para *Current Warm Period*
- DJF – Dezembro, Janeiro e Fevereiro
- MAM – Março, Abril e Maio
- JJA – Junho, Julho e Agosto
- SON – Setembro, Outubro e Novembro
- SO – Setembro e Outubro
- ND – Novembro e Dezembro
- ENSO – El Niño Oscilação Sul
- JJA – Junho, Julho e Agosto
- DRU – sigla em inglês para *Degree of Rainout Upstream*
- LIA – sigla em inglês para *Little Ice Age*
- MCA – sigla em inglês para *Medieval Climatic Anomaly*
- OMJ – Oscilação Madden-Julian
- ODP – Oscilação Decenal do Pacífico
- SMSA – Sistema de Monção Sul-americano
- TSM – Temperatura da Superfície do Mar
- ANT – Atlântico Norte Tropical (12° – 27°N , 20° – 50°W)
- AST – Atlântico Sul Tropical (0° – 15°S , 0° – 15°W)
- ASS – Atlântico Sul Subtropical (15° – 30°S , 20°W – 0°)
- ASE – Atlântico Sul Extra-tropical (30° – 40°S ; 30° – 10°W)
- JBNAS – Jato de Baixo Nível da América do Sul
- AB – Alta da Bolívia
- VCANs – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
- SESA – fluxo de umidade transportado do Sudoeste da Amazônia para Sudeste da América do Sul
- ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 Introdução.....	21
1.1 Objetivo.....	24
2 Climatologia do Sistema de Monção	25
2.1 Sistema de monção da América do Sul (SMSA).....	25
2.2 Oscilações climáticas no eixo da ZCAS.....	27
2.3 Razões isotópicas do oxigênio no ciclo hidrológico da SMSA.....	30
2.4 Geoquímica isotópica e elementar em sistemas cársticos fechado e aberto.....	32
2.5 Paleoclima da América do Sul no último milênio.....	35
2.6 Papel das forçantes radiativas na SMSA: vulcanismo e atividade solar.....	38
3 Área de estudo	41
3.1 Sistema cárstico do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu (PNCP).....	41
4 Climatologia da área de estudo.....	44
4.1 Caracterização da precipitação regional do norte de Minas Gerais.....	44
4.2 Climatologia local - Januária.....	45
4.3 Variabilidade interanual da precipitação e temperatura de Januária.....	47
4.4 Variabilidade multidecenal da precipitação no centro-leste do Brasil.....	52
5 Material e Métodos.....	53
5.1 Monitoramento hidrogeoquímico e isotópico da Gruta da Onça.....	53
5.1.1 Amostragem da água de gotejamento e da água de chuva.....	56
5.1.2 Monitoramento da hidrologia dos gotejamentos.....	58
5.1.3 Amostragem de calcita para análise isotópica e elementar.....	58
5.1.4 Monitoramento ambiental da Gruta da Onça.....	59
5.2 Registro da climatologia da área de estudo.....	60
5.3 Coleta e preparo das amostras de espeleotemas e sedimentos clásticos fluviais do Rio Peruaçu.....	62
5.4 Datação $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ em espeleotemas.....	62
5.5 Datação pela contagem de laminações em espeleotemas.....	63
5.6 Análises dos isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em espeleotemas.....	63
5.7 Análises de elementos traços em espeleotemas.....	64

5.8 Análises estatísticas de séries temporais em espeleotemas.....	65
5.9 Coleta e preparo das amostras de troncos.....	66
5.10 Datação por carbono 14 (^{14}C).....	68
5.11 Análises estatísticas do conjunto de troncos.....	68
6 Resultados.....	69
6.1 Monitoramento - Caverna da Onça.....	69
6.1.1 Monitoramento Isotópico da água da chuva em Januária-MG.....	69
6.1.2 $\delta^{18}\text{O}$ e δD nas precipitações no Norte de Minas Gerais.....	70
6.1.3 Variabilidade interanual do $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva em Januária durante os anos de 2011-2017.....	71
6.1.4 Variações climáticas externamente a caverna.....	73
6.1.5 Pluviosidade e vazão sazonal na gruta da Onça (2018-2019).....	74
6.1.6 Parâmetros ambientais da gruta Onça.....	75
6.1.7 Monitoramento hidrogeoquímico.....	78
6.1.7.1 Taxa de gotejamento.....	78
6.1.7.2 Taxa de deposição de carbonato de cálcio.....	79
6.1.7.3 Composição isotópica da água de gotejamento.....	82
6.1.7.4 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em carbonato recente.....	84
6.2 Eventos extremos de precipitação e inundação no centro-leste do Brasil durante os anos de 1255-2016 (CE).....	88
6.2.1 Cronologia dos espeleotemas através do método U/Th e contagem de laminações anuais.....	88
6.2.2 Descrição das laminações detríticas.....	93
6.2.3 Controle hidroclimático das taxas de deposição de calcita.....	99
6.2.4 Identificação dos eventos extremos de precipitação e inundação nos registros de estalagmites	102
6.2.5 Frequência da variabilidade climática nos registros de estalagmites.....	104
6.2.6 Magnitude dos eventos extremos de precipitação e inundação	109
6.3 Razões isotópicas e elementar das estalagmites da região de Januária-MG.....	116
6.3.1 Série dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites Onça 2 e 4.....	116

6.3.2 Interpretação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites Onça 2 e 4.....	118
6.3.3 Perfil dos dados isotópicos de estalagmites da gruta Lapa dos Anjos.....	122
6.3.4 Razões de elementos traços/cálcio das estalagmites Onça 2 e 4	124
6.3.5 As razões elementares de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca nas estalagmites Onça e clima no último século.....	126
6.3.6 Variabilidade dos dados isotópicos e das razões elementares	131
6.3.7 Magnitude da variabilidade das razões isotópica e elementar das estalagmites da ONÇA	133
7 Discussão	137
7.1 Implicações dos dados do monitoramento para interpretação dos indicadores paleoclimáticos.....	137
7.2 Registro de eventos extremos de precipitação e inundações no cânion do rio Peruaçu.....	139
7.3 Variações climáticas no centro-leste do Brasil durante os anos de 1255-2016 (CE) a partir dos registros das estalagmites da Onça 2 e 4.....	142
7.4 Influência do vulcanismo no regime de monção sul-americana no centro-leste do Brasil.....	146
7.5 Relação entre a monção sul-americana no centro-leste do Brasil e a forçante de irradiância solar.....	149
8 Considerações Finais.....	152
9 Referências Bibliográficas	153
10 ANEXO.....	166

1. Introdução

Atualmente a região norte de Minas Gerais sofre com eventos prolongados de estiagem que tem levado a grandes prejuízos socioeconômicos decorrentes de desabastecimento hídrico urbano e queda da produção agrícola. As sucessivas anomalias negativas de precipitação registradas nas últimas décadas ocorrem em um contexto de um aquecimento contínuo da região com aumento das temperaturas médias em cerca de 2 °C acima da temperatura média global desde 1970.

Entretanto, os dados instrumentais meteorológicos são restritos ao último século, o que torna necessário a utilização de registros paleoclimáticos de espeleotemas para o entendimento das mudanças climáticas ocorridas no último século na região de estudo, assim como realizado em outras regiões tropicais ((Fairchild et al., 2006). A extensa área cárstica no Brasil possibilitou ampla reconstituição da paleopluviosidade da Monção da América do Sul a partir de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em estalagmites (Apaéstegui et al., 2014; Cruz et al., 2009; Novello et al., 2012; Stríkis et al., 2011). Apesar dos avanços em estudos da variabilidade paleoclimática da monção, torna-se necessário entender como a assinatura isotópica dos carbonatos nos espeleotemas é controlada pelas condições ambientais de dentro da caverna.

Assim, a fim de melhor compreender o sinal isotópico associado com da água da chuva da monção da América do Sul registrado nas estalagmites, programas de monitoramento em cavernas foram implantados no Brasil a partir da última década (Cruz et al., 2005; Karmann et al. 2007; Stríkis, 2015; Moquet et al. 2015). Contudo, o pequeno número de trabalhos de monitoramento hidrogeoquímico em cavernas no Brasil é o reflexo do pouco que se sabe como as razões isotópicas das soluções de infiltração do sistema vadoso e dos carbonatos dos espeleotemas respondem as variações climáticas e ambientais, tanto da caverna como do ambiente externo. Esse é um fator de relevante consideração, uma vez que, os mecanismos de respostas climáticas são estritamente dependentes das condições ambientais de dentro da caverna (Lachniet, 2009).

Apesar da necessidade de compreender o significado da assinatura isotópica nos carbonatos em cavernas onde comumente estudos são realizados em condutos com circulação restrita de ar, cujas condições ambientais de temperatura, umidade e $p\text{CO}_2$ são pouco variáveis, não existem ainda nenhum estudo no Brasil em cavernas onde as estalagmites são depositadas em condutos com ampla ventilação de ar, cujo, as condições ambientais de temperatura, umidade e $p\text{CO}_2$ são muito variáveis. Nestas cavernas, geralmente existe um ambiente

evaporativo em anos de seca, o que favorece o fracionamento cinético da água de gotejamento, que resulta em valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ nos espeleotemas. Este esforço para interpretar o sinal climático sazonal do carbonato por meio de monitoramento é necessário para evitar erros de interpretação interanual da reconstituição climática local e regional (Baker et al., 2007; Jex et al., 2010; Tremaine et al., 2011).

Registros climáticos de estalagmites do último século são confrontados com dados meteorológicos para verificar o quão os registros representam a variabilidade climática regional e local, a fim de validar os indicadores paleoclimáticos (Baker et al., 2007; Jex et al., 2010; Treble et al., 2005). No entanto, é muito difícil obter registros geoquímicos de espeleotemas bem datados para o último século, com dados de resolução alta o suficiente para serem comparados com a variabilidade climática interanual de séries de dados instrumentais. Isso porque a maioria dos espeleotemas não apresenta crescimento tão rápido (acima de $0,1 \text{ mm/ano}^{-1}$) e apresenta altos erros de idade U/Th. Por outro lado, o estudo com estalagmites contendo laminações anuais, permite reconstituições climáticas com alta resolução anual com valores de erro de poucos anos (Novello et al., 2016). As estalagmites com laminações anuais permitem obter um modelo cronológico muito preciso, o qual pode compensar os erros nas idades U/Th.

Assim, compreender as variações na frequência e magnitude das anomalias climáticas do sistema de monção da América do Sul, frente às variações das forçantes radiativas, é de fundamental importância para otimização dos modelos climáticos e de políticas de mitigação adaptação a mudanças climáticas. A variabilidade do ciclo hidrológico no sistema de monção revela que valores de acumulado de chuva ao atingir mais de um desvio padrão (1σ) podem ser considerados como eventos extremos pluviométricos (Shelton, 2009). Eventos extremos de precipitação podem causar aumento de vazão de rios e consequentes inundações dentro de uma bacia hidrográfica devido à fortes eventos de chuvas durante um curto ou longo período (Debortoli et al., 2017). De fato, os efeitos interanuais dos fortes eventos de precipitação têm causado impacto negativo em ecossistemas, paisagens e comunidades ao redor do globo (Denniston & Luetscher, 2017). Além disso, com o advento dos registros instrumentais, numerosos pesquisadores têm chamado atenção para um aumento da ocorrência de eventos de inundação durante o período pós-industrial em diversas partes do mundo, incluindo o Brasil (Barichivich et al., 2018; Denniston and Luetscher, 2017). Isto ocorre devido às mudanças no padrão de circulação atmosférica e ao aumento na quantidade de vapor de água devido ao aumento rápido da temperatura ao aquecimento global associadas às emissões antropogênicas de gases de efeito estufa, as quais estão combinadas com forçantes naturais do clima (Debortoli

et al., 2017). Poucos estudos foram realizados na reconstituição interanuais de inundações durante o período pré-industrial devido a escarcas de registros geológicos e biológicos capaz de documentar esses eventos, como estalagmites com camadas detríticas e troncos fósseis, respectivamente (Denniston & Luetscher 2017).

Portanto, neste trabalho será apresentado a reconstrução da frequência de eventos extremos hidroclimáticos nas estalagmites da ONÇA2 e 4. A fim de inferir a magnitude dos eventos de inundação fluvial, utilizou-se também troncos que foram transportados pelo Rio Peruaçu e depositados em cavernas a dezenas de metros do nível atual do Rio. A idade e altimetria desses troncos preservados nas cavernas oferece uma rara oportunidade de registrar o tempo e a magnitude das grandes enchentes do Rio Peruaçu associadas a eventos extremos de precipitação. Em síntese, nós identificamos os eventos extremos de precipitação e inundação através de dados instrumentais, a fim de validar nosso registro para o passado, em seguida realizamos a reconstrução climática dos eventos extremos associando com as principais forçantes atuantes na região de estudo.

1.1 Objetivos

Objetivo geral

Realizar a reconstituição da variabilidade climática da monção sul-americana, em resolução anual a sazonal, no norte de Minas Gerais entre os anos de 1255-2016 (CE) a partir da utilização de multi-registros em estalagmites e troncos de árvores em cavernas.

Objetivos específicos

- a) Realizar o monitoramento de parâmetros ambientais e hidrogeoquímicos da caverna Gruta da Onça, a fim de entender os fatores que controlam a taxa de deposição sazonal de carbonato e a variação nas razões isotópicas do carbono e oxigênio em caverna do tipo aberta e ventilada;
- b) Identificar eventos extremos de precipitação e/ou inundações, relacionados com níveis de maior deposição de material detrítico, picos de elemento traço manganês e escala de cinza nas estalagmites ONÇA2 e 4. Além de utilizar troncos de árvores transportados para dentro das cavernas por mega inundações;
- c) Realizar a reconstituição de eventos climáticos a partir de registros isotópicos e elementares de estalagmites presentes em conduto de sistema aberto na gruta da Onça;
- d) Identificar as variabilidades temporais interanual, decenal e multidecenal da pluviosidade da monção no centro-leste do Brasil, a partir de análise das forçantes radiativas relacionadas à atividade solar e atividade vulcânica; variabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e índices de circulação atmosférico, como por exemplo Oscilação Multidecenal do Atlântico.

2. Climatologia do Sistema de Monção

2.1 Sistema de Monção Sul-americano (SMSA)

A variabilidade climática sazonal transporte de umidade entre continentes e oceanos nas regiões tropicais e subtropicais chama-se **monção** (Mohtadi et al., 2016). Em escala anual, durante o verão ocorre um rápido aquecimento do continente em relação ao oceano, o que proporciona um sistema de baixa pressão atmosférico no continente, caracterizado por intensa convecção e transporte de massas de ar úmida provenientes do sistema de alta pressão no oceano (Ruddiman, 2008).

O Sistema de Monção Sul-Americano (SMSA) tornou-se reconhecida como um sistema de monção a pouco mais de uma década (Zhou & Lau, 1998). Na climatologia moderna, a SMSA caracteriza-se por apresentar um distinto ciclo hidroclimático sazonal anual na região tropical-subtropical (0°S-30°S) da América do Sul (Figura 2.1). Segundo os trabalhos de (Liebmann & Mechoso, 2011; Marengo et al., 2012; Vera et al., 2006) a SMSA pode ser dividida em três fases: (i) **Fase inicial**, acontece durante a estação de primavera entre os meses de outubro a novembro (Figura 2.1), neste período ocorre na alta troposfera a mudança de um escoamento zonal para ondulatório resultando na formação de um anticiclone sobre o altiplano da Bolívia, chamado de Alta da Bolívia (AB) (Figura 2.2A). Enquanto isso, na costa nordeste da América do Sul ocorre a implantação do Cavado do Nordeste (CN) e a formação de vórtices ciclônicos de altos níveis (Figura 2.2A). Na baixa troposfera ocorre convecção de massas de ar sobre a região oeste da Bacia Amazônica e transporte de umidade pelos Jatos de baixo nível da América do Sul (JBNAS) até a região central da Bacia do Prata, onde ocorre um sistema de baixa pressão atmosférica, chamado de Baixa do Chaco (Figura 2.2B). Um outro fluxo transporta em baixo nível umidade do sudoeste da Amazônia para sudeste da América do Sul (Figura 2.2B). (ii) **Fase madura**, ocorre durante o verão austral entre os meses de dezembro a fevereiro (DJF) (Figura 2.1), neste período na baixa troposfera, ocorre hiper ativação do sistema de SMSA com chuvas mais intensas e frequentes na região noroeste, central e sudeste da Bacia Amazônica até a região central da Bacia do Prata. Uma indicação da maturidade da monção, sendo considerada uma extensão sudeste desta, associada a um escoamento convergente de massas de ar quente e úmida distribuída na região centro-oeste, sudeste e centro-leste do Brasil, chamada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Entretanto, na alta troposfera ocorre desenvolvimento dos sistemas AB/VCAN e AB/Cavado que proporcionam convergência profunda sobre a maior parte da região norte, nordeste e centro-oeste do Brasil

(Figura 2.2A). O sistema AB/VCAN interage diretamente com a ZCAS, afetando e modulando o ciclo hidrológico, o balanço de energia e o clima em grande parte da América do Sul tropical-extratropical.

A (iii) **Fase final** ocorre durante os meses de março a maio (MAM) (Figura 2.1). Neste período a atividade convectiva da SMSA progressivamente se desloca para região tropical-subtropical do Hemisfério Norte (0°N - 30°N). Entretanto, ainda durante o período de MAM, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) associado ao SMSA pode promover aumento da pluviosidade na região noroeste e central da Bacia Amazônica e norte da região nordeste do Brasil (Figura 2.2B).

Figura 2.1: Mapa climático da precipitação da América do Sul entre 1979-2000 (Xie and Arkin, 1997). Entre os meses de **SON** ocorre a fase inicial da monção. Entre os meses de **DJF** ocorre a fase madura da monção e fase final ocorre entre os meses de **MAM**. Os números indicados no mapa correspondem a registros paleoclimáticos.

Figura 2.2: Circulação atmosférica para a precipitação e direção do vento entre os anos de 1979-1995. (A) Região de altos níveis (200hPa) e (B) região de baixos níveis (925hPa). AB – Alta da Bolívia; VCANs – Vórtices ciclônicos de altos níveis; ZCIT – Zona de Convergência do Intertropical; ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul; JBNAS - Jato de baixo nível da América do Sul; SESA - fluxo de umidade transportado do Sudoeste da Amazônia para Sudeste da América do Sul (Silva and Kousky, 2012).

O ciclo de vida da SMSA apresenta-se neutro quando a média sazonal de pluviosidade da estação de verão austral se mantém nas regiões de atuação da monção. Segundo os trabalhos de (Liebmann et al., 2007; Marengo et al., 2012; Vera et al., 2006) a variabilidade hidroclimática da SMSA está associada intimamente aos complexos mecanismos de interação atmosfera-biosfera-continente-oceano, que serão descritos a seguir durante a **fase ativa** (**inativa**) da SMSA: **i**) anomalias negativas (positivas) da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Atlântico; **ii**) anomalias positivas (negativas) da superfície continental que está associado a umidade do solo, vegetação e topografia; **iii**) forte (fraco) ventos alísios de nordeste; **iv**) deslocamento anômalo da ZCIT à sul (norte) da sua posição geográfica; **v**) intensificação (enfraquecimento) do fluxo de umidade da ZCAS; **vi**) forte (fraca) circulação atmosférica de Hadley e Walker, respectivamente nas regiões central e oeste das células; e **vii**) intensificação (enfraquecimento) no sistema AB/VCAN/Cavado na alta troposfera e nos sistemas ZCAS, JBNAS e SESA na baixa troposfera.

2.2 Oscilações climáticas no eixo da ZCAS

A ZCAS é uma banda de nuvens que se prolonga desde a região central do Brasil para o sudeste até o Oceano Atlântico Sul. Esta faixa de nebulosidade parece emanar ou fundir-se com a intensa convecção da Bacia Amazônica (Figura 2.3) (Carvalho et al., 2004; Cunningham & Cavalcanti, 2006; Liebmann & Mechoso, 2011). A ZCAS possui orientação NW-SE e constitui uma feição climática transiente associada ao transporte de momentum, calor e

umidade do trópico para o subtópico que permanece quase estacionária por no mínimo quatro dias (Ambrizzi & Ferraz, 2015).

A ZCAS apresenta variabilidade hidroclimática desde intersazonal a multidecenal com oscilações no posicionamento (Cunningham & Cavalcanti, 2006) e na intensidade (Carvalho et al., 2004). Quanto ao posicionamento, foram identificados dois padrões climáticos de variabilidade de acordo com a posição da ZCAS, que promove um padrão dipolo antifásico entre os sistemas ZCAS e SESA nas regiões centro-leste e o sudeste da América do Sul entre 10°S a 30°S (Figura 2.3) (Grimm, 2011; Grimm & Ambrizzi, 2009; Kayano & Capistrano, 2014).

Figura 2.3: Imagem do satélite Goes-12Ch4 mostrando convecção profunda na Bacia Amazônica e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o mês de março de 2005 (Fonte: CPTEC/INPE).

O controle do posicionamento da ZCAS em diferentes escalas de tempo está associado a circulação termodinâmica atmosfera-continente-oceano como as anomalias da TSM do Oceano Pacífico e Atlântico, ciclogênese, teleconexão, trem de ondas Rossby e anomalias de precipitação (Carvalho et al., 2004; Liebmann & Mechoso, 2011; Pampuch et al., 2016; Vera et al., 2006). Em escala intersazonal, a intensificação e deslocamento da ZCAS para o centro-

leste (sudeste) da América do Sul está correlacionada com a OMJ (PSA - América Pacífico Sul) (Grimm & Ambrizzi, 2009; Marengo et al., 2012; Shimizu & Ambrizzi, 2016).

O dipolo de precipitação entre o centro-leste e o sudeste da AS (Figura 2.4) ocorre devido as anomalias das TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico que se encontram conectados por teleconexão e trem de ondas (Grimm & Saboia, 2015). Durante a primavera, as teleconexões trópico-extratropical entre a SESA e a TSM do Oceano Pacífico tropical são mais fortes que as teleconexões trópico-trópico, ao proporcionar diminuição (aumento) da precipitação no centro-leste (sudeste) da AS, enquanto durante o verão as teleconexões trópico-trópico são mais marcantes ao acarretar aumento (diminuição) da precipitação no centro-leste (sudeste) da AS (Grimm, 2011a). Esta oscilação antifásica espacial de precipitação interanual-multidecenal está correlacionada com os modos climáticos: ENSO + TSM do Atlântico Sul Tropical (Cazes-Boezio et al., 2003; Grimm, 2003; Hurrell & Deser, 2009), ODP e OMA (Grimm & Saboia, 2015).

Figura 2.4: Distribuição espacial da variabilidade da precipitação durante a (A) primavera (SON) e (B) verão (DJF) entre os anos de 1950 - 2005. (Grimm, 2011a).

Quanto a intensidade da ZCAS, ocorre durante o verão ocorre intensificação (enfraquecimento) da ZCAS (SESA) (Figura 2.5A), enquanto durante a primavera a intensificação (enfraquecimento) da SESA (ZCAS) (Figura 2.5B).

Assim, durante a primavera, as anomalias negativas (positivas) de precipitação no centro-leste (sudeste) da AS apresentam correlações positivas com as anomalias de TSM da

região central do Pacífico tropical e com a anomalias da TSM do Atlântico Sul Subtropical. Esta última, por sua vez, está associadas com a formação de anticiclones anômalos (Figura 2.5A) que promove convergência de fluxo de umidade proveniente do Atlântico e Bacia Amazônica para o sudeste da AS, intensificando (enfraquecendo) a SESA (ZCAS), com isso causando divergência de umidade no centro-leste do Brasil. No entanto, anomalias negativas da TSM do Atlântico Sul Subtropical entre (30° – 40° S; 60° W– 0°) estão associados com a formação de ciclones anômalos (Figura 2.5B), o qual promove a convergência do fluxo de umidade para a região centro-leste do Brasil e divergências na região sudeste da AS.

Figura 2.5: (A) Formação de ciclones associado a fortalecimento da ZCAS na região central-leste da AS (Série média de precipitação de verão). (B) Formação de anticiclones associado ao enfraquecimento da ZCAS e intensificação da SESA na região sudeste da AS (Série média de precipitação de verão). (Figuras modificadas de Grimm & Saboia, 2015; Liebmann & Mechoso, 2011).

2.3 Razões isotópicas do oxigênio no ciclo hidrológico do SMSA

Em escala continental, a composição isotópica da precipitação durante o período do SMSA pode ser inicialmente configurada de acordo com as massas de ar úmidas provenientes do Oceano Atlântico tropical transportado principalmente pelos ventos alísios de nordeste que entram no continente quente e formam zonas de convecção profunda em baixos níveis na Bacia Amazônica (Marengo et al., 2012). Além disso, a umidade do ar proveniente da bacia oceânica do atlântico sul pode ser transportada da porção oceânica da ZCAS para região centro-leste do Brasil durante o período da SMSA (Grimm, 2018).

Este mecanismo de circulação atmosférica pode ser descrito em suma como um processo de destilação da massa de ar úmida, conhecido como modelo de destilação de *Rayleigh*, onde os processos de condensação eliminam progressivamente a água da atmosfera através da precipitação, controlado pela diminuição da temperatura e umidade relativa do ar, que ao longo do seu deslocamento no continente resulta na diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Cheng et al., 2013a). Com isso, as condições termodinâmicas do vapor de água na atmosfera exercem um relevante controle sobre o fator de fracionamento do oxigênio da água chuva. Assim, pode ser caracterizados quatro múltiplos processos que explicam uma parte significativa das variações isotópicas em escala continental (Lachniet, 2009; Vuille et al., 2003), são eles: **i)** efeito continental ou *continental effect*, que está relacionado a diminuição progressiva do valor de $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva conforme adentra ao continente; durante o efeito continental ocorre um progressivo resfriamento da massa de ar ao atravessar o continente, por meio de reciclagem de vapor de água favorecida da evaporação da água do solo, rios, lagos e transpiração da vegetação; **ii)** O efeito da quantidade de chuva ou *rainfall amount effect*, este fenômeno é comumente observado em regiões dos trópicos onde a formação de chuvas está associada a grandes complexos convectivos, que levam ao empobrecimento em $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva conforme aumenta o volume precipitado. Assim, os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ são correlacionados negativamente com a quantidade de chuva. Descrita inicialmente por Dansgaard (1964), a fundamentação física do *amount effect* não é ainda bem estabelecida. De fato, o *amount effect* é uma função empírica que estabelece uma relação negativa entre a quantidade de chuva local e a composição isotópica de oxigênio e deutério (Dansgaard, 1964; Risi et al., 2008; Vuille & Werner, 2005). **iii)** A taxa de chuva a montante ou *degree of rainout upstream* (DRU) refere-se ao fracionamento isotópico que se processa durante os eventos de precipitação em áreas situadas mais no interior do continente sul-americano que ocorrem ao longo da trajetória de transporte da massa de ar a montante, o qual é controlado pela destilação *Rayleigh*. Dessa forma, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD das chuvas no final da trajetória, tornam-se mais negativos ao passo que um maior número de eventos de chuvas ocorre ao longo da trajetória da massa de ar que se desloca sobre o continente (Fiorella et al., 2015; Vimeux et al., 2005; Vuille and Werner, 2005).

Além de todos esses processos de destilação da massa de ar, em escala regional e local o controle do fracionamento isotópico da água da chuva durante a grande atividade convectiva nas Bacias hidrográficas continentais está associada a uma complexa interação entre solo-água-biosfera-atmosfera (Lachniet, 2009).

2.4 Geoquímica isotópica e elementar no sistema cárstico

A dissolução e a precipitação do carbonato no sistema cárstico são importantes processos geoquímicos responsáveis pelo registro das informações climáticas nas estalagmites (Fairchild et al., 2006). Inicialmente, a água da chuva ao infiltrar no solo irá reagir com o CO_2 formando o ácido carbônico (H_2CO_3). Este ácido fraco dissocia-se na presença de pH elevado formando íons de $\text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$. Segundo Fairchild et al. (2006) segue a sequência de reações da acidificação da água indicada acima:

A solução percola pelo solo até atingir a rocha carbonática no epicarste, o qual reage com o carbonato de cálcio formando íons de cálcio e íons bicarbonato. Assim, ocorre a dissolução do calcário conforme a reação química abaixo (Fairchild et al., 2006):

A precipitação da calcita ocorre quando a solução de percolação atinge a ponta de uma estalactite na cavidade cárstica, conforme a reação abaixo (Fairchild et al., 2006):

O fracionamento isotópico entre a água e o carbonato dos espeleotemas, geralmente ocorre em condições relativamente próximas de equilíbrio em sistemas cársticos (conduto, salão ou galeria) semifechados, ambientalmente caracterizados pela mínima circulação de ar, temperatura constante e alta umidade relativa de ar (Clark and Fritz, 1997; Lachniet, 2009). Assim, sobre as condições de equilíbrio ocorre a preservação da assinatura isotópica da água da chuva nas estalagmites (Fairchild et al., 2006).

As razões isotópicas do hidrogênio, oxigênio e carbono que compõe o carbonato podem ser usados como marcadores naturais graças ao processo de fracionamento isotópico ocorrido durante a formação dos espeleotemas (Clark and Fritz, 1997; Lachniet, 2009). A composição isotópica é expressa pela razão atômica $[\text{}^{13}\text{C}]/[\text{}^{12}\text{C}]$, $[\text{}^{18}\text{O}]/[\text{}^{16}\text{O}]$ e $[\text{}^2\text{H ou D}]/[\text{}^1\text{H}]$ entre o isótopo

de H, O e C mais pesado (^2H , ^{18}O , ^{13}C), e o isótopo mais abundante (H , ^{16}O , ^{12}C) do mais pesado. Assim, a razão isotópica é denominada como notação delta (δ) que é expressa em relação a um padrão da Agencia Internaiconal da Energia Atômica IAEA, conhecido como V-PDB – Pee Dee Belemnite (calcita) para análise de carbono e para oxigênio e hidrogênio o padrão V-SMOW - Standard Mean Ocean Water (H_2O), expressa em partes por mil (‰), conforme as equações 1 e 2.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \quad \text{equação 1}$$

que pode ser escrito como:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} - 1 \quad \text{equação 2}$$

Assim, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ nas estalagmites refletem o ciclo hidrológico sobre condições de fracionamento em equilíbrio isotópico durante a precipitação da calcita em condutos cársticos de circulação mais restrita. Neste tipo de caverna foram realizados os estudos paleoclimáticos na América do Sul, a exemplo do trabalho nas cavernas Cristal (Vuille et al., 2012), caverna Diva (Novello et al., 2012), caverna da Palestina (Apaéstegui et al., 2014); caverna Lapa dos Anjos (Stríkis et al., 2015); caverna de São Bernardo (Moquet et al., 2016); grutas Pau d'Alho/Curupira (Novello et al., 2016); caverna do Jaraguá (Novello et al., 2018); e caverna São Bernardo (Novello et al., 2018).

Entretanto, variações nas condições da atmosfera em condutos com sistema aberto, ou seja, sujeito a variação sazonal da concentração de CO_2 , temperatura e umidade do ar do ambiente externo, podem desequilibrar na reação de precipitação da calcita ao deslocar a reação para o lado dos produtos. Isto acontece quando: i) a concentração de CO_2 da atmosfera do conduto é menor que o da solução da gota, com isso ocorre a perda de CO_2 da solução, sendo este processo chamado de degaseificação (Dreybrodt, 2008; Riechelmann et al., 2019); e ii) quando a solução da gota de água ao entrar em contato com o ar seco da atmosfera da caverna, sobre a influência de alta evaporação e temperatura, proporciona a evaporação da água mais leve (H_2^{16}O), com isso enriquecendo o carbonato em ^{18}O . Neste sentido, ocorre fracionamento cinético isotópico prevalecendo o sinal das condições de degaseificação ou evaporação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ no carbonato (Mickler et al., 2006). Entretanto, quando a precipitação do

carbonato ocorre lentamente, haverá maior troca entre o isótopo de oxigênio do HCO_3^- e H_2O da solução (reação 4), o que favorece o equilíbrio isotópico (Lachniet, 2009).

A maior parte dos estudos relaciona as variações das razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca de espeleotemas com mudanças hidrológicas associadas com aumento de precipitação e de recarga no aquífero cárstico (Bernal et al., 2016; Cruz et al., 2007; Fairchild and Treble, 2009a; Karmann et al., 2007). Nestes estudos, o mecanismo mais aventado é denominado de PCP, sigla para “*Prior Calcite Precipitation*” (Fairchild & Treble, 2009). Através da PCP, ocorre uma variação na composição geoquímica da solução que percola as rotas de fluxo sobre a caverna ou na zona vadosa, antes mesmo da água chegar ao gotejamento na caverna. O processo de PCP é desencadeado pelo aumento da precipitação de CaCO_3 no sistema associado ao maior escape de CO_2 da solução, quando o meio fraturado ou de condutos superiores fica parcialmente preenchido por água, ou seja, preferencialmente na estação seca (Fairchild et al., 2000; Fairchild & Treble, 2009). Este mecanismo foi comprovado como dominante em estudo realizado na caverna Santana, sudeste do Brasil, onde a pluviosidade é pouco sazonal e o fluxo de gotejamento ainda é alto mesmo no período de recesso das chuvas (Karmann et al., 2007). No caso o Ca^{2+} é preferencialmente removido da solução em relação a outros cátions bivalentes como Mg^{2+} , Sr^{2+} e Ba^{2+} , porque estes últimos possuem coeficientes de partição K_D menor que 1 em águas de caverna (Huang & Fairchild, 2001). Desta forma, a água de gotejamento torna-se enriquecida em Mg^{2+} , Sr^{2+} e Ba^{2+} em relação ao Ca^{2+} .

Outros processos relevantes para controle das variações de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca são “*incongruent calcite dissolution*” (ICD) e interação água-rocha ou “*water-rock interaction*” (WRI) (Fairchild & Treble, 2009b; Wong et al., 2011). O mecanismo de ICD é caracterizado por uma dissolução preferencial de Mg^{2+} , Sr^{2+} e Ba^{2+} em relação ao Ca^{2+} , na superfície dos cristais, o que também resulta em um aumento dos Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca de espeleotemas (McGillen & Fairchild, 2005). Já o WRI está associado a dissolução incongruente de rochas carbonáticas magnesianas, tipo dolomito, durante períodos mais secos em que ocorre maior tempo de residência da água no sistema.

Alguns modelos em geoquímica experimentais têm sido utilizados para testar a influência da zona freática no controle das variações de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca no sistema cárstico fechado (Bernal et al., 2016; Casteel and Banner, 2015; Zhang and Li, 2019). Os modelos levam em consideração a variação nos valores de coeficientes de partição do Mg e Sr na água e CaCO_3 $K_{D\text{Mg}}$ e $K_{D\text{Sr}}$ utilizando valores de $(K_{D\text{Sr}} - 1)/(K_{D\text{Mg}} - 1)$ para avaliar os diferentes efeitos de PCP/ICD e WRI na composição química da água de gotejamento (Sinclair, 2011).

Resultados de simulações indicam que após longo tempo de percolação pelo meio poroso fraturado e de conduto, nas zonas epicársticas e vadosa, o coeficiente angular de $\ln(\text{Sr}/\text{Ca})$ versus $\ln(\text{Mg}/\text{Ca})$ tende a próximo de zero (Sinclair, 2011). O contrário seria válido em épocas chuvosas, quando a percolação do tempo de interação entre água e rocha é mínimo. Portanto, a PCP possui correlação inversa com a zona vadosa, ou seja, quanto mais reduzida a zona freática maior será os valores de elementos traços devido ao aumento na PCP.

Estudos revelam que a degaseificação (Wong et al., 2011) e a temperatura (Casteel & Banner, 2015) são fatores que controlam a variação dos elementos traços em cavernas com sistema aberto, o que pode ser identificado pelo coeficiente da relação $\ln(\text{Mg}/\text{Ca})$ versus $\ln(\text{Sr}/\text{Ca})$ na faixa de 0.709–1.003 (Casteel & Banner, 2015). Isto é um indicativo que a aumento dos processos de PCP/ICD está associado diretamente ao aumento da degaseificação ou temperatura. Assim, compreender das variações sazonais dos elementos traços de Mg/Ca , Sr/Ca e Ba/Ca da água de gotejamento, uma vez que podem ser utilizadas para reconstruir variações de temperatura (Casteel & Banner, 2015; Roberts et al., 1998).

2.5 Paleoclima da América do Sul no último milênio

Reconstituições paleoclimáticas do sistema de monção foram realizadas a partir de registros de alta resolução documentados por coral, anel de árvore, espeleotema, depósito lacustre e marinho, gelo e dados históricos (Bird et al., 2011; Cobb et al., 2003; Cook et al., 2010; Sun et al., 2012). Nas últimas décadas, os estudos paleoclimáticos a partir de registros de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em estalagmites de cavernas forneceram uma nova visão da variabilidade climática do sistema de monção pretérito em diferentes escalas espaço-temporal.

A composição isotópica da água da chuva do verão austral (DJF) está fortemente relacionada à atividade pluviométrica da SMSA a partir de espeleotemas (Cruz et al., 2005a). Assim, os valores mais (menos) negativos de $\delta^{18}\text{O}$ em registros estalagmites correspondem aos períodos de maior (menor) volume de precipitação da SMSA (Cruz et al., 2005b) (Figura 2.6). Portanto, a partir de valores de $\delta^{18}\text{O}$ foi possível realizar reconstituição paleoclimática da monção a partir de espeleotemas (Cruz et al., 2009) (Figura 2.6).

Figura 2.6: Mapa atual dos registros de $\delta^{18}\text{O}$ de alta resolução em espeleotemas (representado por letras) existentes na área de atuação da monção de verão da América do Sul para o último milênio. O sombreamento de cores sobre a região tropical e subtropical da América do Sul indica a precipitação acumulada durante a fase madura do SMSA em DJF. **A)** Registro de gelo de Quelccaya (Thompson et al., 2013); **B)** Caverna Cascayunga (Reuter et al., 2009); **C)** Laguna Pumacocha (Bird et al., 2011); **D)** Cristal Cave (Vuille et al., 2012); **E)** Caverna Huagapo (Kanner et al., 2013); **F)** Caverna Diva de Maura (Novello et al., 2012); **G)** Caverna da Palestina (Apaéstegui et al., 2014); **H)** caverna Shatuca (Bustamante et al. 2016); **I)** Caverna Chiflonkhakha (Apaéstegui et al., 2018); **J)** Caverna Lapa dos Anjos (Stríkis et al., 2015); Caverna de São Bernardo (Moquet et al., 2016); **L)** Grutas Pau d'Alho/Curupira (Novello et al., 2016); **M)** Caverna do Jaraguá (Novello et al., 2018); **N)** caverna Calixto (Novello et al., 2018). Pontos coloridos indicam registros publicados; Pontos negros referem-se a registros ainda não publicados (Figura modificada de Vuille et al. 2012).

O avanço das pesquisas isotópicas em espeleotemas tem revelado padrões importantes da variabilidade espaço-temporal da SMSA no último milênio (Apaéstegui et al., 2014; Bird et al., 2011; Campos et al., 2019; Novello et al., 2018; Stríkis, 2015; Vuille et al., 2012). Reconstituições paleoclimáticas da região tropical da América do Sul com base em registros de espeleotemas revelaram um padrão complexo, ainda não bem definido, da variabilidade espaço-temporal das anomalias de precipitação durante os períodos denominados de Anomalia Medieval Climática (MCA, 975-1130 CE) e Pequena Idade do Gelo (LIA, 1450-1740 CE), ambos períodos definidos a partir da temperatura do Hemisfério Norte (Bird et al., 2011; Vuille et al., 2012).

Uma das feições mais notáveis do padrão espacial das anomalias climáticas durante o último milênio ocorre durante a LIA, relatam os estudos de Novello et al. (2018) e Campos et al. (2019) (Figura 2.7). Estes trabalhos realizados a partir de um amplo registro isotópico em

estalagmites e por meio de análises estatísticas espaciais revelaram resposta antifásica entre a região centro-leste/nordeste do Brasil com as demais regiões localizadas nas porções mais a sul e o oeste da ZCAS (Campos et al., 2019; Novello et al., 2018). Assim, valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ nos registros de estalagmites na região centro-leste mostram um período mais seco durante a LIA, enquanto excursões mais negativas de valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostraram região mais úmida abaixo do eixo da ZCAS na região sul do Brasil (Figura 2.7). De modo geral, o enfraquecimento das chuvas da monção na região centro-leste do Brasil sugere que variações no padrão de circulação zonal da ZCAS podem ter condicionado um deslocamento mais para sul ou mesmo enfraquecimento desta (Campos et al., 2019; Novello et al., 2018).

Figura 2.7: Valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites presentes em cavernas localizadas acima e abaixo do eixo climatológico da ZCAS. Estalagmites JAR4+JAR1, caverna do Jaraguá-MS (Novello et al., 2018), estalagmite ALHO6+CUR4, grutas Pau d'Alho/Curupira-MG (Novello et al., 2016), SBE3+SMT5, caverna São Bernardo-GO.

A variabilidade multidecenal mais persistente que modula a precipitação do centro-leste da AS durante a periodicidade de ~65 anos é a OMA, enquanto, a variação bidecenal da PDO exerce uma influência indireta ou secundária, auxiliando durante os eventos úmidos nesta região (Novello et al., 2012; Stríkis, 2015). Assim a OMA parece ser determinante nos períodos de longas secas durante o LIA, que por sua vez intensifica a SMSA fortalecendo a SESA no eixo noroeste-sudeste, o qual mantém a ZCAS na posição climatológica ou deslocada mais a sul, com isso desfavorecendo a precipitação no centro-leste do Brasil. Na alta troposfera, outro sistema de circulação atmosférico conhecido como Alta da Bolívia-Cavado do Nordeste também exerce influência na variabilidade da monção nesta região (Novello et al., 2012; Stríkis, 2015).

2.6 Papel das forçantes radiativas na SMSA: vulcanismo e atividade solar

O mecanismo de variabilidade dos sistemas de monções regionais e global são controlados por forçantes externas e internas (Wang et al., 2017b).

Estudos recentes de registros de isótopos de oxigênio de alta resolução e precisamente datados baseados em espeleotemas documentaram a sensibilidade do SMSA à forçante vulcânica e irradiância solar (Moquet et al., 2016; Novello et al., 2016; Stríkis, 2015). Neste contexto, uma nova linha de abordagem sobre os eventos paleoclimáticos extremos relacionados às forçantes radiativas de atividade vulcânica e solar associando seus impactos no ciclo hidrológico do sistema de monção durante os últimos 1.000 anos. Com isso, Stríkis (2015) avaliou a resposta do sistema de SMSA a erupções vulcânicas e atividade solar por meio de espeleotemas do centro-leste do Brasil na região de Minas Gerais nos últimos dois mil anos. O resultado deste trabalho revela que as mudanças climáticas abruptas de aumento da precipitação na SMSA, na região centro-leste do Brasil, podem estar associadas às grandes erupções vulcânicas no hemisfério norte (Figura 2.8). As grandes erupções vulcânicas lançam grande quantidade de aerossol na atmosfera, reduzindo a radiação, proporcionando após 1 a 2 anos resfriamento hemisférico (Colose et al., 2016b). Durante este período, a circulação atmosférica atua na intensificação das células Walker e deslocamento da ZCIT à sul do seu eixo central, fortalecendo a convecção da ZCAS à norte.

Além da forçante vulcânica, a variabilidade da SMSA também é sensível a atividade solar como registrado nas estalagmites ALHO6 e CUR4 durante o último milênio (Figura 2.9A) (Novello et al., 2016). A análise espectral revelou as periodicidades de 208, 83 e 11 anos que foram associadas aos ciclos solares de Vries-Suess (Suess, 1980), Gleissberg (Gleissberg &

Schwe, 1958) e do ciclo de manchas solares de Schwabe (Schwabe, 1865), respectivamente. A análise wavelet do registro ALHO6 + CUR4 (Figura 2.9B) indica que o ciclo principal de 208 anos é muito robusto e persiste ao longo de 1.500 anos.

Figura 2.8: Comparação entre eventos de vulcanismo nos hemisférios norte e sul associados ao acúmulo de aerossol (sulfato) (vermelho) (Gao et al., 2008) com a reconstituição da precipitação das monções (verde) (Ridley et al. 2015) e o centro-leste do Brasil (preto). (Strikis, 2015)

O ciclo de 83 anos foi mais forte entre ~ 750-1000 AD e ~ 1200-1500 AD, enquanto o ciclo de 11 anos aparece mais aleatoriamente distribuído no registro. O ciclo de 208 anos se destaca por apresentar-se contínuo ao longo de toda série e possuir um forte sinal significativo. A irradiância solar (IS) está em anti-fase com a variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ALHO6 e CUR4, ou seja, quanto maior o valor de IS menor será o valor isotópico e consequentemente maior será a precipitação na região. No entanto, a magnitude da forçante de atividade solar é fraca e não é suficiente para afetar diretamente o SMSA. Embora, por meio do efeito resposta

em cadeia (*feedback*) entre atmosfera-oceano, as mudanças na IS podem levar a um indireto aumento da precipitação no domínio SMSA em escalas centenárias (Novello et al., 2016).

Figura 2.9: Séries temporais (A) e análise wavelet (B) do registro $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite do estado de Mato Grosso no Brasil. (A) registros ALHO6 (preto) e CUR4 (azul) de estalagmite $\delta^{18}\text{O}$. O sombreamento amarelo destaca o intervalo MCA relativamente seco, enquanto o sombreamento azul indica o período LIA mais úmido. (B) Análise de wavelet realizada com o sinal de $\delta^{18}\text{O}$ da ALHO6 + CUR4. As linhas negras indicam o nível de significância de 95% e o cone de influência (região em que o comprimento do registro é suficiente para interpretar os resultados). (Novello et al., 2016).

Contudo, o papel das forçantes radiativas sobre o clima do último milênio ainda é alvo de grande debate (Gray et al., 2010). De fato, pouco se sabe quais são os mecanismos físicos e químicos das forçantes radiativas (atividade vulcânica e solar) ao afetar as monções regionais e global.

3. Área de estudo

3.1 Sistema cárstico do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu (PNCP)

O presente estudo é realizado no Parque Nacional Cavernas do Peruaçu – PNCP ($14^{\circ}54'$ e $15^{\circ}15'S$ / $44^{\circ}03'$ e $44^{\circ}22'W$) que está localizado entre os municípios de Januária, Itacarambi e São João das Missões no norte de Minas Gerais (Figura 3.1A-C).

Figura 3.1: (A) Localização da área de estudo e as formações carbonáticas do Brasil. (B) Município de Januária e Itacarambi no Estado de Minas Gerais. (C) Mapa da bacia do rio Peruaçu com quatro compartimentos (linha tracejada) geomorfológicos, onde está inserido o Parque Nacional Cavernas do Peruaçu. (1) alto vale, (2) zona de transição, (3) compartimento do cânion e (4) planície aluvial (Rodet et al., 2008).

A Bacia do rio Peruaçu perfaz cerca de 100 km desde sua nascente no Planalto dos Gerais até desaguar em Itacarambi junto à Depressão São Franciscana. A Bacia do Rio Peruaçu pode ser dividida em quatro feições morfológicas: Planalto dos Gerais, Zona de Transição, Área Cárstica e Depressão Sanfranciscana (Ferreira, 2003; Piló, 1989). O Rio Peruaçu é tributário do Rio São Francisco e está localizado no médio curso da Bacia do Rio São Francisco em uma importante área de transição entre biomas de cerrado e caatinga.

A área do PNCP abrange um sistema cárstico formado um conjunto de galerias subterrâneas (Coelho, 2013; Piló, 1989). Este sistema cárstico desenvolve-se em meio às unidades carbonática neoproterozóicas do Grupo Bambuí, de cerca de 540 milhões de anos (Iglesias & Uhlein, 2009) (Figura 3.1A). O abatimento de parte do sistema de galerias subterrâneas formou um vale cárstico constituído por um imponente cânion de paredes verticais podendo chegar a 150 metros, onde percorre o rio Peruaçu. O PNCP possui uma área estimada de 56.800 ha composto pelos domínios morfoclimáticos do Cerrado (49%), Mata Atlântica (38%) e Caatinga (13%) (ICMBIO 2005).

O cânion do Rio Peruaçu é interrompido em vários trechos por sumidouros e ressurgências, representados por segmentos subterrâneos que resistem aos processos de abatimento. As descrições a seguir sobre a geomorfologia e altimetria do cânion do Rio Peruaçu foram realizadas por Coelho (2013). A área de estudo está localizada entre as grutas Carlúcio e Troncos (Figura 3.2). Este segmento do cânion apresenta cerca de 5 km de extensão, somando 1/3 do comprimento total do cânion. Nesse trecho as cotas altimétricas apresentam valores médio de 650 metros com desníveis máximos ao redor 75 m e escarpas que variam entre 730 e 760 metros. No trecho entre as grutas Carlúcio – Troncos foram estudados os segmentos (Figura 3.2 e 3.3): **i)** Carlúcio – Brejal; **ii)** Brejal – Lapa da Onça; **iii)** Lapa da Onça –Arco do André. A gruta do Carlúcio está localizada na margem esquerda e tem sua entrada posicionada perpendicularmente à calha do rio, no topo de um cone de dejeção. No topo desse cone está a cota altimétrica 670 m e no piso interior da gruta está na cota 665 m. A cota altimétrica do Rio Peruaçu corresponde a 654 m em relação a esta caverna. Nesta caverna foram coletadas fragmento de material vegetal.

O trecho entre Carlúcio - Brejal é marcado por cones de abatimento da gruta do Brejal, compostos predominantemente por matacões angulosos, alguns com dimensões que podem atingir uma dezena de metros. Em geral, apresentam pouco material de granulometria fina, como areia, argila ou silte. A gruta do Brejal tem aproximadamente 1300 m de extensão em seu conduto principal cortado pelo Rio Peruaçu. O Rio ressurge no interior da gruta, na lateral oeste do conduto, próximo à entrada, na base de um cone de blocos na cota 637 m. A partir da ressurgência da gruta do Brejal, o Rio Peruaçu atravessa um trecho subaéreo com direção predominante sudeste, com aproximadamente 400 m de comprimento. Esse trecho se estende da entrada de jusante da gruta do Brejal até um arco rochoso denominado Lapa da Onça (Figura 3.3).

Figura 3.2: Vista em planta baixa do cânion cárstico do Rio Peruaçu entre o trecho da gruta Carlúcio e Troncos. Destaca-se no mapa as cavernas (vermelho), sumidouro e ressurgência. Fonte: (Coelho et al., 2017).

O segmento Lapa da Onça–Arco do André é o maior trecho subaéreo da área em estudo e tem 1300 m de comprimento. Entre a Lapa da Onça e o Arco do André existe uma gruta denominada Túnel do Vento que é formada por um conduto retilíneo com pouco mais de 80 m de extensão. A cota altimétrica do piso no interior da gruta varia de 624 a 627 m (Figura 3.3) e é recoberto por sedimentos argilosos na maior parte do conduto.

Abaixo da entrada da gruta Túnel do Vento, está presente a **Gruta da Onça**, na qual estão as estalagmites ONÇA 2 e 4 que foram utilizadas para reconstituição paleoclimática no presente estudo. Esta gruta foi identificada na margem oposta, a jusante da ressurgência e próxima à base de um maciço residual (Figura 3.3). A gruta Onça tem aproximadamente 300 m de extensão e comporta uma ressurgência tributária do Rio Peruaçu, com vazão registrada em período úmido.

A gruta Arco do André tem 630 m de projeção horizontal e desnível de 52 m (Figura 3.3). Possui dois condutos subparalelos, posicionados em suas extremidades oeste e leste, onde ocorre grande quantidade de troncos utilizados nos estudos de paleoinundações. O conduto a oeste tem cota altimétrica 720 m. Na outra extremidade, o conduto possui uma claraboia, que injeta material clástico e matéria orgânica para o interior da caverna. O piso na base da claraboia

está bem acima da cota 650 m (Figura 3.3) e parte do sedimento que entra por ela atinge a extremidade oeste do conduto central.

Figura 3.3: Perfil esquemático do trecho entre as grutas Carlúcio e Troncos. A escala horizontal foi desconsiderada para permitir a visualização de todo o segmento. A estrela em vermelho indica a localização da Gruta da Onça. (Coelho, 2013).

Sob o ponto de vista morfológico, pode-se afirmar que o segmento entre a Lapa da Onça e o Arco do André constitui um sistema fechado ao escoamento superficial até a cota 641 m, o que constitui outro importante ponto de barramento (Figura 3.3).

4. Climatologia da área de estudo

4.1 Caracterização da precipitação regional do norte de Minas Gerais

Na região do norte de Minas Gerais nota-se que os volumes pluviométricos médios registrados foram inferiores a 900 mm nos últimos 103 anos. Durante a fase madura das monções, entre novembro e fevereiro, o total acumulado pelas precipitações chega a mais de 80% do total anual (Figura 4.1A), sendo uma parte significativa das chuvas ~13%, ocorre ainda no mês de março, período que dá início a fase final da monção. Nos meses de junho, julho e agosto (JJA), durante o inverno austral, as precipitações tornam-se não expressivas, evidenciando o período mais seco com médias de precipitação acumulada mensal inferior a 50 mm (1% do total acumulado no ano) (Figura 4.1B).

Figura 4.1: Distribuições pluviométricas das médias dos acumulados mensais (A) e trimestrais (B) das estações meteorológicas da região norte de Minas Gerais. Fonte: ANA (www2.ana.gov.br). (Stríkis, 2015).

4.2 Climatologia local – Januária

No início da primavera (SO), ocorre o valor máximo de evaporação associado ao aumento da temperatura (Figura 4.2 e 4.3), o que torna maior a quantidade de vapor d'água liberado para a atmosfera. No mês de outubro, a temperatura média atinge valor máximo de $\sim 27^{\circ}\text{C}$, que pode estar associado ao aumento da cobertura de nuvens (Figura 4.2) e diminuição da chegada de frentes frias na região. Já no final da primavera e início do verão (ND) ocorre os valores máximos de precipitação, cobertura de nuvens e umidade relativa (Figura 4.2), caracterizando o início da estação chuvosa da monção na região. Ainda neste período ocorre diminuição de $\sim 2^{\circ}\text{C}$ da temperatura com acentuado decréscimo da irradiância solar e evaporação, estes dois últimos por sua vez atingem seus valores mínimos (Figura 4.2).

Figura 4.2: Distribuições de dados meteorológicos das médias mensais das estações de Januária entre os anos de 1913-2016.

Durante a estação chuvosa (DJF), a precipitação (Figura 4.4) e a cobertura de nuvens se mantêm consistentes. No outono (MAM), ocorre a diminuição gradual da precipitação (Figura 4.4), temperatura (Figura 4.3) e cobertura de nuvens (Figura 4.2). Por outro lado, a irradiância solar e a evaporação aumentam gradativamente (Figura 4.2) com alta correlação positiva ($r = 0.9$) entre eles. Durante todo o ano a irradiância solar e a evaporação também apresentaram correlação positiva ($r = 0.5$). Entre o final do outono e inverno caracteriza-se o período seco em Januária. Durante este período a evaporação está em ascensão devido ao aumento da irradiação solar. Neste momento a temperatura atinge o seu valor mínimo de 22°C que está associado a entrada de frentes frias na região.

Figura 4.3: Mapa de correlação entre a temperatura trimestral e a região tropical/subtropical da América do Sul durante os anos de 1982-2016. O ponto preto indica o município de Januária-MG. CRU (Climatic Research Unit), resolução de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$, v 4.03.

Assim, mais de 83% e 90% da umidade relativa e precipitação, respectivamente, ocorrem durante os meses de setembro a março, período de maior atuação da monção caracterizada pelo estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Quanto a temperatura durante o período de verão, esta pode apresentar variação entre $25,4^{\circ}\text{C}$ e $27,6^{\circ}\text{C}$. A amplitude térmica entre o inverno e verão pode atingir $6,8^{\circ}\text{C}$.

Figura 4.4: Mapa de precipitação (mm/dia) trimestral na região sudeste do Brasil entre os anos de 1982-2016. O ponto preto indica o município de Januária-MG. CRU (Climatic Research Unit), resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, v 4.03.

4.3 Variabilidade interanual da precipitação e temperatura de Januária

O aumento das chuvas na região de Januária está correlacionado com anomalias negativas da TSM do Atlântico Norte e Atlântico Sul Subtropical, e vice-versa (Figura 4.5 e 4.6).

Figura 4.5: Mapa de correlação espacial entre a precipitação local anual de Januária e as anomalias anuais de TSM das Bacias oceânicas. As áreas pontilhadas indicam significância ($p > 0.95$).

Figura 4.6: Séries temporais da precipitação de Januária, temperatura de Januária, temperatura regional do norte de Minas Gerais, TSM ASS +ASE (Atlântico Sul Subtropical + Atlântico Sul Extra-tropical), TSM INT (Índice Norte Tropical) e ENSO 3.4.

Na Figura 4.7, nota-se que a precipitação na região de Januária tem melhor relação com a fase neutra da ENSO, associada a uma positiva precipitação. Durante anos de El Niño observa-se uma fraca relação negativa com as chuvas na área de Januária (Figura 4.7). Em anos de La Niña ocorre uma fraca relação positiva com as chuvas na região (Figura 4.7). Assim, em escala anual a atuação da ENSO parece não afetar fortemente a região de Januária, entretanto durante SON quando associada as anomalias negativas de TSM ASS parece ter um maior efeito nas chuvas desta região.

No último século, a temperatura anual de Januária possui alta correlação com anomalias positivas da TSM do Atlântico Norte Tropical (TSM ANT), TSM ASS, TSM ASE e TSM INT (Figuras 4.6 e 4.8). Por outro lado, os modos climáticos de El Niño e OMA apresentaram baixa correlação com temperatura anual local.

Ressalta-se que durante os últimos 45 anos a temperatura local e regional do norte de Minas Gerais apresentam alta correlação com a temperatura do Hemisfério Sul ($r = 6$) e com a temperatura Global ($r = 7$) (Figura 4.9).

Figura 4.7: Mapas entre as fases Neutra, El Niño e El Niña com a precipitação (mm/dia) anual, durante inativa Oscilação Madden-Julian. O ponto preto indica a região de Januária-MG. (Gráficos realizados a partir da classificação do índice de Wheeler, adotado por Shimizu & Ambrizzi (2016)).

Observa-se também que as curvas apresentam semelhante tendência de aumento de temperatura (Figura 4.9), que pode estar associada ao efeito do aquecimento global devido a queima de combustível fóssil (Francey et al., 1999; Yakir, 2011).

Figura 4.8: Mapa de correlação espacial anual entre a temperatura de Januária e as anomalias de TSM das Bacias oceânicas (esquerda). (à direita) Correlação de Pearson entre a temperatura local e as anomalias de TSM ANT (Atlântico Norte Tropical), TSM AST (Atlântico Sul Tropical), TSM ASS (Atlântico Sul Subtropical), TSM INT (Índico Norte Tropical). As áreas pontilhadas indicam significância ($p > 0.95$).

Figura 4.9: Séries de temperatura de Januária, temperatura do norte de Minas Gerais, temperatura do Hemisfério Sul e temperatura de superfície global CRUTEM 4.6.0.0. Correlação de Pearson de $r = 0.8$ entre a temperatura local e regional.

Em escala interanual, a principal forçante de variabilidade climática da SMSA é conhecida como El Niño Oscilação Sul (ENSO) (Grimm & Tedeschi, 2009). O ENSO é um fenômeno de interação atmosfera-oceano associado a alterações dos padrões normais da TSM e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial. Este fenômeno está associado a eventos extremos de precipitações (inundação e seca) e anomalias de temperatura, dispersos no planeta através de mecanismos de teleconexão que são promovidos pelo efeito das circulações anormais de Hadley e Walker, além de propagação extratropical de ondas de Rossby (Grimm, 2003).

A ENSO proporciona eventos extremos de precipitação e temperatura nos trópicos-extratropicos, conhecido como El Niño, fase de aquecimento ou positiva do ENSO, e La Niña, fases fria ou negativa da ENSO, ambos apresentam frequência interanual entre 3-7 anos. Grimm (2003, 2004) registrou no padrão dipolo anti-fásico de anomalias de temperatura e precipitação entre a primavera (ON) e o verão (DJF) na região centro-leste do Brasil durante eventos ENSO (Figura 4.10). Em outubro e novembro quando a estação chuvosa começa nesta região, o número de eventos extremos de temperatura e precipitação durante o El Niño diminui no centro-leste do Brasil, enquanto aumenta os episódios de La Niña. Nos anos de La Nina o impacto é mais forte em outubro e nos anos de El Niño em novembro (Grimm, 2004; Grimm & Tedeschi, 2009).

Assim, em eventos extremos de El Niño, durante a primavera ocorrem períodos com fraca anomalia positiva de temperatura e precipitação abaixo da média em outubro-novembro, enquanto durante o verão ocorre forte anomalia positiva de temperatura e aumento da precipitação em janeiro (Figura 4.10) (Grimm & Tedeschi, 2009; Kayano et al., 2017).

Entretanto, em episódios de La Niña, durante a primavera configuram-se períodos com anomalias negativas de temperaturas (entre -1°C e -2°C) e aumento da precipitação em outubro, enquanto durante o verão ocorrem anomalias positivas de temperatura em janeiro-fevereiro e precipitação abaixo da média em fevereiro (Grimm, 2003, 2004, 2011b; Grimm & Tedeschi, 2009; Kayano et al., 2017). Durante o outono, as correlações dos eventos extremos de ENSO no centro-leste são neutras (Grimm & Tedeschi, 2009).

Figura 4.10: Precipitação esperadas para os eventos de El Niño em (A-B) novembro (0), e (C-D) janeiro (+), com fluxo de umidade esquemático ou anomalias de circulação de baixo nível (Grimm 2003). (A e D) Diferenças entre o número de eventos de precipitação extrema em anos de El Niño e anos neutros em novembro (B) e janeiro (D). Eventos extremos são definidos como precipitação média de três dias acima do 90 %. O intervalo de contorno é de 1 evento. Positivo (negativo) diferenças significativas em relação ao nível de confiança de 90% são representadas por tons escuros (luzes) cinza (na versão online positiva as diferenças são representadas pela cor vermelha e diferenças negativas por cor azul). O fluxo de umidade esquemático é indicado (adaptado de Grimm & Tedeschi, 2009). Esta figura está disponível em cores on-line em wileyonlinelibrary.com/journal/joc

Este padrão anti-fásico de anomalias da ENSO no centro-leste durante o ciclo de vida da monção da América do Sul está associado a propagação de teleconexões trópico-trópico a partir de onda de Rossby, anomalias da TSM do ASS e formação de ciclones e anticiclones na região subtropical do Brasil (Grimm & Zilli, 2009).

Além da anomalia da TSM do Pacífico, a monção da América do Sul sofre influência da TSM do Atlântico por estar associada ao deslocamento e intensificação da ZCAS. No sudoeste do ASS, o aquecimento (esfriamento) da TSM promove diminuição (aumento) da precipitação no centro-leste (sudeste) da AS através de mecanismos de *feedback* que ocorrem entre o Oceano Atlântico e a atmosfera da ZCAS (Doyle and Barros, 2002). Grimm (2003) mostrou que anomalias de TSM do sudoeste do Atlântico subtropical no mês de novembro induz um aumento da precipitação em janeiro na região do centro-leste do Brasil através da ZCAS.

4.4 Variabilidade decenal-multidecenal da precipitação no centro-leste do Brasil

As oscilações decenais a multidecenais da monção da América do Sul estão correlacionadas com anomalias da TSM e modos climáticos atmosféricos, tais como Oscilação Decenal do Pacífico, à Oscilação do Atlântico Norte e Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) (Figura 4.11), embora tais influências não sejam tão bem compreendidas devido a limitações nos dados instrumentais (Grimm & Saboia, 2015; Marengo et al., 2012). Alguns padrões dipolos de precipitação desenvolvem-se sobre a América do Sul tropical-subtropical associados com as variabilidades interdecenal-multidecenal durante a primavera no início da monção (Grimm & Saboia, 2015). Dados de modelos revelaram que os sinais mais fortes de variabilidade do padrão anti-fásico da AS ocorrem entre o centro-leste e o sudeste da AS e o centro da monção e o noroeste da Argentina. Assim, o primeiro padrão dipolo possui forte correlação com a OMA, enquanto o segundo padrão anti-fásico apresenta forte conexão com a Oscilação Decenal do Pacífico (Grimm & Saboia, 2015). Esta variabilidade interdecenal ocorre devido as interações superfície-atmosfera e teleconexões tropicais-extratropicais que são fortes na primavera, porém fracas no verão.

Em escala multidecenal, a OMA é o mais importante fator de variabilidade na atividade da monção com período de oscilação de aproximadamente 64 anos, com base em registro de espeleotemas (Apaéstegui et al., 2014; Novello et al., 2012; Vuille et al., 2012) e sedimento marinho (Chiessi et al., 2009). Durante a fase negativa (positiva) da OMA ocorre aumento

(redução) da intensidade da MAS, que está associada a migração da ZCIT mais para o hemisfério sul (norte) (Apaéstegui et al., 2014; Novello et al., 2012; Stríkis et al., 2011).

Reconstrução do índice de OMA realizada por Gray et al. (2004) e Mann et al. (2009), ambas as séries temporais da OMA apresentam estrutura semelhantes com diferenças localizadas na variação relativa de alguns eventos. Gray et al. (2004) realizaram uma série para os últimos 428 anos a partir da largura dos anéis de crescimento de árvores. Já Mann et al. (2009) apresentou uma série da reconstituição da OMA para os últimos 1500 anos a partir da compilação de registros paleoclimáticos.

Por fim, a monção da América do Sul na região centro-leste do Brasil possui ciclo de vida com diversas forçantes atuantes em diferentes escalas de tempo, desde intersazonal a multidecenal, que depende das condições climáticas tanto nos oceanos do Atlântico como do Pacífico, sendo o Atlântico o fator primário das alterações climáticas (Garreaud et al., 2009; Kayano & Capistrano, 2014). Portanto, identificar e compreender a atividade e variabilidade da monção da América do Sul é importante em médio e longo prazo para gestão de recursos hídricos, geração hidrelétrica, agricultura e planejamento urbano (Marengo et al., 2012).

Figura 4.11: Série temporal da anomalia da TSM do Oceano Atlântico Norte, Índice de OMA, entre os anos de 1860-1990. Modificado de Knight et al. (2006).

5. Material e Métodos

5.1 Monitoramento hidrogeoquímico e isotópico da Gruta da Onça

O monitoramento da Gruta da Onça (Figura 5.1) teve início em fevereiro de 2018 e continua vigente até o momento. Para este trabalho foram utilizados os dados do período de coleta entre fevereiro de 2018 a junho de 2019. As coletas periódicas dos dados hidrológicos, parâmetros ambientais da caverna e da água da chuva, a serem utilizados para análises

hidroquímicas e isotópicas, foi realizada por meio de um observador local que realiza o suporte técnico ao monitoramento.

Figura 5.1: Mapa da Gruta da Onça e localização dos 5 pontos de monitoramento. Neste mapa é possível observar o nível do rio Peruaçu dentro da caverna.

Na Gruta da Onça foi realizada a instalação de cinco pontos de monitoramento identificados como P1, P2, P3, P4 e P5 (Figura 5.2).

Os critérios utilizados para seleção dos pontos foram os seguintes:

- Ponto P1: Ponto mais próximo da entrada da caverna. Neste ponto foi coletada a estalagmite Onça 5;
- Ponto P2: Ponto localizado na região central do salão principal. Neste ponto foi coletada a estalagmite Onça2;
- Ponto P3: Ponto localizado na região central do salão principal. Neste ponto foi coletada a estalagmite Onça3;
- Ponto P4: Ponto localizado no salão principal. Este ponto foi selecionado por ser um dos poucos pontos de gotejamento ativos;

- Ponto P5: Ponto no interior da cavidade. Ponto de gotejamento ativo localizado ao lado da área de coleta da estalagmite Onça 4. Cabe ressaltar que a estalagmite Onça 4 trata-se de uma amostra mais antiga com idade do topo de 1844 CE, por essa razão foi selecionado para o monitoramento o gotejamento mais próximo do local de coleta dessa estalagmite.

Figura 5.2: Relação dos pontos de monitoramento hidrogeoquímico instalados na Gruta da Onça.

5.1.1 Amostragem da água de gotejamento e da água de chuva

A coleta de água de gotejamento para análises isotópicas foi realizada em frascos de polietileno de 8 ml, de modo a não restar nenhuma bolha de ar no interior do frasco. Para a análise dos elementos traços foi coletado no mínimo 15 ml de água para cátions e 30 ml para ânions.

Em virtude do volume de água envolvida na coleta da água de gotejamento ser muito pequeno, foi adaptada uma técnica de filtragem que consiste na utilização de um filtro de seringa com membrana de fluoreto de polivinilideno (PVDF) de 0.2 μm . O filtro instalado a uma seringa de 20 ml permite a rápida filtragem de pequenos volumes de amostra *in-situ*. As amostras filtradas são então armazenadas em frascos de polietileno. A fim de evitar contaminação por queda de material particulado no interior do frasco a coleta é feita com auxílio de luvas de látex sem talco.

O monitoramento isotópico de chuva é realizado em estação de coleta localizada na estação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) de Januária (OMM:83386) localizada nas dependências do Instituto Federal do Norte de Minas Gerais (INFMG). A campanha de monitoramento isotópico de chuva na região teve início em outubro de 2011 por Stríkis (2015). Inicialmente a coleta era realizada semanalmente em água armazenada em coletores artesanais seguindo as normas e padrões da Agência de Energia Atômica Internacional (IAEA, *International Atomic Energy Agency*). A água da chuva é coletada mensalmente e armazenada em frascos de 8, 15, 30, 60 ml, a depender do volume de chuva armazenado no coletor. A mudança do volume do frasco de coleta busca coletar uma fração o mais significativa possível da água acumulada no coletor. Durante a coleta é anotado o volume de água armazenado com o auxílio de uma proveta de 1000 mL. Esse padrão de coleta seguiu-se entre outubro de 2011 a dezembro de 2016. A partir de janeiro de 2017 o programa de monitoramento foi substituído por coletas horárias da água armazenada nos pluviômetros do INMET. Segundo essa metodologia são realizadas coletas às 09, 15 e 21 hora (Figura 5.3). A operação é realizada pelo técnico da estação meteorológica durante os procedimentos rotineiros de avaliação dos acumulados no pluviômetro da estação.

Figura 5.3: Comparação dos modelos de coletor de água de chuva utilizado no programa de monitoramento isotópico da região norte de minas: a) modelo de coletor artesanal seguindo modelo da IAEA, disponível em: http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/IHS_resources_gnip.html. Pluviômetro do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Ao redor do pluviômetro foi instalada uma estrutura de caixotaria com fins de reduzir o aquecimento da parede externa do equipamento.

Para avaliar possíveis efeitos entre os métodos de amostragem na composição isotópica da água de chuva foi realizada uma análise comparativa das composições isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ semanais coletadas segundo as duas metodologias: i) amostras horárias armazenadas nos pluviômetros da estação meteorológica do INMET de Januária (OMM: 83386), ii) amostragem semanal de água armazenada em coletores artesanais segundo metodologia do AIEA. Os resultados apresentados na Figura 5.4 mostram que ambos os métodos são consistentes no registro da composição isotópica da chuva com $r = 0.998$.

Figura 5.4: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ semanal da água de chuva coletadas entre fevereiro e novembro de 2017.

5.1.2 Monitoramento da hidrologia dos gotejamentos

Para o monitoramento da recarga pluvial foi instalado um pluviômetro na porção intermediária do cânion cárstico, junto a ressurgência da Caverna da gruta da Onça (Figura 5.5). Os pontos de monitoramento de vazão de gotejamento das cavernas Onça podem ser observados na Figura 5.2. O monitoramento da vazão de gotejamento é realizado em 5 pontos distintos e que apresentam regime hidrológico semelhante. Medidas pontuais da vazão são também tomadas durante a visita do observador local no momento da coleta, com base na anotação do tempo necessário para encher um frasco de 8 ml. Nesse sentido a interpretação dos dados de variação de gotejamento deve ser feito com cautela e nem sempre podem ser interpretados como um fenômeno representativo do tempo de resposta do reservatório frente à variação do volume de chuva ou da recarga propriamente dita.

Figura 5.5: Pluviômetro instalado próximo a ressurgência da Gruta da Onça.

5.1.3 Amostragem de calcita para análise isotópica e elementar

Os vidros instalados nas cavernas são previamente impregnados com areia, gerando uma superfície rugosa que facilita a deposição da calcita. Os vidros então são fixados com auxílio de massa epóxi e removidos a cada 1 mês na caverna da Onça (Figura 5.2). As taxas de deposição de calcita foram medidas a partir da pesagem dos vidros de relógio coletados entre 07/04/2018 e 29/09/2018.

A metodologia adotada para amostragem de carbonato dos vidros de relógio segue o protocolo de coleta utilizado por (Stríkis, 2015), com amostragem da porção central em quadruplicada através de raspagem. Assim, foram coletadas de 4 a 5 amostras de 300-400 μg da região central de cada vidro de relógio. Já para a análise de elementos traços foram coletadas uma mostra de 4 g preferencialmente da região central do vidro de relógio. A coleta do carbonato no vidro de relógio para análise isotópica e elementar foi realizada por meio de raspagem superficial com auxílio de espátula no laboratório de Sistemas Cárlicos do IGc/USP. Os elementos traços foram analisados no Laboratório de Química inorgânica marinha no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. Geralmente, os gotejamentos da caverna Onça apresentam baixa frequência com o tempo por gota que pode exceder os 30 minutos. A baixa frequência dos gotejamentos é um agravante para a coleta de água, o que justifica a sub amostragem de alguns pontos como o caso dos pontos P1 e P5.

5.1.4 Monitoramento ambiental da Gruta da Onça

O monitoramento das condições ambientais da Gruta da Onça foi iniciado em 20 de fevereiro de 2018 com a instalação de medidores de temperatura. Os registradores automáticos de umidade e CO_2 foram instalados em 20 de maio de 2018. Os termohigrógrafos foram instalados próximos a entrada e junto aos pontos de monitoramento hidrogeoquímico com vistas a registrar a máxima amplitude de variação térmica e de umidade relativa ao longo de um ano. Nesse estudo foram utilizados termohigrógrafos do fabricante HOBO, modelo U12-001, com de $\pm 0.35\text{ }^\circ\text{C}$ e U10-003, com acurácia de $\pm 0.53\text{ }^\circ\text{C}$. Os termohigrógrafos são programados com uma rotina de leitura de 15 minutos. Os dados armazenados nos termohigrógrafos são descarregados a cada 3 meses aproximadamente durante as visitas técnicas. Para o monitoramento dos níveis de CO_2 da atmosfera da caverna foram instalados medidores automáticos de CO_2 na região central do salão principal. A fim de estabelecer a magnitude do gradiente de temperatura entre a caverna e o ambiente externo foram instalados termohigrógrafos no lado externo, próximo a entrada da caverna.

O monitoramento de CO_2 teve início em 20/05/2018 com a instalação de um registrador automático da fabricante Hobo Modelo MX1102 na porção central do salão principal. A localidade dos equipamentos de monitoramento pode ser averiguada no mapa da Figura 5.1.

5.2 Registro da climatologia da área de estudo

O banco de dados meteorológicos foi obtido no site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (www.inmet.gov.br) e no banco de dados NOAA-GHCN-M (Administração Nacional Oceânica e Atmosférica - Rede Global de Climatologia Histórica - Banco de dados mensal) através do KNMI Climate Explorer (climexp.knmi.nl). Esta base de dados permitiu a reconstrução de um registro contínuo de precipitação entre 1913 a 2016 (Tabela 5.1). A série de precipitação local foi construída a partir de 2 estações pluviométricas de Januária-MG, já para a série regional de precipitação foram compilados dados de 11 estações pluviométricas da região norte de Minas Gerais (Tabela 5.1). A série de temperatura local (1913-2016) foi montada a partir de apenas 1 estação de Januária-MG, já para a série regional de temperatura (1948-2016) foram compilados dados de 15 estações meteorológicas da região norte de Minas Gerais, Sul da Bahia e leste de Goiás (Tabela 5.2).

Tabela 5.1: Localização das estações de pluviosidade e acumulado anual médio utilizadas neste estudo.

Estações Meteorológicas	Latitude	Longitude	Acumulado anual médio (mm)
JANUÁRIA - MG (OMM: 83386)	15°26'53.22"S	44°21'58.08"W	843.7
JANUÁRIA - MG (ANA: 1544007)	15°29'0.00" S	44°22'0.12"W	904.7
MONTALVÂNEA - MG (ANA: 1444000)	14° 18' 48.96"S	44° 27' 37.08"W	872.0
MONTES CLAROS - MG (OMM: 83437)	16°40'48.00"S	43°50'24.00"W	1153.4
MOCAMBINHO - MG (OMM: 83389)	15° 4'48.00"S	44° 0'36.00"W	713.0
PEDRAS DE MARIA DA CURZ - MG (ANA: 01544010)	15° 36' 0.00"S	44° 24' 0.00"W	877.5
PANDEIROS -MG (ANA: 01544032)	15° 28' 59.16"S	44° 46' 1.92"W	940.3
ITACARAMBI -MG (ANA: 01544024)	15° 5' 0.00"S	44° 6' 0.00"W	850.3
VARZELÂNDIA - MG (ANA: 01544030)	15° 42' 15.12"S	44° 1' 42.96"W	877.4
RIACHO DA CRUZ – MG (ANA: 01544037)	15° 19' 4.08"S	44° 16' 0.12"W	872.6
MÉDIA			890.5

O ano hidrológico é definido entre o período de outubro a março (ONDJFM). A pluviosidade regional, na área coberta pelas estações meteorológicas, apresenta alta correlação de $r = 0.8$ com a série de precipitação local. A série de temperatura regional apresenta correlação de $r = 1$ com a série de temperatura local.

Os valores médios de vazão anual dos rios São Francisco e Pandeiros foram obtidos no site da Agência Nacional de Água – ANA (Tabela 5.3), localizados nas adjacências da Sub-bacia do Rio Peruaçu. Esta base de dados permitiu a reconstrução de um registro contínuo de vazão anual no período de 1934 a 2016.

Tabela 5.2: Localização das estações de meteorológicas utilizadas na construção da série de temperatura neste estudo.

Estações Meteorológicas	Latitude	Longitude	Temperatura anual média (°C)
JANUÁRIA - MG (OMM: 83386)	15°26'53.22"S	44°21'58.08"W	24.04
MONTES CLAROS - MG (OMM: 83437)	16°40'48.00"S	43°50'24.00"W	23.00
ARINOS - MG (OMM: 83384)	15°54'36.00"S	46° 6'0.00"W	25.08
CARINHANHA - BA (OMM: 83408)	14°16'48.00"S	43°45'36.00"W	25.62
CORRENTINA - BA (OMM: 83286)	13°19'48.00"S	44°36'36.00"W	24.38
ESPINOSA - MG (OMM: 83338)	14°54'36.00"S	42°47'60.00"W	24.75
FORMOSO - MG (OMM: 83334)	15°32'24.00"S	47°19'48.00"W	23.40
JANAUBA - MG (OMM: 83395)	15°48'0.00"S	43°17'24.00"W	24.92
MOCAMBINHO - MG (OMM: 83389)	15° 4'48.00"S	44° 0'36.00"W	24.67
MONTE AZUL - MG (OMM: 83388)	15° 9'36.00"S	42°51'36.00"W	24.79
PIRAPORA - MG (OMM: 83483)	17°21'0.00"S	44°54'36.00"W	24.15
POSSE - GO (OMM: 83332)	14° 6'0.00"S	46°21'36.00"W	24.09
ARAÇUAÍ - MG (OMM: 83442)	16°49'48.00"S	42° 2'60.00"W	24.93
PARACATU - MG (OMM: 83479)	17°14'24.00"S	46°52'48.00"W	23.31
SALINAS - MG (OMM: 83441)	16° 8'60.00"S	42°16'48.00"W	23.50
MÉDIA			24.3

Ao longo do período 1934-2016, um alto coeficiente de correlação positivo ($r = 0.7$) é observado entre a precipitação e a vazão mensal dos rios da região. A descarga do rio reflete o efeito do buffer hidrológico da área da bacia durante o ciclo hidrológico. Em outros termos, a intensidade da chuva de um ano será refletida na medição da vazão ao longo de todo o ano hidrológico até o próximo período chuvoso. Relações lineares consistentes podem ser realizadas entre os registros de precipitação e vazão dos rios para os períodos anuais e de maior pluviosidade (ONDJFM).

Tabela 5.3: Localização das estações fluviiais utilizadas neste estudo.

Estação de monitoramento	Rio	Latitude	Longitude	Vazão média anual (m³)
JANUÁRIA (ANA 44300000)	SÃO FRANCISCO	15°29'0.00"S	44°22'0.00"W	2168
PEDRAS DE MARIA DA CRUZ - MG (ANA 44290002)	SÃO FRANCISCO	15°36'3.96"S	44°23'48.12"W	1929
USINA DO PANDEIROS MONTANTE - MG (ANA 44250000)	PANDEIROS	15°28'59.16"S	44°46'5.16"W	21
MÉDIA				1373

5.3 Coleta e preparo das amostras de espeleotemas e sedimentos clásticos fluviais do Rio Peruaçu

Amostras de espeleotemas foram coletadas na gruta da Onça dentro do cânion cárstico do rio Peruaçu no Parque Nacional Cavernas do Peruaçu (PNCP). As estalagmites ONÇA 2 e 4 coletadas foram selecionadas de acordo com: (i) feições de deposição recente ou que estivessem associadas gotejamento ativo no momento da coleta; (ii) ausência de alterações secundárias e (iii) formato cilíndrico, o que confere uma melhor definição do seu eixo de deposições. A coleta das estalagmites ocorreu em galerias e salões abertos e ventilados, estando sujeito a variação sazonal de temperatura e umidade do ar do ambiente externo. Por isso, foi decidido implantar o programa de monitoramento isotópico da água de gotejamento na gruta Onça para entender a dinâmica de fracionamento isotópico na solução de gotejamento em condutos cársticos abertos.

As amostras de estalagmites foram processadas segundo técnicas usuais de espeleologia (Cruz et al. 2005a) no Laboratório de Sistemas Cársticos do Instituto de Geociências (LSC-IGc/USP). Todas as amostras encontram-se depositadas no acervo do LSC-IGc/USP.

A coleta de sedimentos clásticos fluviais do Rio Peruaçu foi realizada na gruta Brejal, gruta Onça e gruta do Janelão para análise granulométrica. Foram coletadas 8 amostras de carbonato e 8 amostras de material detrítico ao longo das estalagmites ONÇA2 e 4 para análise de Difração de Raio-X (DRX).

5.4 Datação $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ em espeleotemas

O material carbonático das estalagmites foi datado pelo método $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ no Laboratório de Geocronologia de *Xi'an Jiaotong University*, China, com a utilização de espectrômetro de massa do tipo ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*), modelos Finnigan Elements e Finnigan Neptune, alcançando uma precisão em torno de $\approx 0,5 \sim 1\%$, estimativa 2σ .

A massa de CaCO_3 analisada varia de acordo com a concentração de ^{238}U de cada estalagmite e do limite de detecção. Para espeleotemas contendo concentrações médias de ~ 500 ppm de U utiliza-se ~ 0.12 g de amostra.

Em linhas gerais, a razão $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ das amostras foram separadas e purificadas, antes de serem inseridas no espectrômetro de massa. Por fim, o cálculo das idades será realizado com base nas razões isotópicas medidas e fatores de correção para eliminar os efeitos de contaminação de Th detrítico (Cheng et al., 2013a).

5.5 Datação pela contagem de laminações em espeleotemas

As estalagmites ONÇA 2 e 4 apresentaram visíveis camadas de crescimento. Para realizar a contagem das camadas foram testados três métodos para visualização das laminações. O primeiro método consiste em polir com auxílio de lixadeira politriz as estalagmites e digitalizar em alta resolução no scanner. O segundo método foi fotografar em estereomicroscópio (lupa) em luz polarizada e o terceiro foi fotomicrografar em luz ultravioleta no microscópio de fluorescência confocal. Para realização do segundo e terceiro método foram realizadas 15 lâminas com ~600 μm de espessura. As análises no segundo e terceiro método foram realizadas respectivamente no IGc/USP e IB/USP.

O primeiro método foi o mais eficaz após o tratamento de inversão de tonalidades obtendo assim as imagens com tons invertidos no programa de edição de imagens GIMP2. Assim, a contagem foi realizada no eixo central das estalagmites e cruzadas com as datações $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$. A mensuração da largura das camadas foi realizada no eixo central das estalagmites com auxílio da ferramenta da escala de cinza/RGB utilizando o programa ZEN *software*®Zeiss.

5.6 Análises dos isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em espeleotemas

Os procedimentos analíticos adotados na preparação das amostras seguiram os padrões estabelecidos pelo *Isotope Laboratory of Department of Geology and Geophysics* da Universidade de Minnesota e encontram-se detalhadamente descritos em Cheng et al. (2009). Amostras de 200 μg de CaCO_3 em pó foram extraídas por um micro-amostrador uma broca de aço carbono equipado com lupa binocular, câmera de vídeo integradas a um sistema de platina e eixo de perfuração robotizados que permite amostragem de precisão com resolução de 0.125 mm entre os furos. As amostras foram depositadas em tubo de ensaio com tampa rosqueada. Os tubos de ensaio contendo as amostras foram levados para as análises de isótopos de oxigênio e carbono.

As amostras de calcita foram analisadas 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 acoplado a um sistema de preparação automática de amostras tipo *Finnigan Gas-Bench II*. A medição dos isótopos de C e O é realizada a partir do espectro de massas das moléculas de CO_2 , liberada na dissolução do CaCO_3 por H_3PO_4 . O CO_2 é arrastado dos tubos de ensaio através de um fluxo de Hélio para o acessório tipo *Finnigan Gas Bench*, de onde é separado do vapor d'água dentre outros gases, por um sistema de cromatografia gasosa. Esse sistema opera de forma automatizada.

O espectrômetro é composto por um triplo coletor de O/C que realiza a determinação das razões isotópicas do CO₂ obtidas através da calcita por meio de uma fonte iônica. Os resultados analíticos são baseados na análise de dez alíquotas sequenciais de cada amostra. A precisão analítica é de $\pm 0.08 \text{ ‰}$ para as razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $\pm 0.1 \text{ ‰}$ para as razões de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ para as amostras de CaCO₃.

As razões isotópicas são expressas através da notação δ expressos em ‰ (parte por mil) baseada na diferença entre a razão da amostra e um valor de padrão internacional (VPDB). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ fornecidos pelo equipamento são corrigidos a partir da regressão linear dos padrões NBS-18, NBS-19, REI e JCP-1. Os padrões NBS18 e NBS 19 são internacionais, enquanto os padrões REI e VICKS é considerado interno.

5.7 Análises de elementos traços em espeleotemas

A obtenção das razões Elemento/Ca foram realizadas em alta resolução no equipamento ELA-ICP-MS, modelo Thermo X-Series II ICP-MS, no laboratório de Geociências da Universidad Nacional Autonoma de México. Para tal, as amostras ONÇA 2 e 4 foram cortadas em tabletes de dimensão máxima 5cm x 2,8cm x 0,8cm. Os tabletes foram analisados no eixo central de crescimento das estalagmites.

O ELA-ICP-MS possui um dispositivo de ablação que utiliza um *excimer laser* Lambda-Physic LPX com comprimento de onda de 193nm. Para as referidas análises foi escolhida uma máscara de aproximadamente 199 μm por 22 μm , determinadora do diâmetro do feixe de raios laser incidente sobre as amostras. A escolha do diâmetro do laser foi determinada com base na taxa de crescimento média do conjunto de amostras a serem analisadas naquele momento de modo que a resolução dos dados analíticos fosse sub-anual.

Para checagem contínua da calibração do equipamento e normalização dos dados foram utilizados dois padrões, ambos analisados antes e depois de cada amostra e sempre na mesma ordem, NIST610 e NIST612.

Antes de cada análise foi realizada a pré-ablação dos “caminhos” a serem analisados, nesta situação o equipamento percorria os padrões e a amostra a uma velocidade de 8mm/min com o laser disparando a 50Hz. Todo o material ablacionado era expulso da câmara de análise pelo fluxo de Hélio a 800ml/min, constante durante todo o processo. Após a pré-ablação o ICP-MS era então posto em funcionamento e o laser percorria o material a ser analisado com uma frequência de amostragem de 5Hz e velocidade de 0,8mm/min.

O equipamento de ICP-MS foi programado para quantificar os seguintes elementos/isótopos: ^7Li , ^{23}Na , ^{24}Mg , ^{31}P , ^{44}Ca , ^{46}Ca , ^{47}Ti , ^{48}Ca , ^{53}Cr , ^{57}Fe , ^{66}Zn , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{137}Ba , ^{138}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{206}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th e ^{238}U . Utilizando os dados dos padrões e os valores obtidos pelo ICP-MS foram calculadas as razões Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca.

5.8 Análises estatísticas de séries temporais em espeleotemas

Os métodos estatísticos foram aplicados em séries temporais paleoclimáticas de espeleotemas utilizando os seguintes critérios: (1) separar os componentes estruturais dos componentes aleatórios; (2) caracterizar a dinâmica das séries e (3) detectar variações periódicas semelhantes entre os parâmetros analisados com as forçantes climáticas.

A análise espectral foi realizada no software PAST v.2.7 (Hammer et al., 2001) através da análise de REDFIT desenvolvida por (Schulz & Mudelsee, 2002) que utiliza o modelo autoregressão AR1 para a determinação do “*red noise*” (ruído aleatório do sinal) (Schulz & Mudelsee, 2002). A análise espectral consiste no domínio do tempo e frequência, ou seja, são analisadas a magnitude (intensidade) e frequência de eventos que ocorrem em determinados períodos de tempo, como por exemplos os movimentos cíclicos na série temporal. A ferramenta utilizada é o espectro (que é uma transformada de *Fourier*) e a análise baseada em modelos não paramétricos (Schulz & Mudelsee, 2002).

Para obter as informações sobre a variabilidade em diferentes periodicidades foi realizada a análise de transformada de ondeletas e cruzada de ondeletas (Labat et al., 2000). A transformada de ondeletas foi realizada a partir da função Morlet realizada no software PAST v.2.7 (Hammer et al., 2001). Esta análise possui janelas móveis no tempo, que se dilatam ou se comprimem para capturar os sinais de baixa e alta frequência, respectivamente. A transformada é dita contínua porque a operação é feita utilizando-se integrais e não somatórias (Barbosa, 2012). A técnica *Wavelets* consiste, basicamente, em decompor um sinal em diferentes partes, ou seja, explora-se tal sinal em seus níveis de resolução. Então, ao modular a resolução, podem ressaltar sinais mais fortes ou mais fracos presentes nas séries. Esses sinais são apresentados na forma da intensidade de energia que se representa em função da frequência (período) e da escala temporal da série (Labat et al., 2000). Enquanto a ondeletas cruzada foi realizada no programa MATLAB com o pacote de roteiros da função disponível na URL <http://www.glaciology.net/wavelet coherence> (Grinsted et al., 2004).

Os valores de *degree of rainout upstream* (DRU) foram calculados a partir dos valores de precipitação diárias obtidas pelo “*Tropical Rainfall Measuring Mission*” (TRMM), para o período entre 2012 a 2014, e “*Global Precipitation Measurement*” (GPM), para o intervalo

entre os anos de 2014 e 2017, ao longo das retrotrajetórias de umidade (Ampuero et al., 2019). As retrotrajetórias de umidade foram modeladas a partir do modelo *HYbrid Single-Parcel Lagrangian Integrated Trajectory 4* (HySPLIT 4) segundo Stein et al. (2015) e (Rolph et al., 2017). O modelo foi rodado utilizando os campos de ventos fornecidos pelo banco de dados de reanálises Era Interim com resolução de 0,5°C. As retrotrajetórias foram iniciadas partindo da estação de Januária, MG e integrando os fluxos de sete dias. Foram considerados os campos de ventos a 500, 1000, 1500 m.a.n.m., representativos da umidade da baixa troposfera.

5.9 Coleta e preparo das amostras de troncos

Os troncos de árvores mortas depositadas dentro das cavernas foram amostrados discos lenhosos com auxílio de motosserra (Figura 5.6A,B) mantendo sempre a integridade, preservação e o local onde se encontra o material vegetal, sem alterar o contexto da paisagem conforme descrito na licença do ICMBIO. Os troncos foram amostrados segundo a metodologia descrita por Coelho (2013), a partir de três tipos de processos responsáveis pelo transporte e deposição dos troncos: i) Gravitacional – nesse caso, os restos vegetais seriam originários do topo e teriam entrado por claraboias ou entradas localizadas em pontos mais elevados em relação ao sítio de deposição, e que tenham conexão com este. Nesse contexto, os restos chegaram por queda e rolamentos; ii) Flutuação – quando o material teria flutuado até o interior da caverna, e se depositado com o rebaixamento do nível d'água; iii) Antrópico – quando o material foi trazido por humanos, incluindo grupos pré-históricos e modernos.

Figura 5.6: (A) coleta de troncos depositados em caverna com auxílio de motosserra. (B) amostras de lenho provenientes de troncos dentro das cavidades cársticas do cânion do rio Peruáçu.

Portanto, foram amostrados lenhos de troncos que apresentaram indicativos de terem sido introduzidos nas cavernas por flutuação. Em outras palavras, foram registrados aqueles posicionados em locais sem conexão direta com claraboias e que não apresentaram relação com fogueiras, marcas de instrumento de corte ou outros indícios de ação antrópica (Coelho, 2013). Na existência de dúvida, o material não foi considerado para evidência de inundação.

Dados morfométricos, altimetria, posicionamento, orientação geográfica e as características do relevo como inclinação do terreno foram obtidos dos troncos depositados nas cavernas. Após a secagem, todas as amostras de discos de árvores mortas foram aplainados. Estas foram, em seguida, polidas com lixas de diferentes granulações (50, 110, 220, 400, 600, 800, 1200 e 2000) (Stokes, 1996) (em anexo, Figura 5.7).

Figura 5.8: Fotomicrografias (A-C) em estereomicroscópio e (D-G) em microscópio óptico. (A) *Commiphora leptophloeos* (Amburana-vermelha), (B) *Parapiptadenia zehntneri* (Angico-vermelho), (C) *Handroanthus* sp. (Ipê-preto), (D) *Amburana cearensis* (amburana-de-cheiro), (E) *Commiphora leptophloeos* (Amburana-vermelha), (F) *Handroanthus* sp. (ipê-preto), (G) *Cedrela fissilis* (Cedro).

O material lenho em forma de disco e exsicatas foram depositadas nas coleções correspondentes Xiloteca “Nanuza Luíza de Menezes” (SPFW) e Herbário do Departamento de Botânica (SPF), ambos do Instituto de Biociências (IB/USP). As amostras foram identificadas por meio de análises macroscópicas e microscópicas (Figura 5.8) no Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, no Centro de Tecnologia de Recursos Florestais, no Laboratório de Árvores, Madeira e Móveis.

5.10 Datação por carbono 14 (^{14}C)

A amostragem dos anéis de crescimento dos troncos depositados nas cavernas para datação C^{14} foi realizada no anel que esteve íntegro e contínuo mais externo, a fim de minimizar os erros até a data da morte e também de corresponder a idade do episódio de deposição dos troncos. As amostras de lenho foram coletadas de um único anel com auxílio de uma broca de perfuração do tipo serra-copo com dentes de metal de 1 mm acoplada a mini-furadeira no Laboratório de Sistemas Cársticos no IGc/USP (Figura 5.9). Após a amostragem, o material lenhoso foi enviado ao Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense no Rio de Janeiro (LAC-UFF), onde foi extraída a celulose para serem transformadas em grafite. Após esta última etapa, as amostras foram datadas por ^{14}C no espectrômetro de massa (*Accelerator Mass Spectrometry* – AMS) no Centro de Estudos Isotópicos Aplicados da Universidade da Geórgia, Georgia, EUA.

As árvores tropicais geralmente apresentam anéis de crescimento anuais ou sazonais, sendo a contagem dos anéis de crescimento considerado um método preciso e utilizado para determinar a idade das árvores. Com isso, realizamos a contagem dos anéis dos troncos coletados para inferir o erro entre o anel onde foi coletada a amostra datada por ^{14}C até o anel mais externo.

Figura 5.9: Coleta de amostras de madeira para análises de datação por ^{14}C .

5.11 Análises estatísticas do conjunto de troncos

Para cada um dos troncos foi datada a camada mais externa possível de ser amostrada. As idades de radiocarbono foram calibradas com a curva atmosférica mais recente para o

Hemisfério Sul, a SHCal13 (Hogg et al., 2013), através do software Oxcal v4.3 (Ramsey, 2009). Para observar a frequência das idades de morte do conjunto de troncos a fim de se identificar os diferentes eventos de inundação, foi construído um modelo cronológico, a partir a função KDE (Ramsey, 2009) do software Oxcal. Esta função soma todas as distribuições de probabilidade para as idades C^{14} e busca encontrar os picos de maior frequência, descontadas as flutuações de alta frequência originadas do padrão oscilatório da curva de calibração. Para estimar o erro, foi realizada a contagem do número de anéis de crescimento entre o anel amostrado e o anel mais externo, sendo esta diferença subtraída no processo de calibração. Além deste método foi realizado análise estatística de agrupamento do tipo Cluster com as idades de ^{14}C , a fim de marcar os diferentes eventos de inundação ocorridos ao longo dos últimos 700 anos no cânion do Rio Peruaçu.

6 Resultados

6.1 Monitoramento – Caverna da Onça

Neste tópico será apresentado os resultados do programa de monitoramento na gruta da Onça, realizado entre fevereiro de 2018 e junho de 2019. O monitoramento de parâmetros ambientais visa melhor entender os fatores que controlam a taxa de deposição sazonal de carbonato e a variação nas razões isotópicas do carbono e oxigênio em caverna do tipo aberta e ventilada. Para isso foram monitorados parâmetros como: frequência de gotejamento, umidade relativa do ar (UR), temperatura e concentração de CO_2 da atmosfera da caverna. Este conjunto de dados será usado para apoiar a interpretação de indicadores paleoclimáticos (*proxies*) utilizados neste estudo com espeleotemas da mesma caverna, como: $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ e espessura de camadas, tendo em vista que este tipo de caverna, em que as condições climáticas são muito variadas, ainda é muito pouco estudado.

6.1.1 Monitoramento Isotópico da água da chuva em Januária-MG

Os resultados do monitoramento isotópico dos eventos de precipitação da região norte de Minas Gerais foram produzidos em continuidade a série de monitoramento isotópico realizada entre os anos de 2011 - 2017 por Stríkis (2015).

6.1.2 $\delta^{18}\text{O}$ e δD nas precipitações no Norte de Minas Gerais

Os dados isotópicos da chuva são apresentados no gráfico de correlação $\delta^{18}\text{O}$ por δD na (Figura 6.1). Os valores referentes à composição isotópica média mensal definem uma linha meteórica local (LMWL, da sigla em inglês para *local meteoric water line*), a qual é coerente com a linha de água meteórica global (GMWL). Foi constatado que o coeficiente angular da linha LMWL, calculado tanto com base numa média mensal dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ por δD da precipitação quanto nos valores médios anuais, são consistentes com os valores da GMWL, apresentado coeficiente angular de $7,32 \pm 0,27$ (dados mensais) e $7,92 \pm 0,7$ (médias anuais). Essa relação sugere que as mudanças de fase da água da chuva ocorreram sob condições de equilíbrio isotópico ao longo do ciclo de precipitação e evaporação.

Figura 6.1: $\delta^{18}\text{O}$ e δD em amostras de água de chuva coletadas na estação do INMET de Januária-MG (OMM: 83386). Em vermelho são apresentados os valores das chuvas mensais e, em azul, os valores anuais das amostras $\delta^{18}\text{O}$. As regressões lineares calculadas para os pontos definem a linha de água meteórica local.

Os valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$ foram calculadas em função do volume de precipitação com $r = -0,6$ (Figura 6.2). A relação da variabilidade sazonal entre a composição isotópica e a precipitação é fundamental para a correta interpretação do sinal isotópico contido nos eventos de recarga que ocorrem no carste e, por conseguinte, nos espeleotemas.

Figura 6.2: Gráfico de correlação dos valores mensais de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva e volume de precipitação local.

6.1.3 Variabilidade interanual do $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva em Januária durante os anos de 2011-2017

Nas regiões tropicais a composição isotópica da chuva é frequentemente associada ao volume de precipitação. Esse efeito isotópico é denominado de *amount effect*, do termo em inglês para efeito quantidade de chuva acumulada.

Analisando-se a relação entre a composição isotópica anual com o volume de precipitação observa-se uma boa correlação indicativa de *amount effect* com $r = -0.2$ ($p > 0.00003$) (Figura 6.3A). Apesar do bom acoplamento observado nos dados mensais, a composição isotópica das chuvas não apresenta boa relação com o volume local de precipitação na escala inter-anual, assim como é possível observar no gráfico da Figura 6.3B entre os anos hidrológicos de 2012 e 2017 a composição isotópica de oxigênio apresenta fraca co-variação com os acumulados anuais de chuva.

Para melhor compreensão de como a composição isotópica da precipitação na região norte de Minas Gerais se relaciona com o volume acumulado de chuva, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos acumulados local e regional foram comparados com valores DRU - *Degree of Rainout Upstream* (Figura 6.4).

Figura 6.3: (A) Comparação entre a composição isotópica anual da precipitação na região de Januária com os acumulados de chuva medidos na estação meteorológica do INMET (OMM: 83386); (B) correlação entre o $\delta^{18}O_{\text{médio}}$ anual e o volume de precipitação anual. Os acumulados anuais foram calculados para os períodos do ano hidrológico (setembro-agosto). Os valores da média mensal de $\delta^{18}O$ são calculados a partir da ponderação do volume de chuva de cada amostra.

Na Figura 6.4 é feita a comparação entre os valores $\delta^{18}O$ anuais, calculados com base nos dados da estação de monitoramento entre 2012 e 2017 e as estimativas de DRU para cada um destes anos. Neste caso observa-se que a variabilidade isotópica das precipitações da chuva na região norte de Minas Gerais exibe excelente correlação com o DRU de $r = -0.9$ ($p > 0.038$).

A análise com o DRU indica que em zonas mais adentro do continente, como é o caso da região estudada, as precipitações que se processam ao longo da trajetória de umidade têm papel importante na variabilidade interanual da composição isotópica de chuva. A forte correlação observada na variabilidade interanual sugere também que processos de reciclagem de umidade local, relacionados à evaporação e evapotranspiração, não devem influenciar de maneira significativa a assinatura isotópica da chuva na região norte de Minas Gerais.

Figura 6.4: (A) Comparação entre a composição isotópica anual da precipitação na região de Januária com os valores de *Degree of Rainout upstream* (DRU); (B) correlação entre o $\delta^{18}O_{\text{médio}}$ e DRU. Os acumulados anuais foram calculados para os períodos do ano hidrológico (setembro-agosto). Os valores de $\delta^{18}O_{\text{médio}}$ anuais são calculados a partir da ponderação do volume de chuva de cada amostra.

6.1.4 Variações climáticas externamente a caverna no ano de 2018

Para verificar a consistência entre os dados medidos dentro e fora da caverna foram utilizados dados climáticos da estação do INMET de Januária (OMM: 083386), localizada a 42 km da gruta Onça.

Com o início da estação seca em abril de 2018, ocorre a diminuição gradual da nebulosidade, da umidade relativa e da temperatura atmosférica e aumento nos valores de Irradiância Solar (IS) e evaporação (Figura 6.5). Os valores de IS se mantêm altos durante toda a estação seca, que vai até outubro, devido à baixa nebulosidade. Já a temperatura flutua bastante no período de seca, seguindo uma leve tendência de esfriamento até julho, quando ocorre diminuição até 21°C no ápice do inverno, associado a propagação de frentes frias até a região (Figura 6.5). Com o final das frentes frias, ocorre um súbito aumento da temperatura média, de 21°C para 28.5°C, nos dois últimos meses da estação de seca, em agosto e setembro/2018, em virtude da alta irradiância solar. Neste período foram também observados os valores máximos de evaporação, os quais são função de baixa umidade relativa e altas temperaturas, cujos valores médios são de 50% e 28°C, respectivamente. Concomitante com o início do período chuvoso na primavera ocorre um forte aumento de UR e temperatura, enquanto ocorre diminuição da evaporação e IS. Nota-se uma redução de aproximadamente 2°C e uma significativa diminuição da evaporação no pico do período chuvoso em dezembro, devido a alta nebulosidade e baixa irradiância solar.

Figura 6.5: Dados meteorológicos de temperatura, umidade relativa, evaporação, precipitação, nebulosidade e irradiância solar da estação de Januária referente ao ano de 2018.

6.1.5 Pluviosidade e vazão sazonal na gruta da Onça (2018-2019)

Verifica-se que a precipitação acumulada na estação de Januária pode ser utilizada na análise das variações de pluviosidade na área de estudo, para isto foi montada uma estação próxima a gruta da Onça. Os dados desta estação foram comparados com os dados das precipitações diárias medidas na estação meteorológica do INMET de Januária. Nota-se a princípio boa consistência na variabilidade das acumulações pluviométricas registradas nas duas estações, caracterizada por uma significativa correlação positiva ($r = 0.61$). Porém, existe uma significativa discrepância nos valores acumulados, assim como foi observado nos eventos que ocorreram durante o verão de 2018.

Dentro da gruta Onça foi realizado o monitoramento da vazão do Rio Peruaçu. Os dados de monitoramento da vazão dentro da caverna foram comparados com a vazão do Rio Peruaçu à montante e com a precipitação na gruta da Onça (Figura 6.6). Constatou-se o que a vazão do rio Peruaçu responde as maiores quantidades de chuva, como observado entre os meses chuvosos de 02/2019 a 04/2019. O nível do Rio Peruaçu dentro da gruta da Onça atingiu 4 metros durante a máxima precipitação no mês 02/2019 em resposta a precipitação acumulada de 185 mm. Com isso, torna-se factível a possibilidade do nível do Rio atingir as estalagmites da ONÇA, uma vez que, estas se encontram a 9 metros do nível do Rio dentro da caverna.

Figura 6.6: Comparação entre a precipitação do pluviômetro em frente a gruta Onça e os níveis de água do rio Peruaçu dentro da gruta Onça e à montante do cânion.

6.1.6 Parâmetros ambientais da gruta Onça

O monitoramento das condições ambientais da Gruta Onça foi iniciado em 20/02/2018 com a instalação de medidores de temperatura (Tabela 6.1). A temperatura foi monitorada em três pontos dentro da gruta da Onça, desde o seu ambiente mais externo, na parte do conduto que se conecta com o cânion do rio Peruaçu, até sua porção mais interna. Já os equipamentos para medir a umidade relativa e do dióxido de carbono foram instalados em 20/05/2018.

Tabela 6.1: Temperaturas (máxima, média e mínima) medidas no monitoramento da caverna ventilada da Onça.

Local	Máxima (°C)	Média (°C)	Mínima (°C)	Desvio Padrão	Amplitude Máxima (°C)
Caverna - região interna	23.5	20.5	16.0	1.5	7.5
Caverna - região central	26.0	21.6	16.5	1.8	9.5
Caverna - região externa	26.9	22.4	18.2	1.2	8.7
Ambiente externo	34.9	23.9	14.4	4.4	20.5

O valor médio da temperatura na região interna, central e externa da caverna ventilada da Onça foi de 21,5°C (Tabela 6.1). A diferença entre a temperatura média dos três pontos monitorados e a temperatura média externa foi próxima a 2°C (Tabela 6.1). Na caverna, a temperatura máxima registrada foi de 26,9°C na região mais externa e a temperatura mínima foi de 16°C na porção mais interna. Fora da caverna, a amplitude térmica registrada no ambiente externo foi 20,5°C, enquanto a amplitude da temperatura da caverna foi de cerca de 7,5°C para a porção mais interna e 8,7°C, na entrada do conduto como é possível observar na Tabela 6.1 e na Figura 6.7.

Figura 6.7: Série de temperatura monitorada na gruta Onça: temperatura das porções internas da gruta Onça em comparação com a temperatura do ambiente externo, próximo a entrada do conduto.

Apesar das diferenças de amplitude, a temperatura média da caverna acompanha a temperatura externa. No caso, estas diferenças de temperatura, definem o gradiente de temperatura entre a gruta Onça e o ambiente externo que é positivo ao longo de todo o ano. No entanto, existe um notável aumento no final da estação de seca (valor máximos próximo a 10°C), devido ao maior aquecimento do ambiente externo (Figura 6.8). Por outro lado, o gradiente de temperatura na caverna da Onça diminui durante o período chuvoso, oscilando entre 3°C e 6°C (Figura 6.8).

Figura 6.8: Comparação entre a precipitação diária da estação de Januária e os registros de umidade do ambiente externo e da caverna; concentração de dióxido de carbono da caverna; temperatura mínima externa e a pressão atmosférica medidos na estação de Januária. Barra azul indica período chuvoso; Barra vermelha indica interrupção nos eventos de chuva no meio da estação chuvosa.

O monitoramento da gruta Onça revelou baixa concentração de CO₂ atmosférico (valor médio 490 ppm) quando comparada a caverna Anjos, considerada “fechada”. Esta última, localizada na mesma região de Januária-MG, chega a alcançar 14.000 ppm de CO₂ (Stríkis,

2015). Na série de monitoramento de CO₂, nota-se que a concentração é maior durante o período chuvoso o qual pode atingir 700 ppm, e menor no período seco, quando atinge 490 ppm (Tabela 6.2, Figura 6.8). A umidade relativa fica próxima a 100% durante o período chuvoso e diminui muito durante o período seco, com valor mínimo de 38%, observado em 11 de outubro de 2018 (Figura 6.8).

Na série de monitoramento da concentração atmosférica de CO₂, nota-se uma significativa amplitude dos valores na faixa de 380 ppm, caracterizada por máximos e mínimos de 700 ppm e 320 ppm, observados em 19/10/2018 e 10/07/2019, respectivamente (Tabela 6.2 e Figura 6.8).

Tabela 6.2: Concentração de dióxido de carbono e percentagem da umidade na caverna da Onça.

Fatores ambientais	Máxima	Média	Mínima	Desvio Padrão	Amplitude
Dióxido de carbono (ppm)	700.0	490.2	318.0	48.7	384.0
Umidade relativa (%)	99.76	80.97	38.06	11.65	61.70

Ao longo do período monitorado, foi observado valores médios mais próximos aos externos (~ 400 ppm) entre os meses de maio a outubro de 2018 (Figura 6.8). A partir de maio existe uma diminuição na concentração de CO₂, que baixou novamente aos níveis atmosféricos externos, mas com uma forte oscilação nos valores por volta de 100 ppm. As concentrações saltaram para valores acima de 550 ppm no início do período chuvoso, como assinalado na Figura 6.8.

Existe uma forte variação da umidade relativa do ar (UR) da gruta Onça, cujos valores mínimos de 38% em 11 de outubro de 2018 e máximos alcançaram 95% em 06 de novembro de 2018. Essa amplitude de variação de 61%, observada ao longo do período monitorado, corresponde aos valores medidos no final de estação seca e no pico da estação chuvosa. Na estação chuvosa, entre novembro e abril, a umidade se mantém em índices geralmente acima de 80%, mas pode chegar a 95% em dias chuvosos, ou mesmo cair para 50% na estiagem de 01 de janeiro a 02 de fevereiro de 2019 (Figura 6.8).

Os valores de UR começam a decrescer logo após os últimos eventos de chuva, assim como no ambiente externo (Figura 6.8). O início das chuvas é importante para o aumento da UR local. A queda mais lenta observada entre maio e julho acompanha a redução das chuvas e a queda da temperatura do ambiente externo com o início do inverno (Figura 6.8). No entanto, a redução da UR na gruta é relativamente gradual, comparada ao ambiente externo.

Na Figura 6.8, ver-se em maior detalhe que as variações nas concentrações de CO₂ são bem consistentes com as de UR na maior parte do período monitorado. Os períodos com maior umidade correspondem aos de maior concentração de CO₂ ($R = 5$). Essa correlação é visível tanto em escala sazonal quanto intra-sazonal, por exemplo, durante o período de estiagem de janeiro a fevereiro de 2019. Na média histórica, janeiro é o mês que apresenta o maior acumulado de chuva. Entretanto, em janeiro de 2019, ocorreu um período de estiagem com duração de um mês, que causou diminuição nos valores de umidade relativa e CO₂ na gruta da Onça (Figura 6.8).

6.1.7 Monitoramento hidrogeoquímico: vazão de gotejamento, taxa deposição calcita e isótopos estáveis

6.1.7.1 Taxa de gotejamento

Os valores das taxas dos gotejamentos variam em média entre 30 seg a 3 minutos na gruta da Onça (Tabela 6.3).

Tabela 6.3: Dados monitorados referente a vazão de gotejamento da caverna ventilada da Onça.

Amostra	Ponto	Data Instalação	Data média	Data Remoção	Tempo por gota (seg)	Frequência (gotas/min)
409	P1	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	-----	0.00
410	P2	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	21	2.86
411	P3	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	19	3.16
412	P4	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	39	1.54
413	P5	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	-----	0.00
426	P1	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	77	0.78
427	P2	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	66	0.91
428	P3	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	59	1.02
429	P4	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	87	0.69
430	P5	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	-----	0.00
446	P1	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	100	0.60
447	P2	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	77	0.78
448	P3	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	61	0.98
449	P4	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	73	0.82
450	P5	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	-----	0.00
466	P1	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	106	0.57
467	P2	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	141	0.43
468	P3	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	93	0.65
469	P4	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	164	0.37
470	P5	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	-----	0.00
476	P1	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	154	0.39
477	P2	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	31	1.94
478	P3	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	70	0.86
479	P4	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	-----	0.00
480	P5	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	-----	0.00

Os pontos P1-P4 de monitoramento de gotejamento revelam valores máximos durante o mês de maio, enquanto os valores mínimos ocorrem no mês de setembro para os pontos P2-P4 e em novembro no ponto P1 (Figura 6.9). Quando os dados das taxas de gotejamento são comparados aos de chuva acumulada no pluviômetro em frente a caverna, observa-se altas taxas logo ao final do período chuvoso e rápido decréscimo logo após o final da mesma (Figura 6.9). Os fluxos dos gotejamentos quase cessam no período de estiagem, mas são rapidamente reativados logo com as primeiras chuvas na primavera.

Portanto, algumas conclusões podem ser obtidas a partir do gotejamento dos 5 pontos monitorados na gruta da Onça: i) a vazão de gotejamento responde rapidamente aos eventos de chuva no local estudado; ii) os gotejamentos são ativos ao longo do ano, mas o seu fluxo diminuem muito na estação de seca, quando chega quase a cessar; iii) os gotejamentos apresentam comportamento hidrológico semelhante, isto indica que os pontos de monitoramento da vazão de gotejamento são alimentados por rotas de fluxos com características hidrológicas semelhantes.

Figura 6.9: Comparação entre a série da frequência de gotejamento dos pontos 1-4 da gruta ventilada da Onça com a precipitação in situ e local.

6.1.7.2 Taxa de deposição de carbonato de cálcio

Os valores das taxas de deposição calcita dos cinco pontos de monitoramento são apresentados na Tabela 6.4. O Período de amostragem (Pa) é o intervalo de tempo entre a data de instalação e de remoção das amostras depositadas sobre placas de vidro relógio (Tabela 6.4).

A maior deposição de CaCO_3 ocorre durante a estação chuvosa, com valores máximos no mês de janeiro nos pontos 3 e 5, e em março em no ponto 1, e em abril no caso dos P4 e P5 (Figura 6.10). Por outro lado, a deposição é bem reduzida na estação seca, entre junho e outubro (Figura 6.10). Nota-se que a maior taxa de deposição de calcita no período chuvoso está claramente associada as mais altas taxas de gotejamento.

Tabela 6.4: Dados da taxa de deposição de carbonato de cálcio monitorados em gotejamentos da gruta da Onça.

Período de amostragem	Ponto	Data Instalação	Data média	Data Remoção	Peso Pré-Instalação	Peso Pós-Remoção	Peso Líquido (g)	Taxa Deposição (mg/dia)
Pa 1	P1	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	50.8715	51.2827	0.41	8.94
	P2	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	40.3185	40.546	0.23	4.95
	P3	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	43.7583	44.2431	0.48	10.54
	P4	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	39.9026	40.1111	0.21	4.53
	P5	20/02/2018	15/03/2018	07/04/2018	50.8782	50.9427	0.06	1.40
Pa 2	P1	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	52.7077	52.9793	0.27	6.32
	P2	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	51.9368	52.6806	0.74	17.30
	P3	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	51.8329	52.1889	0.36	8.28
	P4	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	50.7426	51.0209	0.28	6.47
	P5	07/04/2018	28/04/2018	20/05/2018	40.2097	40.2712	0.06	1.43
Pa 3	P1	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	51.8959	52.3657	0.470	5.16
	P2	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	43.6856	44.1826	0.497	5.46
	P3	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	50.8455	51.4751	0.630	6.92
	P4	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	50.9248	51.2813	0.357	3.92
	P5	20/05/2018	04/07/2018	19/08/2018	51.0289	51.0283	-0.001	-0.03
Pa 4	P1	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	51.160	51.263	0.103	5.42
	P2	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	51.087	51.141	0.055	2.87
	P3	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	50.890	50.997	0.107	5.62
	P4	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	50.851	50.900	0.049	2.58
	P5	19/08/2018	28/08/2018	07/09/2018	50.857	50.860	0.003	0.15
Pa 5	P1	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	51.0134	51.1203	0.1069	4.86
	P2	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	50.8605	50.9226	0.0621	2.82
	P3	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	51.0961	51.2313	0.1352	6.15
	P4	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	51.0738	51.1446	0.0708	3.22
	P5	07/09/2018	18/09/2018	29/09/2018	51.0289	51.0283	-0.0006	0.00
Pa 6	P1	29/09/2018	09/11/2018	21/12/2018	50.9933	51.5132	0.5199	6.26
	P2	29/09/2018	09/11/2018	21/12/2018	50.9915	50.9915	0.2176	2.62
	P3	29/09/2018	09/11/2018	21/12/2018	51.0598	51.8561	0.7963	9.59
	P4	29/09/2018	09/11/2018	21/12/2018	51.0033	51.3563	0.353	4.25
	P5	29/09/2018	09/11/2018	21/12/2018	50.7405	50.859	0.1185	1.43
Pa 7	P1	21/12/2018	18/01/2019	16/02/2019	53.4001	53.808	0.4079	7.16
	P2	21/12/2018	18/01/2019	16/02/2019	53.4941	53.77	0.2753	4.83
	P3	21/12/2018	18/01/2019	16/02/2019	52.8534	53.4706	0.6172	10.83
	P4	21/12/2018	18/01/2019	16/02/2019	52.8005	53.08	0.2795	4.90
	P5	21/12/2018	18/01/2019	16/02/2019	52.9332	53.1138	0.1806	3.17

Figura 6.10: Comparação entre as taxas de deposição de calcita dos pontos P1-P5 com as taxas de gotejamento da caverna da Onça. As linhas verticais tracejadas indicam as estações trimestrais. As barras cinza indicam o período de amostragem (Pa), ou seja, data de início e remoção dos vidros de relógio.

A relação entre a taxa de gotejamento e a taxa de deposição de CaCO_3 permite avaliar que a disponibilidade de solução de gotejamento saturada em carbonato de cálcio é o principal fator que controla a deposição de espeleotemas na Gruta da Onça. De modo geral, a maior deposição de carbonato ocorre no período em que gotejamento possui maior fluxo (Figura 6.10). A maior taxa de deposição de CaCO_3 também ocorre no período em que as concentrações de CO_2 são mais altas, ou seja, nos meses mais chuvosos (Figura 6.10). No entanto não existe uma relação aparente entre a deposição de calcita com as variações de temperatura ou do gradiente entre a temperatura externa e da temperatura da caverna (Figura 6.11).

Figura 6.11: Comparação entre a taxa de deposição de calcita e as condições ambientais. As barras cinza indicam o período de coleta dos vidros de relógio, que são representados pela sigla (Pa). As linhas tracejadas indicam as estações climáticas.

6.1.7.3 Composição isotópica da água de gotejamento

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da água do gotejamento foram produzidos para 11 amostras na gruta da Onça. A análise de distribuição de pontos entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ em relação aos valores de δD possuem valor próximo a 1 (Figura 6.12). Os dados isotópicos dos gotejamentos da gruta da Onça estão distribuídos abaixo da linha de água meteórica local (LMWL) e global (GMWL), devido ao coeficiente angular e linear serem baixos, no valor de 6‰ e 0,2‰, respectivamente (Figura 6.12). Este resultado indica que o processo de evaporação foi muito significativo durante a deposição de CaCO_3 dentro da caverna. Isto porque sob condições evaporativas, o hidrogênio torna-se mais facilmente fracionado em relação ao oxigênio, o que causa um excesso de deutério na água de gotejamento em relação a água meteórica.

Figura 6.12: Dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da água do gotejamento coletada nos pontos 1-5 de monitoramento dentro da gruta da Onça. Os pontos pretos são os resultados isotópicos da água da chuva coletada em Januária. As linhas vermelha e verde indicam respectivamente a água meteórica local (*Local Meteoric Water Line* – LMWL) e a linha de água meteórica global (*Global Meteoric Water Line* – LMWL).

Após analisar a relação entre a composição isotópica do gotejamento e as condições ambientais da gruta da Onça, verificou-se a relação entre as condições internas e externas da caverna.

Figura 6.13: Análise de dispersão (A) entre os dados diários de UR da gruta da Onça e a evaporação em Januária durante 20/05/2018 a 20/05/2019; (B) entre os dados diários de evaporação de Januária e temperatura máxima de Januária durante 20/05/2018 a 20/05/2019; e em (C) nos dados anuais de evaporação acumulada e temperatura média (ONDJFM) durante os anos de 1913 – 2016 CE em Januária.

Assim, observou-se que a evaporação externa da caverna é um ótimo parâmetro para analisar a umidade relativa de dentro da caverna ($R = -0.86$) (Figura 6.13A), uma vez que, as condições de evaporação interna é um produto da máxima temperatura com a mínima umidade relativa de dentro da caverna. Durante o período de monitoramento, destaca-se a temperatura externa da caverna como o principal controlador da evaporação externa da região de Januária, com alta correlação positiva ($R = 0.59$) entre as duas variáveis (Figura 6.13B e C).

6.1.7.4 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em carbonato recente

Durante um ano de monitoramento foram analisadas isotopicamente 175 amostras de CaCO_3 , depositadas sobre 35 placas do tipo vidros de relógio. Cada dado de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, representa a média de cinco amostras extraída de cada vidro de relógio. Os valores médios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dos pontos P1 a P5 monitorados são apresentados na Figura 6.14.

Figura 6.14: Gráficos comparativos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato dos cinco pontos (P1 a P5) de monitoramento na caverna da Onça.

Foi observada uma diferença muito significativa na amplitude dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ entre os pontos de gotejamento monitorados, que variam na faixa de 1 a 3,5‰ e 1 a 4,5‰, respectivamente (Figura 6.15). Na maioria dos pontos monitorados, os valores mais

empobrecidos em ^{18}O ocorrem nos meses mais chuvosos durante os períodos de amostragem Pa7 e Pa1, exceto para o Pa6 (Figura 6.15). Por outro lado, os valores mais enriquecidos em ^{18}O são registrados no período de estiagem nos períodos de Pa3 e Pa4, exceto Pa5, quando ocorre forte diminuição da vazão de gotejamento (Figura 6.15) e mínima deposição de CaCO_3 .

Figura 6.15: Variação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e da taxa de gotejamento nos cinco pontos monitorados (P1 a P5) na caverna da Onça.

Na Figura 6.16 observa-se no ponto P2 variação inversa entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e do carbonato precipitado, enquanto no ponto P5 a variação é positiva. A composição isotópica da calcita e da água de gotejamento indica que eventuais efeitos isotópicos relacionados ao fracionamento cinético possam estar ocorrendo mais efetivamente no ponto P2 do que no ponto P5. Essa é uma importante informação obtida com os dados preliminares do programa de monitoramento da gruta Onça, entretanto não conclusiva para a interpretação do sinal isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites atualmente em estudo, devido ao pouco número de dados até então obtidos.

Figura 6.16: Comparação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e do vidro de relógio dos pontos P2 (esquerda) e P5 (direita).

Figura 6.17: Variações dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ dos 5 pontos (P1 a P5) monitorados na caverna da Onça. Do topo para a base são apresentadas as variações de temperatura e de seu gradiente, concentração de CO_2 , umidade relativa do ar e precipitações na estação climática nas proximidades da caverna. As barras cinza indicam o período de coleta dos vidros de relógio, que são representados pela sigla (Pa). A linha tracejada indica as estações climáticas.

Apesar de haver uma aparente correlação positiva entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ não é tão clara a relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ durante os períodos chuvoso e seco na área de estudo (Figura 6.17 e 6.18). Nota-se em alguns casos uma tendência de aumentos nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, mesmo no período seco, a exemplo dos pontos Pa3 e Pa4 (Figura 6.18).

Figura 6.18: Variações dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ dos 5 pontos (P1 a P5) monitorados na caverna da Onça. As barras cinza indicam o período de coleta dos vidros de relógio, que são representados pela sigla Pa. As linhas tracejadas indicam as estações climáticas.

Também é observado um aumento dos dados de $\delta^{18}\text{O}$, iniciado logo após o final da estação de chuvas mais gradativo nos pontos Pa3 a Pa4 do monitoramento. Este aumento segue uma tendência de diminuição da umidade relativa do ar e se mantém altos por todo o período seco até o mês de setembro. Os valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$ são em geral coincidentes com as maiores concentrações de CO_2 , observado nos meses mais chuvosos que correspondem aos períodos Pa6 e Pa7 (Figura 6.18).

6.2. Eventos extremos de precipitação e inundação no centro-leste do Brasil durante os anos de 1255-2016 (CE)

O preciso controle cronológico estabelecido com as laminações anuais e precisas datações U/Th das estalagmites da caverna da Onça permitiu identificação de eventos extremos de precipitação na região.

É possível fazer a reconstituição da frequência de eventos hidroclimáticos extremos a partir de dados de variação da taxa de deposição de CaCO_3 , obtidos com base na medição de espessura das laminações e do reconhecimento do material detrítico, associados a tons mais escuros na escala de cinza. Uma outra forma utilizada na determinação de eventos de inundação foi a identificação de conjunto de laminações com altas concentrações de elementos traços metálicos associados a deposição de sedimentos clásticos constituídos por argilo-minerais, óxidos e hidróxidos sobre as estalagmites da caverna da Onça durante enchentes. A fim de inferir a magnitude dos eventos de inundação fluvial, utilizou-se a idade ^{14}C e altimetria desses troncos transportados pelo Rio Peruaçu e depositados em cavernas a dezenas de metros do nível atual do Rio durante eventos de extremos de precipitação

6.2.1 Cronologia dos espeleotemas através do método U/Th e contagem de laminações anuais

O controle cronológico das estalagmites da Caverna da Onça é baseado nas datações pelo método U/Th e pela contagem de laminações.

a) Datação $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$

Os resultados das datações são apresentados nas Tabelas 6.11 e 6.12 em anexo. A cronologia da estalagmite ONÇA2 foi construída com auxílio de 19 datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ no intervalo de tempo entre os anos de 1760 e 2015 CE. Já a cronologia da estalagmite ONÇA4 contou com 20 datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ entre os anos de 1298 e 1852 CE (Figura 6.19).

As idades obtidas nas amostras de estalagmites ONÇA2 e 4 apresentam padrão linear, sem grandes variações crescimento, como pode ser observado no gráfico da Figura 6.20. De modo geral, as amostras datadas nas estalagmites apresentaram erros baixos inferiores a 10 anos e em sua maioria 5 anos (Figura 6.19 e Tabelas 6.11 e 6.12). As idades obtidas para a estalagmite ONÇA2 possuem valores médio de erro de ± 2.7 anos no intervalo entre 1856 – 2016 (CE) (Figura 6.19), enquanto a estalagmite ONÇA4 possui valor médio de erro de ± 3.6 anos, entre os anos de 1255 – 1858 (CE) (Figura 6.19). Foi possível obter idades com baixos

valores de erro por conta das altas concentrações de ^{238}U , que apresentaram valores em média de 5 ppm, muito superiores aos encontrados em espeleotemas (Cheng et al., 2013b). Essa alta concentração de U nas amostras compensa em parte as incertezas na datação devido a valores relativamente altos para a razão $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, associado com o Th detrítico adsorvido aos argilo-minerais. Notar na tabela que as datações com erros maiores apresentam valores das razões $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ abaixo de 100 ppm.

Figura 6.19: Idades obtidas pela datação $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ na estalagmite ONÇA2 (A) e na estalagmite ONÇA4 (B).

Figura 6.20: Idades U/Th obtidas entre topo e base das estalagmites estudadas. (A) Equação linear de ajuste da datação U/Th da estalagmite ONÇA2. (B) Equação linear de ajuste da datação U/Th da estalagmite ONÇA4.

b) Contagem de laminações em estalagmites

Com o objetivo de confirmar a anualidade das laminações das nas estalagmites ONÇA2 e 4, foi confrontada o número de lamilações por intervalo de tempo datado pelo método $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$. Em todos os intervalos datados pelo método U/Th, observou-se número de lâminas coerentes com o intervalo temporal definido pelas datações geocronológicas, considerando os erros analíticos das datações radiométricas. A formação das laminações anuais é consistente com os dados coletados no monitoramento geoquímico da gruta da Onça, onde observa-se que deposição controlada pela vazão do gotejamento durante a estação chuvosa. Para realizar a contagem das laminações foram testados três métodos de identificação de camadas (Figura 6.21): (A) imagens digitalizadas com tons invertidos em alta resolução; (B) fotomicrografia de lâminas petrográficas em estereomicroscópio (lupa) utilizando luz polarizada e (C) fotomicrografia em microscópio confocal de fluorescência de luz UV.

A contagem de camadas em imagens digitalizadas com tons invertidos foi o que apresentou o melhor resultado na distinção entre as laminações, como é possível observar na Figura 6.21B. O modelo de idade obtido a partir da identificação visual das laminações foi confrontado com perfis analíticos de tons de cinza construídos (Figura 6.21B), o que permitiu uma melhor identificação dos limites das camadas e maior precisão na mensuração. A imagem das camadas em tons invertidos (Figura 6.21B) produz tons opostos ao da imagem original macroscópica da estalagmite (Figura 6.21A). Outra vantagem desse método é a possibilidade de poder analisar a estalagmite inteira, ou seja, sem montagem de imagens, com isso diminuiu o erro durante a junção dos segmentos.

Figura 6.21: Camadas de crescimento da estalagmite ONÇA observadas por diferentes métodos. (A) microfotografia controle, ou seja, imagem original das estalagmites; (B) microfotografia a partir da imagem com tons invertidos. Espectro da análise de tons de cinza/RGB, onde é possível diferenciar cada camada de crescimento. (C) microfotografia das camadas a partir de luz polarizada em estéreo microscópio. (D) microfotografia das camadas utilizando microscopia com fluorescência confocal. Setas: indicam limites das camadas de crescimento. Barra = 0.2 mm.

As camadas também podem ser identificadas em lâminas petrográficas com auxílio de estereomicroscópio (Figura 6.21C), porém este método apresenta desvantagem durante a contagem e medição, uma vez que esse procedimento segmenta a amostra em lâminas petrográficas individuais, criando dificuldades na junção dos dados entre as lâminas. Contudo, como é possível observar na Figura 6.21D, as imagens de fluorescência de UV não foram eficientes na distinção das laminações dos espeleotemas analisados.

A partir das imagens digitilizadas com tons invertidos foi possível identificar camadas de crescimento da estalagmite da ONÇA2 e 4, que consistem de pares laminados ou não. No primeiro caso, as camadas são compostas por laminações clara e escura, entretanto, no segundo caso existe predomina apenas uma tonalidade, clara ou escura (Figura 6.21B). É possível diferenciar as camadas através de variações nos tons de cinza e de RGB (Figura 6.21B). O limite das camadas parece ser formado por uma delgada matrix de calcita compactada, porém estudos com microscopia eletrônica seriam necessários para averiguar esta questão.

O modelo de contagem de laminações das estalagmites ONÇA2 e 4 são apresentados na Figura 6.22. A anualidade das camadas foi comprovada pela correlação linear de $r^2 = 0.999$ entre a cronologia baseada nas datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ e o modelo produzido a partir da contagem de camadas.

Figura 6.22: Cronologia produzida a partir da contagem de laminações do topo para a base dos espeleotemas. (A) Datação por contagem de camadas da estalagmite ONÇA2. (B) Datação por contagem de camadas da estalagmite ONÇA4.

Conforme podemos observar na Figura 6.23, ambos os métodos de datação, independentes entre si, permitiram a construção de um modelo preciso de idades.

Figura 6.23: Comparação entre as idades U/Th e as idades das pela contagem das laminações das estalagmites Onça 2 e 4. O número correspondente a cada ponto entre parênteses representa a idade da camada em U/Th (preto) e a idade da camada pelo método de contagem (azul).

Assim, conclui-se que a variação da espessura das laminações dos espeleotemas reflete a sazonalidade na vazão de gotejamentos, as quais dependem principalmente da disponibilidade meteórica infiltrada após eventos de chuva. Nesse caso, as taxas de deposição de CaCO_3 é proporcional aos índices pluviométricos. Nesse sentido, camadas de menor espessura estão associadas à anos hidrológicos mais secos, enquanto camadas mais espessas a anos mais chuvosos. Essas considerações são sustentadas pelos dados observacionais de taxa de deposição de carbonato realizadas no monitoramento da gruta da Onça, a qual está praticamente restrita ao período chuvoso.

c) Mensuração das camadas de crescimento

A medição da espessura das laminações foi realizada a partir dos perfis espectrais em tons de cinza/RGB obtidos das imagens digitalizadas com tons invertidos. O valor médio da espessura das laminações da estalagmite ONÇA2 foi de 0,79 mm, com desvio padrão de 0,34 mm, enquanto a estalagmite ONÇA4 apresenta espessura média das laminações de 0,33 mm e desvio padrão de 0,18 mm. Existe um aumento substancial da taxa de deposição de calcita entre os espeleotemas estudados. Para corrigir esse efeito foi utilizada a integração a partir da série normalizada de taxa de deposição.

6.2.2 Descrição das laminações detríticas

a) Métodos qualitativo de identificação de laminações detríticas

As laminações ricas em material detrítico foram inicialmente identificadas com o uso de imagens digitalizadas em alta resolução (Figura 6.24) e por imagens digitalizadas em tons invertidos (Figura 6.25).

As camadas impregnadas com lama são bem visíveis macroscopicamente (Figura 6.24). Algumas camadas têm uma distribuição homogênea de detritos, enquanto outras apresentam aglomeração de detritos na margem do eixo principal da estalagmite (Figura 6.24). A estalagmite ONÇA2 apresentou, no geral, laminações com material detrítico melhor

distribuído, do centro para a borda em relação à estalagmite ONÇA4 (Figura 6.24). No caso desta última, ocorreu remoção parcial dos detritos no eixo central da estalagmite pelo gotejamento.

Figura 6.24: Evidência das principais laminações detríticas nas estalagmites da (A) ONÇA 2 (1867 – 2016 CE) e (B) ONÇA 4 (1318 – 1858 CE).

Ao longo da estalagmite ONÇA2, entre os anos de 1857–2016 CE foram contabilizadas 23 laminações com material detrítico, enquanto na estalagmite ONÇA4, entre os anos de 1255

– 1858 CE foram descritas 131 lâminas com alta concentração de detritos. As laminações detríticas foram também identificadas por imagens digitalizadas em tons invertidos com auxílio da ferramenta de escala de Cinza/RGB (Figura 6.25). Ao inverter a tonalidade da imagem da estalagmite evidenciamos os níveis com maior deposição de material detrítico pelas tonalidades mais claras (tom natural invertido), com destaque para o tom de azul (Figura 6.25).

Figura 6.25: Perfil espectral da intensidade da escala de cinza/RGB para identificação das camadas anuais das estalagmites ONÇA2 e 4. **(A)** Detalhe das camadas detríticas (colchetes) caracterizadas por sinal espectral de maior amplitude que as camadas não detríticas (*). **(B)** Aspecto textural ressaltada tendência crescente de aumento da intensidade da escala de cinza/RGB entre camadas não detríticas até camadas detríticas. **(C)** Detalhe das camadas detríticas intercalada com camadas não detríticas (*).

Os níveis com maior deposição de lama podem ser provenientes de três fontes distintas: i) epicarste + solo e/ou ii) depósitos fluviais de inundações do Rio Peruaçu; iii) aerossóis. A fim de identificar o conteúdo das camadas detríticas foram realizadas lâminas petrográficas onde foi possível identificar grãos de quartzo e hidróxido de ferro (Figura 6.26).

Como é possível observar na imagem da Figura 6.26C, o material detrítico é constituído por grãos na fração silte (entre 2 e 60 μm) e areia fina (entre 60 e 200 μm), com grau variado de arredondamento, indo de anguloso a arredondo, compostos majoritariamente por quartzo. Além das lâminas petrográficas foram realizadas análises de Difração de Raio-X (DRX) nos níveis detríticos onde foram detectados apenas grão de quartzo (Figura 6.27).

Figura 6.26: Microfotografia de lâminas petrográficas da estalagmite ONÇA4. (A) Cristais de calcita colunar com destaque para a camada detrítica no topo (retângulo) (150 μm). (B) Camadas de deposição anuais de carbonato (150 μm). (C) Camada detrítica ou rica em “lama”, onde são observados grãos de quartzo (50 μm). (D) Detalhe da camada detrítica revelando grãos de quartzo (*) e material fino constituído de argilo-minerais (seta) ao redor de grãos minerais (50 μm). (E) Por menor da figura anterior com destaque ao grão de quartzo (*) e matriz de argilo minerais (seta) (20 μm).

Grãos de quartzo mais grossos estão na fração areia média e compõem laminações mais espessas ricas em material detrítico. Estas frações granulométricas mais grossas são mais coerentes com os sedimentos clásticos dos depósitos fluviais do Rio Peruaçu, que preenchem parcialmente cavernas ao longo do seu vale, como: Gruta do Brejal, Lapa da Onça e Janelão. Grãos na fração areia fina (entre 60 e 200 μm), como observado nos níveis mais espessos de material detrítico nas estalagmites, predominam entre os constituintes dos sedimentos do leito do Rio Peruaçu (cerca de 80%) e nos depósitos fluviais localizados no interior das cavidades cársticas mais a montante, como o caso da Gruta do Brejal (cerca de 64%). Já as frações de silte (entre 2 e 63 μm) são frequentes entre os constituintes dos depósitos fluviais encontrados nas cavernas do meio do sistema, como a gruta da Onça (cerca de 70%) e na gruta do Janelão (cerca

de 60%). Nos sedimentos fluviais da gruta da Onça, assim como na gruta do Brejal e Janelão a argila compreende uma fração granulométrica menos expressiva, variando entre 30 e 40%.

Figura 6.27: Análise de Difração de Raio-X (DRX) nas estalagmites ONÇA2 (esquerda) e ONÇA4 (direita).

Além dos níveis de material detrítico foram identificadas porções corroídas, aqui chamadas de cavidades de dissolução próximo ao eixo de crescimento, local de gotejamento (Figura 6.28). Foram observados níveis com cavidades de dissolução nas estalagmites da gruta da Onça junto a níveis de deposição detrítica (Figura 6.28). No total foram contabilizadas 24 laminações com cavidades de dissolução entre os anos de 1857 – 2016 (CE) na estalagmite ONÇA2. Já na estalagmite ONÇA4 foram descritas 96 laminações com estas cavidades entre os anos de 1255 – 1858 CE. Ao todo foi contabilizado 161 laminações detríticas e 120 cavidades de dissolução nas estalagmites ONÇA2 e 4.

Figura 6.28: Imagem da estalagmite ONÇA2, onde é possível observar as camadas de dissolução (seta) entre os anos de 1997 – 1992.

b) Análise de elementos traços por *Laser ablation-ICP-MS*

Os níveis com lâminas detríticas podem ser identificadas pela maior concentração elementos metálicos. Dentre estes o manganês (Mn), foi o escolhido para análise geoquímica dos eventos de inundação marcados pelas camadas com detritos ao longo das estalagmites ONÇA 2 e 4 (Figura 6.29).

Figura 6.29: Série temporal da concentração de Manganês (Mn) ao longo da estalagmite ONÇA2 (A) e ONÇA4 (B). Barra da escala = 10 mm.

Além do manganês foram analisados os seguintes elementos metálicos: Al, Fe, Mn, Ti, Ni, Zn, Th, Li, As, La e Ce nas estalagmites ONÇA2 e 4. O resultado da análise fatorial revela o agrupamento dos elementos metálicos não solúveis Mn, Th, La e Ce na estalagmite ONÇA2 e Al, Fe, Mn, Th, La e Ce para a estalagmite ONÇA4 (Figura 6.30). Entretanto, por problemas técnicos não foram analisados os elementos Al e Fe para estalagmite ONÇA2. Assim, os elementos traços comuns entre as estalagmites ONÇA2 e 4 são Mn, Th, La e Ce.

Verificou-se que a concentração de elementos traços na estalagmite ONÇA2 entre os anos de 1850 – 2016 (CE) é 3 ordens de grandeza menor que a concentração de elementos traço na estalagmite da ONÇA4 entre os anos de 1255 – 1855 (CE).

Figura 6.30: Comparação entre os elementos traço metálicos Al, Fe, Mn, Th, La, Ce e o index dos elementos traços (Al, Fe, Mn, Th, La, Ce) da estalagmite ONÇA4

6.2.3 Controle hidroclimático das taxas de deposição de calcita

Com o objetivo de avaliar como as variações da taxa de deposição de calcita respondem às variáveis hidroclimáticas, foram realizadas comparações com as séries históricas de precipitação regional e dados do balanço hídrico, monitorados desde o ano de 1914 na região do norte de Minas Gerais. O balanço hídrico considera a diferença entre precipitação e evaporação, calculado pela relação: $P-E$, onde P é a precipitação total em mm e E é a evaporação total em mm. A série de evaporação foi calculada com base nas séries históricas mais contínuas do século 20, disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Para essa série, foram utilizados dados das estações localizadas nos municípios de

Januária, Montes Claros, Pirapora e Paracatu. A Tabela 6.5 apresenta a relação das estações utilizadas para o cálculo do balanço hídrico regional.

Tabela 6.5: Relação das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) utilizadas no cálculo das séries de precipitação regional e evaporação.

Lista de estações	Latitude	Longitude
Estação Januária (OMM: 83386)	15°26'53.22"S	44°21'58.08"W
Estação Montes Claros (OMM: 83437)	16°40'48.00"S	43°49'48.00"W
Estação Pirapora (OMM: 83483)	17°21'0.00"S	44°54'36.00"W
Estação Paracatu (OMM: 83479)	17°14'24.00"S	46°52'48.00"W

O cálculo do balanço hídrico (Precipitação - Evaporação) foi realizado com base nos dados de precipitação regional e evaporação medida no evaporômetro de Piche (Figura 6.31A).

Figura 6.31: Comparação entre as séries instrumentais de temperatura, evaporação e balanço hídrico: **A)** comparação entre a temperatura e a evaporação; **B)** relação entre temperatura e balanço hídrico.

A evaporação é fortemente controlada pela temperatura, a qual seguiu as variações inversas de umidade relativa do ar. Assim, como podemos observar no gráfico da Figura 6.31A, o aumento da temperatura registrado a partir de século 20 tem forte impacto no aumento das condições evaporativas e na consequente diminuição da umidade relativa do ar. Por conseguinte, existe um forte acoplamento entre o balanço hídrico (P-E) e temperatura, de modo que, em condições mais secas, o aumento da evaporação leva a redução do balanço hídrico, com $r = -0.71$ (Figura 6.31B).

Conforme observado no monitoramento da caverna da Onça, a taxa de crescimento dos espeleotemas depende diretamente da disponibilidade de água nos pontos de gotejamento. Nesse sentido condições mais evaporativas podem atuar tanto durante o gotejamento, caso particularmente importante na gruta da Onça, como na redução do nível freático, afetado pela evaporação de água do solo. Contudo, ainda não está claro como as condições evaporativas afetam o nível do freático regional. A comparação entre a taxa de crescimento da estalagmite ONÇA2 com a quantidade de chuva local e o balanço hídrico (P-E) indica que o aumento das condições evaporativas a partir da década de 70, pode ter afetado a deposição de CaCO_3 na caverna Onça.

A relação entre a recarga de água meteórica no sistema cárstico e a variação da taxa de crescimento, pode ser observada na Figura 6.32A. Verifica-se que as variações da taxa de crescimento são mais consistentes com os valores do balanço hidrológico (P-E) do que com os acumulados de chuva (Figura 6.32A). Existe de fato uma tendência de diminuição na taxa de crescimento em resposta a um crescente déficit na recarga meteórica no sistema, representada aqui por valores abaixo da média de P-E. Por outro lado, não existe nenhuma tendência equivalente na série de variação de chuva. No entanto, pode-se notar a existência de uma certa relação entre a taxa de crescimento com as variações sub-decenais de pluviosidade (Figura 6.32B).

Figura 6.32: Comparação entre a curva de variação da taxa de crescimento da estalagmite ONÇA2 com: a) precipitação local; b) balanço hídrico P-E.

6.2.4 Identificação dos eventos extremos de precipitação e inundação nos registros de estalagmites

A partir da descrição laminações impregnadas com material detrítico, juntamente com os picos de metais traços, variações da escala de cinza e espessura de camadas foi possível identificar períodos de extremo de precipitação. A ocorrência de níveis de maior deposição siliciclástica sugere e elevação do freático na região do cânion do Rio Peruaçu associados com eventos de chuva de maior magnitude. Nesse sentido, a relação entre os níveis de deposição de fragmentos siliciclásticos com índices independentes relacionados a taxa de crescimento dos espeleotemas bem como dos dados isotópicos são utilizados conjuntamente no sentido de estabelecer eventos extremos de precipitação, associado a estas inundações.

Inicialmente, será analisada a reprodutibilidade dos índices geoquímicos avaliados para a estalagmite ONÇA2 e a relação com a série instrumental de precipitação obtidos no conjunto de dados das estações meteorológicas na região estudada. Os dados das estações fornecidos pelo INMET registram a série de chuva dos últimos 103 anos na região de Januária (Figura 6.33). A série de precipitação de Januária-MG, referente ao último século, revela um período mais chuvoso, caracterizado por uma maior frequência de eventos extremos de precipitação no início do século 20 até o ano de 1945, um período mais seco entre os anos de 1946 – 1976 e um período neutro onde ocorreram alguns eventos extremos de precipitação entre os anos de 1980 – 2016.

Figura 6.33: Comparação das séries de precipitação média anual e vazão dos Rios São Francisco e Pandeiros na região de Januária com indicadores paleoclimáticos medido na estalagmite ONÇA2, como: variação na espessura da camada, concentração de manganês (Mn) e da escala de cinza da estalagmite. A linha pontilhada indica o percentil de 90%. As barras em cinza indicam as laminações com maior abundância de material detrítico.

Serão considerados eventos extremos, aqueles identificados acima do percentil de 90%, ou seja, acima de um desvio padrão (1σ) em relação à média, tanto para os dados instrumentais, quanto para os indicadores das estalagmites ONÇA2 e 4. Assim, são descritos 11 eventos extremos de precipitação (1916–1992) e 9 eventos extremos de aumento de vazão do Rio São Francisco e Pandeiros na região de Januária entre 1942 e 1992 (Tabela 6.6; Figura 6.33). Destes 9 eventos extremos de aumento de vazão dos Rios, 7 coincidem com os eventos extremos de precipitação (1942, 1944–45, 1979, 1982–83, 1992). Esta boa relação entre a precipitação e a vazão pode ser comprovada pela correlação de $r = 0.6$ (Figura 6.33).

Tabela 6.6: Eventos extremos a partir do percentil de 90% e um desvio padrão (1σ) referente a precipitação acumulada, vazão dos rios São Francisco e Pandeiros na região de Januária, e registros da estalagmite ONÇA2. Entre parênteses o valor do erro que varia entre ± 1 -3 anos.

ANO	Precipitação acumulada (mm)	Vazão do Rio SF e Pandeiros	Camada detrítica/cavidade	Elemento traço (Mn)	Espessura da camada	Escala de cinza
1992						(± 2)
1985						
1983						(± 1)
1982						
1980						
1979				(± 2)	(± 1)	
1949						
1947						(± 1)
1945						
1944						
1942				(± 1)		
1926			(± 1)			
1924			(± 1)			
1919			(± 3)			
1916						

90%=> 1.2 σ

93%=> 1.4 σ

95%=> 1.6 σ

99%=> 2.8 σ

Os eventos extremos de precipitação e vazão de rios foram assim comparados com os indicadores hidrológicos dos espeleotemas, resultados desse estudo. Foi identificado a ocorrência de laminações ricas em material detrítico em todos os eventos extremos de precipitação (Tabela 6.6), mas existe uma correlação nestes dados ($r = 0.4$), devido a discrepância na magnitude nas variações nestes dados. Os registros de escala de cinza, espessura de camada e o elemento traço (Mn) foram observados em apenas 4 dos 11 eventos de extremos precipitação (Tabela 6.6).

6.2.5 Frequência da variabilidade climática nos registros de estalagmites

Inicialmente foram realizadas análises de ondeletas cruzadas dos nossos registros com a série meteórica instrumental de estações meteorológicas próximas à área de estudo. A série da escala de cinza apresenta uma forte covariação em fase com a precipitação local entre os anos de 1938 – 1995, na periodicidade de ~ 16 anos (Figura 6.34A). Destaca-se também um bom ajuste dos padrões de variabilidade interanual a decenal entre a precipitação e a espessura de camada em ciclos de 5-18 anos (Figura 6.34B). A série do elemento traço (Mn) possui um forte sinal da influência da precipitação na periodicidade de 4-8 anos entre 1945 – 1965 (Figura 6.34C).

Figura 6.34: Análise de ondeletas cruzada realizada entre a precipitação acumulada do ano hidrológico (ONDJFM) e os registros da ONÇA2 de escala de cinza (A), espessura da camada (B) e elemento traço manganês (C). A linha de contorno preta indica 95% de confiança. Vetores apontando para a esquerda significa relação em anti-fase; vetores apontando para a direita: em fase; setas apontando para baixo (na direção 90°) indicam uma forte influência dos valores de precipitação sobre os registros da ONÇA2.

As análises espectrais realizadas pelo método REDFIT e Ondeletas (*wavelets*) revelam frequências de eventos interanuais a duas centenas de anos a partir das séries de dados dos indicadores paleoclimáticos. A análise espectral dos dados da escala de cinza das estalagmites ONÇA2 e 4 indicam frequências de 4, 9, 18.6, 59, 97, 252 anos como relevantes (Figuras 6.35 e 6.36). Destacam-se as frequências de 59 e 97, pelo sinal persistente ao longo da série da escala de cinza, sendo as duas primeiras frequências de forma significativa mas pouco marcante (Figura 6.35).

O registro da espessura da camada revela a ocorrência de eventos nas frequências de 2-6, 38, 59 e 190 anos (Figura 6.36). Entre os anos de 1400-2000 CE ocorrem 10 ciclos da periodicidade de 59 anos. A baixa frequência de 190 anos é persistente e possui forte intensidade ao longo de toda a série (Figura 6.37).

Figura 6.35: Registro da escala de cinza das estalagmites ONÇA2 e 4 (A). Análise de ondeletas realizada para os registros de escala de cinza (B). Análise realizada pelo software PAST (Hammer et al. 2001) com a função Morlet. Em (A), a linha vermelha indica suavização (*smooth*) de 30 anos e a linha preta indica a média. Em (B) a linha preta circundante indica nível de significância de 95%.

Figura 6.36: Análise espectral pelo método de REDFIT realizada nos registros de escala de cinza (A), espessura de camada (B), elemento traço (Mn) (C) e camadas detriticas com cavidades (D) na estalagmite ONÇA2 e 4. As linhas vermelha e azul representam os níveis de confiança (χ^2) de 95% e 99%, respectivamente.

Figura 6.37: Registro da espessura de camada das estalagmites ONÇA2 e 4 (A). Análise de ondeletas realizada para os registros de espessura de camada (B). Em (A), a linha vermelha indica suavização (*smooth*) de 30 anos e a linha preta indica a média. Em (B) a linha preta circundante indica nível de significância de 95%.

A análise estatística das variações de manganês (Mn) da estalagmite ONÇA2 e 4 indicam os ciclos de 2-4, 22, 68 e 213 anos como mais relevantes (Figura 6.36). A periodicidade interanual é pouco marcada ao longo do registro. As periodicidades de 22 e 68 anos se destacam entre 1390-1458 CE (Figura 6.38).

Para o registro de laminações detríticas/cavidades de dissolução, foi identificada uma significativa ciclicidade em escala interanual e decenal de 2-4-8 e 11-13 anos, respectivamente, distribuídos de forma intermitente de 1300 a 2016 CE (Figuras 6.36 e 6.39). Os eventos multidecenais de 21-26, 32 e 77 são mais marcantes entre os anos de 1550-1900 CE (Figura 6.39).

Figura 6.38: Registro do elemento traço Manganês (Mn) das estalagmites ONÇA2 e 4 (A). Análise de ondeletas realizada para os registros de Manganês (Mn) (B). Em (A), a linha vermelha indica suavização (*smooth*) de 30 anos e a linha preta indica a média. Em (B) a linha preta circundante indica nível de significância de 95%.

A variabilidade decenal-multidecenal nos registros das estalagmites da gruta da Onça foi comparada aos registros da irradiância solar total (TSI) e ao modo climático da Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO) (Figura 6.40).

Figura 6.39: Análise de ondeletas do registro das camadas detríticas/cavidades na estalagmite ONÇA2 e 4.

Na Figura 6.40 observa-se uma relação em fase entre a série da irradiância solar de Steinhilbert et al. (2009) e as séries da escala de cinza e elemento traço (Mn) entre os anos de 1450 -1850 (CE). Durante este período destaca-se os menores valores de escala de cinza e da concentração de elemento traço (Mn) com as mínimas solares de Spörer (1420-1530), Mounder

(1645-1715 CE) e Dalton (1790-1820 CE) (Figura 6.40). Os menores valores da Oscilação Multidecenal do Atlântico estão associados aos maiores valores da série da escala de cinza e do elemento traço (Mn) (Figura 6.40).

Figura 6.40: Registros de Escala de cinza e elemento traço (Mn) das estalagmites ONÇA2 e 4 em comparação com as forçantes de irradiância solar (Steinhilber et al., 2009) e Oscilação multidecenal do Atlântico – OMA com filtro de 30 anos (Wang et al., 2017a).

6.2.6 Magnitude dos eventos extremos de precipitação e inundação

As laminações com grande quantidade de detritos estão associadas em parte ao retrabalhamento dos depósitos sedimentares dentro do sistema cárstico, e a deposição sobre as estalagmites durante enchentes do Rio Peruaçu. A escala de cinza parece ser um bom registro capaz de representar as camadas mais detríticas. Assim, por meio desse conjunto de registros foi possível inferir as maiores enchentes do Rio Peruaçu.

No tópico 6.2.4 acima, foi verificado que os eventos extremos de precipitação tem uma ótima correlação com o aumento de vazões dos rios na região de Januária. Os eventos extremos registrados nos dados históricos e nas estalagmites da ONÇA foram caracterizados por valores acima do desvio padrão de 1.2σ . Com isso, as enchentes ocorridas no cânion do rio Peruaçu são também atribuídas aos eventos abruptos de precipitação na região de Januária. Assim, a

magnitude das inundações foram classificadas conforme o percentil em: i) **Pequenas inundações**, quando os valores dos registros atingem o percentil de 90% a 93%, ou seja, 1.2σ a 1.4σ desvio padrão; e ii) **Grandes inundações**, quando os valores dos registros atingem o percentil 95% a 99%, ou seja, 1.6σ a 2.8σ desvio padrão. Outra forma de identificação dos eventos extremos de inundação é a análise cronológica de troncos de árvores depositados nos diversos condutos que compõe os sistemas de caverna ao longo do cânion do Rio Peruaçu. Nesse contexto foram datados 18 troncos (Tabela 6.7) que foram transportados para dentro das cavidades por flutuação durante grandes inundações do Rio Peruaçu.

Tabela 6.7: Dados das amostras de troncos de árvores coletadas nas cavidades cársticas e sua relação altimétrica com o nível atual do rio Peruaçu. Número de indivíduos datados em eventos de grandes enchentes no Cânion do Rio Peruaçu.

Amostra (SPFW)	Espécies	Localização	Idade ^{14}C (CE)	Cota da amostra (m)	Cota atual do rio (m)	Altura da amostra (m)	Nível d'água (André)	Evento de grande enchente
6889	<i>Commiphora leptophloeos</i>	Arco do André	1344 ± 28	~636	600	36	N2	1
6891	<i>Parapiptadenia zehntneri</i>	Arco do André	1397 ± 33	~636	600	36	N2	2
6893	<i>Amburana cearensis</i>	Arco do André	1380 ± 30	~636	600	36	N2	2
6968	<i>C. leptophloeos</i>	Arco do André	1625 ± 54	641	600	41	N3	3
7112	-	Carlúcio	1630 ± 50	676	654	22	-	3
6970	<i>Peltogyne sp.</i>	Arco do André	1627 ± 58	641	600	41	N3	3
6890	<i>Maclura tinctoria</i>	Arco do André	1671 ± 61	~636	600	36	N2	4
6885	<i>Handroanthus sp.</i>	Arco do André	1757 ± 51	612	600	12	N1	5
6966	<i>C. leptophloeos</i>	Arco do André	1754 ± 52	612	600	12	N1	5
6962	<i>C. leptophloeos</i>	Arco do André	1757 ± 56	612	600	12	N1	5
6969	<i>Aspidosperma sp.</i>	Arco do André	1756 ± 52	~636	600	36	N2	5
6887	<i>C. leptophloeos</i>	Arco do André	1774 ± 85	612	600	12	N1	6
6892	<i>Ormosia sp.</i>	Arco do André	1801 ± 87	~636	600	36	N2	7
6888	<i>Hymenaea sp.</i>	Arco do André	1843 ± 87	612	600	12	N1	8
6963	<i>Parapiptadenia zehntneri</i>	Arco do André	1841 ± 88	612	600	12	N1	8
6967	<i>C. leptophloeos</i>	Arco do André	1857 ± 79	612	600	12	N1	8
6959	<i>Handroanthus sp.</i>	Arco do André	1849 ± 84	~636	600	36	N2	8
7036	<i>Peltogyne sp.</i>	Arco do André	1875 ± 69	~636	600	36	N2	9

Os troncos coletados foram depositados em diferentes cotas altimétricas ao longo do cânion do Rio Peruaçu, com destaque para as grutas Carlúcio e Brejal, localizadas no segmento mais a montante, e nas cavernas Onça e André localizadas no médio curso do vale cárstico (Figura 6.41). A maior parte dos troncos foram encontrados na gruta do Arco do André, onde foram encontrados 3 grandes sítios de deposição de troncos situados em diferentes cotas altimétricas, aqui chamados de pontos P1, P2 e P3 (Figuras 6.41 e 6.42).

Figura 6.41: Localização dos troncos nas cavernas ao longo do cânion do rio Peruaçu. **(A)** Caverna do Carlúcio onde está localizado o material lenhoso na cota 676 m. **(B)** Gruta da Brejal onde podem ser observados os locais onde estão os troncos coletados. **(C)** Gruta do Arco do André, as setas indicam os pontos P1, P2 e P3. Detalhe do alinhamento de troncos o que pode indicar fluxo de descarga. **(D)** Piso superior da entrada da caverna, ponto P3, onde são observados troncos oriundos de enchentes. **(E)** Caverna inferior, ponto P1, onde é possível observar uma grande quantidade de troncos. O círculo preto indica uma pessoa de escala. A imagem (A) foi retirada do trabalho de Coelho, 2013.

Figura 6.42: Mapa da caverna Arco do André com a localização dos troncos (círculo vermelho) e os sítios de deposição de troncos (retângulo vermelho). (A) O ponto P1 corresponde a cavidade inferior onde estão os troncos SPFW 6962, 6963, 6966, 6967, 6885, 6886, 6887 e 6888. O ponto P2 corresponde a vertente do flanco leste onde estão os troncos SPFW 6889, 6890, 6891, 6892 e 6893. O ponto P3 corresponde ao piso superior da entrada da caverna, onde estão os troncos SPFW 6968 e 6969. Nos pontos P4 e P5 estão localizados os troncos SPFW 7036 e 7112, respectivamente. (B) Seção transversal da caverna com a localização dos níveis de deposição dos troncos. No nível N1 estão os troncos referentes ao ponto P1. No nível N2 estão os troncos referentes aos pontos P2, P4 e P5. No nível N3 estão os troncos referentes ao ponto P3. Mapa realizado pela GEO-KLOCK com modificações.

O modelo de distribuição das idades ^{14}C dos troncos revelou dois período de maior ocorrência de eventos extremos de chuva entre os anos de 1350 – 1400 CE e 1600 – 1900 CE (Figura 6.43). A partir da análise estatística de agrupamento ou de cluster, foi possível inferir 9 eventos de grandes enchentes ao longo do cânion do Rio Peruaçu (Figuras 6.4A e Tabela 6.7).

Figura 6.43: Modelo de idade por carbono C14 referente aos 17 troncos localizados nas cavernas ao longo do cânion do rio Peruaçu. Oxcal v4.3.2 Bronk Ramsey 2017.SHCal13 atmospheric curve (Hogg et al., 2013).

A Figura 6.44 indica que os grandes eventos de inundações estão relacionados com períodos com maior frequência de erupções vulcânicas de magnitude global, sendo uma possível forçante climática destes eventos durante o último milênio.

Na Figura 6.44A,B registra-se os 9 eventos de grandes inundações a partir das idades dos troncos das cavernas, sendo 1 destes eventos registrados nos dois segmentos do cânion, entre Carlúcio-Brejal e Onça-André.

Os dois primeiros grandes eventos registrados a partir dos troncos ocorreram em 1344 ± 28 CE e 1397 ± 33 CE (Figura 6.44A). Na Figura 6.44B são apresentados a magnitude desses dois grandes eventos de inundação, através da altimetria dos troncos, que podem atingir 36 m acima do nível atual do Rio Peruaçu. Além dos troncos, dois eventos extremos foram registrados na estalagmite Onça4 pelas camadas de lama, nos anos de 1344 e 1409 CE, e pelas altas concentrações de Mn nos anos de 1344 ± 6 e 1403 ± 8 CE (Figura 6.44C). Estas duas grandes inundações podem estar associadas as grandes erupções no Hemisfério Norte (HN) extra-tropical dos vulcões Popocatepetl, México, no ano de 1345 CE e do vulcão Nasu, Japão, no ano de 1408 CE. Estas duas erupções atingiram, respectivamente, 13.6 e 8.4 Kg/Km² de SO₄, ou seja, valores acima da média de 7.0 Kg/Km² de SO₄ entre os anos de 1258 – 1995 CE (Figura 6.44D).

Figura 6.44: Comparação entre os registros de enchentes no cânion do rio Peruaçu e as grandes erupções vulcânicas entre os anos de 1300 – 2000 (CE). **(A)** análise de cluster evidenciando agrupamentos de idades ¹⁴C dos troncos. **(B)** distribuição altimétrica dos troncos em relação ao nível atual do rio Peruaçu. **(C)** registros de escala de cinza e da concentração de Mn das estalagmites ONÇA 2 e 4. **(D)** erupções vulcânicas que emitiram a partir de 7 Kg/Km² de SO₄ (valor médio de SO₄ na atmosfera entre os anos de 1300 - 2000 CE referentes a vulcanismo) no hemisfério norte e no hemisfério sul tropical (Crowley & Unterman, 2013). As barras cor de rosa indicam as camadas detríticas mais espessas.

A maior inundação no Rio Peruaçu aqui registrada ocorreu entre 1625-1630 $\pm$ 50 CE e corresponde ao evento 3 (Tabela 6.7 e Figura 6.44A), o qual o rio Peruaçu pode ter subido à montante 22 metros, alagando a caverna Carlúcio, e a jusante atingido 41 metros alagando o Arco do André (Figura 6.44B). As idades semelhantes entre os troncos de diferentes cavernas e segmentos do cânion mostram uma boa coerência ao inferir este evento de inundação. Além dessa evidência, a estalagmite ONÇA4 revela com maior precisão a data do evento registrada no ano de 1624 $\pm$ 3 por meio de laminação detrítica e valores de 1.2σ no elemento traço manganês e escala de cinza neste mesmo ano. Esta maior inundação pode estar associada a grande erupção do Vulcão Katla, Islândia, no ano de 1625 que emitiu 12.4 Kg/Km² de SO₄ (Figura 6.44D). Ressalta-se também a grande erupção do vulcão Huaynaputina, Peru, no ano de 1600 que emitiu 35.0 Kg/Km² de SO₄, que ocorreu próxima ao ano da maior inundação do Rio Peruaçu.

Os troncos localizados no nível N2 na gruta do Arco do André registram as inundações de número 4, 7 e 9 (Tabela 6.7 e Figura 6.44A), correspondente respectivamente aos anos de 1671 $\pm$ 61, 1801 $\pm$ 87 e 1875 $\pm$ 69 CE. Estas inundações podem atingir 36 m de água acima do nível atual do Rio Peruaçu (Figura 6.44B). Nas estalagmites, estes eventos podem corresponder aos anos de 1643 $\pm$ 2, 1821 $\pm$ 3 e 1881 $\pm$ 3 CE, nos dados de tons de cinza e Mn, respectivamente (Figura 6.44C). O evento de inundação de número 4 pode estar associado a grande erupção do vulcão Komagatake, Japão, que ocorreu no ano de 1640 CE emitindo 16.4 Kg/Km² de SO₄ ou a erupção vulcânica do ano de 1645 CE que expeliu 8.9 Kg/Km² de SO₄ (Figura 6.44D). O evento de inundação de número 7 pode estar associado a grande erupção do Tambora, Indonésia, no ano de 1815 emitindo 32.4 Kg/Km² de SO₄ (Figura 6.44D). Já o evento 9 pode ser associado a erupção vulcânica do Krakatau, Indonésia, que ocorreu na região tropical no ano de 1884 e expeliu 13.6 Kg/Km² de SO₄ (Figura 6.44D).

Por fim, foram registradas três eventos de enchentes correspondente aos eventos de número 5, 6 e 8 (Figura 6.44A) que atingiram 12 m (nível N1) de água acima do nível atual do Rio Peruaçu, a partir dos troncos encontrados no sítio de deposição no ponto P1 (Figuras 6.41 e 6.42). Os eventos de número 5 e 6 foram registrados pelas camadas de lama e elemento traço manganês nos anos de 1735 $\pm$ 3 e 1764 $\pm$ 3 CE, já o evento de inundação de número 8 foi registrado pela escala de cinza no ano de 1836 $\pm$ 2. Os eventos de inundações de número 5 e 6 podem estar associados respectivamente a grande erupção do vulcão Oshima-Oshima, Japão no ano de 1740 (17.5 Kg/Km² de SO₄) (Figura 6.44D) e a erupção do vulcão Laki, Islândia, no ano de 1762 (4.5 Kg/Km² de SO₄). O evento de enchente de número 8 pode ser atribuído a erupção do vulcão tropical Cosiguina, Nicarágua, no ano de 1835 (Figura 6.44D).

6.3 Razões isotópicas e elementar das estalagmites da região de Januária-MG

Nesse capítulo será apresentado os resultados da reconstituição paleoclimática dos períodos pré-industrial (1255-1850 CE) e pós-industrial (1850-2016 CE), a partir dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e das razões dos elementos traços pelo cálcio (Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca) das estalagmites ONÇA2 e 4, da caverna homônima. Com um objetivo de fazer uma reconstituição em escala regional, foi feita comparação dos referidos dados da caverna Onça com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ANJOS1 e ANJOS2, provenientes Caverna Lapa dos Anjos, localizada a cerca de 40 km de distância em Januária-MG.

6.3.1 Série dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ONÇA2 e 4

A reconstituição paleoclimática foi feita com base em um registro de alta resolução temporal de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites da ONÇA2 e 4, precisamente datadas pelo método $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$ e de através da contagem de camadas, cuja anualidade foi comprovada e medida com erro em média de ± 3 na estalagmite ONÇA2 e ± 4 anos na ONÇA4. Os perfis isotópicos são baseados na análise isotópica de 1.337 e 1.221 amostras, na primeira e segunda estalagmite, obtidas ao longo do eixo de crescimento das estalagmites num intervalo de 0,1 mm a 0,2 mm, conforme a menor ou maior espessura das camadas. A espessura das camadas variou entre 0,23 mm a 1,9 mm na estalagmite ONÇA2 entre os anos de 1748 – 2016 CE, isso permitiu coletar pelo menos 2 amostras nas camadas mais delgadas e até 15 amostras isotópicas naquelas de maior espessura. Por outro lado, as camadas na estalagmite ONÇA4 possuem espessura variando entre 0,09 mm a 1,4 mm, o que possibilitou análise de até 7 amostras entre os anos de 1300 – 1858 CE.

A amostragem para análise isotópica leva em conta a espessura das camadas identificadas nas estalagmites, o que tornou possível calcular o valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de cada uma delas. O valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ obtido no perfil isotópico da estalagmite ONÇA2 foi de -4,98‰, com variação entre -5,87 a -4,03‰, o que indica uma amplitude de 1,84‰ (Figura 6.45). Já seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -4,34 a -7,21‰, média de -5,90‰ e amplitude de 2,87‰ (Figura 6.45). Nota-se a partir do ano de 1850 uma tendência à menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ na ONÇA2, até o ano de 1950. Após esse período, ocorre forte mudança na tendência, caracterizada pelo aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ nos últimos 40 anos (Figura 6.45).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ONÇA4 variam entre -5,81 a -2,82‰ com média de -4,36‰ e amplitude de 2,99‰ (Figura 6.45). Já a série dos seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresenta

variação entre -8,53 a -1,22‰, com média de -4,55‰, com alta amplitude de 7,31‰ (Figura 6.45).

Figura 6.45: Registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites da ONÇA2 e 4. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ estão representados pelas curvas em azul e rosa, enquanto os dados de $\delta^{13}\text{C}$ estão representados pelas curvas preto e vermelho. As barras em azul e amarelo indicam respectivamente a Pequena idade do gelo (*Little Ice Age* – LIA 1450 – 1740 CE) e o período quente atual (*Current Warm Period* – CWP 1850-presente), cujos períodos foram definidos segundo (Campos et al., 2019).

Os registros das estalagmites se sobrepõem por 110 anos entre os anos de 1748 – 1858 CE. Apesar das diferenças significativas entre os valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$, é notável a semelhança na variabilidade entre as duas séries isotópicas, caracterizada pela sobreposição nas curvas. Essa semelhança de variabilidade é menos evidente entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ no mesmo período (Figura 6.45).

Foi observada forte correlação positiva nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ na estalagmite ONÇA2 ($R = 0.8$) (Figura 6.46a). A estalagmite ONÇA4 também apresenta correlação positiva

($R = 0.58$) entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 6.46b). As estalagmites ONÇA2 e 4 quando juntas apresentam também alta correlação linear de $R = 0.66$ entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 6.46c).

Figura 6.46: Correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites da caverna da Onça. Em (a) estalagmite ONÇA2 (1850 – 2016 CE), em (b) estalagmite ONÇA4 (1255 – 1850 CE) e (c) estalagmites ONÇA2 e 4 (1255 – 2016 CE).

6.3.2 Interpretação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ONÇA2 e 4

Conforme apresentado no item 6.1.1, monitoramento isotópico da água da chuva, o principal fator que controla os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da chuva local e regional em Januária é o fenômeno "*degree of rainout upstream*". Com isso, os menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da pluviosidade estão associados aos maiores eventos de precipitação ao longo da trajetória da massa de ar que se desloca sobre o continente até a região estudada.

No entanto, foi descrito que a assinatura isotópica da água da chuva é em parte modificada dentro da caverna pelos processos de evaporação induzidos pela redução de umidade, em períodos de maior estiagem ou de redução nos eventos de chuva. Assim, tendo em vista melhor caracterização dos fatores que controlam as variações das razões isotópicas de carbono e oxigênio, foi feita comparação com os dados climáticos monitorados na estação meteorológica de Januária, desde 1913 (Figura 6.47).

Nota-se a princípio uma tendência de aumento nos valores de temperatura por volta de $\sim 3^\circ\text{C}$ e evaporação a partir do ano de 1960, a qual não foi observada nos dados pluviométricos da mesma estação. Essa relação entre os dados da média anual de evaporação e temperatura foi examinada para o período chuvoso (meses de novembro a março), para o qual foi obtida uma significativa correlação positiva, $r = 0.6$. Já a correlação entre os dados de evaporação e precipitação é insignificante estatisticamente no mesmo período. Mesmo assim, é possível

verificar uma redução da temperatura e evaporação com o aumento das chuvas no período entre 1913 e 1930; 1938 a 1945 e o contrário entre 1930 e 1938; 1945 a 1952.

Figura 6.47: Comparação entre os registros de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2 e os dados climáticos de precipitação acumulada, evaporação e temperatura média correspondentes do ano hidrológico (ONDJFM) das estações de Januária. A linha pontilhada indica o valor médio.

Os dados isotópicos interanuais da estalagmite ONÇA2 são comparados com os mesmos parâmetros climáticos dos últimos 103 anos da região de Januária na Figura 6.49. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2 se encontram abaixo da média entre os anos de 1900-1965 CE, de aproximadamente -5‰ e -5.6‰, respectivamente (Figura 6.47). Assim como observados com os dados de temperatura e evaporação nas últimas décadas, existe uma tendência de aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, os quais se encontram acima da média entre os anos de 1970 - 2016 CE (Figura 6.47). Se por um lado não foi observada uma relação entre os dados isotópicos e a precipitação (Figura 6.48a e 6.48d), foi constatada uma correlação positiva estatisticamente significativa com as variações de evaporação e de temperatura (Figura 6.48a e 6.48d).

A evaporação é um processo de fracionamento cinético que favorece o enriquecimento em ^{13}C e ^{18}O da formação carbonática, porque os isótopos mais leves ficam preferencialmente

na fase vapor (Lachniet, 2009). Esse processo é evidente na caverna Onça pela alta correlação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas ONÇA2 e 4 (Figura 6.46) e também dos carbonatos recentemente depositados nos vidros de relógio. Portanto, o aumento nas condições evaporativas devido ao clima mais seco (baixa umidade relativa do ar) e $\sim 3^\circ\text{C}$ mais quente, fora e dentro da caverna estudada, poderia explicar o significativo aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em aproximadamente 1‰ nas últimas quatro décadas (Figura 6.47) e boa correlação com os dados de evaporação medidos na estação de Januária (Figura 6.48).

Por outro lado, ao considerar que o fator de fracionamento entre a água e CaCO_3 α é igual a - 0.25‰ a cada aumento de 1°C (Kim & O'Neil, 1997), se esperaria que o aumento de $\sim 3^\circ\text{C}$ torna-se os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema ONÇA2 cerca 0,75‰ mais negativo. Assim, fica descartado um efeito direto da temperatura atmosférica como fator dominante no fracionamento dos isótopos de carbono e oxigênio dos espeleotemas. Sugere-se que a alta correlação positiva entre a temperatura e os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 6.48), seja pelo fato de que ao passo que a região está ficando mais quente, maior evaporação da água de gotejamento provavelmente ocorre no interior da caverna Onça. É também difícil de relacionar as variações dos dados isotópicos com a temperatura de inverno durante o período de estiagem, quando a região sofre influência de frentes frias, uma vez que as taxas de deposição de calcita são pouco significativas em relação ao período chuvoso de verão.

Uma alternativa plausível para explicar alta correlação linear entre temperatura e os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ seria o aumento do calor devido à baixa nebulosidade da região, associada à má distribuição de chuvas ou mesmo por conta de uma estação chuvosa mais curta. Essa hipótese é apoiada pelos dados obtidos ao longo dos trabalhos de monitoramento, que mostram oscilação de aproximadamente 2°C da temperatura média na caverna Onça de outubro a março associada a redução da umidade relativa do ar a níveis de até 50% (Figura 6.9, item 6.1.4). No caso, o aumento de temperatura observado em semanas sem eventos de chuva na área, poderia induzir o aumento da evaporação, assim como observado em janeiro de 2019 e possivelmente nos últimos 46 anos na região, como sugere os dados da estação meteorológica de Januária (Figura 6.47). Além disso, a baixa correlação com os dados de pluviosidade sugere que as variações intra-sazonais de temperatura têm sido muito relevantes no controle dos processos de fracionamento isotópico, através da ampliação dos processos evaporativos na caverna durante estação chuvosa. Essa relação entre os dados isotópicos e variações de temperatura podem ser demonstrada na Figura 6.49. Portanto, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites da gruta Onça são

influenciadas diretamente pelo aumento da evaporação, o qual torna os dados isotópicos menos negativos em anos mais secos e consequentemente mais quentes.

Figura 6.48: Análise de dispersão entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2 e as variáveis climáticas de precipitação acumulada, evaporação e temperatura de Januária entre os anos de 1913 – 2016 CE.

Figura 6.49: Comparação entre as séries temporais de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ONÇA2 e 4. A curva vermelha indica anomalia de temperatura atmosférica global de superfície CRUTEM 4.6.0.0. As linhas pontilhadas em preto e azul ressaltam os valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

6.3.3 Perfil dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de estalagmites da Gruta Lapa dos Anjos

No presente estudo foram também analisadas as razões isotópicas de carbono e oxigênio de uma estalagmite coletada na caverna Anjos, localizada próximo a cidade de Januária, que vem sendo monitorada nos últimos anos. Trata-se de uma caverna com circulação de ar mais restrita, onde a temperatura é quase estável e atmosfera sempre saturada em umidade, onde a evaporação inexistente (Stríkis, 2015). No caso, foi analisada a estalagmite ANJOS2, cujo perfil isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ tem 930 análises isotópicas no intervalo de 1464 a 1974 CE. Os resultados das datações são apresentados nas Tabelas 6.15 em anexo. A resolução média dos dados da ANJOS2 é de aproximadamente uma amostra por ano. Durante os últimos 510 anos, a os dados de $\delta^{18}\text{O}$ dessa estalagmite variaram de -7.39‰ a -3.02‰, com média de -4.10‰ e amplitude de 4.37‰ (Figura 6.50). Já os dados de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -11.17 a -5.01‰, com média de -6.94‰ e amplitude de variação de 6.16‰ (Figura 6.51).

Figura 6.50: Séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ANJOS2, ANJOS1 e ONÇA2 e 4 entre os anos de 1300 – 2016 CE. Em cinza melhor acoplamento entre as séries temporais. Linha pontilhada representa a média.

Na comparação entre as séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ANJOS2 e ONÇA produzidas nesse trabalho, com os dados da estalagmite ANJOS1 pode se constatar uma boa semelhança na variabilidade das razões isotópicas de oxigênio e carbono entre os espeleotemas (Figuras 6.50 e 6.51).

Figura 6.51: Séries temporais de $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ANJOS2, ANJOS1 e ONÇA2 e 4 entre os anos de 1300 – 2016 CE. Em cinza está marcado um evento comum entre as séries temporais. Linha pontilhada representa a média.

Apesar do controle cronológico do perfil isotópico dos espeleotemas da caverna Anjos não ser tão preciso quanto dos dados dos espeleotemas da caverna Onça, é possível verificar uma relação entre as principais variações isotópicas destes espeleotemas. A semelhança é em geral melhor entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$, a exemplo da tendência de aumento de valores a partir dos anos 50 e também em outros eventos com entre em 1780 e 1800 CE. Os eventos úmidos de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ANJOS1, ANJOS2 e ONÇA4 são indicados por valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$, abaixo do valor médio de -3.8, -4.3‰ e -4.4‰, respectivamente (Figura 6.50). Enquanto, os períodos menos úmidos e/ou secos foram inferidos como valores mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$, acima de -3.9‰ (Figura 6.50). Também foi verificada uma boa consistência entre os

dados de $\delta^{13}\text{C}$ destas estalagmites, no entanto a semelhança entre estes dados estar restrita a alguns períodos apenas, por exemplo, entre 1600 e 1920 CE nas estalagmites ANJOS2 e ONÇA (Figura 6.51). No entanto, o aumento nos valores de isotópicos descrito acima para as últimas décadas é somente observado nos dados de $\delta^{13}\text{C}$ da caverna Onça.

6.3.4 Razões de elementos traços/cálcio das estalagmites ONÇA2 e 4

As razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites da ONÇA 2 e 4 obtidas com o uso da técnica de LA-ICPMS, com uso da cronologia U/Th com erro de ± 3 anos na estalagmite ONÇA2 e ± 4 anos na estalagmite da ONÇA4. O perfil das razões elementares, foi realizado no eixo central das estalagmites, paralelamente aos demais dados produzidos nesse estudo em intervalos de 0,002 mm. Considerando que a as laminações da estalagmite ONÇA2 e ONÇA4 possuem espessura média de 0,82 mm e 0,33 mm, isso equivaleria a 410 e 165 amostras por laminação ou camada, respectivamente. Assim, foram realizadas 51.886 amostras de elementos traços na estalagmite da ONÇA2 e 73.299 amostras na estalagmite ONÇA4, que permitiu uma alta resolução sazonal.

Os dados de Mg/Ca da estalagmite ONÇA2 variam entre 0,19 a 0,60 mmol/mol, com média de 0,34 mmol/mol e amplitude de 0,40 mmol/mol (Figura 6.52). Já os dados de Sr/Ca variaram entre 0,011 e 0,042 mmol/mol na mesma estalagmite, com média de 0,020 mmol/mol e amplitude de 0,031 mmol/mol (Figura 6.52). Os dados de Ba/Ca da apresentaram variação de 0,002 a 0,006 mmol/mol, com valor médio de 0,004 mmol/mol e amplitude de 0,004 mmol/mol (Figura 6.52).

As razões elementares de Mg/Ca da estalagmite ONÇA4 variam entre 0,25 e 0,96 mmol/mol, com valor médio de 0,54 mmol/mol e amplitude de 0,7 mmol/mol (Figura 6.52). As razões de Sr/Ca variaram entre 0,018 a 0,163 mmol/mol na mesma estalagmite, com valor médio de 0,06 mmol/mol e amplitude de 0,145 mmol/mol (Figura 6.52). Já a razão Ba/Ca apresentou variação de 0,00075 a 0,0053, média de 0,001 mmol/mol e amplitude de 0,0046 mmol/mol (Figura 6.52).

Existe no geral uma coerência muito boa entre as razões elementares analisadas. É observada uma alta variabilidade destas razões, caracterizada por oscilações acima e abaixo da média entre 1255 – 1440 CE em todas as razões analisadas. Os valores de Mg/Ca estão acima da média entre 1350 – 1700 CE e a partir de 1970. Em comparação, os valores de Sr/Ca e Ba/Ca se mantêm altos nos mesmos intervalos, exceto no período entre 1440 – 1540 CE e entre 1440 – 1500 CE nos dados de Sr/Ca e Mg/Ca, respectivamente (Figura 6.52). Em contraste, valores

na média e abaixo da média predominam entre 1700 - 1970 CE, exceto no período entre 1740 - 1760 CE.

As razões elementares Mg/Ca vs. Sr/Ca e Ba/Ca vs. Sr/Ca apresentam altos coeficientes de correlações de $R = 0.6$ e $R = 0.9$ na estalagmite ONÇA2 (1850 - 2016 CE), respectivamente (Figura 6.53a,d). Correlações estatisticamente significantes são também observadas para as mesmas razões elementares na estalagmite ONÇA4 (1255 - 2016 CE), no entanto com coeficientes menores do que encontrado na amostras Onça 2 (Figura 6.53b,e). As razões Mg/Ca vs. Sr/Ca das estalagmites ONÇA2 e 4 apresentaram alta correlação positiva de $R = 0.7$, enquanto as razões Ba/Ca vs. Sr/Ca apresentaram correlação negativa de $R = -0.45$ para todo o período analisado desde 1255 - 2016 CE (Figura 6.53c,f).

Figura 6.52: Séries temporais dos valores normalizados de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites ONÇA2 e 4. As barras azul e amarela indicam a Pequena idade do gelo (*Little Ice Age* - LIA 1450 - 1740 CE) e o período quente atual (*Current Warm Period* - CWP 1850-presente), respectivamente.

Figura 6.53: Correlação entre os valores das razões elementares Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites da caverna ventilada Onça. Em (a, d) estalagmite ONÇA2 (1850 – 2016 CE), em (b, e) estalagmite ONÇA4 (1255 – 1850 CE) e (c, f) estalagmites ONÇA2 e 4 (1255 – 2016 CE).

6.3.5 As razões elementares de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca nas estalagmites Onça e clima no último século

Com o objetivo de melhor entender o significado das variações nas razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites da Onça, foi feita comparação destes dados com os parâmetros climáticos como evaporação; precipitação e temperatura, medidos na estação meteorológica de Januária desde 1913 (Figura 6.54). Nota-se que os valores das razões elementares variam em torno de suas respectivas médias até o ano de 1970, desde então seus valores seguem uma tendência de aumento até os dias atuais. Essa mesma tendência é também verificada nos dados de evaporação e temperatura, mas não está presente nos dados de pluviosidade acumulada nos meses de verão (ONDJFM). As variações nas razões elementares são também coerentes com o aumento nos dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 6.55). É interessante notar que existe um perfeito acoplamento entre os dados de Mg/Ca e a temperatura de superfície global que remonta desde o ano de 1850 CE (Figura 6.56).

Figura 6.54: Comparação entre os registros de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca da estalagmite ONÇA2 e os dados climáticos de precipitação acumulada, evaporação e temperatura média correspondentes do ano hidrológico (ONDJFM) das estações de Januária. A linha pontilha indica o valor médio.

Um aspecto muito interessante nos dados geoquímicos dos espeleotemas da caverna Onça é que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ e as das razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca estão entre os maiores já registrados nos 750 anos no estudo, assim como pode ser verificado na Figura 6.56. Uma vez que as variações dos dados geoquímicos seguem indiretamente a temperatura na região estudada, pode-se então sugerir que os mesmos servem para discriminar o processo de aquecimento global em relação as mudanças naturais.

Figura 6.55: Comparação entre as razões elementares e isotópicas da estalagmite ONÇA2. A linha pontilhada indica a média.

A partir das correlações entre os dados de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca, foram calculados os coeficientes angulares de ONÇA2 e ONÇA4 (Figura 6.55). Na estalagmite foram obtidos valores de $\ln \text{Sr/Ca}$ versus $\ln \text{Ba/Ca} = 0,98$ ($R^2 = 0.89$) e $\ln \text{Sr/Ca}$ versus $\ln \text{Mg/Ca} = 0,59$ ($R^2 = 0.31$), o que pode sugerir forte controle dos mecanismos de PCP/ICD nas variações das razões elementares nos últimos 170 anos. Já na estalagmite ONÇA4 os valores destes coeficientes são significativamente mais baixos, sendo $\ln \text{Sr/Ca}$ versus $\ln \text{Ba/Ca} = 0,41$ ($R^2 = 0.89$) e $\ln \text{Sr/Ca}$ versus $\ln \text{Mg/Ca} = 0,34$ ($R^2 = 0.14$), o que indica a atuação de múltiplos processos PCP/ICD e WRI, principalmente desse último.

Comparativamente, os gotejamentos monitorados na caverna Onça, em Minas Gerais, quase cessam durante a longa estação de seca de 5 a 6 meses na região, o que causa uma drástica redução na quantidade de CaCO_3 sobre os vidros de relógio (Figura 6.11, item 6.1.7.2). Com isso, a maior deposição carbonática ocorre na estação chuvosa no verão, diferentemente da

caverna Anjos, onde a deposição de espeleotemas é preferencialmente no inverno. No caso, nota-se uma forte relação entre as razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca da estalagmite ONÇA2 com as variações de temperatura e evaporação, fatores que podem influenciar a deposição de carbonato no sistema. Nesse contexto, um aumento significativo de temperatura poderia resultar numa maior taxa de deposição de CaCO_3 , por diminuição da solubilidade do HCO_3^- . No entanto, verificou-se que o aumento das variações destas razões ocorre concomitantemente com a diminuição da espessura das camadas nos últimos 50 anos, o torna provável um controle direto da temperatura (Figura 6.54).

É mais provável que essa diminuição na taxa de deposição, na forma de variação na espessura das camadas, esteja associada à menor recarga de água meteórica, visto que a deposição de espeleotema está intrinsecamente relacionada ao fluxo de gotejamento na caverna Onça. Uma evidência de que a recarga é um fator crítico para deposição de espeleotemas é o claro déficit de precipitação em relação à evaporação (P-E), nas últimas 5-6 décadas (Figura 6.54). Por outro lado, o aumento de temperatura pode sim acentuar o processo de evaporação dentro e fora da caverna.

A tendência no aumento nos valores de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca começa por volta de 1970, tornando-se mais evidente a partir dos anos 80, quando o déficit na recarga se estabelece, como sugere os abaixo da média de P-E (Figura 6.54). No caso a redução na recarga é o fator que favorece o processo de PCP, pois torna o aquífero vadoso menos saturado e ventilado, o que induz precipitação de CaCO_3 ao longo da roda de fluxo, antes mesmo da água alcançar a caverna. Tal hipótese é apoiada pelos altos valores coeficientes angulares obtido nas correlações de $\ln \text{Sr/Ca}$ versus $\ln \text{Ba/Ca} = 0,98$ e $\ln \text{Sr/Ca}$ versus $\ln \text{Mg/Ca} = 0,59$ (Figura 6.54) da estalagmite ONÇA2.

De forma semelhante das razões elementares, os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ são fortemente afetados pelos processos evaporativos no sistema cárstico, durante o período de menor recarga de água de chuva e maior temperatura atmosférica fora e dentro da caverna Onça (Figura 6.55). Descarta-se um efeito direto da temperatura sobre as variações de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, pois a dependência do fracionamento isotópico deste parâmetro iria produzir uma tendência inversa à observada nas últimas décadas. Por outro lado, não existe uma tendência clara de diminuição de precipitação acumulada que justificasse os valores reduzidos de P-E e conseqüentemente da recarga no sistema nas últimas décadas. Portanto, pode-se argumentar que a temperatura vem tendo papel fundamental na tendência de valores mais altos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ no espeleotema da Caverna da Onça.

Os processos evaporativos podem ocorrer no início da infiltração da água no epicarste e também dentro das cavernas estudadas. Nesse ponto, a comparação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da água de gotejamento das cavernas em relação a água de chuva sugere que a evaporação ocorre somente dentro da caverna da Caverna da Onça. Isso porque dados isotópicos dos gotejamentos da caverna Anjos caem em cima da linha de água meteórica local, enquanto um “trend” evaporativo foi identificado somente nos gotejamentos da primeira. Assim, pode-se argumentar que, se a evaporação no epicarste fosse realmente determinante, as duas cavernas apresentariam o mesmo “trend” evaporativo nos dados isotópicos de seus gotejamentos. Portanto, o aumento nos valores isotópicos do espeleotema ONÇA2 pode ser principalmente atribuído ao processo de fracionamento cinético devido a evaporação ocorridos nas últimas décadas. A evaporação causa intensificação no fluxo de ^{16}O da solução para a atmosfera, o que faz enriquecer isotopicamente os gotejamentos em ^{18}O e consequentemente no CaCO_3 do espeleotema em formação. Assim durante períodos secos e quentes nas últimas 4-5 décadas, os processos evaporativos podem resultar tanto uma intensificação da PCP, quanto do fracionamento cinético.

Figura 6.56: Comparação entre as séries temporais de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e Mg/Ca das estalagmites ONÇA2 e 4 e temperatura global de superfície CRUTEM 4.6.0.0. As curvas em cinza e preto representam os valores de Mg/Ca em escala sazonal e anual.

6.3.6 Variabilidade dos dados isotópicos e das razões elementares

As análises espectrais de REDFIT e ondeletas (*wavelets*) realizadas nos dados de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e nas razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca das estalagmites ONÇA 2 e 4 revelam frequências estatisticamente significantes em escala subdecenal a secular (Figura 6.57).

Figura 6.57: Análises espectrais de REDFIT (esquerda) e ondeletas (direita) das razões isotópicas e elementares das estalagmites Onça 2 e 4. (A-B) análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (1300 – 2016 CE). (C-E) Análises das razões de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca (1255-2016 CE).

As periodicidades mais importantes identificadas nos gráficos tipo REDFIT são de 4-7, 9, 19, 38-42, 143 e 273 anos no período de 1300-2016 CE (Figura 6.57A-E). A periodicidade de 9-19 anos é particularmente importante nos dados isotópicos entre os anos 1300-1620 CE na análise REDFIT, no entanto a energia desse sinal climático é intermitente nos gráficos ondeletas (Figura 6.57A,B). Outra periodicidade identificada nos dados isotópicos é de 38-42 anos, a qual persistente em quase todo o registro isotópico. A periodicidade em torno de 143 possui alta energia ao longo de toda a série e está dentro do cone de significância (Figura 6.57A,B).

A análise de REDFIT da frequência das razões elementares de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca apresentam valores de periodicidades de 5, 12, 39, 63, 83, 130-156 e 290 anos entre 1255 e 2016 CE (Figura 6.57C-E). Dentre estas, ressalta-se a maior significância de 83 anos nas razões de Mg/Ca e Sr/Ca, a qual é visualmente persistente nos gráficos de ondeletas, numa oscilação entre 50 e 100 anos. As periodicidades entre 12 e 30 anos também estão presentes, mas elas ocorrem de forma intermitente nos gráficos ondeletas de Mg/Ca e Sr/Ca. No entanto, as oscilações nessa frequência ocorrem acopladas a de frequência mais baixa, a de escala multidecenal descrita acima para as mesmas razões elementares. Comparativamente, estas oscilações não são tão significantes estatisticamente nos dados de Ba/Ca. Assim como nos dados isotópicos, a periodicidade em torno de 130-156 anos é também significativa.

A análise espectral pelos métodos REDFIT dos dados $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ANJOS2 entre 1464 e 1974 CE revela ciclicidades em torno de 3-10, 23 e 171 anos (Figura 6.58). A periodicidade de 8-10 anos tem ocorrência pontual, com destaque para o intervalo entre 1931-1953 CE. Já a periodicidade de 23 anos é bastante significativa a partir de 1750 CE e ocorre sempre acoplada as periodicidades de 40 a 80 anos (Figura 6.58).

Figura 6.58: Análises espectrais de REDFIT (esquerda) e ondeletas (direita) dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ANJOS2.

6.3.7 Magnitude da variabilidade das razões isotópica e elementar das estalagmites da ONÇA

Neste tópico será apresentado a reconstituição da magnitude dos maiores e menores valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e Mg/Ca da estalagmite ONÇA2 e 4 associados indiretamente aos eventos extremos de temperatura local e regional do norte de Minas Gerais.

Inicialmente, será analisado a reprodutibilidade das razões isotópicas e elementares da estalagmite ONÇA2 aos eventos extremos de temperatura referentes aos últimos 103 anos no município de Januária e norte de Minas Gerais (Tabela 6.8).

Tabela 6.8. Eventos extremos a partir do percentil de 90% e um desvio padrão (1σ) referente a temperatura local do ano hidrológico (ONDJFM), temperatura regional e das razões elementares de Mg/C, Sr/Ca e Ba/Ca da estalagmite ONÇA2 durante os 103 anos na região de Januária.

ANO	Temperatura Local (ONDJFM)	Temperatura Regional	Mg/Ca ONÇA 2	$\delta^{13}\text{C}$ ONÇA 2	$\delta^{18}\text{O}$ ONÇA 2
2016					
2015					
2014					
2013					
2012					
2009					
2008					
2006					
2005					
2003					
2002					
1998					
1995					
1994					
1988					
1987					
1983					
1956					
1955					
1954					
1950					
1946					
1943					
1926					
1925					
1924					
1922					
1921					
1920					
1919					
1918					
1917					
1916					
1914					
1913					

1% => -1.1 σ

90%=> 1.4 σ

93%=> 1.6 σ

95%=> 1.7 σ

99%=> 2.3 σ

A Os eventos extremos descritos na Tabela 6.8 serão referentes ao percentil acima de 90% percentil e abaixo de 1% percentil, ou seja, acima de $1,4\sigma$ e $1,1\sigma$ desvio padrão em relação a média, respectivamente. Assim, foram registrados 18 eventos extremos de diminuição de temperatura entre os anos de 1913-1956 e 15 eventos extremos de aumento de temperatura entre

os anos de 1983–2016 (Tabela 6.8). As razões isotópicas e elementar da estalagmite ONÇA2 registraram metade dos eventos extremos de diminuição de temperatura e quase todos os eventos extremos de aumento de temperatura (Tabela 6.8). Ressalta-se que os eventos extremos temperatura no último século seguem uma tendência de menores valores para maiores valores, como pode ser observado na Figura 6.59. Os isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ONÇA2 e 4 representaram valores de 1% e 95% percentil, respectivamente, -1.3‰ ou $0,8\text{‰}$ abaixo da média e 1.5‰ ou $0,8\text{‰}$ acima da média (Figura 6.59), enquanto os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ONÇA2 e 4 apresentaram valores de 1% e 95% percentil de -1.2‰ ou $1,4\text{‰}$ abaixo da média e 1.3‰ ou $1,7\text{‰}$ acima da média, respectivamente (Figura 6.59). A razão Mg/Ca das estalagmites ONÇA 2 e 4 apresentaram respectivamente valores de 1% e 95% percentil de $-1,2\text{‰}$ ou $0,2\text{ mmol/mol}$ abaixo da média e $1,8\text{‰}$ ou $0,2\text{ mmol/mol}$ acima da média (Figura 6.59).

Figura 6.59: Séries temporais de Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ONÇA2 e 4 indicando eventos extremos de maiores valores (barra vermelha) e eventos extremos de menores valores (barra azul). A linha pontilhada indica valores de percentil de 1% e 95% percentil.

Os valores de 95% percentil de Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites ONÇA2 e 4 marcaram 22 eventos extremos (Figura 6.59). Por outro lado, os valores de 1% percentil de Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2 e 4 marcaram 11 eventos extremos (Figura 6.59).

Na figura 6.60 observa-se que a partir do ano de 1850 CE ocorre uma tendência de diminuição dos valores isotópicos com marcantes eventos extremos de 1% percentil, que podem estar associados a uma série de 9 eventos vulcânicos que ocorrem no HS e HN. Após 1960 ocorre uma tendência de aumento dos valores isotópicos e elementar que pode estar associado ao aquecimento antropogênico, no entanto, observa-se excursões de diminuição de valores isotópicos e elementar após erupções vulcânicas no HN tropical (Figura 6.60).

Figura 6.60: Eventos de erupções vulcânicas ocorridas no hemisfério sul entre os anos 1850-1993 CE comparados com as séries temporais das razões de Mg/C, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA2, e com a temperatura regional do norte de Minas Gerais e a temperatura do hemisfério sul. Linha pontilhada indica valores de 1% percentil. Linha preta indica a média.

Durante o período pré-industrial entre os anos de 1255 -1740 CE os valores das razões isotópicas e elemental da ONÇA4 encontram-se em geral acima da média (Figura 6.61).

Figura 6.61: Eventos de grandes erupções vulcânicas ocorridas no Hemisfério Sul e Norte entre os anos de 1300-1850 CE (Crowley & Unterman, 2013) comparados com as séries temporais de escala de cinza, Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA4 e a série de temperatura extra-tropical da América do Sul (PAGES2K, 2017). A linha pontilhada indica valores de 1% percentil, exceto para o registro de Manganês (Mn) que indica 95% percentil. A escala do As barras cinza indicam camadas detriticas associadas as grandes erupções enumeradas na figura. A escala da série temporal do Manganês (Mn) está invertida.

Assim, foram registrados neste período 9 eventos extremos de 95% percentil que ocorreram entre os anos (CE) de 1310, 1320-1326, 1352-1358, 1387, 1438-1440, 1536-1538, 1571-1581, 1693-1695 e 2006-2008 (Figura 6.61). Contudo, estes eventos extremos de 95%

percentil não estão associados as grandes erupções vulcânicas (Figura 6.61), exceto após a erupção do Banda Api, HS Tropical, Oceano Pacífico, em 1694. Entretanto, neste mesmo período ocorrem 11 marcantes excursões negativas dos valores das razões isotópicas e elementar caracterizada por eventos extremos de 1% percentil que ocorreram entre os anos (CE) de 1336-1341, 1449-1455, 1485, 1523-1528, 1603-1606, 1719-1724, 1345-1347, 1776-1779, 1781-1783, 1813-1817, 1836-1837 (Figura 6.61).

Os eventos extremos de 1% percentil registrado nas razões isotópicas e elementar ocorreram de 0 ± 4 , 1 a 2 anos após as 11 grandes erupções vulcânicas no HN e HS, sendo 8 ocorridas no HN e 3 erupções no HS (Figura 6.61). As grandes erupções segundo Crowley & Unterman (2013) registradas na Figura 6.61 são: **1) vulcão desconhecido**, localizado no HS tropical, que entrou em erupção no ano de 1339 CE emitindo $14,3 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **2) vulcão Popocatepetl**, localizado no HN extratropical, México, entrou em erupção no ano de 1345 CE emitindo $13,6 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **3) vulcão Kuwae**, localizado no HS tropical, Vanuatu, entrou em erupção no ano de 1456 CE emitindo $59,1 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **4) vulcão desconhecido**, localizado no HN extratropical com erupção no ano de 1481 CE e emitiu $8,4 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **5) vulcão desconhecido**, localizado no HN extratropical com erupção no ano de 1526 CE e emitiu $10,2 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **6) vulcão Huaynaputina**, localizado no HS tropical, Peru, entrou em erupção no ano de 1600 emitindo $35,0 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **7) vulcão Lanzarote**, localizado no HN extratropical, Espanha, entrou em erupção no ano de 1731 CE emitindo $9,8 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **8) vulcão Oshima-Oshima**, localizado no HN extratropical, Japão, entrou em erupção no ano de 1740 emitindo $17,5 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **9) vulcão Grímsvötn**, localizado no HN extratropical, Islândia, entrou em erupção no ano de 1784 CE emitindo $17,9 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **10) vulcão Tambora**, localizado no HN tropical, Indonésia, entrou em erupção no ano de 1815 emitindo $32,4 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 ; **11) vulcão Cosiguina**, localizado no HN tropical, Nicarágua, entrou em erupção no ano de 1835 emitindo $14,3 \text{ Kg/Km}^2$ de SO_4 .

7 Discussão

7.1. Implicações dos dados do monitoramento para interpretação dos indicadores paleoclimáticos

Os dados climáticos, hidrológicos, sedimentológicos e geoquímicos já produzidos podem ser utilizados para discussão do significado dos indicadores (*proxies*) paleoclimáticos no estudo de espeleotemas coletados na gruta da Onça, apesar do curto período de

monitoramento executado. Os dados do monitoramento apontam um maior controle da vazão de gotejamento nas variações das taxas de deposição de CaCO_3 , a qual é substancialmente maior durante período chuvoso. Essa relação está provavelmente associada à maior/menor disponibilidade de solução saturada em carbonato ao longo do ano que segue o regime de chuvas na região. Esse tipo de condição ambiental é favorável a formação de laminações anuais de espeleotemas, uma vez que, a deposição de calcita ocorre preferencialmente na estação chuvosa, nos meses de verão. Estes dados da taxa de deposição de CaCO_3 diferem daquelas obtidos no monitoramento da caverna Lapa dos Anjos, situada nos arredores da cidade de Januária e cerca de 40 km da gruta da Onça, onde a deposição de carbonato nos espeleotemas ocorre preferencialmente nos meses de inverno (Stríkis, 2015).

De fato, as condições ambientais entre estas duas cavernas são muito distintas para deposição de CaCO_3 , principalmente no que se refere a variação dos dados de temperatura, umidade relativa do ar e concentração de CO_2 . A gruta Lapa dos Anjos possui uma pequena e única entrada, onde a circulação de ar é restrita, fator que explica a saturação do ar em vapor de água ou valores sempre próximos a 100% de umidade relativa e temperatura praticamente constante ao longo do ano (Stríkis, 2015). Ainda na gruta da Lapa dos Anjos existe também uma forte variação sazonal na concentração de CO_2 , com valores chegando ao patamar de 15.000 ppm no período de verão, em contraste, aos níveis próximos ao da atmosfera fora da caverna no inverno, ou seja, por volta de 400 ppm. Já na gruta da Onça essa amplitude na concentração de CO_2 é relativamente modesta, caracterizada por um aumento de 300 a 400 ppm, entre as estações chuvosa e seca. Em relação às taxas de gotejamento, foi verificado maior fluxo de gotejamento ao final da estação chuvosa, em ambas as cavernas monitoradas. Este maior fluxo durante os meses de verão, indica rápida infiltração de água da chuva desde o solo até caverna através do reservatório vadoso fraturado. Existe também uma clara diminuição do gotejamento ao longo da estação seca.

Com base nestes dados, é provável que as altas taxas de deposição de CaCO_3 na gruta Lapa dos Anjos durante o inverno esteja relacionada a pressão parcial do CO_2 na atmosfera da caverna, ao invés da taxa de gotejamento, como é o caso da gruta da Onça. Essa grande diferença na pressão parcial de CO_2 entre o inverno e o verão na gruta Lapa dos Anjos é responsável pela forte variação na degaseificação do CO_2 dissolvido da solução para a atmosfera da caverna, no momento do gotejamento (Stríkis, 2015). Estes dados são típicos de cavernas cuja atmosfera é renovada durante o inverno, quando existe um fluxo preferencial de ar de fora para dentro da caverna. A movimentação das massas de ar é impulsionada pelas condições de mais baixa pressão dentro na caverna, que resultam de temperaturas mínimas mais

frias do lado de fora (média de $\sim 20^{\circ}\text{C}$) do que dentro da caverna (média de $\sim 23^{\circ}\text{C}$). Essa diminuição de $p\text{CO}_2$ da atmosfera da gruta dos Anjos tende a deslocar a reação para o lado dos produtos, favorecendo a deposição de calcita pela maior degaseificação, assim como foi verificado em outros estudos de monitoramento (Boch et al., 2011; Fairchild et al., 2006; McDermott, 2004).

Entretanto, na gruta da Onça, as mudanças de degaseificação devido as variações de $p\text{CO}_2$ da atmosfera da caverna parecem não serem suficientes para afetar significativamente o crescimento dos espeleotemas. Além disso, o período de maior gradiente de temperatura parece não estar relacionado com as variações de $p\text{CO}_2$ da atmosfera da caverna e por conseguinte com a deposição de CaCO_3 . As condições evaporativas dentro da caverna que predominam no período de estiagem são caracterizadas por mínimos valores de umidade relativa ($\sim 40\%$ UR) e máximos valores de temperatura ($\sim 26^{\circ}\text{C}$), o que proporciona o fracionamento cinético durante a deposição de CaCO_3 com maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ durante o período de chuvas. Assim, durante os anos em que o ar da atmosfera da caverna estiver mais seco, a umidade relativa irá exercer um papel muito importante sobre o controle da evaporação. Portanto, em anos hidrológicos mais secos na região de Januária ocorre a diminuição da precipitação e umidade associado ao aumento da evaporação e temperatura. Diante destas condições, o ar da atmosfera da gruta da Onça fica mais seco assemelhando as condições externas da caverna. Assim, os valores isotópicos das estalagmites da ONÇA2 e 4 mostraram em escala interanual uma alta correlação do sinal direto da evaporação externa ($R = 0.6$) e indireto da temperatura ($R = 0.7$) ao controlar a evaporação, ao longo dos últimos 103 anos.

Contudo, ainda não está claro como a variação do $\delta^{13}\text{C}$ ocorre na caverna da Onça, apesar da boa covariação com os valores de $\delta^{18}\text{O}$. As excursões dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ da calcita depositada na gruta da Onça pode ser influenciada pelos fatores: i) produção de matéria orgânica do solo, ii) disponibilidade hídrica, iii) dissolução da rocha carbonática encaixante e iv) dióxido de carbono no sistema cárstico.

7.2. Registro de eventos extremos de precipitação e inundações no cânion do rio Peruaçu

Os alagamentos no cânion do Rio Peruaçu são bem marcados pelos registros de troncos e marcas de nível d'água em posição elevada no interior das grutas (Piló et al. 1989, Oliveira, 2008, Coelho, 2013) (Figura 7.1). Além desses registros, uma outra evidência dos alagamentos que aqui mostramos são as camadas detríticas ou “camada de lama” em estalagmites presentes na gruta da Onça, localizada no cânion do Rio Peruaçu. Todos estes registros indicam que o

nível do rio Peruaçu atingiu dezenas de metros acima do nível atual em resposta a grandes eventos de chuvas. Durante os eventos o fluxo do rio é barrado por grandes cones de material clástico que atingem dezenas de metros de altura. Segundo Coelho et al. (2017) estes cones dividem o cânion a montante nos segmentos Carlúcio – Lapa da Onça com capacidade de reter o escoamento superficial até a cota 676 m (+ 46 m em relação ao nível atual do rio); e a jusante nos trechos Lapa da Onça – Arco do André com capacidade de retenção até a cota 653 m (+ 53 m). Coelho (2013) descreveu 5 eventos de enchentes no cânion do rio Peruaçu entre os anos de 1300 – 1900 CE, a partir de registros de troncos e marcar d'água ao longo de um perfil topográfico longitudinal do cânion (Figura 7.1).

Nosso estudo com troncos ampliou o registro do número de eventos descritos por Coelho et al. (2017) de 5 para 9 no mesmo período, a partir de conjunto maior de troncos pelo método ^{14}C (Figura 7.1). Apesar de marcar bem a magnitude dos eventos de inundações, a incerteza cronológica dos depósitos de troncos é relativamente grande. Devido ao não conhecimento do intervalo de tempo entre a morte do lenho e a deposição do tronco. Com isso, a idade do tronco marca uma idade máxima para o evento de inundação, mas é um excelente marcador da magnitude dos eventos.

Figura 7.1: Perfil esquemático da área de estudo com a posição dos registros de alagamento e os níveis de alagamento nos segmentos Carlúcio–Lapa da Onça e Lapa da Onça–Arco do André. A linha tracejada em vermelho corresponde ao nível de alagamento responsável pela impressão das marcas de nível d'água M-01, M-2 e M-3. A estrela vermelha indica onde está localizada a Gruta da Onça. Os círculos em vermelho indicam o posicionamento de troncos encontrados neste estudo (Figura modificada do trabalho de Coelho et al. 2013).

Dados texturais e mineralógicos nas camadas de carbonato impregnadas com sedimentos clásticos da estalagmite da caverna ONÇA, indicam relação com eventos fluviais. Da mesma forma que na caverna Onça, González-Lemos et al. (2015) registraram em uma caverna no norte da Espanha que apenas as grandes inundações foram capazes de transportar grãos volumosos como o quartzo para superfície das estalagmites. Um outro exemplo reportado, em estudos na caverna Spring Valley, Minnesota-EUA, identificou eventos de inundação em camadas anuais com material detrítico composta por quartzo e argila (Dasgupta et al., 2010). Os autores acima atribuíram as inundações na caverna Spring Valley aos eventos extremos de precipitação na região.

No século passado, a partir da década de 40, foram registrados 9 eventos extremos de aumento de vazão dos rios São Francisco e Pandeiros na região de Januária, sendo 7 destes eventos associados a extremos de chuva em Januária. As camadas de lama com cavidades na estalagmite Onça indicaram 7 eventos extremos de precipitação e 6 possíveis eventos de aumento do nível do Rio Peruaçu. Os dados de monitoramento do nível do Rio Peruaçu dentro da Gruta da Onça são coerentes com o aumento da precipitação. A análise da variação da espessura entre os níveis claros e escuros das laminações permitiu também discutir sobre a variabilidade climática sazonal. (Railsback et al., 1999, 2013) atribuem este tipo de feição textural a períodos úmidos durante os quais a água de gotejamento ficou tão insaturada a ponto de dissolver as camadas pré-existentes na estalagmite.

Os eventos extremos de precipitação registrados nas estalagmites da caverna Onça estão de acordo com os eventos abruptos de chuva registrado pelos menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ANJOS1 (Stríkis, 2015). Portanto, as laminações detríticas da estalagmite Onça estão associadas a eventos extremos de precipitação, sendo as camadas de lama mais espessas contendo grãos de quartzo atribuídas as inundações no cânion do rio Peruaçu.

Uma forma de quantificar as camadas de lama foi através de valores da escala de cinza e da concentração de metais traços. Os elementos traços metálicos como Al, Fe, Si, Mn e Zn se mostraram bem associados as inundações na caverna estudada, porque eles estão presentes em maior concentração nos argilos minerais e óxidos transportados pela água durante os eventos de inundação. Este método se mostrou bastante eficiente na identificação de enchentes, assim como constatado em outros estudos que são (Dasgupta et al., 2010; Denniston & Luetscher, 2017; Gázquez et al., 2014; González-Lemos et al., 2015). Entretanto, a principal fonte dos elementos traços na solução da água do gotejamento são as rochas do sistema cárstico, sendo os aerossóis atmosféricos uma fonte secundária, enquanto o solo atua na retenção e transferência dos metais da solução do solo para a água do gotejamento na caverna (Tadros et

al., 2019). No presente estudo, foi feita a utilização do manganês por ser o único elemento metálico analisado em ambas as estalagmites da ONÇA2 e 4. Além disso, os valores acima de 95% percentil do elemento traço manganês estão positivamente correlacionados com as camadas de carbonato rico em lama. Portanto, a maior concentração Mn (valores acima de 95% percentil) em laminações detríticas mais espessa são fortes indicadores dos eventos de inundações no cânion do rio Peruaçu. Assim, os registros de laminações detríticas/cavidades, escala de cinza e elemento traço manganês nas estalagmites da ONÇA, além dos troncos nas cavernas mostram fortes evidências dos eventos extremos de precipitação que podem levar a inundação no cânion do rio Peruaçu.

7.3. Variações climáticas no centro-leste do Brasil durante os anos de 1255-2016 (CE) a partir dos registros das estalagmites da ONÇA2 e 4

O registro estudado tem início na metade do século XIII, a partir do ano de 1255 até 1440, período que antecede a Pequena Idade do Gelo (LIA). Durante este período que antecedeu o LIA, os registros da estalagmite ONÇA4 provavelmente configuram um período úmido entre 1255 – 1285 CE e um período mais seco entre 1290 – 1440 CE (Figura 7.2). Parte destes eventos foram também observados nos registros de espeleotemas da caverna Anjos, onde os processos evaporativos são ausentes e a variação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio estão mais diretamente associadas a mudanças hidrológicas. Estas condições climáticas são consistentes com os registros de condições secas de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite ANJOS1 (Strikís, 2015), região norte de Minas Gerais, e DIVA2, região central da Bahia (Novello et al. 2012) (Figura 7.2). Durante a LIA (1450-1740 CE) a estalagmite ONÇA4 voltam a registrar condições mais secas, que também são observadas nos dados das estalagmites ANJOS1 e 2 e DIVA2 e consolida assim uma tendência de clima mais seco neste período no centro-leste do Brasil. Em contraste, condições climáticas mais úmidas são registradas nos dados isotópicos das estalagmites JAR4, ALHO6 e CUR4, de cavernas localizadas no centro-oeste do Brasil (Novello et al., 2016, 2018).

Estes contrastes climáticos observados durante o LIA foram atribuídos a mudança na posição média do eixo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Figura 7.2). Portanto, esta rede de registro de $\delta^{18}\text{O}$ indica um dipolo seco / úmido modulado pelo posicionamento da ZCAS, que favorece as chuvas na região onde se encontra e vice-versa (Novello et al., 2018; Vuille et al., 2012). Após o período do LIA entre os anos de 1770 -1950 CE ocorre mudança de fase entre o centro-leste do Brasil e o sudoeste/sudeste do Brasil, ou seja, uma tendência a períodos úmidos ocorre na região acima da ZCAS, enquanto uma tendência a períodos secos acontecem na região abaixo do eixo central da ZCAS (Figura 7.2).

Por fim, durante os anos de 1970-2016 CE ocorre novamente a mudança de fase entre a região centro-leste e sudoeste/sudeste do Brasil.

É possível que o dipolo de precipitação entre o centro-leste e o sudeste do Brasil tem relações com as temperaturas da superfície do mar (TSM) associados aos padrões de circulação atmosférica, as quais estão relacionadas a modo de variabilidade climática subdecenal a multidecenal dos oceanos Pacífico e Atlântico (Carvalho et al., 2002; Cunningham & Cavalcanti, 2006; Grimm, 2011; Grimm & Saboia, 2015). Estes ciclos estão presentes nos diversos dados de espeleotemas resultados do presente estudo.

Figura 7.2: Comparação entre a razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ONÇA 2 e 4, ANJOS1 (Strikís 2015), DIVA2 (Novello et al. 2012), ALHO6 e CUR4 (Novello et al. 2016), JAR4 (Novello et al. 2018), Cristal (Vuille et al. 2012). A linha pontilhada indica valor da média da série. As setas indicam tendências dos valores. As barras coloridas indicam os períodos em anti-fase entre a região do centro-leste do Brasil e a região sudoeste/sudeste do Brasil.

Anomalias positivas de TSM do Pacífico equatorial atuam em conjunto com anomalias negativas de TSM do Atlântico Sul subtropical durante os meses DJF pode ocorrer intensificação da ZCAS à norte da sua posição climatológica (Carvalho et al., 2002; Cunningham & Cavalcanti, 2006; Grimm, 2018; Hirata & Grimm, 2016). No presente estudo destaca-se a frequência multidecenal de 70 anos bem evidente em todo o registro da taxa de crescimento durante cerca de 600 anos, entre 1400 e 2015 CE (Figuras 7.3A e 6.38B).

Os ciclos de variações climáticas próximos de 70 anos são frequentemente relacionados à Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) (Kerr, 2000). A boa relação entre a taxa de crescimento e a temperatura do Atlântico Norte também pode ser observado na comparação com a série histórica do índice de OMA. A relação é marcada por maior taxa de crescimento durante a fase positiva da OMA entre os anos de 1850 – 1990 CE (Figura 7.3B).

Figura 7.3: (A) Análises de Fourier da série temporal de taxa de crescimento (mm/ano). (B) Comparação entre a série instrumental da Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO) calculada para as temperaturas da superfície do mar EQ-60N, 0-80W menos 60S-60N. (Huang et al., 2017): Extended Reconstructed Sea Surface Temperatures Version 5 (ERSSTv5).

Contudo, ressalta-se que os valores positivos isotópicos indicando condições secas e quentes/evaporativas observado nas estalagmites ONÇA2 no século passado, a partir da década de 60, na região central-leste do Brasil pode estar associado ao fenômeno de bloqueio atmosférico que se forma com anomalias positivas de TSM do Oceano atlântico sul subtropical, proporcionando circulação anticiclônica, que não apenas induz a secas severas, mas também geram ondas de calor com temperaturas extremas (Coelho et al., 2016; Rodrigues et al., 2019). Durante eventos de seca, a baixa precipitação causa baixa umidade na superfície do solo e as altas temperaturas conduz a maior evaporação (Fritts et al., 1971; Shi et al., 2014). Nós registramos para o último século que os valores extremos de precipitação regional do norte de Minas Gerais, menores que 1% percentil, indicativos de secas severas, ocorreram nos mesmo

nos anos de maior frequência de bloqueios atmosféricos registrada na costa do Atlântico Sul, causando fortes secas nos anos de 1984, 1990, 1993, 1996, 2001 e 2014. Esse padrão de circulação faz parte de um trem de ondas de teleconexão em larga escala ligado ao ramo de subsidência da circulação de Walker no tropical Pacífico leste, que por sua vez são formados por anomalias convectivas provenientes de fonte de calor tropical dos oceanos Índico e Pacífico no norte/nordeste da Austrália (Coelho et al., 2017; Rodrigues et al., 2019). Consequentemente, menos episódios de ZCAS na região sudeste do Brasil proporcionam mais eventos extremos secos e quentes.

Semelhantes eventos de condições secas e quentes ocorrentes nos últimos 60 anos podem ter ocorrido no passado durante a LIA associado aos mecanismos de bloqueio atmosférico. O gráfico da Figura 7.4 mostra que 22 eventos extremos de secas severas marcaram o período seco da LIA no centro-leste do Brasil e na região central da China (Zhang et al., 2008), a partir de registro de estalagmites (Figura 7.4).

Figura 7.4: Comparação entre as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da estalagmite ONÇA4 e $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite WX42B da caverna Wanxiang, China (Zhang et al. 2008) entre os anos de 1350 – 1850 (CE). A linha contínua indica a média, já a linha tracejada indica valores de percentil.

Sinha et al. (2011a) e Cook et al. (2010) registram eventos de mega-secas ocorridas na região central da Índia e China durante a monção da Ásia no período da LIA. Os autores atribuem os eventos extremos de seca nestas regiões ao aumento da precipitação sobre o oceano

Índico equatorial, devido a profunda convergência em baixos níveis no oceano Índico, que impulsiona anomalias na circulação de Walker, cujo membro descendente está centrado no subcontinente indiano e região central da China, com isso suprimindo a subida e convecção das chuvas da monção Asiática nestas regiões (Gadgil et al., 2004, 2007; Rajeevan et al., 2010; Sinha et al., 2011a, 2011b).

7.4. Influência do vulcanismo no regime de monção sul-americana no centro-leste do Brasil

Estudos nas últimas décadas revelam que o vulcanismo é a principal forçante interanual do período pré-industrial capaz de afetar o sistema hidroclimático da monção sul-americana (SMSA) (Colose et al., 2016b; Prado et al., 2018; Strikis, 2015).

Os registros paleoclimáticos das estalagmites ONÇA 2 e 4, precisamente datados com resolução anual com erro em média de ± 4 anos entre 1255 – 2016 CE, permitiu relacionar mudanças climáticas na região da monção sul-americana com os eventos vulcânicos de magnitude global. Através do presente estudo, foi verificado aumento da vazão de rios que levou a eventos inundações no cânion do Rio Peruáçu. Os dados das inundações interpretados a partir da descrição de camadas detríticas/cavidades, escala de cinza e concentrações de manganês da estalagmite ONÇA2, os quais são coerente com os dados instrumentais. O principal impacto climático das erupções vulcânicas resulta na liberação de gases de dióxido de enxofre, que são injetados na estratosfera formando aerossóis de sulfato (Lacis et al., 1992; Pollack et al., 1981). Os aerossóis de sulfato maiores que $1\mu\text{m}$ atuam na dispersão da radiação solar incidente que resulta no aquecimento da estratosfera e consequente resfriamento acentuado na troposfera do hemisfério onde ocorreu a erupção vulcânica (Robock, 1995; Stenchikov et al., 1998). Este resfriamento anômalo afeta o ciclo hidrológico das monções regionais do globo ao causar diferença no balanço de energia inter-hemisférico, que por sua vez, acarreta no ano hidrológico seguinte: i) o deslocamento da ZCIT para o hemisfério oposto ao resfriamento (Colose et al., 2016a), ii) mudança no gradiente termal entre continente-oceano em ambos os hemisférios (Swingedouw et al., 2017) e iii) intensificação ou enfraquecimento da célula de Walker (Zuo et al., 2019). Assim, um ano após as erupções vulcânicas no Hemisfério Norte (HN) ocorrem estações menos úmida e/ou seca no período das monções do HN e monções intensificadas no Hemisfério Sul (HS), enquanto erupções no HS influenciam na intensificação das monções no HN e enfraquecimento das monções no HS. Portanto, o efeito das erupções vulcânicas nas monções regionais está relacionado às mudanças na circulação atmosférica que desempenham um papel dominante nas respostas à precipitação regional,

afetando a intensidade e frequência de eventos extremos por alguns anos após as erupções (Stevenson et al., 2018).

Nosso resultado mostra coerência com mecanismo inter-hemisférico descrito acima ao revelar que entre os anos de 1255 – 1991 (CE) mais da metade dos eventos extremos de precipitação/inundação na região de Januária podem ser associados as erupções vulcânicas no HN, enquanto mais da metade dos eventos extremos de seca podem estar associados as erupções vulcânicas no HS (Tabelas 6.9 e 6.10), a partir do erro de ± 4 anos.

Além disso, destacamos que 9 eventos de mega inundações registradas na estalagmite da ONÇA e por troncos encontrado nas cavernas do cânion do rio Peruaçu entre os anos de 1300 – 1900 (CE) podem ser associados a 7 grandes erupções no HN (Popocatépetl, 1345; Nasu, 1408; Katla, 1625; Komagatake, 1640; Oshima-Oshima, 1740; Laki, 1762; Cosiguina, 1835) e a 2 grandes erupções no HS tropical (Krakatau, 1884; Tambora 1815). Análises de modelos revelam um aumento na precipitação da SMSA nos meses de (DJFMAM) 1 a 2 anos após a ocorrência de grandes erupções vulcânicas no HN extratropical, que ocasiona o deslocamento da ZCIT mais a sul da sua posição climatológica e intensificação de convecção sobre a ZCAS na região central e sudeste do continente (Prado et al., 2018). Os eventos extremos de precipitação da SMSA na região centro-leste do Brasil em resposta as grandes erupções exibem modesto aumento na precipitação. No entanto, existe uma evidente tendência à redução da precipitação da SMSA na região oeste da América do Sul (Colose et al., 2016).

Análises de modelos ainda mostram que erupções vulcânicas podem causar eventos extremos de precipitação em monções regionais e provocar inundações (Zuo et al., 2019).

Brönnimann et al. (2019) mostraram por simulações de modelo acoplado a multi-registros que a última fase do LIA 1808-1835 (CE) foi marcada por cinco grandes erupções vulcânicas que causaram após 2 a 3 anos resfriamento global $\sim -0.5^{\circ}\text{C}$ na temperatura de verão. Este período ainda foi caracterizado pelo enfraquecimento da monção global com diferentes peculiaridades, ou seja, períodos secos ocorreram na África central, enfraquecimento da monção da Índia, aumento da precipitação na monção da Austrália, na Europa e nas regiões centro-leste e sudoeste da América do Sul. Stevenson et al. (2018) associam a persistência de mega eventos de pluviosidade da SMSA no norte da Amazônia à erupções vulcânicas e ressalta que as erupções podem amplificar os modos climáticos ou alterar a estrutura das teleconexões associadas a esses modos.

Nossos dados corroboram com o primeiro estudo da influência das grandes erupções vulcânicas no centro-leste do Brasil a partir de registros da estalagmite ANJOS1 que foi

realizado por Stríkis (2015) ao relacionar os menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicativos de eventos abruptos de precipitação as grandes erupções vulcânicas ocorridas no HN.

Segundo (Prado et al., 2018), quando a erupção ocorre na região tropical, observa-se um aumento de chuvas durante os meses de MAM no centro-leste do Brasil e enfraquecimento da SMSA. A série histórica de precipitação na região de Januária (1913-2016) mostra relevante quantidade de chuva nos meses de MA. Neste contexto, a atividade convectiva de 95% de percentil torna-se mais oceânica, ou seja, eventos extremos de precipitação na região centro-leste do Brasil estão associados a conexão entre a Oscilação Madden-Julian (OMJ – fases 1, 6-8) e a ZCAS, que encontrasse intensificada e deslocada à norte devido circulação de ciclones anômalos no Atlântico sul 22°S, 45°W (Carvalho et al., 2002, 2004; Hirata and Grimm, 2016; Grimm, 2018). Nossos resultados mostraram que os eventos extremos registrados na estalagmite ONÇA na região de estudo durante os anos de 1836, 1983 e 1992 ocorreram, respectivamente, um ano após as grandes erupções dos vulcões tropicais do HN Cosiguina (1835), El chichón (1982) e Pinatubo (1991).

Durante o verão austral, as grandes erupções vulcânicas induzem uma evidente excursão negativa de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites em praticamente todo continente, exceto para leste do Brasil que exhibe valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ em estalagmites desta região (Colose et al., 2016b). Entretanto, o sinal isotópico é oposto ao esperado da precipitação, uma vez que os modelos mostram uma diminuição da precipitação no oeste da América do Sul e aumento da precipitação no leste do Brasil após grandes eventos vulcânicos. Colose et al. (2016) a fim de verificar o sinal isotópico oposto ao esperado, realizaram correlações entre $\Delta\delta^{18}\text{O}$ e temperatura e correlações entre $\Delta\delta^{18}\text{O}$ e precipitação, ambas a partir de análise de regressão utilizando 45 grandes eventos vulcânicos. Com isso, os resultados destas análises revelaram que a amplitude da resposta da temperatura às erupções vulcânicas na América do Sul tropical é maior que o sinal de precipitação bastante fraco. Isso pode explicar por que o sinal isotópico da SMSA relacionado as erupções vulcânicas parecem responder ao resfriamento atmosférico, mesmo nos trópicos, onde a variabilidade isotópica é geralmente mais intimamente associada a mudanças no ciclo hidrológico. Assim, os isótopos estáveis utilizado por Colose et al. (2016) parece não ser um bom registro para marcar eventos de precipitação associados a vulcanismo.

Entretanto, as estalagmites da caverna ventilada Onça apresentaram coerente relação com as mesmas grandes erupções analisadas por Colose et al. (2016). Ou seja, a diminuição dos valores isotópicos das estalagmites ONÇA2 e 4 é consistente com grandes erupções (Figura 6.61). A explicação para isto está no sinal isotópico misto das estalagmites da ONÇA que são capazes de registrar condições úmidas e frias durante estes grandes eventos vulcânicos. Assim,

as anomalias negativas de temperatura (resfriamento) e positivas de precipitação (extremos de chuva) no centro-leste do Brasil ocorridas 1 a 2 anos após grandes erupções podem proporcionar fortes mudanças microclimáticas dentro da caverna ventilada da Onça, como constado nos valores isotópicos de 1% percentil, indicativos de eventos extremos, que por sua vez podem estar associados aos eventos vulcânicos.

7.5. Relação entre a monção sul-americana no centro-leste do Brasil e a forçante de irradiância solar

A irradiância solar total (TSI – *Total Solar Irradiance*) é a principal fonte de energia do sistema climático da Terra, com isso, os ciclos solares podem contribuir de forma não linear na variabilidade climática natural (Herrera et al., 2015; Mohtadi et al., 2016). Entretanto, ainda não está esclarecido como o efeito resposta em cadeia (*feedback*) afetam os complexos mecanismos climáticos (Gray et al., 2010). Assim, a variabilidade solar é caracterizada por oscilações decadais a seculares.

A variação de irradiância solar podem apresentar relação em fase e anti-fase com a variabilidade multidecenal dos registros das estalagmites ONÇA2 e 4 (Figura 7.5). Os registros das estalagmites ONÇA encontram-se em fase com quatro mínimas solares (Figura 7.5), são elas: 1) Mínima de Wolf, ocorreu entre os anos de 1280-1350 CE, duração 70 anos (Wolf, 1865); 2) Mínima de Mounder, ocorreu entre os anos de 1645-1715 CE, duração de 70 anos (Eddy, 1976); 3) Mínima de Spörer, ocorreu entre os anos de 1420 – 1530 CE, duração de 110 anos; e 4) Mínimo de Dalton, ocorreu entre os anos de 1790 – 1830 CE, duração de 30 anos.

Durante as quatro mínimas solares, os registros das estalagmites ONÇA2 e 4 indicaram períodos multidecenais secos. Esta relação em fase é coerente com os registros das estalagmites ALHO6 e CUR4 no centro-oeste do Brasil que apresentaram relação de diminuição de precipitação associado aos menores valores de irradiância solar e vice-versa (Novello et al. 2016). Entretanto, pouco se sabe sobre a sensibilidade do monção a forçante de irradiância solar durante o último milênio, sendo este efeito mais marcante na variabilidade da temperatura do NH e as mudanças na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Assim, a magnitude da atividade solar poder considera fraca para afetar significativamente o regime de monção, mas poderia desencadear outros processos que aumento na variabilidade do regime de chuvas em escala de centenas de anos (Novello et al., 2016).

As análises espectrais dos 10 registros das estalagmites ONÇA 2 e 4 (camada de lama, espessura de camada, escala de cinza, elemento traço manganês, razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e

$\delta^{13}\text{C}$ ONÇA e $\delta^{18}\text{O}$ ANJOS2; e as razões elementares de Mg/Ca, Sr/Ca e Ba/Ca) revelam frequências de eventos interanuais a duas centenas de anos.

Figura 7.5: Comparação entre a série de Irradiância Solar Total (TSI – *Total Solar Irradiance*) e as séries das razões de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites ONÇA2 e 4, ANJOS2 e ALHO1+CUR4 (escalas invertidas), elemento traço Manganês (Mn) ONÇA2 e 4, escala de cinza ONÇA2 e 4. A linha pontilhada indica valor médio da série. As séries das razões isotópicas e elementares foram suavizadas em 30 pontos.

A periodicidade decenal-interdecenal entre 11-13 e 19-22-23 anos ocorrem de forma mais marcante durante o início da LIA registrado nas estalagmite da ONÇA. Assim, as frequências de 11-13 podem corresponder ao ciclo de manchas solares (Schwabe, 1865) e as frequências de 19-23 anos podem ser associadas ao ciclo bidecenal solar de 22 anos.

A irradiância solar total (TSI) no último milênio revela interações entre o ciclo solar de 11 anos e os mínimos e máximos solares dos ciclos 22 e 23 anos (Foukal and Lean, 1988; Kopp and Lean, 2011). Nos chamou a atenção as periodicidades de 9-18,6 anos registradas nas

estalagmites, pois estas frequências são similares as frequência de 9,3-18,6 anos do ciclo nodal Lunar ou precessão lunar (Yndestad, 2006). Segundo Agosta (2014) um forte sinal climático bidecenal é encontrado para as chuvas de verão sobre as planícies do centro-oeste da Argentina.

A frequência multidecenal de 83 anos se destaca por estar presente de forma contínua ao longo das séries de Mg/Ca e Sr/Ca. Esta frequência pode estar associada ao ciclo solar de 83 anos de Gleissberg (1958) conforme registrado nas estalagmites ALHO1 (Novello et al. 2016).

As periodicidades em escala de centenas de anos apresentaram alta significância ao longo de toda as séries, entretanto apenas a periodicidade de ~143 anos encontra-se dentro do cone de significância, durante as análises de ondeletas. As periodicidades de 120 e 240 anos são representados pelo ciclo de Vries-Suess (Suess, 1980) e foram registradas utilizando os isótopos cosmogênicos ^{14}C e ^{10}Be . A periodicidade de 120 anos pode estar associada à atividade magnética solar (Velasco and Mendoza, 2008) e a periodicidade de 240 anos, com movimento baricêntrico solar.

A periodicidade de 208 anos foi destaque no trabalho de Novello et al. (2016) ao ser registrada de forma contínua com alta significância associada a SMSA durante o último milênio. Nosso novo registro das estalagmites ONÇA2 e 4 de alta resolução do centro-leste do Brasil documenta, pela primeira vez, uma periodicidade de aproximadamente 143 anos que persiste ao longo da LIA (1450 – 1750 CE) durante o período da SMSA. Ressalta-se que os ciclos de 11-13 e 19-23 anos foram fortemente marcados durante o início do período LIA. Velasco et al., (2015) relatam que a periodicidade de 120 anos poderia ser um dos principais ciclos da atividade solar não tão bem reconhecido anteriormente, sendo a sua fase negativa correspondente a grande mínima solar associada a fase positiva da periodicidade de 11 anos.

Portanto, estudos indicam que a variação decenal a secular da atividade solar pode afetar a intensidade das monções (Mohtadi et al., 2016; Novello et al., 2016; Wang et al., 2017b; Zhao & Wang, 2014). Entretanto, as variações climáticas associadas a atividade solar é muito pequena e ainda não está claro exatamente como essa variabilidade influencia os sistemas de monções. Apesar disso, os dois mecanismos propostos mais aceito são i) os processos “de cima para baixo ou *top-down*”, baseados no aquecimento solar da estratosfera e mudanças na concentração de ozônio estratosférico via modificação das taxas de foto-dissociação e ii) os processos “de baixo para cima ou *bottom-up*” que atuam através de mudanças induzidas pela energia solar nas TSM dos oceanos, importante nos trópicos, devido a *feedbacks* positivos associados à evaporação da superfície, fluxos de umidade e liberação de calor latente em sistemas de monções (Lean, 2010; Meehl et al., 2003, 2011; Mohtadi et al., 2016; Zhao and Wang, 2014).

8. Considerações Finais

Os resultados obtidos a partir das análises dos multi-registros da estalagmites ONÇA e ANJOS2 da região do centro-leste do Brasil representam uma importante contribuição na compreensão da variabilidade da SMSA que é controlada por forçantes internas e externas. Como observado os multiregistro da estalagmites da região de Januária registraram a variabilidade da SMSA deste escala interanual a centenas de anos. Em escala interanual, a forçante vulcânica parece ter um forte impacto no clima da região associada a variabilidade da ZCAS. Ressalta-se que a forçante vulcânica é uma das principais forçantes interanuais do último milênio. Em escala multidecenal foram registrados eventos extremos aos modos climáticos da OMA que teve uma marcada periodicidade na região. Em escala de centenas de anos, pela primeira vez, é registra uma periodicidade de aproximadamente 143 anos que persiste ao longo da LIA (1450 – 1750 CE) durante o período da SMSA. Esta frequência pode estar associada ao ciclo solar de 120 anos que pode ser um dos principais ciclos da atividade solar, a exemplo da mínima de Mounder, ainda não tão bem reconhecido.

O multi-indicadores registraram 9 mega inundações, conforme indicam os registros de troncos dentro das cavernas, que foram associadas a 11 eventos extremos de precipitação. Nosso estudo indica que as grande erupções vulcânicas no HN podem ter sido a causa dos evento extremos de precipitação ao intensificar os modos climáticos que afetam a região, a exemplo da ZCAS.

De acordo com os multi-registros, foram marcados 4 períodos ao longo dos últimos 761 anos, são eles: **i)** Período úmido que antecede o LIA entre os anos de 1255 -1440 CE; **ii)** Período seco ocorreu entre os anos de 1450-1740 CE, durante o LIA; **iii)** Período úmido que ocorreu entre os anos de 1770-1925 CE; e **iv)** Período seco de alta evaporação e temperatura que ocorreu entre os anos de 1970-2016.

O monitoramento ambiental e isotópico realizado na gruta da Onça permitiu interpretar os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas. Durante o período de monitroamento, o as condições microclimáticas da caverna variou de forma significativa o que proporcionou um ambiente evaporativo quando o ar da atmosfera da caverna estava mais seco. Entretanto, a continuidade do monitoramento é fundamental para gerar uma malha de pontos estatisticamente significativos para definir com maior clareza a relação entre a composição isotópica da calcita com a solução de gotejamento, além de avançar no entendimento sobre o fracionamento isotópico na caverna ventilada da Onça. De fato, o *degree of rainout upstream* refere-se melhor ao sinal $\delta^{18}\text{O}$ da água da chuva em escala interanual que o *amount effect*, uma vez que os eventos de precipitação da SMSA ocorrem ao longo da trajetória de transporte da massa de ar.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Agosta, E. A.: The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the east of subtropical Andes, South America, *Int. J. Climatol.*, 34(5), 1606–1614, doi:10.1002/joc.3787, 2014.

Ambrizzi, T. and Ferraz, S. E. T.: An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone, *Front. Environ. Sci.*, 3, doi:10.3389/fenvs.2015.00023, 2015.

Ampuero Grández, A.: The forest effects on the isotopic composition of rainfall in the northwestern Amazon basin, 2019.

Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Villar, J. C. E., Guyot, J.-L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R. V., Cheng, H. and Edwards, L.: Hydroclimate variability of the South American Monsoon System during the last 1600 yr inferred from speleothem isotope records of the north-eastern Andes foothills in Peru, 2014.

Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Vuille, M., Fohlmeister, J., Espinoza, J. C., Sifeddine, A., Strikis, N., Guyot, J. L., Ventura, R., Cheng, H. and Edwards, R. L.: Precipitation changes over the eastern Bolivian Andes inferred from speleothem ($\delta^{18}\text{O}$) records for the last 1400 years, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 494, 124–134, doi:10.1016/j.epsl.2018.04.048, 2018.

Baker, A., Asrat, A., Fairchild, I. J., Leng, M. J., Wynn, P. M., Bryant, C., Genty, D. and Umer, M.: Analysis of the climate signal contained within $\delta^{18}\text{O}$ and growth rate parameters in two Ethiopian stalagmites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71(12), 2975–2988, 2007.

Barbosa, A. C. B.: Oscilações intrasazonais no Indo-Pacífico e na zona de convergência do Atlântico Sul: estudo observacional e numérico, PhD Thesis, Universidade de São Paulo., 2012.

Barichivich, J., Gloor, E., Peylin, P., Brien, R. J., Schöngart, J., Espinoza, J. C. and Pattanayak, K. C.: Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation, *Sci. Adv.*, 4(9), eaat8785, 2018.

Bernal, J. P., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., Wang, X., Deininger, M., Catunda, M. C. A., Ortega-Obregón, C., Cheng, H., Edwards, R. L. and Auler, A. S.: High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 450, 186–196, doi:10.1016/j.epsl.2016.06.008, 2016.

Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N. D. and Rosenmeier, M. F.: A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 108(21), 8583–8588, 2011.

Boch, R., Spötl, C. and Frisia, S.: Origin and palaeoenvironmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria, *Sedimentology*, 58(2), 508–531, doi:10.1111/j.1365-3091.2010.01173.x, 2011.

Brönnimann, S., Franke, J., Nussbaumer, S. U., Zumbühl, H. J., Steiner, D., Trachsel, M., Hegerl, G. C., Schurer, A., Worni, M., Malik, A., Flückiger, J. and Raible, C. C.: Last phase of the Little Ice Age forced by volcanic eruptions, *Nat. Geosci.*, 12(8), 650–656, doi:10.1038/s41561-019-0402-y, 2019.

Campos, J. L. P. S., Cruz, F. W., Ambrizzi, T., Deininger, M., Vuille, M., Novello, V. F. and Strikis, N. M.: Coherent South American Monsoon Variability During the Last Millennium Revealed Through High-Resolution Proxy Records, *Geophys. Res. Lett.*, 46(14), 8261–8270, doi:10.1029/2019GL082513, 2019.

Carvalho, L. M. V., Jones, C. and Liebmann, B.: Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone, *J. Clim.*, 15(17), 2377–2394, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2377:EPEISS>2.0.CO;2, 2002.

Carvalho, L. M. V., Jones, C. and Liebmann, B.: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall, *J. Clim.*, 17, 21, 2004.

Casteel, R. C. and Banner, J. L.: Temperature-driven seasonal calcite growth and drip water trace element variations in a well-ventilated Texas cave: Implications for speleothem paleoclimate studies, *Chem. Geol.*, 392, 43–58, doi:10.1016/j.chemgeo.2014.11.002, 2015.

Cazes-Boezio, G., Robertson, A. W. and Mechoso, C. R.: Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay, *J. Clim.*, 16(8), 1159–1176, doi:10.1175/1520-0442(2003)16<1159:SDOETO>2.0.CO;2, 2003.

Cheng, H., Fleitmann, D., Edwards, R. L., Wang, X., Cruz, F. W., Auler, A. S., Mangini, A., Wang, Y., Kong, X., Burns, S. J. and Matter, A.: 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(11), 1007–1010, doi:10.1130/G30126A.1, 2009.

Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D. and Auler, A. S.: Climate change patterns in Amazonia and biodiversity, *Nat. Commun.*, 4(1), 1–6, doi:10.1038/ncomms2415, 2013a.

Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Shen, C.-C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X. and Calvin Alexander, E.: Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 371–372, 82–91, doi:10.1016/j.epsl.2013.04.006, 2013b.

Chiessi, C. M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G. and Marengo, J. A.: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 36(21), 2009.

Clark, I. D. and Fritz, P.: *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, CRC Press., 1997.

Cobb, K. M., Charles, C. D., Cheng, H. and Edwards, R. L.: El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium, *Nature*, 424(6946), 271–276, doi:10.1038/nature01779, 2003.

Coelho, A.: *Registros de Grandes Alagamentos no Cânion do Rio Peruaçu, Parque Nacional Cavernas do Peruaçu - PNCP, MG*, , 136, 2013.

Coelho, A. H. F., Piló, L. B. and Valadão, R. C.: *Registros altimétricos, sedimentares e cronológicos de grandes alagamentos no cânion cárstico do Rio Peruaçu, MG*, , 12, 2017.

Coelho, C. A. S., de Oliveira, C. P., Ambrizzi, T., Reboita, M. S., Carpenedo, C. B., Campos, J. L. P. S., Tomaziello, A. C. N., Pampuch, L. A., Custódio, M. de S., Dutra, L. M. M., Da Rocha, R. P. and Rehbein, A.: The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections, *Clim. Dyn.*, 46(11–12), 3737–3752, doi:10.1007/s00382-015-2800-1, 2016.

Colose, C. M., LeGrande, A. N. and Vuille, M.: Hemispherically asymmetric volcanic forcing of tropical hydroclimate during the last millennium, *Earth Syst. Dyn.*, 7(3), 681–696, doi:10.5194/esd-7-681-2016, 2016a.

Colose, C. M., LeGrande, A. N. and Vuille, M.: The influence of volcanic eruptions on the climate of tropical South America during the last millennium in an isotope-enabled general circulation model, *Clim. Past*, 12(4), 961–979, doi:10.5194/cp-12-961-2016, 2016b.

Cook, E. R., Anchukaitis, K. J., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D., Jacoby, G. C. and Wright, W. E.: Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium, *Science*, 328(5977), 486–489, 2010.

Crowley, T. J. and Unterman, M. B.: Technical details concerning development of a 1200 yr proxy index for global volcanism, *Earth Syst. Sci. Data*, 5(1), 187–197, doi:10.5194/essd-5-187-2013, 2013.

Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Dias, P. L. S. and Viana Jr, O.: Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, *Nature*, 434(7029), 63, 2005a.

Cruz, F. W., Karmann, I., Viana, O., Burns, S. J., Ferrari, J. A., Vuille, M., Sial, A. N. and Moreira, M. Z.: Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems, *Chem. Geol.*, 220(3), 245–262, doi:10.1016/j.chemgeo.2005.04.001, 2005b.

Cruz, F. W., Burns, S. J., Jercinovic, M., Karmann, I., Sharp, W. D. and Vuille, M.: Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71(9), 2250–2263, doi:10.1016/j.gca.2007.02.005, 2007.

Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A. S. and Nguyen, H.: Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation, *Nat. Geosci.*, 2(3), 210–214, doi:10.1038/ngeo444, 2009.

Cunningham, C. A. and Cavalcanti, I. F. A.: Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone, *Int. J. Climatol.*, 26(9), 1165–1180, doi:10.1002/joc.1309, 2006.

Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16(4), 436–468, doi:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x, 1964.

Dasgupta, S., Saar, M. O., Edwards, R. L., Shen, C.-C., Cheng, H. and Alexander, E. C.: Three thousand years of extreme rainfall events recorded in stalagmites from Spring Valley Caverns, Minnesota, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 300(1–2), 46–54, doi:10.1016/j.epsl.2010.09.032, 2010.

- Debortoli, N. S., Camarinha, P. I. M., Marengo, J. A. and Rodrigues, R. R.: An index of Brazil's vulnerability to expected increases in natural flash flooding and landslide disasters in the context of climate change, *Nat. Hazards*, 86(2), 557–582, doi:10.1007/s11069-016-2705-2, 2017.
- Denniston, R. F. and Luetscher, M.: Speleothems as high-resolution paleoflood archives, *Quat. Sci. Rev.*, 170, 1–13, doi:10.1016/j.quascirev.2017.05.006, 2017.
- Doyle, M. E. and Barros, V. R.: Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic, *J. Clim.*, 15, 17, 2002.
- 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, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72(19), 4712–4724, doi:10.1016/j.gca.2008.07.022, 2008.
- Eddy, J. A.: The Maunder Minimum, *Science*, 192(4245), 1189–1202 [online] Available from: <https://www.jstor.org/stable/1742583> (Accessed 7 September 2019), 1976.
- Fairchild, I. J. and Treble, P. C.: Trace elements in speleothems as recorders of environmental change, *Quat. Sci. Rev.*, 28(5–6), 449–468, doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.007, 2009a.
- Fairchild, I. J. and Treble, P. C.: Trace elements in speleothems as recorders of environmental change, *Quat. Sci. Rev.*, 28(5), 449–468, doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.007, 2009b.
- Fairchild, I. J., Borsato, A., Tooth, A. F., Frisia, S., Hawkesworth, C. J., Huang, Y., McDermott, F. and Spiro, B.: Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records, *Chem. Geol.*, 166(3), 255–269, doi:10.1016/S0009-2541(99)00216-8, 2000.
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Mathey, D., McDermott, F. and E. i. m. f.: Modification and preservation of environmental signals in speleothems, *Earth-Sci. Rev.*, 75(1), 105–153, doi:10.1016/j.earscirev.2005.08.003, 2006.
- Ferreira, R. L.: Plano de manejo do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu, bioespeleologia e paleontologia; subsídios para o estabelecimento do manejo bioespeleológico e paleontológico em algumas cavernas do Parque Nacional Cavernas do Peruaçu, *Relatórios Pesqui. Camp. Aval. Ecológica Rápida AER*, 7, 2003.
- Figueiredo Prado, L., Wainer, I. and Leite da Silva Dias, P.: Tropical Atlantic Response to Last Millennium Volcanic Forcing, *Atmosphere*, 9(11), 421, doi:10.3390/atmos9110421, 2018.
- Fiorella, R. P., Poulsen, C. J., Zolá, R. S. P., Barnes, J. B., Tabor, C. R. and Ehlers, T. A.: Spatiotemporal variability of modern precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the central Andes and implications for paleoclimate and paleoaltimetry estimates, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 120(10), 4630–4656, doi:10.1002/2014JD022893, 2015.
- Foukal, P. and Lean, J.: Magnetic modulation of solar luminosity by photospheric activity, *Astrophys. J.*, 328, 347–357, doi:10.1086/166297, 1988.

- Francey, R. J., Allison, C. E., Etheridge, D. M., Trudinger, C. M., Enting, I. G., Leuenberger, M., Langenfelds, R. L., Michel, E. and Steele, L. P.: A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 , *Tellus B*, 51(2), 170–193, doi:10.1034/j.1600-0889.1999.t01-1-00005.x, 1999.
- Fritts, H. C., Blasing, T. J., Hayden, B. P. and Kutzbach, J. E.: Multivariate techniques for specifying tree-growth and climate relationships and for reconstructing anomalies in paleoclimate, *J. Appl. Meteorol.*, 10(5), 845–864, 1971.
- Gadgil, S., Vinayachandran, P. N., Francis, P. A. and Gadgil, S.: Extremes of the Indian summer monsoon rainfall, ENSO and equatorial Indian Ocean oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 31(12), doi:10.1029/2004GL019733, 2004.
- Gadgil, S., Rajeevan, M. and Francis, P. A.: Monsoon variability: Links to major oscillations over the equatorial Pacific and Indian oceans, *Curr. Sci.*, 93, 182–194 [online] Available from: <http://www.currentscience.ac.in/php/toc.php?vol=093&issue=02> (Accessed 14 October 2019), 2007.
- Gao, C., Robock, A. and Ammann, C.: Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models, *J. Geophys. Res.*, 113(D23), D23111, doi:10.1029/2008JD010239, 2008.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R. and Marengo, J.: Present-day South American climate, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 281(3), 180–195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032, 2009.
- Gázquez, F., Calaforra, J. M., Forti, P., Stoll, H., Ghaleb, B. and Delgado-Huertas, A.: Paleoflood events recorded by speleothems in caves: PALEOFLOOD EVENTS IN CAVES, *Earth Surf. Process. Landf.*, 39(10), 1345–1353, doi:10.1002/esp.3543, 2014.
- Gleissberg, W. and Schove, D. J.: The eighty-year sunspot cycle, *British Astronomical Association.*, 1958.
- González-Lemos, S., Müller, W., Pisonero, J., Cheng, H., Edwards, R. L. and Stoll, H. M.: Holocene flood frequency reconstruction from speleothems in northern Spain, *Quat. Sci. Rev.*, 127, 129–140, doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.002, 2015.
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., Geel, B. van and White, W.: SOLAR INFLUENCES ON CLIMATE, *Rev. Geophys.*, 48(4), doi:10.1029/2009RG000282, 2010.
- Grimm, A. M.: The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences, *J. Clim.*, 16(2), 263–280, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2, 2003.
- Grimm, A. M.: How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?, *Clim. Dyn.*, 22(2), 123–138, doi:10.1007/s00382-003-0368-7, 2004.
- Grimm, A. M.: Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change, *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 25(4), 537–554, doi:10.1007/s00477-010-0420-1, 2011a.

- Grimm, A. M.: Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change, *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.*, 25(4), 537–554, doi:10.1007/s00477-010-0420-1, 2011b.
- Grimm, A. M.: South American Monsoon and Its Extremes, *Trop. Extrem. Nat. Var. Trends*, 51, 2018.
- Grimm, A. M. and Ambrizzi, T.: Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales, in *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, edited by F. Vimeux, F. Sylvestre, and M. Khodri, pp. 159–191, Springer Netherlands, Dordrecht., 2009.
- Grimm, A. M. and Saboia, J. P. J.: Interdecadal Variability of the South American Precipitation in the Monsoon Season, *J. Clim.*, 28(2), 755–775, doi:10.1175/JCLI-D-14-00046.1, 2015.
- Grimm, A. M. and Tedeschi, R. G.: ENSO and extreme rainfall events in South America, *J. Clim.*, 22(7), 1589–1609, 2009.
- Grimm, A. M. and Zilli, M. T.: Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America, *J. Clim.*, 22(9), 2257–2275, doi:10.1175/2008JCLI2345.1, 2009.
- Grinsted, A., Moore, J. C. and Jevrejeva, S.: Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Process. Geophys.*, 11(5/6), 561–566 [online] Available from: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00302394> (Accessed 6 October 2019), 2004.
- HAMMER, Ø., Harper, D. A. and Ryan, P. D.: Paleontological statistics software package for education and data analysis.—*Paleontologia Electronica* 4/1: 1–9., 2001.
- Herrera, V. M., Mendoza, B. and Velasco Herrera, G.: Reconstruction and prediction of the total solar irradiance: From the Medieval Warm Period to the 21st century, *New Astron.*, 34, 221–233, doi:10.1016/j.newast.2014.07.009, 2015.
- Hirata, F. and Grimm, A.: The role of synoptic and intraseasonal anomalies in the life cycle of summer rainfall extremes over South America, *Clim. Dyn.*, 46(9/10), 3041–3055, doi:10.1007/s00382-015-2751-6, 2016.
- Hogg, A. G., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., Heaton, T. J., Palmer, J. G., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Turney, C. S. M. and Zimmerman, S. R. H.: SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP, *Radiocarbon*, 55(4), 1889–1903, doi:10.2458/azu_js_rc.55.16783, 2013.
- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S. and Zhang, H.-M.: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons, *J. Clim.*, 30(20), 8179–8205, doi:10.1175/JCLI-D-16-0836.1, 2017.
- Huang, Y. and Fairchild, I. J.: Partitioning of Sr²⁺ and Mg²⁺ into calcite under karst-analogue experimental conditions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65(1), 47–62, doi:10.1016/S0016-7037(00)00513-5, 2001.

Hurrell, J. W. and Deser, C.: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation, *J. Mar. Syst.*, 78(1), 28–41, doi:10.1016/j.jmarsys.2008.11.026, 2009.

Iglesias, M. and Uhlein, A.: Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais, *Rev. Bras. Geociências*, 39(2), 256–266 [online] Available from: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/7661> (Accessed 5 October 2019), 2009.

Jex, C. N., Baker, A., Fairchild, I. J., Eastwood, W. J., Leng, M. J., Sloane, H. J., Thomas, L. and Bekaroğlu, E.: Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ with instrumental climate records from Turkey, *Glob. Planet. Change*, 71(3), 207–217, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.08.004, 2010.

Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H., Edwards, R. L. and Vuille, M.: High-resolution variability of the South American summer monsoon over the last seven millennia: insights from a speleothem record from the central Peruvian Andes, *Quat. Sci. Rev.*, 75, 1–10, doi:10.1016/j.quascirev.2013.05.008, 2013.

Karmann, I., Cruz, F. W., Viana, O. and Burns, S. J.: Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana–Pérolas cave system, Brazil, *Chem. Geol.*, 244(1), 232–247, doi:10.1016/j.chemgeo.2007.06.029, 2007.

Kayano, M. T. and Capistrano, V. B.: How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall: AMO MODIFIES ENSO INFLUENCE, *Int. J. Climatol.*, 34(1), 162–178, doi:10.1002/joc.3674, 2014.

Kayano, M. T., Andreoli, R. V., de Souza, R. A. F. and Garcia, S. R.: Spatiotemporal variability modes of surface air temperature in South America during the 1951–2010 period: ENSO and non-ENSO components: SURFACE AIR TEMPERATURE IN SOUTH AMERICA, *Int. J. Climatol.*, 37, 1–13, doi:10.1002/joc.4972, 2017.

Kerr, R. A.: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Sci. Wash.*, 288(5473), 1984–1986 [online] Available from: <https://search.proquest.com/docview/213572981/abstract/521162663393413BPQ/1> (Accessed 20 September 2019), 2000.

Kim, S.-T. and O’Neil, J. R.: Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(16), 3461–3475, doi:10.1016/S0016-7037(97)00169-5, 1997.

Knight, J. R., Folland, C. K. and Scaife, A. A.: Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 33(17), doi:10.1029/2006GL026242, 2006.

Kopp, G. and Lean, J. L.: A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance, *Geophys. Res. Lett.*, 38(1), doi:10.1029/2010GL045777, 2011.

Labat, D., Ababou, R. and Mangin, A.: Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses, *J. Hydrol.*, 238(3), 123–148, doi:10.1016/S0022-1694(00)00321-8, 2000.

Lachniet, M. S.: Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values, *Quat. Sci. Rev.*, 28(5), 412–432, doi:10.1016/j.quascirev.2008.10.021, 2009.

Lacis, A., Hansen, J. and Sato, M.: Climate forcing by stratospheric aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 19(15), 1607–1610, doi:10.1029/92GL01620, 1992.

Lean, J. L.: Cycles and trends in solar irradiance and climate, *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change*, 1(1), 111–122, doi:10.1002/wcc.18, 2010.

Liebmann, B. and Mechoso, C. R.: *The South American Monsoon System*, , 21, 2011.

Liebmann, B., Camargo, S. J., Seth, A., Marengo, J. A., Carvalho, L. M. V., Allured, D., Fu, R. and Vera, C. S.: Onset and End of the Rainy Season in South America in Observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model, *J. Clim.*, 20(10), 2037–2050, doi:10.1175/JCLI4122.1, 2007.

Marengo, J. A., Liebmann, B., Grimm, A. M., Misra, V., Silva Dias, P. L., Cavalcanti, I. F. A., Carvalho, L. M. V., Berbery, E. H., Ambrizzi, T., Vera, C. S., Saulo, A. C., Nogue-Paegle, J., Zipser, E., Seth, A. and Alves, L. M.: Recent developments on the South American monsoon system, *Int. J. Climatol.*, 32(1), 1–21, doi:10.1002/joc.2254, 2012.

McDermott, F.: Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review, *Quat. Sci. Rev.*, 23(7), 901–918, doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.021, 2004.

McGillen, M. R. and Fairchild, I. J.: An experimental study of incongruent dissolution of CaCO₃ under analogue glacial conditions, *J. Glaciol.*, 51(174), 383–390, doi:10.3189/172756505781829223, 2005.

Meehl, G. A., Washington, W. M., Wigley, T. M. L., Arblaster, J. M. and Dai, A.: Solar and Greenhouse Gas Forcing and Climate Response in the Twentieth Century, *J. Clim.*, 16, 19, 2003.

Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Fasullo, J. T., Hu, A. and Trenberth, K. E.: Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods, *Nat. Clim. Change*, 1(7), 360–364, doi:10.1038/nclimate1229, 2011.

Mickler, P. J., Stern, L. A. and Banner, J. L.: Large kinetic isotope effects in modern speleothems, *GSA Bull.*, 118(1–2), 65–81, doi:10.1130/B25698.1, 2006.

Mohtadi, M., Prange, M. and Steinke, S.: Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall, *Nature*, 533(7602), 191–199, doi:10.1038/nature17450, 2016.

Moquet, J. S., Cruz, F. W., Novello, V. F., Stríkis, N. M., Deininger, M., Karmann, I., Santos, R. V., Millo, C., Apaestegui, J., Guyot, J.-L., Siffedine, A., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, R. L. and Santini, W.: Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records against hydroclimate instrumental records in Central Brazil, *Glob. Planet. Change*, 139, 151–164, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.02.001, 2016.

Novello, V. F., Cruz, F. W., Karmann, I., Burns, S. J., Stríkis, N. M., Vuille, M., Cheng, H., Lawrence Edwards, R., Santos, R. V., Frigo, E. and Barreto, E. A. S.: Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records: MULTIDECADAL CLIMATE IN BRAZIL, *Geophys. Res. Lett.*, 39(23), n/a-n/a, doi:10.1029/2012GL053936, 2012.

Novello, V. F., Vuille, M., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., de Paula, M. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Karmann, I., Jaqueto, P. F., Trindade, R. I. F., Hartmann, G. A. and Moquet, J. S.: Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites, *Sci. Rep.*, 6, 24762, doi:10.1038/srep24762, 2016.

Novello, V. F., Cruz, F. W., Moquet, J. S., Vuille, M., de Paula, M. S., Nunes, D., Edwards, R. L., Cheng, H., Karmann, I., Utida, G., Stríkis, N. M. and Campos, J. L. P. S.: Two Millennia of South Atlantic Convergence Zone Variability Reconstructed From Isotopic Proxies, *Geophys. Res. Lett.*, 45(10), 5045–5051, doi:10.1029/2017GL076838, 2018.

Oliveira, I. P.: Barramentos naturais no Vale do Rio Peruaçu: conseqüências ecológicas e ambientais de eventos pretéritos e futuros [MSc thesis], Universidade Fed. Lavras, 2008.

PAGES2K: A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era | Scientific Data, [online] Available from: <https://www.nature.com/articles/sdata201788> (Accessed 14 October 2019), 2017.

Pampuch, L. A., Drumond, A., Gimeno, L. and Ambrizzi, T.: Anomalous patterns of SST and moisture sources in the South Atlantic Ocean associated with dry events in southeastern Brazil, *Int. J. Climatol.*, 36(15), 4913–4928, doi:10.1002/joc.4679, 2016.

Piló, L. B.: A morfologia cárstica do baixo curso do rio Peruaçu, Januária-Itacarambi, MG, Bachelor Term-Pap. IGCUFMG Belo Horiz., 79, 1989.

Pollack, J. B., Toon, O. B. and Wiedman, D.: Radiative properties of the background stratospheric aerosols and implications for perturbed conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 8(1), 26–28, 1981.

Railsback, B. L., Brook, G. A. and Webster, J. W.: PETROLOGY AND PALEOENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF DETRITAL SAND AND SILT IN A STALAGMITE FROM DROTSKY'S CAVE, BOTSWANA, *Phys. Geogr.*, 20(4), 331–347, doi:10.1080/02723646.1999.10642682, 1999.

Railsback, L. B., Akers, P., Wang, L., Holdridge, G. and Riavo Voarintsoa, N.: Layer-bounding surfaces in stalagmites as keys to better paleoclimatological histories and chronologies, *Int. J. Speleol.*, 42(3), 167–180, doi:10.5038/1827-806X.42.3.1, 2013.

Rajeevan, M., Gadgil, S. and Bhate, J.: Active and break spells of the Indian summer monsoon, *J. Earth Syst. Sci.*, 119(3), 229–247, doi:10.1007/s12040-010-0019-4, 2010.

Ramsey, C. B.: Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates, *Radiocarbon*, 51(1), 337–360, doi:10.1017/S0033822200033865, 2009.

Reuter, J., Stott, L., Khider, D., Sinha, A., Cheng, H. and Edwards, R. L.: A new perspective on the hydroclimate variability in northern South America during the Little Ice Age, *Geophys. Res. Lett.*, 36(21), doi:10.1029/2009GL041051, 2009.

Riechelmann, S., Breitenbach, S. F. M., Schröder-Ritzrau, A., Mangini, A. and Immenhauser, A.: Ventilation and Cave Air Pco₂ in the Bunker-Emst Cave System (nw Germany): Implications for Speleothem Proxy Data, *J. Cave Karst Stud.*, 81(2), 98–112, doi:10.4311/2018ES0110, 2019.

Risi, C., Bony, S. and Vimeux, F.: Influence of convective processes on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation and water vapor in the tropics: 2. Physical interpretation of the amount effect, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 113(D19), doi:10.1029/2008JD009943, 2008.

Roberts, M. S., Smart, P. L. and Baker, A.: Annual trace element variations in a Holocene speleothem, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154(1), 237–246, doi:10.1016/S0012-821X(97)00116-7, 1998.

ROBOCK, A.: The volcanic signal in surface temperature observations., *J Clim*, 8, 1086–1103, 1995.

Rodet, M., Rodet, J. and Horn, A.: Sistema geomorfológico e sistema antropico pré-histórico no Brasil Central. Exemplo do estado de Minas Gerais., 2008.

Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Sen Gupta, A. and Foltz, G. R.: Common cause for severe droughts in South America and marine heatwaves in the South Atlantic, *Nat. Geosci.*, 12(8), 620–626, doi:10.1038/s41561-019-0393-8, 2019.

Rolph, G., Stein, A. and Stunder, B.: Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY, *Environ. Model. Softw.*, 95, 210–228, doi:10.1016/j.envsoft.2017.06.025, 2017.

RUDDIMAN, W. F.: EARTH'S CLIMATE, 2008.

Schulz, M. and Mudelsee, M.: REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.*, 28(3), 421–426, doi:10.1016/S0098-3004(01)00044-9, 2002.

Schwabe, S. H.: Sonnen-Beobachtungen, *Astron. Nachrichten*, 64(9), 129–132, doi:10.1002/asna.18650640902, 1865.

Shelton, M. L.: Hydroclimatology: Perspectives and Applications, Cambridge University Press., 2009.

Shi, F., Li, J. and Wilson, R. J. S.: A tree-ring reconstruction of the South Asian summer monsoon index over the past millennium, *Sci. Rep.*, 4, 6739, doi:10.1038/srep06739, 2014.

Shimizu, M. H. and Ambrizzi, T.: MJO influence on ENSO effects in precipitation and temperature over South America, *Theor. Appl. Climatol.*, 124(1–2), 291–301, doi:10.1007/s00704-015-1421-2, 2016.

Silva, V. B. and Kousky, V. E.: The South American monsoon system: climatology and variability, *InTech.*, 2012.

Sinclair, D. J.: Two mathematical models of Mg and Sr partitioning into solution during incongruent calcite dissolution: Implications for dripwater and speleothem studies, *Chem. Geol.*, 283(3), 119–133, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.05.022, 2011.

Sinha, A., Stott, L., Berkelhammer, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Buckley, B., Aldenderfer, M. and Mudelsee, M.: A global context for megadroughts in monsoon Asia during the past millennium, *Quat. Sci. Rev.*, 30(1), 47–62, doi:10.1016/j.quascirev.2010.10.005, 2011a.

Sinha, A., Berkelhammer, M., Stott, L., Mudelsee, M., Cheng, H. and Biswas, J.: The leading mode of Indian Summer Monsoon precipitation variability during the last millennium, *Geophys. Res. Lett.*, 38(15), doi:10.1029/2011GL047713, 2011b.

Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D. and Ngan, F.: NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 96(12), 2059–2077, doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1, 2015.

Steinhilber, F., Beer, J. and Fröhlich, C.: Total solar irradiance during the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 36(19), doi:10.1029/2009GL040142, 2009.

Stenchikov, G. L., Kirchner, I., Robock, A., Graf, H.-F., Antuña, J. C., Grainger, R. G., Lambert, A. and Thomason, L.: Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 103(D12), 13837–13857, doi:10.1029/98JD00693, 1998.

Stevenson, S., Overpeck, J. T., Fasullo, J., Coats, S., Parsons, L., Otto-Bliesner, B., Ault, T., Loope, G. and Cole, J.: Climate Variability, Volcanic Forcing, and Last Millennium Hydroclimate Extremes, *J. Clim.*, 31(11), 4309–4327, doi:10.1175/JCLI-D-17-0407.1, 2018.

Stokes, M. A.: An introduction to tree-ring dating, University of Arizona Press., 1996.

Stríkis, N. M.: Atividade do Sistema de Monção Sul-americana na porção central do Brasil durante o último período glacial a partir da aplicação de isótopos de oxigênio em espeleotemas, Doutorado em Geoquímica dos Processos Exógenos, Universidade de São Paulo, São Paulo, 20 August., 2015.

Stríkis, N. M., Cruz, F. W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R. L., Vuille, M., Wang, X., Paula, M. S. de, Novello, V. F. and Auler, A. S.: Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil, *Geology*, 39(11), 1075–1078, doi:10.1130/G32098.1, 2011.

Stríkis, N. M., Chiessi, C. M., Cruz, F. W., Vuille, M., Cheng, H., Barreto, E. A. de S., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R. L., Bernal, J. P. and Sales, H. dos R.: Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1, *Geophys. Res. Lett.*, 42(13), 5477–5484A, doi:10.1002/2015GL064048, 2015.

Suess, H. E.: The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years, *Radiocarbon*, 22(2), 200–209, 1980.

Sun, Y., Clemens, S. C., Morrill, C., Lin, X., Wang, X. and An, Z.: Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon, *Nat. Geosci.*, 5(1), 46, 2012.

Swingedouw, D., Mignot, J., Ortega, P., Khodri, M., Menegoz, M., Cassou, C. and Hanquiez, V.: Impact of explosive volcanic eruptions on the main climate variability modes, *Glob. Planet. Change*, 150, 24–45, doi:10.1016/j.gloplacha.2017.01.006, 2017.

Tadros, C. V., Treble, P. C., Baker, A., Hankin, S. and Roach, R.: Cave drip water solutes in south-eastern Australia: Constraining sources, sinks and processes, *Sci. Total Environ.*, 651, 2175–2186, doi:10.1016/j.scitotenv.2018.10.035, 2019.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Zagorodnov, V. S., Howat, I. M., Mikhalevko, V. N. and Lin, P.-N.: Annually Resolved Ice Core Records of Tropical Climate Variability over the Past ~1800 Years, *Science*, 340(6135), 945–950, doi:10.1126/science.1234210, 2013.

Treble, P. C., Chappell, J., Gagan, M. K., McKeegan, K. D. and Harrison, T. M.: In situ measurement of seasonal $\delta^{18}\text{O}$ variations and analysis of isotopic trends in a modern speleothem from southwest Australia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233(1–2), 17–32, 2005.

Tremaine, D. M., Froelich, P. N. and Wang, Y.: Speleothem calcite formed in situ: Modern calibration of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimate proxies in a continuously-monitored natural cave system, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75(17), 4929–4950, doi:10.1016/j.gca.2011.06.005, 2011.

Velasco, V. M. and Mendoza, B.: Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena, *Adv. Space Res.*, 42(5), 866–878, doi:10.1016/j.asr.2007.05.050, 2008.

Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Dias, P. L. S. and Zhang, C.: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems, *J. Clim.*, 19(20), 4977–5000, doi:10.1175/JCLI3896.1, 2006.

Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G. and Chiang, J. C. H.: What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240(2), 205–220, doi:10.1016/j.epsl.2005.09.031, 2005.

Vuille, M. and Werner, M.: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results, *Clim. Dyn.*, 25(4), 401–413, doi:10.1007/s00382-005-0049-9, 2005.

Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., Healy, R. and Keimig, F.: Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls, *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 108(D6), doi:10.1029/2001JD002038, 2003.

Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., Kanner, L. C., Cheng, H. and Novello, V. F.: A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia, *Clim. Past*, 8(4), 1309–1321, doi:10.5194/cp-8-1309-2012, 2012.

Wang, J., Yang, B., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Osborn, T. J., Briffa, K. R. and Zorita, E.: Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years, *Nat. Geosci.*, 10(7), 512–517, doi:10.1038/ngeo2962, 2017a.

Wang, P. X., Wang, B., Cheng, H., Fasullo, J., Guo, Z., Kiefer, T. and Liu, Z.: The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues, *Earth-Sci. Rev.*, 174, 84–121, doi:10.1016/j.earscirev.2017.07.006, 2017b.

Wolf, R.: Mittheilungen über die Sonnenflecken XVII, *Astron. Mittheilungen Eidgenöss. Sternwarte Zurich*, 2, 193–237, 1865.

- Wong, C. I., Banner, J. L. and Musgrove, M.: Seasonal dripwater Mg/Ca and Sr/Ca variations driven by cave ventilation: Implications for and modeling of speleothem paleoclimate records, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75(12), 3514–3529, doi:10.1016/j.gca.2011.03.025, 2011.
- Xie, P. and Arkin, P. A.: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78(11), 2539–2558, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2, 1997.
- Yakir, D.: The paper trail of the ^{13}C of atmospheric CO_2 since the industrial revolution period, *Environ. Res. Lett.*, 6(3), 034007, 2011.
- Yndestad, H.: The influence of the lunar nodal cycle on Arctic climate, *ICES J. Mar. Sci.*, 63(3), 401–420, doi:10.1016/j.icesjms.2005.07.015, 2006.
- Zhang, J. and Li, T.-Y.: Seasonal and interannual variations of hydrochemical characteristics and stable isotopic compositions of drip waters in Furong Cave, southwest China based on 12 years' monitoring, *J. Hydrol.*, 572, 40–50, doi:10.1016/j.jhydrol.2019.02.052, 2019.
- Zhang, P., Cheng, H., Edwards, R. L., Chen, F., Wang, Y., Yang, X., Liu, J., Tan, M., Wang, X. and Liu, J.: A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record, *science*, 322(5903), 940–942, 2008.
- Zhao, L. and Wang, J.-S.: Robust Response of the East Asian Monsoon Rainband to Solar Variability, *J. Clim.*, 27(8), 3043–3051, doi:10.1175/JCLI-D-13-00482.1, 2014.
- Zhou, J. and Lau, K. M.: Does a monsoon climate exist over South America?, *J. Clim.*, 11(5), 1020–1040, 1998.
- Zuo, M., Zhou, T. and Man, W.: Hydroclimate Responses over Global Monsoon Regions Following Volcanic Eruptions at Different Latitudes, *J. Clim.*, 32(14), 4367–4385, doi:10.1175/JCLI-D-18-0707.1, 2019.

ANEXO

Figura 5.7: Imagens das amostras de lenho, em forma de disco, coletadas de troncos depositados na caverna Arco do André. O número de identificação dos troncos está listado na Tabela 6.9. (A) SPFW 6889; (B) SPFW 6891; (C) SPFW 6893; (D) SPFW 6968; (E) SPFW 6970; (F) SPFW 6890; (G) SPFW 6885; (H) SPFW 6966; (I) SPFW 6962; (J) 6969; (K) SPFW 6887; (L) SPFW 6892; (M) SPFW 6888; (N) SPFW 6963; (O) SPFW 6967; (P) SPFW 7036.

Tabela 6.11: Resultados das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ da estalagmite ONÇA2.

Sample Number	Depth mm	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ (atomic $\times 10^{-6}$)	$d^{234}\text{U}^*$ (measured)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (activity)	^{230}Th Age (yr) (uncorrected)	^{230}Th Age (yr) (corrected)	$d^{234}\text{U}_{\text{initial}}^{**}$ (corrected)	^{230}Th Age (yr BP) ^{***} (corrected)	^{230}Th Age (corrected) CE
ONÇA 2											
ON2-0.1CM	1 mm	6254 ±10	1714 ±34	7 ±1	1146 ±2	0.0001 ±0.0000	6 ±1	2 ±3	1146 ±2	-65 ±3	2015 ±3
ON2-1.0CM	10 mm	6231 ±24	672 ±14	71 ±2	1142 ±4	0.0005 ±0.0000	24 ±1	22 ±1	1143 ±4	-46 ±1	1996 ±1
ON2-1.7CM	17 mm	4843 ±19	1145 ±23	50 ±2	1152 ±6	0.0007 ±0.0000	36 ±1	33 ±2	1153 ±6	-35 ±2	1985 ±2
ON2-2.5CM	25 mm	5136 ±11	689 ±14	139 ±4	1148 ±2	0.0011 ±0.0000	58 ±1	56 ±2	1148 ±2	-12 ±2	1962 ±2
ON2-4.0CM	40 mm	5590 ±19	138 ±3	878 ±21	±4	0.0013 ±0.0000	67 ±1	66 ±1	1149 ±4	-2 ±1	1952 ±1
ON2-5.5CM	55 mm	6507 ±15	161 ±4	1016 ±24	1148 ±3	0.0015 ±0.0000	78 ±1	77 ±1	1148 ±3	10 ±1	1940 ±1
ON2-6.4CM	64 mm	6072 ±19	818 ±17	211 ±5	1153 ±7	0.0017 ±0.0000	87 ±1	86 ±2	1153 ±7	18 ±2	1932 ±2
ON2-7.2CM	72 mm	5263 ±10	872 ±18	182 ±4	1098 ±2	0.0018 ±0.0000	95 ±1	93 ±2	1098 ±2	25 ±2	1925 ±2
ON2-8.4CM	84 mm	5909 ±24	1526 ±31	145 ±3	1146 ±4	0.0023 ±0.0000	116 ±1	112 ±3	1146 ±4	44 ±3	1906 ±3
ON2-9.0CM	90 mm	5635 ±11	472 ±10	477 ±10	1150 ±2	0.0024 ±0.0000	123 ±1	122 ±1	1151 ±2	55 ±1	1895 ±1
ON2-9.7CM	97 mm	5494 ±18	637 ±13	371 ±8	1150 ±4	0.0026 ±0.0000	132 ±1	131 ±2	1150 ±4	63 ±2	1887 ±2
ON2-10.3CM	103 mm	4656 ±13	1560 ±32	140 ±3	1147 ±3	0.0028 ±0.0000	144 ±1	140 ±3	1147 ±3	72 ±3	1878 ±3
ON2-11.0CM	110 mm	3778 ±9	2369 ±48	86 ±2	1146 ±3	0.0033 ±0.0000	166 ±2	158 ±6	1146 ±3	90 ±6	1860 ±6
ON2-12.0CM	120 mm	4264 ±7	2356 ±47	112 ±2	1150 ±2	0.0038 ±0.0000	191 ±1	184 ±5	1150 ±2	117 ±5	1833 ±5
ON2-12.5CM	125 mm	4705 ±12	1153 ±23	265 ±6	1152 ±3	0.0039 ±0.0000	200 ±1	197 ±3	1152 ±3	129 ±3	1821 ±3
ON2-13.8CM	138 mm	5599 ±12	880 ±18	407 ±9	1150 ±2	0.0039 ±0.0000	197 ±1	195 ±2	1150 ±2	127 ±2	1823 ±2
ON2-15.4CM	154 mm	4728 ±12	2520 ±51	129 ±3	1149 ±3	0.0042 ±0.0000	212 ±2	204 ±5	1150 ±3	136 ±5	1814 ±5
ON2-16.7CM	167 mm	4171 ±7	7591 ±152	46 ±1	1122 ±2	0.0051 ±0.0000	263 ±2	238 ±18	1122 ±2	171 ±18	1779 ±18
ONCA2-17.8	178 mm	4031 ±12	1161 ±24	296 ±7	1151 ±3	0.0052 ±0.0000	262 ±2	258 ±4	1152 ±3	190 ±4	1760 ±4

U decay constants: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) and $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013). Th decay constant: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

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

Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 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 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

***B.P. stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 A.D.

Tabela 6.12: Resultados das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ da estalagmite ONÇA4.

Sample Number	Depth mm	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ (atomic $\times 10^{-6}$)	$d^{234}\text{U}^*$ (measured)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (activity)	^{230}Th Age (yr) (uncorrected)	^{230}Th Age (yr) (corrected)	$d^{234}\text{U}_{\text{Initial}}^{**}$ (corrected)	^{230}Th Age (yr BP)*** (corrected)	^{230}Th Age (corrected) CE
ONÇA 4											
ON4-0.1MM	1 mm	4500 ± 9	13197 ± 265	23 ± 1	1033 ± 2	0.0040 ± 0.000043	215 ± 2	173 ± 30	1033 ± 2	106 ± 30	1844 ± 30
ON4-0.4MM	4 mm	6435 ± 21	1320 ± 27	252 ± 5	1038 ± 4	0.0031 ± 0.000019	168 ± 1	165 ± 2	1039 ± 4	98 ± 2	1852 ± 2
ON4-0.7MM	7 mm	6835 ± 15	473 ± 10	798 ± 17	1036 ± 3	0.0034 ± 0.000023	180 ± 1	179 ± 1	1036 ± 3	112 ± 1	1838 ± 1
ON4-1.5CM	15 mm	5436 ± 11	1796 ± 36	190 ± 4	1040 ± 2	0.0038 ± 0.000022	203 ± 1	199 ± 4	1041 ± 2	132 ± 4	1818 ± 4
ON4-2.2CM	22 mm	6344 ± 13	13031 ± 262	34 ± 1	1040 ± 2	0.0042 ± 0.000027	224 ± 1	195 ± 21	1041 ± 2	127 ± 21	1823 ± 21
ON4-3CM	30 mm	5078 ± 9	3856 ± 77	100 ± 2	1031 ± 2	0.0046 ± 0.000041	248 ± 2	237 ± 8	1032 ± 2	170 ± 8	1780 ± 8
ON4-5.5CM	55 mm	5415 ± 12	2197 ± 44	230 ± 5	1017 ± 3	0.0057 ± 0.000026	307 ± 1	301 ± 4	1018 ± 3	233 ± 4	1717 ± 4
ON4-5.9CM	59 mm	6407 ± 13	571 ± 12	1137 ± 24	1003 ± 2	0.0061 ± 0.000028	335 ± 2	334 ± 2	1004 ± 2	267 ± 2	1683 ± 2
ON4-7.2CM	72 mm	5879 ± 24	332 ± 7	1974 ± 41	982 ± 3	0.0068 ± 0.000034	373 ± 2	372 ± 2	983 ± 3	304 ± 2	1646 ± 2
ON4-7.6CM	76 mm	6240 ± 14	1541 ± 31	480 ± 10	988 ± 3	0.0072 ± 0.000030	395 ± 2	391 ± 3	989 ± 3	323 ± 3	1627 ± 3
ON4-8.8CM	88 mm	6647 ± 14	2293 ± 46	379 ± 8	1006 ± 2	0.0079 ± 0.000029	432 ± 2	427 ± 4	1007 ± 2	359 ± 4	1591 ± 4
ON4-9.3CM	93 mm	5665 ± 10	651 ± 13	1146 ± 24	975 ± 2	0.0080 ± 0.000046	442 ± 3	440 ± 3	976 ± 2	372 ± 3	1578 ± 3
ON4-10.39CM	103 mm	7327 ± 16	570 ± 12	1820 ± 38	1002 ± 2	0.0086 ± 0.000032	468 ± 2	467 ± 2	1004 ± 2	399 ± 2	1551 ± 2
ON4-11.2CM	112 mm	6256 ± 12	438 ± 9	2166 ± 45	1017 ± 2	0.0092 ± 0.000035	498 ± 2	497 ± 2	1019 ± 2	267 ± 2	1683 ± 2
ON4-12.3CM	123 mm	4485 ± 8	1706 ± 34	455 ± 9	1087 ± 2	0.0105 ± 0.000038	549 ± 2	544 ± 4	1089 ± 2	476 ± 4	1474 ± 4
ON4-12.7CM	127 mm	4387 ± 7	1149 ± 23	626 ± 13	934 ± 2	0.0099 ± 0.000047	562 ± 3	558 ± 4	936 ± 2	490 ± 4	1460 ± 4
ON4-13.8CM	138 mm	5392 ± 11	201 ± 4	5452 ± 119	1245 ± 3	0.0123 ± 0.000040	600 ± 2	600 ± 2	1247 ± 3	532 ± 2	1418 ± 2
ON4-14.3CM	143 mm	4266 ± 8	3633 ± 73	249 ± 5	1243 ± 3	0.0129 ± 0.000048	628 ± 2	617 ± 8	1245 ± 3	550 ± 8	1400 ± 8
ON4-15.0CM	150 mm	4596 ± 9	625 ± 13	1599 ± 33	1236 ± 3	0.0132 ± 0.000047	645 ± 2	643 ± 3	1238 ± 3	575 ± 3	1375 ± 3
ON4-16.6CM	166 mm	3601 ± 8	1907 ± 38	460 ± 9	1292 ± 3	0.0148 ± 0.000055	704 ± 3	698 ± 6	1295 ± 3	630 ± 6	1320 ± 6
ON4-17.3CM	173 mm	3854 ± 6	411 ± 9	2333 ± 50	1289 ± 3	0.0151 ± 0.000061	720 ± 3	719 ± 3	1292 ± 3	652 ± 3	1298 ± 3

U decay constants: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) and $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013). Th decay constant: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

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

Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ atomic ratio of $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Those are the values for a material at secular

Tabela 6.13: Resultados das datações $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ da estalagmite ONÇA2.

Sample Number	Depth mm	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ (atomic $\times 10^{-6}$)	$d^{234}\text{U}^*$ (measured)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (activity)	^{230}Th Age (yr) (uncorrected)	^{230}Th Age (yr) (corrected)	$d^{234}\text{U}_{\text{initial}}^{**}$ (corrected)	^{230}Th Age (yr BP)*** (corrected)	^{230}Th Age (corrected) CE
ANJOS 2	1 mm	3248 $\pm$ 8	1384 $\pm$ 28	24 $\pm$ 1	270 $\pm$ 3	0.0006 $\pm$ 0.00002	53 $\pm$ 2	43 $\pm$ 7	270 $\pm$ 3	-20 $\pm$ 7	1970
ANJOS 2	4 mm	### ##	1042 $\pm$ 22	60 $\pm$ 6	309.1 #	0.0009 $\pm$ 0.0001	74 $\pm$ 7	69 $\pm$ 8	309 $\pm$ 2	3 $\pm$ 8	1947
ANJOS 2	8 mm	### ##	744 $\pm$ 17	131 $\pm$ 12	375.4 #	0.0013 $\pm$ 0.0001	103 $\pm$ 9	99 $\pm$ 9	375 $\pm$ 2	33 $\pm$ 9	1917
ANJOS 2	17 mm	### ##	233 $\pm$ 10	471 $\pm$ 44	338.0 #	0.0018 $\pm$ 0.0001	143 $\pm$ 12	142 $\pm$ 12	338 $\pm$ 1	76 $\pm$ 12	1874
ANJOS 2	28 mm	### ##	670 $\pm$ 16	256 $\pm$ 15	309.9 #	0.0023 $\pm$ 0.0001	189 $\pm$ 10	185 $\pm$ 10	310 $\pm$ 1	119 $\pm$ 10	1831
ANJOS 2	37 mm	### ##	647 $\pm$ 16	213 $\pm$ 16	342.7 #	0.0032 $\pm$ 0.0002	263 $\pm$ 19	258 $\pm$ 19	343 $\pm$ 1	192 $\pm$ 19	1758
ANJOS 2	46 mm	### ##	1577 $\pm$ 32	74 $\pm$ 4	303.1 #	0.0035 $\pm$ 0.0002	295 $\pm$ 16	277 $\pm$ 20	303 $\pm$ 1	211 $\pm$ 20	1739
ANJOS 2	70 mm	### ##	504 $\pm$ 12	787 $\pm$ 22	327.8 #	0.0051 $\pm$ 0.0001	417 $\pm$ 7	414 $\pm$ 7	328 $\pm$ 1	348 $\pm$ 7	1602
ANJOS 2	84 mm	### ##	1644 $\pm$ 33	238 $\pm$ 6	358.8 #	0.0057 $\pm$ 0.0001	456 $\pm$ 5	447 $\pm$ 8	359 $\pm$ 1	381 $\pm$ 8	1569
ANJOS 2	93 mm	### ##	2280 $\pm$ 47	198 $\pm$ 6	406.9 #	0.0066 $\pm$ 0.0001	509 $\pm$ 11	498 $\pm$ 14	408 $\pm$ 1	432 $\pm$ 14	1518
ANJOS 2	100 mm	### ##	1319 $\pm$ 27	319 $\pm$ 7	368.5 #	0.0064 $\pm$ 0.0001	508 $\pm$ 5	501 $\pm$ 7	369 $\pm$ 1	435 $\pm$ 7	1515
ANJOS 2	105 mm	### ##	574 $\pm$ 14	751 $\pm$ 23	356.3 #	0.0069 $\pm$ 0.0001	555 $\pm$ 11	552 $\pm$ 11	357 $\pm$ 2	486 $\pm$ 11	1464
ANJOS 2	109 mm	3688 $\pm$ 10	225 $\pm$ 5	1722 $\pm$ 37	337 $\pm$ 3	0.0064 $\pm$ 0.00004	522 $\pm$ 3	521 $\pm$ 3	338 $\pm$ 3	458 $\pm$ 3	1492

U decay constants: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey et al., 1971) and $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013). Th decay constant: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng et al., 2013).

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

Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 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 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

***B.P. stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 A.D.