



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**VARIABILIDADE DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO
SUL DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E HOLOCENO A
PARTIR DE ESPELEOTEMAS DA CAVERNA SÃO MATEUS
(PETER – GO).**

Dissertação de Mestrado n° 444

Cintia Fernandes Stumpf

Brasília - DF



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**VARIABILIDADE DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO
SUL DURANTE O PLEISTOCENO TARDIO E HOLOCENO A
PARTIR DE ESPELEOTEMA DA CAVERNA SÃO MATEUS
(PETER – GO).**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geoquímica.
Orientador: Roberto Ventura Santos

Discente: Cintia Fernandes Stumpf

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Roberto Ventura Santos (IG/UnB – Orientador)

Dra. Luciana Figueiredo Prado (Membro Interno)

Prof. Dr. Francisco William Cruz Jr (Membro Externo)

Brasília – DF

Data de Defesa: 05/04/2019

A jornada não é fácil, mas vale a pena pela aprendizagem dos tropeços no caminho.

Agradecimentos

Essa dissertação é fruto da colaboração de diversas pessoas. Gostaria de agradecer a Roberto Santos, por possibilitar o uso de facilidades laboratoriais e por incentivar e financiar ideias científicas. Ao Chico pelo apoio para o desenvolvimento deste trabalho, fornecendo amostras, acompanhando etapa de campo, viabilização do uso das facilidades laboratoriais da USP e da Universidade de Xi'an. Agradeço a CAPES pela concessão de bolsa de estudos de mestrado.

Ao Sr. Ramiro (Ramiro Hilário dos Santos), pela atenção e colaboração em todas as atividades de campo realizadas no PETER, providenciando todo suporte e acompanhamento de campo, além de compartilhar um pouco da sua história.

Ao pessoal da USP: Giselle Utida, que ensinou com paciência procedimentos de amostragem, regras de utilização do Laboratório de Sistemas Cársticos, Valdir Novello pelas instruções na utilização da serra de fio e indicações de bibliografia, Nicolás Stríkis pelas breves discussões, ajuda no modelo de idade e sempre respondendo aos e-mails. Alyne, técnica do laboratório de Isótopos Estáveis, pela ajuda durante as estadias na USP e esclarecimento de diversas dúvidas.

Ao pessoal da China: à Hai Cheng, pelo acolhimento durante minha estadia na China e pela total liberdade na utilização das facilidades laboratoriais no Instituto de Mudanças Ambientais Globais da Universidade de Xi'an. Também meus agradecimentos aos colegas chineses que me ensinaram com toda paciência todos os procedimentos laboratoriais sobre o método de datação U-Th: Gayatry, Duan, Fan, Tian Ye, Mao, Leo, LHY, Dudu. Especialmente a Baoyun, que me auxiliou com o processo de visto, hospedagem, alimentação e transporte na China. Também a Ning, engenheiro de laboratório, com as aulas sobre operação do Neptuno. A Yassine pela recepção e bons conselhos referente à estadia na China.

Ao pessoal da UnB: A Tulio Ribeiro pelas inúmeras discussões geológicas sobre a faixa Brasília, trabalhos de campo, perrengues, carrapatos, noites frias ao relento, faróis queimados, pneus furados, cachoeiras, churrascos e etc. A Eduardo de Carvalho e Luís Mancini, que me auxiliaram sempre que necessário durante a amostragem e análise de isótopos estáveis da Universidade de Brasília. À Luciana Prado pelo apoio e paciência para as dúvidas. E aos colegas de pós-graduação por toda companhia e compartilhamento dos momentos dessa jornada.

De extrema importância, agradeço aos meus pais, que me apoiaram muito na decisão de realizar o mestrado, sempre me lembrando de que a vida caminha para frente e que não precisamos ficar presos no passado.

Resumo

Estudos paleoclimáticos com base em espeleotemas têm apresentado reconstruções robustas da variação do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) ao longo do Quaternário. A variabilidade da precipitação em grande parte do continente sul-americano depende da distribuição espacial da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), duas feições importantes do SMAS. Do deglacial tardio ao presente, a variação no posicionamento dessas bandas convectivas tem sido relacionadas a forçante orbital (insolação de verão) e a variações do gradiente inter-hemisférico da temperatura da superfície do mar (TSM).

O presente trabalho é baseado em espeleotemas da região do Parque Estadual de Terra Ronca (PETER), noroeste do estado do Goiás. Esta é uma região chave para compreender a variação espacial do SMAS na transição deglacial – interglacial, pois se localiza em uma região de transição climática entre área diretamente afetada pela ZCAS, com uma estação úmida de verão bem definida e bioma Cerrado, e a zona semiárida do nordeste brasileiro, com regime de precipitação relacionado à ZCIT, e com o predomínio do bioma Caatinga.

O principal espeleotema foco do estudo foi coletado na Caverna São Mateus, e datado pelo método U-Th, compreendendo uma deposição constante durante os últimos 16 mil anos AP. Foram realizadas análises isotópicas de carbono, oxigênio e estrôncio ao longo do eixo principal de crescimento da estalagmite aragonítica. O registro não é controlado diretamente pela forçante orbital (insolação de verão). Oscilações milenares como o evento Heinrich 1, Young Dryas, 8.2 estão registrados no presente arquivo e são relacionados a teleconexões com as variações de temperatura da superfície do mar do Hemisfério Norte. Também são observados e discutidos diversos eventos abruptos de escala milenar e secular no decorrer do Holoceno. A característica mais marcante deste novo registro é a tendência gradual de diminuição da precipitação no decorrer do Holoceno. Esta interpretação é sustentada também pelos *proxies* de tempo de residência dados pelas razões $\delta^{234}\text{U}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Este novo registro climático contribui para a melhor compreensão da distribuição espacial do SMAS desde o último deglacial. É de grande interesse compreender a variação das fronteiras climáticas do contraste intra-hemisférico que ocorre entre a região semiárida do nordeste brasileiro e o restante da América do Sul afetada pelo sistema de monção. O registro da Caverna São Mateus sugere a diminuição da contribuição de umidade proveniente da ZCAS no decorrer do Holoceno no Brasil central. A tendência gradual para valores menos depletados de oxigênio sugere influência do sistema de subsidência que atua sobre o nordeste (Alta subtropical do Atlântico Sul), sobretudo a partir do Holoceno médio, com a intensificação do SMAS.

Palavras-chave: Espeleotema, Paleoclimatologia, Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), Isótopos Estáveis, Holoceno, Pleistoceno tardio.

Abstract

Paleoclimatic studies based on speleothems have presented robust reconstructions of the variability of South American Monsoon System (SAMS) throughout the Quaternary. The variability of precipitation in much of the South American continent depends on the spatial distribution of the Intercropical Convergence Zone (ZCIT) and the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), two important features of the SAMS. From the late deglacial to the present, the variation in the positioning of these convective bands has been related to orbital forcing (summer insolation) and variations of the inter-hemispheric sea surface temperature gradient of tropical Atlantic ocean.

This study is based on a speleothem from Terra Ronca State Park (PETER), northwest of the state of Goiás, central Brazil. This is a key region to understand the spatial variation of the SMAS in the Deglacial – Interglacial transition, due to its location in a climatic transition region between an area directly affected by the SACZ, with a well defined summer wet season and Cerrado biome, and the semi-arid zone of northeastern Brazil, with precipitation regime related to ZCIT, with the predominance of Caatinga vegetation.

The main speleothem of this study was collected in the São Mateus Cave, and was dated by the U-Th method, comprising a constant deposition during the last 16 thousand years BP. Isotopic analyzes of carbon, oxygen and strontium were carried out along the main growth axis of the aragonitic stalagmite. The new record is not controlled directly by the orbital forcing (summer insolation). Millennial oscillations such as the Heinrich 1 event, Young Dryas, 8.2 are registered in this record and are related to teleconnections with the sea surface temperature variations of the Northern Hemisphere. Several abrupt events of millennial and century scale during the Holocene are also observed and discussed. The most distinguish feature of this new record is the gradual trend of decreasing precipitation during the Holocene. This interpretation is also supported by the residence time proxies of $\delta^{234}\text{U}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

This new climatic record contributes to the understanding of the spatial distribution of SAMS since the last deglacial to the present. It is of great interest to understand the variation of the climatic boundaries of the intrahemispheric contrast that occurs between the semi-arid region of the Brazilian Northeast region and the rest of South America affected by the monsoon system. The São Mateus speleothem record suggests a decrease in the contribution of moisture from the SACZ during the Holocene in central Brazil. Its gradual tendency to more oxygen-enriched values suggests an influence of the subsidence system that operates on the northeast region (South Atlantic Subtropical High), especially from the mid-Holocene onwards, with the intensification of SAMS.

Key words: Speleothem, Paleoclimatology, South American Monsoon System (SMAS), Stable Isotopes, Holocene, Late Pleistocene.

Lista de Equações

Equação 01: Reação de equilíbrio entre gás carbônico e água.....	9
Equação 02: Reação da fotossíntese.....	11
Equação 03: Equação para cálculo dos valores de $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ baseados na idade ^{230}Th ...	14
Equação 04: Equação para cálculo de idade pelo método U-Th.....	46
Equação 05: Cálculo para correção de tório detrítico.....	47
Equação 06: Cálculo quantidade de <i>spike</i> para cada amostra.....	47
Equação 07: Cálculo para verificação dos brancos.....	49
Equação 08: Reação química para extração do CO_2 do carbonato.....	51
Equação 09: Cálculo da notação δ para dados de isótopos estáveis.....	52
Equação 10: Cálculo para correção dos dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	54
Equação 11: Cálculo do balanço de massa entre os <i>end-members</i> de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	115

Lista de Tabelas

Tabela 01: Cavernas do PETER no <i>ranking</i> das 50 maiores cavernas do Brasil. Extraído de (SBE, 2018).....	26
Tabela 02: Síntese das amostras mapeadas em relação ao intervalo de crescimento. T = Topo, M = Meio, B = Base, referem-se a posição das amostras de datação em relação ao comprimento do espeleotema. Ext = Extra, indica que foram realizadas mais datações ao longo do espeleotema.....	44
Tabela 03: Valores isotópicos do <i>spike</i> e valores aceitáveis de branco.	49
Tabela 04: Massas analisadas para o CO ₂	51
Tabela 05: Valores de referência $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos padrões internacionais utilizados. Fonte: IAEA, disponível em: https://nucleus.iaea.org/rpst/ReferenceProducts/ , acessado em 10/08/2018. Na coluna da direita, referências associadas, com descrição dos padrões e sugestão de valores de acordo com análises laboratoriais para cada padrão. Valor de PDB extraído de (Craig, 1957).....	52
Tabela 06: Médias e desvio padrão dos padrões para as análises de C e O.....	53
Tabela 07: Comparação dos dados de geocronologia afetados pela recristalização aragonita – calcita.....	80

Lista de Figuras

Figura 2.1: Componentes e interações do sistema climático. Modificado de Ruddiman (2008).....	6
Figura 2.2: Processo de fracionamento do tipo Rayleigh. Modificado de Allegre (2008), pg. 395.....	11
Figura 2.3: Esquema simplificado do caminho fotossintético via plantas C3 (esquerda) e C4 (direita). Extraído de Taub (2010).....	12
Figura 2.4: Escala de tempo geológico para o Período do Quaternário. Os pinos amarelos correspondem às idades com GSSPs (<i>Global Stratotype Section and Point</i>). Publicado pela Comissão Internacional em Estratigrafia. Modificado de: www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale	15
Figura 2.5: Padrão consistente de mudanças no sistema oceano-atmosfera, baseado em dados de isótopos de oxigênio de foraminíferos de sedimentos marinhos. Estas variações são conhecidas e subdivididas em estágios isotópicos marinhos (MIS). Extraído de Ralsback (2018).....	17
Figura 2.6: Combinação de três testemunhos de gelo da Groelândia (GRIP, GISP2 e NGRIP) e definição dos eventos do Holoceno, GS e GI para os últimos 15 mil anos. Escala de tempo é baseada em mil anos calendário antes do ano 2000 (ka b2k). A idade GICC05-modelext é resultado da aplicação de modelo de fluxo para a escala de tempo <i>Greenland Ice Core Chronology 2005</i> , baseado na sobreposição de dados de diferentes testemunhos de gelo. MIS = <i>Marine Isotopic Stages</i> ; GS = <i>Greenland Stadials</i> ; GI = <i>Greenland Interstadials</i> ; H0 e H1 = <i>Heinrich Events</i> ; B-A = <i>Bølling-Allerød</i> ; YD = <i>Younger Dryas</i> ; OD = <i>Oldest Dryas</i> . Modificado de Rasmussen et al., (2014).....	18
Figura 3.1: Mapa de localização e vias de acesso ao Parque Estadual de Terra Ronca (GO). Destaque para as Províncias Espeleológicas que ocorrem no Estado - Modificado de CECAV (2009). Pontos vermelhos correspondem à cavernas (base de dados CANIE – acessado em 02/05/2018). Estrela amarela indica localização da caverna São Mateus.....	23
Figura 3.2: Coluna estratigráfica simplificada para o Grupo Bambuí. Modificado de Vieira (2007), pg. 34.....	24
Figura 3.3: Perfil esquemático da Serra Geral de Goiás na área de estudo. Arenitos do grupo Urucuia, fonte de água para esculpir as cavernas que ocorrem nos carbonatos do Grupo Bambuí. Estrela amarela: Localização esquemática da Caverna São Mateus, localizada aprox. 10km a oeste da escarpa da Serra Geral. Modificado de Gaspar (2006), pg. 67.....	24

Figura 3.4: Mapa da pequena porção da entrada da dolina até o salão dos setecentos da caverna São Mateus. Modificado de CEU (1979).....	26
Figura 3.5: Reversão do padrão de ventos superficiais (baixa troposfera) para a América do sul. A) Média anual dos ventos superficiais. Notar a predominância dos ventos de leste durante todo o ano. B) Média dos ventos de janeiro subtraído a média anual. Notar fluxo do noroeste para sudeste da América do Sul durante a estação de verão. C) Média dos ventos de julho subtraído a média anual. Notar o fluxo reverso de sudeste para noroeste durante a estação de inverno. Linha vermelha referencial da linha do Equador. Modificado de Zhou e Lau (1998).....	30
Figura 3.6: Esquema da Célula de Hadley e ZCIT. A) Perfil geral dos ventos globais e posicionamento da célula de Hadley. Modificado de Reboita et al. (2012). B) Perfil detalhado da zona de formação da ZCIT. Modificado de Aimola e Moura (2016)	31
Figura 3.7: A) ZCAS representada por banda de nebulosidade registrada pela imagem GOES-12 do INPE/CPETEC/DAS, disponível em http://zcas.cptec.inpe.br/ . B) Mapa de precipitação acumulada (mm de chuva) para os meses de verão (DJF). Série histórica de 1979-1995. Modificado de: <i>Climate Prediction Center</i> (NOAA), disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Global_Monsoons/American_Monsoons/SAM_S-Phases/	33
Figura 3.8: Média de precipitação de longo prazo e <i>streamlines</i> (direção de fluxo atmosférico) a 300hPa para o mês de Janeiro. Notar a circulação anticiclônica sobre a região do Altiplano (Alta da Bolívia) e a circulação ciclônica sobre o oeste tropical Atlântico (Cavado do Nordeste). Extraído de Garreaud et al. (2009).....	35
Figura 3.9: Esquema da circulação zonal de Walker em associação ao fenômeno de ENSO. A) Condições normais. B) Condições de El Niño. C) Condições de La Niña. Modificado de http://enos.cptec.inpe.br/animacao.shtml	37
Figura 3.10: Mapa de correlação entre precipitação e MEI (Multivariate ENSO Index - NOAA) calculado para os meses de verão (DJF). Estrela vermelha indica localização do PETER (área de estudo). Extraído de Garreaud et al., (2009)	38
Figura 3.11: Dados da estação de Posse - GO (INMET). Barras azuis: dados de precipitação (1961-2018). Linha azul: dados de umidade relativa do ar (1975-2011). Linha preta: dados de insolação (1976-2010). Linha vermelha: dados de temperatura (1975-2011).....	39
Figura 3.12: Dados de médias anuais da estação de Posse – GO (INMET). Linha azul: Média anual de precipitação (mm). Pontos vermelhos: Média anual de temperatura (°C). Pontos pretos: Média anual de umidade relativa do ar (%). Linha vermelha e linha preta:	

regressão linear dos pontos de temperatura e umidade relativa, respectivamente. Barras verticais evidenciam anos de El Niño (azul) e La Niña (vermelho) com intensidades moderadas (▨), forte (▩) e muito forte (▧).....	40
Figura 3.13: Dados da estação GNIP/IAEA de Brasília – DF. Os isótopos de oxigênio da chuva mostram uma relação oposta com a quantidade de precipitação. A) Correlação negativa entre valores de quantidade de precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ da água. B) Variação da quantidade de precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ no decorrer das estações do ano. Fonte dos dados: (IAEA/WMO, 2018).....	42
Figura 5.1: Localização da entrada da caverna São Mateus e pontos de coleta de rocha e solo.....	57
Figura 5.2: Rocha encaixante da caverna São Mateus. A) Afloramento da rocha encaixante, no paredão da dolina de entrada. B) Imagem elétron retroespalhado do MEV de seção polida da rocha encaixante.....	58
Figura 5.3: Análise química (FRX) do solo acima da Caverna São Mateus. Resultados FRX em % elementar. Foto: Perfil de amostragem de solo próximo à entrada da caverna São Mateus. Escala: Martelo (cabo 41cm). Código de cores: Azul – Solo Inferior. Vermelho – Solo Superior.....	59
Figura 5.4: Diagrama de roseta representando as direções de alinhamento de estalactites e estalagmites. Seta indica vetor médio.....	60
Figura 5.5: Dados geocronológicos para as 29 estalagmites da caverna São Mateus (SMT). Retângulos azuis demarcam intervalos temporais sem amostra, aqui denominados hiatos. Idades U/Th representadas no eixo horizontal em anos antes do presente (Yr BP – <i>years Before Present</i> , sendo considerado como presente o ano de 1950).....	61
Figura 5.6: Série de isótopos de oxigênio de testemunho de gelo da Groelândia (Linha cinza: dados brutos de oxigênio NGRIP; Linha preta: suavização dos dados com janela de 100 pontos) e idades dos espeleotemas da caverna São Mateus – PETER (Círculos pretos, as barras verticais representam os erros 2σ). Os espeleotemas perfazem uma série temporal contínua para o Holoceno (época destacada em amarelo) e um registro intermitente durante os últimos 100 mil anos (idade anos AP). As barras em verde claro indicam períodos sem amostra representativa.....	62
Figura 5.7: Resultados geocronológicos dos espeleotemas São Mateus contra registros climáticos. Dados $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP, evidenciando a variação de amplitude das variações climáticas do final do pleistoceno e a aparente estabilidade climática do Holoceno (Linha cinza: dado bruto; Linha preta: média suavizada). Eventos 8.2 e 9.3 evidenciados no testemunho de gelo da Groelândia (Rasmussen et al., 2007), oito eventos cíclicos de	

~1500 anos com deposição de IRD (Bond et al., 2001). Quadrados no canto superior esquerdo demarcam a LIA e MCA, respectivamente (Mann et al., 2009).....63

Figura 5.8: Amostra SMT16. Indicação das profundidades (escala amarela em mm) amostradas e idades (em anos AP). É nítido na morfologia do espeleotema a presença de camada escura que marca a divisão entre o Pleistoceno tardio e o Holoceno. Na base da amostra há um bolsão de dissolução.....65

Figura 5.9: Taxa de crescimento da SMT 16. Notar que entre 11124 e 12307 anos AP houve provavelmente uma mudança no regime hídrico e nas condições de precipitação da caverna.....67

Figura 5.10: Comparação entre modelo de idade gerado pelo algoritmo do StalAge (linha preta) e por interpolação linear (linha vermelha). Evidente a sobreposição das curvas. O gráfico na janela de detalhe destaca os dados pontuais de datação utilizados na construção dos modelos. As barras de erro são muitas vezes menores que a simbologia dos pontos.....69

Figura 5.11: Diferença entre os modelos de idade calculados pelo algoritmo StalAge e Interpolação Linear dos valores de idades, para o intervalo de 11 a 12 mil anos (direita) e sobreposição dos dados para cada modelo (esquerda). As barras vermelhas indicam a diferença de idade entre os modelos. Linha vermelha: Modelo por Interpolação Linear. Linha preta: Modelo por StalAge.....69

Figura 5.12: Perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Linha preta representa dados brutos. A linha azul (O) e vermelha (C) representam médias adjacentes de 5 pontos, para suavizar as oscilações dos dados brutos. Linhas tracejadas evidenciam o valor médio de cada perfil. Os pontos representam os dados geocronológicos e as respectivas barras de erros.....72

Figura 5.13: Tendência geral dos perfis de isótopos estáveis e respectivos valores de linearidade.....73

Figura 5.14: A) Variações em fase e fora de fase entre os perfis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Curva com dados suavizados, por média de cada 5 pontos. B) Detalhe do intervalo de 8 a 6k anos: Apesar da tendência de aumento do oxigênio e de diminuição do carbono, ambos apresentam as mesmas oscilações em escala milenar (Linha tracejada - em fase). Linha traço e ponto: fora de fase (barras coloridas).....74

Figura 5.15: Correlação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da amostra SMT16.....75

Figura 6.1: Valores isotópicos da rocha encaixante e espeleotema da Caverna São Mateus (SMT16 = espeleotema; HR = Rocha encaixante; cc = calcita secundária na

rocha encaixante). Demais valores (triângulos) compilados da literatura para comparação. Seção Limoeiro e JK (Alvarenga et al., 2007), seção Inhaúma (Guacaneme et al., 2017). Barra preta: variação dos valores médios mensais de $\delta^{18}\text{O}$ da água de chuva (GNIP – 1963 a 1987).....79

Figura 6.2: Perfis isotópicos de C (vermelho) e O (azul) para o pleistoceno tardio da SMT16. Linhas horizontais tracejadas representam média dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o período todo. Valores brutos sotopostos em preto. De cima para baixo: Pontos pretos no topo são dados geocronológicos com as respectivas barras de erros. Quadrados roxos e respectivas barras de erro são valores de $^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ calculados para os pontos de datação. Linha tracejada representa taxa de crescimento do espeleotema (μ/ano). A curva preta na porção inferior representa a insolação de verão (DJF) para lat. 10S (Berger and Loutre, 1991).....82

Figura 6.3: Comparação do período deglacial da SMT16 (10 – 16 ka) com outros registros. A) Reflectância de sedimentos da bacia de Cariaco – Venezuela (Deplazes et al., 2013). Notar a escala invertida. B) $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas da região centro leste brasileira. LSF = Lapa sem Fim. PX = Paixão (Stríkis et al., 2015). C) $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotema da região oeste brasileira. JAR = Caverna Jaraguá (Novello et al., 2017). D) Dados de $\delta^{18}\text{O}$ de testemunhos de gelo da Groelândia (GRIP, GISP2, NGRIP), combinados na escala de tempo GICC05modelext (Rasmussen et al., 2014). E) $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotema da região centro-oeste brasileira. SMT = Caverna São Mateus (este trabalho). Linha azul: dados com modelo de idade adotado na presente dissertação calculado pelo algoritmo do Stalage. Linha preta: dados com modelo de idade calculado por interpolação linear. Notar a semelhança entre os diferentes modelos de idade. Pontos pretos representam as idades obtidas e suas respectivas barras de erros.....85

Figura 6.4: Comparação entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no período do Bølling-Allerød para os espeleotemas SMT 16 (azul escuro $\delta^{18}\text{O}$ e vermelho $\delta^{13}\text{C}$) e LG12 (azul claro $\delta^{18}\text{O}$ e vermelho claro $\delta^{13}\text{C}$) (Stríkis, 2011) pg. 58.....88

Figura 6.5: Comparação dos dados do deglacial tardio da SMT16 com outros registros da América do sul. De cima para baixo: Linha azul: SMT16 (presente estudo). Pontos pretos representam os pontos de datações com as respectivas barras de erros. Linha marrom: Espeleotema do sudeste brasileiro, Caverna Botuverá (Wang et al., 2007). Linha roxa: Espeleotema peruano, Caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008). Linha verde: Espeleotema Equador, Caverna Santiago (Mosblech et al., 2012). Espeleotemas do oeste da Amazônia peruana. Linha rosa: Caverna El Condor, linha laranja: Caverna Diamante (Cheng et al., 2013b). Dados de γ -ray de testemunho do Salar de Ayuni, Bolívia (Baker et al., 2001a). Insolação para a latitude 10S (Berger and Loutre, 1991). Barras cinzas destacam os períodos úmidos da SMT16.....91

Figura 6.6: Perfis de isótopos estáveis de carbono e oxigênio do espeleotema SMT16 para o Holoceno. A) Dados de $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ (quadrados roxos) com as respectivas barras de erros. B) Perfil isotópico de carbono. C) Perfil isotópico de oxigênio. D) Curva de Insolação, latitude 10 Sul (Berger and Loutre, 1991). E) Taxa de crescimento do espeleotema SMT16. F) Dados geocronológicos da SMT16 e barras de erros associadas.....93

Figura 6.7: Identificação de eventos secos e úmidos no perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16. Linha central preta: Média móvel dos dados brutos de $\delta^{18}\text{O}$, calculada com período de $n=11$. Intervalo cinza: valores da média acrescentados de um desvio padrão para mais e para menos. Destacados em vermelho e azul, oscilações do dado bruto que ultrapassam o limite do 1σ . Valores negativos indicando eventos úmidos (azul) e valores menos negativos indicando eventos secos (vermelho).....94

Figura 6.8: Comparação de registros de espeleotemas da América do Sul a sudoeste da ZCAS com os eventos frios do Hemisfério Norte, posicionamento da ZCIT e insolação. De cima para baixo: A) % de *Hematite Stained Grains* (*stack* dos testemunhos V2814 e V29191 (Bond et al., 2001). B) Ti % testemunho ODP 1002, Cariaco – Venezuela (Haug et al., 2001). C) Caverna Huaguapo (oliva), Peru central (Kanner et al., 2013). D) Sr/Ca Caverna Botuverá (azul marinho), sudeste Brasil (Bernal et al., 2016). E) Caverna São Mateus (azul), centro Brasil (presente estudo). Linha cinza sobreposta aos gráficos: Insolação média de verão (DJF) calculada para latitude 10S (Berger and Loutre, 1991). Barras verticais cinzas e números indicam os eventos Bond.....95

Figura 6.9: Comparação de registros de espeleotemas da América do Sul. Esquerda: Mapa de precipitação média do mês de Janeiro (1998-2011) (TRMM – NASA *Observatory*) e localização dos registros a sudoeste e nordeste da ZCAS. Direita: Registros de espeleotemas. 1 – Espeleotema SMT16 (presente estudo); 2 – Espeleotemas Caverna Paraíso (PAR) (Wang et al., 2017); 3 – Espeleotemas Rio Grande do Norte (RN) (Cruz et al., 2009); 4 – Espeleotemas Caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011); 5 – Espeleotema caverna Botuverá (BTV) (Cruz et al., 2005a); 6 – Espeleotemas Caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008).....97

Figura 6.10: Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 e eventos úmidos para o Eo-Holoceno.....99

Figura 6.11: Comparação de registros da América do Sul para o evento 8.2ka. Retângulo cinza destaca o intervalo do evento (~200 anos). De cima para baixo: Cariaco Venezuela – Refletividade relativa (Hughen et al., 1996); SMT16 - Caverna São Mateus (presente trabalho); PX5 – Caverna Paixão e PAD – Gruta do Padre (Cheng et al., 2009); LG11 – Caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011); Grip – Testemunho Groelândia (Rasmussen et al., 2007).....100

Figura 6.12: Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 e eventos úmidos para o Meso-Holoceno.....	101
Figura 6.13: Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 e eventos úmidos para o Neo-Holoceno.....	103
Figura 6.14: Comparação dos dados dos últimos 1500 anos. Atenção para a escala em idades Ano Calendário (AD = <i>Anno Domini</i>). A) Comparação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. De cima para baixo: Caverna Pau d'alho (Novello et al., 2016), Caverna Diva (Novello et al., 2012), Caverna Jaraguá (Novello et al., 2017), Caverna Palestina (Apaéstegui et al., 2014), Caverna São Mateus (presente estudo). B) Comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. De cima para baixo: Caverna do Tamboril (Wortham et al., 2017), Caverna Palestina (Apaéstegui et al., 2014), Caverna São Mateus (presente estudo).....	104
Figura 6.15: Comparação dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16 com dados de Palinomorfos para a América do Sul. Da esquerda para direita: 1) dados de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16 (presente estudo) linhas pontilhadas separam zonas do perfil; 2) Veredas Aguas Emendadas, DF (Barberi et al., 2000); 3) Cromínia, GO (Ferraz-Vicentini and Salgado-Labouriau, 1996); 4) Lagoa Campestre do Salitre, MG (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996); 5) Lagoa Santa, MG (Parizzi et al., 1998); Lagoa do Pires, MG (Behling, 1995); Saquinho, BA (Oliveira et al., 1999); Curicau, AP (Alizadeh et al., 2015); Lago Valencia, Venezuela (Bradbury et al., 1981);.....	105
Figura 6.16: A) Comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para os <i>end-members</i> da SMT. Valores de rocha encaixante da caverna São Mateus (presente estudo) e valor médio do espeleotema SMT16. As barras verticais indicam valor máximo e mínimo para o deglacial tardio. Valores de Mata de Galeria e Cerrado retirado de (Silva, 2007). B) Variação na composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) do solo superficial (0 – 10 cm), nas áreas de transição entre vegetações florestais e cerrados do Distrito Federal. Modificado de (Silva, 2007), pg. 39.....	107
Figura 6.17: Comparação de $\delta^{13}\text{C}$ durante o Holoceno para alguns espeleotemas da AS. De cima para baixo: A) Caverna Paraíso (Wang et al., 2017), B) Caverna Huaguapo (Kanner et al., 2013), C) Caverna Botuverá (Bernal et al., 2016), D) Caverna El Condor (Cheng et al., 2013b), E) Caverna São Mateus (presente estudo). F) Curva de insolação de dezembro calculada para a latitude 10 S (Berger and Loutre, 1991).....	112
Figura 6.18: <i>End-Members</i> do Sistema de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a caverna São Mateus. Os valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do espeleotema SMT16 encontram-se entre os valores da Rocha Encaixante e da porção inferior do solo. Notar a quebra de escala na parte superior do eixo y.....	115
Figura 6.19: Comparação entre os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do espeleotema SMT16 e demais <i>proxies</i> : $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{234}\text{U}$. Estrelas pretas representam valores de $\delta^{13}\text{C}$ da rocha	

encaixante. Barras amarelas destacam períodos de eventos úmidos coincidentes entre dados de $\delta^{234}\text{U}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Barra cinza destaca o período do Pleistoceno Tardio.....117

Figura 6.20: Comparação da variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com a morfologia do espeleotema. Diferentes gotejamentos podem estar associados a diferente percurso da água alterando a fonte principal de contribuição de Sr para o espeleotema.....119

Figura 6.21: Exemplo de diferença do caminho preferencial da água durante períodos chuvosos, onde fluxos intensos acima de determinado limite, podem provocar efeito sifão, transportando para o mesmo ponto de gotejamento água com assinatura isotópica de fonte diferente. W = água (*water*); P = fluxo de sifão (*piston flow*). Modificado de Tooth & Fairchild, (2003) fig. 8 pg 64.....120

Figura 6.22: Valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ coincidente com valores mais radiogênicos de Sr.....121

Lista de Siglas

AMOC: Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*).

APA: Área de Proteção Ambiental.

AS: América do Sul.

B–A: Evento climático Bølling-Allerød.

B2k: Escala de tempo antes de 2.000 AD (*Before AD 2,000*).

AP: Antes do Presente, considerando presente o ano de 1950 AD (*BP - Before Present*).

CaCO₃: Carbonado de cálcio / mineral Calcita ou Aragonita.

D-O: Evento climático Dansgaard-Oeschger.

EC: Era Comum, equivalente à AD (Anno Domini).

EMHT: Transição do Eo- para o Meso- holoceno (*Early-to-Mid Holocene Transition*).

GI: Interestadial (*Greenland Interstadial*), intervalo de clima mais ameno, registrado em testemunho de gelo da Groelândia.

GS: Estadial (*Greenland stadials*), intervalo de clima frio registrado em testemunho de gelo da Groelândia.

HN: Hemisfério Norte.

HS: Hemisfério Sul.

Hx: Evento Heinrich, seguido da numeração do evento, i.e. H1, H2, H3, etc.

ICS: Comissão Internacional de Estratigrafia (*International Commission on Stratigraphy*).

IRD: “Sedimentos transportados por gelo” (*Ice rafted debris*).

ZCIT: Zona de convergência intertropical (*ZCIT - Intertropical Convergence zone*).

JBN: Jatos de Baixo Nível (*LLJ - Low Level Jets*).

Ka: Mil anos (*Kyr - thousand years*).

PIG: Pequena Idade do Gelo (*LIA - Little Ice Age*).

Ma: Milhões de anos.

ACM: Anomalia Climática Medieval (*MCA - Medieval Climate Anomaly*).

MIS: Estágios Isotópicos Marinhos (*Marine Isotope Stages*).

NADW: Água Profunda do Atlântico (*North Atlantic Deep Water*).

ONI: *Oceanic Niño Index*.

PCP/PAP: Precipitação prioritária de calcita ou aragonita (*PCP - Prior Calcite Precipitation / PAP - Prior Aragonite Precipitation*).

PETER: Parque Estadual de Terra Ronca.

ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul (*SACZ - South Atlantic Convergence zone*).

SMAS: Sistema de Monção da América do Sul (*SAMS - South American Monsoon System*).

SMT: Sigla para amostras de espeleotemas provenientes da caverna São Mateus – GO.

TC: Taxa de Crescimento.

THC: Corrente Termo-Halina (*Thermo Haline Circulation*).

TSM: Temperatura da Superfície do Mar (*SST - Sea Surface Temperature*).

UMG: Último Máximo Glacial.

YD: Evento climático Younger Dryas.

Convenções

$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{234}\text{U}$: Razão isotópica entre isótopo pesado e leve em relação a um padrão. Em alguns gráficos, devido a limitações do software de preparação dos gráficos, o δ será representado pela letra minúscula d.

Meses do ano são retratados pela letra inicial em maiúscula: J = Janeiro; F = Fevereiro; M = Março; A = Abril, etc.

Elementos químicos são retratados pelo símbolo da Tabela Periódica: C = Carbono, O = Oxigênio, Sr = Estrôncio, U = Urânio, Th = Tório, Fe = Ferro, Al = Alumínio, etc.

Simbologia matemática:

“~” é empregado como indicador de valor aproximado.

“>” e “<” são empregados como indicadores de valor maior e menor, respectivamente.

Nessa dissertação é utilizado ponto “.” como divisor decimal (assim como em inglês). Para evitar desentendimentos, não será utilizado virgula “,” para a separação dos milhares, estes serão escritos como números corridos. Ex.: 4.5 = quatro e meio. 11500 = onze mil e quinhentos.

INDICE

Agradecimentos	i
Resumo	ii
Abstract	iii
Lista de Equações	iv
Lista de Tabelas	v
Lista de Figuras	vi
Lista de Siglas	xiv
Convenções	xvi
1. Considerações Iniciais.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Introdução.....	1
1.3. Objetivos.....	3
1.4. Justificativa.....	3
2. Fundamentação Teórica.....	5
2.1. Paleoclimatologia.....	5
2.2. Espeleotemas como arquivo climático.....	6
2.3. Datação de espeleotemas.....	7
2.4. <i>Proxies</i> Ambientais.....	8
2.4.1. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono.....	8
2.4.2. Isótopos de Estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).....	13
2.4.3. $\delta^{234}\text{U}$	14
2.5. Eventos paleoclimáticos dos últimos 15 mil anos.....	15
3. Área de Estudo.....	22
3.1. Localização e aspectos gerais.....	22
3.2. Contexto geológico.....	23
3.3. Caverna São Mateus.....	25
3.4. Geomorfologia e Pedologia.....	27
3.5. Vegetação.....	28
3.6. Climatologia Regional.....	29
3.6.1. Fases de evolução do SMAS.....	30
3.6.2. ZCIT.....	31
3.6.3. ZCAS.....	33
3.6.4. Dipolo climático Oeste - Leste.....	34

3.7.	Monitoramento Climático	36
3.7.1.	INMET	36
3.7.2.	IAEA-GNIP	39
4.	Metodologia.....	43
4.1.	Coleta e preparação de amostras	43
4.2.	Geocronologia U – Th	45
4.2.1.	Amostragem	45
4.2.2.	O método	45
4.2.3.	Procedimento químico	47
4.2.4.	Procedimento instrumental.....	48
4.3.	Isótopos estáveis (C e O)	50
4.3.1.	Amostragem	50
4.3.2.	O método	50
4.3.3.	Procedimento instrumental.....	52
4.4.	Análise da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	53
4.4.1.	Amostragem	53
4.4.2.	O método	53
4.4.3.	Separação Química	54
4.4.4.	Procedimento Instrumental.....	55
4.5.	Análise por Fluorescência de Raios – X (FRX)	55
4.5.1.	Amostragem	55
4.5.2.	Procedimento instrumental.....	56
5.	Resultados e considerações.....	57
5.1.	Geologia local	57
5.2.	Datação U-Th.....	60
5.3.	Amostra SMT16 e Modelo de Idade.....	64
5.4.	Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio.....	70
5.5.	Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Espeleotemas, Rocha e Solo	76
6.	Discussões e interpretações das <i>proxies</i> climáticas.....	77
6.1.	Espeleotema SMT-16	78
6.2.	Período Deglacial (entre 16500 e 10000 anos atrás)	81
6.2.1.	H1 (do início do registro até 14.7 ka)	83
6.2.2.	B-A (de 14.7 a 13 ka ~1700 anos de duração).....	86
6.2.3.	YD (de 13 a 11.2 ka ~1700 anos de duração).....	88

6.2.4.	Teleconexões com Antártica	89
6.2.5.	Comparação com dados América do Sul.....	91
6.3.	Período Holoceno (últimos 10000 anos).....	92
6.3.1.	Eo-Holoceno (de 10 a 8 ka).....	98
6.3.2.	Meso-Holoceno (de 8 a 4ka)	100
6.3.3.	Neo-Holoceno (de 4 a 0 ka).....	102
6.3.4.	Últimos milênios.....	103
6.4.	Palinomorfos e $\delta^{13}\text{C}$ de espeleotemas	105
6.5.	Proxy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	115
6.6.	Reconstrução paleoclimática a partir dos registros $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	123
7.	Considerações Finais	124
1.	Referências Bibliográficas.....	128
	ANEXOS.....	145
	I - Resultados análises de Fluorescência de Raios X.....	146
	II - Datações U-Th utilizadas no Modelo de Idade SMT-16	157
	III - Compilação dos dados disponíveis na literatura utilizados para comparação no capítulo de discussões	159
	VI - Correlação dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema	161

1. Considerações Iniciais

1.1. Apresentação

O presente trabalho foi realizado durante o período de dois anos de mestrado junto ao programa de pós-graduação em Geologia da Universidade de Brasília. O corpo principal do texto engloba as atividades diretamente vinculadas ao projeto de pesquisa proposto, relacionado com a reconstrução paleoclimática a partir de espeleotemas de Goiás.

O texto está dividido em seis partes, sendo:

- Parte I: apresentação, introdução, objetivos, justificativa (Capítulo 1).
- Parte II: fundamentação teórica (Capítulo 2).
- Parte III: caracterização da área de estudo (Capítulo 3).
- Parte IV: metodologia (Capítulo 4).
- Parte V: dividida em duas partes: A) Resultados e considerações (Capítulo 5), B) Discussões e Interpretações das *proxies* climáticas (Capítulo 6).
- Parte VI: considerações finais, referências bibliográficas e anexos.

1.2. Introdução

O futuro do clima da terra é debatido em todas as esferas da sociedade atual. Na esfera científica, são estudados os extremos climáticos e estresses ambientais que estão registrados em arquivos de rochas e fósseis, e que evidenciam modificações ambientais provocadas pela mudança do clima, causando sérios efeitos na biodiversidade, como registrado em diversos episódios de extinção em massa da história da Terra (Bailer, 2009; Ruddiman, 2008). Uma questão fundamental em relação ao atual aquecimento global é quão rápido os ecossistemas e a humanidade podem se adaptar às novas condições climáticas (Chen et al., 2014).

Dessa forma, compreender os mecanismos que controlaram o clima no passado geológico recente é de extrema importância, dado que as forçantes do sistema climático que controlaram as variações climáticas do passado próximo podem ser as mesmas que seguirão afetando o clima futuro. Contudo, interações não-lineares que ocorrem no sistema Terra (oceano, litosfera, biosfera, criosfera e atmosfera), além da existência de processos de *feedbacks* negativos e positivos, adicionam complexidade ao processo de reconstrução ou previsão do clima (Chen et al., 2014; Ruddiman, 2008).

Registros instrumentais do clima oferecem séries temporais muito pequenas no passado, não sendo suficientes para investigação do impacto das oscilações climáticas seculares e milenares, no clima de regiões tropicais. O clima da Terra varia naturalmente em diferentes escalas de tempo, desde décadas até milhares de anos. É crucial entender as

forçantes naturais do clima, considerando as diferentes escalas de atuação, e assim tentar determinar as respostas particulares do sistema climático de cada região.

Espeleotemas são arquivos climáticos continentais amplamente utilizados para reconstrução paleoclimática (Riechelmann et al., 2014). Isto ocorre devido a ampla ocorrência de rochas carbonáticas e cavernas com espeleotemas em todos os continentes, desde zonas tropicais até em zonas sub-polares (Hollingsworth et al., 2008). Constituem amostras de fácil aquisição e transporte, requerendo baixo custo para obtenção de dados. Para completar, eles são precisamente datáveis, e a depender da taxa de deposição, podem ser arquivos climáticos de alta resolução.

Muito do entendimento do comportamento pluviométrico continental provém de espeleotemas, como o caso das monções asiáticas (Cheng et al., 2006; Huang et al., 2016; Wang et al., 2001), indiana (Kathayat et al., 2017; Sinha et al., 2015), africana (Hoffmann et al., 2016; Wassenburg et al., 2016) e do continente americano (Harmon et al., 1978; Lachniet et al., 2017). Especificamente para a América do Sul, registros paleoclimáticos a partir de espeleotemas, passaram a ser produzidos apenas nos últimos 14 anos (Cruz et al., 2007, 2005a; Cruz Jr et al., 2006; Novello et al., 2017; Stríkis et al., 2011; Vuille et al., 2012).

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) é de extrema importância na distribuição da precipitação no Brasil. A distribuição dos biomas de floresta amazônica, Cerrado e Caatinga dependem da intensidade e distribuição das chuvas do SMAS, assim como a recarga das redes de drenagem superficiais e de aquíferos subterrâneos. Também dependem da atividade do SMAS a produção agrícola e questões sociais, envolvendo por exemplo o polígono da seca no nordeste brasileiro (Gan et al., 2004).

Dentro do SMAS, duas feições são de extrema importância na modulação do regime climático do Brasil: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho et al., 2004; Reboita et al., 2012, 2010). A compreensão da estabilidade destes sistemas e a variabilidade deles no decorrer do tempo pode colaborar para a gestão pública dos recursos futuros e contribuir para refinamento de modelagens numéricas de cenários futuros do clima.

1.3. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é realizar a reconstrução da atividade da Monção Sul-Americana com base em perfis isotópicos de carbono e oxigênio em estalagmite da região do nordeste de Goiás.

Pretende-se identificar e descrever padrões das variações isotópicas para a região central do Brasil e compara-las com outros registros paleoclimáticos do continente, visando contribuir para o entendimento da variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul, com principal enfoque ao longo da Época Holoceno. Pretende-se poder discutir a influência da ZCAS e ZCIT na região do registro estudado, podendo contribuir para melhor espacialização entre as diferenças climáticas observadas entre o nordeste e as demais regiões afetadas pela monção.

1.4. Justificativa

O presente estudo representa a primeira reconstrução climática de todo o Holoceno a partir de espeleotema do estado de Goiás, preenchendo uma lacuna da distribuição espacial dos arquivos palaeoclimáticos de espeleotemas. Outros arquivos climáticos de espeleotemas são descritos nos estados vizinhos (MT, MS, MG, BA), com exceção do Tocantins. Para o estado do GO, apenas espeleotemas de idades muito recentes foram publicados, dos últimos 150 anos A.D. (Moquet et al., 2016) e dos últimos dois milênios (Novello et al., 2018).

Goiás representa uma área chave no entendimento da variabilidade do sistema de monção da América do Sul, pois se localiza próximo ao eixo principal da ZCAS, feição importante do sistema de monção que transporta umidade da bacia amazônica para a região sul e sudeste, sendo responsável pelas chuvas de grande parte do território brasileiro. A área de estudos no Parque Estadual de Terra Ronca se situa na porção central do fluxo de umidade entre a bacia Amazônica e o sudeste brasileiro.

A área de estudo também tem um posicionamento estratégico em relação à fronteira entre dois sistemas climáticos contrastantes: a zona diretamente afetada pela ZCAS a sudoeste do Goiás, e a região semiárida do Nordeste brasileiro. O contraste climático destas regiões é considerado como um dipolo climático, que se estende para o passado geológico, como descrito por Cruz et al., (2009). Desta forma esta localidade apresenta potencial para a compreensão da distribuição e alcance geográfico dos sistemas climáticos e sua variação no decorrer do tempo geológico.

Esta área está localizada na região elevada do planalto central do Brasil, sendo que a chuva no platô alimenta importantes sistemas hídricos, como por exemplo, o rio Araguaia que flui para a bacia Amazônica e o rio Paraguai, importante afluente da bacia do Prata (Gan et al., 2004). A grande produção agropecuária do Estado e o crescimento populacional demandam extensivo uso dos recursos hídricos locais, sendo relevante para as políticas públicas melhor compreender a variabilidade climática da região. Sabe-

se que variações do padrão de chuvas geram grandes impactos socioeconômicos, muitas vezes até grandes desastres, como enchentes ou importantes crises de seca (Partin et al., 2015).

Em relação à biodiversidade, ocorre na região o bioma Cerrado, vegetação que também representa a transição entre a região de floresta amazônica e de Caatinga do semiárido. O comportamento e variação da biodiversidade e vegetação estão intimamente conectados às condições climáticas locais. A compreensão da variabilidade climática da região pode colaborar para as discussões sobre desenvolvimento da biodiversidade entre Amazônia e semiárido brasileiro.

Dessa forma, devido à ausência de registros de alta resolução que prolonguem os arquivos climáticos dentro do Quaternário na região central do Brasil, a presente pesquisa é relevante para a compreensão do Sistema de Monção da América do Sul e sua variabilidade no decorrer do tempo passado, justificando a realização da presente pesquisa. Também será de grande contribuição para testar e interpretar os resultados gerados por modelagem numérica da simulação do clima para a região.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Paleoclimatologia

A paleoclimatologia é a ciência que estuda o clima e sua variabilidade no passado. A Terra passou por diversas mudanças climáticas no decorrer de sua evolução. Muitos eventos específicos de mudança do clima são conhecidos, principalmente na porção mais recente do tempo geológico. Entretanto, grande parte desses eventos climáticos, muitas vezes considerados eventos com impacto global, foram reconhecidos e são descritos na literatura em relação aos seus efeitos climáticos registrados no hemisfério norte.

Mudanças climáticas no decorrer do tempo geológico envolvem diversas interações entre os componentes do sistema climático (criosfera, atmosfera, litosfera, hidrosfera e biosfera). O clima de cada época é caracterizado como a condição média de uma região em relação a períodos longos, não sendo consideradas flutuações de curto prazo (referidas como mudanças de tempo).

A variabilidade do clima do passado pode ser estudada em diferentes escalas de tempo, onde muitas vezes oscilações de escala de tempo menor variam dentro da frequência de oscilações de maior escala. Estas escalas podem ser (i) Tectônica – centenas de milhões de anos; (ii) Orbital – milhões de anos; (iii) Milenar – dezenas de milhares de anos; (iv) Histórica – poucas centenas e dezenas de anos (Ruddiman, 2008).

As interações no sistema climático se dão de forma complexa. As chamadas forçantes do sistema são os fatores externos ao sistema climático que causam/induzem modificações no mesmo. O sistema climático por sua vez, reage de diversas maneiras, interagindo entre suas partes, gerando variadas respostas. Estas respostas são as variações observadas no clima que podem ser medidas, direta ou indiretamente (fig. 2.1). Outro conceito importante é o tempo que o sistema climático necessita para responder à mudança imposta pela forçante. Esta relação de tempo de resposta pode ser muito variada e depende tanto da intensidade e da duração da forçante, quanto das conexões e interações dentro do sistema climático. Desta forma, a resposta climática pode ser significativa ou insignificativa para o sistema, dependendo da escala temporal analisada.

Processos de retro-alimentação (*feedback*) tem papel muito importante dentro das interações do sistema climático. Estes processos modificam as respostas climáticas durante a atuação da forçante, resultando na ampliação da resposta do sistema climático ou na supressão da resposta. Estas respostas são denominadas de *feedback* positivo e *feedback* negativo, respectivamente. No caso de *feedback* positivo, a resposta climática é amplificada além do que foi desencadeado pela forçante inicial. De forma oposta, um *feedback* negativo pode anular ou diminuir a resposta do sistema climático causada pela forçante inicial.

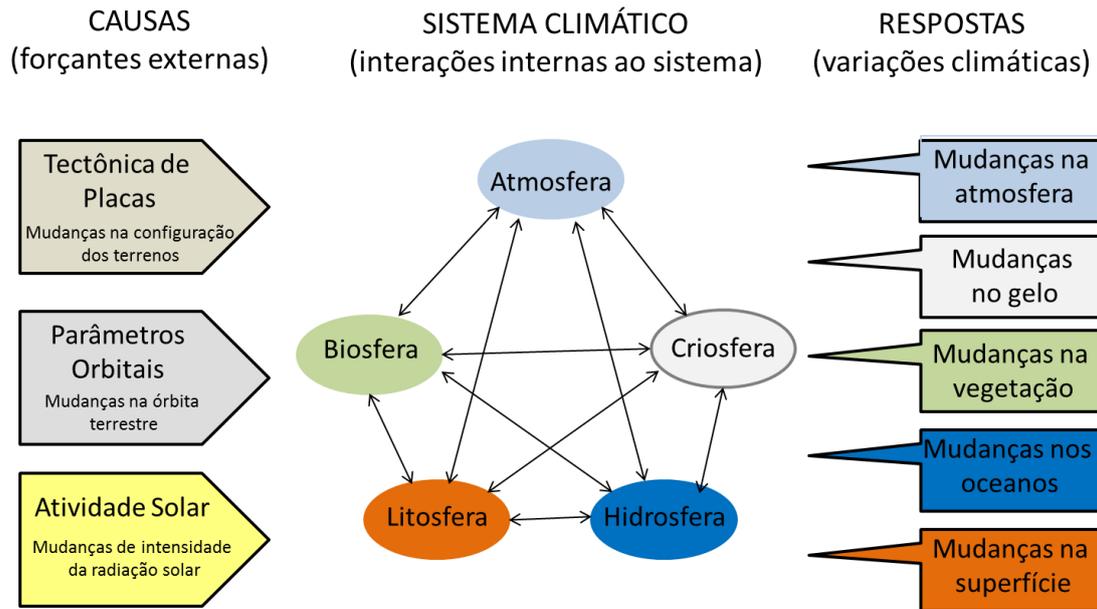


Figura 2.1: Componentes e interações do sistema climático. Modificado de Ruddiman, (2008).

2.2. Espeleotemas como arquivo climático

Os arquivos climáticos podem ser de vários tipos, como por exemplo, sedimentos marinhos ou continentais, biológicos (como fósseis e corais), testemunhos de gelo, etc. O arquivo nada mais é que qualquer material que tenha arquivado alguma característica sobre o clima do passado. As características do clima são registradas nos arquivos conforme estes são formados no decorrer do tempo, seja de acordo com a taxa de sedimentação, ou a taxa de crescimento (Ruddiman, 2008).

O termo *proxy* é utilizado para se referir a qualquer parâmetro que possa ser identificado e medido em um arquivo, que seja vinculado a alguma variável ambiental, ou seja, um indicador indireto de alguma característica climática. Dependendo do tipo de *proxy* e de arquivo, diferentes resoluções temporais podem ser obtidas, sendo possível assim identificar variações climáticas desde ciclos orbitais até mesmo variações sazonais, apesar de *proxies* com resoluções anuais serem relativamente raros. Neste contexto, espeleotemas são amplamente utilizados como arquivos para a pesquisa paleoclimática devido ao elevado potencial que apresenta para registro das mudanças ambientais em alta resolução temporal (Fairchild & Baker, 2012).

A palavra espeleotema tem sua origem do grego, onde *spelaiion* significa caverna e *thema* significa depósito. Representam sedimentação química que ocorre dentro de cavernas, e são compostos principalmente por calcita ou aragonita, minerais polimórficos de composição carbonato de cálcio. Este tipo de formação ocorre comumente em cavernas maduras, e são formados a partir da água de gotejamento que pinga dos tetos das cavernas ou escorrem por suas paredes. A água em solução que percola pela rocha encaixante transporta íons em solução, e ao atingir os espaços abertos, onde a pressão de CO₂ pode ser reduzida em relação à condição de equilíbrio da

solução, ocorre a precipitação mineral, formando os espeleotemas (Ford & Williams, 2007).

Os espeleotemas são encontrados amplamente nas áreas continentais em todo o mundo (Hollingsworth et al., 2008), e em ambos os hemisférios, além de serem rochas robustas, tanto química quanto fisicamente, facilitando procedimentos de coleta e procedimentos laboratoriais. Podem ser obtidos de forma relativamente simples e econômicas, já que ocorrem em áreas continentais muitas vezes de fácil acesso, não sendo necessários grandes equipamentos e tecnologias para obtenção do arquivo (diferente de sedimentos marinhos ou testemunhos de gelo que necessitam de grandes embarcações e equipamentos específicos para perfuração dos testemunhos). Outra característica importante é que os espeleotemas podem registrar episódios contínuos de crescimento de até milhares de anos em duração. O ambiente estável das cavernas contribui para a preservação da informação, diferentemente de outros arquivos em que a informação climática pode ser perdida devido à erosão, diagênese ou bioturbação (Fairchild et al., 2006).

As estalagmites são espeleotemas formados a partir do chão da caverna. A gota que pinga do teto (ou da ponta de uma estalactite), ao se chocar com o chão, libera CO_2 para a caverna e precipita calcita (CaCO_3). As estalagmites apresentam estrutura interna simples, e por esta razão, são o espeleotema mais utilizado para estudos paleoclimáticos. É importante que a estalagmite apresente uma laminação interna clara e bem definida. Seguindo o eixo de crescimento da estalagmite é possível criar séries temporais precisamente datadas e interpretar de acordo com diferentes *proxies*, como por exemplo, indicadores geoquímicos (Fairchild & Baker, 2012).

Atualmente há uma demanda por arquivos climáticos precisamente datados e de alta resolução em áreas continentais, devido a necessidade de testar e validar modelos gerais de circulação em maior resolução (McDermott, 2004).

2.3. Datação de espeleotemas

As datações em espeleotemas são normalmente focadas em métodos de alta precisão devido à necessidade de se obter pequenos desvios padrões, principalmente tratando-se de datações de arquivos de alta resolução temporal. Para datação de espeleotemas utiliza-se comumente a datação relativa pelo método de contagem de lâminas ou datação absoluta pelo método de U-Th.

O método de contagem de intervalos é muito preciso e se baseia na contagem de lâminas de crescimento com variações em elementos traço, matéria orgânica fluorescente, e/ou mudanças petrográficas. Três tipos de laminações são reportadas na literatura, segundo Tan et al., (2006). Lâminas luminescentes são causadas por fluorescência natural de matéria orgânica, portanto requer que haja um fluxo regular de matéria orgânica do solo para a estalagmite. Lâminas visíveis em microscopia de

transmissão convencional são ocasionadas por alteração regular, normalmente sazonal, da trama cristalina e por fim, também são reportadas laminações provenientes de intercalações de calcita com seu polimorfo aragonita.

Não há um limite de idade para esse método de datação e as condições sugeridas para uso desse modelo são localidades com variações sazonais, onde o transporte de matéria orgânica e/ou elementos traço da rocha ou solo ocorram. Esse método é limitado pela difícil automação do processo, exigindo várias horas de trabalho humano para construir cronologias.

A metodologia de datação absoluta mais utilizada atualmente é o método de datação Urânio – Tório, metodologia aplicada no presente trabalho e detalhada na seção 4.2, pg. 45. Os espeleotemas se cristalizam com quantidades traços de U e praticamente sem Th. Se o sistema permanecer fechado após a deposição mineral, todo o Th presente será produto do decaimento do $U_{inicial}$, sendo possível calcular a idade da rocha (Zhao et al., 2009). Esse método permite datar os últimos 600.000 anos, com precisão de até 0,1%.

2.4. Proxies Ambientais

Utilizam-se os isótopos radiogênicos presentes em espeleotemas para data-los, mas é a partir dos isótopos estáveis que se testam as hipóteses de grande parte dos estudos paleoclimáticos. Os isótopos estáveis, principalmente os de oxigênio e carbono são amplamente empregados neste tipo de pesquisa tratando-se de arquivos que contenha material carbonático.

A importância do uso de isótopos estáveis em pesquisa paleoclimática é conhecida há bastante tempo. O trabalho apresentado por Urey, (1947) revisou trabalhos da época mostrando de forma teórica a dinâmica de fracionamento de alguns isótopos estáveis, calculando o fator de fracionamento entre a água do mar e o $CaCO_3$, definindo de vez para a comunidade como os isótopos estáveis poderiam trazer muita informação sobre processos geológicos. Com avanço nas tecnologias de análise de isótopos e barateamento dos custos laboratoriais, a geoquímica de isótopos estáveis se tornou parte essencial para as ciências da terra.

2.4.1. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono

Existem três isótopos estáveis de oxigênio, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O , com abundâncias naturais terrestres de 99.76%, 0.04% e 0.20%, respectivamente. Como as variações isotópicas são muito pequenas, estas são retratadas em relação a razão de abundância entre o isótopo mais pesado e o mais abundante, no caso, a razão $R = ^{18}O/^{16}O$ (Brand et al., 2014). A quantificação desta razão é feita com base em materiais de referência (padrões). Detalhes sobre a forma numérica de apresentação de dados isotópicos estão descritos na seção de Materiais e Métodos (seção 4.3, pg 52). Já o carbono possui apenas dois isótopos estáveis, ^{12}C e ^{13}C , com abundância natural de 98.9% e 1.1%, respectivamente. Além dos isótopos estáveis, o carbono também possui um isótopo

radioativo, o ^{14}C , com tempo de meia vida de ~5700 anos (importante para datação) e abundância isotópica de ~10–12% (devido a constante produção deste isótopo radioativo na atmosfera superior). Assim como os isótopos de oxigênio, os dados de carbono são apresentados em relação a razão $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Brand et al., 2014).

O principal fator modificador das razões isotópicas de estáveis é o fracionamento isotópico, que se refere a mudanças na proporção (razão) dos isótopos que ocorre como resultado de algum processo químico ou físico. A breve revisão apresentada a seguir foi baseada nos livros texto de White, (2009) e Allegre, (2008).

Fracionamento isotópico independente de massa existe, porém é raro e pouco compreendido, e foge do escopo do presente trabalho. Em relação aos processos de fracionamento dependentes da massa, processos de fracionamento termodinâmico (ou de equilíbrio) e o fracionamento cinético (de reação ou de transporte) são os responsáveis pela alteração das razões isotópicas nos processos naturais.

Grande parte de fracionamento isotópico ocorre devido ao efeito de equilíbrio, a partir de reações de troca (bidirecionais), como apresentado na equação 01, que representa a equação de equilíbrio entre gás carbônico e água:



Um sistema sempre tende a se ajustar para um estado de menor energia (estado de equilíbrio). A energia dos átomos provém de movimentos translacionais, rotacionais ou vibracionais das moléculas, contudo o aspecto vibracional é o de maior impacto no fracionamento, além de ser a única forma de movimento dos átomos na fase sólida. Esta energia é relacionada à força de ligação entre os átomos, ou seja, moléculas que se dissociam facilmente, e que apresentam menor força de ligação entre seus átomos, reagem mais rápido. Quanto mais pesado o átomo, mais difícil é a dissociação. Contudo, desde que haja tempo suficiente, toda solução tende a entrar em equilíbrio. A temperatura influencia a energia vibracional das moléculas, e conseqüentemente o fator de fracionamento, que tende a variar inversamente à temperatura.

O fracionamento cinético, por sua vez, causa maiores efeitos na depleção ou enriquecimento isotópico. Este processo ocorre em reações unidirecionais, normalmente vinculados a processos rápidos e incompletos, que não conseguem atingir o equilíbrio. É comum em processos naturais como evaporação, difusão, reações de dissociação e reações bio-induzidas.

Moléculas compostas por isótopos mais pesados são mais estáveis, requerem maior energia para dissociar, e são mais difíceis de romper em relação às mesmas moléculas compostas pelos isótopos leves. As moléculas mais leves, por sua vez, são mais rápidas e também colidem mais. Dessa forma, nas reações unidirecionais, os isótopos leves

tendem a se concentrar no lado dos produtos da reação, enquanto os isótopos pesados tendem a se concentrar no lado dos reagentes.

O fracionamento cinético ocorre em função da energia cinética, e por isso também é sensível a variações de temperatura. O transporte físico molecular também é um fracionamento cinético, onde isótopos de diferentes massas se movem em diferentes velocidades, sendo os isótopos leves mais ágeis e os isótopos pesados mais lentos, e o fracionamento ocorre pela diferença de velocidade entre eles.

Como pretende-se utilizar $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema para reconstrução paleopluviométrica, deve-se compreender o processo de fracionamento deste isótopo no ciclo da água. O ciclo da água é um sistema dinâmico composto por quatro reservatórios principais: o oceano, a atmosfera, o gelo polar e a água doce. Água isotopicamente leve, ou seja, onde o oxigênio da molécula de H_2O é composto por isótopo leve de oxigênio (^{16}O), apresenta menor pressão de vapor, e por isso um ponto de ebulição menor em comparação com água pesada (H_2O composto por ^{18}O). De forma simplificada, ao passar do estado de vapor para o estado líquido (ou do estado líquido para vapor), ocorre o fracionamento do sistema isotópico do oxigênio, sendo este equivalente à razão entre as pressões parciais entre os isótopos, que variam de acordo com a temperatura. Devido a esta relação de fracionamento entre água e vapor, é possível prever que haverá variação na composição isotópica da água dentro do ciclo hidrológico. Precipitação de chuva e/ou neve a partir das nuvens é um exemplo da chamada condensação/destilação de Rayleigh, onde este fracionamento ocorre.

Durante o processo de evaporação, os isótopos leves tendem a passar para a fase vapor com maior rapidez, produzindo um vapor isotopicamente mais leve que a água de origem. As nuvens são transportadas na atmosfera das baixas para altas latitudes, assim como dos oceanos para os continentes. Conforme o vapor (nuvem) se move do local de evaporação, o vapor d'água se condensa e pode precipitar na forma de chuva, e o fracionamento aumenta conforme ocorrer ciclos de condensação e precipitação de acordo com a distância da região de evaporação (fig. 2.2). Este efeito ocorre principalmente em regiões tropicais e de oceanos mais quentes, como o caso do oceano Atlântico tropical.

Mesmo que a fase líquida e a fase vapor fiquem em equilíbrio durante o processo de condensação, a composição isotópica do vapor residual mudará constantemente, conforme o processo de condensação for fracionando o sistema. A topografia também tem um papel no fracionamento, pois montanhas atuam como barreiras para o fluxo de ar, forçando o ar a subir, provocando o esfriamento e condensação do vapor a partir das massas de ar. Neste caso, a precipitação formada do ar que cruzou uma cadeia de montanhas será isotopicamente mais leve que a precipitação que condensou a barlavento da montanha, ou seja, do lado do oceano.

Quanto mais longe da fonte evaporativa, mais depletados serão os valores de $\delta^{18}\text{O}$. Quando massas de vapor migram longitudinalmente dos oceanos adentrando as massas continentais, denominamos esse processo de efeito de continentalidade, sendo que as chuvas terão valores cada vez mais negativos em direção ao interior do continente (em relação à proveniência da fonte de umidade). Quando a movimentação é no sentido latitudinal, ocorre o mesmo processo, contudo, o contínuo resfriamento da massa de ar em direção aos polos aumenta o fator de fracionamento, que é dependente da temperatura. Por isso valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ registrados no gelo polar são extremamente depletados em relação à água do mar original (fig. 2.2).

Quaisquer compostos químicos que contenham os mesmos elementos, se ficarem em contato, irão realizar trocas isotópicas, podendo ocorrer fracionamento do tipo equilíbrio. Para sustentar o fracionamento cinético, é necessário que os produtos e o reservatório inicial não fiquem em contato. Utilizando o exemplo do fracionamento tipo Rayleigh no ciclo da água, a cada evento de chuva/condensação, é modificada a condição do reservatório inicial, pois os isótopos da precipitação não ficam em contato com a fase vapor residual.

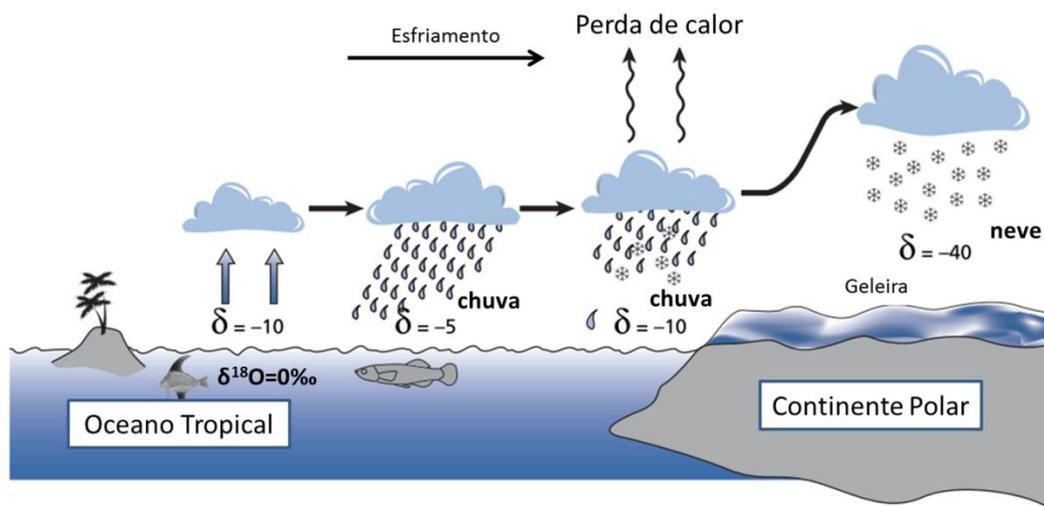


Figura 2.2: Processo de fracionamento do tipo Rayleigh. Modificado de Allegre, (2008) pg. 395.

Já em relação aos isótopos de carbono, a principal causa para variações nas razões isotópicas são processos de origem biológica, principalmente a fotossíntese. O fracionamento cinético dos isótopos de carbono é comum em todos os seres autótrofos, e por isso os valores de $\delta^{13}\text{C}$ podem ser interpretados como evidência de atividade biológica.

Plantas terrestres capturam o CO_2 atmosférico através dos estômatos, e o mesmo começa a ser fracionado já durante a difusão interna na folha. O fracionamento continuará ocorrendo durante a hidratação e dissociação do CO_2 durante a fotossíntese, como demonstrado na equação 02:



Existem dois grandes grupos de plantas, as chamadas C3 e as C4, que usam processos diferentes para produzir glicose após a hidratação e dissociação do CO₂ capturado. A denominação C3 e C4 provêm do número de carbonos presente no primeiro produto da fixação do CO₂ (Kluge et al., 2015). É no processo gerador deste primeiro produto da fixação do CO₂ que ocorre o fracionamento do carbono (fig. 2.3).

A maioria das plantas utiliza uma enzima chamada *ribulose biphosphate carboxylase oxygenase* (RUBISCO) como catalizador da reação que produz, a partir do CO₂, o ácido fosfoglicérico, composto por três átomos de carbono, por isto são chamadas de plantas C3. Este carbono por sua vez é reduzido, formando carboidrato, no processo conhecido como ciclo de Benson-Calvin, ou simplesmente de ciclo Calvin. As plantas C3 constituem aproximadamente 90% de todas as plantas da atualidade, sendo as chamadas plantas lenhosas (árvores), incluindo também as algas e bactérias autotróficas, e abrangem também a maioria das plantas cultivadas.

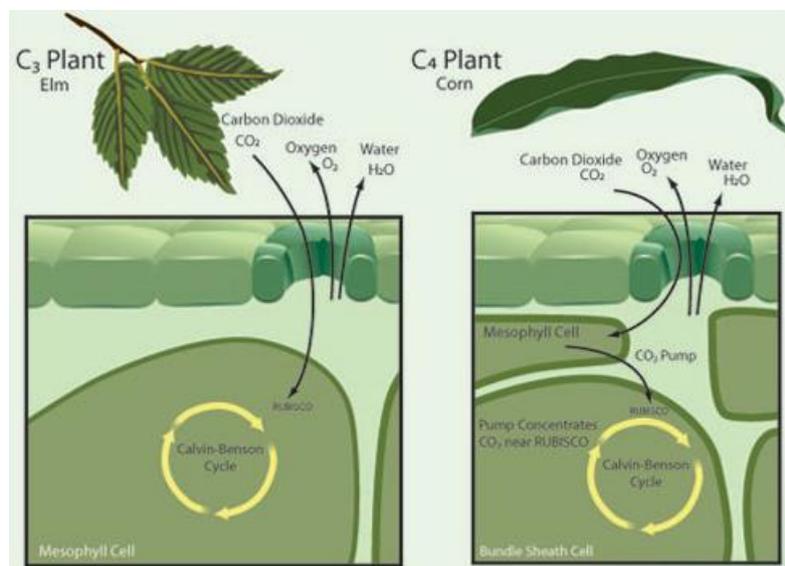


Figura 2.3: Esquema simplificado do caminho fotossintético via plantas C3 (esquerda) e C4 (direita). Extraído de Taub, (2010).

As plantas do tipo C4, por sua vez, realizam a fotossíntese através do ciclo de Hatch-Slack, onde um mecanismo bioquímico concentra o CO₂ em um local determinado da folha. O catalizador deste mecanismo bioquímico é o PEP (*Fosfoenolpiruvato carboxilase*), que forma como produto o *oxaloacetato*, composto que contém quatro carbonos, atribuindo o nome C4 às plantas que utilizam este caminho fotossintético. Após a concentração do CO₂ a enzima RUBISCO media a incorporação do CO₂ via Ciclo de Calvin assim como nas plantas C3.

Gramíneas e plantas como cana de açúcar, sorgo e milho são exemplos de plantas C4. O ciclo de Hatch-Slack das plantas C4 é uma forma mais eficiente de consumir o CO₂ disponível (Kluge et al., 2015). O fracionamento isotópico neste ciclo é muito menor, se comparado com o fracionamento que ocorre nas plantas C3. Devido ao menor

fracionamento no processo de geração de carboidrato nas plantas do tipo C4, estas apresentam $\delta^{13}\text{C}$ menos negativos que as plantas C3.

Existe também um terceiro grupo de plantas, chamado CAM, que possuem um metabolismo único denominado de metabolismo do ácido crassulaceano. Estas plantas normalmente processam o CO_2 da fotossíntese como uma planta C4, mas dependendo das condições ambientais podem utilizar o processo de plantas C3. Isto ocorre geralmente com plantas suculentas, adaptadas a ambientes áridos. Inclui-se neste grupo os abacaxis e muitos cactos. Estas plantas apresentam $\delta^{13}\text{C}$ intermediários entre os valores encontrados para plantas C3 e C4.

2.4.2. Isótopos de Estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

O estrôncio é um elemento alcalino-terroso, pertencente à mesma família do elemento cálcio, e possui quatro isótopos, ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr , com abundâncias de 82,5%, 7%, 9,87% e 0,56%, respectivamente. Como o cátion Sr^{2+} apresenta raio iônico de 1,18Å, substitui facilmente o Ca^{2+} nas células unitárias dos minerais carbonáticos, principalmente em coordenação octaédrica.

Diferente dos isótopos de C e O, os isótopos de estrôncio não são representados na notação δ , mas diretamente pela razão $R=^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O ^{86}Sr é um isótopo estável, não-radiogênico, e sua concentração é constante, enquanto que o ^{87}Sr é um isótopo radiogênico, produzido pelo decaimento β de ^{87}Rb . O decaimento β representa a reação nuclear onde um nêutron se transforma em próton com a emissão de um anti-neutrino e um elétron. Desta forma, a razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dependerá primordialmente da quantidade de Rb na fonte, que irá decair para formar o ^{87}Sr no decorrer do tempo geológico (meia vida de $\sim 48.8 \times 10^9$ anos e constante de decaimento $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ano}^{-1}$) (Dawson & Siegwolf, 2007; Banner, 2004).

A variação da composição isotópica do Sr será causada pela mistura de diferentes fontes de Sr, mais ou menos radiogênicas. Por este motivo a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é utilizada para identificar e quantificar a contribuição de estrôncio de diferentes fontes para um sistema (Stewart et al., 1998). O oceano é enriquecido em Sr radiogênico, devido a descarga por rios de material proveniente de intemperismo de rochas crustais, que são compostas principalmente por rochas diferenciadas, ricas em Rb. Já rochas derivadas do manto, que são pouco diferenciadas, são fontes de Sr pouco radiogênico, e contribuem para a assinatura de estrôncio dos oceanos através de processos hidrotermais e expansão do fundo oceânico. Assim, a variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos pode ser entendida em termos de resposta a eventos geológicos, onde, por exemplo, períodos de expansão do fundo marinho liberam assinatura de baixa razão de Sr, enquanto que eventos de orogenia, contribuem como uma fonte mais radiogênica de Sr (maior razão).

Em relação a um Sistema cárstico, como o Sr acompanha o Ca em solução aquosa de baixa temperatura, além de substituir o Ca nas estruturas mineiras (no caso os

espeleotemas), o intemperismo e o transporte de Ca são os principais controladores da razão isotópica de Sr (Banner, 2004). Rochas carbonáticas se dissolvem liberando íons de Sr para a solução, enquanto que reações de intemperismo produzem minerais de argila residuais que irão também introduzir Sr na solução.

Dessa forma, a razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é um excelente indicador da fonte que forneceu o Sr para a água de percolação que formou os espeleotemas, pois conserva a composição inicial de Sr devido ao não fracionamento significativo deste elemento por processos naturais. Devido a pequena diferença de massa entre os isótopos e por não ocorrerem na forma molecular, processos biológicos e químicos não causam fracionamento isotópico do estrôncio (Halicz et al., 2008).

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, quando integradas com os dados de datação e registros de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, fornece uma abordagem mais completa, conectando a resposta da geoquímica da água subterrânea à variabilidade climática (Banner et al., 1996).

2.4.3. $\delta^{234}\text{U}$

A concentração de urânio pode ser muito variável nas águas cársticas, dependendo de fatores climáticos e hidrológicos, como potencial de ionização da água, pH, pCO_2 do solo, concentração de urânio e solubilidade da fase mineral carreadora deste elemento na rocha fonte, assim como do tempo de interação com o rocha e a presença de ligantes. O urânio é fortemente associado com matéria orgânica, como ácidos fúlvicos e húmicos (Richards & Dorale, 2003).

O fracionamento físico do ^{234}U e do ^{238}U ocorre devido ao lixiviamento preferencial do ^{234}U localizados em zonas de defeitos da célula unitária do cristal, causado pelo decaimento α do ^{238}U . A partir deste princípio, a calcita/aragonita precipitada a partir destas águas subterrâneas pode apresentar um $^{234}\text{U}_{\text{inicial}} > 0$. Dessa forma, a análise do $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ pode ser uma *proxy* para interação entre a água subterrânea e a rocha encaixante. Mudanças de clima úmido para clima seco resultaria na diminuição da velocidade de infiltração da água, resultando em um maior tempo de residência, maior interação rocha-água, e maior abundância de ^{234}U em relação ao ^{238}U na água que formará o espeleotema (Polyak et al., 2012). Valores de $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ foram calculados baseados na idade ^{230}Th , utilizando a equação 03.

$$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{medido}} \cdot e^{\lambda_{234} \cdot T} \quad \text{Eq. 03}$$

2.5.Eventos paleoclimáticos dos últimos 15 mil anos

Os últimos 15 mil anos estão contidos dentro do período geológico chamado Quaternário (2,58 Ma até o presente), abrangendo o Pleistoceno e o Holoceno, nomes derivados do grego com significado de “bastante mais novo” e “totalmente recente”, respectivamente. O limite inferior do Quaternário (~2.6 Ma) marca a intensificação da glaciação no Hemisfério Norte, dando início a idade Gelasiana. A Época Pleistocênica é caracterizada como o tempo das idades do gelo e é definido pelo GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) na seção geológica do monte San Nicola, na Itália, correspondendo ao MIS 103 (Head and Gibbard, 2015).

O Holoceno era subdividido informalmente em Antigo, Médio e Novo. A base dessa época foi definida a partir de testemunhos de gelo e tem seu início marcado na primeira indicação de aquecimento global no final das condições climáticas frias marcadas pelo *Yonger Dryas* / GS1, apesar de não ser a primeira evidência de aquecimento pós-glacial (Head and Gibbard, 2015). Em meados de 2018, a Comissão Internacional de Estratigrafia definiu pela primeira vez uma subdivisão formal para o Holoceno com base em marcos geocronológicos fixos em sequencias sedimentares, seguindo a proposta de (Walker et al., 2012), visando facilitar correlações estratigráficas globais (fig. 2.4).

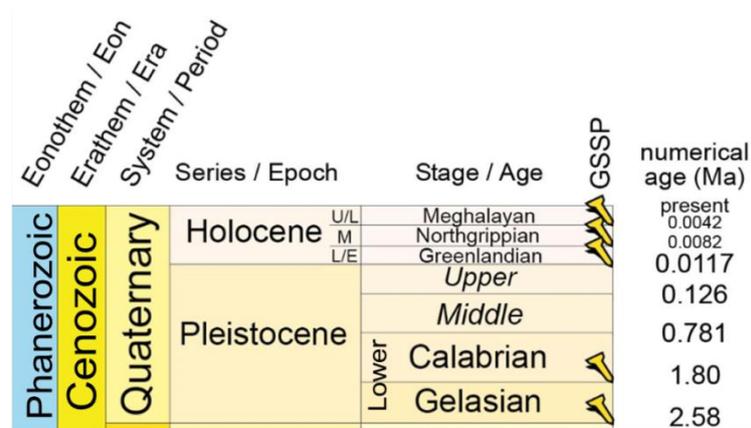


Figura 2.4: Escala de tempo geológico para o Período do Quaternário. Os pinos amarelos correspondem às idades com GSSPs (*Global Stratotype Section and Point*). Publicado pela Comissão Internacional em Estratigrafia. Modificado de: www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale.

Segundo Gibbard, (2018), os marcos crono-estratigráficos considerados pela comissão foram, da base para o topo:

- Idade Greenlandiano = Holoceno Inferior. Definido no testemunho de gelo NorthGRIP2, Groelândia, com idade de 11,7 anos b2k (antes AD 2000).
- Idade Northgrippiano = Holoceno Médio. Definido no testemunho de gelo NorthGRIP1, com GSSP auxiliar em espeleotema da Caverna do Padre, Brasil, com idade de 8326 anos b2k (antes AD 2000).

- Idade Megahalayana = Holoceno Superior. Definido no espeleotema da Caverna Mawmluh, Megahalaya, India, com GSSP auxiliar em testemunho de gelo Mount Logan, Canada, com idade de 4250 anos b2k.

Apesar de não ser definido formalmente, há também discussões sobre a definição de uma época Antropocênica, marcada pela influência da atividade humana na dinâmica do planeta Terra. Este termo já é utilizado de forma informal, contudo seus limites cronológicos não são definidos, sendo por vezes considerado desde o início do impacto dos humanos na paisagem, ou a partir da Revolução Industrial do início do século XIX, ou referindo-se ao período de globalização e grande aceleração econômica após a segunda Guerra Mundial com o significativo aumento das emissões de CO₂ para a atmosfera (Zalasiewicz et al., 2015). Algumas *proxies* encontradas em, por exemplo, espeleotemas e testemunhos de gelo são sensíveis a mudanças relativas à perturbação do meio pela atividade humana, como queimadas, desmatamento, testes nucleares ou queima de combustíveis fósseis (Fairchild & Frisia, 2014; Wolff, 2014).

O período Quaternário é intensamente estudado do ponto de vista climático, devido à ocorrência de intercalações de períodos glaciais e interglaciais, onde parâmetros orbitais definidos por Milancovitch (excentricidade, obliquidade e precessão) modulam os eventos de expansão e retração das calotas de gelo. Além dos parâmetros orbitais, processos que envolvem interação entre oceano e atmosfera modulam eventos climáticos de mais alta frequência, que marcam variações abruptas de clima em escalas milenares, seculares, e até mesmo decadais. É de extrema importância detalhar estes eventos climáticos, como o tempo de duração, intensidade e abrangência, assim como compreender os processos envolvidos nas mudanças do clima, tanto das forçantes quanto os mecanismos de *feedback*. Estas informações são fundamentais para testar os modelos de previsão do clima.

O controle orbital das glaciações do Quaternário foi inicialmente apresentado por Emiliani (1955). A partir do uso de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentônicos, o autor define intervalos de variação conhecidos atualmente na literatura como MIS – *Marine Isotope Stages*. Estes estágios marinhos são amplamente utilizados na literatura paleoclimática, pois representam momentos de variação entre períodos quentes e frios, representados por números ímpares e pares, respectivamente. Inicialmente, as variações dos isótopos de oxigênio foram atribuídas à variação de temperatura dos oceanos. Contudo, estudos posteriores comprovam a relação da série isotópica de Emiliani com a variação no volume de gelo do planeta (Berger, 2002). Os MISs foram a primeira divisão cronológica de eventos climáticos do Quaternário amplamente empregada (fig. 2.5). O último máximo glacial (UMG) ocorreu por volta de 20 mil anos atrás, durante o MIS2, seguido pela fase deglacial e interglacial atual durante o MIS1.

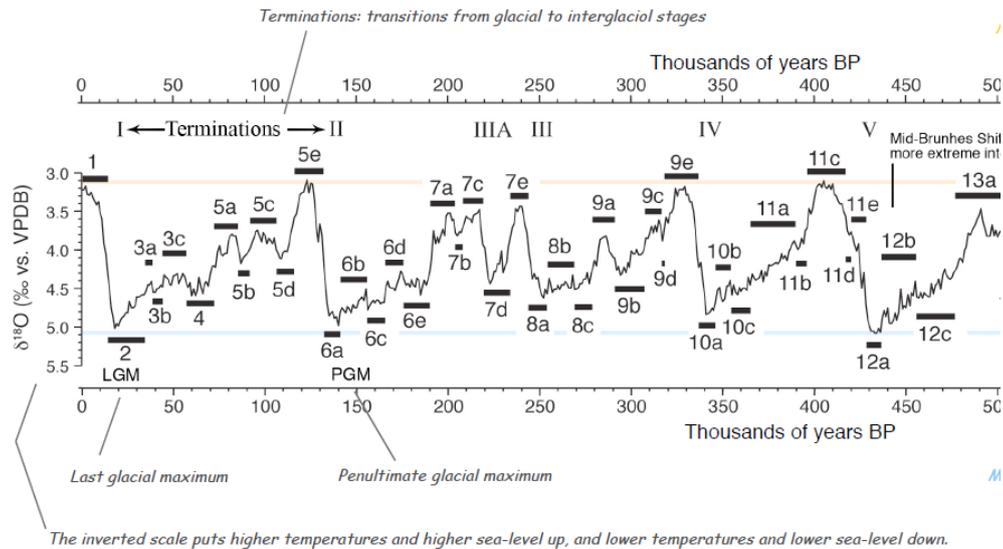


Figura 2.5: Padrão consistente de mudanças no sistema oceano-atmosfera, baseado em dados de isótopos de oxigênio de foraminíferos de sedimentos marinhos. Estas variações são conhecidas e subdivididas em estágios isotópicos marinhos (MIS). Extraído de Raisback, 2018.

São reconhecidos ao todo 220 MIS, e estes são muitas vezes sub-divididos em sub-estágios. Contudo, não há subdivisão entre o MIS1 (Holoceno) e MIS 4, devido ao pequeno intervalo de duração destes estágios. Como estão em um intervalo de tempo recente e são bem definidos nos testemunhos de gelo da Groelândia (Raisback et al., 2015), os intervalos que representam condições frias são chamados de fases estadiais (*Greenland stadials* - GS) e os intervalos de clima quente (ou mais ameno), denominados interestadiais (*Greenland Interstadials* - GI). Testemunhos de gelo são excelentes arquivos, pois produzem simultaneamente *proxies* que representem variações climáticas de escala local (como variabilidade de temperatura e acumulação de neve), regional (como sal marinho soprado pelo vento), ou até mesmo em escalas maiores (inclusões de ar da atmosfera passada) (Alley et al., 1997).

Rasmussen et al. (2014) apresentam um protocolo para garantir correlação robusta de eventos entre diferentes arquivos paleoclimáticos. Os autores definem os limites dos períodos GS e GI através da análise combinada de isótopos de oxigênio e concentração de íons de cálcio de testemunhos de gelo (fig. 2.6), que refletem temperatura e poeira atmosférica, respectivamente.

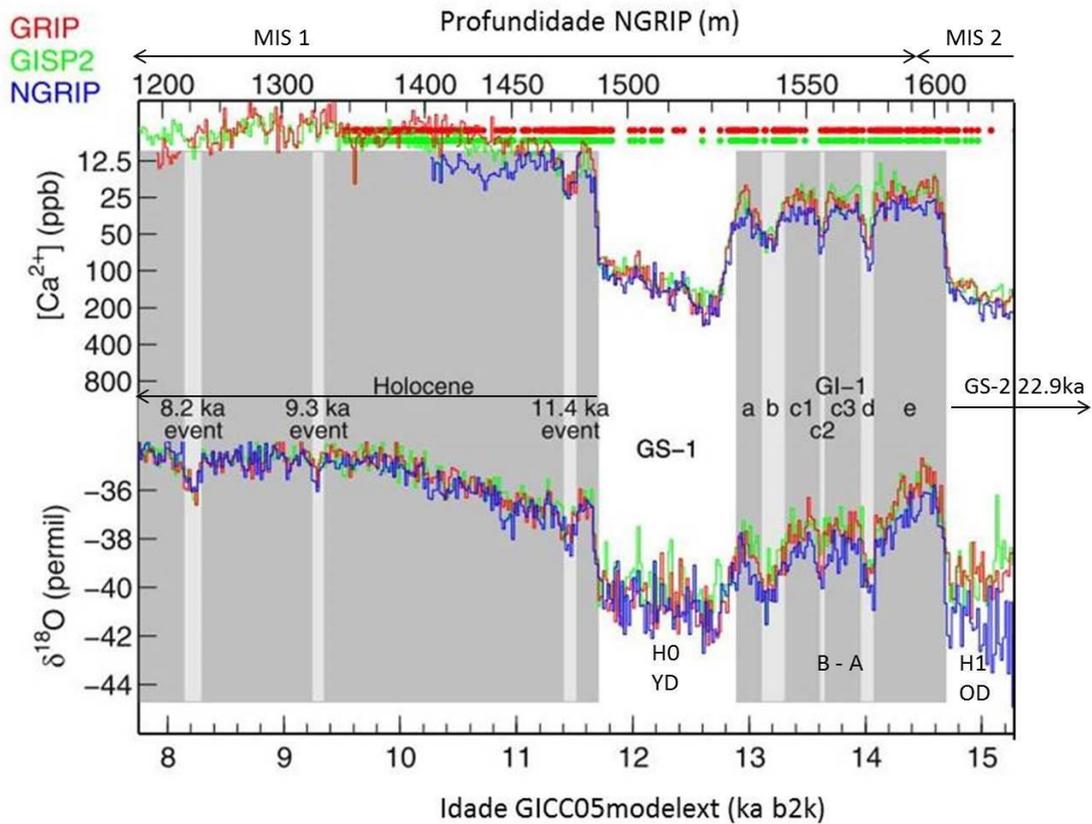


Figura 2.6: Combinação de três testemunhos de gelo da Groelândia (GRIP, GISP2 e NGRIP) e definição dos eventos do Holoceno, GS e GI para os últimos 15 mil anos. Escala de tempo é baseada em mil anos calendário antes do ano 2000 (ka b2k). A idade GICC05-modelext é resultado da aplicação de modelo de fluxo para a escala de tempo *Greenland Ice Core Chronology 2005*, baseado na sobreposição de dados de diferentes testemunhos de gelo. MIS = *Marine Isotopic Stages*; GS = *Greenland Stadials*; GI = *Greenland Interstadials*; H0 e H1 = *Heinrich Events*; B-A = *Bølling-Allerød*; YD = *Younger Dryas*; OD = *Oldest Dryas*. Modificado de Rasmussen et al., (2014).

Quanto mais próximo do recente, melhor é a qualidade do registro climático, devido a maior preservação em relação à alteração por processos que modificam os registros no decorrer do tempo (diagêneses, compactação, bioturbação). Eventos milenares, que marcam variação de temperatura de até 10°C no decorrer de poucas décadas, também são comumente identificados a partir de uma *proxy* conhecida como IRD – *ice rafted debris*, que se referem a níveis de sedimentos grossos compostos por minerais e fragmentos líticos identificados como proveniente de material liberado por derretimento de icebergs (Hemming, 2004).

Heinrich (1988) apresenta em seu estudo de testemunhos marinhos do Atlântico Norte resultado combinado de dados de foraminíferos e camadas de IRD, concluindo que estes eventos de IRD (*dropstones*) ocorrem de forma cíclica, controlados pela precessão da terra, vinculado também ao mínimo de insolação solar de verão e inverno que ocorrem duas vezes durante um ciclo de precessão. O autor define seis destes intervalos e infere que estes eventos são desencadeados por períodos de frio intenso durante a última

glaciação. Estes níveis foram posteriormente chamados de eventos Heinrich (Broecker, 1994; Hemming, 2004).

A partir destes estudos se intensificaram as discussões sobre a participação do transporte de calor no oceano Atlântico durante os modos glaciais e interglaciais (Srokosz et al., 2012). A entrada de água de degelo (fria e doce) liberada durante os eventos Heinrich no Atlântico Norte tem impacto na formação da água profunda do Atlântico (NADW – *North Atlantic Deep Water*), alterando o padrão de circulação da corrente termo-halina (THC – *Thermo Haline Circulation*), responsável por transportar calor das regiões equatoriais para o hemisfério norte.

Salgueiro et al., (2010) sintetiza os eventos de aquecimento abruptos no início dos períodos interestaduais (GI), onde a THC se torna ativa transportando calor para o hemisfério norte. Após esses períodos ocorre resfriamento gradual durante séculos, passando para períodos estadiais (GS), quando os eventos Heinrich marcam episódios abruptos de liberação de icebergs para o oceano, culminando na diminuição da formação de águas profundas do Atlântico e diminuindo a eficiência de circulação da corrente termo-halina.

Períodos interestaduais (GI) são comumente referidos na literatura como eventos Dansgaard-Oeschger (D-O), em homenagem aos autores que descreveram estas ocorrências de variação de temperatura. Outros eventos também podem receber diferentes nomes, como o Heinrich 0 (H0) que é comumente referido como YD, ou o GI-1, comumente referido como Bølling-Allerød (B-A) (fig. 2.6). Estes nomes são originados dos primeiros estudos realizados no lago Bølling, região de Allerød, na Dinamarca, onde foram identificadas intercalações de níveis com pólen de *Dryas Octopétala* e níveis ricos em matéria orgânica e plantas da família *Bertulaceae*. Estes registros foram interpretados como variações climáticas, onde a *Dryas* representa planta característica de tundra, ou seja, clima frio, e *Bertulaceae* característica de zonas temperadas, indicando temperaturas mais amenas. Neste sentido nomeou-se Younger Dryas (YD) para separar os níveis mais recentes depositados por volta de 12ka AP, enquanto o termo Oldest Dryas (equivalente ao H1) depositados por volta de 16.5ka AP.

O YD é bastante discutido na literatura devido a seu caráter abrupto e global. É caracterizado como um evento frio no hemisfério norte que teve impacto na intensidade dos ventos alísios alterando a circulação atmosférica e o padrão de precipitação global. Também afetou a circulação oceânica, com descarga de água fresca diminuindo a salinidade do Atlântico norte, afetando a formação de NADW, com impacto direto na circulação THC (Björck, 2013). Desta forma, este curto evento representa mecanismos de acoplamento entre atmosfera e oceano com consequências globais no clima.

Simplificando, os eventos relacionados à idade do gelo são referidos na literatura como eventos milenares. Eles provêm de variações entre climas frios e amenos (glacial –

interglacial), representado, por exemplo, pelas oscilações Dansgaard-Oeshger e Heinrich-Bond (Alley & Ágústsdóttir, 2005).

Já dentro do Holoceno, são identificadas na literatura diversas mudanças climáticas de escala secular a multi-decadais. Alguns exemplos destes eventos são o evento 8.2, os eventos Bonds, a Pequena Idade do Gelo (LIA – *Little Ice Age*), e a Anomalia Climática Medieval (MCA – *Medieval Climatic Anomaly*). Apesar do Holoceno ter sua base cronológica com início em 11.7ka, esta época é comumente retratada a partir de 10ka, excluindo o YD, para possibilitar o ajuste de escala das *proxies* que marcam os eventos de menor amplitude e alta frequência característico deste período.

Por volta de 8000 anos AP ocorre um importante evento, considerado a variação climática mais proeminente do Holoceno, denominado 8.2 ka (Alley et al., 1997), apesar de aparecer com diversos nomes na literatura. Amplamente descrito no hemisfério norte, registros de condições de esfriamento e diminuição da precipitação foram descritos em grande parte da Europa, Mediterrâneo, norte da África, Índia e Ásia (Dixit et al., 2014; Wiersma and Renssen, 2006). A causa deste resfriamento é relacionada à uma descarga de água doce na Baía de Hudson, Canadá, causando a diminuição da salinidade da água do mar de Labrador, alterando assim a circulação oceânica (THC). Barber et al., (1999) relacionou o pulso de entrada de água doce no norte da bacia do Atlântico ao transbordamento de lagos proglaciais com o derretimento da geleira Laurentide.

Apesar das inúmeras ocorrências descritas no hemisfério norte, são pouco abundantes as evidências deste evento no hemisfério sul. Na bacia de Cariaco, Venezuela, o evento 8.2 é abrupto, indicando condições secas e ventos fortes, sugerindo o deslocamento para sul da ZCIT. Cheng et al., (2009) descrevem este evento em espeleotemas do Brasil, onde valores depletados de $\delta^{18}\text{O}$ indicam intensificação da SAMS associada ao deslocamento da ZCIT causado pelo gradiente térmico do mar e desaceleração da AMOC (*Atlântic Meridional Overturning Circulation*). Este padrão é registrado de forma antifásica em relação à espeleotemas da Ásia e Oriente Médio, confirmando a influência climática global deste evento (Alley & Ágústsdóttir, 2005). O aumento da precipitação no hemisfério sul tropical também é comprovado por modelagem numérica (Morrill et al., 2013). O importante papel da variação da TSM na precipitação da América do Sul foi demonstrado por Wainer et al., (2014). Os autores propõem que a variação no dipolo de temperatura no oceano Atlântico Sul influencia a precipitação, sendo que águas na porção sudoeste do Atlântico sul correspondem à diminuição da evaporação nessa região, e conseqüentemente diminuição de advecção de umidade para as regiões SE e S do Brasil pela Alta Subtropical do Atlântico Sul, resultando em condições mais secas. De forma oposta, condições de águas quentes no nordeste do Atlântico Sul promovem a evaporação e propiciam condições úmidas para o NE Brasileiro.

Mais próximo do recente, o chamado “evento 4.2” tem sido discutido na literatura (Bajo et al., 2016; Railsback et al., 2018), principalmente após a definição de um GSSP em

espeleotema Indiano que marca este evento (Gibbard, 2018), interpretado como um evento de impacto global. A princípio, este evento era compreendido como um grande evento de seca, vinculado ao declínio de uma série de civilizações, registrados em diminuição de recarga de aquífero acima da caverna e redução da precipitação (Isola et al., 2018; Zanchetta et al., 2016). Contudo, alguns trabalhos apresentam registros de condições úmidas, ao invés de secas, como observado por Kaniewski et al., (2018). Em sua revisão e novo registro deste evento em espeleotema africano, Railsback et al., (2018) questionam a abrangência global deste evento e contestam sua definição como “Mega-Seca”, dando ênfase aos registros úmidos para este período espalhados pelo globo, destacando a falta de registros indicativos de seca fora da região de médias latitudes do Hemisfério Norte. As causas deste evento são ainda pouco compreendidas.

Em análise do último milênio, Mann et al. (1999) destacam que o início do milênio é marcado por condições relativamente quentes para o hemisfério norte, condições estas que se tornam mais frias a partir do século XIV como o início da pequena idade do gelo (PIG), retornando para condições quentes no século XX, o mais quente de todo o milênio. A PIG é bem definida e registrada, e se confirmou como um dos estágios mais frios durante o Holoceno no hemisfério norte, causando consequências socioeconômicas substanciais para a civilização, como secas severas, enchentes e ondas de calor e frio. Este período começa em 1300 EC e persiste até ~1850 EC, tendo seu período mais frio entre 1620 – 1715EC durante o mínimo solar de Maunder, quando as baixas temperaturas e condições úmidas proveram a maior extensão das geleiras Europeias (Oliva et al., 2018). Apesar do declínio na incidência da radiação solar, a PIG também é atribuída como consequência de eventos vulcânicos e gases estufa que possivelmente contribuíram em grande parte para essas anomalias de temperatura do último milênio (Schurer et al., 2014).

Outro marco dos últimos milênios é um período quente de duração de alguns séculos que ocorreu entre ~900 – 1300AD, conhecido como Anomalia Climática Medieval (MCA), definido por Lamb, (1965). Este período quente teve também seus impactos socioeconômicos, como a abertura de novas rotas de navegação no Ártico, e ocupação e cultivo em direção ao norte do Hemisfério Norte. Em relação ao impacto do MCA no Brasil, Novello et al., (2012) descrevem o período como mais seco, sendo este déficit na precipitação de monção representado também em outros estudos da América do sul tropical, causados provavelmente pelo posicionamento mais ao norte da ZCIT.

3. Área de Estudo

Neste capítulo é descrito os aspectos regionais e locais da área onde foram coletadas as amostras de espeleotemas. Estas informações são importantes para contextualizar as amostras estudadas e, acima de tudo, vincular a série temporal produzida à um contexto físico real. Os espeleotemas são rochas químicas que registram a interação entre o ambiente superficial e o subterrâneo. Tanto os parâmetros internos à cavidade, como sua geometria e propriedades do aquífero, quanto os externos, como geomorfologia, vegetação e geologia são importantes e estão vinculados (Fairchild et al., 2006). Desta forma, conhecer a área de estudo colabora com a compreensão das variáveis que influenciam na forma em que o arquivo e as *proxies* climáticas foram gerados.

3.1. Localização e aspectos gerais

O Parque Estadual de Terra Ronca (PETER) localiza-se entre os municípios de São Domingos e Guarani de Goiás (fig. 3.1), a aproximadamente 400 km de Brasília (DF), 600 Km de Goiânia (GO), 200 Km de Luís Eduardo Magalhães (BA). O acesso ao parque pode ser feito pela estrada estadual GO-108, via sem pavimentação que interliga as cidades de Guarani de Goiás e São Domingos, cruzando a área do parque. Nesta rodovia não existe sinalização indicativa de distância ou de acesso às cavernas do parque. As rodovias BR-020 e GO-110 são acessos pavimentados interligados com a GO-108, contornando o parque a leste e a oeste, respectivamente.

O PETER, criado em 1989 (Goiás, 1989), abriga um dos grandes e importantes complexos de cavernas da América do Sul, ocorrendo cavernas de relevância nacional e internacional, com grande variedade de espeleotemas. Ocupa uma área ~50.000 - 57.000 hectares (Goiás, 1996a; Matteucci et al., 2001). A Área de Proteção Ambiental (APA) da Serra Geral assegura a proteção do entorno do parque, em especial a encosta da Serra Geral, que abriga rios e nascentes, importantes na formação e desenvolvimento das cavernas do parque. A implantação do parque e da APA tem como principal objetivo proteger todo o complexo natural da região (Goiás, 1996b).

Representando o maior patrimônio cultural do parque, a Romaria de Terra Ronca, realizada desde 1948, atrai diversas pessoas para a região. Este evento ocorre até os dias atuais, porém com menor intensidade e menor participação popular (Matteucci & Nascimento, 2001). Na entrada da Lapa de Terra ronca é possível observar o altar e o salão dos Milagres, onde ficam depositados os votos dos romeiros.

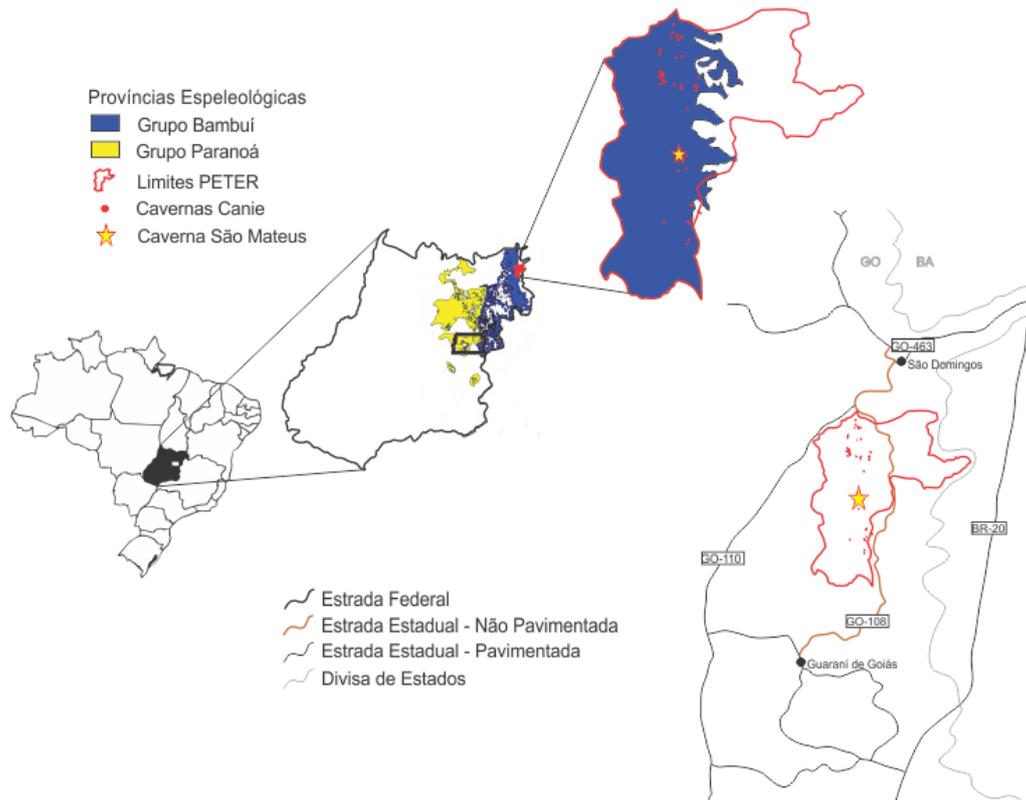


Figura 3.1: Mapa de localização e vias de acesso ao Parque Estadual de Terra Ronca (GO). Destaque para as Províncias Espeleológicas que ocorrem no Estado - Modificado de CECAV, (2009). Pontos vermelhos correspondem à cavernas (base de dados CANIE – acessado em 02/05/2018). Estrela amarela indica localização da caverna São Mateus.

3.2.Contexto geológico

As cavernas do Parque se desenvolvem em rochas carbonáticas do grupo Bambuí, que compreende uma sequência de sedimentos clásticos e químicos do Neoproterozóico, depositados em ambiente de mares epicontinentais, em regime de plataforma estável (CPRM, n.d.). O grupo repousa sobre rochas mais antigas, representadas pelo embasamento granito-gnáissico e metassedimentos dos grupos Araí e Paranoá. Depósitos glaciais (diamictitos) também marcam a base do grupo, contudo ocorrem de forma restrita na bacia.

Baseado na síntese apresentada por Dardenne, (1978), o Grupo Bambuí possui cinco formações, da base para o topo: formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (fig. 3.2). A Formação Sete Lagoas é composta por dolomitos, calcários e intercalações pelíticas, com ocorrência de estromatólitos, sendo seus carbonatos de base associados aos depósitos glaciais considerados carbonatos de capa. Marcando um segundo megaciclo da bacia, a Formação Serra de Santa Helena, composta essencialmente por folhelhos, siltitos e arenitos finos, evidencia subsidência da bacia, sendo importante estratigraficamente por separar duas unidades carbonáticas do grupo, a Fm. Sete Lagoas e a Fm. Lagoa do

Jacaré, composta por calcários pretos, oolíticos e fétidos. No topo da sequência se encontram as formações siliciclásticas Serra da Saudade e Três Marias, representadas respectivamente por argilitos, siltitos e arcóseos (Alvarenga et al., 2007; Dardenne, 2000; Vieira et al., 2007).

Litoestratigrafia Grupo Bambuí	
Formação Três Marias (siltitos verde e arcóseos)	
Formação Serra da Saudade (folhelhos verdes, pelitos, siltitos e lentes de calcário)	
Formação Lagoa do Jacaré (siltitos, margas e calcários pretos)	
Formação Serra de Santa Helena (siltitos, folhelhos e lentes de calcário)	
Formação Sete Lagoas (dolomitos, calcários, siltitos e pelitos)	
Depósitos Glaciais (conglomerados basais)	

Figura 3.2: Coluna estratigráfica simplificada para o Grupo Bambuí. Modificado de Vieira, (2007), pg.34.

As cavernas desenvolvidas nas rochas do grupo Bambuí na área de estudo são esculpidas por rios provenientes da Serra Geral de Goiás (fig. 3.3). Esta serra é composta por arenitos de idade Neocretácea do grupo Urucuia.

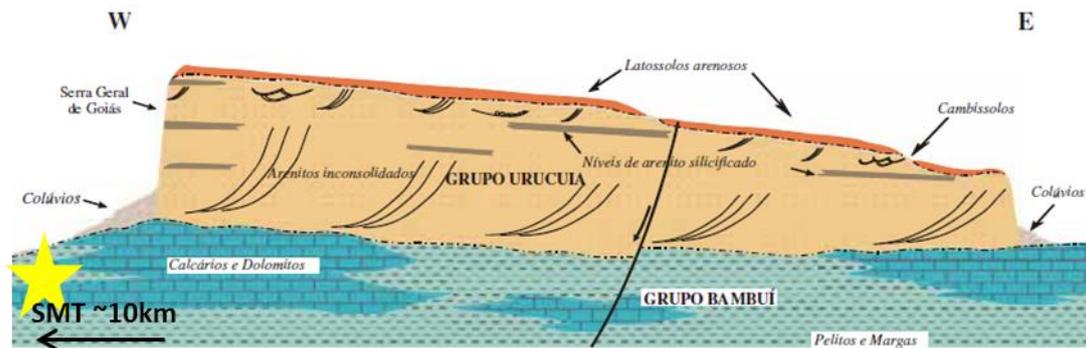


Figura 3.3: Perfil esquemático da Serra Geral de Goiás na área de estudo. Arenitos do grupo Urucuia, fonte de água para esculpir as cavernas que ocorrem nos carbonatos do Grupo Bambuí. Estrela amarela: Localização esquemática da Caverna São Mateus, localizada aprox. 10km a oeste da escarpa da Serra Geral. Modificado de Gaspar, (2006), pg. 67.

O grupo Urucuia é representado por sedimentos psamíticos fluvio-eólicos de ambiente desértico continental. É um grupo importante da Bacia Sanfranciscana, e possui espessuras que variam desde ~25 metros até 200m na região de São Domingos, Goiás (área do presente estudo). Ocorre principalmente recobrimdo as sequências pelito-

carbonáticas do grupo Bambuí, embasamento regional da bacia Fanerozóica (Campos & Dardenne, 1997). Na Serra Geral de Goiás, (Spigolon & Alvarenga, 2002) definem dois sistemas deposicionais para o Grupo Urucuia. A porção mais desértica corresponde à base da unidade, representada pela Formação Posse, que é caracterizada predominantemente por campos de dunas e subordinadamente por sistema fluvial entrelaçado, enquanto a Formação Serra das Araras, superior, representa sedimentação em ambiente fluvial.

Sua importância se deve as suas rochas reservatório que constituem o Sistema Aquífero Urucuia (SAU), que se distribui por área de 125000km² na porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. Este sistema contribui de forma significativa para a manutenção do fluxo de base do Rio São Francisco e do Rio Tocantins, constituindo um dos mais expressivos aquíferos de natureza livre do Brasil. A Serra Geral é o divisor de águas entre as bacias hidrográficas do Tocantins e do São Francisco (CBHSF, 2016; Kiang & Silva, 2015).

3.3.Caverna São Mateus

Explorada em meados da década de 70 pelo Centro Excursionista Universitário (CEU) de São Paulo, a caverna São Mateus é uma das grandes atrações do Parque e sua visitação é permitida mediante acesso com guia local (fig. 3.4).

Segundo as estatísticas do CNC - SBE (Cadastro Nacional de Cavidades – Sociedade Brasileira de Espeleologia), o estado de Goiás contém 11% das cavidades registradas no país, estando entre os dez estados brasileiros com maior quantidade de cavernas. Nesse estado (GO), o município de São Domingos se destaca, estando entre os dez principais municípios nacionais com maior ocorrência de cavidades. A caverna São Mateus se encontra em oitavo lugar no *ranking* das maiores cavernas brasileiras, sendo que outras nove cavernas do parque também se encontram na lista das 50 maiores cavidades do país (tab. 01). Os dados do CNC podem estar desatualizados em relação à métrica das cavidades, contudo retratam a relevância das cavernas da região.

Trabalhos pioneiros de topografia da cavidade foram realizados pelo CEU, contabilizando 10828 m de projeção horizontal (CNC). Trabalhos de exploração e topografia realizados a partir de 2013 pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas aumentaram o desenvolvimento desta cavidade, devida à conexão entre os segmentos denominados “Matildes”, modificando sua posição no *ranking* de tamanho das cavernas brasileiras (Rubbioli, 2017).

Esta caverna, assim como todo o contexto espeleológico do parque, insere-se na denominada Província espeleológica Bambuí, que por sua vez é subdividida em distritos, sendo o complexo de cavernas do parque pertencente ao Distrito de São Domingos (Lino, 2017).

Cavernas localizadas no PETER

Posição no Ranking Nacional	Nome da Caverna	Tamanho (m)
5	Ressurgência Angélica / Bezerra	14100
6	Lapa do Angélica	14100
8	Lapa do São Mateus III	10828
9	Lapa de São Vicente I	10130
14	Lapa do Bezerra	8250
18	Lapa da Terra Ronca II - Malhada	7500
25	Lapa do São Mateus II / Imbira	5300
31	Lapa de São Vicente II	4670
39	Gruta São Bernardo III	3800
44	Lapa do São Bernardo - Palmeiras	3500

Tabela 01: Cavernas do PETER no ranking das 50 maiores cavernas do Brasil. Extraído de (SBE, 2018).

A caverna é percorrida pelo rio de nome homônimo, rio São Mateus, tornando o conduto principal bem ventilado. As coletas foram realizadas no “Salão dos Setecentos”, à aproximadamente 100m de distância da entrada da dolina e 20m acima do nível do rio. É um salão extremamente ornamentado, com diversos espeleotemas de formas raras e únicas (fig. 3.4).

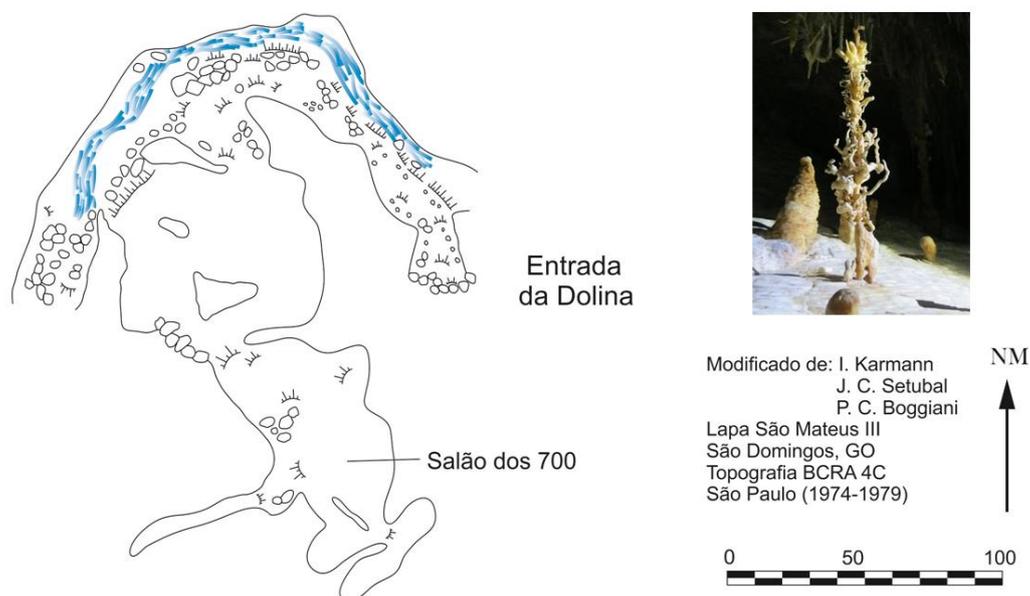


Figura 3.4: Mapa da pequena porção da entrada da dolina até o salão dos setecentos da caverna São Mateus. Modificado de CEU (1979).

O rio São Mateus, apresenta baixos índices de transporte de sedimento, evidenciando sua baixa capacidade de transporte e tendência de agradação dos sedimentos (Faquim et al., 2017). É importante ressaltar que parte da bacia hidrográfica do rio São Mateus se encontra fora da área de preservação do parque, de forma que uso inadequado do solo e aporte de contaminantes podem gerar impactos direto na sedimentação interna da cavidade.

3.4. Geomorfologia e Pedologia

A região está inserida no Domínio dos Planaltos em estruturas sedimentares concordantes, apresentando feições de relevos planos e tabulares, com correlação entre as características morfológicas e as estruturas geológicas (CPRM, n.d.). Este domínio apresenta continuidade espacial, incluindo a porção ocidental do estado da Bahia, parte do leste do estado de Goiás e o norte do estado de Minas Gerais.

O chapadão central corresponde aos relevos planos mais elevados, enquanto que os patamares do chapadão formam um degrau entre o chapadão e o domínio das depressões pediplanadas. Relevos cársticos desenvolvem-se em rochas do grupo Bambuí, e predominam nas depressões. Já os patamares das chapadas apresentam modelados de topos aplainados de dissecação nas rochas do Grupo Urucuaia. O escalonamento do relevo ocorre devido à erosão diferencial das rochas sedimentares (BRASIL, 1982).

Na Serra Geral de Goiás, região do planalto divisor São Francisco - Tocantins, a altimetria chega a 1200 m, enquanto que nos patamares do chapadão as altitudes médias estão em torno de 500 a 800 m. As vertentes da Serra Geral representam uma frente de *cuesta*, com elevados declives. A erosão dos arenitos das escarpas produz sedimentos que são remobilizados e depositados sobre os patamares do Chapadão, formando depósitos coluvionares. Modelados de dissolução predominam nas zonas de ocorrência de carbonatos, esculpindo relevos ruiformes, típicos relevos cársticos, em forma de corredores e rampas dissecadas de topos convexos e tabulares, com densidade de drenagem fraca a forte; e declives de 3 a 8% (IBGE, 1995).

Nos limites orientais da zona cárstica, ocorrem sumidouros que captam as drenagens superficiais para dentro dos sistemas subterrâneos, como na Lapa de Terra Ronca, Gruta da Angélica e Caverna São Mateus. As ressurgências, por sua vez, se dão na borda ocidental dos relevos cársticos, onde ocorrem áreas planas e com fraca densidade de drenagem, declives de 0-3% e relevos de topos tabulares e convexos, com moderada densidade de drenagem e declives de 3-20%.

Em relação aos aspectos pedológicos, ocorrem nesta área do parque os solos Latossolo Vermelho-Amarelo, Argissolo Vermelho, Cambissolo, Neossolo Quartzarênico, Neossolos Litólicos e Gleissolo (Santos et al. 2018), além de estarem presentes afloramentos rochosos.

Para o PETER, unidades pedológicas se associam à topografia e também respeitam as características geológicas do relevo. No sopé da escarpa da serra, onde ocorrem terrenos com altitudes entre 700 e 900m, o solo é constituído por areia quartzosa (Neossolo Quartzarênico), proveniente de processos erosivos na encosta da Serra Geral de Goiás. Nesta região também ocorrem solos hidromórficos associados às drenagens (Rocha et al., 2017). Sobre a unidade carbonática, com altitudes entre 500 e 700m, ocorrem

Cambissolos, (horizonte B incipiente, subjacente ao horizonte superficial), cujo relevo foi fortemente influenciado pelo escoamento superficial (Santos et al., 2013). É nesta zona que estão as principais feições cársticas do PETER.

3.5. Vegetação

Muitas das características da vegetação de um determinado local podem ser explicadas pelo clima, especialmente pelos parâmetros de temperatura, chuvas e variações sazonais, que são responsáveis pela definição do balanço de umidade e energia que influi diretamente no ecossistema que irá se instalar no local (Fairchild & Baker, 2012). Na região centro-oeste do Brasil, o Cerrado é a formação florestal predominante, também chamado de savana. O bioma Cerrado apresenta uma vasta variedade de fitofisionomias, sendo 65% do bioma coberto pelo denominado Cerrado *sensu stricto*, composto por um estrato arbóreo-arbustivo e outro herbáceo-graminoso (Marimon Junior & Haridasan, 2005).

Praticamente em todo o estado de Goiás ocorre este tipo de vegetação, com árvores e arbustos de cascas grossas, troncos e galhos tortuosos, folhas ásperas e raízes profundas. Este bioma sofre pressão e impacto ambiental com a ocupação humana, devido a sua fragilidade, principalmente em relação aos escassos nutrientes do solo e intensa resposta ao fogo durante o período de seca. Souza e Trindade (2015) colocam a expansão da agricultura, a irrigação, a aglomeração urbana, a falta de tratamento do esgoto sanitário, a mineração e o garimpo, além da contaminação dos aquíferos subterrâneos entre as principais causas do impacto e ameaça ao bioma Cerrado na região do PETER.

Nas áreas mais úmidas ocorrem florestas de galeria, associadas a solos hidromórficos ou aluviais, observados ao longo do curso dos rios e nas veredas, áreas de solo arenoso e úmido, com ocorrência abundante de palmeiras (BRASIL, 1982), como o Buriti (*Mauritia Flexuosa*).

A área de Terra Ronca é muito importante em relação a sua flora, pois é uma das áreas mais bem preservadas no estado de Goiás e umas das poucas unidades de conservação permanente de vegetação natural Cerrado do norte do estado. A diversidade da flora local e grau de preservação é notável mesmo com o histórico uso da área e sua biodiversidade pela comunidade local desde os primórdios da ocupação (Souza and Trindade, 2015).

Estudo de angiospermas realizados dentro da área do PETER identificou diversas espécies de plantas endêmicas do bioma Cerrado brasileiro. Contudo, a associação de espécies do Cerrado no PETER mostra maior afinidade florística com associação florística característica do bioma da Caatinga (Teixeira et al., 2016). A correspondência florística com outros biomas evidencia o alto grau de heterogeneidade do Cerrado na região, e fatores como frequentes incêndios, fertilidade e drenagem dos solos, também são importantes no controle da flora do Cerrado. Os autores descrevem esta afinidade de

flora do Cerrado com a ocorrência florística de outros biomas como uma característica do Cerrado, fenômeno atribuído frequentemente a mudanças climáticas passadas que promoveram expansões e contrações das zonas florestadas durante os períodos de alternância de climas úmidos e secos, respectivamente.

Além da ocorrência de espécies típicas, há registro de espécies endêmicas do Cerrado da região nordeste do estado. *Philcoxia goiasensis*, por exemplo, é uma espécie carnívora endêmica a região da Serra Geral de Goiás que ocorre nas áreas de veredas e áreas de solo arenoso e úmido, típico do Cerrado *strictu sensu*. Esta espécie ocorre de forma bem preservada dentro dos limites do PETER (Scatigna et al., 2016).

3.6. Climatologia Regional

De acordo com a classificação de Köppen-Geiger, a área de estudo, assim como quase a totalidade do estado de Goiás e Distrito Federal, caracteriza-se por um clima Aw (tropical com estação seca) (Cardoso et al., 2014). O padrão de precipitação entre verão e inverno é contrastante, caracterizando claramente uma estação úmida e uma seca, podendo esta última ter de 1 a 5 meses de duração. Na área de estudo, são cerca de 5 meses de seca (Nimer, 1989). Durante a primavera (SON) ocorre um rápido aumento na taxa de precipitação e na umidade, sendo o verão (DJF) o período mais chuvoso. Durante o outono (AMJ) ocorre o oposto, rápida diminuição da precipitação e umidade, sendo o inverno o período mais seco do ano. A diminuição da umidade no fim da estação chuvosa é relativamente mais lenta, provavelmente devido a mecanismos de *feedback* de umidade acumulada no solo e evapotranspiração da vegetação. Aproximadamente 90% da precipitação anual total na região ocorre entre outubro e abril (Gan et al., 2004).

Este padrão climático pode ser definido como um clima de monção, quando a circulação atmosférica sofre reversões sazonais, caracterizado por uma estação de inverno seca e um verão chuvoso. Na América do Sul este regime climático é resultado da interação de massas de ar trazidas do Atlântico Norte por ventos alísios e a barreira orográfica da Cordilheira dos Andes. Ao colidir com a barreira física, as massas de ar ascendem e são carregadas para direção sudeste pelos jatos de baixos níveis (JBN), contribuindo para formação de uma banda de convergência de umidade dentro do continente. Este intenso transporte de umidade persistente que ocorre durante a estação de verão, e afeta o regime climático da América do Sul e do Brasil, associada com intensa atividade convectiva, precipitação e circulação atmosférica, é conhecida como Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (Jones & Carvalho, 2002). Duas feições importantes para o desenvolvimento do SMAS são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Além da sazonalidade da precipitação, ocorre também a sazonalidade da direção dos ventos de baixo nível. (Jones & Carvalho, 2002) definem duas fases para o SMAS baseado na direção dos ventos. A primeira se refere a fase ativa do SMAS, onde

predominam o regime de ventos de oeste sobre toda a região amazônica até o sudeste brasileiro, se juntando a circulação ciclônica dos subtropicais da América do Sul. Já a segunda fase se refere a fase de desfecho do SMAS, onde prevalece o regime de ventos de leste. Entretanto, cabe ressaltar que a reversão sazonal na direção dos ventos na baixa troposfera não ocorre na América do Sul na escala anual. Isso ocorre porque os ventos de leste prevalecem durante todo o ano, contudo a reversão da direção dos ventos fica evidente quando a componente média anual é removida, tanto para os valores médios do verão quanto do inverno (fig. 3.5) (Zhou & Lau, 1998).

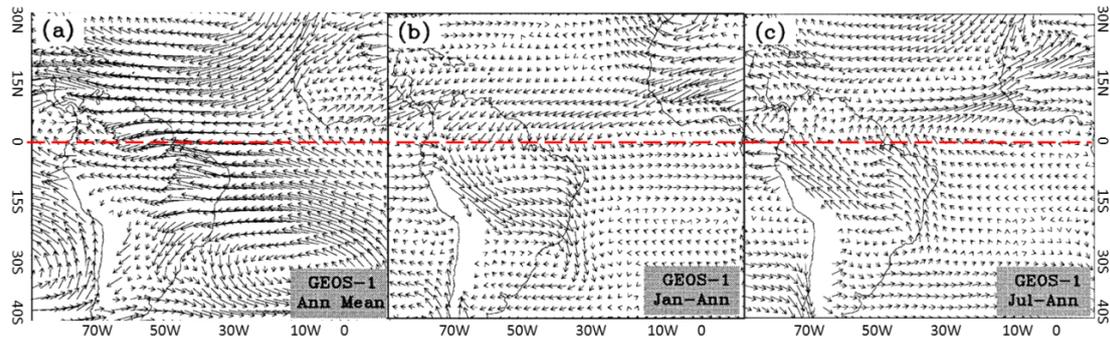


Figura 3.5: Reversão do padrão de ventos superficiais (baixa troposfera) para a América do sul. A) Média anual dos ventos superficiais. Notar a predominância dos ventos de leste durante todo o ano. B) Média dos ventos de janeiro subtraído a média anual. Notar fluxo do noroeste para sudeste da América do Sul durante a estação de verão. C) Média dos ventos de julho subtraído a média anual. Notar o fluxo reverso de sudeste para noroeste durante a estação de inverno. Linha vermelha referencial da linha do Equador. Modificado de Zhou & Lau, (1998).

3.6.1. Fases de evolução do SMAS

A evolução da monção da América do Sul é subdividida em cinco fases (Zhou & Lau, 1998). As fases I e II correspondem à fase de *onset* de Vera et al., (2006), assim como a fase III corresponde a fase madura, e as fases IV e V à fase de declínio da monção.

Durante o período pré-monção (fase I), inicia-se o aquecimento convectivo sobre a região amazônica e ocorre um forte cisalhamento vertical da atmosfera, com ventos de oeste nos níveis superiores e ventos de leste na baixa atmosfera. Durante a fase II, instalam-se atividades ciclônicas de baixos níveis a sudoeste do Altiplano andino, juntamente com a intensificação dos ventos alísios de nordeste que cruzam o equador em direção aos Andes, onde são defletidos, formando um fluxo forte de noroeste para sudeste ao sul da bacia amazônica. Nesta fase, a precipitação se desloca da região central dos Andes para a região central da América do Sul e SE brasileiro, conectado com a ativação da ZCAS. O calor latente proveniente da atividade convectiva em nuvens do tipo *cummulus* aquece a região, aumentando o contraste térmico entre o continente e os oceanos vizinhos. É nesta fase que ocorrem os maiores contrastes de temperatura do ar entre leste e oeste do continente, representando o estabelecimento da estação de monção.

A precipitação atinge a extrema porção do sudeste brasileiro durante o estágio maduro do SMAS (fase III), e estabelece dois giros na atmosfera, a alta da Bolívia e a baixa do Atlântico sul. Nesta fase o ar quente está mais difundido sobre o continente (mês de janeiro) devido ao calor latente emitido pela intensa atividade convectiva. Já na fase IV, inicia-se o fim da estação de monção, com o enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e conseqüente redução da entrada de umidade no continente, causando o recuo da zona de precipitação para o interior do continente. O contraste de temperatura entre continente e oceano diminui, não suportando mais o cisalhamento vertical da atmosfera. Ocorre também o enfraquecimento do anticiclone do Altiplano, assim como da baixa do Atlântico em altos níveis da atmosfera. A fase V, pós-monção, é caracterizada pela reorganização da circulação da alta troposfera, com predominância de ventos de oeste. A precipitação se restringe à zona tropical sobre influência das baixas pressões na confluência dos alísios. A queda do contraste de temperatura indica o enfraquecimento da atividade convectiva, assim como o fim da estação chuvosa.

3.6.2. ZCIT

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), comumente referida por sua sigla em inglês ZCIT (*Intertropical Convergence Zone*), é um sistema sinótico importante na geração de chuvas sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como em áreas continentais adjacentes. É formada pela confluência entre os ventos alísios de nordeste e sudeste em baixos níveis, provenientes do hemisfério norte e sul, respectivamente. Esta faixa é constituída por uma zona de baixa pressão atmosférica, associada a zona ascendente da célula de Hadley (fig. 3.6). O choque entre os ventos alísios de NE e SE promove a ascensão do ar quente e úmido acarretando a formação das nuvens, devido as baixas pressões, que aliadas a altas temperaturas da superfície do mar, resultam em intensa atividade convectiva e precipitação (Ferreira & Mello, 2005). Por esta razão, a ZCIT é facilmente identificada em imagens de satélite por uma banda de nuvens alinhadas no sentido leste - oeste próximo a zona equatorial do globo terrestre.

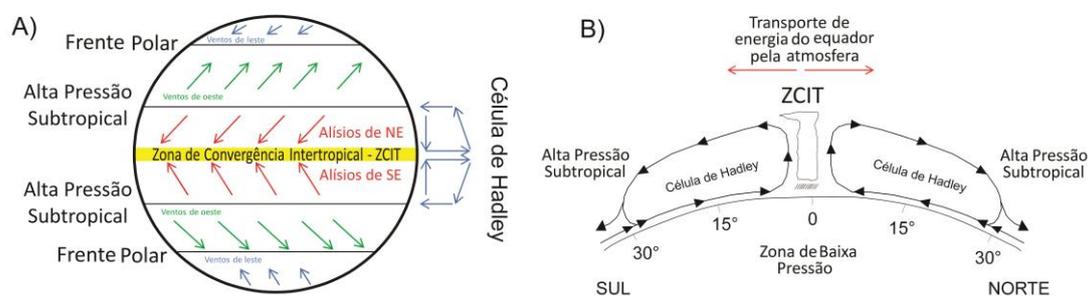


Figura 3.6: Esquema da Célula de Hadley e ZCIT. A) Perfil geral dos ventos globais e posicionamento da célula de Hadley. Modificado de Reboita et al., (2012). B) Perfil detalhado da zona de formação da ZCIT. Modificado de Aimola & Moura, (2016).

A temperatura da superfície do mar (TSM) é um dos fatores determinantes no posicionamento da ZCIT, que se movimenta sempre em sentido das altas TSM.

Portanto, o posicionamento desta zona irá variar de acordo com as estações, se deslocando em direção ao hemisfério de verão, ou seja, para o hemisfério sul durante os meses de DJF e para o hemisfério norte durante os meses de JJA. Este processo de movimentação da ZCIT caracteriza um mecanismo de retro-alimentação (*feedback* positivo), onde a TSM mais fria no Atlântico Norte gera o fortalecimento da zona de alta pressão subtropical do atlântico norte, que por sua vez intensifica os ventos alísios de nordeste, enfraquecendo os ventos alísios de sudeste, deslocando a ZCIT para sul, e vice e versa.

A ZCIT é mais significativa sobre os oceanos, e por isso, a TSM é um dos fatores determinantes na sua posição e intensidade (Ferreira & Mello, 2005). Entretanto o comportamento da ZCIT sob o oceano Atlântico e Pacífico é diferente. No leste do Pacífico, a ZCIT tende a localizar-se preferencialmente no hemisfério norte durante todo o ano (5°N), se deslocando para sul apenas em episódios fortes de ENSO. Já a porção Atlântica da ZCIT apresenta maior variação meridional no decorrer do ano, atingindo o equador durante a estação de verão austral (Garreaud et al., 2009).

Carvalho & Oyama, (2013) observaram que a largura e intensidade da ZCIT tendem a diminuir ao atingir as suas posições mais ao norte em escala mensal. A diminuição pode estar relacionada a uma maior ação de sistemas transientes de grande escala, não somente sobre os continentes sul-americano/africano, mas também sobre a ZCIT atlântica.

Nos meses de verão no hemisfério sul, anomalias da TSM no Atlântico tropical modulam a localização da ZCIT, e conseqüentemente a precipitação na região nordeste do Brasil (Vera et al., 2006). A região do NEB (nordeste brasileiro, incluindo região centro-leste da Amazônia) tem seu regime de chuvas diretamente relacionados a ZCIT, que no verão austral se desloca para o sul contribuindo para a pluviosidade nestas regiões, formando um dipolo de precipitação entre a região afetada pela monção e a região semiárida brasileira (vide seção 3.6.4). O máximo de precipitação sobre o norte e nordeste do Brasil ocorre entre os meses de março e abril, época que a ZCIT atinge suas posições mais ao sul do equador.

Apesar do deslocamento sazonal da ZCIT, ela persiste durante todo o ano (diferente da ZCAS), e sua posição média é no hemisfério norte. Além da TSM, a circulação oceânica também controla o posicionamento da ZCIT, caracterizada pela célula de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC), responsável pelo fluxo de calor do hemisfério sul para o hemisfério norte transportado pelo oceano Atlântico (Aimola & Moura, 2016). Dessa forma, a ZCIT é extremamente sensível a variações do gradiente meridional de temperatura dos oceanos durante todo o ano (Vuille et al., 2012), e o seu deslocamento para sul pode ser intensificado devido a distúrbios causados por fenômenos como ENSO ou por resfriamento em altas latitudes do hemisfério norte. Em relação ao SMAS, a ZCIT tem papel fundamental na determinação da intensidade da

estação de monção, visto que a dinâmica do seu posicionamento determina o fluxo de umidade do Atlântico Norte para o continente sul americano (Vuille et al., 2012).

3.6.3. ZCAS

A Zona de Convergência do Atlântico Sul é uma feição importante do sistema de monção, visto que sua variabilidade é correlacionada com a variabilidade do SMAS (Carvalho et al., 2004). É constituída por uma banda orientada NO-SE de escala continental que pode ser identificada em composições de imagens de satélite como uma banda de nebulosidade (fig. 3.7) (CPTEC, 2018a). Esta faixa de nebulosidade se forma devido à interação de convecção tropical com sistemas frontais de média latitude e vórtices ciclônicos subtropicais de alto-níveis, que podem ficar estacionários por um período de tempo, formando a ZCAS. A faixa de nebulosidade recebe este nome quando a banda convectiva se mantém estável por pelo menos três dias consecutivos (caso contrário, é denominada ZCOU – Zona de Convergência de Umidade) (Sacramento Neto et al., 2010).

Após o estabelecimento da ZCAS, a convecção fica ativa sobre grande parte da América do Sul tropical (Gan et al., 2004). Contudo, o estabelecimento da ZCAS sofre grande influência de sistemas transitórios de baixa e média latitude. Frentes frias de verão podem contribuir para precipitação acima da média e ser importante modulador da intensidade e posicionamento da ZCAS (Gan et al., 2004).

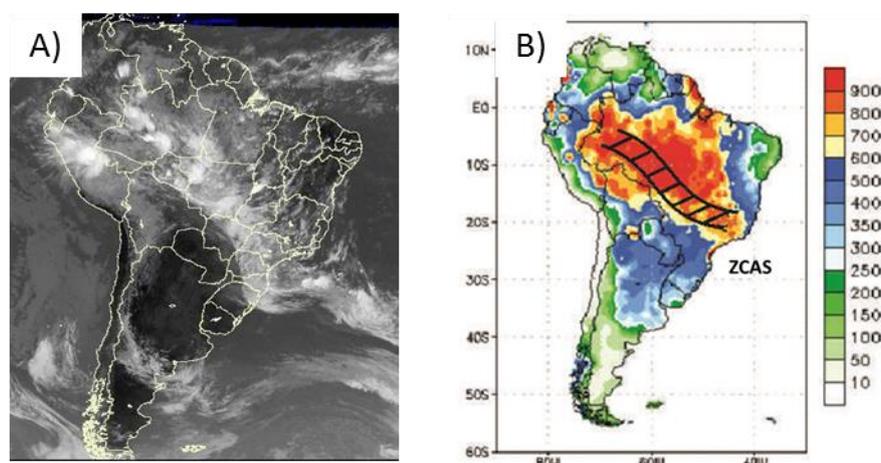


Figura 3.7: A) ZCAS representada por banda de nebulosidade registrada pela imagem GOES-12 do INPE/CPTEC/DAS, disponível em <http://zcas.cptec.inpe.br/>. B) Mapa de precipitação acumulada (mm de chuva) para os meses de verão (DJF). Série histórica de 1979-1995. Modificado de: *Climate Prediction Center* (NOAA), disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/Global_Monsoons/American_Monsoons/SAMS-Phases/.

Os mecanismos que originam e mantêm a dinâmica da ZCAS não são totalmente esclarecidos, contudo, há um acoplamento entre a atividade da ZCAS e a TSM do Atlântico Sul, apesar de não ser clara a relação de causa e efeito. (Jorgetti et al., 2014) sugerem diferentes forçantes dependendo do posicionamento da ZCAS. O deslocamento para norte da ZCAS é correlacionado com anomalias negativas de TSM na costa sudeste

brasileira. Neste caso, o oceano é a forçante do sistema, fornecendo umidade para a sustentação da zona de convergência por meio de mudanças na pressão atmosférica e consequentemente no padrão dos ventos. De maneira oposta, o posicionamento da ZCAS mais ao sul é correlacionado com uma anomalia negativa da TSM na região tropical e anomalia positiva na região subtropical. Neste caso, a forçante parte da atmosfera, onde a variação das nuvens e o fluxo de baixos níveis atmosféricos modulam a TSM. A intensificação dos jatos de baixo nível (JBN) converge com o fluxo vindo de sul da zona de alta pressão do Atlântico Sul, havendo neste caso duas fontes de umidade, uma proveniente da região Amazônica e outra do Atlântico subtropical (Jorgetti et al., 2014).

A influência da TSM na ZCAS pode ser relevante apenas para a porção oceânica da ZCAS, estando a variabilidade continental vinculada a variações locais internas da atmosfera (Carvalho et al., 2004). O dipolo de temperatura estabelecido entre oceano tropical e subtropical tem maior influência na porção oceânica da ZCAS, sugerindo uma modulação não apenas da TSM (condição de fronteira de superfície) mas também uma modulação por parte da propagação da onda de Rossby de médias latitudes. Já a porção continental da ZCAS é muito mais sensível aos gradientes térmicos entre terra e mar, o que fica refletido na resposta dos sistemas de monção em escala orbital ao parâmetro da insolação (Cruz et al., 2005a).

Diferente da ZCIT que é presente durante todo o ano, a ZCAS é um fenômeno sazonal, que ocorre de Novembro a Março, com fases de desenvolvimento bem estabelecidas do início ao fim (Carvalho et al., 2004). A ZCAS adentra o continente sul americano na sua fase madura, e esse cinturão de atividade convectiva é determinado pelas características da superfície e da topografia do terreno. Ou seja, a monção interage com a vegetação, umidade dos solos, além de interações locais da atmosfera.

3.6.4. Dipolo climático Oeste - Leste

Significantes assimetrias leste - oeste são observadas no clima do continente, devido a presença dos Andes, a mudanças na largura continental e a condições de fronteira impostas pela presença do Oceano Pacífico frio e do Atlântico quente. Isto força o prevalecimento de clima frio e seco do lado do Pacífico e em porção fina a leste dos Andes, enquanto que no interior do continente prevalecem condições quentes e úmidas desde oeste dos Andes até o litoral atlântico (Garreaud et al., 2009).

Um padrão dipolar caracteriza a variabilidade intrasazonal de precipitação na América do Sul (Vera et al., 2006). Condições de chuva são intensificadas durante o verão na porção central, devido à estação de monção da América do Sul enquanto que, de forma oposta, a precipitação prevalece durante os meses de inverno na região do nordeste brasileiro (NEB). Análises da emissão de longo comprimento de onda demonstram a supressão de convecção no nordeste brasileiro durante a fase madura de intensa atividade convectiva da ZCAS, reforçando a ideia de gangorra (dipolo) entre o NEB e a

zona sobre influencia do SMAS (Carvalho et al., 2004), refletido nos padrões de precipitação abaixo e acima da média, respectivamente (Jones & Carvalho, 2002). Este dipolo ocorre devido à célula zonal de circulação formada pela Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste (fig. 3.8).

Na fase inicial do SMAS, ocorre o desenvolvimento de uma zona de baixa pressão continental na região do Paraguai-Argentina, denominada Baixa do Chaco (Zhou & Lau, 1998), criando um gradiente de pressão que guia a movimentação dos ventos durante a estação de monção. A Baixa do Chaco força o movimento dos ventos de leste sobre a Amazônia a migrarem na direção sul pelo jato de baixos níveis, que migram respeitando as barreiras impostas pela cordilheira dos Andes e pelo planalto central brasileiro.

Simultaneamente, desenvolve-se sobre a região do Altiplano andino um anticiclone de centro quente na alta troposfera, conhecido como Alta da Bolívia. Esta zona de alta pressão é formada devido à intensa liberação de calor latente da atividade convectiva sobre a bacia amazônica (Garreaud et al., 2009), assim como por calor sensível liberado através do aquecimento da atmosfera sobre o platô. Em resposta a esta zona de alta pressão, ocorre em altos níveis o desenvolvimento de uma zona de baixa pressão, representada nas linhas de corrente de vento, denominado Cavado do Nordeste (fig. 3.8). Os ventos na zona do cavado são no sentido horário, mas não completam 360°. Contudo, esta circulação pode eventualmente se fechar formando uma circulação ciclônica de subsidência (VCAN), comum próximo à região do nordeste brasileiro (Reboita et al., 2017). O Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) é um sistema de escala sinótica com circulação fechada e núcleo frio de movimento descendente, provocando movimentação ascendente de ar quente e úmido na sua periferia (Kousky & Gan, 1981).

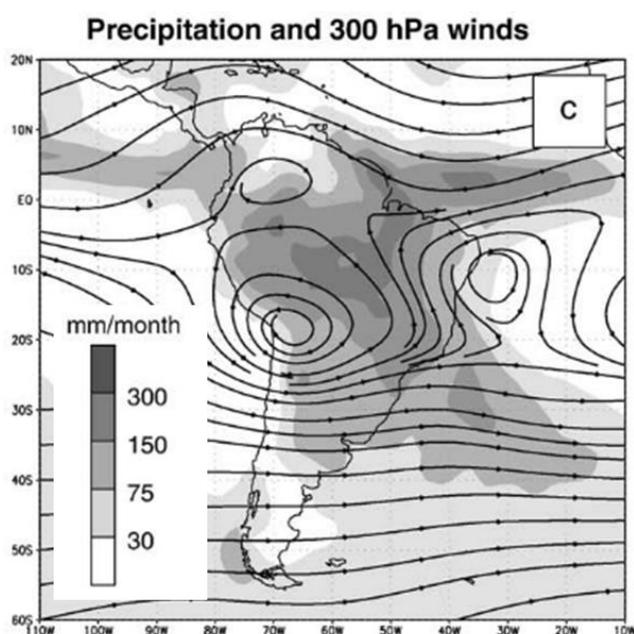


Figura 3.8: Média de precipitação de longo prazo e *streamlines* (direção de fluxo atmosférico) a 300hPa para o mês de Janeiro. Notar a circulação anticiclônica sobre a região do Altiplano (Alta da Bolívia) e a circulação ciclônica sobre o oeste tropical Atlântico (Cavado do Nordeste). Fonte: Garreaud et al., (2009).

A simulação do Cavado do Nordeste em modelagem ocorre como uma resposta linear à atividade convectiva, contudo, além da atividade convectiva sobre a bacia amazônica requerida para formar a Alta da Bolívia, é observado a importância da atividade convectiva africana simultânea, para a formação da baixa à leste da América do Sul. A convecção sobre a região da ZCAS forma um limite a sudoeste do cavado, restringindo o mesmo apenas à região do nordeste brasileiro (Lenters & Cook, 1997).

A alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste estão dinamicamente conectados, e a subsidência no nordeste é diretamente relacionada com a seca da região semiárida brasileira. A relação entre este gradiente oeste-leste de pressão é relacionada com a atuação convectiva da ZCAS (Lenters & Cook, 1997).

3.7. Monitoramento Climático

3.7.1. INMET

O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) disponibiliza dados históricos variados de estações meteorológicas convencionais, distribuídas pelo país através do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMAP), disponíveis em www.inmet.gov.br. Neste banco de dados estão acessíveis dados diários a partir de 1961 para as estações que tenham disponível dados digitalizados.

A estação da cidade de Posse – GO (OMM: 83332/86692) é a mais próxima da área de estudo. Encontra-se a aproximadamente 50 km a sul da caverna São Mateus, a uma altitude de 825 m. Iniciou sua operação em Agosto de 1975, contudo apresenta algumas interrupções de dados no decorrer da série histórica, tendo sido reaberta a partir de 2007.

Considerando a média mensal dos dados históricos de 1961 a 2018, a região apresenta um padrão de precipitação com duas estações bem marcadas, uma de seca e outra chuvosa (fig. 3.11). O período seco corresponde aos meses do inverno (JJA), com precipitação inferior a 15 mm. De forma oposta, a estação de verão (DJF) é onde ocorrem os maiores índices pluviométricos, superando os 700 mm de chuva média mensal. O comportamento da precipitação nas estações do outono (MAM) e primavera (SON) é semelhante, e caracteriza períodos de transição entre a estação chuvosa e seca, com diminuição (ou aumento) abrupto da precipitação no decorrer dos meses destas estações. A quantidade de precipitação no outono e primavera é semelhante, por volta de 350 mm mensais, podendo haver maior precipitação no mês de março, dependendo da intensidade da monção.

Os meses de maior contribuição para a precipitação local são dezembro (representando 19% da chuva local), seguido por janeiro (16%), março (15%), novembro (15%) e fevereiro (14%). Ou seja, praticamente 80% da precipitação local ocorrem na estação de chuvas vinculadas à atividade da ZCAS, nos meses de NDJFM, período equivalente às

fases I a IV da evolução da ZCAS. As temperaturas médias mensais variam entre 22 e 26° C, sendo as temperaturas mais elevadas concentradas no período chuvoso.

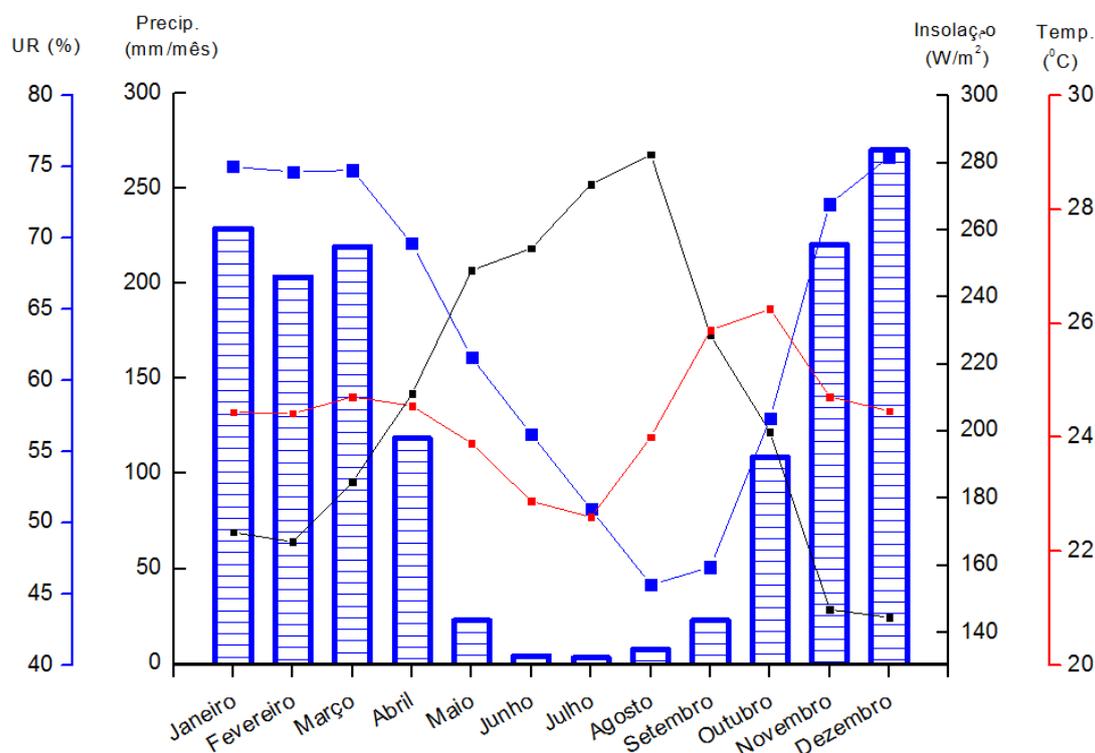


Figura 3.11: Dados da estação de Posse - GO (INMET). Barras azuis: dados de precipitação (1961-2018). Linha azul: dados de umidade relativa do ar (1975-2011). Linha preta: dados de insolação (1976-2010). Linha vermelha: dados de temperatura (1975-2011).

Dados mensais de insolação estão disponíveis de 1976 a 2010 (com alguns meses sem dados) para esta estação. A estação apresenta média de 209 W/m², com mínima de 40 W/m² e máxima de 323 W/m². A insolação também varia de acordo com a sazonalidade. Na estação seca, devido a ausência de nuvens e condições de céu aberto, observa-se maiores índices de insolação. Já nos meses de maior atividade convectiva, a cobertura do céu por nuvens diminui a incidência solar local.

Dados de temperatura e umidade relativa do ar também estão disponíveis para esta estação desde 1975 até julho 2018 (fig. 3.12). Em relação às médias mensais da série histórica, a temperatura apresenta pequena amplitude, variando em um intervalo de 5°C entre as estações, sendo as maiores temperaturas centradas nos meses de setembro e outubro e as menores em junho e julho. O comportamento da umidade relativa do ar corresponde ao da temperatura, já que esta última tem influência sobre a capacidade do ar de reter umidade. Contudo, a disponibilidade de água é um fator relevante, como sugerido pelo acompanhamento da variação da umidade do ar com os dados de precipitação.

A série temporal para médias anuais apresenta dados dos últimos 42 anos (dados incompletos dos anos de 1979; 1986; 1987 e ausentes para 1981). Apesar de ser pequena, é notável a tendência de diminuição da precipitação na região (fig. 3.12, em azul), acompanhada pela tendência de queda da umidade relativa do ar ($\alpha = -0.19^*$) e aumento gradual da temperatura ($\alpha = 0.05$).

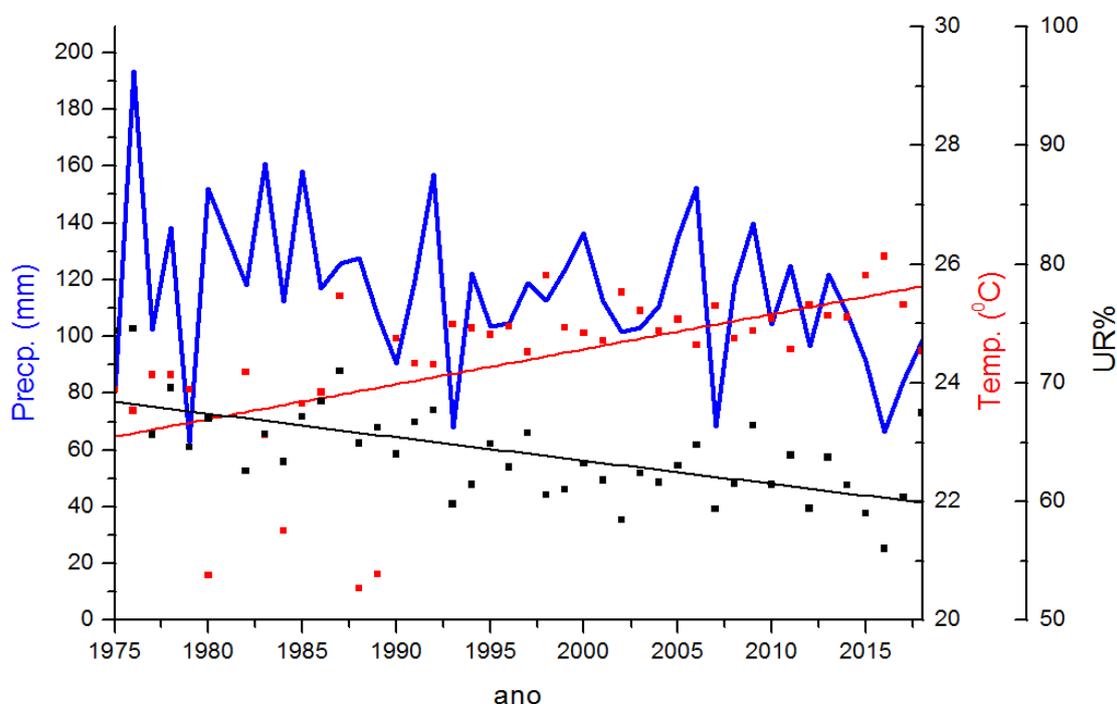


Figura 3.12: Dados de médias anuais da estação de Posse – GO (INMET). Linha azul: Média anual de precipitação (mm). Pontos vermelhos: Média anual de temperatura (°C). Pontos pretos: Média anual de umidade relativa do ar (%). Linha vermelha e linha preta: regressão linear dos pontos de temperatura e umidade relativa, respectivamente.

Considerando o intervalo amostral de 1975 – 2018, houve algumas ocorrências de eventos muito fortes de El Niño (baseado no índice ONI**), entre 1982-1983; 1997-1998 e entre 2015 e 2016 e eventos fortes de La Niña em 1988-1989 e 2010-2011 (CPC, 2018). Comparando estes períodos com os dados históricos da estação de Posse, não fica claro a influência do ENOS na região. Para os eventos de 82 e 91 é observado o aumento no total anual da precipitação, mas nos demais eventos essa relação não é nítida. Dessa forma, não fica claro a sensibilidade da região nordeste do Goiás quanto aos efeitos do ENSO. A influência do fenômeno ENSO na precipitação diária do estado do Goiás é relativa e não muito clara, onde fases de El Niño (La Niña) podem aumentar (diminuir) a precipitação no estado, ocorre para apenas alguns eventos da série histórica dos últimos 30 anos (Marcuzzo and Romero, 2013). Também não é reconhecida influência significativa do ENSO nos valores de número de dias com chuva para o estado de Goiás (Romero et al., 2014).

* α =Inclinação da reta.

** Índice ONI (*Oceanic Niño Index*) da NOAA, para identificar eventos El Niño (quente) e La Niña (frio) no pacífico tropical, representado pela média das anomalias de SST a cada 3 meses.

3.7.2. IAEA-GNIP

O GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*) é um banco de dados público, organizado pela IAEA (*International Atomic Energy Agency*) através do programa de recursos hídricos, em parceria com a WMO (*World Meteorological Organization*), que encontra-se disponível em <http://www.iaea.org/>. É interessante comparar dados isotópicos da chuva atual com os valores obtidos do espeleotema, considerados de refletir a assinatura isotópica da água da chuva da qual ele se precipitou.

A estação mais próxima a área de estudos localiza-se na cidade de Brasília – DF, a aproximadamente 300km a sudoeste do PETER (Caverna São Mateus). A série histórica de monitoramento do GNIP em Brasília teve apenas 24 anos de duração, no período de 1963 a 1987.

O padrão de precipitação para a estação do GNIP de Brasília é o mesmo do registrado na estação do INMET de Posse – GO, caracterizado por duas estações bem definidas, uma chuvosa e outra seca, evidenciando que ambas as regiões têm sua precipitação vinculada a atividade da ZCAS nos meses de atividade do SMAS. O posicionamento da estação de Brasília relativamente mais próxima a região central da ZCAS atribui-lhe um total anual acumulado de precipitação um pouco superior (total de 1430 mm para Posse e de 1515 mm para Brasília).

Os isótopos de oxigênio da água da chuva apresentam comportamento oposto à quantidade de precipitação, ou seja, quanto maior a quantidade de precipitação, mais negativo ficam os valores de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva (fig. 3.13). Esta correlação negativa entre $\delta^{18}\text{O}$ da chuva e a quantidade de precipitação é conhecido na literatura como “efeito de quantidade” (ou em inglês, *amount effect*), como descrito por Dansgaard, (1964). Diferentes mecanismos podem culminar neste efeito, como evaporação das gotas antes de atingirem o chão, mistura ou alternância de diferentes fontes de vapor, ou precipitação progressiva (Eastoe & Dettman, 2016).

Como praticamente a totalidade das chuvas na região ocorre em uma única estação, coincidente com a fase pico do sistema de monção da América do Sul, em especial, coincidente com a instalação da atividade convectiva da ZCAS, o efeito de quantidade pode ser considerado o principal fator controlando o fracionamento isotópico da água da chuva na região. Dessa forma, considerando que os principais parâmetros climáticos atuais atuaram no passado próximo, os valores $\delta^{18}\text{O}$ dos espeleotemas, provenientes da água meteórica, evidenciam a intensidade da atividade convectiva na região.

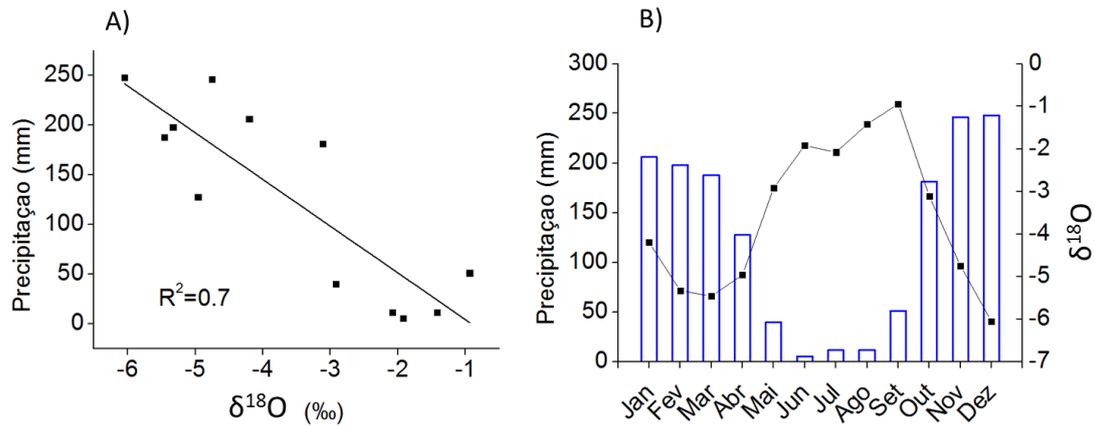


Figura 3.13: Dados da estação GNIP/IAEA de Brasília – DF. Os isótopos de oxigênio da chuva mostram uma relação oposta com a quantidade de precipitação. A) Correlação negativa entre valores de quantidade de precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ da água. B) Variação da quantidade de precipitação e $\delta^{18}\text{O}$ no decorrer das estações do ano. Fonte dos dados: IAEA/WMO, (2018).

Diferentes fontes de umidade também podem impactar a assinaturas isotópicas da água da chuva. Contudo, não é evidente para a região uma segunda fonte de umidade para a precipitação que não a trazida pela ZCAS, devido a concentração da precipitação nos meses de atuação da mesma. A contribuição de sistemas transientes que trazem umidade do Atlântico Sul geralmente não atinge essa porção central do continente.

4. Metodologia

4.1. Coleta e preparação de amostras

Foi realizado um mapeamento de diversos espeleotemas para selecionar amostras adequadas para estudo climático. Amostras ideais são aquelas de crescimento lento e mineralogia primária preservada, com ausência de feições de alteração diagenética. Datações de topo e base para elaboração de um panorama geral das amostras foram realizadas em espeleotemas de Goiás (GO) e Tocantins (TO). Uma síntese de todas as amostras é apresentada na tabela 02. Todas as amostras foram coletadas com permissão do órgão ambiental competente (Autorização Sisbio 22424-8 e Autorização SECIMA-GO 016/2017).

Na seleção de amostras é dada prioridade a estalagmites com formato cilíndrico, pois apresentam estrutura interna mais simples (Fairchild et al., 2006). Para interpretação paleoclimática dos isótopos estáveis do espeleotema, parte-se do pressuposto que a precipitação da calcita ocorra próximo das condições de equilíbrio com a água (Fairchild & Baker, 2012; Lachniet, 2009). Visando garantir esta premissa, coletas são realizadas preferencialmente em salões isolados, com baixa circulação e elevada umidade relativa do ar. Foi evitada a coleta nas proximidades das zonas de entrada ou condutos de rios onde fatores ambientais externos influenciam a taxa de evaporação e pressão de CO₂, fatores esses que podem culminar na precipitação de calcita em condições de desequilíbrio isotópico, ocorrendo o fracionamento do oxigênio entre a solução aquosa e o CaCO₃. O rigor na coleta é essencial na confiabilidade do uso de valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do CaCO₃ na reconstrução paleoclimática a partir destes isótopos.

Ao todo foram datadas 37 amostras de estalagmites (tab. 2). Destas amostras, 25 pertencem ao acervo do Laboratório de Sistemas Cársticos da USP e foram previamente coletadas nas cavernas Ulisses (n=6) e Mata Virgem (n=3), localizadas no município de Natividade – TO e na caverna São Mateus (n=16) no PETER - GO. Outras 12 estalagmites foram coletadas em campo durante a execução do presente trabalho, também na Caverna São Mateus – GO. Esta coleta foi realizada especificamente visando amostras mais antigas que o Holoceno, com potencial de registrar as mudanças do último período glacial. Dessa forma, foi dada preferência para espeleotemas já quebrados, com aspecto exterior mais rugoso, escuro, com evidência de sobrecrecimento de espeleotemas mais jovens sobrepostos após a quebra inicial do espeleotema original. As amostras coletadas em campo foram cortadas longitudinalmente em relação ao eixo de crescimento, utilizando serra a fio diamantada nas instalações do IGc/USP, assim como as demais amostras do acervo.

O imageamento das seções dos espeleotemas foi realizado para registro e planejamento dos pontos a serem amostrados, tanto datação quanto isótopos estáveis. Utilizou-se *scanner* digital convencional e máquinas fotográficas para tal registro. As distâncias

entre topo e base dos espeleotemas foram medidas digitalmente sobre a imagem das estalagmites, com auxílio do *software* Corel Draw, respeitando sempre o eixo principal de crescimento das amostras. Estes dados de dimensão foram utilizados nos cálculos das taxas de crescimento e resolução temporal para cada amostra para análise isotópica.

AMOSTRAS - ESPELEOTEMAS

Caverna	Estado	Amostra	Data de Coleta	Datação				Responsável pela coleta
				T	M	B	Ext	
Caverna São Mateus	GO	SMT02	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT03	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT04	Jan-12	x	x	x	x	JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT05	Jan-12	x	x	x	x	JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT06	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT07	Jan-12	x	x	x	x	JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT09	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT10	Jan-12	x	x	x	x	JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT13	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT15	Jan-12	x				JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT16	Jan-12	x	x	x	x	JSM
Caverna São Mateus	GO	SMT20	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT21	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT22	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT23	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT24	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT25	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT26	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT27	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT28	Sep-17	x	x	x		CS
Caverna São Mateus	GO	SMT29	Sep-17	x	x	x	x	CS
Caverna São Mateus	GO	SMT30	Sep-17	x	x	x	x	CS
Caverna São Mateus	GO	SMT31	Sep-17	x		x		CS
Caverna São Mateus	GO	SM03p	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SM04p	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SM05p	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SM06p	Jan-12	x		x		JSM
Caverna São Mateus	GO	SM08p	Jan-12	x		x		JSM
Caverna Mata Virgem	TO	MV-1		x	x	x	x	-
Caverna Mata Virgem	TO	MV-2		x		x		-
Caverna Mata Virgem	TO	MV-3		x	x	x	x	-
Caverna Ulisses	TO	NT-4		x		x		-
Caverna Ulisses	TO	NT-7		x	x	x	x	-
Caverna Ulisses	TO	NT-20		x		x		-
Caverna Ulisses	TO	NT-21		x		x		-
Caverna Ulisses	TO	NT-22		x		x		-
Caverna Ulisses	TO	NT-30		x		x		-

Tabela 02: Síntese das amostras mapeadas em relação ao intervalo de crescimento. T = Topo, M = Meio, B = Base, referem-se à posição das amostras de datação em relação ao comprimento do espeleotema. Ext = Extra, indica que foram realizadas mais datações ao longo do espeleotema.

Após tratamento das amostras e primeiros resultados geocronológicos, optou-se por trabalhar com o espeleotema SMT16 da Caverna São Mateus (PETER – GO), em virtude da boa preservação cristalina e mineralógica do mesmo, e devido a continuidade temporal do presente até cerca de 15 mil anos, além da ausência de hiatos.

4.2. Geocronologia U – Th

Amostragem para geocronologia foi realizada no Laboratório de Sistemas Cársticos da USP. As datações foram realizadas nas instalações do Instituto de Mudanças Climáticas da Universidade Jiatong de Xi'an, China, com o apoio do Prof. Dr. Hai Cheng.

4.2.1. Amostragem

Foram perfuradas 109 amostras para datação. A extração de CaCO_3 das estalagmites para datação radiométrica foi realizada no Laboratório de Sistemas Cársticos da USP, com o auxílio de uma micro retífica de eixo flexível do fabricante Dremel 3000 modelo 225 e brocas com ponta de *carbide*, e no Laboratório de Geocronologia da UnB, utilizando o mesmo modelo de equipamento.

Perfuraram-se aproximadamente 0,2g de CaCO_3 , optando pela região mais central do espeleotema, sempre respeitando os limites das camadas, evitando ao máximo a mistura de “pós” de camadas superiores (mais jovens) ou inferiores (mais velhas). O espaço central do eixo de crescimento do espeleotema é reservado para amostragem de isótopos estáveis. Foi também priorizada a amostragem em locais onde o carbonato se encontrava íntegro, sem indícios de dissolução ou recristalização posterior. A amostragem ocorreu preferencialmente nas porções onde o carbonato apresentava colorações mais claras e aspecto mais puro, evitando camadas amarronzadas ou porosas, com potencial presença de material detrítico.

O pó produzido pela perfuração da camada do espeleotema é recolhido com pinças utilizando papel de pesagem. As amostras são pesadas utilizando balança Libror EB-330H, com precisão de três casas decimais. As amostras são armazenadas em recipientes de vidro de 4 ml e devidamente identificados.

Entre cada ponto de amostragem é realizado uma limpeza de todo ambiente de trabalho e da superfície do espeleotema. Ar comprimido é utilizado para limpeza da bancada e do furo previamente realizado na amostra. A broca e pinça são limpas com ácido HNO_3 diluído, para que não haja nenhum resquício de carbonato da amostra anterior, banhadas em água e álcool, e depois devidamente secas. Todo o processo é realizado dentro de capela de exaustão para evitar contaminação pelo pó de rocha em suspensão.

4.2.2. O método

A precisa datação é parte essencial para reconstrução paleoclimática, devido à necessidade do posicionamento das variações das *proxies* na escala de tempo. O uso do ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th para datação absoluta de eventos climáticos do quaternário é

amplamente empregado e passou por diversas melhorias e avanços desde a década de 80 (Cheng et al., 2000). Este método (U-Th) é baseado no decaimento da série do ^{238}U que termina com o ^{206}Pb , passando pelos isótopos intermediários ^{234}U e ^{230}Th (Cheng et al., 2000; Edwards et al., 1987), sendo os tempos de meia vida destes filhos intermediários importantes parâmetros para o cálculo da idade.

Os minerais carbonáticos que formam os espeleotemas, assim como os corais, incorporam uma pequena quantidade de ^{238}U e ^{234}U da água, na forma do íon Uranyl (UO_2^{2+}), mas não incorporam o ^{230}Th , pois o tório é praticamente insolúvel e só é incorporado ao CaCO_3 junto com as fases detríticas não-carbonáticas (Reeder et al., 2000). Com o decorrer do tempo, o ^{238}U (isótopo pai) decai e produz ^{234}U e ^{230}Th (isótopos intermediários na série do urânio) no esqueleto do coral ou no mineral do espeleotema. Contudo, estes isótopos também são radioativos e sofrem decaimento, com tempos de meia vida relativamente curtos, de $\sim 2,5 \cdot 10^5$ e $\sim 7,5 \cdot 10^4$ anos, respectivamente. Gradualmente, a quantidade dos isótopos filhos presente aumenta a um nível que reflete o balanço (equilíbrio secular) entre o decaimento lento do pai ^{238}U e a perda rápida do filho ^{230}Th .

Dessa forma, o relógio Th/U é útil para datações recentes até aproximadamente 500 mil anos (Edwards et al., 1987). Entretanto, com melhorias na precisão da determinação dos valores das constantes de decaimento e aprimoramento das metodologias de análise, já foram comprovadas boas datações com o método em carbonatos de até 640 mil anos (Cheng et al., 2013a). O método é baseado no descrito por Edwards et al., (1987). A equação para cálculo da idade inclui termos para as constantes de decaimentos de todos os três nuclídeos: ^{238}U ; ^{234}U ; ^{230}Th (Cheng et al., 2000).

A equação para o cálculo da idade é apresentada a seguir (eq. 04), onde T é o tempo e λ representa a constante de decaimento. Foram utilizados os valores de meia vida de 245.620 ± 260 anos para ^{234}U e 75.584 ± 110 anos para ^{230}Th , como determinado por Cheng et al., (2013a), e meia vida do ^{238}U de $4.4683 \pm 0.0024 \cdot 10^9$, como determinado por Jaffey et al., (1971).

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right) = e^{-\lambda_{230}T} - \left[\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right) - 1\right] \left(\frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}}\right) x (1 - e^{(\lambda_{234} - \lambda_{230})T}) \quad \text{Eq. 04}$$

Este método de datação requer que as amostras tenham quantidade inicial mínima de urânio para permitir a análise dos isótopos filhos produtos do seu decaimento, o que pode limitar a precisão do método. Concentrações de centena de ppb (parte por bilhão) já são suficientes com a acurácia e precisão do método (Cheng et al., 2013a). Também parte-se da premissa da atividade insignificante ou inexistente de ^{230}Th quando da formação da rocha, e que o sistema tenha permanecido fechado em relação ao U e Th após a deposição da rocha (Hellstrom, 2006; Kaufman et al., 1998).

A correção da idade em relação a contaminação de isótopos de Th de origem alóctone pode ser relevante na precisão da idade final obtida, e é realizada com base na presença

do ^{232}Th , isótopo abundante de tório e de meia vida longa ($\sim 1.4 \cdot 10^{10}$ anos). Quanto menor a relação entre $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, mais significativa é a correção da idade, pois indica uma grande contaminação inicial de ^{230}Th em relação ao ^{230}Th autigênico, produto de decaimento após a cristalização mineral. Esta correção é feita de acordo com a equação 05, onde T = tempo, A = atividade da fase autigênica, A_m = atividade medida na amostra (fases autigênica e detrítica juntas), λ = constante de decaimento e R_0 é a atividade do $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ na fase detrítica, valor estimado a partir de outras fontes, podendo ser utilizado genericamente um valor que reflita a razão da crosta continental superior (Richards & Dorale, 2003).

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_A = \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_{Am} - \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_A R_0 e^{-\lambda_{230}T} \quad \text{Eq. 05}$$

Maiores informações sobre a correção do dado podem ser encontradas em Kaufman et al., (1998). Revisão sobre os cálculos utilizados são apresentados em (Richards & Dorale, 2003).

4.2.3. Procedimento químico

Os procedimentos para separação química do U e Th são baseados no descrito por Edwards et al., (1987); Shen et al., (2002, 2003). Descrição em português do passo a passo (receita) também pode ser encontrada em Strikis, (2011).

A quantidade de amostra a ser utilizada é determinada com base na concentração de ^{238}U da amostra e a quantidade de *spike*, através da relação mostrada na equação abaixo (eq. 6), onde Wt se refere ao peso da amostra (dado em mg tanto para o *spike* quanto para a amostra) e ^{238}U se refere à concentração de U em ppb.

$$Wt_{(spike)} = \frac{Wt_{(amostra)}^{238}\text{U}_{(amostra)}}{274} \quad \text{Eq. 06}$$

A amostra necessita estar totalmente dissolvida (HNO_3) para a adição de *spike*, e é colocada para homogeneização e secagem para garantir o equilíbrio entre amostra e *spike*. Utilizou-se o *spike* 16A, referência utilizada no Laboratório da Xi'an Jiaotong University.

O U e Th são precipitados com o Fe pela adição de hidróxido de amônia seguido de processos cíclicos de centrifugação, dissolução e secagem. A extração destes íons é feita por meio de coluna de troca aniônica com uso da resina Spectra/Gel® Ion Exchanger 1X8 (*Strong base anion, chloride form*). Cada fração é coletada e armazenada individualmente para análise em espectrômetro de massa.

Como indicado por Banner, (2004), o processo de separação química é sensível à contaminação da amostra por material externo, sendo necessário o controle sobre a contaminação, que é realizado a partir da preparação e análise de brancos, que são preparados seguindo exatamente o mesmo procedimento das amostras, porém não

contém nenhum material geológico. No presente trabalho, cada conjunto de amostra para preparação química foi composto por 11 amostras + 1 branco, para atestar preparação e separação química sem contaminação significativa.

Foram também tomados os devidos cuidados com os reagentes, todos os ácidos utilizados neste processo são super-limpas e possuem composição isotópica altamente controlada. A água utilizada também é destilada-deionizada e considerada super-limpa (*super clean water*), apresentando resistividade de $18,2\text{M}\Omega\text{-cm}^{-1}$. Todos os instrumentos laboratoriais utilizados foram cuidadosamente limpos a cada etapa, com diferentes ácidos, seguindo procedimentos prescritos pelo laboratório. As atividades foram realizadas dentro de salas limpas, sob capelas com fluxo laminar de ar contínuo.

4.2.4. Procedimento instrumental

Após a devida preparação química, as amostras são devidamente diluídas utilizando solução ($\sim 1\% \text{HNO}_3 + \text{HF}$), até que atinjam uma intensidade aproximada de 0,006 mV em detector tipo Faraday, estando prontas para análise em espectrômetro de massa de alta resolução (HR-MC-ICP-MS – *High Resolution MultiCollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). As análises deste trabalho foram obtidas utilizando o Neptune Plus da Thermo Scientific, do laboratório de Isótopos da Universidade Jiatong de Xi'an, China.

A amostra é continuamente sugada pelo nebulizador devido à diferença de pressão dentro e fora da máquina, onde um aerossol é formado com gás argônio, que é o responsável por carregar a amostra para a zona de ionização. O Neptuno utilizado apresenta um sistema detector do tipo SEM (*secondary electron multiplier*). Os SEMs localizam-se atrás do sistema de lentes RPQ (*retarding potential quadrupole*), promovendo assim maior sensibilidade ao equipamento. O uso de RPQs reduz o *background*, pois rejeita as partículas que sofreram perda de energia durante o caminho de voo do feixe, funcionando como um filtro para íons com energias anômalas (Thermo, 2003). Todas as análises foram realizadas utilizando o sistema de nebulizador Aridos.

Instrumentos multi-coletores (MC) possuem a vantagem de medir todos os isótopos simultaneamente, anulando assim o efeito de flutuações na intensidade do feixe de elétrons, aumentando a precisão da análise. Contudo, é necessário realizar calibração entre os detectores para acurácia. Detalhamentos e explicações sobre MC-ICP-MS são apresentadas por (Wieser & Schwieters, 2005).

Detalhes sobre os protocolos utilizados para a análise, como correção de *tailing* e correção de fracionamento instrumental, são descritos por Cheng et al., (2013a). As precisões obtidas, na maior parte das datações, foram inferiores a $\sim 1\%$, segundo estimativa 2σ . As frações de U e Th foram analisadas separadamente no espectrômetro de massa.

Os brancos preparados na química são também analisados. Utilizou-se os valores médios obtidos para 50 ciclos para a conferência da preparação química e possível contaminação. Cada branco foi conferido para os valores de ^{230}Th , ^{232}Th e ^{238}U , de acordo com a equação abaixo (eq. 07), onde R representa a razão entre os isótopos, S representa a concentração do isótopo de referência no *spike*, e S_{sample} é a quantidade de *spike* que foi adicionada na amostra.

$$\text{Blank} = [(R)_{\text{meas}} - (R)_{\text{spike}}] \times S_{(\text{pmol}^*/\text{g})} \times S_{\text{sample}} (\text{g}) \quad \text{Eq. 07}$$

Para os isótopos de Th, calcula-se a razão do isótopo desejado (230 e 232) em relação ao ^{229}Th . Para o ^{238}U utiliza-se a razão com o ^{233}U . Desta forma é possível reescrever a equação 07 da seguinte forma:

$$^{230}\text{Th} = \left[\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{229}\text{Th}} \right)_{\text{meas}} - \left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{229}\text{Th}} \right)_{\text{spike}} \right] \times ^{229}\text{Th}_{\text{spike}} \times \text{spike amostra}$$

$$^{232}\text{Th} = \left[\left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{229}\text{Th}} \right)_{\text{meas}} - \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{229}\text{Th}} \right)_{\text{spike}} \right] \times ^{229}\text{Th}_{\text{spike}} \times \text{spike amostra}$$

$$^{238}\text{Th} = \left[\left(\frac{^{238}\text{Th}}{^{233}\text{Th}} \right)_{\text{meas}} - \left(\frac{^{238}\text{Th}}{^{233}\text{Th}} \right)_{\text{spike}} \right] \times ^{233}\text{Th}_{\text{spike}} \times \text{spike amostra}$$

Os respectivos valores de concentração e R do *spike* e os limites para brancos utilizados no presente trabalho são apresentados na tabela 03.

<i>Spike</i>				Valores aceitáveis de brancos		
Concentração	pmol*/g	Razões	Adimensional			
^{229}Th	0,23367	$^{232}\text{Th}/^{229}\text{Th}$	0,00065	$^{238}\text{U}_{(\text{pmol}^*)}$	0,0200	$\pm 0,0200$
^{233}U	0,84868	$^{230}\text{Th}/^{229}\text{Th}$	0,0000625	$^{232}\text{Th}_{(\text{pmol}^*)}$	0,0005	$\pm 0,0005$
		$^{238}\text{U}/^{233}\text{U}$	0,016802154	$^{230}\text{Th}_{(\text{fmol}^*)}$	0,0001	$\pm 0,0005$

Tabela 03: Valores isotópicos do *spike* e valores aceitáveis de branco.*

* Unidades do sistema internacional: Pmol (picomole) = 10^{-12} moles. Fmol (femtomole) = 10^{-15} moles.

4.3. Isótopos estáveis (C e O)

Foram realizadas análises para isótopos estáveis de carbono (C) e oxigênio (O) no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Brasília (UnB), sob supervisão do Prof. Dr. Roberto Ventura Santos. Também são utilizados neste trabalho análises de carbono e oxigênio realizadas previamente no laboratório de Isótopos Estáveis da USP, sob supervisão do Prof. Dr. Francisco William da Cruz Jr. A metodologia aqui descrita refere-se às análises realizadas durante o desenvolvimento desta dissertação, na Universidade de Brasília.

4.3.1. Amostragem

A amostragem foi realizada utilizando o microamostrador modelo 5410 da Sherline, acoplado a um medidor digital da distância entre os pontos amostrados. A perfuração da amostra foi realizada com broca odontológica de composição aço inoxidável e diamante. O espaçamento entre as amostras foi de 0,4mm, considerando uma resolução temporal aproximada de 20 anos. Após a perfuração, o pó de CaCO_3 (aproximadamente 300 μg) é coletado com auxílio de pinças e espátula e depositados em recipientes (*vials*) especiais com formato de tubo de ensaios e tampas rosqueáveis com septos emborrachados, e então levados para análise de isótopos de C e O no espectrômetro.

4.3.2. O método

Isótopos estáveis não são referidos como concentração de cada isótopo, mas como a razão entre eles, que ocorrem na natureza com abundâncias distintas. Este tipo de análise, baseada na proporção entre espécies isotópicas, é realizada por meio de espectrômetro de massa de razão isotópica (IRMS – *Isotopic Ratio Mass Spectrometry*).

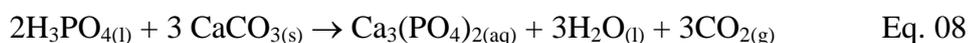
O princípio básico dos procedimentos analíticos para a obtenção das razões dos isótopos de O e C consiste na conversão de qualquer composto orgânico ou inorgânico em uma amostra gasosa de dióxido de carbono (CO_2). No caso de carbonatos, a extração do CO_2 ocorre pelo ataque ácido com H_3PO_4 100% no carbonato pulverizado, que é dissolvido liberando o C e o O para a fase gasosa. A medida das razões isotópicas de C e O é realizada a partir do espectro de massas das moléculas de CO_2 produzidas na reação, sendo utilizadas as massas 44, 45 e 46. Estas massas são utilizadas porque se referem às massas mais significantes que podem ocorrer entre diversas possibilidades de combinação entre os isótopos de C e O (tab. 04), sendo as demais combinações insignificantes (muito pouco prováveis) dentro da precisão do método. Todas as determinações são realizadas *online* e com o auxílio de um braço amostrador automatizado, além do uso de frascos selados com septos que permitem uma alta confiabilidade analítica, sem contaminação com o ar atmosférico.

Combinação molecular	Massa
$^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$	44
$^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$	45
$^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$	46

Tabela 04: Massas analisadas para o CO₂.

Para a análise, realiza-se o *flush* do frasco com gás hélio (1), injeção do ácido fosfórico (2), e a extração do CO₂ (3). Estes processos são detalhados a seguir:

- (1) *Flush*: A primeira agulha de cromatografia gasosa injeta He dentro do frasco selado com o intuito de trocar o ar atmosférico dentro do tubo, tornando o meio reacional livre de interferentes atmosféricos.
- (2) Uma segunda agulha de cromatografia gasosa é utilizada para injeção de H₃PO₄ com densidade de 1,93 g/cm³, que inicia a reação de extração do CO₂, conforme equação 07. Esta reação necessita 1 hora para que todo o CO₂ seja liberado.



- (3) Uma terceira agulha cromatográfica coleta o gás acumulado no interior do frasco e o envia para uma coluna cromatográfica de purificação por meio de um fluxo contínuo de hélio. Nesta coluna vapores d'água ou gases indesejados são eliminados.

Após a separação da coluna, o gás é finalmente conduzido por um tubo capilar para o espectrômetro para que seja realizada a leitura nos detectores. A leitura é feita em intensidade (mV) nos detectores do tipo Faraday e transformada para valores numéricos em relação à calibração da máquina, que é feita a partir de um gás de referência e padrões internacionais IAEA.

O gás de referência utilizado para calibração do espectrômetro é CO₂ 4.8CII ALS, com pureza mínima de 99.998% Mol/Mol. Este gás é calibrado contra o padrão primário de referência, o V-PDB (Vienna – PeeDee Belminte) certificado pela IAEA (*International Atomic Energy Authority*), cujos valores conhecidos (tab. 5) são calibrados contra o gás de referência utilizado.

O padrão originalmente utilizado era o PDB, ajustado para $\delta^{13}\text{C} = 0\%$, que provinha de *rostrum* de Belemnites do cretáceo da Formação PeeDee, na Carolina do Sul – EUA. Contudo, este padrão se esgotou no final da década de 70, e devida à indisponibilidade deste padrão no mercado laboratorial, substituiu-se o “PDB” no início da década de 80 pelo “V-PDB”, nome atribuído em reconhecimento aos esforços da IAEA em Vienna, Austria, para definição de um novo padrão internacional (Brand et al., 2014; Friedman et al., 1982). Assim, passou-se a recomendação mundial do uso de Vienna - PDB após o esgotamento do PDB original (Coplen, 1995). O valor do V-PDB foi definido a partir do padrão NBS19, material calcítico com composição isotópica definida (tab. 5). O uso de um padrão internacional permite aplicação de correções de erros e permite a comparabilidade dos resultados entre laboratórios.

Padrão	Material	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Referências
PDB	Calcita (pó de Belminte)	0	~0	(Craig, 1957)
NBS18	Carbonatito da Noruega	5.014‰	23.02‰	(Friedman et al., 1982) (Coplen et al., 2006)
NBS19	Mármore de origem desconhecida.	+1.95‰	-2.2 ‰	(Friedman et al., 1982) (Hut, 1987) (Coplen et al., 2006)

Tabela 05: Valores de referência $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos padrões internacionais utilizados. Fonte: IAEA, disponível em: <https://nucleus.iaea.org/rpst/ReferenceProducts/>, acessado em 10/08/2018. Na coluna da direita, referências associadas, com descrição dos padrões e sugestão de valores de acordo com análises laboratoriais para cada padrão. Valor de PDB extraído de (Craig, 1957).

Devido ao fato que as variações das composições isotópicas são muito pequenas, os resultados são expressos comumente pela notação delta (δ), definida na equação 09. As razões isotópicas são representadas com o isótopo pesado no numerador e o isótopo leve no denominador (Allegre, 2008).

$$\delta = \left(\frac{\text{Razão isotópica da amostra} - \text{Razão isotópica do padrão}}{\text{Razão isotópica do padrão}} \right) \times 10^3 \quad \text{Eq. 09}$$

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados em per mil (‰) com relação ao padrão V-PDB, usado para rochas carbonáticas. A equação 09 pode ser reescrita conforme equações abaixo para os isótopos de O (esquerda) e C (direita):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}}} - 1 \right] \times 10^3 \quad \delta^{13}\text{C}_{\text{‰}} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{padrão}}} - 1 \right] \times 10^3$$

4.3.3. Procedimento instrumental

As análises foram realizadas com o espectrômetro da Thermo Scientific™ DELTA V™ IRMS, um espectrômetro de fluxo contínuo e fonte gasosa com setor magnético. A ionização ocorre pelo choque dos íons com os átomos da fonte gasosa. O feixe de elétrons ionizados é acelerado, sofre deflexão por campo magnético, até atingir coletores do tipo Faraday. Acoplado ao espectrômetro, foi utilizado o dispositivo Gas Bench II, que apresenta um sistema de injeção de gases em ciclo repetitivo. Este sistema de entrada de amostra possui um braço automático com três agulhas acopladas que interagem com cada amostra de acordo com a sua posição, inicialmente programadas em tabelas de sequências no *software* dedicado ao controle do equipamento.

O GasBenchII tem a capacidade de realizar 72 amostras sequenciadas a cada 19 horas. Os frascos com amostras são adicionados no GasBenchII, em ordem previamente identificada, em um bloco de alumínio com temperatura controlada de 72°C. Foi analisado 1 padrão a cada 11 amostras, perfazendo uma relação amostra:padrão de 66:6.

Os padrões foram igualmente distribuídos entre as amostras em todas as rodadas do bloco, sendo utilizados os padrões internacionais NBS18 e NBS19.

A precisão analítica foi calculada pela média sobre o desvio padrão da medida de 10 ciclos dos os padrões, atestando a precisão (reprodutibilidade) e exatidão (acurácia) do equipamento. Foi obtido precisão de ± 0.1065 para os valores das razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e ± 0.1061 para os valores de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, para as amostras contendo no mínimo $100\mu\text{g}$ de carbonato de cálcio. A tabela 06 apresenta os valores médios obtidos para os padrões e os desvios padrões associados.

	Media $\delta^{13}\text{C}$	DesvPad	Media $\delta^{18}\text{O}$	DesvPad
NBS-18	-5.02	0.14	-23.22	0.12
NBS-19	1.84	0.11	-2.61	0.11

Tabela 06: Médias e desvio padrão dos padrões para as análises de C e O.

4.4. Análise da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

4.4.1. Amostragem

A amostragem foi realizada próximo ao eixo central de crescimento do espeleotema, ao lado do perfil amostrado para C e O. A pulverização da amostra foi realizada com auxílio de uma microfresa manual, com acelerador de pedal, marca Beltec, modelo LB-3000, utilizando micro brocas de carbide. Amostrou-se de 5 a 10mg de amostra com espaçamento aproximado de 2cm, totalizando 18 amostras ao longo do espeleotema. A limpeza do local de amostragem, bancada e brocas foi realizado com álcool entre cada amostragem. A pesagem foi realizada em balança de precisão com papel de pesagem, sendo este descartado após cada pesagem.

Foram analisadas duas amostras de rocha encaixante (dolomito), uma obtida na porção externa, no paredão da dolina da entrada da caverna, e a outra amostra de dentro da caverna, de um bloco caído do teto próximo a entrada do salão dos Setecentos. As amostras de rocha encaixante também foram pulverizadas com o auxílio da broca manual, sendo escolhido superfície fresca e homogênea para amostragem.

Duas amostras de solo, coletadas acima da entrada da caverna também foram separadas para análise de estrôncio. As amostras foram secas em estufa a 100°C , separado manualmente matéria orgânica com auxílio de pinça. Depois foram homogeneizadas e maceradas em almofariz de porcelana.

4.4.2. O método

Para análise de amostra sólida via TIMS, a ionização da amostra é feita por via térmica. A amostra é depositada sobre filamentos de metal por onde passa uma corrente elétrica que controla a temperatura de ionização, até que ocorram os processos de volatilização e sublimação da amostra (Machado, 2013).

Apesar do estrôncio não sofrer fracionamento por processos geológicos, o fracionamento dentro do espectrômetro de massa pode ser significativo. Este fracionamento ocorre na fonte termal de ionização do espectrômetro. Conforme o filamento vai se aquecendo, os isótopos leves evaporam com maior facilidade em relação aos pesados, se convertendo primeiro para a fase gasosa. Desta forma, a fonte vai se tornando enriquecida nos elementos pesados durante a análise, e esta variação é observada nos resultados.

Dessa forma, é necessário corrigir o valor medido, utilizando-se para isso a razão $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$. A razão medida é normalizada por um valor conhecido de $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seguindo a equação 10, onde β é o fator de fracionamento calculado a partir da análise de um padrão com razão isotópica conhecida (Krabbenhöft, 2011).

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{verdadeiro}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{medido}} \cdot \left(\frac{m_{87}}{m_{86}}\right)^{\beta_{\text{norm}}} \quad \text{Eq. 10}$$

No presente trabalho, esta normalização foi realizada com base no padrão da NIST (*National Institute of Standards and Technology*) SRM987, formado por SrCO_3 , que apresenta valor nominal certificado de 0.710234 ± 0.00026 (Certificado NIST, disponível em https://www-s.nist.gov/srmors/view_cert.cfm?srm=987).

Os resultados obtidos apresentaram erros na ordem de $1-3 \cdot 10^{-5}$. Foram analisados junto as amostras 6 padrões, com valores médios de 0.71029 e desvio padrão de $1.032 \cdot 10^{-5}$, dentro do valor certificado, evidenciando a precisão das análises realizadas.

4.4.3. Separação Química

As amostras de carbonato do espeleotema, que são mais puras, foram dissolvidas com ácido acético a 0,05mol/L e transferidas para microtubos com capacidade de 2mL, que permanecem abertos até a dissolução completa do carbonato. Após a dissolução, as soluções são colocadas em banho de ultrassom por 20 minutos, e encaminhadas para centrífugas nas quais são agitadas por dez minutos. Após a centrifugação, pipeta-se 1mL do sobrenadante, que é retornado ao aos cadinhos de teflon, levado para a capela com exaustão e colocada em chapa aquecedora a 140°C até a completa evaporação. A amostra restante no tubo é armazenada para eventuais réplicas.

Já as amostras de rocha e de solo, que apresentam diferentes compostos, é necessário uma série de ataques ácidos para liberação do Sr. O primeiro ataque às amostras é realizado pela adição de 3ml de HF e 250µL de HNO₃ nos cadinhos de teflon, que são imediatamente fechados. As soluções são mantidas em chapa aquecedora por 24 horas, e após este período, abrem-se os cadinhos para completa evaporação. Um segundo ataque é realizado (mesmo ácidos e mesmas quantidades), sem que fiquem em chapa aquecedora, apenas deixando os cadinhos fechados repousando na solução ácida por mais três ou quatro dias. Após o repouso, os cadinhos são abertos e as amostras totalmente evaporadas. O terceiro ataque é realizado com 1mL de HNO₃ e as amostras

são retornadas para a chapa aquecedora, onde permanecem até a evaporação completa do ácido. A última etapa de ataque é feita com adição de 3mL de HCl destilado a uma concentração de 6N. Os recipientes são fechados e retornam à chapa aquecedora até a solução da amostra ficar com aspecto homogêneo e límpido.

Após o resfriamento completo, inicia-se o processo de separação do Sr por coluna de cromatografia. Cada coluna é montada com resina de troca catiônica para a retenção do estrôncio. Inicialmente, as colunas são lavadas individualmente duas vezes com 1,5mL de HNO₃ diluído a 2,9N, para evitar contaminação. Para serem introduzidas nas colunas, as amostras digeridas são solubilizadas com HNO₃ para que passe pela resina que irá absorver apenas o elemento Sr. Nesta etapa o Rb é eliminado e descartado na solução passante, enquanto que o estrôncio (Sr) permanece retido na resina. As lavagens da coluna e da resina são repetidas oito vezes. Para a extração do Sr da resina, adiciona-se 1mL de HNO₃ a 0,05N, sendo coletada a solução com o Sr da amostra, que é novamente evaporada para posterior análise por espectrometria de massa.

4.4.4. Procedimento Instrumental

As amostras de espeleotema foram analisadas por MC-ICP-MS Netuno, o mesmo equipamento descrito na seção 4.2.4. Já as amostras de solo e rocha foram analisadas via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), Finnigan MAT-262, equipamento termo-iônico dotado de sete coletores do tipo Faraday móveis e uma multiplicadora de elétrons central. Amostras foram solubilizadas com HNO₃ a 5% para precipitação da amostra sobre o filamento para análise no TIMS, enquanto no ICP foram introduzidas via-liquida por nebulizador. Todas as análises de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

4.5. Análise por Fluorescência de Raios – X (FRX)

As análises de FRX foram realizadas nas dependências do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

4.5.1. Amostragem

Uma alíquota de 5g de solo foi separada e colocada em estufa em temperatura de 100°C, para eliminar a umidade do sedimento. Após seca, a amostra é peneirada e todo material contaminante (pedaços de matéria orgânica ou raízes de plantas) é retirado manualmente com auxílio de uma pinça. O material é então pulverizado manualmente com um almofariz, até que seja totalmente homogeneizado.

Preparam-se pastilhas do material por fusão, utilizando-se tetraborato de lítio (Li₂B₄O₇) como ligante, para evitar interferência de efeito matriz durante a análise. A pastilha é bem diluída, sendo preparada a partir de 0,9g de amostra para 9g de fundente (1:10), proporcionando assim menor ruído de interferências. A perda ao fogo (LOI) é realizada

em um forno mufla, onde a amostra fica por duas horas em temperatura de 1000°C, para quantificar os elementos voláteis.

4.5.2. Procedimento instrumental

As amostras foram analisadas em equipamento FRX da Rigaku, modelo ZSX primus II, um espectrômetro de fluorescência de raios-x por dispersão de comprimento de onda, com capacidade de análise de Be ($z = 4$) ao U ($z = 92$). O equipamento permite detecção dos elementos maiores ($>0.01\%$) e tem limite de detecção para elementos traços de 30ppm.

5. Resultados e considerações

5.1. Geologia local

A caverna São Mateus localiza-se na porção central do parque (coordenadas 23L; 0350835 W; 8488833 S; 618m de elevação). A entrada se dá por uma dolina de forma oval, com aproximadamente 90 m de extensão no maior diâmetro e 30 m na direção perpendicular de menor extensão, totalizando aproximadamente 1600 m² (fig. 5.1).

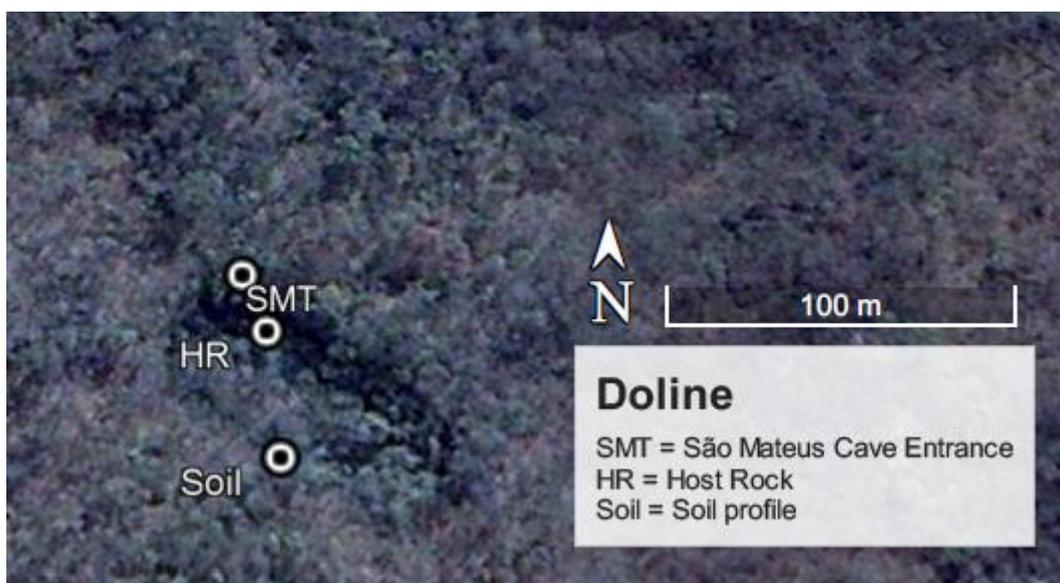


Figura 5.1: Localização da entrada da caverna São Mateus e pontos de coleta de rocha e solo.

O relevo é suave, com torres residuais e afloramentos do maciço carbonático. O maciço apresenta camadas de espessuras variando de 2 a 15 cm, com finas laminações evidenciadas pelo diferencial dissolutivo entre o calcário e camadas pelíticas. Encontra-se com mergulho suave para SE, variando entre 10 e 30 graus. Lapiás e karrens são observáveis nos afloramentos na trilha de acesso a cavidade. O acesso à caverna é realizado entre blocos acumulados no fundo da dolina, no seu lado mais extenso, no rumo aproximado N335.

Foram coletadas duas amostras de rocha encaixante, uma em afloramento de superfície, próximo à trilha de acesso a caverna (fig. 5.1 e 5.2), e outra de um bloco abatido dentro do Salão dos Setecentos. O carbonato apresenta coloração cinza escuro, é maciço e não exibe porosidade aparente. Intercalações com lâminas argilosas evidenciam as laminações levemente onduladas. Precipitações secundárias de calcita recobrem comumente parte dos afloramentos, escondendo as estruturas primárias da rocha. Calcita secundária euédrica também ocorre em bolsões ou preenchendo pequenas fraturas dentro da rocha.

Ambas as amostras reagem pouco e muito lentamente ao ataque de ácido clorídrico 10%, em contrapartida, calcita secundária reage prontamente. Dessa forma, acredita-se tratar de um dolomito, comumente descrito para a Fm. Sete Lagoas. Manchas de

coloração avermelhada espalham-se pela rocha, sugerindo a atuação de processo de alteração nos planos de percolação de água ou na superfície exposta.

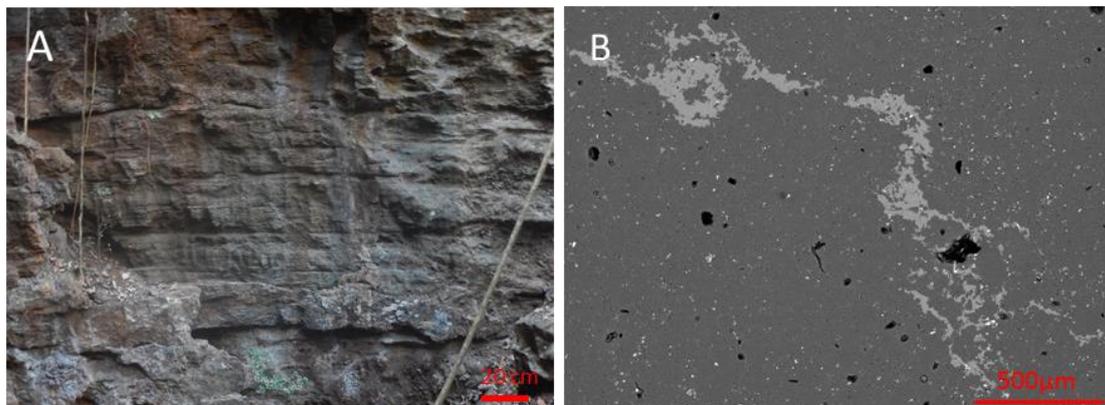


Figura 5.2: Rocha encaixante da caverna São Mateus. A) Afloramento da rocha encaixante, no paredão da dolina de entrada. B) Imagem elétron retroespalhado do MEV de seção polida da rocha encaixante.

Microscopicamente, a rocha apresenta pouca porosidade (fig. 5.2 – B). São observadas apenas duas fases em microscópio eletrônico de varredura (MEV), uma cinza mais escura, compacta, constituindo a principal fase da rocha, de composição cálcio-magnesianiana, com média de 55% de cálcio para 18% de Mg, segundo análise EDS. Esta composição média é consistente e muito homogênea em toda a área da seção analisada ($\sigma < 2$). A segunda fase, de tom mais claro (menor peso atômico) é representada por veios de calcita pura ($> 80\%$ Ca), representando estágios tardios de recristalização. Estes veios são observados em ambas as escalas (macro e microscópica).

A rocha encaixante apresenta composição isotópica média de $\delta^{13}\text{C} = 2.96\text{‰}$ e de $\delta^{18}\text{O} = -5.19\text{‰}$. Bolsões de calcita recristalizada dentro da rocha encaixante apresentaram composição isotópica distinta, menos fracionada em relação ao carbono e mais fracionada em relação ao oxigênio. Dessa forma fica claro distinguir isotopicamente a calcita produto de recristalização da rocha encaixante.

Também foi amostrado um pequeno perfil de solo, próximo à trilha de acesso (fig. 5.1 e 5.3), onde foram coletadas duas amostras, sendo uma próxima a superfície, constituída por solo de coloração amarronzada, poroso, rico em matéria orgânica, e outro à aproximadamente 30 cm de profundidade, mais compacto, de coloração preta e com nódulos esbranquiçados. Estes dois níveis de solo estão separados por uma raiz de árvore em estágios iniciais de decomposição. Este pequeno perfil de solo ocorre em uma depressão, havendo exposição direta da rocha em superfície nas redondezas, com formação de solo e acúmulo de matéria orgânica apenas em bolsões de dissolução da rocha.

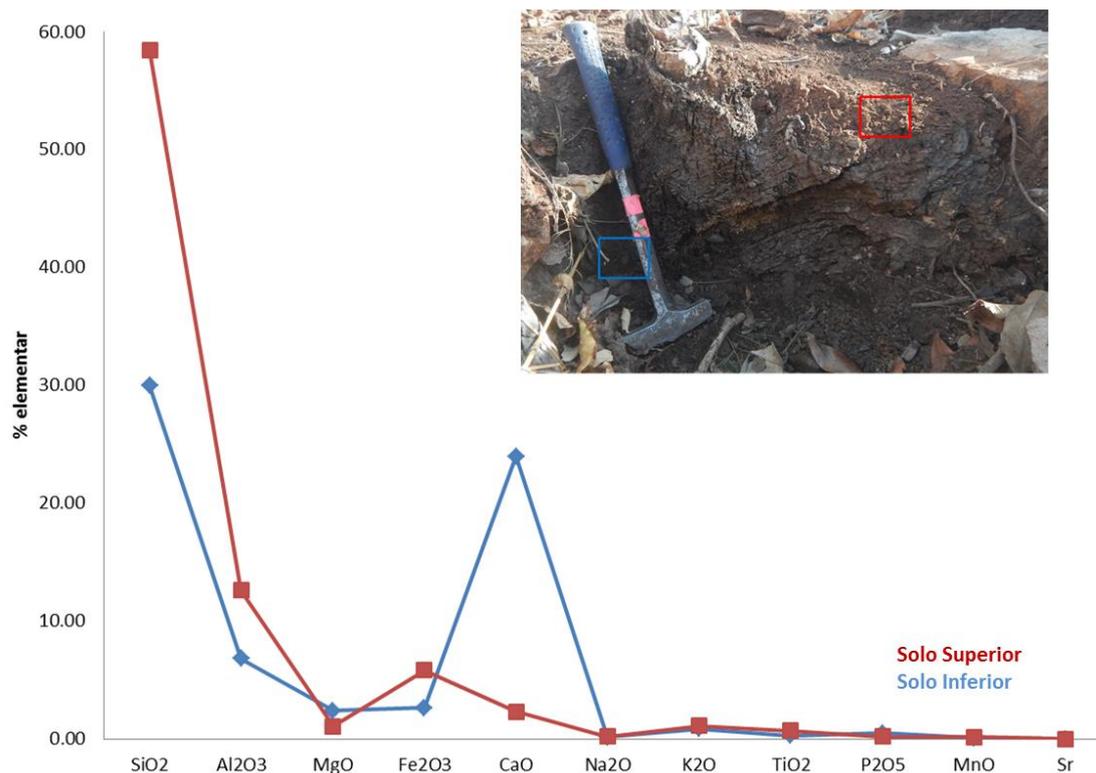


Figura 5.3: Análise química (FRX) do solo acima da Caverna São Mateus. Resultados FRX em % elementar. Foto: Perfil de amostragem de solo próximo à entrada da caverna São Mateus. Escala: Martelo (cabo 41cm). Código de cores: Azul – Solo Inferior. Vermelho – Solo Superior.

A sílica se concentra na porção superior do solo, enquanto o cálcio é intensamente lixiviado, ocorrendo em maiores concentrações apenas na porção inferior do solo. A porção superior também é enriquecida em Fe e Al, devido a processos pedogenéticos. É notável a diferença de perda ao fogo entre as amostras do topo (LOI = 17,86) e da base (LOI = 31,5%). Essas diferenças são relacionadas à hidratação de argilominerais e a resíduos de carbonatos, que se concentram no solo da base. Tabela com valores dos resultados FRX encontram-se no Anexo I da dissertação.

Um fator importante é a presença de elevado teor de CaO no solo. O solo superior é comumente depletado em álcalis, devido a própria lixiviação pela água da chuva, contudo a porção inferior do solo apresentou elevado teor em Ca (24%). Este fato sugere que, apesar de não ser observado fragmentos grandes de material carbonático na base do solo, a dissolução pode se iniciar no solo, em contato com um reservatório infinito de CO₂, constituindo assim um sistema aberto em relação ao dióxido de carbono. Neste caso, a solução pode chegar no epicarste já supersaturada ou próximo a saturação em relação à calcita (Dreybrodt & Scholz, 2011). Cabe ressaltar que o solo não é espesso, e que o tempo de contato da água com o solo pode ser bem pequena, não sendo suficiente para saturação, resultando em um sistema misto.

O salão dos Setecentos é extremamente ornamentado. Coralóides e helictites ocorrem recobrendo grande parte do teto, acompanhando o acamamento (S₀) da rocha, provavelmente se precipitando via percolação lenta da água pela rocha ou por

condensação do teto. Já estalactites e estalagmites correspondentes, encontram-se comumente distribuídas ao longo da direção preferencial NW - SE, como representado no diagrama de roseta abaixo (fig. 5.4). Este alinhamento corresponde à planos de fratura que sugerem maior fluxo de água, controlando a precipitação destes espeleotemas.

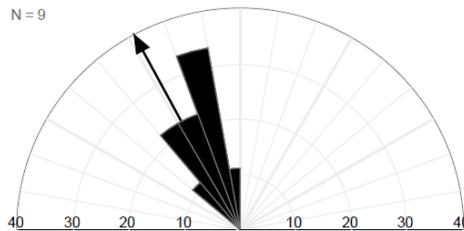


Figura 5.4: Diagrama de roseta representando as direções de alinhamento de estalactites e estalagmites. Seta indica vetor médio.

5.2. Datação U-Th

No decorrer do desenvolvimento da presente dissertação foram produzidos ao todo 206 dados geocronológicos, em amostras de diferentes projetos, dos quais 67 idades são da Caverna São Mateus - GO. Somam-se a estes dados mais 21 idades produzidas em 2012 e 2015 por Jean-Sebastian Moquet e disponibilizadas para uso no presente trabalho. Todas 88 idades da caverna São Mateus, nomeadas SMT, foram obtidas a partir de um conjunto de 29 amostras de estalagmites, todas coletadas no mesmo salão da caverna.

As idades obtiveram precisão $2\sigma < 1\%$ na maioria dos casos. A correção para o Th detrítico é necessária principalmente quando a razão da atividade do $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ é baixa (menor que 300, segundo Roy-Barman & Pons-Branchu, (2016)). Todas as idades foram corrigidas mesmo que a correção tenha sido insignificante para a maioria das amostras ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ média > 45000).

Considerando a totalidade de dados geocronológicos para esta caverna, temos um registro que perfaz toda a Época Holocênica de forma contínua, se estendendo pelo Pleistoceno superior. Contudo, não foi obtida uma série contínua para este último período, havendo quatro intervalos de tempo sem amostras representativas (de 16–23ka; 25–46ka; 51–64ka; 85–94ka). Estes intervalos mostram que dentro do universo de amostragem realizado ($n=29$) não foram datadas amostras com essas idades. É possível que esse registro esteja em outros espeleotemas não coletados (fig. 5.5).

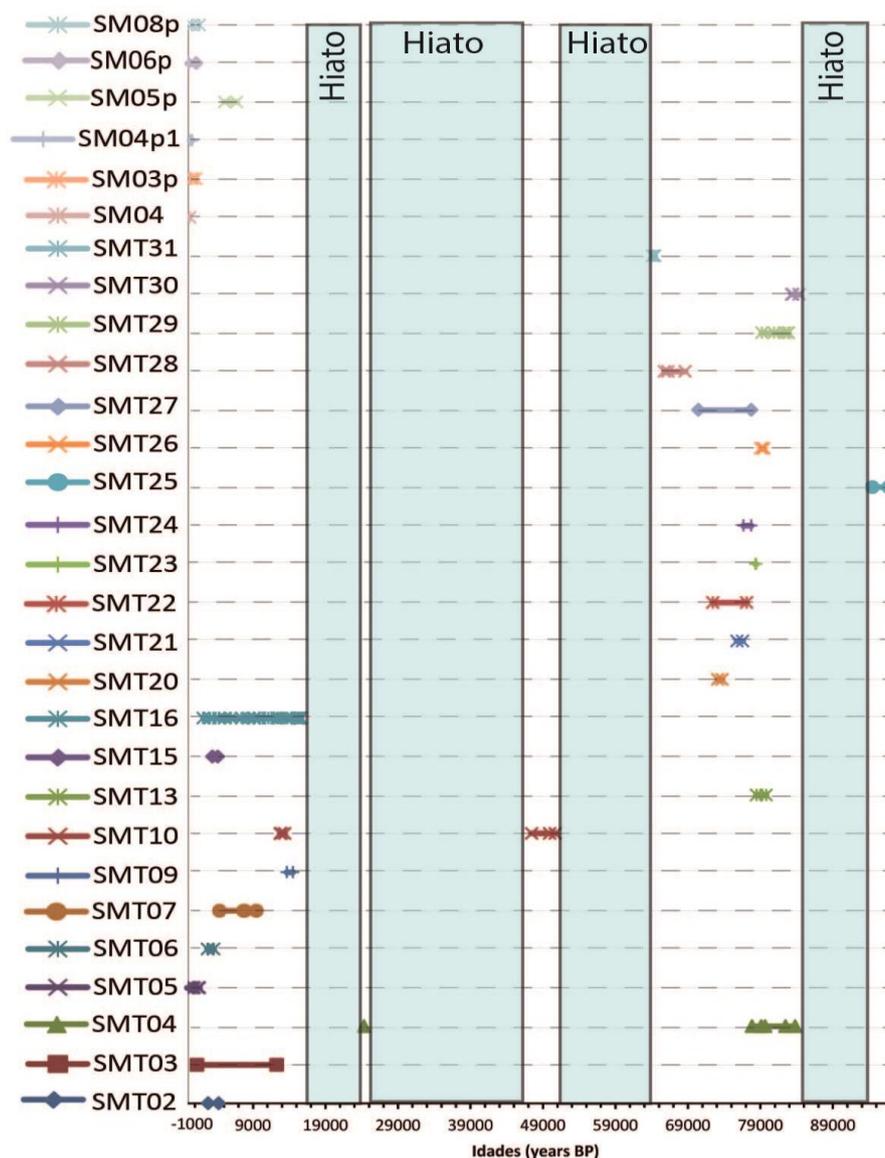


Figura 5.5: Dados geocronológicos para as 29 estalagmites da caverna São Mateus (SMT). Retângulos azuis demarcam intervalos temporais sem amostra, aqui denominados hiatos. Idades U/Th representadas no eixo horizontal em anos antes do presente (Yr BP – *years Before Present*, sendo considerado como presente o ano de 1950).

Na fase tardia do Pleistoceno superior, a amostra SMT25 é a mais antiga, representando ~2300 anos do final do Pleistoceno superior (entre 94.4–96.7ka). Caminhando na escala de tempo em direção ao presente, após um período de 10ka sem representação, um conjunto de amostras se forma entre 84–64 mil anos, seguido por mais um longo período de ~50 mil anos sem amostras representativas, com exceção das amostras SMT4 e SMT10, sendo a primeira de aproximadamente 24 mil anos e a última representativa de breve intervalo entre 47–50ka, seguido por um hiato deposicional, onde o espeleotema volta a depositar apenas durante o Holoceno. A partir de ~16000 anos, as amostras perfazem um intervalo relativamente contínuo, até aproximadamente 300 anos, idade mais jovem produzida para a amostra SM04. Dentre as amostras analisadas, a SMT16 é a que cobre o maior intervalo de idade continuamente, motivo pelo qual foi selecionada para o detalhamento do presente estudo.

As idades obtidas foram analisadas contra os dados de um registro bem conhecido do norte da Groelândia (NGRIP), que demarca intervalos de GS e GI (*Greenland Stadials e Interstadials*; glacial e interglacial, respectivamente), assim como outros eventos climáticos discutidos na literatura, para compreender em quais momentos climáticos ocorreram a deposição das amostras da caverna São Mateus (fig. 5.6).

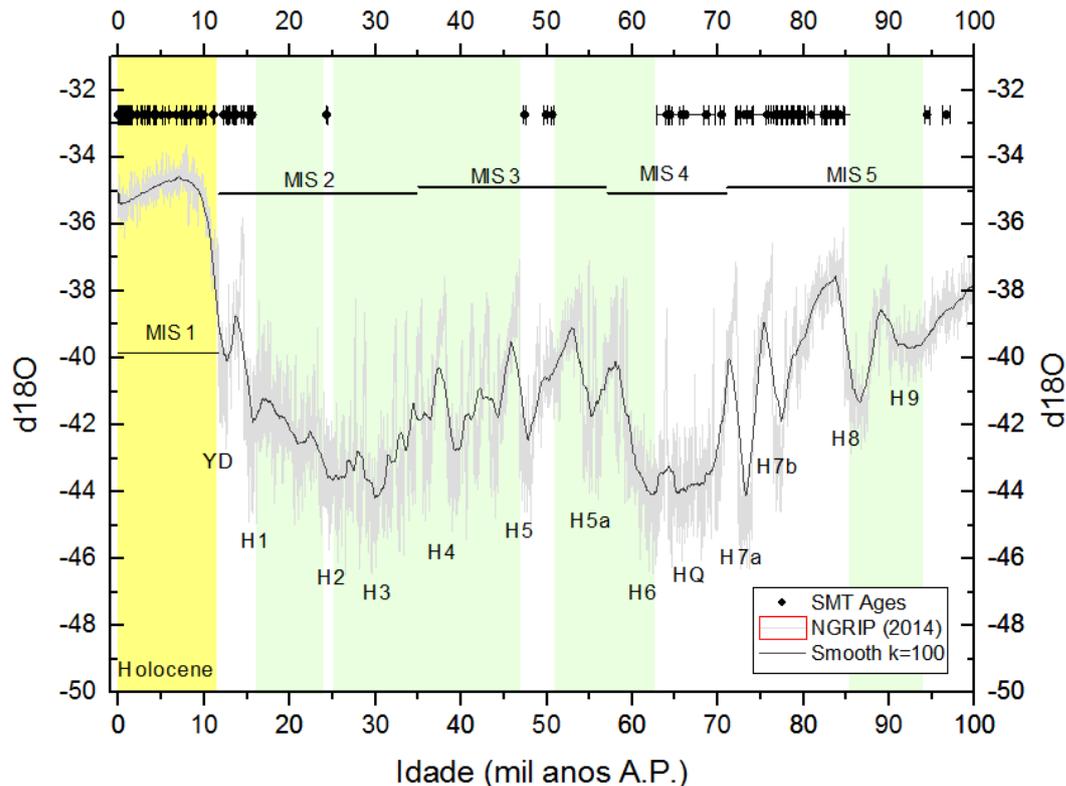


Figura 5.6: Série de isótopos de oxigênio de testemunho de gelo da Groelândia (Linha cinza: dados brutos de oxigênio NGRIP; Linha preta: suavização dos dados com janela de 100 pontos) e idades dos espeleotemas da caverna São Mateus – PETER (Círculos pretos, as barras verticais representam os erros 2σ). Os espeleotemas perfazem uma série temporal contínua para o Holoceno (época destacada em amarelo) e um registro intermitente durante os últimos 100 mil anos (idade anos AP). As barras em verde claro indicam períodos sem amostra representativa.

Em relação aos períodos de tempo sem amostra, o hiato por volta de 20ka coincide com o último máximo glacial (UMG), período em que as calotas polares e o gelo continental atingiram máxima expansão na Terra, juntamente com a queda do nível do mar, com ápice em torno de 21 mil anos atrás. O hiato é interrompido e espeleotemas voltam a se formar continuamente a partir do ápice do evento Heinrich 1 (H1). A relação de crescimento de espeleotemas no Brasil durante eventos Heinrich já foi descrita na literatura para cavernas de Minas Gerais e Bahia (Stríkis et al., 2018; Wang et al., 2004). Uma única idade, de 24300 anos da amostra SMT4, representa um breve crescimento rápido separando dois hiatos, coincidente com o período do evento H2. Os intervalos com idades de ~50ka e entre ~65 – 85ka também coincidem com eventos H5, H6 e H7. Contudo, uma correlação direta entre crescimento de espeleotemas e esse tipo

de evento não fica tão clara devido a ausência de espeleotemas durante o H3, H4 e H9, que podem possivelmente representar períodos mais secos na região central do Brasil.

Um conjunto de amostras cresceu nos últimos 16 mil anos, perfazendo um bom registro para todo o Holoceno, incluindo o YD e o H1, além do GS-1 e GI-1 (B-A) (fig. 5.7). O HS1 marca o início da última deglaciação, indicando o esfriamento do Atlântico norte e aquecimento das águas antárticas (Hodell et al., 2017). Durante o Holoceno, os espeleotemas da Caverna São Mateus cresceram continuamente, abrangendo os eventos do testemunho de gelo (8.2 e 9.3), assim como o intervalo de diversos eventos Bond. Bond et al., (1997) determinam oito eventos reconhecidos por níveis de IRD – *ice rafted debris* em testemunhos marinhos. Estes representam períodos onde ocorreu o acúmulo de sedimentos derivados de armadas de *icebergs*, liberados das geleiras do hemisfério norte e depositados na bacia do Atlântico Norte. Outros eventos importantes do último milênio também podem estar registrados de acordo com as idades dos espeleotemas, sendo eles a Anomalia Climática Medieval (MCA – *Medieval Climate Anomaly*) e a Pequena Idade do Gelo (LIA – *Little Ice Age*), que ocorreram por volta de 1000-700 AP e 550-250 anos AP, respectivamente (Mann et al., 2009).

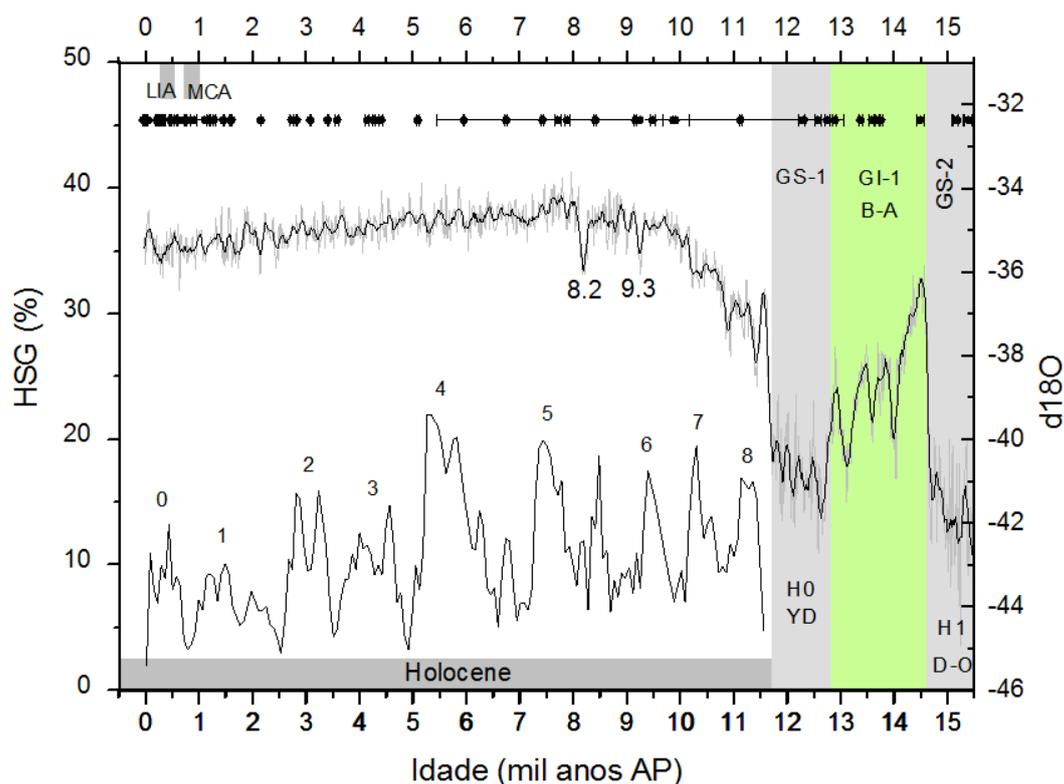


Figura 5.7: Resultados geocronológicos dos espeleotemas São Mateus contra registros climáticos. Dados $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP, evidenciando a variação de amplitude das variações climáticas do final do pleistoceno e a aparente estabilidade climática do Holoceno (Linha cinza: dado bruto; Linha preta: média suavizada). Eventos 8.2 e 9.3 evidenciados no testemunho de gelo da Groelândia (Rasmussen et al., 2007), oito eventos cíclicos de ~1500 anos com deposição de IRD (Bond et al., 2001). Quadrados no canto superior esquerdo demarcam a LIA e MCA, respectivamente (Mann et al., 2009).

5.3. Amostra SMT16 e Modelo de Idade

Avaliando os resultados de geocronologia apresentados na seção 5.2, optou-se por trabalhar com uma amostra específica, a SMT16, que se mostrou um excelente registro, com crescimento contínuo nos últimos ~16 mil anos. Este espeleotema é uma estalagmite de composição aragonítica, incolor a esbranquiçada, com camadas de crescimento côncavas sobrepostas, macroscopicamente visíveis. Apresenta aproximadamente 50cm de comprimento e 4.5cm de diâmetro em sua maior parte, de formato cilíndrico, com direção de crescimento uniforme e estrutura interna simples. Na porção basal, apresenta diâmetro máximo de 11cm.

Os cristais aciculares apresentam-se bem conservados, com agulhas alongadas e contínuas, sem sinais de dissolução ou recristalização dos mesmos para calcita, com exceção de uma dissolução próxima a base do espeleotema. Macroscopicamente também não são observadas camadas argilosas ou de material detrítico intercalados, constituindo assim uma amostra macroscopicamente pura.

Para a SMT16, foram produzidas 32 datações ao longo dos ~500cm de comprimento da amostra. Até a profundidade de 470 mm, apenas uma idade discorda da ordem estratigráfica, as demais mantiveram ordem cronológica com idades cada vez mais antigas do topo para a base. Em dois pontos de datação ocorre a sobreposição das idades quando considerado os erros associados. Para os últimos 30mm da amostra não se conseguiu boas datações, e as mesmas não foram utilizadas na construção do modelo de idade (anexo II). Pode-se observar na figura 5.8 que ocorre na porção basal uma dissolução, possível responsável pela abertura do sistema para U e/ou Th.

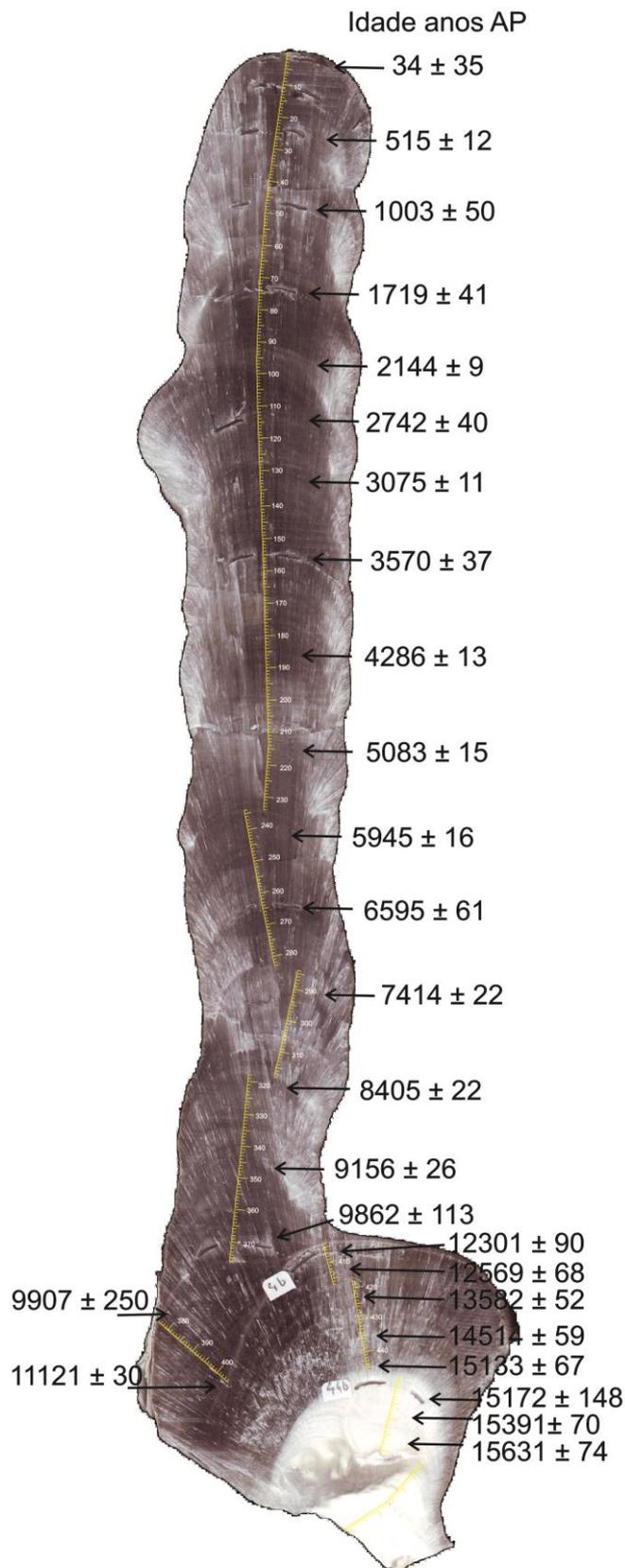


Figura 5.8: Amostra SMT16. Indicação das profundidades (escala amarela em mm) amostradas e idades (em anos AP). É nítido na morfologia do espeleotema a presença de camada escura que marca a divisão entre o Pleistoceno tardio e o Holoceno. Na base da amostra há um bolsão de dissolução.

Este espeleotema mostra crescimento linear contínuo e relativamente constante até 404 cm (11121 anos), perfazendo assim um excelente arquivo climático para praticamente todo o Holoceno. Um contraste em relação à taxa de crescimento é observado na transição para o Pleistoceno tardio. Entre estes dois pontos de datação (11124–12307 anos) houve provavelmente uma mudança no regime hídrico e nas condições de precipitação na caverna. A morfologia da amostra evidencia um deslocamento da posição do gotejamento nesta transição (fig. 5.8).

Esta transição também é definida por uma camada de aproximadamente 0.5mm de espessura de coloração mais esbranquiçada. Na parte apical da concavidade, a camada é fina e bem delimitada. Em direção ao flanco e centro do novo local de gotejamento, esta camada apresenta-se mais larga, composta por uma série de camadas mais finas, não tão bem delimitadas como na porção onde parou o fluxo de gotejamento.

O espaçamento homogêneo dos pontos de datação e a tendência linear da distribuição dos dados permite a extrapolação de idades para os intervalos de profundidades entre datações de forma robusta.

A taxa de crescimento (TC) da amostra SMT16 apresenta tendência positiva, com valores maiores de TC em direção ao presente (fig. 5.9). Apesar desta tendência persistente ao longo do arquivo, a amplitude dessa variação de taxa de precipitação é pequena, de apenas 0.02mm/ano para todo o registro. A taxa de crescimento médio é de 0.038mm.ano^{-1} ($38\mu\text{/ano}$), considerando todo o seu período de crescimento. Considerando apenas o período de crescimento holocênico (idades abaixo de 11124 anos), a taxa de crescimento média é de $40\mu\text{m/ano}$, enquanto que para as idades do Pleistoceno tardio apresentam uma média de crescimento de $30\mu\text{m/ano}$. O valor máximo de TC pertence ao Holoceno, enquanto que a menor taxa encontra-se na porção mais antiga do espeleotema. Dessa forma, uma pequena queda ($\Delta = 10\mu\text{m.ano}^{-1}$) da taxa ocorre justamente entre as idades do Pleistoceno tardio e o Holoceno. Esta quebra no ritmo de deposição pode ser devido a variações hidrológicas no sistema cárstico entre estas diferentes épocas geológicas.

O crescimento da SMT16 pode ser considerado lento, em comparação a outros registros de espeleotemas da região do SMAS, como na região de Minas Gerais, com crescimento na ordem de 0.01 a 0.35mm/ano (Stríkis et al., 2011), ou de 0.17–0.2mm/ano em Mato Grosso (Novello et al., 2016). Contudo, crescimentos semelhantes ocorrem em Santa Catarina, 0.006 e 0.028mm/ano (Cruz et al., 2007). De forma geral, a velocidade de crescimento de um espeleotema pode ser controlado por dois principais fatores, i) taxa de gotejamento, ii) pressão de CO_2 , sendo que estes fatores podem variar dentro da mesma caverna, a depender da morfologia da cavidade e das relações do epicarste. A baixa TC da SMT16 provavelmente é resultado da baixa taxa de gotejamento, dado que outros espeleotemas coletados no mesmo salão apresentaram TC superiores, sugerindo que variação da atmosfera do salão dos Setecentos não é o fator dominante no controle da taxa de crescimento.

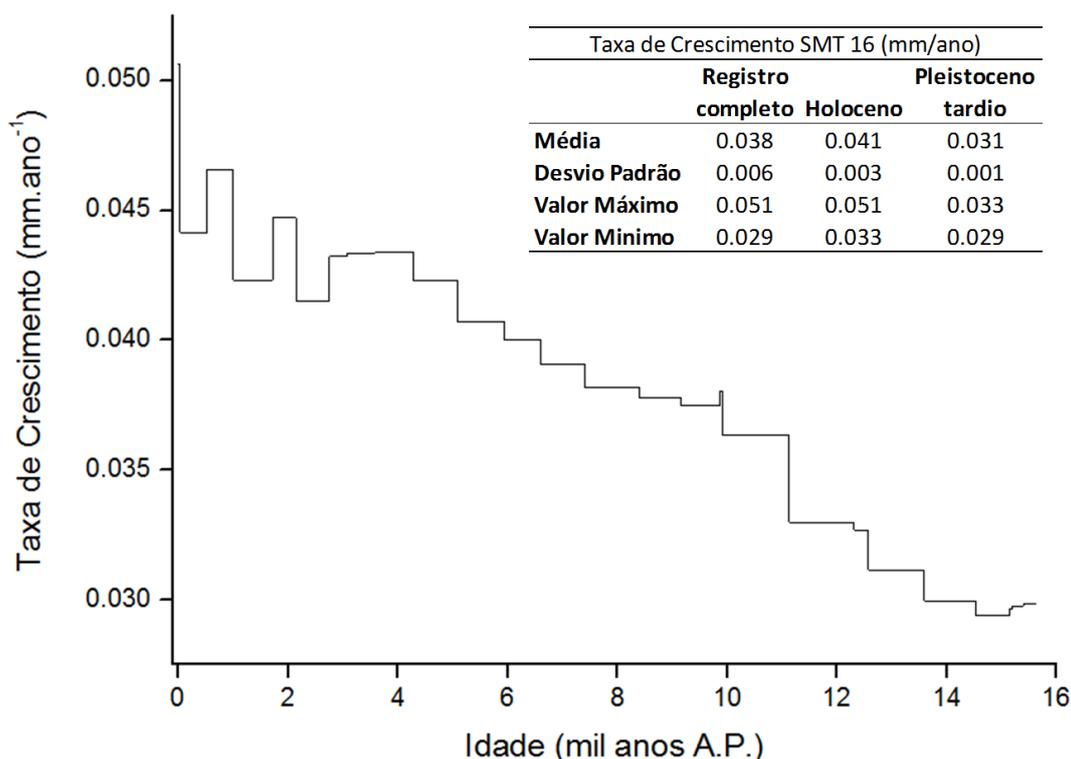


Figura 5.9: Taxa de crescimento da SMT 16. Notar que entre 11124 e 12307 anos AP houve provavelmente uma mudança no regime hídrico e nas condições de precipitação da caverna.

A partir dos dados de geocronologia, foi construído um modelo de idade para a amostra SMT16. O modelo geocronológico será utilizado para atribuir idades aos dados da análise de isótopos estáveis para todo o intervalo da amostra.

Existem diferentes formas de construir um modelo de idade. O ideal é apresentar um modelo o mais robusto possível. A grande vantagem de espeleotemas como arquivos climáticos é a datação precisa. Toda a interpretação paleoclimática depende da robustez do modelo de idade aplicado, que definirá o tempo e duração das anomalias identificadas. Para os modelos de idade, não foram consideradas as idades da base, próximo à dissolução, onde há evidência de abertura de sistema. Foram utilizados dados apenas dos primeiros 470mm de comprimento do espeleotema.

Através de uma função linear (polinômio de primeiro grau), constrói-se um novo conjunto de dados a partir de dados pontuais discretos conhecidos utilizando-se da proporcionalidade, ou seja, a partir dos pontos de datação é possível calcular idades para cada ponto de análise de isótopos estáveis, dependendo da distribuição dos dados geocronológicos e suas respectivas profundidades. A interpolação linear é o método mais simples de interpolação, onde a média aritmética de dois pontos adjacentes é calculada. Este método é útil em situações onde a baixa precisão pode ser tolerada. Também é útil para grande quantidade de dados, pois os cálculos não são intensivos e não requerem poder computacional.

Contudo, por este método, a idade modelada entre dois pontos de dados é baseada apenas nestes dois pontos e não na distribuição total das idades, podendo colocar muito peso em pontos individuais de datação. Este método também não consegue perceber inversões de idade, mesmo com as incertezas associadas, resultando em taxa de crescimento negativas, forçando a eliminação de dados de datação. Isso pode ser crítico na hora de decidir se um ponto é muito velho ou se o adjacente que é muito jovem (Scholz & Hoffmann, 2011). Neste sentido, não foi utilizada a datação de 13747 mil anos (440mm de profundidade, inversão cronológica) no modelo por interpolação, para evitar TC negativa.

Visando atribuir maior peso as incertezas das datações, foi também elaborado um modelo de idade utilizando o algoritmo StalAge (Scholz & Hoffmann, 2011), designado especialmente para construção de modelo de idades para espeleotema. Esse modelo leva em consideração relações estratigráficas, podendo ser de grande valia em casos de arquivos com datações problemáticas, ou seja, quando há inversões de idade, hiatos temporais e grande variação de taxa de crescimento. O Modelo final gerado é calculado via simulações de Monte-Carlo correspondentes a um intervalo de confiança de 95%.

De modo geral, os modelos gerados por interpolação linear e pelo algoritmo do StalAge, apresentam resultados semelhantes (fig. 5.10). Como é possível observar pelos resultados de datação, a concordância estratigráfica, aproximadamente constante TC, e a ausência de hiatos da amostra faz com que as idades se distribuam de forma linear ao longo do espeleotema, o que reflete na concordância do modelo independente do método escolhido. A grande diferença entre os modelos é a inclusão ou exclusão da idade 13747 anos, a única inversão estratigráfica do arquivo.

No método da interpolação linear, que leva em consideração dois pontos adjacentes, é necessária a exclusão do ponto de datação com inversão estratigráfica. Esse procedimento é necessário para se manter a coerência do arquivo e respeitar a regra de sobreposição de camadas consecutivamente mais jovens em direção ao topo. Já com o StalAge, considera-se o maior número possível de pontos de datação, e seus erros associados, para o estabelecimento da equação da reta. Dessa forma é possível aumentar a incerteza dos “*outliers*” dentro do conjunto de dados, permitindo a não-exclusão de dados. No presente trabalho por adotar o modelo gerado pelo StalAge.

A variação em média de idade entre os dois modelos é de 11 anos. A maior diferença de idade entre os dois modelos ocorre no intervalo de 403-406mm de profundidade, coincidente com a transição do Holoceno para o Pleistoceno tardio. Neste intervalo, os modelos chegam a apresentar diferenças de idades de até 500 anos para a mesma profundidade (fig. 5.11). Cabe ressaltar que esta diferença foi calculada baseando-se nos valores absolutos da interpolação, sem levar em consideração os erros intrínsecos de cada dado interpolado.

Esta porção do espeleotema representa um momento de grandes mudanças na hidrologia e química da água de gotejamento, marcado pela mudança drástica no eixo de crescimento da amostra, sugerindo a modificação da posição do gotejamento que formava o espeleotema. Esta transição entre as duas Épocas geológicas é marcada por uma superfície de coloração esbranquiçada, mais compacta na porção superior do espeleotema, e difusa em direção as laterais. Exatamente nesta transição é que ocorre a queda da taxa de crescimento, outra evidência da reestruturação hidrológica do caminho do gotejamento nesse período.

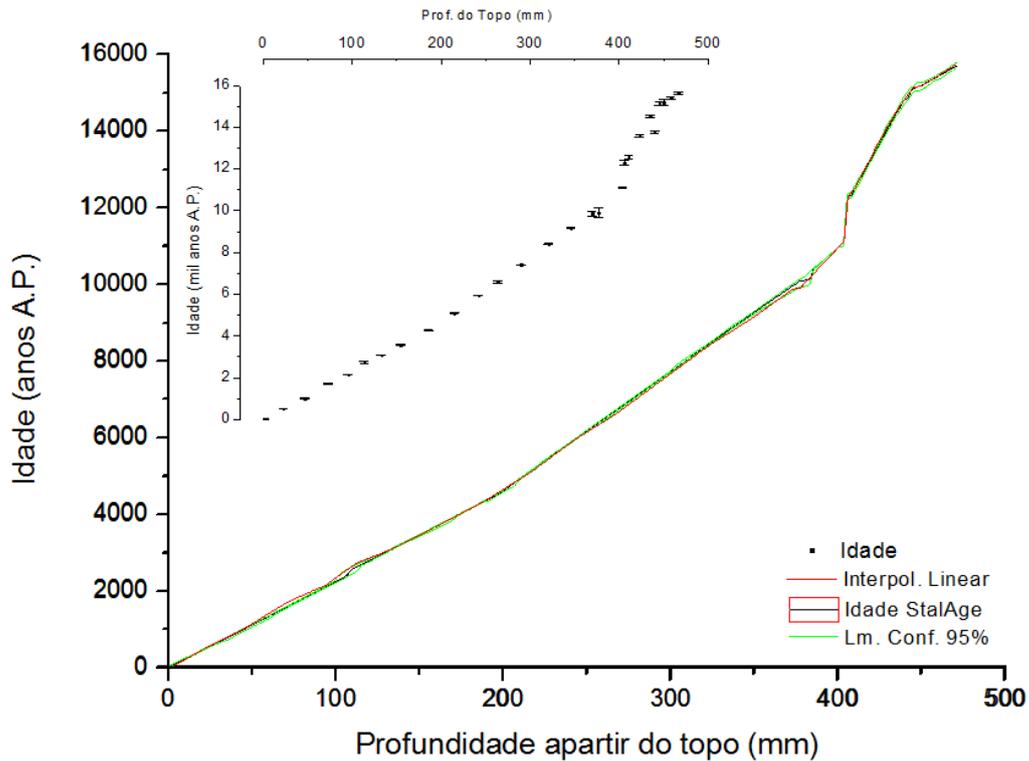


Figura 5.10: Comparação entre modelo de idade gerado pelo algoritmo do StalAge (linha preta) e por interpolação linear (linha vermelhar). Evidente a sobreposição das curvas. O gráfico na janela de detalhe destaca os dados pontuais de datação utilizados na construção dos modelos. As barras de erro são muitas vezes menores que a simbologia dos pontos.

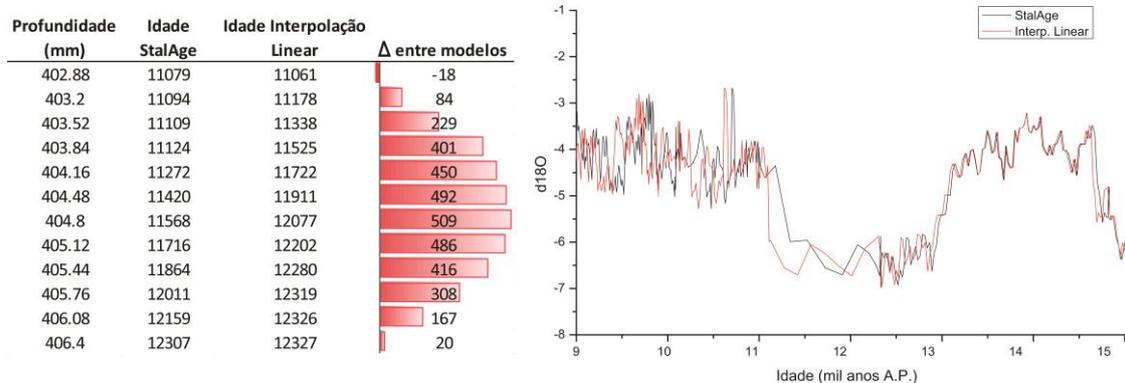


Figura 5.11: Diferença entre os modelos de idade calculados pelo algoritmo StalAge e Interpolação Linear dos valores de idades, para o intervalo de 11 a 12 mil anos (direita) e sobreposição dos dados para cada modelo (esquerda). As barras vermelhas indicam a diferença de idade entre os modelos. Linha vermelha: Modelo por Interpolação Linear. Linha preta: Modelo por StalAge.

Trechos de maior discrepância entre os modelos ocorrem pontualmente. Diferenças acima de 100 anos para cada modelo ocorrem nos trechos de 62 a 81mm de distância do topo (\bar{x} = 119 anos de diferença entre os modelos), de 98 a 108mm (\bar{x} = 129 anos), 111 a 115mm (\bar{x} = 109 anos), de 340 a 370mm (\bar{x} = 119 anos), 373 a 379mm (\bar{x} = 151 anos), 384 a 390mm (\bar{x} = 130), e por fim de 403 a 406mm (\bar{x} = 384 anos). Para o resto do registro, a diferença de idade entre os modelos é sempre menor que 100 anos.

Para as interpretações paleoclimáticas, optou-se por utilizar o modelo resultante do algoritmo do StalAge, por acreditar que seja estatisticamente mais embasado, calculado a partir de simulação de Monte Carlo e levando em consideração as incertezas relativas de cada ponto de datação. A transição Holoceno – Pleistoceno tardio foi considerada contínua (sem hiato), marcada por variação da taxa de crescimento média, apesar do crescimento extremamente lento neste intervalo. Todos os dados serão apresentados com base no modelo de idade, que aparecerão na escala de tempo em anos antes do presente (AP), sendo o presente considerado o ano calendário de 1095 (*years BP* – equivalente em inglês). O espeleotema SMT16, portanto, perfaz um registro contínuo para os últimos 15.714 anos AP.

5.4. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio

Ao todo foram realizadas 1651 análises de Carbono e Oxigênio (não contabilizando as análises repetidas e/ou duplicatas). Juntamente com as amostras foram analisados 49 padrões. Para o Holoceno, a resolução de amostragem foi de 0.3mm, enquanto que para a porção basal do espeleotema a amostragem teve resolução de 0,4mm. Esta resolução amostral resultou em uma resolução temporal média de 8.7 anos e 16.5 anos para o Holoceno e Pleistoceno, respectivamente. Estes resultados permitem a construção de perfis isotópicos de alta resolução dos últimos ~16mil anos para a região central da ZCAS. A variação da resolução temporal depende da taxa de crescimento do espeleotema para cada porção.

Quanto menor a taxa de crescimento, menor será a resolução temporal para o período. Por exemplo, de ~9900 até 11124, no fim do Holoceno, obteve-se uma resolução temporal de ~15 anos, devido a taxa de crescimento de 0.022mm.ano^{-1} . De ~12500 – 13500 anos, obteve-se resolução temporal de ~27 anos, correspondente à TC de 0.012mm.ano^{-1} . A menor resolução temporal encontrada foi na transição Holoceno - Pleistoceno, de ~150 anos entre cada ponto de amostragem, devido ao crescimento extremamente lento neste intervalo ($2\mu\text{m.ano}^{-1}$). Os trechos de melhor resolução temporal ocorreram entre 9800 e 9900 anos (2.4 anos) e entre 15130 e 15180 anos (2.8 anos).

Os perfis isotópicos completos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados na figura 5.12, onde é possível observar variações destas *proxies* em diferentes escalas, desde orbital (>19 mil anos) à centenárias. Os perfis mostram diversas oscilações climáticas registradas na caverna São Mateus nos últimos 16 mil anos. Considerando todo esse período, o

registro mostra uma amplitude de variação da ordem de 6.5‰ para os isótopos de oxigênio e de 7.2‰ para os isótopos de carbono. Os registros mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ ocorrem na porção mais antiga, entre 15.5 e 16.5 k ano, com valores entre -6.0 e -8.5‰, enquanto os valores mais positivos ocorrem a porção mais recente do registro, nos últimos 3 mil anos, com valores variando em torno de -3‰.

Valores mais negativos por volta de 16 mil anos AP coincidem com o final do evento H1. Os valores de oxigênio começam a mudar para valores menos negativos, até aproximadamente 13 mil anos, durante o evento B-A (ou GI-1) quando ocorre uma reversão abrupta para valores mais negativos representando o YD (atingindo -7‰). Com o final deste evento, os valores de oxigênio mostram um aumento gradual no decorrer do Holoceno até aproximadamente 4 mil anos, quando o perfil fica relativamente estável oscilando ao redor de -3‰. Durante o Holoceno ocorrem oscilações rápidas e de menor amplitude, ocorrendo em ciclos de escalas milenares e centenares, como por exemplo, as excursões negativas em 9.3 e 8.2 k anos AP.

Já os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam seus valores mais positivos entre 7.8 a 12k anos, com valores oscilando por volta de -4‰. Assim como os isótopos de oxigênio, os valores mais negativos para carbono também estão na porção mais antiga do registro, entre 15.5 e 16.5 mil anos, atingindo valores entre -7 e -9‰. O perfil de C também se inicia com valores mais depletados, seguindo uma tendência de aumento do $\delta^{13}\text{C}$, seguido por diminuição depois do Meso-Holoceno. Neste perfil, o B-A é marcado por um patamar por volta de -7‰ que aparece separado por abruptas excursões negativas, aproximadamente a 14 mil anos.

Durante o YD os valores de carbono se mantem negativos apesar de oscilarem entre -6 e -8.5‰. O início do Holoceno é onde ocorrem os valores mais enriquecidos em pesados para o carbono, variando ao redor de -4‰, chegando a atingir -2.2‰. Entre 6 e 8 mil anos, ocorre uma queda acentuada dos valores, se estabelecendo com valores entre -6 e -7‰ a partir de ~6 mil anos até o recente.

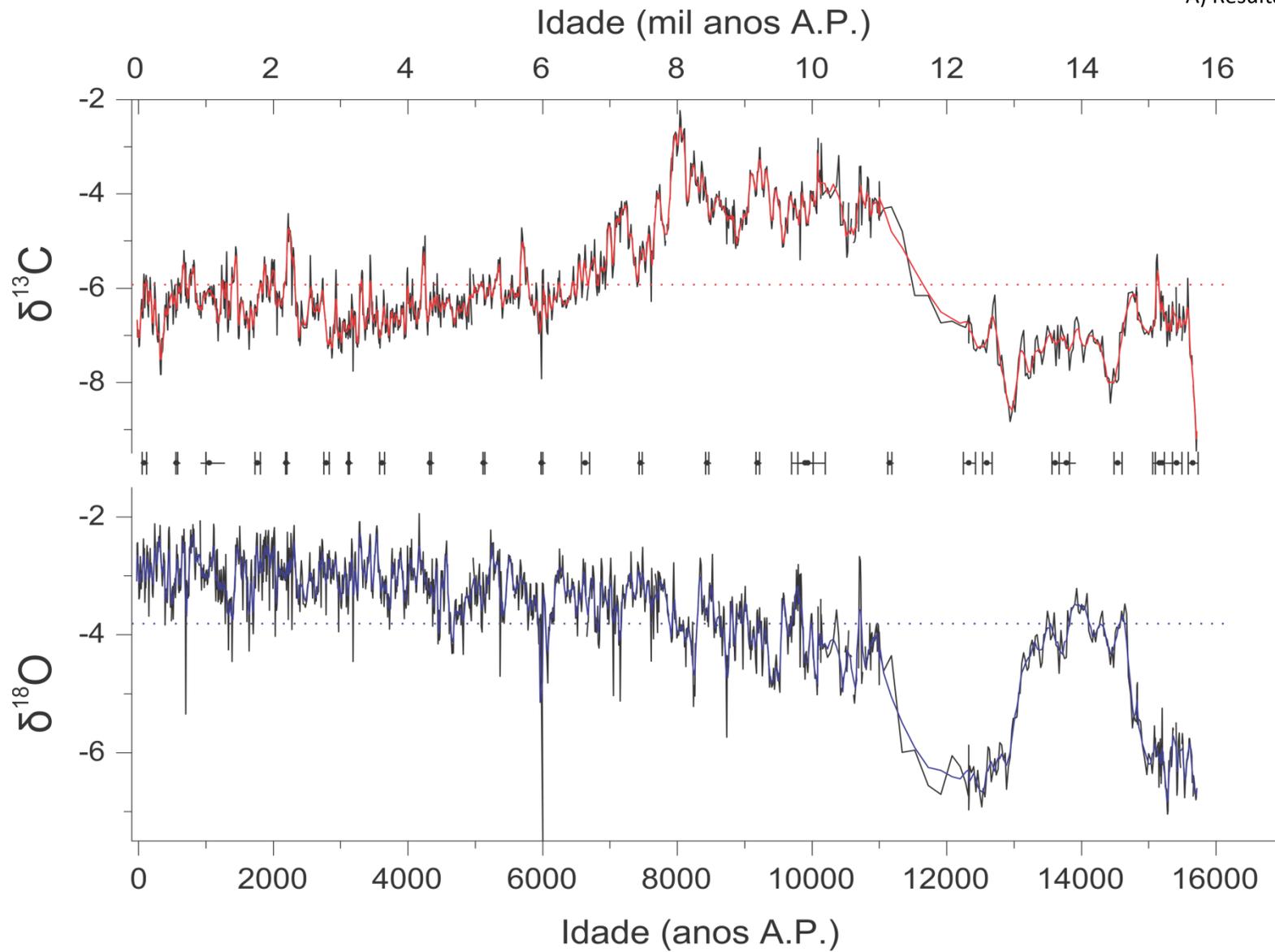


Figura 5.12: Perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Linha preta representa dados brutos. A linha azul (O) e vermelha (C) representam médias adjacentes de 5 pontos, para suavizar as oscilações dos dados brutos. Linhas tracejadas evidenciam o valor médio de cada perfil. Os pontos representam os dados geocronológicos e as respectivas barras de erros.

Os isótopos de oxigênio apresentam uma tendência de aumento dos seus valores para o recente. Principalmente após o evento do YD, o Holoceno, apesar das variações de alta frequência, apresenta uma tendência linear para valores cada vez mais enriquecidos em isótopo leve. Esta tendência é diferente para o perfil de carbono, que apesar de também mostrar uma leve tendência a valores mais enriquecidos, apresenta um coeficiente angular muito menor (fig. 5.13).

As variações nos valores também são muito maiores para o carbono, refletido no baixo valor de correlação $R^2=0.009$, muito menor que o do perfil de oxigênio $R^2=0.68$. Os valores de R^2 indicam a qualidade do ajuste dos dados à regressão linear, que no caso é baixa para ambos os perfis devido às variações dos dados que representam as oscilações climáticas, pois se tratam de séries temporais não lineares. Assim mesmo, este coeficiente indica que as variações do oxigênio são menores em relação a uma tendência linear de enriquecimento, diferentemente do perfil do carbono, onde os dados fogem de uma tendência de variação linear.

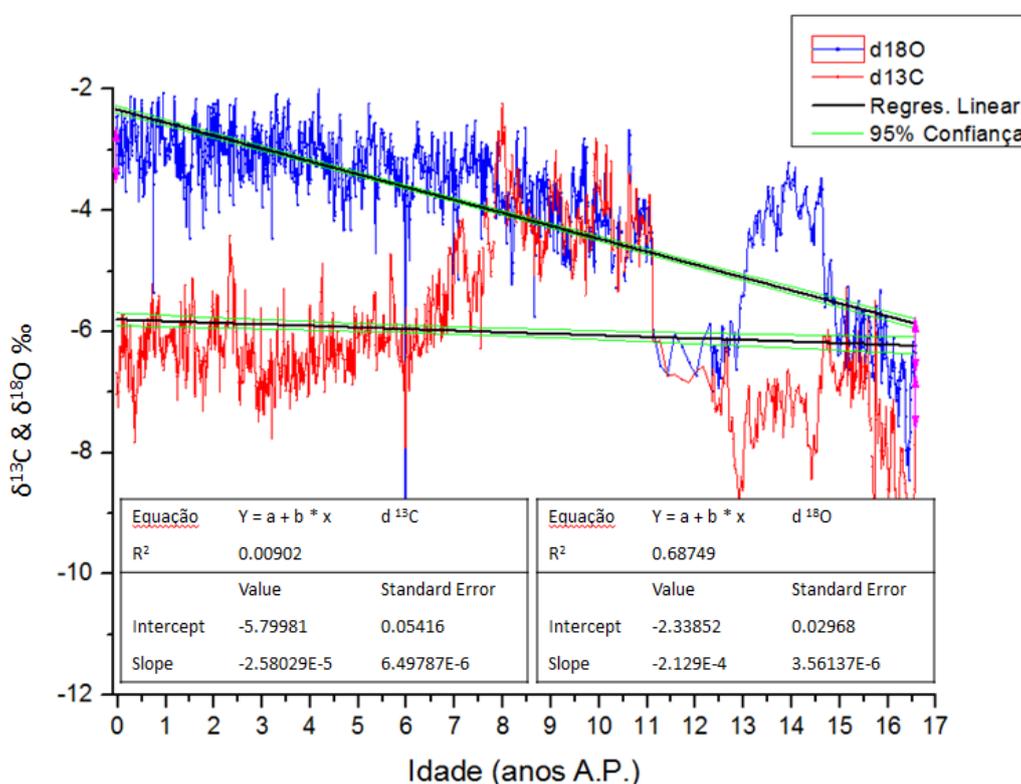


Figura 5.13: Tendência geral dos perfis de isótopos estáveis e respectivos valores de linearidade.

Outra característica interessante é o comportamento relativo entre os perfis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. A variação destes isótopos ocorre ora em fase ora fora de fase (fig. 5.14). Por exemplo, apesar de oscilarem com diferentes amplitudes, as variações entre o carbono e o oxigênio são quase sempre concomitantes e concordantes, ou seja, os dois perfis oscilam em fase (fig. 5.14 - fundo branco), ao mesmo tempo e na mesma direção. Em contrapartida, em algumas porções do registro (fig. 5.14 - barras azuis), os perfis oscilam juntos, mas para direções opostas, ou seja, quando um aumenta, o outro diminui

(os vales coincidem com picos). Outro caso observado foi a ocorrência de um atraso entre a resposta de cada *proxy*, onde o mesmo vale/pico encontra-se levemente deslocado em relação ao equivalente na outra *proxy* (fig. 5.14 - barra amarela).

De 8 a 4 mil anos, o perfil de carbono apresenta uma tendência geral oposta ao do oxigênio. Enquanto o oxigênio mostra uma tendência de enriquecimento isotópico, o carbono mostra um empobrecimento acentuado em isótopo pesado, com uma diminuição da ordem de 4‰ neste período. Apesar dessa diferença de comportamento entre estes perfis isotópicos, se olharmos este mesmo intervalo sobre uma perspectiva milenar, as oscilações ocorrem em fase (fig. 5.14).

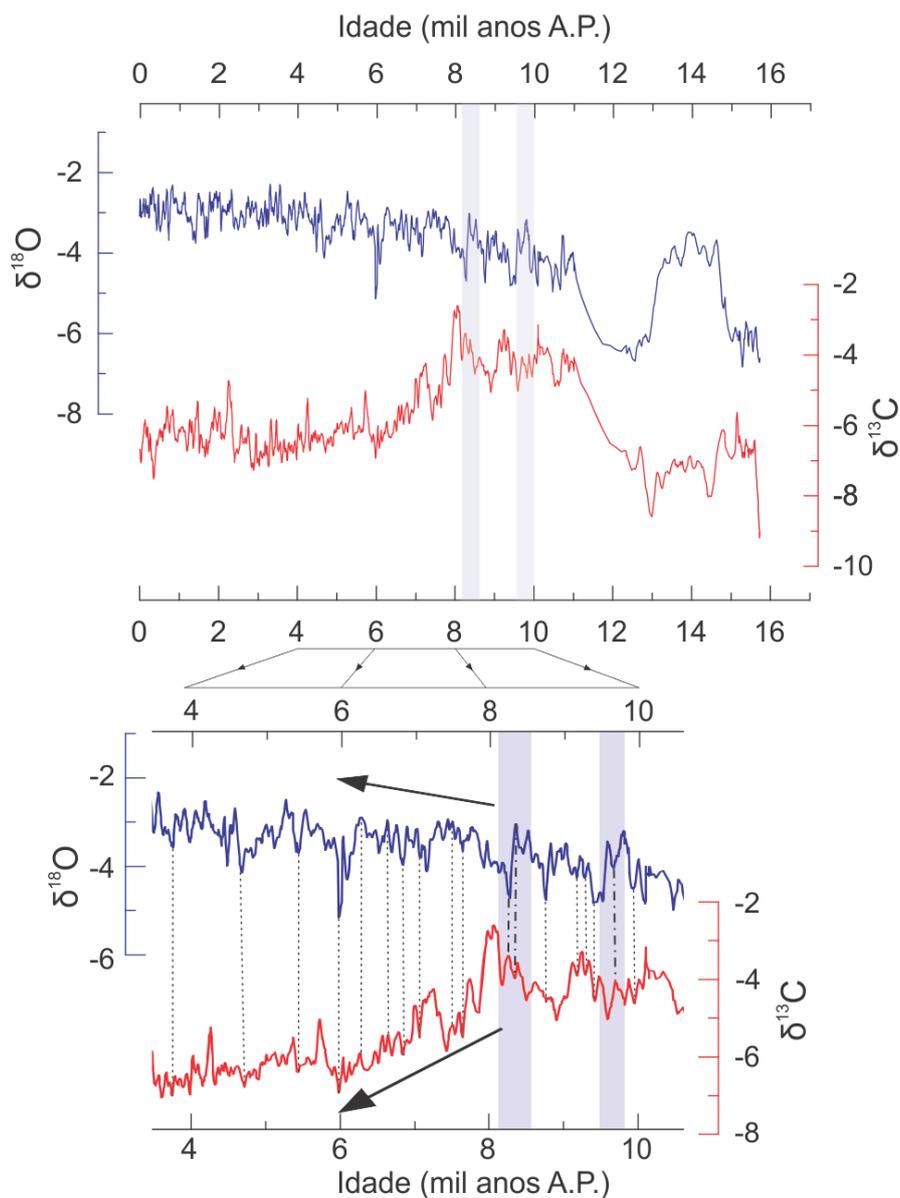


Figura 5.14: A) Variações em fase e fora de fase entre os perfis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Curva com dados suavizados, por média de cada 5 pontos. B) Detalhe do intervalo de 8 a 6k anos: Apesar da tendência de aumento do oxigênio e de diminuição do carbono, ambos apresentam as mesmas oscilações em escala milenar (Linha tracejada - em fase). Linha traço e ponto: fora de fase (destacado com barras lilás).

A distribuição dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ não é linear ($R^2 = 0.08$), corroborando para ideia de Hendy, (1971) que a deposição mineral ocorreu em equilíbrio isotópico. Cabe ressaltar que os critérios de Hendy não são totalmente confiáveis, podendo haver bons registros mesmo quando a correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ocorre (Dorale & Liu, 2009; Wong & Breecker, 2015). Podem-se separar três grupos de valores isotópicos, sinalizados por círculos vermelhos no diagrama da figura 5.15.

Podem ser separados três grandes grupos isotópicos. Os dados isotópicos mais recentes (<8ka) apresentam valores mais enriquecidos para o oxigênio, enquanto que os valores da base do Holoceno (8-12ka) são representados por um grupo aproximadamente 1‰ depletado em relação a parte mais recente do registro. Para o carbono, a relação é oposta, com valores mais depletados no Neo-Holoceno, mudando para valores menos depletados na base deste período.

O terceiro grupo reúne dados da porção mais antiga do espeleotema, de 12 a 16 mil anos aproximadamente. Apresenta uma distribuição de forma mais elíptica, evidenciando a maior amplitude de variação dos dados isotópicos nos eventos desta Época. Estes dados são os valores mais negativos de todo o registro, tanto para oxigênio quanto para o carbono, com valores variando de -5 a -7‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e de -5 a -9‰ para o $\delta^{13}\text{C}$. Estes valores extremamente depletados coincidem com a ocorrência de eventos como o YD e o H1, considerados períodos de maior intensidade pluvial na América do Sul (e frio no Hemisfério Norte), representada pelos pontos azulados. Em vermelho é possível observar valores menos negativos de oxigênio, referente ao evento Bølling-Allerød, que separa os eventos depletados YD e H1.

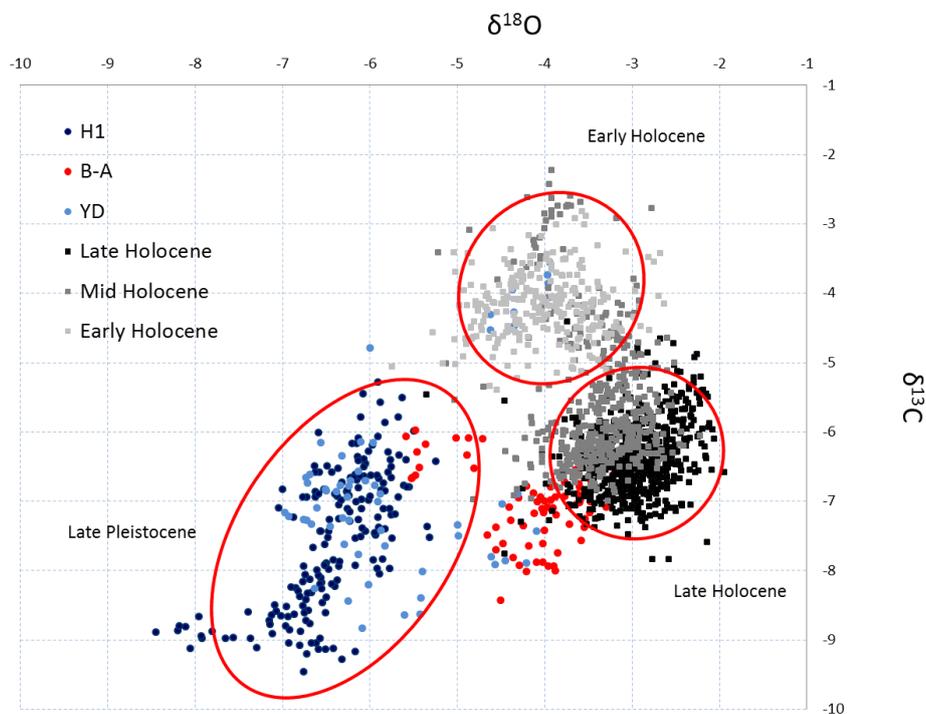


Figura 5.15: Correlação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da amostra SMT16.

5.5. Razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Espeleotemas, Rocha e Solo

A rocha encaixante da Caverna São Mateus apresentou valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70905 ± 1.10^{-5} . O solo coletado sobre a entrada da caverna apresentou valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.74624 ± 1.10^{-5} , contudo, é contrastante a assinatura entre o solo inferior e superior do perfil amostrado. A amostra de solo inferior, apresentou valor pouco mais enriquecido que a rocha encaixante, de 0.71703 ± 1.10^{-5} , enquanto que o solo superior apresentou valores muito mais radiogênicos, de 0.77545 ± 1.10^{-5} .

O espeleotema da SMT16 apresenta valores variando entre 0.70983 e 0.71143, valores situados entre os da rocha encaixante e do solo, que representam as principais fontes de estrôncio para a água de gotejamento.

Discussão dos resultados de estrôncio serão apresentadas no item 6.5.

6. Discussões e interpretações das *proxies* climáticas

Neste capítulo, os resultados são discutidos em conjunto e comparados com modelos teóricos e reconstruções paleoclimáticas de outras regiões. Os resultados serão divididos em duas etapas temporais: uma referente à porção final do período deglacial, de ~16000 a 10000 anos atrás, onde as variações de amplitude dos eventos são maiores; e posteriormente serão discutidas as variações do Holoceno, considerado aqui os últimos 10 mil anos, como explicado no subitem 2.5 (pg. 20).

Variações em dados de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites comumente refletem direta ou indiretamente a assinatura isotópica da chuva, contudo outros fatores ambientais podem interferir devido à susceptibilidade dos isótopos de oxigênio de sofrer fracionamentos em resposta a diversos efeitos, como de altitude, latitude, continentalidade, temperatura do ar, quantidade de precipitação ou fonte de vapor d'água (McDermott, 2004; Vuille et al., 2003).

Como estabelecido na literatura da região de influência do sistema de monção sul americano (Vuille et al., 2003; Vuille & Werner, 2005), e trabalhos com uso das mesmas *proxies* no mesmo tipo de arquivo (Kanner et al., 2013), os dados de $\delta^{18}\text{O}$ são associados a variações da quantidade de chuva devido ao efeito de quantidade, comum em regiões tropicais. Também é relevante o efeito de precipitação a montante, que produz um vapor residual mais leve em relação à composição isotópica do vapor inicial, resultando consecutivamente em assinaturas de $\delta^{18}\text{O}$ mais negativas da precipitação à jusante do sistema, independente da quantidade local de chuva. Nesta interpretação, a assinatura isotópica irá refletir a intensidade da atividade convectiva a montante do sistema (bacia Amazônica) (Vuille et al., 2012).

Durante a atividade do SMAS, o vapor d'água se comporta simplificadaamente como um modelo de destilação do tipo Rayleigh (Vuille et al., 2012), onde valores mais negativos (mais fracionados) são interpretados como intensificação da atividade convectiva de monção e vice-versa, considerando tanto o efeito de quantidade quanto precipitação a montante.

Já as variações de $\delta^{13}\text{C}$ estão associadas principalmente à concentração de CO_2 do local onde ocorre a dissolução e formação da solução que precipitará o espeleotema. Em sistemas onde ocorre o processo de equilíbrio isotópico entre a água de infiltração e o reservatório de CO_2 do solo, o carbonato resultante irá refletir a assinatura do solo. Em casos em que o reservatório de CO_2 é finito, a dissolução será limitada pelo consumo do CO_2 para formação de ácido carbônico. Neste caso haverá uma maior contribuição da assinatura da rocha encaixante nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema (Hendy, 1971; McDermott, 2004). Desta forma, mudanças da disponibilidade de CO_2 biogênico no solo são atribuídas à variação da produtividade orgânica da cobertura acima da caverna, e mudanças na produtividade biológica muitas vezes estão relacionadas a mudanças na disponibilidade hídrica (Stríkis, 2011).

Entretanto, a interpretação de dados de $\delta^{13}\text{C}$ ainda são pouco utilizadas nas reconstruções climáticas devido as complicações na interpretação desta *proxy*. Fatores como respiração no solo, incluindo a razão entre plantas C3:C4, interação entre o fluido e a rocha, tempo de residência da água, degaseificação de CO_2 da solução, PCP/PAP (processos de precipitação de calcita ou aragonita no percurso da água antes da precipitação do espeleotema analisado), ou até mesmo fracionamento durante a precipitação do espeleotema, são alguns fatores que podem alterar o valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ (Hendy, 1971; Oster et al., 2010).

Especificamente para a região do PETER, calibração de espeleotema com série climática histórica também suporta a interpretação da *proxy* de oxigênio relativo ao efeito de quantidade (Moquet et al., 2016), onde valores de $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotema correlacionam-se inversamente com a quantidade da precipitação local, mas suavizado em uma média de 7-9 anos. As discussões serão baseadas nestes conceitos.

6.1. Espeleotema SMT-16

A estalagmite SMT16 provou-se uma boa amostra para reconstrução paleoclimática devido as suas características apresentadas na seção 5.3. A aragonita é um polimorfo ortorrômbico e relativamente mais denso da calcita, devido as menores distâncias cristalinas do retículo (Bragg, 1924), que ocorre principalmente nos carbonatos marinhos, mas também nos continentais (Caspi et al., 2005).

O controle mineralógico entre os polimorfos de calcita e aragonita em espeleotemas é predominantemente devido a elevados teores de Mg/Ca da água de gotejamento (Riechelmann et al., 2014), onde o excesso de Mg favorece a precipitação da aragonita pela inibição da formação de calcita. O teor de Mg/Ca do gotejamento depende da composição da rocha encaixante e/ou da precipitação de calcita da solução antes da formação do espeleotema (PCP – *prior calcite precipitation*), deixando a solução relativamente enriquecida em Mg para a precipitação do espeleotema (Rossi e Lozano, 2016; Riechelmann et al., 2014; Burton et al., 1987). Além da razão Mg/Ca da água de gotejamento, fatores como o pH da solução, a saturação do fluido em relação a calcita e a taxa de gotejamento também podem controlar a precipitação de espeleotemas de composição aragonítica (Riechelmann et al., 2014).

Apesar de não ter dados referentes à composição química dos gotejamentos, os calcários da Fm. Sete Lagoas do Grupo Bambuí na área estão parcialmente dolomitizados, corroborando a rocha encaixante como fonte provável de Mg para o sistema epicárstico da Caverna São Mateus, onde os espeleotemas do salão dos Setecentos são predominantemente aragoníticos. Os valores de isótopos de C e O da rocha encaixante sugerem valores no limite extremo do que são considerados os dolomitos de capa na literatura, que perfazem os carbonatos da base da formação Sete Lagoas. A rocha encaixante apresenta bolsões e vênulas de calcita secundária, resultado de provável remobilização durante deformação do maciço. Esta calcita (cc) apresenta uma assinatura

isotópica bem diferenciada em relação à assinatura da encaixante (HR), sendo fácil distinguir a assinatura do mineral primário do secundário de alteração (fig. 6.1).

Em relação à assinatura isotópica do espeleotema (pontos pretos - fig. 6.1), todos os valores são mais fracionados em relação ao carbono comparado com os valores da rocha encaixante. Neste caso, os valores mais negativos devem estar correlacionados provavelmente ao ciclo de produção biogênica acima da caverna, sem uma contribuição clara da assinatura da rocha encaixante. Cabe ressaltar que, apesar da aparente pouca contribuição do carbono da rocha, processos fracionantes como PCP/PAP ou a própria cristalização do espeleotema levarão a valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$. Já para os valores isotópicos de oxigênio, os valores do espeleotema variam amplamente em um leque que abrange as assinaturas tanto da rocha encaixante fresca quanto dos bolsões de calcita recristalizada presentes na mesma devido às heterogeneidades da rocha encaixante. Não é possível excluir a possível troca isotópica entre o oxigênio da água de infiltração e o substrato rochoso. Contudo, a variação do $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema dentro do leque de variação sazonal histórico da chuva moderna, representado pelos dados do GNIP, sugere uma concordância entre os dados do espeleotema e da água meteórica.

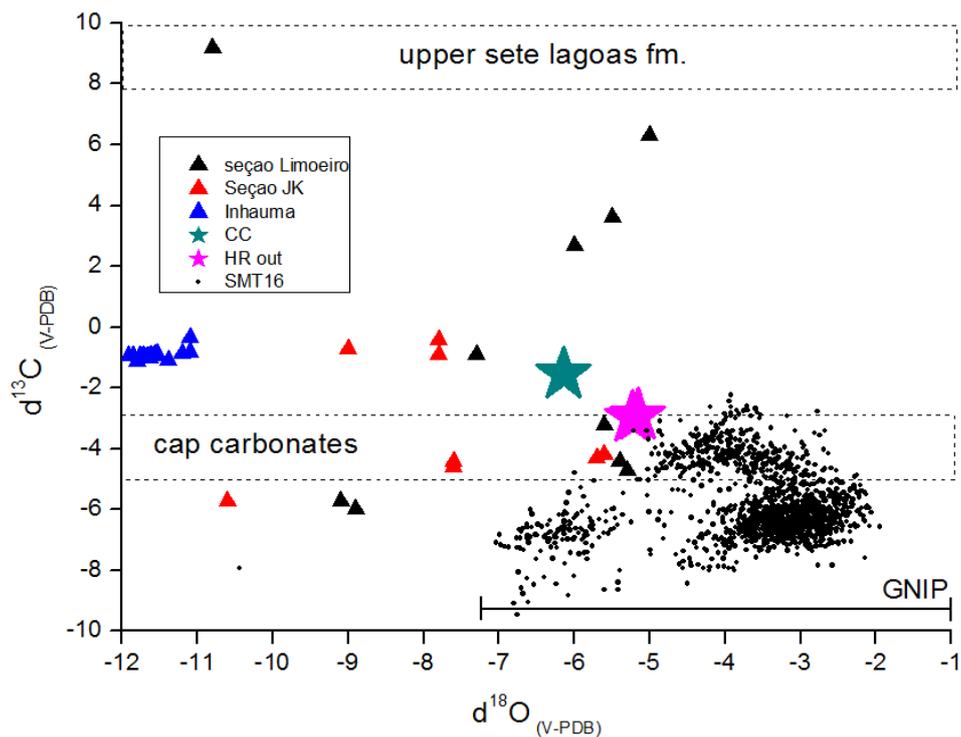


Figura 6.1: Valores isotópicos da rocha encaixante e espeleotema da Caverna São Mateus (SMT16 = espeleotema; HR = Rocha encaixante; cc = calcita secundária na rocha encaixante). Demais valores (triângulos) compilados da literatura para comparação. Seção Limoeiro e JK (Alvarenga et al., 2007), seção Inhaúma (Guacaneme et al., 2017). Barra preta: variação dos valores médios mensais de $\delta^{18}\text{O}$ da água de chuva (GNIP – 1963 a 1987).

A amostra SMT16 é maciça, não apresenta poros de corrosão, nem alvéolos ou porosidade secundária, que são indicativos de dissolução pós-deposicional (Scholz et al., 2014). Uma única região de recristalização ocorre próxima à base deste espeleotema

(por volta de 480 mm de profundidade), sugerindo uma transformação de aragonita primária para calcita. Esta transformação para o polimorfo mais estável do mineral CaCO_3 , é comum nos processos diagenéticos pós-deposicionais, e pode ser causado, por exemplo, por gotejamento de água insaturada atingindo a superfície da estalagmite (Lachniet, 2015). Outros processos pós-deposicionais que podem ocorrer é a cimentação de poros por calcita, dissolução seletiva de aragonita ou calcita, e a recristalização com alteração da textura original (Perrin et al., 2014), nenhum destes últimos observados na amostra SMT16.

O processo de recristalização reorganiza os elementos podendo alterar a estrutura cristalina do material e a quantidade dos elementos químicos e seus pares isotópicos, podendo ser responsável pela abertura do sistema químico, impossibilitando assim análises isotópicas que partem do pressuposto de que a quantidade de isótopos não foi modificada desde a cristalização do material, caracterizando assim um sistema fechado (Richards & Dorale, 2003; Cheng et al., 2000). No caso da geocronologia, a perda de Urânio no sistema promove o aumento da atividade $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e conseqüentemente gera cálculos de idades mais velhas que a real, enquanto que a adição de U no sistema provoca o efeito oposto, resultando em idades mais jovens (Scholz et al., 2014).

Desta forma, não foi utilizada a porção basal afetada pela recristalização, onde os cristais perdem o hábito primário acicular. A reconstrução climática, assim como o modelo de idade, foi construída apenas até o trecho superior da dissolução. Tentativas de datação da base do espeleotema próximo à dissolução resultaram em idades repetidas, mais jovens, coincidente com teores levemente superiores de ^{238}U nestas amostras (tab. 07).

	Profundidade (mm)	^{238}U (ppb)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (atividade)	^{230}Th Age (sem correção)	^{230}Th Age (corrigido)	^{230}Th Idade (corrigido)
Idades acima da dissolução	445	2627 ±3	0.141 ±0.0005	15206 ±67	15201 ±67	15133 ±67
	450	822 ±1.8	0.142 ±0.0013	15241 ±148	15240 ±148	15172 ±148
	458	2726 ±4	0.144 ±0.0006	15463 ±70	15459 ±70	15391 ±70
	467	2260 ±2.9	0.146 ±0.0006	15701 ±74	15699 ±74	15631 ±74
Idades próximas à dissolução	475	846 ±0.8	0.142 ±0.0008	15259 ±95	15253 ±95	15185 ±95
	485	3066 ±3.3	0.146 ±0.0003	15609 ±44	15608 ±44	15540 ±44
	493	3774 ±5.0	0.146 ±0.0005	15661 ±65	15658 ±65	15590 ±65
	499	5188 ±7.7	0.145 ±0.0003	15561 ±40	15560 ±40	15492 ±40
	502	2744 ±3.3	0.146 ±0.0005	15697 ±66	15693 ±66	15625 ±66

Tabela 07: Comparação dos dados de geocronologia afetados pela recristalização aragonita – calcita.

A aragonita absorve maior quantidade de urânio que a calcita em sua estrutura cristalina, devido à coordenação dos átomos idêntica ao $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, não sendo necessário modificar a coordenação do uranyl (Reeder et al., 2000), sendo esta uma característica positiva da amostra escolhida. Para a porção acima da dissolução (até ~470mm de profundidade), bons resultados geocronológicos são devidos aos elevados teores de urânio, apresentando valor médio de 2143ppb (~2ppm), baixas concentrações

de tório detrítico, com valor médio de 752ppt ($\sim 7,5 \cdot 10^{-7}$ ppm), resultando em incertezas na sua maioria $\leq 1\% 2\sigma$ (anexo II

I), sendo possível assim construir um modelo de idade robusto para a reconstrução paleoclimática a partir desta amostra.

Apesar dos questionamentos sobre o uso de espeleotemas aragoníticos para reconstruções paleoclimáticas (Lachniet, 2015), estudos comprovam a existência de proxies robustas em espeleotemas com esta mineralogia (Cosford et al., 2008; Finch et al., 2001; Jamieson et al., 2016; Spötl et al., 2016; Zhang et al., 2014).

6.2. Período Deglacial (entre 16500 e 10000 anos atrás)

Este período é apresentado separadamente para poder enfatizar os resultados referentes ao deglacial tardio, respeitando as variações de amplitude para esse período de importante transição climática. A localização dos arquivos referenciados na discussão para comparação com o arquivo da caverna São Mateus (tanto da seção do Pleistoceno quanto do Holoceno) é apresentado no anexo III da dissertação, tanto em tabela quanto em mapa.

Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam baixa correlação ($R^2 = 0.11$), sustentando que a aragonita foi precipitada em (ou praticamente) equilíbrio, com ausência de efeitos de fracionamento cinético alterando a variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (anexo IV) (Hendy, 1971), apesar de atualmente ser aceito que espeleotemas comumente precipitam fora do equilíbrio e assim mesmo constituem bons arquivos climáticos (Wong & Brecker, 2015).

O aumento da intensidade da SMAS em resposta aos eventos frios do HN já haviam sido demonstrado em outros registros paleoclimáticos de espeleotemas (Stríkis et al., 2015), assim como a relação anti-fásica da resposta hidroclimática entre as monções do HN e HS (Cruz et al., 2005a) em resposta à mudança de posicionamento da ZCIT, de acordo com o gradiente térmico entre o equador e os polos. Na SMT16 é possível observar um intervalo com valores enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$ (B-A) entre dois eventos com valores isotópicos mais negativos (H1 e YD). Estas variações representam transições entre climas úmido – seco - úmido, respectivamente (fig. 6.2).

Os períodos úmidos refletem uma maior intensidade da monção em resposta a períodos de diminuição de circulação da AMOC e migração para sul da ZCIT. A relação de migração da ZCIT fica clara ao observarmos o registro da bacia de Cariaco, no norte do continente, que recebe chuva (sedimentos terrígenos) quando a ZCIT está mais a norte, e recebe menos precipitação (sedimentos terrígenos) quando esta se desloca para sul (Deplazes et al., 2013) (fig. 6.3). A importância do deslocamento da ZCIT está no aumento da contribuição de umidade da zona equatorial Atlântica para o continente, disponibilizando assim mais vapor e conseqüentemente fortalecendo o SMAS.

Ambos os eventos úmidos apresentam intensidades semelhantes, atingindo valores de $\delta^{18}\text{O}$ c. -7‰ . Esta semelhança também é mantida na amplitude destes eventos. Considerando a excursão negativa a partir da média de $\delta^{18}\text{O}$ para o Pleistoceno tardio, o H1 apresenta variação isotópica de oxigênio com amplitude de $\Delta = 1,9\text{‰}$, apenas $0,1\text{‰}$ maior que o YD, ou seja, representa praticamente o mesmo valor, dentro da faixa de incerteza. Deve-se levar em consideração que no registro da SMT16 o evento H1 não está totalmente representado (H1 tem seu início por volta de 18 ka).

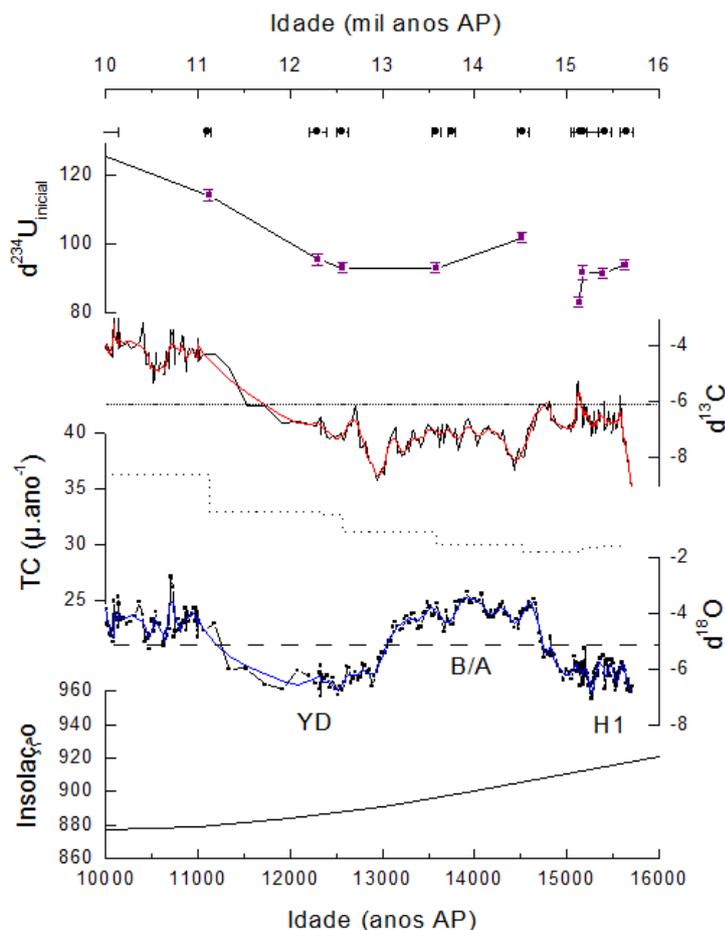


Figura 6.2: Perfis isotópicos de C (vermelho) e O (azul) para o pleistoceno tardio da SMT16. Linhas horizontais tracejadas representam média dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o período todo. Valores brutos sotopostos em preto. De cima para baixo: Pontos pretos no topo são dados geocronológicos com as respectivas barras de erros. Quadrados roxos e respectivas barras de erro são valores de $^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ calculados para os pontos de datação. Linha tracejada representa taxa de crescimento do espeleotema (μ/ano). A curva preta na porção inferior representa a insolação de verão (DJF) para lat. 10S (Berger and Loutre, 1991).

Em relação à duração dos eventos, o YD aparenta ter ~ 1780 anos de duração, enquanto o B-A apresentou ~ 1680 anos de duração (sempre considerando a excursão a partir da média). O H1 não está inteiramente representado no arquivo. Estas variações representam eventos milenares e não correspondem a variações relacionadas à forçante orbital (fig. 6.2). O YD registrado na SMT16 é centrado por volta de 12.5 ka sincrônico com o evento global, contudo apresenta disparidades de duração em relação ao intervalo frio registrado no HN, apesar das idades de início e término deste evento variarem dependendo do registro e do tipo de *proxy* observado.

Pode-se observar que as curvas isotópicas acompanham a redução da curva de insolação apenas de 17 a 15 mil anos AP e no início do Holoceno. Os eventos milenares B-A e YD causam abruptos deslocamentos dos perfis isotópicos em relação à curva de

insolação, mostrando que as anomalias milenares de TSM do Atlântico norte é a responsáveis pela causa destes eventos.

O registro da SMT16 indica que a insolação não é a principal forçante que controla a monção sul americana entre 10 mil e 16 mil anos, assim como observado para os últimos 80ka em registro de espeleotemas da região centro-leste brasileira (Stríkis et al., 2018). Se considerarmos o período anterior ao B-A e posterior ao YD, pode-se observar, no entanto, uma leve tendência de enriquecimento dos isótopos de oxigênio (menos chuva) coincidente com a diminuição da insolação de verão. Quanto mais forte a insolação, aumenta o contraste de temperatura entre o continente e o oceano, intensificando os ventos que carregam umidade para o continente. Consequentemente, mais intensa se tornam as monções, o que leva a esperar valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais leves (mais negativos), devido aos efeitos de continentalidade e quantidade. Na figura 6.2 é possível observar que os valores mais negativos de oxigênio coincidem com os valores mais altos de insolação, como esperado, apesar das oscilações milenares.

A taxa de crescimento parece comportar-se de maneira oposta a insolação. Conforme a insolação diminui, a TC aumenta. Cabe ressaltar que a variação da TC é muito pequena, medida em micrometros por ano. Para o intervalo de 10 – 16 ka, a variação da TC é de apenas $7 \mu/\text{ano}$. Contudo em torno de 11100 anos ocorre um aumento da TC de aprox. $3.5 \mu \cdot \text{a}^{-1}$, correspondendo a praticamente 50% do aumento da TC durante todo este período. O aumento constante da TC ocorre independentemente das oscilações dos perfis isotópicos. É interessante que o salto da TC por volta de 11100 anos coincide com o final abrupto do YD, evidenciado tanto no perfil de oxigênio quanto de carbono. Isto sugere que a disponibilidade de água não parece ser o fator limitante/controlador da taxa de precipitação do espeleotema, ou sugerir um tempo de residência extremamente longo e acúmulo de água no aquífero superior a cavidade.

Em relação ao $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$, observa-se que durante o deglacial tardio, ocorrem os menores valores, na ordem de 80-90‰, sugerindo menor tempo de residência. Entrando no Holoceno, logo após o YD, ocorre o aumento dos valores de $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$, sugerindo um início do Holoceno mais seco em relação ao pleistoceno tardio.

6.2.1. H1 (do início do registro até 14.7 ka)

O H1 é registrado em arquivos da América do Sul de ~18 a 15 Ka, e é subdivido em três fases (H1 a, b e c) (Bahr et al., 2018; Stríkis et al., 2015). O registro da SMT16 inicia-se em 15.7 ka, registrando apenas o final do evento, correspondente a fase H1c. Este evento é caracterizado por dois pulsos principais, sendo o mais jovem (H1c ~15.1 ka) mais fraco e acompanhado de menor redução de temperatura no hemisfério norte (Hodell et al., 2017). Os valores altamente depletados em $\delta^{18}\text{O}$ representam uma intensa atividade convectiva para a região centro-oeste, com o máximo de precipitação por volta de 15.27 ka, de acordo com o pico do primeiro pulso registrado em testemunho marinho (~15.1; Hodell et al., 2017).

A variação e o timing do H1c na SMT16 é muito semelhante à variação encontrada por Stríkis et al., (2015) em espeleotemas da Lapa Sem Fim (LSF) e Paixão (PX), distante aproximadamente 330km a sudeste e 600km a nordeste do PETER, respectivamente (anexo III – localização arquivos climáticos). Todos estes registros concordam em uma fase úmida representada como um platô no perfil isotópico entre ~15.6 e 14.9 ka. Contudo, apresentam valor de $\delta^{18}\text{O}$ distintos ($\text{PX} \cong -4\text{‰}$ / $\text{SMT} \cong -6\text{‰}$ / $\text{LSF} \cong -7\text{‰}$).

A diferença entre a assinatura isotópica destes registros pode representar uma mistura entre zona afetada pela ZCIT e pela ZCAS. Segundo Stríkis et al., (2015), ambas estas zonas convectivas estavam anormalmente ativas neste período como resposta imediata ao gradiente de temperatura com o HN, levando os autores a cunhar o termo “Mega-SACZ” para a resposta hidroclimática da monção durante o H1. Cabe ressaltar, contudo, que apesar destas zonas convectivas terem origem e distribuição espacial distintas, ambas têm como fonte de umidade o Atlântico tropical. Outro fator que pode influenciar a diferença de amplitude é a proporção entre (i) quantidade de chuva (*amount effect*) e (ii) chuva a montante do sistema (*rainfall upstream*) (Vuille et al., 2003; Vuille & Werner, 2005). Dessa forma, valores menos depletados para a PX podem representar menor quantidade efetiva de chuva na região mais a nordeste do continente, enquanto valores mais depletados da LSF podem representar tanto efeito de depleção do vapor residual por chuva a montante quanto por quantidade de precipitação (fig. 6.3). Como a SMT16 e a LSF recebem aproximadamente mesma quantidade de chuva (~600mm DJF; CPRM, 2011), sugere-se que chuva a montante é responsável por valores menos depletados na SMT em relação a LSF.

O perfil do carbono varia em fase com o oxigênio durante o H1. No caso do $\delta^{13}\text{C}$ refletir assinatura do solo, pode sugerir presença de intensa atividade biológica do solo e/ou vegetação densa. Bem no início do perfil o carbono apresenta valores muito negativos (c. -9‰), podendo representar o auge da estabilidade da vegetação após o início do evento H1 desde ~18ka, apesar do início do evento não estar registrado na SMT16. Isto estaria de acordo com registro de vegetação mais densa na segunda parte do HS descrito com base em palinórfos por Dupont et al., (2010), apesar deste testemunho se localizar na costa NE do Brasil e fazer referência a vegetação de Caatinga do atual semiárido brasileiro. Tanto a ZCIT quanto a ZCAS estavam anormalmente ativas neste período e a vegetação provavelmente respondeu em todos os biomas atingido por esta mudança milenar.

O H1 é importante, pois marca o início do último deglacial (Hodell et al., 2017), quando descarga de água fresca e armadas de iceberg no Atlântico norte geraram o enfraquecimento da circulação de revolvimento meridional do Atlântico (AMOC). Esse evento levou à diminuição do transporte de calor dos trópicos para os polos, provocando resfriamento do HN e deslocamento para sul da ZCIT. Em resposta ao reequilíbrio do novo gradiente de temperatura, assim como pela presença de uma alta insolação, o SMAS foi fortalecido.

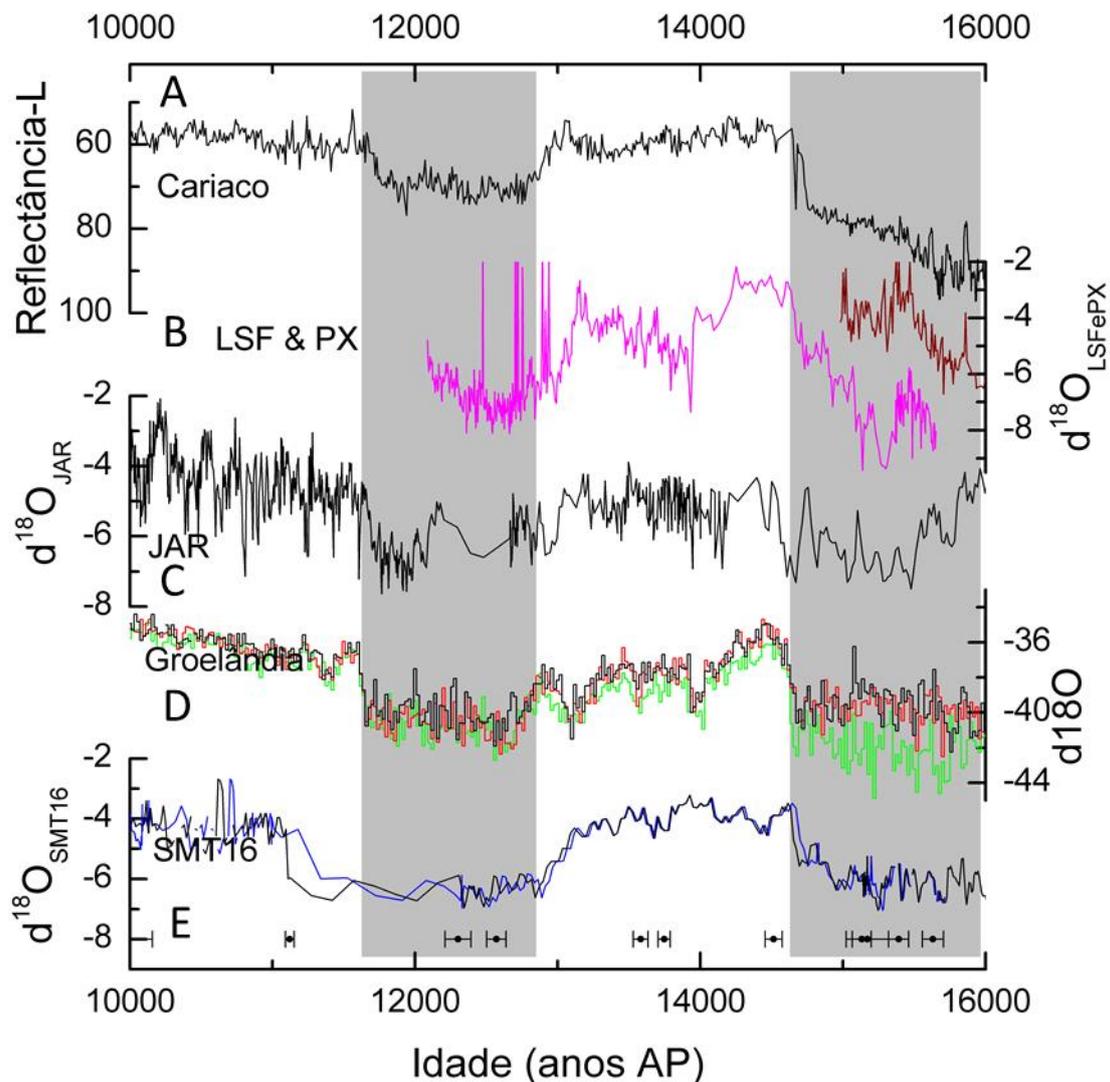


Figura 6.3: Comparação do período deglacial da SMT16 (10 – 16 ka) com outros registros. A) Reflectância de sedimentos da bacia de Cariaco – Venezuela (Deplazes et al., 2013). Notar a escala invertida. B) $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotemas da região centro leste brasileira. LSF = Lapa sem Fim. PX = Paixão (Strikis et al., 2015). C) $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotema da região oeste brasileira. JAR = Caverna Jaraguá (Novello et al., 2017). D) Dados de $\delta^{18}\text{O}$ de testemunhos de gelo da Groelândia (GRIP, GISP2, NGRIP), combinados na escala de tempo GICC05modelext (Rasmussen et al., 2014). E) $\delta^{18}\text{O}$ de espeleotema da região centro-oeste brasileira. SMT = Caverna São Mateus (este trabalho). Linha azul: dados com modelo de idade adotado na presente dissertação calculado pelo algoritmo do Stalage. Linha preta: dados com modelo de idade calculado por interpolação linear. Notar a semelhança entre as diferentes interpolações de idades (linear e StalAge). Pontos pretos representam as idades obtidas e suas respectivas barras de erros.

O posicionamento mais a sul da ZCIT durante o H1 está também de acordo com menor precipitação a norte da AS, como registrado no baixo aporte de terrígenos no delta do Orinoco (Cariaco - Venezuela) (Bahr et al., 2018). Por outro lado, o posicionamento mais a sul da ZCIT levou ao aumento da taxa de sedimentação no delta do Parnaíba, costa NE do Brasil (Zhang et al., 2015), e a formação de espeleotemas e travertinos na região do atual semiárido (Wang et al., 2004). Esta observação também está de acordo

com o maior deslocamento da ZCIT ter ocorrido na fase mais jovem do evento (H1c), como indicado pela diminuição do aporte sedimentar e da precipitação na porção extremo norte da AS, deslocando o centro de precipitação para a região central da Amazônia e favorecendo a precipitação na zona da ZCAS (Crivellari et al., 2018). Dessa forma, acredita-se que uma forçante do oceano Pacífico equatorial também pode ter contribuído para o fortalecimento dos ventos sobre a Amazônia, intensificando a reciclagem de umidade nas áreas adjacentes dos Andes (Zhang et al., 2016).

6.2.2. B-A (de 14.7 a 13 ka ~1700 anos de duração)

Este evento, também registrado nos testemunhos de gelo da Groelândia, retrata uma fase de maiores temperaturas no hemisfério norte, aproximadamente correlatas com um resfriamento na Antártica (ACR) (Köhler et al., 2011), por volta de 14.6 ka. Este aquecimento foi acompanhando por um aumento do nível do mar, evidenciando um pulso de degelo das calotas polares deste hemisfério, além de um pulso abrupto de aumento de CO₂ atmosférico (Köhler et al., 2011). De acordo com modelagem climática, a transição do H1 para o período quente B-A se deu pela resposta à forçante do efeito estufa (CO₂) e ao reestabelecimento da circulação da AMOC após o H1 (Liu et al., 2009).

O registro de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 muda para valores menos depletados, representados por um platô na ordem de -4‰, representando um período mais seco, de menor intensidade do SMAS. Seu início e fim são relativamente graduais, na ordem de ~300 anos de duração, mostrando uma transição relativamente gradual. O início do evento é mais abrupto e acompanha sincronicamente os registros do hemisfério norte, como o da bacia de Cariaco e Groelândia. Já o fim do evento é mais suave e gradual, assim como nos demais arquivos da comparação (fig. 6.3).

Em aproximadamente 14.1 ka, observa-se dentro do B-A uma breve excursão para temperaturas mais frias no registro dos testemunhos de gelo (Rasmussen et al., 2014), que está refletido em uma abrupta excursão nos dados isotópicos do espeleotema LSF. Contudo, esta excursão é menos acentuada nos espeleotemas da SMT e JAR, sugerindo talvez um gradiente de sensibilidade de leste para oeste da América do Sul. Rápidas excursões de temperatura no hemisfério norte podem gerar uma resposta imediata na região NE e centro-leste brasileira vinculado ao ajuste da ZCIT. Entretanto, tais oscilações não necessariamente afetam o sentido e intensidade dos ventos suficientemente para intensificar o transporte de umidade para a região Amazônica e Andes tropicais, e intensificação dos jatos de baixo níveis, para que este sinal seja sentido nas zonas diretamente sobre ação da ZCAS.

Apesar do período relativamente mais seco, a taxa de crescimento (TC) da SMT16 mantém um aumento gradual, evidenciando a total independência do fator “disponibilidade de água”.

Uma característica interessante na SMT16 é que os dados de carbono e oxigênio variam em valores próximos durante as fases úmidas do H1 e do YD, contudo se separam claramente durante a fase seca do B-A (fig. 6.4). Esta relação também é observada em outros espeleotemas, como LSF16 em Stríkis, (2011) e BTV3A Wang et al., (2007). O sinal de $\delta^{18}\text{O}$ mais enriquecido relaciona-se diretamente ao enfraquecimento do SMAS, já a resposta do $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema é complexo e pode responder a diferentes tipos de fracionamento (Frisia et al., 2011), não necessariamente refletindo processos vinculados com o solo ou epicarste.

Um fator que pode modificar a assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ pode ser o aumento do tempo de residência, aumentando a interação água-rocha, como sugerido por Polyak et al., (2012). Este não parece ser o caso da SMT16, pois a rocha encaixante apresenta valores de $\delta^{13}\text{C} \cong -3\text{‰}$, mais enriquecidos que o observado, além de apresentar TC constante para o período, característica de fluxos difusos alimentados por aquíferos bem misturados (Moquet et al., 2016). Já a precipitação mineral no caminho da água, antes de chegar ao espeleotema, seja de calcita (PCP) ou aragonita (PAP), também pode influenciar o fracionamento do carbono ainda no aquífero. Este mecanismo (PCP/PAP) é comum durante períodos mais secos, devido a maior saturação da solução, maior tempo de residência e presença de poros vazios no aquífero insaturado, permitindo a degaseificação da solução e precipitação ainda no epicarste (Dreybrodt & Scholz, 2011). Neste caso, o isótopo pesado tende a ir preferencialmente para a fase sólida, deixando o carbono dissolvido da solução cada vez mais enriquecido em carbono leve conforme ocorre precipitação. Isso levaria a $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ com valores mais negativos (depletados em ^{13}C). Assim, valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ podem refletir maior fracionamento devido a intensificação de processo PCP/PAP. Cabe ressaltar que é muito complicado inferir processo de PCP/PAP com base apenas no valor de $\delta^{13}\text{C}$, sem saber a variação dos metais, como as razões Mg/Ca e Sr/Ca (Wong et al., 2011).

Por fim, os dois picos mais negativos do carbono ocorrem em 12.9 e 14.4 ka (~ início e fim do B-A), e coincidem com fases de aumento de precipitação registrado no perfil de oxigênio. Isto evidencia que, apesar de desacoplados, os perfis continuam oscilando em fase, mesmo durante o B-A. Também mostra que, valores mais fracionados de carbono no espeleotema ocorrem justamente junto com eventos de retomada de umidade marcados pelo $\delta^{18}\text{O}$, evidenciando maior contribuição de fontes mais leves, como contribuição de CO_2 proveniente da atividade biológica do solo.

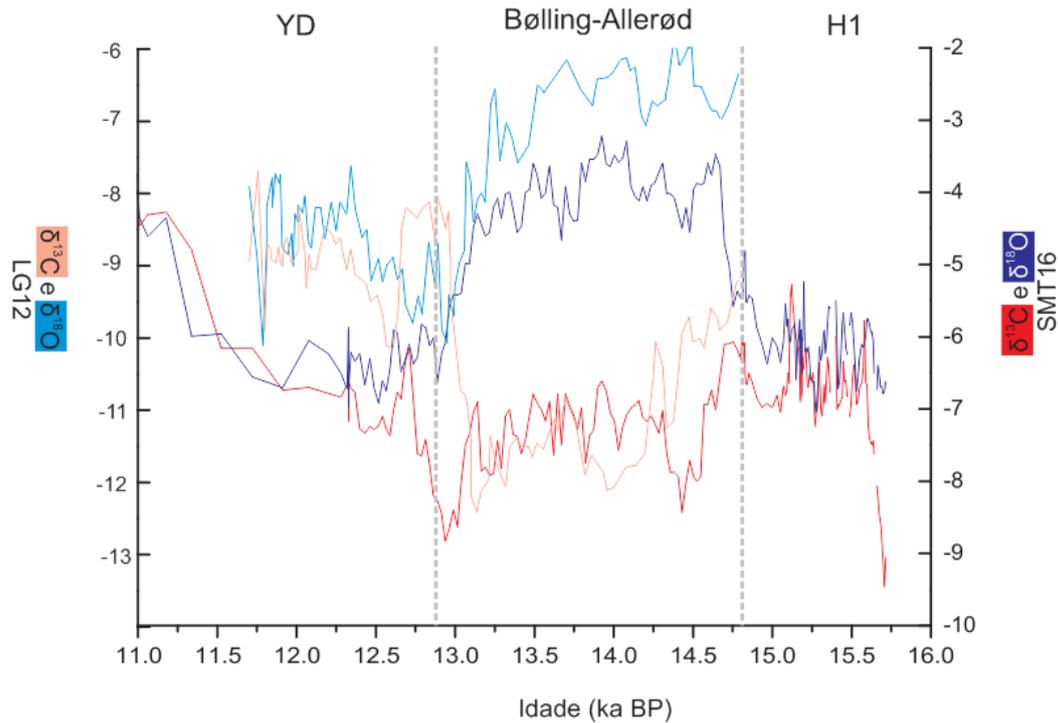


Figura 6.4: Comparação entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no período do Bølling-Allerød para os espeleotemas SMT 16 (azul escuro $\delta^{18}\text{O}$ e vermelho $\delta^{13}\text{C}$) e LG12 (azul claro $\delta^{18}\text{O}$ e vermelho claro $\delta^{13}\text{C}$) (Stríkis, 2011) pg. 58.

6.2.3. YD (de 13 a 11.2 ka ~1700 anos de duração)

O YD na SMT16 tem seu início em 13.06 ka e término em 11.275 ka (considerando variação a partir do valor médio do período), resultando em uma maior duração, com *onset* antecipado e um *demise* atrasado (fig. 6.3). Por exemplo, Rasmussen et al., (2014) definem este evento entre 12.8 e 11.7 ka AP, enquanto (Alley, 2000) propõe 12.8 e 11.5 mil anos. Isso resulta em nosso evento pré-datar o evento em aproximadamente 200 anos, além de apresentar maior duração, englobando o sinal do evento 11.4 ka dos testemunhos da Groelândia. Esta disparidade pode ser devido à (i) problema no modelo de idade da SMT16 (ii) sensibilidade do arquivo, ou (iii) diferença entre *proxies*.

Os modelos de idade calculados para SMT16 apresentam erro muito pequeno neste intervalo de idade, indicando que outros fatores são responsáveis pelas diferenças observadas (fig. 6.3, E). O modelo por interpolação linear apresenta uma terminação mais abrupta se comparado com o modelo calculado usando o método de simulação de Monte-Carlo, que suaviza o contato brusco entre dois pontos de datação discrepantes muito próximos.

Na amostra, o início desse evento é marcado por um intervalo de 0.4 mm de comprimento que apresenta características heterogêneas (entre 404 e 408 mm), sendo marcado por uma fina lâmina de coloração leitosa. Nesse mesmo intervalo se observa a

mudança de morfologia e de direção de crescimento do espeleotema, representando uma readequação do ponto de gotejamento do qual se precipitava (fig 27, seção 5.3).

A taxa de crescimento do espeleotema nessa transição diminui para valores muito lentos (da ordem de 2µm/ano), resultando na suavização do sinal climático. Ressalta-se que o início do evento é registrado com boa resolução, até aproximadamente 12.3 ka, estando a resolução da terminação do evento afetada pela diminuição abrupta da TC. Mesmo em menor resolução, mais de 10 dados isotópicos representam bem a excursão dos dados na terminação do evento.

Um fator também relevante é que a amostragem de isótopos estáveis foi realizada próximo ao eixo principal de crescimento, onde as condições de precipitação são mais próximas do equilíbrio, ocorrendo fracionamento isotópico em direção as bordas da convexidade do espeleotema. Como esta transição foi amostrada justamente em zona de mudança de eixo principal de crescimento, pode ter ocorrido um problema de local de amostragem, fora do eixo principal que não é claro neste intervalo. Uma forma de testar esta hipótese seria duplicar a amostragem deste intervalo com um perfil mesma zona e comparar os resultados.

O termino do YD foi muito abrupto, na ordem de <50 anos de duração em compilação apresentada por Alley, (2000). Isto também é diferente no registro da SMT16, onde a terminação do evento apresenta duração mais longa (>100 anos), no modelo adotado. Segundo o modelo de interpolação simples, o termino do evento é mais abrupto (18 anos), condizente com a literatura apesar de não alterar a longa duração do evento. Cabe ressaltar, como já demonstrado por Partin et al., (2015), a terminação abrupta é definida por *proxies* de temperatura, sendo que respostas hidroclimáticas, como o caso do SMAS, as transições costumam ser mais graduais, na escala de centenas de anos. Isso fica evidente na comparação apresentada na fig. 6.3, onde todas as *proxies* hidroclimáticas da América do Sul apresentam tanto início quanto fim do evento mais gradual, provavelmente respeitando o reajuste do sistema climático concomitante a redução da AMOC.

O YD, assim como o H1, é efeitos da forçante oceânica, com o resfriamento do HN. Contudo, como a insolação de verão boreal encontrava-se no seu máximo neste período, a ZCIT migrou para sul, mas não tanto quanto deve ter feito durante o H1 (Bahr et al., 2018), causando um impacto menor na precipitação do SMAS. Dessa forma, a amplitude de YD pode ter sido menor que a do H1. No registro da SMT16 a excursão do $\delta^{18}\text{O}$ é similar entre os dois eventos, mas o H1 não está registrado em sua totalidade.

6.2.4. Teleconexões com Antártica

As teleconexões são associações remotas, onde o que ocorre em determinada região do planeta pode desencadear um efeito em outra região do globo (Castilhos, 2012). Dessa forma, as teleconexões entre a monção da América do Sul e o hemisfério sul não são

claras. Existem registros de eventos frios na Antártica, contudo não é bem entendida a interação e o impacto destes eventos no SMAS, apesar de não ser excluída a possibilidade de eventos milenares estarem relacionados a excursões de temperatura do polo austral (Novello et al., 2017). Na Antártica, a fase de aquecimento em direção ao Holoceno (último deglacial) é interrompida por um evento frio e úmido chamado *Antarctic Cooling Reversal* (ACR), que ocorre entre 14.5 ka e 12.7 ka (Graham et al., 2017), aproximadamente simultâneo com o evento quente B-A, mostrando contrariedade ao registro do HN.

Avanços em geleiras na região andina são vinculados ao YD (Mahaney et al., 2008), contudo alguns destes avanços foram associados ao ACR após revisão de cronologia (Jomelli et al., 2014), e relacionam-se às baixas TSM no hemisfério sul durante este período. O mesmo fenômeno foi observado na Nova Zelândia, sugerindo que nesse período houve a migração para norte da frente polar subtropical, esfriando as águas do Oceano Sul e favorecendo o avanço de geleiras durante o ACR (Putnam et al., 2010).

O avanço a frente polar e o resfriamento das águas oceânicas do hemisfério sul provocariam por sua vez a migração da ZCIT para norte, modificando o posicionamento dos ventos alísios e comprometendo o fornecimento de umidade para o SMAS. Em contrapartida, o avanço de massas de ar frias podem provocar zonas de instabilidade e consequente chuvas na região sudeste do Brasil, devido ao avanço da frente fria. Isto é condizente com nosso registro de uma época seca durante o interestadial B-A, com a ZCIT a norte, diminuindo o transporte de umidade do Atlântico norte para a formação da ZCAS, principal responsável pela precipitação da área de estudo, longe da ação das instabilidades de frente fria que podem influenciar o clima da região sudeste do país.

Apesar das diferenças cronológicas da SMT16 no final do deglacial, a sincronia de eventos úmidos e seco registrados com os eventos H1, YD e B-A do HN, suportam a ideia dos eventos milenares do SMAS estarem vinculados a teleconexões com o hemisfério norte, pela resposta da reorganização da circulação oceânica e atmosférica, com redução a atividade da AMOC, resfriamento do HN com aumento do gradiente térmico entre equador e polo causando o deslocamento da ZCIT para o sul, aumentando o fornecimento de umidade para o SMAS, como observado pela revisão dos dados hidrológicos terrestres apresentado por Pedro et al., (2016).

Apesar de alguns registros do hemisfério sul sugerirem uma conexão com mudanças registradas nos testemunhos Antárticos, como espeleotemas da Nova Zelândia (Williams et al., 2005) ou sedimentos marinhos (Putnam et al., 2010), o registro da SMT16 de forma contrária, assim como outros registros das terras baixas da AS, não é suportada evidência de relação com o ACR, que ocorre em sua maior parte durante o B-A, registrado como período seco no nosso espeleotema, e culmina com período de aquecimento do HS junto com o início do YD. Este contraste inter-hemisférico ACR/B-A pode ser uma expressão do *bipolar see-saw* (mecanismo de gangorra entre os polos) (Marino et al., 2015; Pedro et al., 2011).

6.2.5. Comparação com dados América do Sul

Estudos paleoclimáticos realizados na América do Sul são compatíveis com as observações do espeleotema SMT16 (fig. 6.5). As interpretações climáticas a partir de espeleotema estão em acordo com as interpretações a partir de testemunho de sedimento da região do Altiplano Andino apresentados por Baker et al., (2001a), onde perfil de radiação gama delimita intervalos no poço com presença de argilas (alto teor de U, K, Th), produto de deposição de sedimentos lacustres, evidência de períodos úmidos. Dessa forma, identificaram picos de radiação gama máximo com idades de 12.5 ka e 14.9-16.6 ka, contemporâneos com o evento YD e H1, respectivamente. De forma oposta, um período de baixa radiação (camada de sal) foi identificado entre 12.5 – 14.9 ka, contemporâneo ao evento seco do B-A.

Nosso registro também esta de acordo com aumento de umidade no solo durante o YD na região central da América do Sul (Renssen et al., 2018), assim como com os registros de eventos chuvosos durante H1 e YD da caverna Botuverá, em Santa Catarina (Wang et al., 2007), apesar da diferente resolução. Eventos de maior intensidade do SMAS por volta de 13ka, possivelmente relacionados com o YD, também são apresentados por (Mosblech et al., 2012; van Breukelen et al., 2008) no Equador e no peru, assim como dados apresentados por Cheng et al., (2013b) da Amazônia peruana.

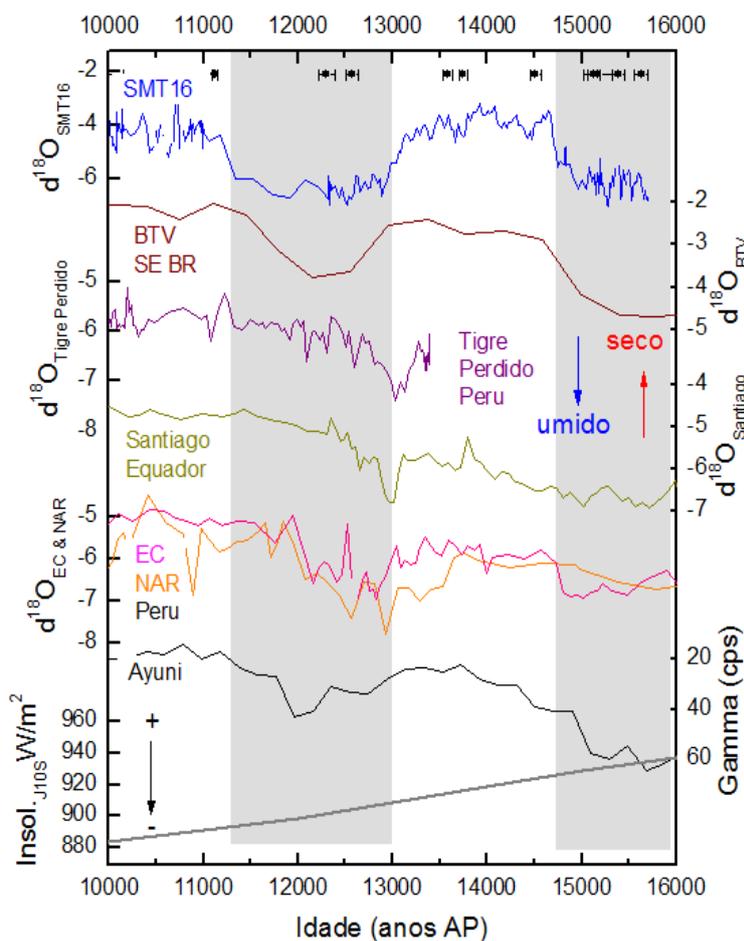


Figura 6.5: Comparação dos dados do deglacial tardio da SMT16 com outros registros da América do sul. De cima para baixo: Linha azul: SMT16 (presente estudo). Pontos pretos representam os pontos de datações com as respectivas barras de erros. Linha marrom: Espeleotema do sudeste brasileiro, Caverna Botuverá (Wang et al., 2007). Linha roxa: Espeleotema peruano, Caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008). Linha verde: Espeleotema Equador, Caverna Santiago (Mosblech et al., 2012). Espeleotemas do oeste da Amazônia peruana. Linha rosa: Caverna El Condor, linha laranja: Caverna Diamante (Cheng et al., 2013b). Dados de γ -ray de testemunho do Salar de Ayuni, Bolívia (Baker et al., 2001a). Insolação para a latitude 10S (Berger and Loutre, 1991). Barras cinza destacam os períodos úmidos da SMT16.

6.3. Período Holoceno (últimos 10000 anos)

O Holoceno tem seu início 11.7 mil anos, contudo será representado aqui como os últimos 10 mil anos (como explicado na seção 2.5). Assim como para o período anterior, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o Holoceno apresentam baixa correlação entre si ($R^2 = 0.15$) (anexo IV), sugerindo que processos de fracionamento cinético não afetaram a variabilidade das razões isotópicas do carbono e oxigênio (Hendy, 1971).

A insolação tem sido interpretada como a principal forçante de longa escala a controlar a intensidade da monção (Bernal et al., 2016; Cruz et al., 2005a; Kanner et al., 2013). Nesse sentido, maior insolação induz a maior atividade convectiva e maior precipitação, gerando assim assinaturas isotópicas mais depletadas em relação ao $\delta^{18}\text{O}$. O registro de Goiás não apresenta correlação com a curva de insolação, sugerindo que esta não é a principal forçante do sistema climática durante o Holoceno nesta região (fig. 6.6).

A feição mais proeminentes do registro da SMT16 a longo do Holoceno é o aumento gradual dos valores de isótopos de oxigênio em direção ao recente, sugerindo uma diminuição gradual da intensidade da monção nos últimos dez mil anos, e consequentemente diminuição da precipitação, mesmo com o aumento da insolação a partir do Holoceno médio. A taxa de crescimento (TC) também aumenta lentamente no período, acompanhando aproximadamente a tendência gradual da razão isotópica de oxigênio, com variações mais abruptas nos últimos três milênios. A tendência geral de leve aumento da TC indica que a disponibilidade de água não é um fator crítico no controle da deposição de espeleotemas, mesmo com a instalação de períodos relativamente mais secos durante o Holoceno na região. Dessa forma, os valores de $\delta^{18}\text{O}$, da TC e de $\delta^{13}\text{C}$ não parecem ser modulados pela forçante orbital.

Valores de $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ do espeleotema variam na ordem de 120-150‰, mantendo durante todo o Holoceno valores superiores aos encontrados para o deglacial tardio. Apesar das oscilações destes valores durante o Holoceno, esse *proxy* está de acordo com as interpretações obtidas a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, que indicam condições mais úmidas no final do Pleistoceno, transicionando para condições mais secas no decorrer do Holoceno. Dois períodos são marcados pela diminuição do $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ no espeleotema, por volta de 6 ka e 1.7 ka, ambas coincidentes com eventos relativamente úmidos registrados no $\delta^{18}\text{O}$, corroborando para a interpretação que em períodos mais úmidos, a mais rápida infiltração da água resulta em menor tempo de residência e menor contribuição de ^{234}U para a água a qual o espeleotema se precipitará (Polyak et al., 2012; Richards & Dorale, 2003).

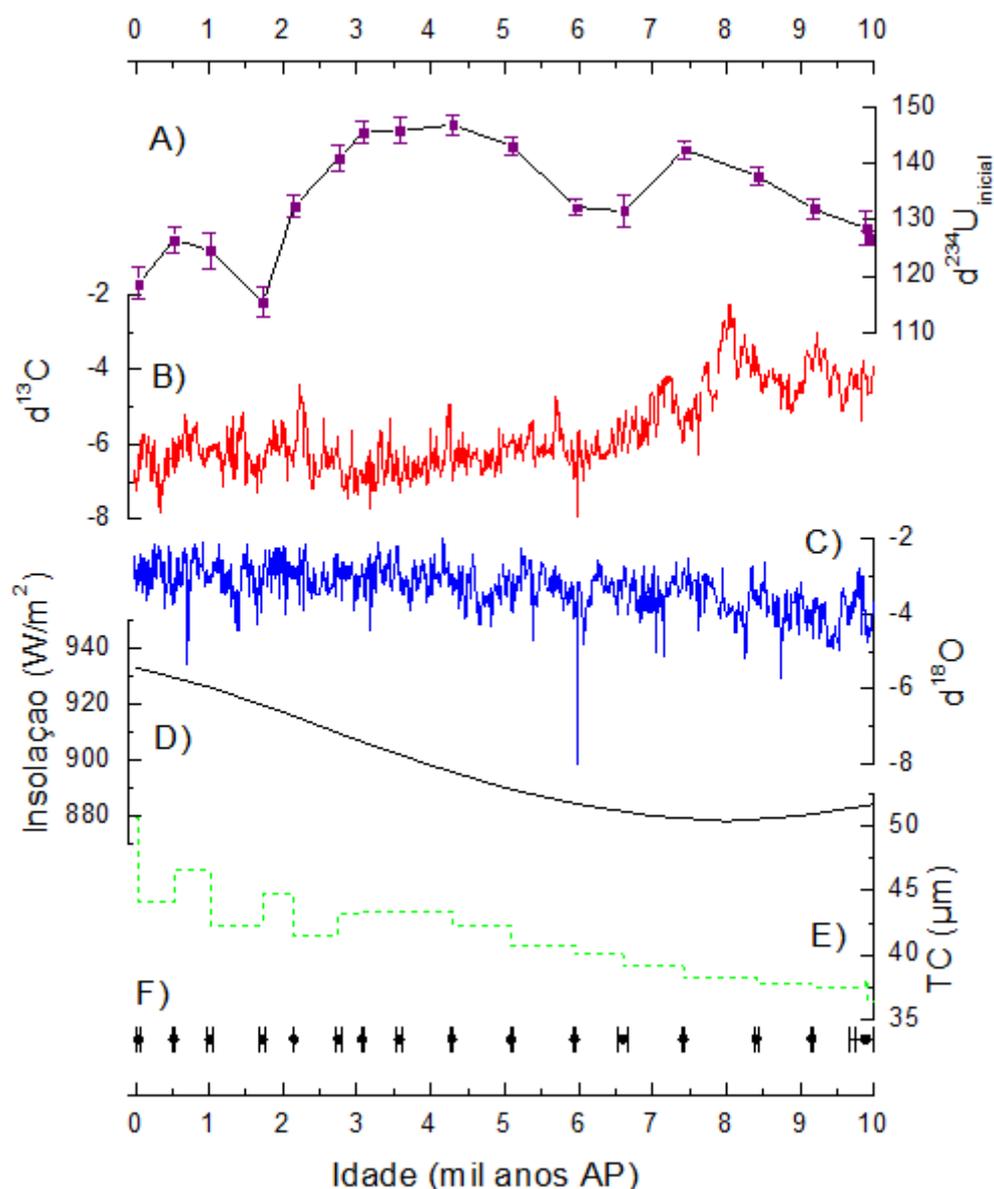


Figura 6.6: Perfis de isótopos estáveis de carbono e oxigênio do espeleotema SMT16 para o Holoceno. A) Dados de $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ (quadrados roxos) com as respectivas barras de erros. B) Perfil isotópico de carbono. C) Perfil isotópico de oxigênio. D) Curva de Insolação, latitude 10 Sul (Berger and Loutre, 1991). E) Taxa de crescimento do espeleotema SMT16. F) Dados geocronológicos da SMT16 e barras de erros associadas.

Foram considerados eventos climáticos os picos e vales do perfil isotópico de oxigênio que ultrapassaram o limite de um desvio padrão a partir da média móvel dos dados brutos de oxigênio considerando um período $n = 11$, equivalente à homogeneização do sinal a cada 88 anos, preservando as variações seculares do registro.

Nesta abordagem, foram identificados diversos eventos durante o Holoceno (fig. 6.7). Eventos úmidos proeminentes ocorreram em 9.6; 9.8; 9.5; 8.7; 8.2; 7.6; 7.1; 7.0; 6.0; 5.9; 5.3; 4.8; 4.6; 3.7; 3.19; 2.9; 2.7; 2.2; 1.6; 1.3; 0.7 e 0.3 mil anos, enquanto que os eventos de secas mais proeminentes ocorreram em 9.8; 8.5; 7.9; 7.4; 7.3; 7.0; 6.8; 6.2; 4.5; 4.4; 4.1; 3.5; 2.3; 1.5; 1.3; 1.1; 0.9; 0.4 e 0.2 mil anos.

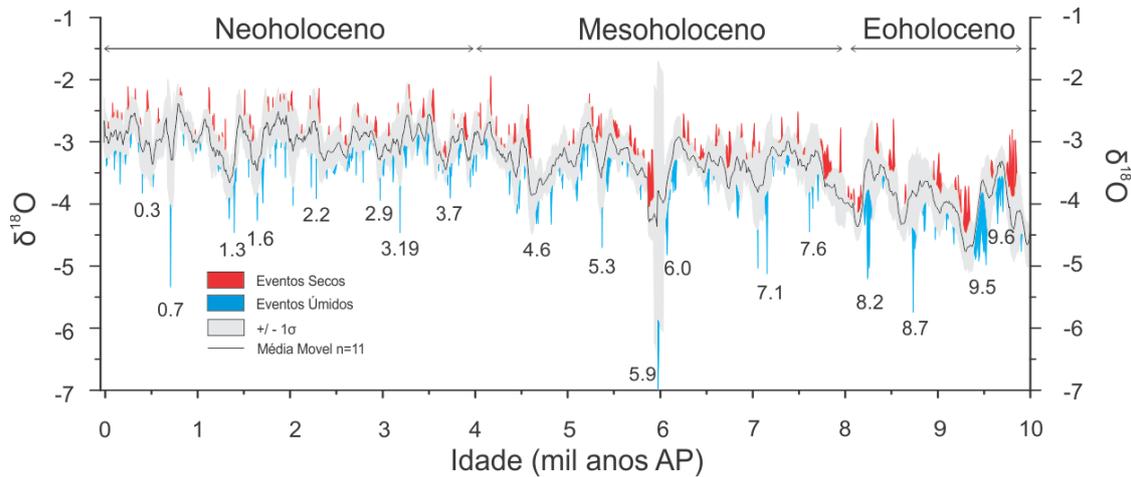


Figura 6.7: Identificação de eventos secos e úmidos no perfil de $\delta^{18}O$ da SMT16. Linha central preta: Média móvel dos dados brutos de $\delta^{18}O$, calculada com período de $n=11$. Intervalo cinza: valores da média acrescentados de um desvio padrão para mais e para menos. Destacados em vermelho e azul, oscilações do dado bruto que ultrapassam o limite do 1σ . Valores negativos indicando eventos úmidos (azul) e valores menos negativos indicando eventos secos (vermelho).

Em contraste com o observado na STM16, os registros de espeleotemas que se localizam no Peru (Kanner et al., 2013; van Breukelen et al., 2008), Equador (Mosblech et al., 2012), e no sudeste brasileiro (Bernal et al., 2016), mostram uma correlação negativa entre o aumento da insolação e os valores isotópicos de oxigênio, evidenciando o controle orbital na precipitação nestas localidades durante este período (fig. 6.8). O controle orbital não é evidente na SMT16, assim como no registro da Lapa Grande (Stríkis et al., 2011) e do Rio Grande do Norte (fig. 6.9), constituindo mais uma evidência para confirmar o dipolo úmido/seco entre a região nordeste e sudeste/oeste amazônico (Cruz et al., 2009).

Desta forma, o Eo-Holoceno representa a fase mais fraca da monção para os registros do oeste amazônico/sudeste brasileiro, em contraposição a região do PETER (SMT16), onde a fase de menor intensidade da monção (mais seco) ocorre no Neo-Holoceno. A compreensão de como diferentes regiões sob o regime do SMAS são afetadas pela forçante radiativa é de extrema importância (Novello et al., 2018), principalmente na definição das zonas de transição entre diferentes domínios climáticos. Independente da forçante orbital, variações milenares proeminentes no decorrer do Holoceno estão presentes em todos os registros.

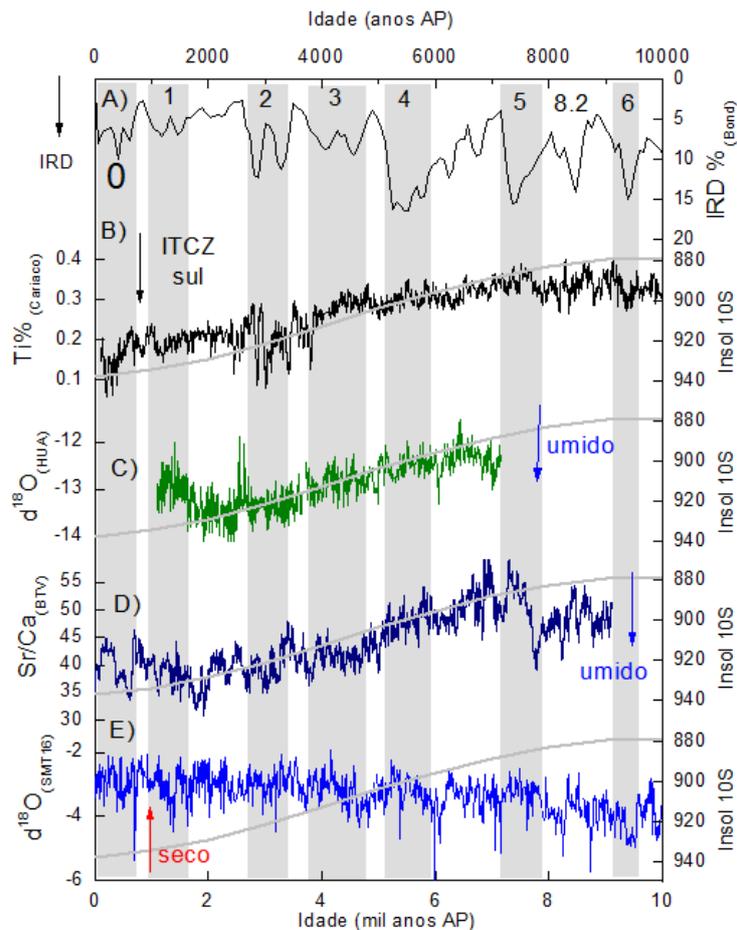


Figura 6.8: Comparação de registros de espeleotemas da América do Sul a sudoeste da ZCAS com os eventos frios do Hemisfério Norte, posicionamento da ZCIT e insolação. De cima para baixo: A) % de *Hematite Stained Grains* (stack dos testemunhos V2814 e V29191 (Bond et al., 2001). B) Ti % testemunho ODP 1002, Cariaco – Venezuela (Haug et al., 2001). C) Caverna Huaguapo (oliva), Peru central (Kanner et al., 2013). D) Sr/Ca Caverna Botuverá (azul marinho), sudeste Brasil (Bernal et al., 2016). E) Caverna São Mateus (azul), centro Brasil (presente estudo). Linha cinza sobreposta aos gráficos: Insolação média de verão (DJF) calculada para latitude 10S (Berger and Loutre, 1991). Barras verticais cinzas e números indicam os eventos Bond.

A correlação entre eventos Bond (Bond et al., 2001) com eventos úmidos ou de maior intensidade da monção (representado por valores mais depletados de $\delta^{18}\text{O}$) foi observada para o Holoceno na LG (Stríkis et al., 2011) e também é observado em outros registros do SMAS, como Shatuca, Huaguapo e Botuverá (Bernal et al., 2016; Bustamante et al., 2016; Kanner et al., 2013), assim como na SMT16 (presente estudo). Para a SMT, as excursões negativas associadas aos picos de IRD ocorrem de forma mais evidentes nas excursões relacionadas com o Bond 6, 4, 3 e 1, além do evento 8.2. Um evento seco por volta de 7.8 Ka identificado em LG pela primeira vez também é observado na SMT16, mas com duração muito menor.

Deslocamentos no sentido norte-sul dos cinturões convectivos (tanto ZCIT quando SCAS) são sugeridos como o mecanismo por trás do enfraquecimento/fortalecimento do SMAS (Bernal et al., 2016; Kanner et al., 2013; van Breukelen et al., 2008). Contudo, outros fatores de movimentação pouco discutidos podem influenciar: 1) o

desacoplamento da movimentação da ZCAS da ZCIT; 2) o movimento de rotação da ZCAS ao invés do deslocamento N-S e; 3) a expansão e contração do cinturão convectivo. Trabalhos recentes testando algumas hipóteses de movimentação dos cinturões convectivos (Novello et al., 2018; Utida et al., 2019) foram realizados apenas com base nos últimos milênios, não sendo expandidas para períodos de tempo mais longos.

Curiosamente, o registro de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema da Lapa Grande entre o início do Holoceno até aproximadamente 6 ka apresenta uma tendência aproximadamente linear (apesar das abruptas excursões) para valores mais enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$, muito semelhante ao observado na SMT16 e do RN (Cruz et al., 2009). Essas observações contrastam com o observado no registro da caverna Paraíso, a semelhança dos registros do oeste amazônico, apresentam valores progressivamente mais depletados para este mesmo intervalo. Isto sugere uma relação maior da região centro e centro-leste brasileira com o clima do nordeste brasileiro no início do Holoceno (fig. 6.9). Nesta fase, a ZCIT encontra-se mais a norte devido a intensa insolação boreal, conforme registrado na *proxy* de Ti e Fe da bacia de Cariaco (Haug et al., 2001).

A partir de ~4.7 ka, o registro da LG passa de uma tendência de enriquecimento para uma tendência levemente decrescente. Esta diferença entre os registros da LG é muito sutil, e pode se relacionar ao fato do perfil ser composto por dois espeleotemas distintos, sem trecho de sobreposição para verificar a reprodutibilidade do registro. Entretanto, a similaridade dos valores isotópicos entre as duas séries temporais sugerem que respondem à mesma variabilidade climática, e apresenta um comportamento praticamente neutro durante todo o Holoceno. Já a paraíso, no leste amazônico, adquire valores cada vez mais enriquecidos, se assemelhando ao padrão do RN, assim como a SMT16, apesar da menor intensidade do enriquecimento isotópico desta última. Esta diminuição da precipitação nos registros do norte-nordeste está de acordo com o deslocamento para sul da ZCIT, responsável pela chuva nesta região, de acordo com a diminuição do aporte de sedimento continental na bacia de Cariaco (Haug et al., 2001).

O mecanismo de dipolo entre a região do NEB e a região afetada pela monção foi claramente mostrada por Cruz et al., (2009). Contudo, detalhes sobre a localização da zona de transição e como essa zona se comportou durante o Holoceno ainda é uma questão em aberto.

Tendências mais suavizadas (neutras) dos perfis de $\delta^{18}\text{O}$ como dos registros SMT e LG indicam que esses registros estão localizados próximos à zona de transição entre estes distintos sistemas climáticos. Esta questão da fronteira entre os sistemas climáticos já havia sido observado em escalas milenares (Novello et al., 2018), mas não discutida para todo o Holoceno. Registros localizados sob constante influência da ZCAS, mesmo durante fases de enfraquecimento do SMAS, não mostram variação de intensidade no perfil de $\delta^{18}\text{O}$, como no caso da caverna Tamboril (Wortham et al., 2017), pois a contribuição da ZCAS está sempre presente. Já registros localizados nas bordas da

ZCAS apresentam variações de tendência mais significativas, pois são diretamente afetados a cada movimentação da faixa convectiva (Novello et al., 2018).

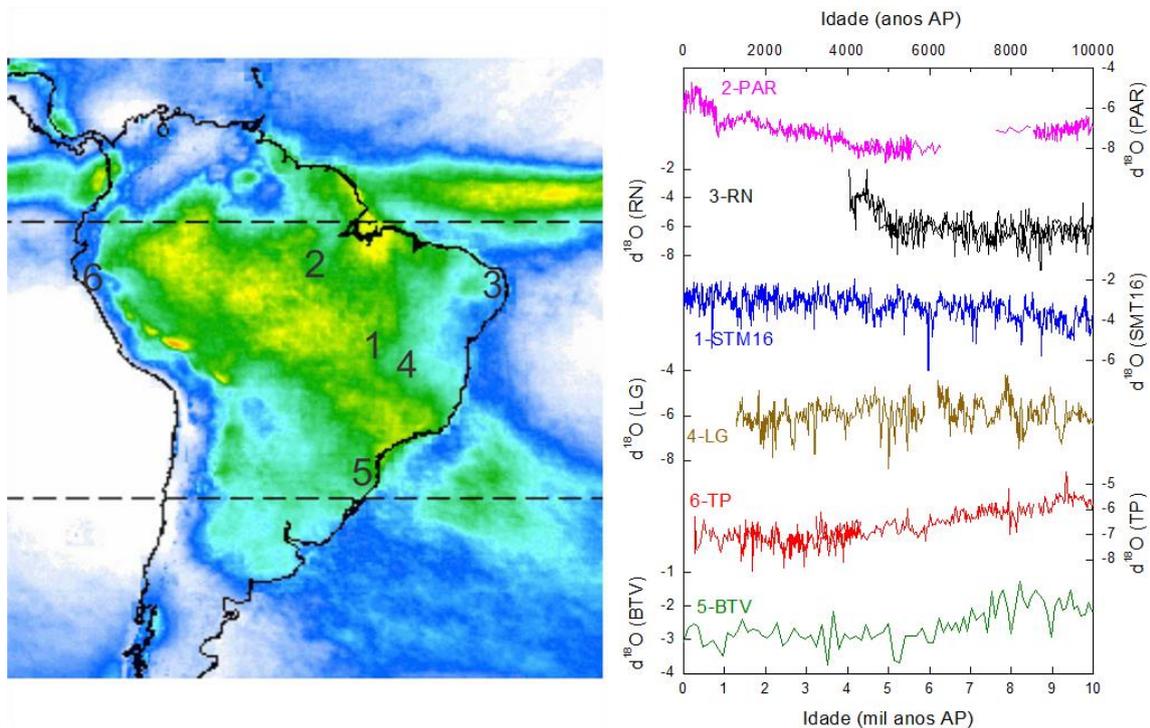


Figura 6.9: Comparação de registros de espeleotemas da América do Sul. Esquerda: Mapa de precipitação média do mês de Janeiro (1998-2011) (TRMM – NASA Observatory) e localização dos registros a sudoeste e nordeste da ZCAS. Direita: Registros de espeleotemas. 1 – Espeleotema SMT16 (presente estudo); 2 – Espeleotemas Caverna Paraíso (PAR) (Wang et al., 2017); 3 – Espeleotemas Rio Grande do Norte (RN) (Cruz et al., 2009); 4 – Espeleotemas Caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011); 5 – Espeleotema caverna Botuverá (BTV) (Cruz et al., 2005a); 6 – Espeleotemas Caverna Tigre Perdido (van Breukelen et al., 2008).

A zona de transição migra espacialmente com o tempo. Com o SMAS enfraquecido no início do Holoceno, SMT, LG e RN apresentam mesmo padrão. Com a intensificação no SMAS a partir do Holoceno médio, a LG recebe maior contribuição da ZCAS, assim como os demais registros sobre influência direta da monção. Já a SMT16 e o registro da caverna Paraíso, com tendências opostas à intensificação da monção, sugerem influência da zona de subsidência do nordeste, e possivelmente uma menor contribuição da ZCAS. Isto poderia ser causado pela movimentação dos ventos divergentes de superfície provenientes da modificação da célula de Walker, e/ou pela movimentação/contração da ZCAS. O limite geográfico de influência do Cavado do Nordeste provavelmente se modificou, adentrando mais o continente no final do Holoceno, inibindo a precipitação no nordeste e afetando indiretamente a precipitação na SMT a sul e a PAR a oeste.

6.3.1. Eo-Holoceno (de 10 a 8 ka)

O início do Holoceno é caracterizado pelos menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ dessa Época na SMT16, na ordem de $\delta^{18}\text{O} \cong -4\text{‰}$. Neste intervalo são observados 4 eventos úmidos: 9.6; 9.5; 8.7 e 8.2 (fig. 6.10 e 6.7). Além destes eventos, chama a atenção também uma excursão abrupta em 9.8ka, apesar desta excursão não superar a amplitude de 1σ da média.

Os dois primeiros (9.6 e 9.5) apresentam amplitudes semelhantes, de 0.6‰, sendo o primeiro com duração aproximada de 80 anos e o segundo mais longo (~150 anos). Esses eventos de maior umidade são semelhantes aos registrados na caverna de Shatuca no norte do Peru (Bustamante et al., 2016), e apesar das menores amplitudes, estes eventos parecem ser relacionados ao Bond 6. Em 9.8ka ocorre na SMT16 uma breve excursão abrupta dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, em meio a um período de valores muito enriquecidos. Devido aos valores vizinhos mais enriquecidos, esta excursão não ultrapassou o limite e 1σ a partir da média móvel ($n=11$). Apesar de não ter sido caracterizado como “evento” (definido neste trabalho como oscilações maiores que 1σ a partir da média móvel ($n=11$), chama atenção esta excursão, com variação de 1.3‰ em apenas 17 anos. Interessante dessa excursão em 9.8 é que também foi registrado em RN com amplitude semelhante, e na PAR com menor amplitude (~0.5‰), em oposição a evento abrupto extremamente seco registrado na caverna Shatuca no norte do Peru (Bustamante et al., 2016), reforçando a semelhança dos registros do norte-nordeste com a SMT com atuação dos mesmos mecanismos e a condição de dipolar com o oeste amazônico.

A primeira excursão abrupta negativa (1.4‰) do registro ocorre por volta de 8.7k anos, em um intervalo de apenas 34 anos. Esse evento é seguido por ciclos de eventos mais secos de pequena amplitude ($\Delta < 1\text{‰}$) e por uma nova excursão negativa conhecido na literatura como “evento 8.2”. Este evento tem registro global, com condições mais frias no hemisfério norte e mais secas na América central. Modelagem numérica suporta a ideia de que pulsos de água doce na região do Mar de Labrador (proveniente do lago de Agassiz) causaram o enfraquecimento da circulação termo-halina e consequente reorganização da circulação atmosférica para o novo gradiente térmico estabelecido (Wiersma & Renssen, 2006). Na América do Sul, a intensificação dos ventos alísios e da circulação de Hadley aumenta o transporte de umidade gerando um aumento da intensidade da SMAS.

Na SMT16 o evento 8.2 é caracterizado como uma excursão negativa no perfil de oxigênio com dois vales consecutivos, indicando dois pulsos distintos (fig. 6.10). O primeiro pulso é mais intenso, caracterizando uma excursão de amplitude $\Delta = 1.5\text{‰}$, que pode ser detectada com alta resolução (6 dados de oxigênio compõe a curva da excursão isotópica). Já o segundo pulso apresenta amplitude bem menor ($\Delta = 0.5\text{‰}$), não ultrapassando o limite inferior de 1σ da média, apesar de ser nítido nos dados brutos de $\delta^{18}\text{O}$. Dessa forma, para a região central do Brasil, o evento 8.2 teve duração de

aproximadamente 180 anos e possui aproximadamente metade da amplitude do YD, sendo que apenas o primeiro pulso foi registrado com intensa sensibilidade na região.

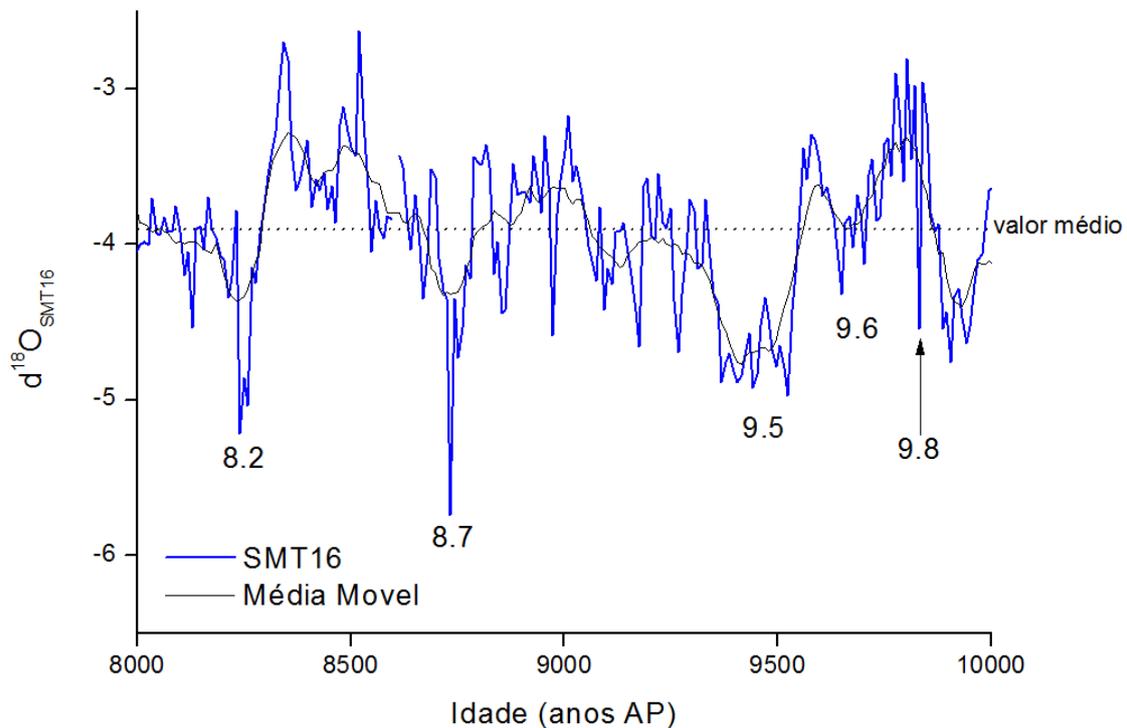


Figura 6.10: Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 e eventos úmidos para o Eo-Holoceno.

Esta duração está de acordo com os testemunhos de gelo da Groelândia, onde o evento 8.2 se inicia por volta de 8.3b2k e se estende até aproximadamente 8.14b2k, com duração de 160 ± 10 anos (Rasmussen et al., 2007). Também está de acordo com outros arquivos da América do Sul, onde é observado maior intensidade da monção (fig. 6.11).

A *proxy* de *grey scale* da bacia de Cariaco representa o aumento da intensidade dos ventos alísios e da incidência de ressurgência marinha (Hughen et al., 1996). O fortalecimento dos ventos alísios, por sua vez, promove maior aporte de umidade para o continente sul americano, ocorrendo a conseqüente intensificação da monção durante o 8.2. Espeleotemas Brasileiros da Bahia (PAD e PX), assim como do norte de Minas Gerais (LG) também registram este evento, contudo, com maior amplitude. Todos estes registros úmidos do 8.2 na monção sul americana estão em anti-fase com registros de eventos secos nas monções asiáticas (Cheng et al., 2009) e indianas (Dixit et al., 2014).

O registro da caverna Botuverá marca o evento 8.2 com alta resolução em perfil de Sr/Ca, evidenciando a estrutura de dois picos consecutivos, com duração de 170 anos, ocorrendo o primeiro pulso por volta de 8118 anos e o segundo pulso e mais longo pulso centrado em 8070 anos (Bernal et al., 2016), deslocado para o presente em relação a SMT16. Um atraso de aproximadamente 50 anos para o primeiro pulso do evento 8.2 ocorre na SMT16 em relação aos outros espeleotemas do centro-leste brasileiro. Este atraso é provavelmente relativo a diferenças entre modelos de idade ou mesmo as incertezas de datação.

Mesmo com estas diferenças, os arquivos da América do Sul apresentam boa correlação para o evento, e as diferenças no *timing* não parecem refletir um padrão de distribuição espacial, mas sim disparidades cronológicas. Como apresentado por Daley et al., (2011), o evento apresenta variações nas datas de início e fim em vários arquivos, com registros apresentando anomalias entre 8 e 8.4ka.

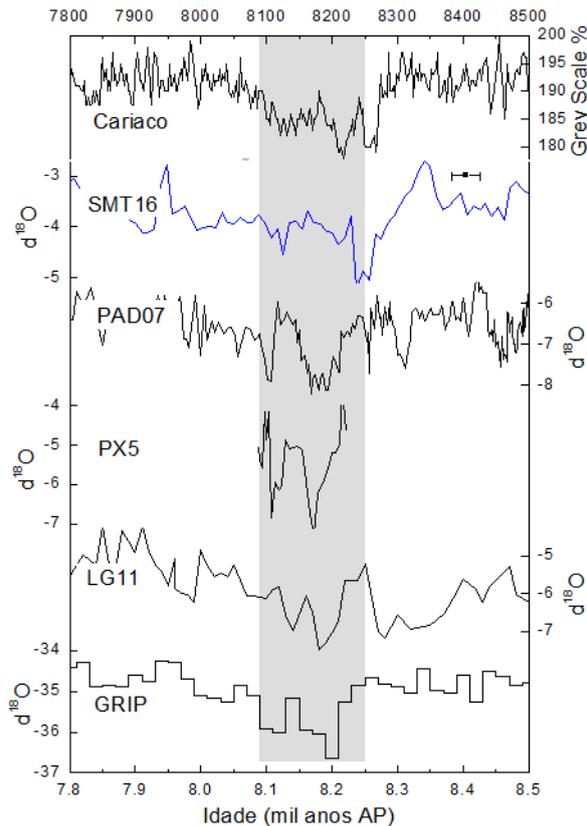


Figura 6.11: Comparação de registros da América do Sul para o evento 8.2ka. Retângulo cinza destaca o intervalo do evento (~200 anos). De cima para baixo: Cariaco Venezuela – Refletividade relativa (Hughen et al., 1996); SMT16 - Caverna São Mateus (presente trabalho); PX5 – Caverna Paixão e PAD – Gruta do Padre (Cheng et al., 2009); LG11 – Caverna Lapa Grande (Stríkis et al., 2011); Grip – Testemunho Groelândia (Rasmussen et al., 2007).

Logo após o evento 8.2, foi registrado um evento muito seco na LG, concomitante com uma relação antifásica ao registro da BTV, interpretado como resultado do deslocamento para sul da ZCAS entre 7 e 8 ka (Bernal et al., 2016). Este deslocamento também é observado na SMT16, contudo o evento seco não é tão proeminente como no registro da LG, tanto em amplitude quanto em duração. A extrema sensibilidade climática, com excursões muito abruptas é característico do registro da LG. Estas oscilações milenares da LG também estão refletidas na SMT, mas com menor expressão, sendo sobrepostos a um contínuo enriquecimento isotópico de longo prazo, evidenciando uma forçante, provavelmente relacionada com a atividade do cavado do nordeste, que possivelmente tem sua zona de influência entre a posição da SMT e da LG, afetando o registro do PETER com intensidade muito menor do que dos registros do nordeste e do leste amazônico, contudo, não afetando as variações da LG situada a menos de 1° de latitude a sul da SMT.

6.3.2. Meso-Holoceno (de 8 a 4ka)

Na SMT16, o Holoceno médio apresenta valores isotópicos próximos à média dessa Época, na ordem de $\delta^{18}\text{O} \cong -3.3\text{‰}$. Eventos úmidos proeminentes são registrados por volta de 7.6, 7.1, 6.0, 5.3 e 4.8 ka (fig. 6.12 e 6.7). Assim mesmo, o perfil de oxigênio mantém durante o Holoceno médio a indicação gradual de enfraquecimento da SMAS e apresenta condições mais secas em relação ao início do Holoceno e mais úmidas em relação ao recente. Esse cenário reforça uma sincronia dos processos climáticos entre a região do PETER e a região do nordeste do Brasil. Estudos de modelagem numérica demonstraram que no Meso-Holoceno a região nordeste apresentou condições mais úmidas em relação ao período pré-industrial, em oposição ao clima mais seco em grande parte da América do Sul (Prado et al., 2013).

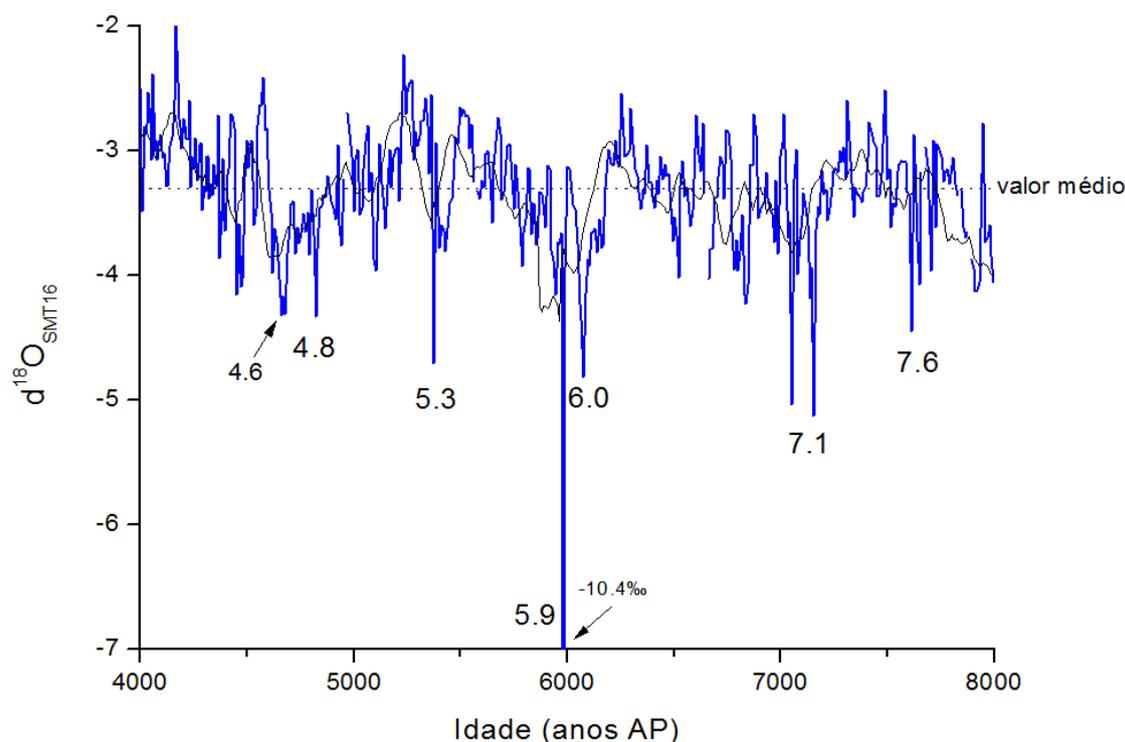


Figura 6.12: Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 e eventos úmidos para o Meso-Holoceno.

O evento úmido por volta de 7.6Ka, também registrado na LG, coincidente com o Bond 5. Outro evento abrupto úmido ocorre por volta de 7.1 ka. Este, curiosamente, não ocorre na LG, contudo encontra-se também registrado em RN, evidenciando mais uma vez uma similaridade entre fatores climáticos do NEB e a SMT.

A excursão em 5.98 ka é anormalmente abrupta (amplitude de $\sim 6.5\text{‰}$), em um intervalo muito breve (15 anos), e é representado por apenas um (01) dado de isótopo estável. Essa excursão é acompanhada também por variações isotópicas de menor amplitude no perfil de carbono. Outros registros sob regime da SMAS também apresentam excursão negativa por volta de 6ka, apesar de apresentarem amplitudes significativamente menores, como no registro da caverna El Condor (5.9ka/3‰; Cheng et al., (2013b), Huaguapo (6.0ka/0.8‰; Kanner et al., (2013), Jaraguá (5.93ka/2.5‰; Novello et al.,

(2017) e da caverna Botuverá (6ka/0.5‰; Bernal et al., (2016). Dessa forma, sugere-se real significância climática desta excursão.

Entre 5.4-5.3. eventos úmidos são observados em concordância com o registro da LG, com amplitude um pouco menor. Este evento também está registrado nas demais regiões da monção, como BTV (Bernal et al., 2016), SHA (Bustamante et al., 2016) e HUA (Kanner et al., 2013), apesar de mostrarem menores amplitudes. Isto demonstra o impacto generalizado sobre toda a área afetada pelo SMAS, com exceção do nordeste, e é provavelmente relacionada ao Bond 4, considerado o evento mais expressivo do Holoceno, com as maiores anomalias em TSM do Atlântico norte (Bond et al., 2001), e também evidenciado pelo deslocamento abrupto da ZCIT para sul no registro de Cariaco (Haug et al., 2001). Em 4.8 ocorre também um evento úmido, também registrado na LG e em muito menor amplitude em Tigre Perdido (Peru). Tanto o 4.8 quanto outra excursão em 4.6 podem estar relacionada ao Bond 3.

6.3.3. Neo-Holoceno (de 4 a 0 ka)

Representa os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do Holoceno, na ordem de $\cong -3\text{‰}$, ou seja, representa o período de menor intensidade da SMAS e mais seco de todo o Holoceno (fig. 6.13 e 6.7). Ressalta-se que a curva de insolação de verão atingiu seu *optimum* a partir de 4ka no hemisfério sul. Eventos úmidos são observados sincronicamente ao registro da LG e de acordo com os eventos Bond 0, 1, 2 e 3, estando também possivelmente registrados em Shatuca (norte Peru), apesar das incertezas cronológicas (Bustamante et al., 2016). Os eventos úmidos mais proeminentes ocorrem em 3.2 e 0.7 ka. Este último não está relacionado com nenhum Bond, mas também consta em outros registros da região tropical, como Huagapo e Paraíso.

A SMT16 não registra nenhuma anomalia por volta de 4.2 ka, idade escolhida para divisão do Holoceno devido ao evento considerado de extensão “global” (Walker et al., 2012), registrado em espeleotema indiano da caverna Mawmluh. Neste arquivo indiano (usado como GSSP para o início do Neo-Holoceno), o 4.2ka foi o evento mais abrupto do Holoceno antigo e médio, e durou por quase dois séculos (Berkelhammer et al., 2012). Na SMT16, no período entre 4071 e 3888ka, ocorre leve depleção dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, porém com pouca amplitude, não ultrapassando o limite de 1σ da média.

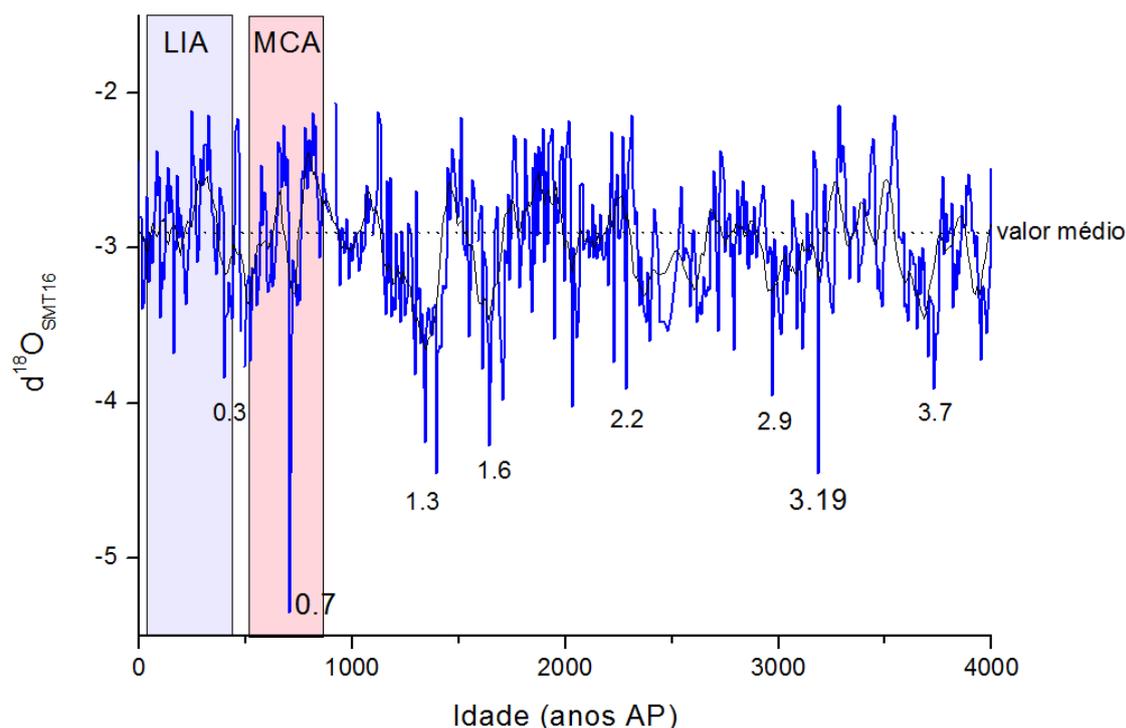


Figura 6.13: Perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16 e eventos úmidos para o Neo-Holoceno.

6.3.4. Últimos milênios

Regionalmente no SMAS são identificados os eventos relacionados à anomalia climática medieval (MCA) e a pequena idade do gelo (LIA), considerados períodos de enfraquecimento e fortalecimento do SMAS, respectivamente (Rojas et al., 2016; Vuille et al., 2012).

O registro da SMT16 apresenta variações de $\delta^{18}\text{O}$ vinculados a variações do SMAS, sendo um período mais úmido por volta de 580 AD, seguido com um período mais seco por volta de 1150 AD, durante a Anomalia Climática Medieval. Esta anomalia (MCA) é caracterizada por dois eventos de seca, separados por um evento úmido proeminente que ocorre em 1250AD, com duração curta aproximada de 20 anos (fig. 6.14). Apesar destas variações, o registro não apresenta nenhuma tendência geral de aumento ou diminuição nos últimos 1500 anos, semelhante ao registro da caverna do Tamboril (Wortham et al., 2017), um pouco mais a sul do PETER. Como proposto por Novello et al., (2018), o posicionamento próximo ao eixo central de deslocamento NE-SW da ZCAS induz a pouca variação da precipitação nestes locais, o que leva a interpretação que a ZCAS não sofreu retração ou deslocamento da sua borda noroeste durante estes últimos milênios. Não é observado nenhuma anomalia no perfil de $\delta^{18}\text{O}$ durante a LIA.

Entretanto, anomalias ocorrem no perfil de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT tanto durante o MCA quanto durante a LIA. Valores mais enriquecidos de carbono ocorrem durante o MCA, associados a uma menor atividade biológica no solo durante o período mais seco, enquanto que valores mais depletados ocorrem durante a LIA, associados a maior atividade biológica no solo neste período. Entretanto, interpretações das variações de

carbono são complexas, sendo difícil associar diretamente as condições biológicas acima da caverna. Poucos dados de $\delta^{13}\text{C}$ estão disponíveis na literatura, e dentre os disponíveis, as respostas são distintas das observadas para SMT16. O registro da caverna Tamboril, por exemplo, distante apenas $\sim 300\text{km}$ a sul do PETER, parece responder de forma oposta.

Infere-se que, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ refletem a intensidade de convecção a montante do sistema e não reflitam quantidade de precipitação local. Dessa forma, devido ao constante posicionamento da ZCAS nos últimos milênios, os eventos não são evidentes no perfil de oxigênio, contudo variações de quantidade de precipitação local podem afetar diretamente a vegetação e produtividade biológica no solo e epicarste local.

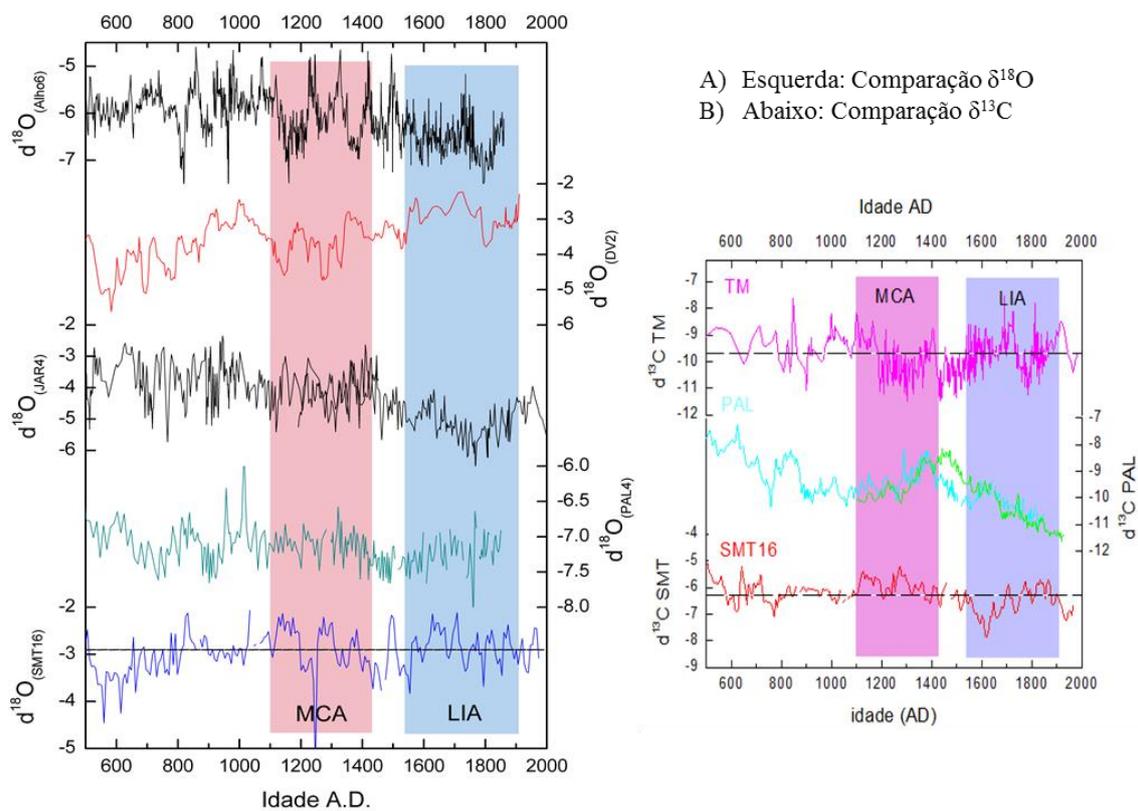


Figura 6.14: Comparação dos dados dos últimos 1500 anos. Atenção para a escala em idades Ano Calendário (AD = *Anno Domini*). A) Comparação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. De cima para baixo: Caverna Pau d'Alho (Novello et al., 2016), Caverna Diva (Novello et al., 2012), Caverna Jaraguá (Novello et al., 2017), Caverna Palestina (Apaéstegui et al., 2014), Caverna São Mateus (presente estudo). B) Comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. De cima para baixo: Caverna do Tamboril (Wortham et al., 2017), Caverna Palestina (Apaéstegui et al., 2014), Caverna São Mateus (presente estudo).

6.4. Palinomorfos e $\delta^{13}\text{C}$ de espeleotemas

O registro da SMT16 é interessante por registrar a transição Pleistoceno / Holoceno. Reconstruções climáticas a partir de palinomorfos para esta transição sugerem condições mais secas no fim do Pleistoceno em toda América do sul (provável estação seca mais longa e talvez com menores temperaturas), sendo a transição marcada pelo aumento de umidade no decorrer do Holoceno para a maior parte dos registros (Ledru et al., 1996; Salgado-labouriau, 1997; Salgado-Labouriau, 1980; Salgado-Labouriau et al., 1998). Segundo estes autores, o aumento de umidade ocorre entre 6 e 7ka, onde se inicia o acúmulo de matéria orgânica e ocorre um leve aumento da concentração de palinomorfos. Estes registros mostram a partir do Holoceno médio a presença de vegetação exuberante por toda a América do Sul.

Esta visão geral de transição de clima seco para úmido na transição Deglacial tardio – Holoceno é concordante ao observado nos registros de espeleotemas da América do Sul que são modulados primariamente pela insolação. A figura 6.15 apresenta uma síntese comparativa de alguns dados de palinomorfos dos últimos 16 mil anos junto ao perfil de carbono da SMT16. Nesta figura, a maioria dos registros indica um aumento de umidade rumo ao presente. A única exceção é o registro de Saquinho (BA) que indica uma diminuição de umidade em direção ao presente. Com exceção de Saquinho, todos os demais registros se localizam a sudoeste da ZCAS, compatível com os registros de maior intensidade do SMAS. Por se situar no Nordeste, Saquinho apresenta comportamento oposto, similar com RN e SMT16 e com a atuação do dipolo intra-hemisférico (Cruz et al., 2009).

O registro do Lago de Valencia (Venezuela) suporta a hipótese de clima árido nas terras baixas tropicais no fim do pleistoceno na América do Sul. Esta aridez das terras baixas estaria em acordo com glaciações de alta altitude e baixos níveis do mar registrados em outras regiões andinas (Bradbury et al., 1981). Entretanto, diferente das outras regiões do GO e MG, este registro localiza-se no extremo norte do continente sob influência da ZCIT, e não sobre efeito direto da ZCAS como na área do presente estudo. Neste caso, pode ter ocorrido condições secas como na Bacia de Cariaco, quando do posicionamento mais a sul desta zona de convergência durante os eventos H1 e YD.

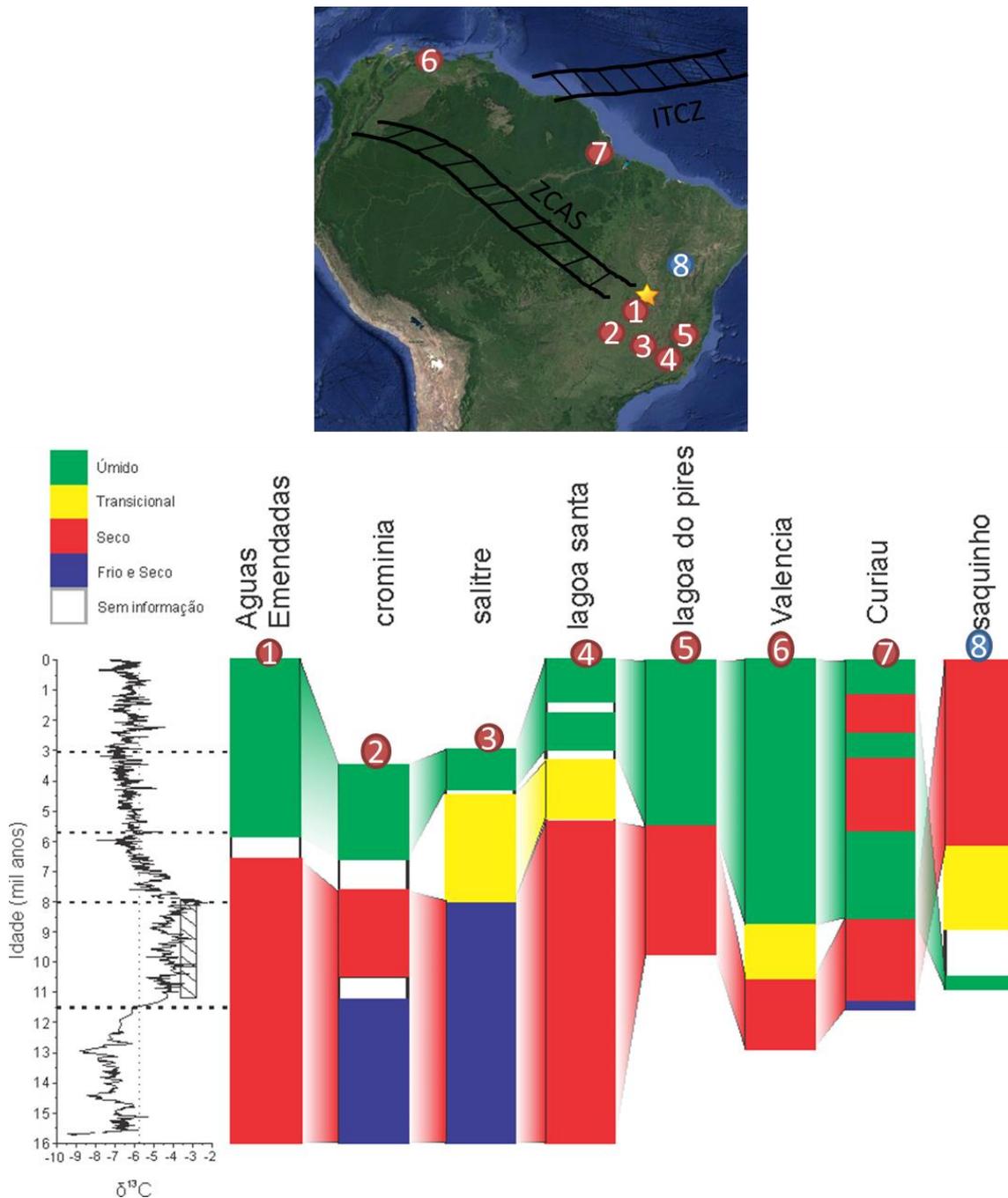


Figura 6.15: Comparação dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16 com dados de Palinomorfos para a América do Sul. A) Mapa com localização dos registros usados para comparação. Estrela amarela: Caverna São Mateus (presente Estudo). Círculos com respectivos números representam a localização dos dados de Palinomorfos representados em B. B) Da esquerda para direita: 1) dados de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16 (presente estudo) linhas pontilhadas separam zonas do perfil; 2) Veredas Aguas Emendadas, DF (Barberi et al., 2000); 3) Cromínia, GO (Ferraz-Vicentini and Salgado-Labouriau, 1996); 4) Lagoa Campestre do Salitre, MG (Ledru, 1993; Ledru et al., 1996); 5) Lagoa Santa, MG (Parizzi et al., 1998); Lagoa do Pires, MG (Behling, 1995); Saquinho, BA (Oliveira et al., 1999); Curicau, AP (Alizadeh et al., 2015); Lago Valencia, Venezuela (Bradbury et al., 1981);

Os registros mais próximos ao PETER são o de Aguas Emendadas e de Cromínia. Dados palinológicos da Vereda de Águas Emendadas, próximo à região de Brasília

(~250 km SW da Caverna São Mateus), indicam uma fase semiárida na região desde o UMG até cerca de 7.220 ± 50 anos AP, onde a presença de 6 a 7 meses de seca durante o ano impossibilitou a sustentação da flora, evidenciada pela ausência da acumulação de matéria orgânica. Deposição de silte e argila nesse intervalo de tempo sugere a desertificação no topo ou nas áreas mais elevadas do planalto central (Barberi et al., 2000). Entretanto, este mesmo registro mostra o retorno de umidade por volta de 13ka (idade extrapolada), possivelmente relacionado ao fortalecimento do SMAS durante o H1-YD, considerando as incertezas de datação (Barberi, 2001). A autora também descreve presença de vegetação distinta, possivelmente devido ao clima ainda frio, já que os primeiros elementos botânicos do Cerrado aparecem no início do Holoceno e se expandem continuamente, independente das oscilações de umidade, mas com temperaturas sempre crescentes. Muito semelhante ao perfil de carbono da STM16, o registro de Lagoa Bonita (DF) evidencia a instalação de períodos de seca mais longos a partir de 7.9ka, e a formação da vegetação de vereda a partir de 6.3ka, com o aumento de ocorrências de fogo a partir de 5.3ka, semelhante ao enfraquecimento do SMAS registrado no perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16, e com a queda do perfil de $\delta^{13}\text{C}$ com o desenvolvimento e expansão do Cerrado. A partir de 3.2ka, Barberi (2001) sugere a instalação das condições climáticas semelhantes as atuais, mais uma vez coincidente com um patamar do perfil de carbono da SMT16.

A região do PETER encontra-se nos terrenos rebaixados do planalto central, no vale do Paranã (vide seção 3.4 – Geomorfologia), semelhante com o registro de Cromínia - GO. As evidências de palinomorfos na região sul do estado sugerem predomínio de pastagens e gramíneas (Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996), que constitui vegetação tipo C4. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16 são da ordem de -8‰, bem negativos em relação à contribuição que vegetação predominantemente C4 transmitiria para o espeleotema.

O valor de $\delta^{13}\text{C}$ registrado no espeleotema pode ser generalizado como uma mistura de contribuições de diferentes *end-members*: 1) assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ da rocha encaixante; 2) assinatura do CO_2 atmosférico; 3) assinatura biogênica de $\delta^{13}\text{C}$ proveniente do solo/vegetação, refletindo a proporção entre plantas C3 e C4 e/ou atividade microbiana no solo; além da ação de fatores como tempo de residência e sistema aberto ou sistema fechado em relação ao reservatório de CO_2 (Fairchild et al., 2006).

Diferentes fitofisionomias do Cerrado do Distrito Federal exibem variações bruscas de $\delta^{13}\text{C}$ de solo superficial entre zonas de Cerrado e florestas, apresentando valores intermediários nas zonas de transição entre estes tipos vegetacionais (Silva, 2007). O autor apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ do solo de vegetação florestal (Mata de Galeria e Mata semidecídua) na ordem de -26‰, contrastante com valores na ordem de -15 a -20‰ para Cerrado (fig. 6.16-B). Estes dados demonstram uma variação aproximada de 10‰ entre vegetação com predomínio do tipo C3 e C4 para os cerrados da região. A SMT16 apresenta um valor entre os *end-members* 1 e 2 (rocha encaixante e atmosfera fig. 6.16-

A), contudo, isto não exclui a contribuição da assinatura biogênica, pois é de se esperar que a contribuição da assinatura biogênica será homogeneizada durante a transmissão do sinal da superfície até o espeleotema passando pelo epicarste. Outro fator é que a assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ da atmosfera da caverna pode ser modulada pela própria contribuição biogênica do solo (Wong & Banner, 2010).

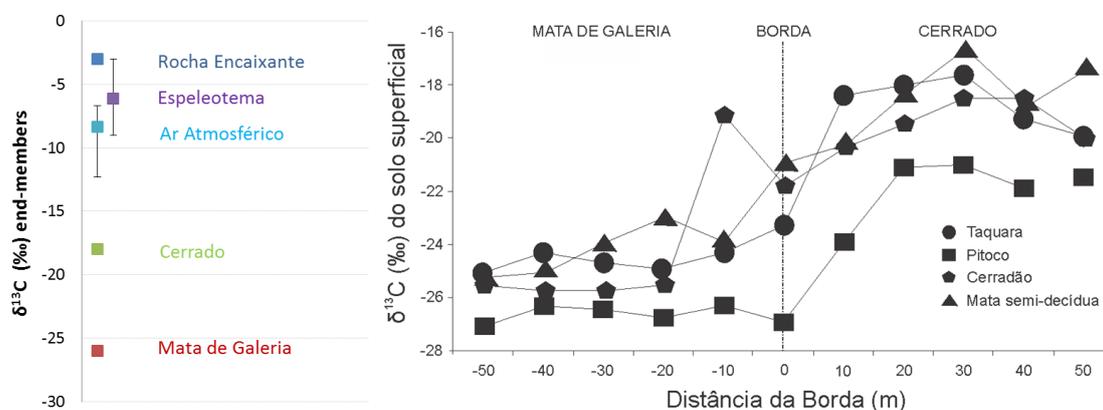


Figura 6.16: A) Comparação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para os *end-members* da SMT. Valores de rocha encaixante da caverna São Mateus (presente estudo) e valor médio do espeleotema SMT16. As barras verticais indicam valor máximo e mínimo para o deglacial tardio. Valores de Mata de Galeria e Cerrado retirado de (Silva, 2007). B) Variação na composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) do solo superficial (0 – 10 cm), nas áreas de transição entre vegetações florestais e cerrados do Distrito Federal. Modificado de (Silva, 2007), pg. 39.

Atualmente, o solo sobre a caverna é pouco espesso, ocorrendo muitas vezes a exposição direta da rocha em superfície, com pouco acúmulo de matéria orgânica. A espessura de rocha acima da caverna é provavelmente maior que a espessura de solo, devido ao declive da entrada da caverna até o nível do rio e a espessa parede de rocha (~10m) do paredão da dolina, apesar de não haver sido quantificado a espessura de rocha sobre a cavidade. Inicialmente, a água pode adquirir assinatura mais negativa, vinculado ao CO_2 biogênico enquanto atravessa a camada de solo, no entanto, conforme transita pelo aquífero recebendo contribuição da rocha, resulta em valores não tão negativos na solução final que formará o espeleotema. Neste contexto, valores $\delta^{13}\text{C} \cong -8\text{‰}$ podem refletir o sinal de uma vegetação predominantemente de gramíneas (Cerling et al., 1997), considerando a presença de solo e vegetação sobre a caverna durante o pleistoceno tardio, de acordo com interpretação de períodos úmidos evidenciados pelo $\delta^{18}\text{O}$ e com registros de palinomorfs do NEB e das partes baixas do Goiás (Dupont et al., 2010; Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996; Oliveira et al., 1999).

Entretanto, não é excluída a possibilidade dos valores de carbono refletirem assinatura atmosférica. O rio São Mateus provavelmente se encontrava acima do nível atual durante o Pleistoceno tardio, e a intensa precipitação durante o deglacial pode ter aumentado a vazão do rio, levando a uma maior ventilação do salão dos Setecentos. Isto poderia resultar no equilíbrio isotópico do carbono da atmosfera com o do espeleotema sendo precipitado. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -6.5‰ estão de acordo com a assinatura atmosférica pré-industrial (NOAA, 2019).

Ha divergência de opinião na interpretação do sinal polínico, como apresentado em Souza et al. (2005), pg. 54. Alguns autores levantam a questão que, CO₂ atmosférico e esfriamento glacial são os fatores principais na alteração da capa vegetal de gramíneas de áreas tropicais durante o último ciclo glacial, independente de variações de precipitação. A abundância de palinóforos como indicador de paleoprecipitação pode ser tendencioso, conduzindo erroneamente a interpretação de clima seco ou mesmo árido. Certos tipos de vegetação florestal, como bambus ou gramíneas aquáticas, que ocorrem em ambientes úmidos, podem conduzir a interpretação errônea de ambientes secos.

A presença de baixa concentração polínica e baixa deposição de matéria orgânica em diversos registros da América do Sul durante o deglacial (Barberi, 2001; Barberi et al., 2000; Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996; Parizzi et al., 1998) interpretados como resultados de climas secos, podem estar relacionados a baixa insolação e baixas temperaturas da época, inibindo a atividade biológica e o desenvolvimento de vegetação C3. Presença de pólenes de araucárias no registro da Lagoa do Campestre do Salitre (MG ~970m de elevação) atestam as baixas temperaturas do período (Ledru, 1993), assim como o registro de floresta extinta adaptada a climas frios próximo a foz do Amazonas (Alizadeh et al., 2015).

De forma oposta a todos os registros de palinóforos supracitados, a presença de densa cobertura vegetal indicando elevados níveis de umidade é descrito por Oliveira et al., (1999), em um testemunho no norte do estado da Bahia. Apesar de pequeno em duração (10540 ± 80 - 10990 ± 80 anos AP), o comportamento deste intervalo é oposto aos demais arquivos do continente, e evidencia a resposta da vegetação à relação climática de dipolo entre o Nordeste Brasileiro e as demais regiões, como apresentado por (Cruz et al., 2009). Dessa forma, o posicionamento mais a sul da ZCIT no pleistoceno tardio provocou condições mais secas no extremo norte do continente (Bradbury et al., 1981) e condições mais chuvosas para o Norte – Nordeste brasileiro (Oliveira et al., 1999).

Cabe ressaltar que o registro de Oliveira et al (1999) localiza-se próximo a região de transição entre os atuais biomas de Caatinga e Cerrado, além de estar nas bordas da zona de influência da ZCAS. Infelizmente este registro não se estende para o Pleistoceno tardio. O breve intervalo de registro de vegetação densa ocorre quando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT aumentam, logo após a transição do YD, indicando o estabelecimento de condições relativamente mais secas no arquivo da SMT16, em relação ao pleistoceno tardio (fig. 6.14). Após o YD, a insolação estava próxima ao mínimo no hemisfério sul e máxima no hemisfério norte, fazendo com que a ZCIT não adentrasse ao máximo na América do Sul, em contraste com o que pode ter ocorrido durante o H1 (Bahr et al., 2018). Esta diferença no avanço da ZCIT pode ter sido um fator crítico para caracterização das condições de clima nas regiões de fronteira entre sistemas climáticos, como o caso da região de Saquinho (Oliveira et al., 1999) e do PETER/SMT16. Talvez a ZCIT ao sul possa ter promovido precipitação no nordeste,

inclusive na região de Saquinho, contudo não tenha contribuído tanto na intensificação da ZCAS.

No início do Holoceno, com o posicionamento mais a norte da ZCIT (insolação mais fraca), ocorre o aumento do nível do lago Valência por volta de 10.5ka, coincidente com períodos de aumento do nível do mar e retração das geleiras andinas (Bradbury et al., 1981). Estes dados estão de acordo com o registro na foz do rio Amazonas (Curicau – AP), localizado em posição intermediária em relação à movimentação da ZCIT, que apresenta condições mais secas neste período (Alizadeh et al., 2015), condições estas também presentes na SMT.

É durante o intervalo de 10 a 8 ka que ocorrem os valores mais enriquecidos de carbono da SMT16, semelhantes aos valores de carbono da rocha encaixante (retângulo hachurado fig. 6.14). Isto sugere que nesta época houve pouca contribuição de CO₂ do solo para a água de gotejamento e conseqüentemente para o espeleotema. Isto pode se dar devido: i) baixa produtividade biológica do solo, ii) predomínio de gramíneas e ausência de plantas de maior porte, iii) ausência de cobertura de solo sobre a caverna.

Apesar do valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ estar próximo aos valores da rocha encaixante no início do Holoceno, ele apresenta oscilações significativas, na ordem de 2‰. Tamaña oscilação não pode ser provocada apenas pela rocha encaixante, que apresenta assinatura geoquímica relativamente homogênea. Dessa forma, é improvável a total ausência de solo e vegetação sobre a cavidade. A contribuição de produtividade biológica do solo, mesmo que pequena, é provavelmente o fator responsável pelas oscilações do carbono neste período. O predomínio de gramíneas e baixa densidade de polens arbóreos (Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996), sugerem uma baixa atividade biológica nas regiões geomorfologicamente mais rebaixadas do estado de Goiás, condizente com o registro da SMT16. O carbono relativamente enriquecido reflete o balanço entre grande contribuição da rocha e presença predominante de vegetação do tipo C4. Desta forma, o carbono não estaria diretamente relacionado ao clima como resposta a seco/úmido, mas ser uma resposta à vegetação e produtividade do solo.

Já no Meso-Holoceno, não apenas a ZCIT já migrava mais para sul devido ao aumento da insolação, como se coalescia com a ação da ZCAS, aumentando a precipitação na região das terras baixas da Amazônia, inclusive similar ao registrado no nordeste no testemunho de Saquinho – BA (Alizadeh et al., 2015). É justamente neste período que ocorre a feição mais proeminente do perfil de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16. Uma transição abrupta de valores menos negativos para valores mais negativos, com uma queda abrupta de ~4% entre 8 e 6 mil anos, seguido da estabilização da curva em valores próximos aos atuais, entre 6 e 4 mil anos. Algum fator afetou intensamente o ciclo do carbono independente das variações de $\delta^{18}\text{O}$ que seguem linearmente a tendência para valores enriquecidos durante todo o Holoceno. Esta transição do $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ pode estar vinculada a resposta mais lenta da vegetação acima da caverna à mudanças climáticas.

A revisão de registros lacustres apresentada por Salgado-labouriau, (1997) descreve período de transição para condições mais úmidas por volta de 6ka, onde espécies de pólen sugerem temperaturas mais altas que as atuais. Esta mudança também é registrada na SMT, por um evento extremamente abrupto de precipitação em 6ka ($\delta^{18}\text{O}$), assim como a estabilização dos valores de carbono próximos do moderno (-6.5‰), logo após a transição abrupta de valores mais enriquecidos do início do Holoceno, podendo sugerir a estabilização da vegetação similar à moderna. O mesmo ocorre na região de lagoa santa – MG, que registra um período de transição entre 5 e 6 ka, também no registro da Lagoa do Pires, onde a principal mudança de vegetação de Cerrado para vegetação florestal ocorre entre 6-3 ka, assim como com o registro de Cromínia – GO, onde ocorre a partir de 6.6 ka o retorno de mata de galeria e estabelecimento de clima semiúmido, similar ao presente, coincidente com valores mais negativos no perfil $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ da SMT16 (Behling, 1995; Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996; Parizzi et al., 1998). Também ocorre a extinção das florestas de Araucárias no registro de Salitre, sendo substituída por floresta mesófila, evidência da instalação de climas mais amenos no Meso-Holoceno (Ledru, 1993). Neste registro é descrito um evento abrupto árido por volta de 4.5ka, coincidente possivelmente com três excursões positivas no registro de $\delta^{18}\text{O}$ da SMT 16 entre 4.6-4.3 ka.

Esta transição para valores mais depletados de carbono podem sugerir o estabelecimento ou expansão da vegetação atual de Cerrado sobre a caverna São Mateus, que além de apresentar um nível herbáceo (predominantemente C4), é composto também por plantas lenhosas (C3), mata arbustivas (C3), assim como também a presença de cactos (CAM) e outros tipos florísticos vinculados com o bioma Caatinga, condizente com as variações do $\delta^{13}\text{C}$. O aumento da proporção entre plantas do tipo C3 e tipo C4 seria o fator que conduz ao abrupto fracionamento do carbono durante o Meso-Holoceno. Assim, a instalação da vegetação de Cerrado moderna, seria a resposta do bioma às condições mais secas instaladas durante o Holoceno, em contraste com o clima do período deglacial.

Curioso contudo notar que este grande deslocamento dos isótopos de carbono coincidem com o chamado EMHT – *Early to mid Holocene transition*, um período de transição por volta de 8-7ka, com reorganização da circulação atmosférica e do nível do mar global para as novas condições pós-glaciais do Holoceno (Stager & Mayewski, 1997; Wiersma & Renssen, 2006), com registros também no hemisfério sul (Kim et al., 2002; Servant et al., 1993). Para a região central do Brasil, esta transição parece ter influenciado principalmente o ciclo do carbono, com estabelecimento de vegetação similar ao Cerrado, com plantas lenhosas mais adaptadas a estações secas mais longas.

Na porção mais recente do Holoceno, diferenças de $\delta^{13}\text{C}$ em perfis de solo apresentado por Silva, (2007) evidenciam expansão florestal sobre vegetação de Cerrado em áreas do DF, por volta de 3080 e 3190 anos AP, com base em datação de ^{14}C de matéria orgânica do solo. Exatamente em 3 ka é observada uma mudança no carbono da SMT,

representado pelo fim de uma tendência de diminuição isotópica e estabelecimento de oscilações com amplitudes semelhantes em torno de uma tendência fixa horizontal de 2.8 ka até o presente. Esta mudança do $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ da SMT é sincrônica à descrita por Silva, (2007) de expansão da mata de galeria nas proximidades dos rios, assim como ao início da vereda moderna no registro das Aguas Emendadas (Barberi et al., 2000), ao início do Cerrado similar ao atual em Lagoa Santa, com mata arbustiva, de galeria e semi-decídua (Parizzi et al., 1998), e início de um Cerrado mais denso, possivelmente com menor estação seca, na lagoa do Pires (Behling, 1995), ou seja, realmente marcando uma mudança climática com registro sincrônico, já no Neo-Holoceno.

Contudo, principalmente para os registros da região central (DF e GO), aparentemente não foi variação na disponibilidade hídrica que desencadeou a expansão das matas, pois o incremento da biomassa do Cerrado não é limitado pelo *stress* hídrico, mas sim pela limitação nutricional, sendo N, P e Ca os nutrientes mais limitantes no desenvolvimento de vegetação lenhosa nas áreas de Cerrado do Brasil central (Haridasan, 2000; Silva, 2007).

Infelizmente poucos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$ são disponibilizados na literatura, apesar do potencial em análises *multi-proxy* dos perfis de $\delta^{13}\text{C}$ (Deininger et al., 2019). Comparando com outros espeleotemas da América do Sul, de forma geral, valores de $\delta^{13}\text{C}$ decrescem no decorrer do Holoceno. Esse comportamento dos isótopos de carbono é compatível com um *feedback* positivo entre a produção biológica e o aumento da insolação de verão no hemisfério sul (fig. 6.17). Considerando que as variações isotópicas de carbono do espeleotema seja um reflexo da vegetação, é possível que a forçante solar tenha influenciado no desenvolvimento da vegetação da superfície. Talvez esparsa vegetação e valores enriquecidos de carbono para o início do Holoceno, pouca variedade e abundância de pólenes e esporos, muitas vezes interpretados como ambiente secos, possam ser reflexo da baixa insolação do início do Holoceno, e não necessariamente ao *stress* hídrico.

Interessante notar que apesar do registro da caverna Paraíso não ser contínuo durante o Meso-Holoceno, ele apresenta comportamento muito similar ao da SMT (fig. 6.17). Ambos sugerem uma fase de transição no Meso-Holoceno, com uma queda acentuada dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, principalmente entre 8 e 6 ka. Estes dois registros encontram-se a aproximadamente 1500km de distância e bordejam a área do semi-árido brasileiro a oeste e sudoeste, respectivamente (anexo III – localização dos registros da discussão).

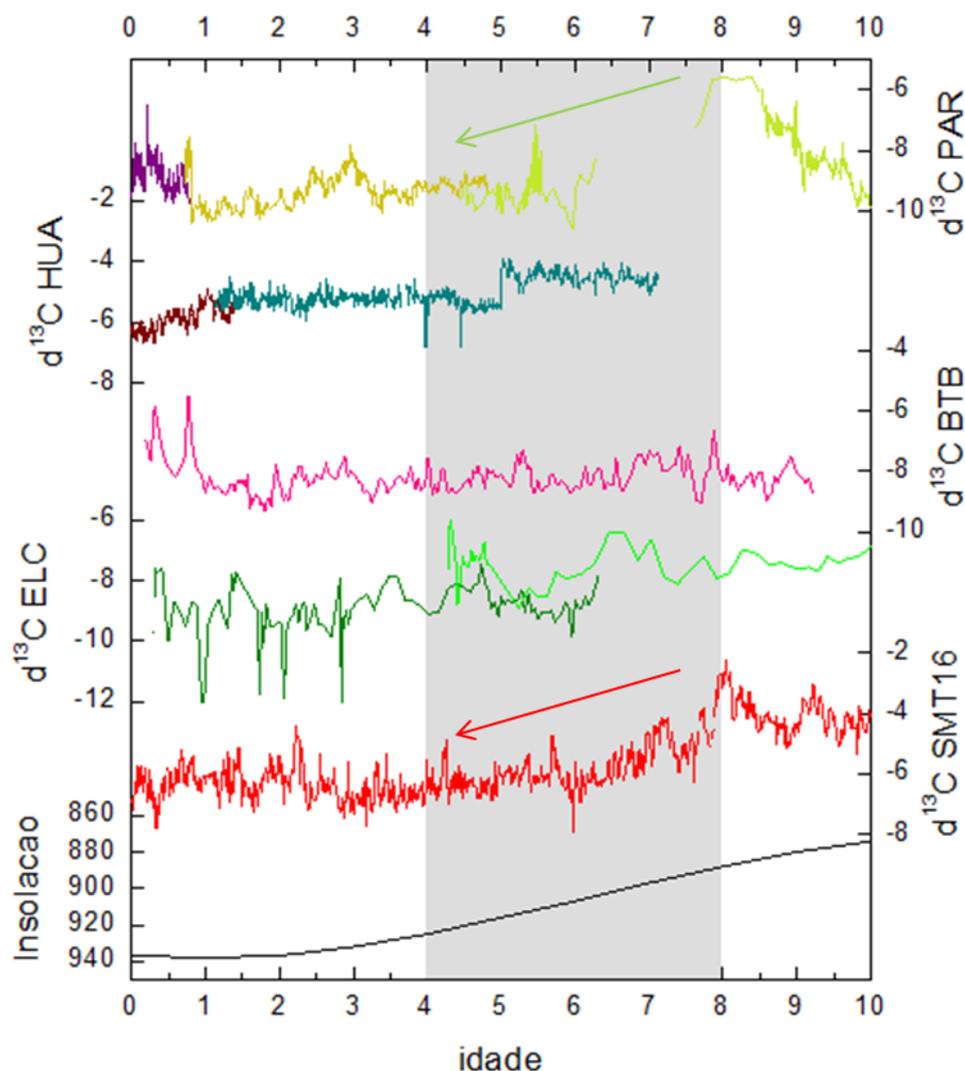


Figura 6.17: Comparação de $\delta^{13}\text{C}$ durante o Holoceno para alguns espeleotemas da AS. De cima para baixo: A) Caverna Paraíso (Wang et al., 2017), B) Caverna Huaguapo (Kanner et al., 2013), C) Caverna Botuverá (Bernal et al., 2016), D) Caverna El Condor (Cheng et al., 2013b), E) Caverna São Mateus (presente estudo). F) Curva de insolação de dezembro calculada para a latitude 10 S (Berger and Loutre, 1991).

Desta forma, o Holoceno médio é interpretado como uma fase de transição e reequilíbrio do sistema em relação ao carbono. Como discutido anteriormente, a variação do carbono pode refletir a adequação da vegetação instalada acima da caverna, através da contribuição da assinatura do CO_2 do solo. No início do Holoceno até aproximadamente 8ka os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são muito mais próximos aos valores da rocha encaixante (fig. 6.16), sugerindo uma possível conexão da instalação da vegetação moderna na região com o declínio dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema. Plantas do tipo C3 possuem raízes mais profundas, e deixam sua assinatura em matéria orgânica profunda dos solos, assim como em matéria orgânica mais antiga, enquanto que plantas do tipo C4, com raízes mais superficiais, não deixam tão evidenciado sua assinatura ao longo de perfis de solo (Wong & Breecker, 2015). Isto pode gerar um viés nos dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espeleo}}$, onde o predomínio de C4 pode não contribuir para as águas percolantes, deixando registrado

apenas a assinatura da rocha, levando a interpretação de ausência de solo ou vegetação. Dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ parecem acompanhar esta transição do perfil de $\delta^{13}\text{C}$, e será discutida na seção 6.5, pg 113.

Para a região do nordeste existe o *link* entre mudança climática e surgimento e instalação do bioma Caatinga, adaptado para condições semiáridas durante o Holoceno médio. Por exemplo, a substituição de floresta semi-decídua associada a Cerrado (11.5 – 7 ka) por predominância de Caatinga (>6 ka) suporta a ideia da instalação da Caatinga em resposta ao clima mais seco, associada também a menor ocupação e atividade humana na região da Serra da Capivara, Piauí (Mota & Scheel-Ybert, 2019).

Em relação aos contrastes entre as interpretações por meio de espeleotemas e palinomorfos, alguns fatores podem ser relevantes: 1) diferentes arquivos e diferentes *proxies* apresentam diferentes sensibilidades ao sistema climático. Os testemunhos de sedimentos lacustres apresentam menor resolução, e datação menos resolvida por ^{14}C , em comparação com os dados de alta resolução (~8 anos) do espeleotema SMT16, com cronologia absoluta por U-Th. 2) A variedade e proporção de pólenes e esporos são muitas vezes interpretadas diretamente em relação ao clima e disponibilidade de água, levando em consideração os fatores de precipitação e temperatura. Contudo, fatores edáficos (relativos ao solo) podem influenciar a presença de determinado tipo de vegetação, como por exemplo, a profundidade do solo, proximidade ao lençol freático, drenagem e fertilidade (Haridasan, 2000). Neste caso, fatores como a precipitação não representa o fator limitante para a ocorrência de determinado tipo de vegetação.

Por fim, outro ponto é o tempo da resposta à mudança climática, que também difere entre diferentes arquivos. A vegetação, dependendo da sua capacidade de adaptação, pode responder de forma mais lenta a uma mudança climática. Uma das formas de resposta da vegetação em relação às mudanças climáticas é a alteração das zonas de transição, com a expansão ou retração de respectivo bioma. Desta forma, registros próximos, como a SMT16, Cromínia e Salitre, podem apresentar condições transicionais entre si, e a *proxy* pode apresentar maior sensibilidade às características locais e não regionais.

6.5.Proxy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

O estudo isotópico do Sr elucidava questões relativas ao mecanismo de transporte e fluxo. Nos sistemas de solo, o Sr é herdado da rocha do qual o solo se formou, somado a contribuição pela chuva e deposição de poeira (Stewart et al., 1998). Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em espeleotemas são utilizados por refletir o grau de interação entre a água, o solo e a rocha encaixante, já que este elemento não sofre fracionamento durante a precipitação de calcita (Zhu et al., 2011). O grau de interação é modulado pelo tempo de residência da água dentro do aquífero cárstico acima da cavidade, que por sua vez é associado com as condições relativas de umidade. A água da chuva adquire primeiramente a assinatura do solo, para depois adquirir progressivamente a assinatura da rocha, a depender do tempo de interação água-rocha no percurso entre a superfície e a caverna (Banner, 2004; Banner et al., 1996; Oster et al., 2010; Wortham et al., 2017). O uso de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de espeleotemas também é proposto como indicador de intensidade de intemperismo químico do solo (Roland, 2018; Zhu et al., 2011).

Os principais reservatórios de Sr em contato com a água que formará o espeleotema são o solo e a rocha acima da caverna. O perfil de solo acima da cavidade foi amostrado em dois pontos, um próximo à superfície e outro na porção inferior, apresentando esta última uma assinatura mais próxima à da rocha, enquanto que o solo superior apresenta valores muito mais radiogênicos. Processos pedogenéticos podem ser responsáveis pela diferença dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre as amostras de solo superior e inferior. O solo superior, mais antigo, já foi intensamente lixiviado, e os minerais mais solúveis já foram carregados, sobrando maior concentração da fase insolúvel, normalmente silicática (argilas), que são minerais portadores de assinatura mais radiogênica. Já no solo inferior, mais jovem, a assinatura da rocha da qual o solo está se formando está mais preservada, pois os processos de lixiviação ainda não atuaram em sua totalidade. Outro fator que pode gerar uma assinatura menos radiogênica para o solo inferior é a oscilação do nível de água e a deposição de fase carbonática secundária (pouco radiogênica), devido a processos evaporativos, por exemplo.

Em relação à porção superior do solo, uma terceira fonte poderia contribuir para assinatura muito radiogênica, através da deposição de poeira proveniente da erosão da Serra Geral de Goiás. Os paredões de arenitos flúvio-eólicos do Urucuia encontram-se geomorfologicamente e geologicamente acima do nível dos morros carbonáticos do Grupo Bambuí, e poderiam fornecer material detrítico constituindo assim a contribuição de um terceiro *end-member*, mais radiogênico. Valores médios de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0.7299 \pm 0,0001$ são atribuídos a sedimentos do Urucuia (Roland, 2018). Contudo, este valor refere-se a sedimentos coletados dentro da Caverna Lapa sem Fim, atribuídos pela autora como sedimentos de origem do grupo Urucuia. Não foi encontrado na literatura dados sobre a assinatura isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para melhor comparação. Considerando os dados apresentados por (Roland, 2018), é possível observar valores relativamente radiogênicos desta fonte, superiores ao da rocha dolomítica em que a caverna São

Mateus se insere. Entretanto, mesmo sendo mais radiogênico que a rocha encaixante do grupo Bambuí, o sedimento em questão apresenta valor bem menos radiogênicos que o solo superior da SMT. Dessa forma acredita-se que valores extremamente radiogênicos do solo superior são devido à evolução autigênica do solo, com concentração da fase insolúvel no estagio avançado de lixiviação, e não a contribuição de uma terceira fonte detrítica.

Um ponto interessante que não é comumente discutido na literatura é a presença de intercalações de pelitos e margas dentro do carbonato, ocorrência comum nos carbonatos neoproterozóicos brasileiros. Estas camadas são finas e compostas por minerais detríticos ricos em estrôncio radiogênio. Costumam constituir fases mais insolúveis, entretanto, podem contribuir para a assinatura da água principalmente durante períodos de maior tempo de residência. Quando analisamos a rocha encaixante para determinar o valor dos *end-members*, utilizou-se apenas a fase carbonática, sem considerar o papel que estas intercalações podem provocar na assinatura da água no seu caminho pelo epicarste. Cabe ressaltar que estas camadas menos solúveis podem interferir na assinatura da solução, principalmente em períodos de maior tempo de residência.

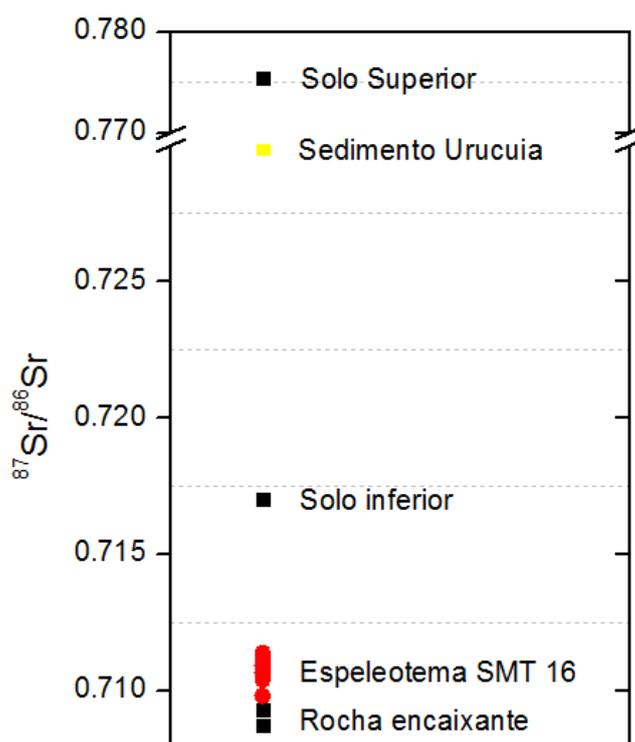


Figura 6.18: *End-Members* do Sistema de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a caverna São Mateus. Os valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do espeleotema SMT16 encontram-se entre os valores da Rocha Encaixante e da porção inferior do solo. Notar a quebra de escala na parte superior do eixo y.

O espeleotema SMT16 apresenta valores de estrôncio entre os valores da rocha encaixante e do solo acima da caverna, o que sugere estes dois *end-members* como as principais fontes de Sr para o sistema (fig. 6.18). Se considerarmos estes dois

reservatórios principais de estrôncio, e assumindo que ambos apresentam a mesma concentração de Sr, podemos calcular a contribuição de cada reservatório para uma dada mistura (assinatura registrada no espeleotema) seguindo o balanço de massa descrito pela equação 11 (Miller et al., 1993; Zhu et al., 2011):

$$X = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{espeleo}} - \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{rocha}} \right) / \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{solo}} - \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}_{\text{rocha}} \right) \quad \text{Eq. 11}$$

Considerando a assinatura do solo inferior no balanço de massa, os valores de ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ do espeleotema evidenciam grande contribuição da rocha encaixante, variando de 68 – 90%, sendo que a maior contribuição da rocha é vinculada a um maior tempo de residência da água. Desta forma, utilizaremos a interpretação da razão isotópica de estrôncio como uma *proxy* de interação rocha-água no epicarste, onde durante períodos úmidos, a água percola mais rápido, apresentando menor tempo de residência, e menor contribuição da assinatura da rocha (maior contribuição da assinatura do solo), e vice-versa (Banner, 2004; Banner et al., 1996; Oster et al., 2010; Wortham et al., 2017).

Esta interpretação do estrôncio coincide com as demais *proxies* analisadas durante o Holoceno, apesar na diferença de resolução das amostragens (fig. 6.19), mas é mais controversa durante o período deglacial.

No Pleistoceno Tardio ocorrem os menores valores de ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ de todo o espeleotema, representando uma grande contribuição da assinatura da rocha encaixante (90%). Esta assinatura pouco radiogênica poderia levar a interpretação de maior tempo de residência, que ocorrem durante períodos mais secos. Entretanto, de acordo com o $\delta^{18}\text{O}$ da SMT16, assim como de outros registros da monção, é sugerido o fortalecimento do SMAS em resposta aos eventos frios do hemisfério norte, devido às teleconexões estabelecidas pela circulação oceânica (Cruz Jr et al., 2006; Novello et al., 2017; Stríkis et al., 2015).

Valores altamente depeltados de $\delta^{18}\text{O}$ coincidem com os menores valores de $\delta^{234}\text{U}$, de acordo com a ideia de que muita precipitação leva a saturação do epicarste e preferencial movimento da água por vias de maior velocidade (fluxo por condutos), diminuindo o tempo de interação entre água e rocha, demonstrado pelos baixos valores de $\delta^{234}\text{U}$. Desta forma, se esperava valores de ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ mais próximos da assinatura do solo, devido ao menor tempo de residência e menor contribuição da rocha encaixante, oposto ao observado. Isto poderia ser explicado pela ausência ou diminuição da fonte mais radiogênica (no caso, o solo).

Na situação de total ausência de solo, a única fonte de Sr para o sistema seria a rocha encaixante, e esta contribuiria com $\cong 100\%$ do Sr, e o espeleotema deveria apresentar a mesma assinatura da rocha, o que não é observado na SMT16. Contudo, os eventos úmidos, associados ao H1 e ao YD, podem ter gerado chuvas torrenciais no continente sul americano. Precipitação intensa e escoamento superficial são grandes agentes erosivos, principalmente na ausência de cobertura vegetal densa para proteger o solo.

Intensificação de processos erosivos durante o deglacial tardio é evidenciado em testemunho marinho na costa brasileira, pelo aumento da sedimentação de elementos crustais (Zhang et al., 2015), e registros continentais de palinomorfos da região centro-oeste também evidenciam pouca proteção vegetal sobre o terreno (Barberi et al., 2000; Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996).

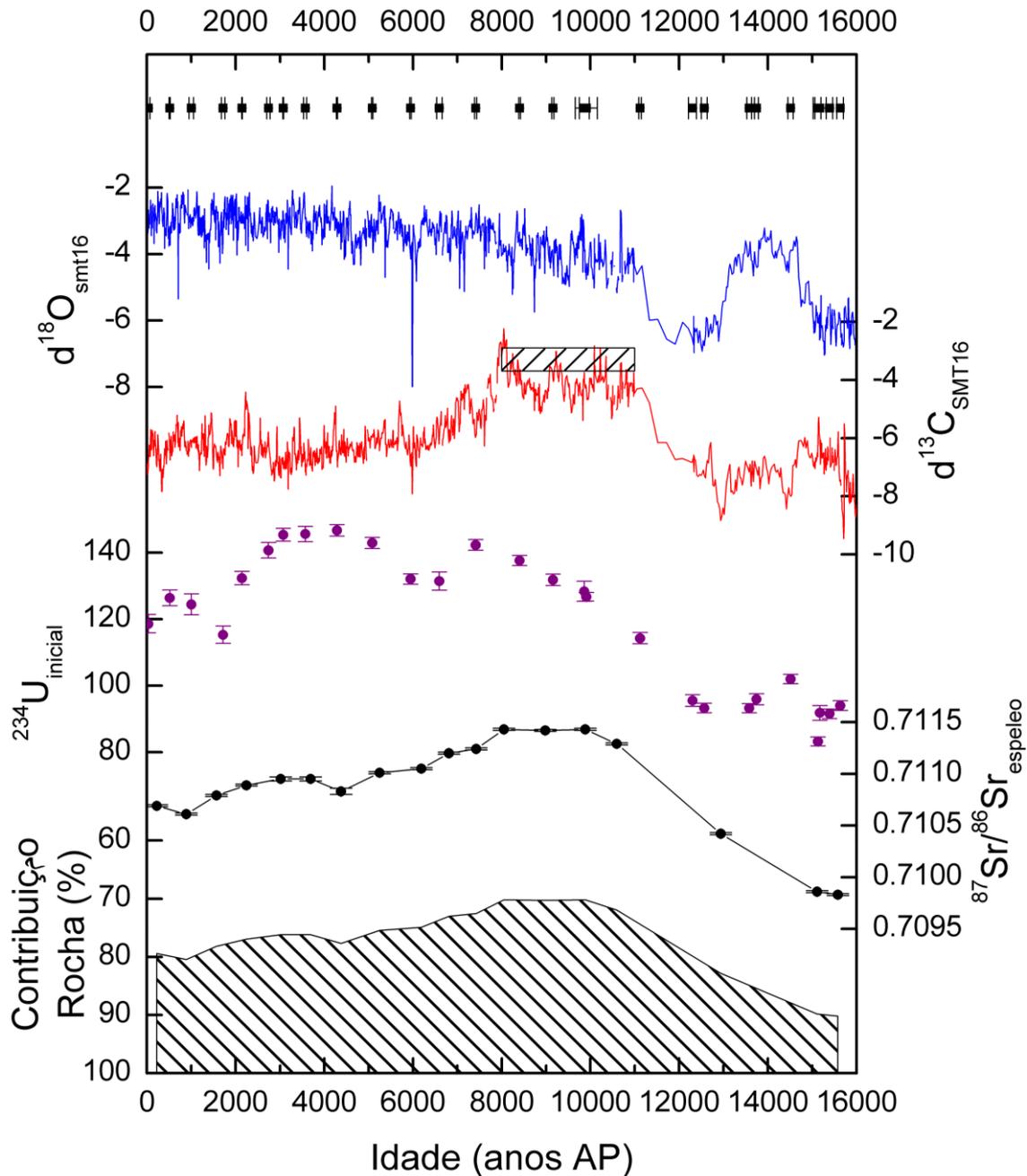


Figura 6.19: Comparação entre os dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do espelotema SMT16 e demais *proxies*: $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{234}\text{U}$. Retângulo rachurado sobre curva de $\delta^{13}\text{C}$ representa intervalo de valores correspondentes ao da rocha encaixante.

Um perfil pouco espesso de solo pode induzir a pouca contribuição do solo para a água de infiltração, mesmo que o tempo de residência dela dentro da rocha carbonática seja pequeno. Dessa forma, se supormos que a intensa atividade das chuvas durante o Pleistoceno foram suficientes para remover mecanicamente a cobertura superficial do terreno, devido a esparsa cobertura vegetal presente na época, a diferença de área em que a água interage com solo em relação à rocha no seu caminho vertical da superfície para a caverna seria tão grande impossibilitando grande contribuição do solo para a assinatura isotópica da água.

Durante o atual interglacial (Holoceno), o $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresenta uma tendência gradual para valores menos radiogênicos, evidenciando uma maior contribuição da assinatura isotópica da rocha, resultante de maior tempo de interação entre a rocha e a água, que ocorre durante períodos mais secos. Esta interpretação esta de acordo com valores cada vez mais enriquecidos de $\delta^{18}\text{O}$. Os valores mais radiogênicos ocorrem no início do Holoceno, simultâneo ao patamar com os valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$, seguidos por uma transição gradual para valores menos radiogênicos na porção mais jovem da amostra. Maiores valores de $\delta^{234}\text{U}$ em direção ao presente também colaboram para esta interpretação. Apesar da baixa resolução deste dado, indica maior tempo de residência da água, resultante de períodos mais secos, em direção ao presente. Reversões na tendência geral de aumento dos valores de $\delta^{234}\text{U}$ ocorrem por volta de 6, 1.7 e 0.1 ka, coincidindo com excursões negativas do perfil de $\delta^{18}\text{O}$, relacionadas com eventos mais chuvosos.

Apesar deste modelo funcionar aparentemente bem para a SMT16, a diferença de comportamento do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre o Deglacial tardio e Holoceno pode ter sido causado pela mudança da fonte de estrôncio alimentando o gotejamento. Devido a heterogeneidade e dinâmica dos aquíferos cársticos, é comum ocorrer mudança no caminho de percolação da água, que pode ficar registrado pelo Sr (Tooth & Fairchild, 2003). Esta explicação parece plausível no caso da SMT16, de mudança da fonte e do gotejamento, pela evidência morfológica da amostra. A mesma muda de centro de crescimento justamente na fronteira Pleistoceno-Holoceno, indicando que houve uma migração do posicionamento do gotejamento neste período. Após a transição do eixo de crescimento da amostra na transição Pleistoceno-Holoceno, o mesmo se mantém estável por todo o Holoceno (fig. 6.20). Dessa forma, os valores poucos radiogênicos do pleistoceno são relacionados ao percurso da água do gotejamento ativo na época, que provavelmente percorria um longo caminho em contato com a rocha, e com pouco contato com o solo. Já durante o Holoceno, a água possivelmente utiliza outra rota. Os valores mais radiogênicos encontrados no espeleotema ocorrem justamente no início do Holoceno (10 – 8 ka), momento de transição para a nova condição hídrica do gotejamento que alimenta a SMT16, representado pelo período mais chuvoso do Holoceno, segundo *proxy* de $\delta^{18}\text{O}$.

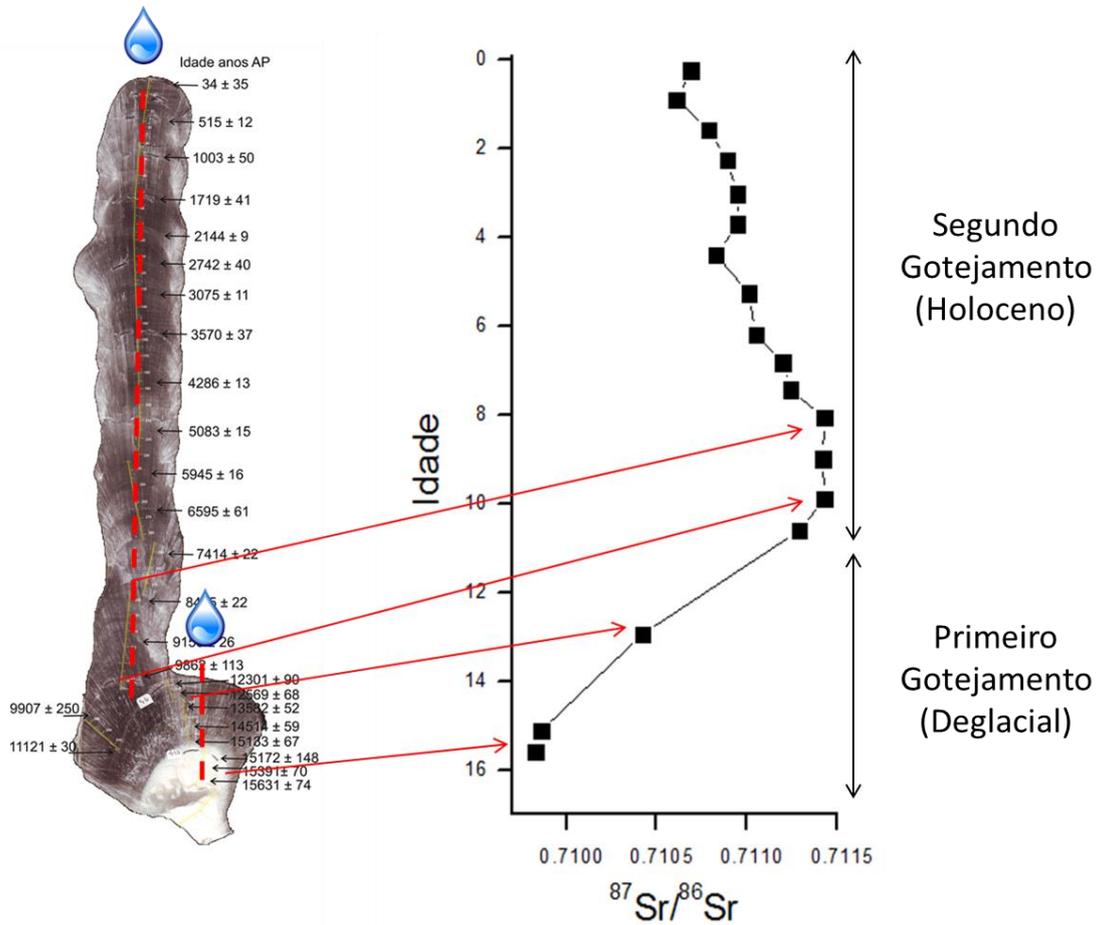


Figura 6.20: Comparação da variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com a morfologia do espeleotema. Diferentes gotejamentos podem estar associados a diferente percurso da água alterando a fonte principal de contribuição de Sr para o espeleotema.

Um modelo que exemplifica esta possível mudança de rota da água, é apresentada na figura 6.21, retirado de (Tooth & Fairchild, 2003). Em períodos muito úmidos, como o deglacial no Brasil central, a água pode passar mais rápido pelo solo através de macroporos, não adquirindo tanta assinatura do solo. Por outro lado em períodos mais secos, como no decorrer do Holoceno, a infiltração no solo se dá preferencialmente por difusão no solo, permitindo maior tempo de interação entre água e solo, alimentando diretamente o ponto de gotejamento com uma assinatura isotópica de estrôncio refletindo maior contribuição do solo. O tempo de residência dentro da zona de aquífero que irá determinar quanto de contribuição da assinatura da rocha que pode modificar a assinatura final de estrôncio da água que formará o espeleotema.

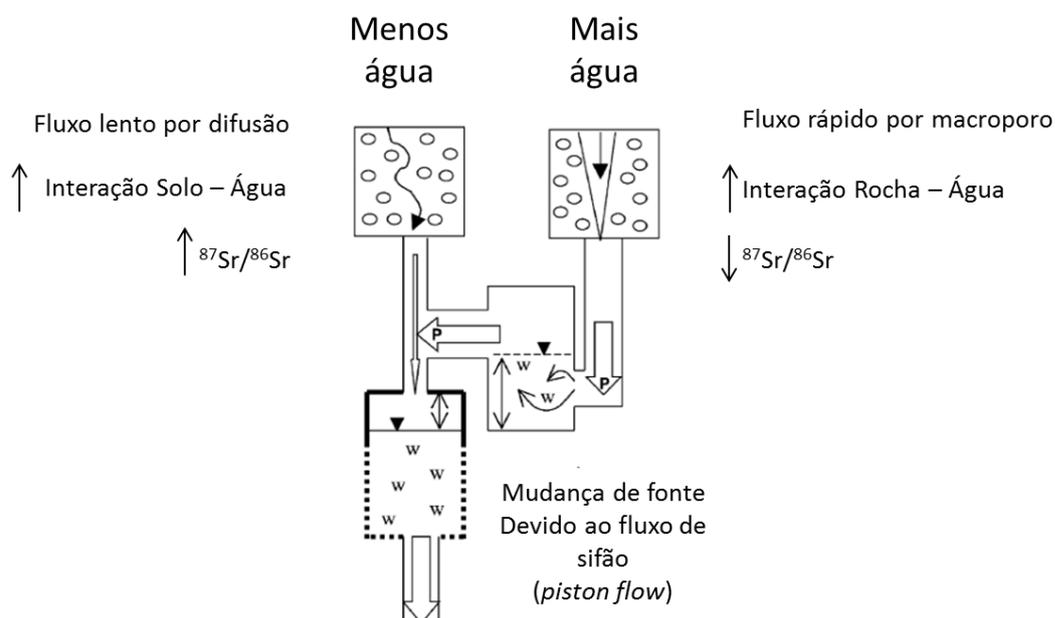


Figura 6.21: Exemplo de diferença do caminho preferencial da água durante períodos chuvosos, onde fluxos intensos acima de determinado limite, podem provocar efeito sifão, transportando para o mesmo ponto de gotejamento água com assinatura isotópica de fonte diferente. W = água (water); P = fluxo de sifão (piston flow). Modificado de Tooth & Fairchild, (2003) fig. 8 pg 64.

Por fim, valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ parecem variar aproximadamente junto com o perfil de $\delta^{13}\text{C}$ durante todos os últimos 16ka (fig. 6.22), apesar de não apresentarem coeficiente de correlação linear significativo ($R^2 = 0.26$ para todo o registro; $R^2 = 0.6$ considerando apenas o Holoceno). O notável acoplamento entre os dados de estrôncio e carbono sugerem que ambos possam responder ao mesmo mecanismo, possivelmente associado à dinâmica do solo, principalmente durante o Holoceno. A co-variação entre $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também foi observada em espeleotemas da Lapa Sem Fim (Roland, 2018), mas com uma relação inversa a observada na SMT16. No nosso registro, a correlação é positiva, com menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (mais depletados) sincrônicos com os menores valores de Sr (menos radiogênico), já no caso da LSF a relação é inversa, onde os menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (mais depletados) são sincrônicos com os maiores valores de

Sr (mais radiogênico). Fatores locais parecem interferir em cada registro, como a proximidade à superfície e o tipo de gotejamento que alimenta o espeleotema. O registro da LSF aparece ter uma resposta muito mais direta da superfície, com oscilações mais frequentes e de maior amplitude, e talvez com uma resposta mais direta do solo acima da cavidade, enquanto que a SMT16 apresenta um sinal mais homogêneo, provavelmente vinculado a um maior tempo de residência e maior interação no aquífero cárstico.

Não fica esclarecido que tipo de mecanismo poderia forçar a variação do estrôncio junto ao carbono. O estrôncio é vinculado principalmente ao caminho da água e local de armazenamento, indicando diferentes fontes para o fluído, enquanto que o carbono pode refletir o grau de produtividade biológica ou condições atmosféricas. Tanto a SMT quanto a LSF estão sob a atuação do mesmo sistema climático, contudo a *proxy* de Sr parece refletir condições distintas para cada localidade. A variação do Sr na LSF foi associada a formação de solo sobre a cavidade na transição Deglacial – Interglacial (Roland, 2018), modelo que não se enquadra na situação da SMT16.

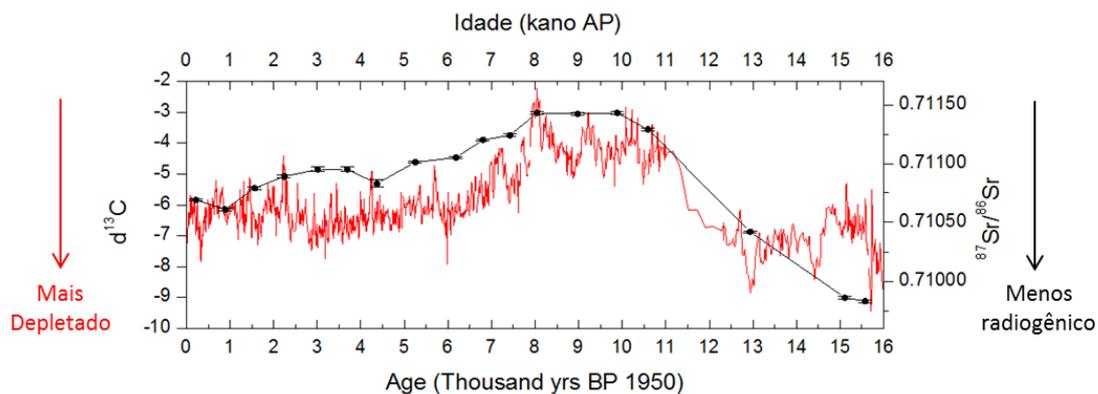


Figura 6.22: Valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ coincidente com valores mais radiogênicos de Sr.

6.6. Reconstrução paleoclimática a partir dos registros $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

O registro da SMT16 perfaz os últimos 16 mil anos. Condições mais úmidas são observadas durante o deglacial tardio (16 – 10 ka) em relação ao Holoceno (10 ka ao presente). Na pequena porção do deglacial registrada pela SMT16, ocorrem variações milenares representadas pelos eventos H1, B-A e YD, associados a climas úmido – seco – úmido, respectivamente.

O aumento da intensidade da SMAS em resposta aos eventos frios do HN já haviam sido demonstrado em outros registros paleoclimáticos de espeleotemas (Stríkis et al., 2015), que refletem a resposta do sistema de precipitação da América do Sul a readequação das circulações oceânicas e atmosféricas (diminuição da AMOC e migração da ZCIT para sul) (Bahr et al., 2018; Deplazes et al., 2013; Zhang et al., 2015).

Uma transição de clima úmido para condições mais secas na fronteira Pleistoceno-Holoceno é condizente com outros arquivos do continente, como dados de espeleotemas (Novello et al., 2017; Wang et al., 2004) e de palinomorfos em testemunhos lacustres (Baker et al., 2001b, 2001a; Barberi et al., 2000; Bradbury et al., 1981; Ledru et al., 1996). Esta transição está de acordo com a diminuição da insolação de verão do hemisfério sul neste período, que atinge seu mínimo por volta de 10 ka.

Já durante o Holoceno, o registro da SMT16 claramente não segue o padrão de intensificação da monção modulado pelo aumento da insolação nesse período, em oposição aos registros da periferia do SMAS (Bernal et al., 2016; Bustamante et al., 2016; Cruz et al., 2005b; Kanner et al., 2013). De forma oposta, a SMT16 apresenta uma tendência gradual para condições mais secas no decorrer do Holoceno, em sintonia com os registros da região norte – nordeste do Brasil (Cruz et al., 2009; Wang et al., 2017). Este comportamento da SMT16 reflete seu posicionamento próximo à zona de transição do dipolo climático descrito por Cruz et al., (2009). Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, assim como $\delta^{234}\text{U}$ suportam a ideia de maior tempo de residência e maior contribuição da rocha para a água de gotejamento, como esperado durante instalação de períodos gradualmente mais secos no decorrer do Holoceno. É também notável a correlação de eventos de precipitação da SMT16 com os eventos Bond, comum em vários registros de espeleotemas (Bustamante et al., 2016; Kanner et al., 2013; Stríkis et al., 2011).

Diversas variações entre eventos úmidos e secos são reportadas no decorrer do Holoceno, representados pelas excursões negativas e positivas do perfil de $\delta^{18}\text{O}$. Apesar das oscilações de alta frequência, o registro da SMT16 indica uma diminuição gradual de umidade no decorrer dos últimos dez mil anos, podendo sugerir uma menor contribuição de precipitação da ZCAS. Em comparação das tendências gerais dos perfis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{espeleo}}$, no início do Holoceno, a similaridade entre os registros da SMT, LG e RN sugerem que estas localidades foram influenciadas pelo mesmo regime climático e provável precipitação vinculada a atividade da ZCIT, mesmo com o posicionamento

desta mais a norte. A fraca intensidade do SMAS no início do Holoceno gera o enfraquecimento da subsidência na região nordeste, permitindo a precipitação. A anomalia de precipitação neste período pode estar vinculada ao diferente posicionamento da Alta da Bolívia que controla a formação do Cavado do Nordeste (Cruz et al., 2005b; Lenters & Cook, 1997).

Em contrapartida, na porção mais recente do Holoceno (a partir de 6ka), o registro da LG passa para uma tendência mais negativa, acompanhando uma intensificação da atividade convectiva da monção, refletindo a uma alta contribuição de umidade proveniente da atividade da ZCAS. Já a SMT, assim como a PAR no leste amazônico, continuam cada vez mais se assemelhando a intensificação de condições secas semelhantes à região Nordeste. Esta variação espacial pode estar vinculada a movimentação da ZCAS. O centro da atividade convectiva pode ter migrado mais para oeste da bacia amazônica, e ao ser transportado pelos jatos de baixo nível para o sudeste brasileiro, passou contribuir menos com os registros localizados na periferia nordeste da banda convectiva, estando o limite de influência entre os registros da SMT (nordeste de GO), TM (noroeste de MG) e LG (norte de MG).

Durante o Holoceno surgem os primeiros elementos botânicos do Cerrado, que se expandem no decorrer dessa Época geológica. Embora tenham ocorridos variações de umidade como evidenciado em diversos registros, as temperaturas foram sempre crescentes em relação ao UMG-Deglacial (Barberi, 2001). Grande transição ocorre durante o Meso-Holoceno, evidenciado fortemente no perfil de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16, provavelmente vinculadas as modificações vegetacionais sobre a caverna, com um aumento da proporção de plantas C3 em relação as C4 (expansão de Cerrado). Esta transição de valores mais enriquecidos para valores mais depletados de carbono estão de acordo com diversos registros, como o início de estações secas mais prolongadas na Lagoa Bonita por volta de ~8ka e surgimento da vereda moderna por volta de ~6ka (Barberi, 2001), transição para condições mais instáveis na região de Puna mais a sul do continente (Pirola et al., 2018), extinção de florestas de araucárias e instalação de mata mesofítica semidecídua em MG (Ledru, 1993), expansão de mata de galeria na Lagoa do Pires (Behling, 1995) e instalação de condições mais áridas no nordeste (Oliveira et al., 1999).

Já no final do Holoceno, a partir de 5ka, condições mais secas são registradas na SMT, em sintonia com espeleotemas do nordeste, concordante com registros da instalação e expansão da Caatinga no semi-árido brasileiro (Mota & Scheel-Ybert, 2019) e expansão de Cerrado semelhante ao atual na região central do Brasil (Barberi, 2001; Barberi et al., 2000; Ferraz-Vicentini & Salgado-Labouriau, 1996).

Dessa forma, a região do PETER se assemelha aos registros da região norte-nordeste, e responde aos deslocamentos da ZCIT, assim como os deslocamentos da ZCAS. Mudanças no perfil de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema são claros quando ocorrem os deslocamentos da ZCIT, como durante os eventos Bond. Já a influência da ZCAS é

relativamente constante e sempre presente, não causando tamanha alteração no sinal isotópico dos espeleotemas. Contudo, o aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos dez mil anos podem refletir uma menor contribuição da umidade da ZCAS para a região do PETER.

Em relação aos últimos milênios, não é observado nenhuma anomalia durante a Pequena Idade do Gelo na SMT. Por outro lado, é possível observar dois eventos proeminentes de seca separados por um breve e abrupto evento úmido durante a anomalia climática medieval. O registro também não aparenta sofrer influência das oscilações vinculadas a atividade do ENSO.

7. Considerações Finais

Novos registros da porção central da monção são necessários para tentar replicar e fortalecer os registros existentes na periferia do SMAS, para poder analisar a variabilidade espacial da monção no decorrer do tempo. O registro da SMT preenche uma lacuna, oferecendo um registro robusto para a região central do Brasil, cobrindo os últimos 16 mil anos de forma contínua (sem hiatos deposicionais). O registro da SMT16 apresenta um bom modelo de idade, aliado a *proxies* de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Quando integrado com interpretações existentes de outros espeleotemas e outros registros (lagos, palinóforos e testemunhos marinhos), fornecem informações sobre a evolução do SMAS. Dessa forma, pudemos tecer algumas conclusões descritas a seguir.

Em relação à geologia local e amostras de espeleotemas:

- O espeleotema SMT16, proveniente da Caverna São Mateus, apresenta textura acicular, é composto por aragonita, concordante com a composição cálcio-magnésiana da rocha encaixante da cavidade. Esta mineralogia propicia altos teores de urânio, que resultou em bons resultados geocronológicos.
- A rocha encaixante é compacta, com baixa porosidade primária. O maciço carbonático na área encontra-se levemente deformado, e apresenta intercalações com camadas pelíticas, que podem contribuir na forma de movimentação da água no epicarste e na assinatura isotópica da água (principalmente em relação ao estrôncio).
- O solo sobre a cavidade é rico em Si e Al, além de Mg, Fe, Ca e Na em menor quantidade, evidenciando processo de lixiviação do perfil de solo.
- Os espeleotemas coletados cobrem aproximadamente os últimos 16 mil anos e o intervalo entre 60 e 80 mil anos, com outras poucas amostras crescendo intermitentemente em outros períodos. Foi escolhido trabalhar com a amostra SMT16, que cresceu sem hiatos deposicionais durante os últimos 15.714 anos AP, apresentando um robusto modelo de idade baseado em 27 dados geocronológicos ao longo dos 470mm do espeleotema.

Em relação ao período Deglacial (de 16 a 10 mil anos AP):

- Estão registrados os eventos milenares H1, B-A, e YD, períodos úmido – seco – úmido, respectivamente.
- Apenas a fase final do H1 consta no registro, com o máximo de precipitação ocorrendo em 15.2ka, durante a fase mais jovem do evento, coincidente com o posicionamento mais ao sul da ZCIT registrado em sedimentos marinhos localizados no extremo norte do continente.

- Valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais depletados na LSF em relação à SMT sugerem efeito de *rainfall upstream* controlando os isótopos de oxigênio nos registros sobre influência da ZCAS.
- $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ variam em fase, se desacoplando apenas durante o B-A, possivelmente devido à intensificação de processos de PAP/PCP. Interação rocha-água não parece ser fator predominante no controle dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ durante este evento, pois a rocha encaixante apresenta valores mais enriquecidos, além da característica de fluxo difuso e TC constante do gotejamento, onde o tempo de residência da água permanece relativamente constante.
- Durante o deglacial ocorrem os valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos de todo o registro, podendo sugerir intensa produtividade biológica do solo ou vegetação densa, de acordo com valores depletados de $\delta^{18}\text{O}$, indicando intensa atividade convectiva no SMAS. Entretanto, registros de palinórfos na região atestam baixa diversidade de pólenes e predomínio de gramíneas, não suportando a ideia de vegetação densa. O carbono pode ter sido modulado por circulação atmosférica e equilíbrio com o ar da cavidade. O Rio São Mateus possivelmente encontrava-se em um nível acima do atual, mais próximo da entrada do Salão dos Setecentos, e possivelmente apresentava maior vazão devido à intensificação do SMAS, causando maior ventilação da caverna. Existem evidências de inundação e depósitos siliciclásticos no salão, hoje localizado bem acima do nível do rio.
- Menores valores de $\delta^{234}\text{U}$ suportam a ideia de menor interação água-rocha (menor tempo de residência), de acordo com registro de período mais úmido dos dados de $\delta^{18}\text{O}$.
- O YD está registrado, porém com duração mais longa e início e fim mais gradual, em relação à terminação do evento nos registros de temperatura do hemisfério norte. Esta resposta mais gradual é condizente com outras *proxies* hidroclimáticas.
- O predomínio de teleconexões com o hemisfério norte das oscilações milenares durante o período deglacial é condizente com outros registros paleoclimáticos da América do Sul.
- A SMT16 encontra-se provavelmente em região de transição entre regimes climáticos, sofrendo influência da ZCIT quando esta estava anormalmente à sul provocando clima úmido no nordeste, assim como sob influência da ZCAS durante da estação de verão. A coalescência destas feições climáticas podem afetar a duração da estação chuvosa, impactando a vegetação.

Em relação ao Holoceno (de 10 mil anos até o recente):

- A principal característica do registro da SMT16 é uma tendência lenta e gradual para valores maiores de $\delta^{18}\text{O}$, indicando um enfraquecimento do SMAS durante o

Holoceno, evidenciando uma semelhança do registro do GO com os registros da região do nordeste brasileiro.

- Dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{234}\text{U}$ suportam a ideia de redução de umidade no decorrer do Holoceno, evidenciada por maior tempo de residência e maior interação rocha-água, refletido em valores menos radiogênicos de estrôncio e maior contribuição de ^{234}U para a solução.
- Aumento constante, lento e gradual da taxa de crescimento indica que a precipitação do espeleotema é independente do enfraquecimento do SMAS. Isto sugere que o espeleotema foi continuamente alimentado pelo aquífero do epicarste mesmo em condições relativamente mais secas.
- É notável a resposta na precipitação aos eventos Bond, principalmente os eventos Bond 6, 4, 3, 1 e o 0, de acordo com mecanismo de teleconexão com o hemisfério norte, através do acoplamento da circulação oceânica e atmosférica, resultando na intensificação do SMAS.
- Diversos eventos abruptos ocorreram durante o Holoceno. Eventos úmidos proeminentes ocorreram em 9.7; 9.5; 8.7; 8.2; 7.6; 7.1; 7.0; 6.0; 5.9; 5.3; 4.8; 4.6; 3.7; 3.19; 2.9; 2.7; 2.2; 1.6; 1.3; 0.7 e 0.3 mil anos, enquanto que os eventos de secas mais proeminentes ocorreram em 9.8; 8.5; 7.8; 7.4; 7.3; 7.0; 6.8; 6.2; 4.5; 4.4; 4.1; 3.5; 2.3; 1.5; 1.3; 1.1; 0.9; 0.4 e 0.2 mil anos.
- O perfil isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ apresenta tendências de longo prazo menos proeminentes, similar a outros registros localizados em regiões sobre constante influência da ZCAS, como o registro da caverna do Tamboril, da Lapa Sem Fim e da Lapa Grande.
- Até 6ka, com o posicionamento da ZCIT à norte e o SMAS enfraquecido, o registro da SMT, assim como o da LG, se assemelham aos registros do nordeste. A baixa atividade convectiva sobre a bacia amazônica induz uma fraca subsidência sobre o nordeste, permitindo assim precipitação nesta região, associada a uma retração na ZCAS.
- A partir de 6ka, com aumento da insolação no hemisfério sul e o fortalecimento do SMAS, a intensa atividade convectiva sobre a bacia amazônica induz à subsidência no nordeste, impedindo a precipitação, observado tanto no registro da SMT16 quanto no da caverna Paraíso no leste da Amazônia. A região da LG começa a receber mais umidade da ZCAS, concordante com o fortalecimento e expansão da mesma, contudo a SMT, localizada na borda nordeste da ZCAS, aparenta certa influência da subsidência do nordeste, registrada na tendência geral de diminuição de precipitação, possivelmente relacionada a uma menor influência da ZCAS durante o Holoceno. Isso posiciona a zona de transição entre a LG e a SMT.

- O evento 8.2 é registrado com duração de 180 anos e amplitude equivalente a metade do YD, em concordância com outros registros deste evento no continente, sendo caracterizado como um evento úmido de intensa atividade do SMAS.
- O Holoceno médio não foi o período mais seco dos últimos 10 mil anos na SMT. Contudo, este intervalo representa uma transição no ciclo do carbono, com uma queda abrupta de valores mais enriquecidos para valores mais negativos no perfil de $\delta^{13}\text{C}_{\text{espelco}}$. Esta transição sugere a expansão de vegetação do tipo Cerrado, com extrato lenhosos além do extrato herbáceo.
- Dados de palinóforos da região central do Brasil sugerem o predomínio de gramíneas no início do Holoceno, condizente com valores mais enriquecidos de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT16. Maior abundância de pólen arbóreo ocorre a partir de 6ka, coincidente com valores mais depletados de $\delta^{13}\text{C}$ da SMT. Interpretamos os valores mais depletados de carbono da SMT16 como uma resposta ao aumento na proporção de plantas C3:C4 como resposta à instalação de vegetação lenhosa adaptada para longas estações secas (Cerrado), devido ao enfraquecimento do SMAS na região de transição entre o semiárido e zona de influência da ZCAS. Sugere-se que fatores edáficos que controlaram a evolução da vegetação na região, não somente a disponibilidade de água.
- A Anomalia Climática Medieval é caracterizada por dois eventos secos separados por um proeminente evento abrupto úmido, por volta de 1250AD. A pequena idade do gelo (LIA) não é evidenciada no perfil de oxigênio. Contudo, ambos os eventos são caracterizados por anomalias no perfil de carbono, possivelmente associadas com resposta da vegetação e/ou produtividade do solo em resposta a diminuição (aumento) da precipitação local.

1. Referências Bibliográficas

- Aimola, L., Moura, M., 2016. A Influência da Circulação de Revolvimento Meridional do Atlântico na Definição da Posição Média da ZCIT ao Norte do Equador. Uma Revisão. *Rev. Bras. Meteorol.* 31, 555–563. <https://doi.org/10.1590/0102-7786312314b20150059>
- Alizadeh, K., Cohen, M., Behling, H., 2015. Origin and dynamics of the northern South American coastal savanna belt during the Holocene - the role of climate, sea-level, fire and humans. *Quat. Sci. Rev.* 122, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.05.009>
- Allegre, C.J., 2008. Isotope Geology. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511809323>
- Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quat. Sci. Rev.* 19, 213–226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)
- Alley, R.B., Ágústsdóttir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1123–1149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004>
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.A., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology* 25, 483–486. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2)
- Alvarenga, C.J.S., Giustina, M.E.S. Della, Silva, N.G.C., Santos, R.V., Gioia, S.M.C.L., Guimarães, E.M., Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2007. Variações de isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós glaciação Jequitaiá (Esturtiano) na região Bezerra-Formosa, Goiás. *Rev. Bras. Geociências* 34, 999–1007.
- Apóstegui, J., Cruz, F.W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R. V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho, E., Santini, W., 2014. Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. *Clim. Past* 10. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1967-2014>
- Bahr, A., Hoffmann, J., Schönfeld, J., Schmidt, M.W., Nürnberg, D., Batenburg, S.J., Voigt, S., 2018. Low-latitude expressions of high-latitude forcing during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas in northern South America. *Glob. Planet. Change* 160, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.008>
- Bailer, L., 2009. The evidence for and against astronomical impacts on climate change and mass extinctions : a review 8, 213–239. <https://doi.org/10.1017/S147355040999005X>
- Bajo, P., Hellstrom, J., Frisia, S., Drysdale, R., Black, J., Woodhead, J., Borsato, A., Zanchetta, G., Wallace, M.W., Regattieri, E., Haese, R., 2016. “Cryptic” diagenesis and its implications for speleothem geochronologies. *Quat. Sci. Rev.* 148. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.020>
- Baker, P.A., Rigsby, C.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Lowenstein, T.K., Bacher, N.P., Veliz, C., 2001a. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature* 409, 698–701.
- Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P., 2001b. The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science* (80-.). 291, 640–644.
- Banner, J.L., 2004. Radiogenic isotopes: Systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Rev.* [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00086-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00086-2)
- Banner, J.L., Musgrove, M., Asmerom, Y., Edwards, R.L., Hoff, J.A., 1996. High-resolution temporal record of Holocene ground-water chemistry: Tracing links between climate and hydrology. *Geology* 24, 1049–1053.
- Barber, D.C., Dyke, a., Hillaire-Marcel, C., Jennings, a. E., Andrews, J.T., Kerwin, M. W.,

- Bilodeau, B., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344–348. <https://doi.org/10.1038/22504>
- Barberi, M., 2001. Mudanças paleoambientais na região dos cerrados do planalto central durante o Quaternário tardio: O estudo da Lagoa Bonita, DF. Universidade de São Paulo.
- Barberi, M., Salgado-Labouriau, M.L., Suguio, K., 2000. Paleovegetation and paleoclimate of “Vereda de Aguas Emendadas”, central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 241–254. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00022-5)
- Behling, H., 1995. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history *. *J. Paleolimnol.* 14, 253–268.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.* 10, 297–317.
- Berger, W.H., 2002. Cesare Emiliani (1922–1995), pioneer of Ice Age studies and oxygen isotope stratigraphy. *Comptes Rendus Palevol* 1, 479–487. [https://doi.org/10.1016/S1631-0683\(02\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0683(02)00073-8)
- Berkehamer, M., Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F.S.R., Yoshimura, K., 2012. An abrupt shift in the Indian Monsoon 4,000 years ago. *Geophys. Monogr. Ser.* 198, 75–87. <https://doi.org/10.1029/2012GM001207>
- 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., Auler, A.S., 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 450, 186–196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>
- Björck, S., 2013. Younger Dryas Oscillation, Global Evidence, in: Scott, E. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier B.V., pp. 1985–1993. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00016-9>
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on north atlantic climate during the Holocene. *Science* (80-.). 294, 2130–2136. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* (80-.). 278, 1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bradbury, J.P., Leyden, B., Salgado-Labouriau, M., Lewis, W.M., Schubert, C., Binford, M.W., Frey, D.G., Whitehead, D.R., Weibezahn, F.H., 1981. Late Quaternary Environmental History of Lake Valencia, Venezuela. *Science* (80-.). 214, 1299–1305.
- Bragg, W.L., 1924. The Structure of Aragonite. The Royal Society, London, pp. 16–39. <https://doi.org/10.1098/rspa.1924.0002>
- Brand, W.A., Coplen, T.B., Vogl, J., Rosner, M., Prohaska, T., 2014. Assessment of international reference materials for isotope-ratio analysis (IUPAC Technical Report) 1. <https://doi.org/10.1515/pac-2013-1023>
- BRASIL, 1982. Projeto RADAMBRASIL Folha SD.23 Brasília; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.
- Broecker, wallace S., 1994. MASSIVE ICEBERG DISCHARGES AS TRIGGERS FOR GLOBAL CLIMATE CHANGE. *Nature* 372, 421–424.
- Burton, E.A., Walter, L.M., Burton, E.A., Walter, L.M., 1987. Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<111](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<111)

- Bustamante, M.G., Cruz, F.W., Vuille, M., Apaéstegui, J., Strikis, N., Panizo, G., Novello, F. V., Deininger, M., Sifeddine, A., Cheng, H., Moquet, J.S., Guyot, J.L., Santos, R. V., Segura, H., Edwards, R.L., 2016. Holocene changes in monsoon precipitation in the Andes of NE Peru based on $\delta^{18}\text{O}$ speleothem records. *Quat. Sci. Rev.* 146, 274–287. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.023>
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Rev. Bras. Geociências* 27, 269–282.
- Cardoso, M.R.D., Marcuzzo, F.F.N., Barros, J.R., 2014. CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA DE KÖPPEN-GEIGER PARA O ESTADO DE GOIÁS E O DISTRITO FEDERAL. *ACTA Geográfica* 8, 40–55. <https://doi.org/10.5654/actageo2014.0004.0016>
- Carvalho, M.Â.V. de, Oyama, M.D., 2013. Variabilidade da largura e intensidade da zona de convergência intertropical atlântica: aspectos observacionais. *Rev. Bras. Meteorol.* 28, 305–316.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Clim.* 17, 88–108. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2)
- Caspi, E.N., Pokroy, B., Lee, P.L., Quintana, J.P., Zolotoyabko, E., 2005. On the structure of aragonite. *Acta Crystallogr. Sect. B Struct. Sci.* <https://doi.org/10.1107/S0108768105005240>
- Castilhos, W. Fenômenos climáticos extremos e conectados. Disponível em: <http://agencia.fapesp.br/fenomenos-climaticos-extremos-e-conectados-/16442/>, acessado em 09/04/2019.
- CBHSF, 2016. Plano de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco.
- CECAV, 2009. Mapa das Províncias Espeleológicas do Brasil.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., Macfadden, B.J., Leakey, M.G., Quade, J., Eisenmann, V., Ehleringer, J.R., 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature* 389, 153–158.
- CEU – Centro Excursionista Universitário. Lapa São Mateus III. São Domingos – GO. Mapa Topográfico BCRA – 4C. Escala 1:2000. I. Karmann, J.C. Setubal, P.C. Boggiani (cartógrafos). São Paulo 1974-1979.
- Chen, Z.-Q., Joachimski, M., Montañez, I., Isbell, J., 2014. Deep time climatic and environmental extremes and ecosystem response: An introduction. *Gondwana Res.* 25, 1289–1293. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.01.010>
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., Asmerom, Y., 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem. Geol.* 169, 17–33.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Wang, Y., Kong, X., Ming, Y., Kelly, M.J., Wang, X., Gallup, C.D., Liu, W., 2006. A penultimate glacial monsoon record from Hulu Cave and two-phase glacial terminations. *Geology* 34, 217–220. <https://doi.org/10.1130/G22289.1>
- Cheng, H., Fleitmann, D., Edwards, R.L., Wang, X., Cruz, F.W., Auler, A.S., Mangini, A., Wang, Y., Kong, X., Burns, S.J., Matter, A., 2009. Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from $\delta^{18}\text{O}$ records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. *Geology* 37, 1007–1010. <https://doi.org/10.1130/G30126A.1>
- 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., Calvin Alexander, E., 2013a. 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006>
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., D’Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S.,

- 2013b. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4, 1411. <https://doi.org/10.1038/ncomms2415>
- Coplen, T.B., 1995. Discontinuance of SMOW and PDB. *Nature* 285.
- Cosford, J., Qing, H., Eglinton, B., Matthey, D., Yuan, D., Zhang, M., Cheng, H., 2008. East Asian monsoon variability since the Mid-Holocene recorded in a high-resolution, absolute-dated aragonite speleothem from eastern China. *Earth Planet. Sci. Lett.* <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.018>
- CPC – *Climate Prediction Center* (NOAA). (2018) Cold & Warm episodes by Season. At Historical El Niño / La Niña episodes (1950 – present). Disponível em http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Acessado em 31/12/2018.
- CPRM, 2011. Mapa Isoietas dos Totais Trimestrais, meses de Novembro, Dezembro e Janeiro de 1977 a 2006. Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil. Escala 1:5.000.000. Setembro 2011. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Hidrologia/Mapas-e-Publicacoes/Atlas-Pluviometrico-do-Brasil-1351.html>. Acessado em: 27/01/2016.
- CPRM, n.d. Descrição das Unidades Litoestratigráficas do Estado de Goiás e do Distrito Federal, in: *Geologia e Recursos Minerais Do Estado de Goiás e Do Distrito Federal*. pp. 33–83.
- CPRM, n.d. Geomorfologia, in: *Geologia e Recursos Minerais Do Estado de Goiás e Do Distrito Federal*. pp. 15–18.
- CPTEC 2018 a. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Glossário: Princípios de Meteorologia e Meio ambiente. Projeto parceira CNPq/CPTEC/INPE “Desenvolvimento de material de estudo dos princípios de meteorologia e meio ambiente para estudantes, professores e meios de comunicações”, elaborado por Lívia Teixeira, com apoio de Ana Paulo Tavares (WebDesigner) e Marcos Araújo (Web Master). Disponível em <https://www.cptec.inpe.br/glossario.shtml>. Acesso em 18/12/2018.
- CPTEC 2018 b. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. El Niño e La Niña. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>. Acesso em Dezembro/2018.
- Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 133–149. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90024-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90024-8)
- Crivellari, S., Chiessi, C.M., Kuhnert, H., Häggi, C., da Costa Portilho-Ramos, R., Zeng, J.Y., Zhang, Y., Schefuß, E., Mollenhauer, G., Hefter, J., Alexandre, F., Sampaio, G., Mulitza, S., 2018. Increased Amazon freshwater discharge during late Heinrich Stadial 1. *Quat. Sci. Rev.* 181. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.005>
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Jercinovic, M., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., 2007. 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, 2250–2263. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.02.005>
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Dias, P.L.S., Jr, O.V., 2005a. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63–65. <https://doi.org/10.1029/2000JB000050>
- Cruz, F.W., Karmann, I., Viana, O., Burns, S.J., Ferrari, J.A., Vuille, M., Sial, A.N., Moreira, M.Z., 2005b. Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chem. Geol.* 220, 245–262. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.04.001>
- Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S.J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H., 2009. Orbitally driven east–west antiphasing of

- South American precipitation. *Nat. Geosci.* 2, 210–214. <https://doi.org/10.1038/ngeo444>
- Cruz Jr, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., 2006. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 495–507. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.019>
- Daley, T.J., Thomas, E.R., Holmes, J.A., Street-Perrott, F.A., Chapman, M.R., Tindall, J.C., Valdes, P.J., Loader, N.J., Marshall, J.D., Wolff, E.W., Hopley, P.J., Atkinson, T., Barber, K.E., Fisher, E.H., Robertson, I., Hughes, P.D.M., Roberts, C.N., 2011. The 8200yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Glob. Planet. Change* 79, 288–302. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.006>
- Dansgaard, B.W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus XVI* 4, 436–468.
- Dardenne, M.A., 2000. The Brasília Fold Belt, in: *Tectonic Evolution of South America*. pp. 231–263.
- Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central, in: *Anais Do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*. Recife, pp. 597–610.
- Dawson, T. E. & Siegwolf, R. T. W. Using Stable Isotopes as Indicators, Tracers, and Recorders of Ecological Change: Some Context and Background. In: DAWSON, T. E. & SIEGWOLF R. T. W. (editors) *Stable isotopes as indicators of Ecological Change*. Elsevier Academic Press, First edition, 2007 p.: 3 – 18
- Deininger, M., Ward, B.M., Novello, V.F., Cruz, F.W., 2019. Late Quaternary Variations in the South American Monsoon System as Inferred by Speleothems – New Perspectives Using the SISAL Database. *Quaternary* 2, 1–22. <https://doi.org/10.20944/PREPRINTS201810.0094.V1>
- Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L.C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K.A., Röhl, U., Laj, C., Cane, M.A., Sigman, D.M., Haug, G.H., 2013. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nat. Geosci.* 6. <https://doi.org/10.1038/ngeo1712>
- Dixit, Y., Hodell, D.A., Sinha, R., Petrie, C.A., 2014. Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyrB.P. *Earth Planet. Sci. Lett.* 391, 16–23. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.026>
- Dorale, J.A., Liu, Z., 2009. Limitations of hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *J. Cave Karst Stud.* 71, 73–80. <https://doi.org/PNR61>
- Dreybrodt, W., Scholz, D., 2011. Climatic dependence of stable carbon and oxygen isotope signals recorded in speleothems: From soil water to speleothem calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 734–752. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.002>
- Dupont, L.M., Schulütz, F., Ewah, C.T., Jennerjahn, T.C., Paul, A., Behling, H., 2010. Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1. *Glob. Chang. Biol.* 16, 1647–1660. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02023.x>
- Eastoe, C.J., Dettman, D.L., 2016. Isotope amount effects in hydrologic and climate reconstructions of monsoon climates: Implications of some long-term data sets for precipitation. *Chem. Geol.* 430, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.022>
- Edwards, R.L., Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1987. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 175–192. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90154-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90154-3)
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures1. *J. Geol.* 63, 538–578.
- Fairchild, I.J., Baker, A., 2012. *Speleothem Science: From process to past environments*, *Speleothem Science: From Process to Past Environments*. Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444361094>

- Fairchild, I.J., Frisia, S., 2014. Definition of the Anthropocene: a view from the underworld. *A Stratigr. Basis Anthr.* 395, 239–254. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1144/SP395.7>
- Fairchild, I.J., Frisia, S., Borsato, A., Tooth, A.F., 2006. Speleothems, in: Nash, D.J., McLaren, S.J. (Eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwells, Oxford, pp. 200–245. <https://doi.org/10.1002/9780470712917.ch7>
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spo, C., Matthey, D., McDermott, F., E.I.M.F., 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Rev.* 75, 105–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.003>
- Faquim, A.C. da S., Zancopé, M.H. de C., Cherem, L.F.S., 2017. Sediment transport potential of contributing basins of Terra Ronca's karst system. *Bol. Goiano Geogr.* 37, 447–463.
- Ferraz-Vicentini, K.R., Salgado-Labouriau, M.L., 1996. Palynological analysis of a palm swamp in Central Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 207–219.
- Ferreira, A.G., Mello, N.G. da S., 2005. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes Sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. *Rev. Bras. Climatol.* 1, 15–28.
- Finch, A.A., Shaw, P.A., Weedon, G.P., Holmgren, K., 2001. Trace element variation in speleothem aragonite: Potential for palaeoenvironmental reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00253-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00253-9)
- Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology, *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Friedman, I., Neil, J.O., Cebula, G., 1982. Two New Carbonate Stable -Isotope Standards. *Geostand. Newsl.* 6, 11–12.
- Frisia, S., Fairchild, I.J., Fohlmeister, J., Miorandi, R., Spötl, C., Borsato, A., 2011. Carbon mass-balance modelling and carbon isotope exchange processes in dynamic caves. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 380–400. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.10.021>
- Gan, M.A., Kousky, V.E., Ropelewski, C.F., 2004. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *J. Clim.* 17, 47–66. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0047:TSAMCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0047:TSAMCA>2.0.CO;2)
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281, 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gaspar, M.T.P., 2006. Sistema Aquífero Urucuia: Caracterização Regional e Propostas de Gestão.
- Gibbard, P. (2018). Formal subdivision of the Holocene Series /Epoch. Available at: <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-news-and-meetings/125-formal-subdivision-of-the-holocene-series-epoch>. Published 19/06/2018, assessed on 05/11/2018.
- Goiás, G. do E. de, 1996a. DECRETO N° 4.700, DE 21 DE AGOSTO DE 1996.
- Goiás, G. do E. de, 1996b. DECRETO N° 4.666, DE 16 DE ABRIL DE 1996.
- Goiás, G. do E. de, 1989. LEI N° 10.879, DE 07 DE JULHO DE 1989.
- Graham, A.G.C., Kuhn, G., Meisel, O., Hillenbrand, C., Hodgson, D.A., Ehrmann, W., Wacker, L., Wintersteller, P., Ferreira, C. dos S., Römer, M., White, D., Bohrmann, G., 2017. Major advance of South Georgia glaciers during the Antarctic Cold Reversal following extensive sub-Antarctic glaciation. *Nat. Commun.* 8, 1–15. <https://doi.org/10.1038/ncomms14798>
- Guacaneme, C., Babinski, M., Paula-Santos, G.M. de, Pedrosa-Soares, A.C., 2017. C, O, and Sr isotopic variations in Neoproterozoic-Cambrian carbonate rocks from Sete Lagoas Formation (Bambuú Group), in the Southern São Francisco Basin, Brazil. *Brazilian J. Geol.* 47, 521–543. <https://doi.org/10.1590/2317>

- Halicz, L., Segal, I., Fruchter, N., Stein, M., Lazar, B., 2008. Strontium stable isotopes fractionate in the soil environments? *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 406–411. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.005>
- Haridasan, M., 2000. Nutrição mineral de plantas nativas do cerrado. *Rev. Bras. Fisiol. Veg.* 12, 54–64.
- Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P., Ford, D.C., 1978. Late Pleistocene Paleoclimates of North America as Inferred from Stable Isotope Studies of Speleothems. *Quat. Res.* 9, 54–70.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* (80-.). 293, 1304–1309. <https://doi.org/10.1126/science.290.5500.2285>
- Head, M.J., Gibbard, P.L., 2015. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. *Quat. Int.* 383, 4–35. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.039>
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.* 29, 142–152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Hellstrom, J., 2006. U-Th dating of speleothems with high initial ^{230}Th using stratigraphical constraint. *Quat. Geochronol.* 1, 289–295. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.01.004>
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42, 1–43. <https://doi.org/10.1029/2003RG000128.1> INTRODUCTION
- Hendy, C.H., 1971. The isotopic geochemistry of speleothems-I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 801–824. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(71\)90127-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(71)90127-X)
- Hodell, D.A., Nicholl, J.A., Bontognali, T.R.R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J.A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mlonek-Vautravers, M.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Röhl, U., 2017. Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography* 32, 284–303. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>
- Hoffmann, D.L., Rogerson, M., Spötl, C., Luetscher, M., Vance, D., Osborne, A.H., Fello, N.M., Moseley, G.E., 2016. Timing and causes of North African wet phases during the last glacial period and implications for modern human migration. *Sci. Rep.* 6, 1–7. <https://doi.org/10.1038/srep36367>
- Hollingsworth, E., Brahana, V., Inlander, E., Slay, M., 2008. Karst regions of the world (KROW): Global Karst Datasets and Maps to Advance the Protection of Karst Species and Habitats Worldwide, in: US Geological Survey Karst Interest Group Proceedings. Bowling Green, Kentucky, pp. 17–24.
- Huang, W., Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Shen, C.C., Liu, D., Shao, Q., Deng, C., Zhang, Z., Wang, Q., 2016. Multi-scale Holocene Asian monsoon variability deduced from a twin-stalagmite record in southwestern China. *Quat. Res. (United States)* 86. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2016.05.001>
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Peterson, L.C., Trumbore, S., 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature* 380, 51–54.
- IBGE, 1995. Zoneamento Geoambiental e Agroecológico do Estado de Goiás: Região Nordeste. Rio de Janeiro.
- IAEA/WMO (2018). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Disponível em: <http://www.iaea.org/water>. Acessado em Dezembro/2018.
- Isola, I., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Regattieri, E., Bini, M., Bajo, P., Hellstrom, J.C., Baneschi, I., Lionello, P., Woodhead, J., Greig, A., 2018. The 4.2 ka BP event in the Central

- Mediterranean: New data from Crochia speleothems (Apuan Alps, central Italy). *Clim. Past Discuss.* in review. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-2018-127>
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., A.M.Essling, 1971. Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys. Rev.* 4, 1889–1906.
- Jamieson, R.A., Baldini, J.U.L., Brett, M.J., Taylor, J., Ridley, H.E., Ottley, C.J., Pruffer, K.M., Wassenburg, J.A., Scholz, D., Breitenbach, S.F.M., 2016. Intra- and inter-annual uranium concentration variability in a Belizean stalagmite controlled by prior aragonite precipitation: A new tool for reconstructing hydro-climate using aragonitic speleothems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 190. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.06.037>
- Jomelli, V., Favier, V., Vuille, M., Braucher, R., Martin, L., Blard, P.-H., Colose, C., Brunstein, D., He, F., Khodri, M., Bourlès, D.L., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., Ceballos, J.L., Fonseca, H., Liu, Z., Otto-Bliesner, B.L., 2014. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Lett. to Nat.* 513, 224–228. <https://doi.org/10.1038/nature13546>
- Jones, C., Carvalho, L.M.V., 2002. Active and break phases in the South American monsoon system. *J. Clim.* 15, 905–914. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2)
- Jorgetti, T., da Silva Dias, P.L., de Freitas, E.D., 2014. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. *Clim. Dyn.* 42, 3077–3086. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1998-z>
- Kaniewski, D., Marriner, N., Cheddadi, R., Guiot, J., Van Campo, E., 2018. The 4.2 ka BP event in the Levant. *Clim. Past* 14, 1529–1542. <https://doi.org/10.5194/cp-2018-82>
- Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H., Edwards, R.L., Vuille, M., 2013. 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.008>
- Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Yi, L., Li, X., Zhang, H., Li, H., Ning, Y., Edwards, R.L., 2017. The Indian monsoon variability and civilization changes in the Indian subcontinent. *Sci. Adv.* 3. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1701296>
- Kaufman, A., Wasserburg, G.J., Porcelli, D., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Halicz, L., 1998. U-Th isotope systematics from the Soreq cave, Israel and climatic correlations. *Earth Planet. Sci. Lett.* 156, 141–155.
- Kiang, C.H., Silva, F. de P. e, 2015. Contribuição ao arcabouço geológico do sistema aquífero urucuia. *Geociencias* 34, 872–882.
- Kim, J.H., Schneider, R.R., Hebbeln, D., Müller, P.J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quat. Sci. Rev.* 21, 2085–2097. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00012-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00012-4)
- Kluge, R.A., Tezotto-uliana, J. V, Silva, P.P.M., 2015. Aspectos Fisiológicos e Ambientais da Fotossíntese. *Rev. Virtual Química* 7, 56–73. <https://doi.org/10.5935/1984-6835.20150004>
- Köhler, P., Knorr, G., Buiron, D., Laurantou, A., Chappellaz, J., 2011. Abrupt rise in atmospheric CO₂ at the onset of the Boølling/ Allerød: In-situ ice core data versus true atmospheric signals. *Clim. Past* 7, 473–486. <https://doi.org/10.5194/cp-7-473-2011>
- Kousky, V.E., Gan, M.A., 1981. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus* 33, 538–551. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v33i6.10775>
- Krabbenhöft, A.; Stable Strontium Isotope ($\delta^{88}/\delta^{86}\text{Sr}$) Fractionation in the Marine Realm: A Pilot Study. 2011. 128 P. Doctor Thesis, der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 2011.

- Lachniet, M.S., 2015. Are aragonite stalagmites reliable paleoclimate proxies? Tests for oxygen isotope time-series replication and equilibrium. *Bull. Geol. Soc. Am.* 127. <https://doi.org/10.1130/B31161.1>
- Lachniet, M.S., 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quat. Sci. Rev.* 28, 412–432. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.021>
- Lachniet, M.S., Asmerom, Y., Polyak, V., Pablo, J., 2017. Two millennia of Mesoamerican monsoon variability driven by Pacific and Atlantic synergistic forcing. *Quat. Sci. Rev.* 155, 100–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.012>
- Lamb, H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1, 13–37. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(65\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(65)90004-0)
- Ledru, M.-P., 1993. Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quat. Res.* 90–98.
- Ledru, M., Braga, P.I.S., Soubis, F., Fournier, M., Martin, L., Suguio, K., Turcq, B., 1996. The last 50000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of the vegetation and climate. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecol.* 123, 239–257.
- Lenters, J.D., Cook, K.H., 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *J. Atmos. Sci.* 54, 656–678. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2)
- Lino, C. F. 2017. *Províncias Espeleológicas Brasileiras*. <http://www.tecsi.fea.usp.br/eventos/contecsi2004/BrasilEmfoco/port/meioamb/ecossist/caverna/pespeleo/index.htm>). Acesso em Abril/2017.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B.L., He, F., Brady, E.C., Tomas, R., Clark, P.U., Carlson, A.E., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., Cheng, J., 2009. Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. *Science* (80-.). 325, 310–315.
- Machado, M.C., 2013. *Metodologias Isotópicas de Sr87Sr86, dC13 e dO18 em Estudos Geológicos e Arqueológicos*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mahaney, W.C., Milner, M.W., Kalm, V., Dirszowsky, R.W., Hancock, R.G. V, Beukens, R.P., 2008. Evidence for a Younger Dryas glacial advance in the Andes of northwestern Venezuela. *Geomorphology* 96, 199–211. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.002>
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millenium: interferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 759–762.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* (80-.). 326, 1256–1259.
- Marcuzzo, F.F.N., Romero, V., 2013. Influência do El Niño e La Niña na precipitação máxima diária do Estado de Goiás. *Rev. Bras. Meteorol.* 28, 429–440. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862013000400009>
- Marimon Junior, B.H., Haridasan, M., 2005. Comparação da vegetação arbórea e características edáficas de um cerradão e um cerrado sensu stricto em áreas adjacentes sobre solo distrófico no leste de Mato Grosso, Brasil. *Acta Bot. Brasilica* 19, 913–926. <https://doi.org/10.1590/S0102-33062005000400026>
- Marino, G., Rohling, E.J., Rodríguez-Sanz, L., Grant, K.M., Heslop, D., Roberts, A.P., Stanford, J.D., Yu, J., 2015. Bipolar seesaw control on last interglacial sea level. *Nature* 522, 197–201. <https://doi.org/10.1038/nature14499>
- Matteucci, M.B. de A., Nascimento, E.P. do, 2001. Entre o Sagrado e o Profano: A Romaria da Gruta de Terra Ronca (GO), in: 13th International Congress of Speleology 4th Speleological Congress of Latin América and Caribbean 26th Brazilian Congress of

Speleology.

- Matteucci, M.B., Soares Filho, J.N., Nascimento, E.P., 2001. Mapa e Roteiro Ecoturístico do Complexo de Cavernas do Parque Estadual de Terra Ronca - PEteR, in: 13th International Congress of Speleology 4th Speleological Congress of Latin América and Caribbean 26th Brazilian Congress of Speleology. pp. 689–694.
- McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review. *Quat. Sci. Rev.* 23, 901–918. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.021>
- Miller, E.K., Blum, J.D., Friedland, A.J., 1993. Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotopes. *Lett. to Nat.* 362, 3–6.
- 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., Santini, W., 2016. Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ records against hydroclimate instrumental records in Central Brazil. *Glob. Planet. Change* 139, 151–164. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.001>
- Morrill, C., Legrande, A.N., Renssen, H., Bakker, P., Otto-Bliesner, B.L., 2013. Model sensitivity to North Atlantic freshwater forcing at 8.2 ka. *Clim. Past* 9, 955–968. <https://doi.org/10.5194/cp-9-955-2013>
- Mosblech, N.A.S., Bush, M.B., Gosling, W.D., Hodell, D., Thomas, L., Calsteren, P. Van, Correa-metrio, A., Valencia, B.G., Curtis, J., Woesik, R. Van, 2012. North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age. *Nat. Geosci.* 5, 817–820. <https://doi.org/10.1038/ngeo1588>
- Mota, L., Scheel-Ybert, R., 2019. Landscape and firewood use in Toca do Boqueirão da Pedra Furada (Piauí, Brazil) during early and Mid-Holocene. *J. Archaeol. Sci. Reports* 23, 281–290. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.10.034>
- Nimer, E., 1989. CLIMATOLOGIA DO BRASIL, 2 edição. ed. IBGE - Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, Rio de Janeiro.
- NOAA. Earth Systems Research Laboratory, Global Monitoring Division, 2019. Stable and Radiocarbon Isotopes of Carbon Dioxide. Disponível em: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/outreach/isotopes/c13tellsus.html>. Acesso em: 01 de mar. de 2019.
- 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., Barreto, E.A.S., 2012. Multidecadal climate variability in Brazil's Nordeste during the last 3000 years based on speleothem isotope records. *Geophys. Res. Lett.* 39, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL053936>
- Novello, V.F., Cruz, F.W., Moquet, J.S., Vuille, M., Paula, M.S. De, Nunes, D., Edwards, R.L., 2018. Two millennia of South Atlantic Convergence Zone variability reconstructed from isotopic proxies. *Geophys. Res. Lett.* 45. <https://doi.org/10.1029/2017GL076838>
- Novello, V.F., Cruz, F.W., Vuille, M., Stríkis, N.M., Edwards, R.L., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M.S., Li, X., Barreto, E. de S., Karmann, I., Santos, R. V., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Sci. Rep.* 7. <https://doi.org/10.1038/srep44267>
- 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., Moquet, J.S., 2016. Centennial-scale solar forcing of the South American Monsoon System recorded in stalagmites. *Sci. Rep.* 6, 24762. <https://doi.org/10.1038/srep24762>
- Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J.M., Domínguez-Castro, F., García-Ruiz, J.M., Giralt, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J.I., López-Sáez, J.A., Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A.,

- Serrano, E., Tejedor, E., Trigo, R., Valero-Garcés, B., Vicente-Serrano, S.M., 2018. The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Science Rev.* 177, 175–208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010>
- Oliveira, P.E. De, Barreto, A.M.F., Suguio, K., 1999. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152, 319–337.
- Oster, J.L., Montañez, I.P., Guilderson, T.P., Sharp, W.D., Banner, J.L., 2010. Modeling speleothem $\delta^{13}\text{C}$ variability in a central Sierra Nevada cave using ^{14}C and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 5228–5242. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.030>
- Parizzi, M.G., Salgado-Labouriau, M.L., Kohler, H.C., 1998. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, southeastern Brazil. *The Holocene* 8, 311–321.
- Partin, J.W., Quinn, T.M., Shen, C.C., Okumura, Y., Cardenas, M.B., Siringan, F.P., Banner, J.L., Lin, K., Hu, H.M., Taylor, F.W., 2015. Gradual onset and recovery of the Younger Dryas abrupt climate event in the tropics. *Nat. Commun.* 6. <https://doi.org/10.1038/ncomms9061>
- Pedro, J.B., Bostock, H.C., Bitz, C.M., He, F., Vandergoes, M.J., Steig, E.J., Chase, B.M., Krause, C.E., Rasmussen, S.O., Markle, B.R., Cortese, G., 2016. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nat. Geosci.* 9. <https://doi.org/10.1038/NGEO2580>
- Pedro, J.B., Ommen, T.D. Van, Rasmussen, S.O., Morgan, V.I., Chappellaz, J., Moy, A.D., Masson-Delmotte, V., Delmotte, M., 2011. The last deglaciation: timing the bipolar seesaw. *Clim. Past* 7, 671–683. <https://doi.org/10.5194/cp-7-671-2011>
- Perrin, C., Prestimonaco, L., Servelle, G., Tilhac, R., Maury, M., Cabrol, P., 2014. Aragonite-Calcite Speleothems: Identifying Original and Diagenetic Features. *J. Sediment. Res.* 84, 245–269. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.17>
- Pirola, M., Bustos, S., Morales, M.R., Orgeira, M.J., Oxman, B.I., Tchilinguirian, P., Vásquez, C., 2018. The mid to late Holocene transition in Barrancas, Jujuy, Argentina: Regional climate change, local environments and archaeological implications. *J. Archaeol. Sci. Reports* 18, 722–738. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.06.019>
- Polyak, V.J., Asmerom, Y., Burns, S.J., Lachniet, M.S., 2012. Climatic backdrop to the terminal Pleistocene extinction of North American mammals. *Geology* 40, 1023–1026. <https://doi.org/10.1130/G33226.1>
- Prado, L.F., Wainer, I., Chiessi, C.M., 2013. Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. *The holocene* 23, 1915–1920. <https://doi.org/10.1177/0959683613505336>
- Putnam, A.E., Denton, G.H., Schaefer, J.M., Barrell, D.J.A., Andersen, B.G., Finkel, R.C., Schwartz, R., Doughty, A.M., Kaplan, M.R., Schlüchter, C., 2010. Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal. *Nat. Geosci.* 3, 700–704. <https://doi.org/10.1038/ngeo962>
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Railsback, L.B., Liang, F., Brook, G.A., Voarintsoa, N.R.G., Sletten, H.R., Marais, E., Hardt, B., Cheng, H., Edwards, R.L., 2018. The timing, two-pulsed nature, and variable climatic expression of the 4.2 ka event: A review and new high-resolution stalagmite data from Namibia. *Quat. Sci. Rev.* 186, 78–90. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.015>
- Railsback, B. 2018. Railsback's Geoscience Resources: Some Fundamentals of Mineralogy and Geochemistry. Disponível em

<http://www.gly.uga.edu/railsback/Fundamentals/SFMGSubstages01.pdf>. Acesso em 11/06/2018.

- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallenga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1907–1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>
- Reboita, M.S., Campos, B., Santos, T., Gan, M.A., Carvalho, V., 2017. Análise sinótica e numérica de um VCAN no Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geogr. Física* 10, 041–060.
- Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. da, Ambrizzi, T., 2010. REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA. *Rev. Bras. Meteorol.* 25, 185–204.
- Reboita, M.S., Krusche, N., Ambrizzi, T., Rocha, R.P. da, 2012. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. *Terra e Didat.* 8, 34–50.
- Reeder, R.J., Nugent, M., Lamble, G.M., Tait, C.D., Morris, D.E., 2000. Uranyl Incorporation into Calcite and Aragonite: XAFS and Luminescence Studies. *Environ. Sci. Technol.* 34, 638–644. <https://doi.org/10.1021/es990981j>
- Renssen, H., Goosse, H., Roche, D.M., Seppä, H., 2018. The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. *Quat. Sci. Rev.* 193. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.033>
- Richards, D.A., Dorale, J.A., 2003. Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems, in: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (Eds.), *Uranium-Series Geochemistry*. The Mineralogical Society of America, pp. 4086–460. <https://doi.org/10.2113/0520407>
- Riechelmann, S., Schröder-Ritzrau, A., Wassenburg, J.A., Schreuer, J., Richter, D.K., Riechelmann, D.F.C., Terente, M., Constantin, S., Mangini, A., Immenhauser, A., 2014. Physicochemical characteristics of drip waters: Influence on mineralogy and crystal morphology of recent cave carbonate precipitates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 145, 13–29. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.09.019>
- Rocha, P.R.R., Nascimento, C.T.C. do, Bernardi, J.V.E., 2017. CORRELAÇÃO ENTRE DADOS TOPOGRÁFICOS E PEDOLÓGICOS NA REGIÃO DO PARQUE ESTADUAL TERRA RONCA GOIÁS, in: Rasteiro, M.A., Teixeira-Silva, C.M., Lacerda, S.G. (Eds.), *Anais Do 34 Congresso Brasileiro de Espeleologia*. Sociedade Brasileira de Espeleologia, Ouro Preto, pp. 313–318.
- Rojas, M., Arias, P.A., Flores-Aqueveque, V., Seth, A., Vuille, M., 2016. The South American monsoon variability over the last millennium in climate models. *Clim. Past* 12. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1681-2016>
- Roland, C.L., 2018. Utilização de análises isotópicas multiproxy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $d^{234}\text{U}$, $d^{13}\text{C}$, $d^{18}\text{O}$) na reconstrução paleoclimática e paleoambiental do centro-leste do Brasil, norte de Minas Gerais. Universidade Federal Fluminense.
- Romero, V., Marcuzzo, F.F.N., Cardoso, M.R.D., 2014. Tendência do número de dias de chuva no estado de Goiás e a relação dos seus extremos com o índice oceânico niño. *Bol. Goiano Geogr.* 34, 567–584.

- Rossi, C., Lozano, R.P., 2016. Hydrochemical controls on aragonite versus calcite precipitation in cave dripwaters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 192, 70–96. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.07.021>
- Roy-Barman, M., Pons-Branchu, E., 2016. Improved U-Th dating of carbonates with high initial ^{230}Th using stratigraphical and coevality constraints. *Quat. Geochronol.* 32, 29–39. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.12.002>
- Rubbioli, E. (2013) São Mateus, Maio de 2013. Publicado em 17/06/2013. Disponível em: <https://blogdobambui.wordpress.com/category/topografia-2/>. Acessado em: Julho/2017.
- Ruddiman, William F., 2008. *Earth's Climate: Past and Future*, second ed. ed. W.H. Freeman and Company, New York.
- Sacramento Neto, O.B.; Escobar, G.C.J. ; Silva, P.E.D. Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos - CPTEC. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém do Pará. **Anais...** Belém do Pará, 2010
- Salgado-labouriau, M.L., 1997. Late Quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. *J. Quat. Sci.* 12, 371–379.
- Salgado-Labouriau, M.L., 1980. A pollen diagram of the pleistocene-Holocene Boundary of lake Valencia, Venezuela. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 30, 297–312.
- Salgado-Labouriau, M.L., Barberi, M., Ferraz-Vicentini, K.R., Parizzi, M.G., 1998. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. *Rev. Paleobotany Palynol.* 99, 115–129.
- Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H., Wefer, G., 2010. Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky. *Quat. Sci. Rev.* 29, 680–695. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.013>
- Santos, H.G.; Jacomine, P.K.T.; Anjos, L.H.C.; Oliveira, V.A. ; Lumbresas, J.F.; Coelho, M.R.; Almeida, J.A.; Cunha, T.J.F.; Oliveira, J.B. Sistema brasileiro de classificação de solos. 5.ed. Brasília: Embrapa, 2018. 353p.
- Santos, H.G. dos, Oliveira, J.B. de, Lumbresas, J.F., Anjos, L.H.C. dos, Coelho, M.R., Jacomine, P.K.T., Cunha, T.J.F., Oliveira, V.Á. de, 2013. Cambissolos, in: Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. EMBRAPA, Brasília - DF, p. 353.
- SBE – Sociedade Brasileira de Espeleologia (2018) As maiores cavernas do Brasil. Disponível em: http://www.sbe.com.br/cavernas_maiores.asp. Acesso em Abril/2018.
- Scatigna, A.V., Amaral, A.G., Munhoz, C.B.R., Souza, V.C., Simões, A.O., 2016. The rediscovery of *Philcoxia goiasensis* (Plantaginaceae): lectotypification and notes on morphology, distribution and conservation of a threatened carnivorous species from the Serra Geral de Goiás, Brazil. *Kew Bull.* 71, 1–7. <https://doi.org/10.1007/s12225-016-9653-6>
- Scholz, D., Hoffmann, D.L., 2011. StalAge - An algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quat. Geochronol.* 6, 369–382. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.02.002>
- Scholz, D., Tolzmann, J., Hoffmann, D.L., Jochum, K.P., Spötl, C., Riechelmann, D.F.C., 2014. Diagenesis of speleothems and its effect on the accuracy of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -ages. *Chem. Geol.* 387, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.08.005>
- Schurer, A.P., Tett, S.F.B., Hegerl, G.C., 2014. Small influence of solar variability on climate over the past millennium. *Nat. Geosci.* 7, 104–108. <https://doi.org/10.1038/ngeo2040>
- Servant, M., Maley, J., Turcq, B., Absy, M.L., Brenac, P., Fournier, M., Ledru, M.P., 1993. Tropical forest changes during the late quaternary in African and South American lowlands. *Glob. Planet. Change* 7, 25–40. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(93\)90038-P](https://doi.org/10.1016/0921-8181(93)90038-P)

- Shen, C.-C., Edwards, R.L., Cheng, H., Dorale, J.A., Thomas, R.B., Moran, S.B., Weinstein, S.E., Edmonds, H.N., 2002. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chem. Geol.* 185, 165–178. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00404-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00404-1)
- Shen, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Moran, S.B., Edmonds, H.N., Hoff, J.A., Thomas, R.B., Aransas, P., Chem, R.W.A., 2003. Measurement of Attogram Quantities of ²³¹Pa in Dissolved and Particulate Fractions of Seawater by Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectroscopy spectrometry (TIMS). The method is a modification of a 75, 1075–1079.
- Silva, L.D.C.R., 2007. Dinâmica de Transição e Interações entre Fitofisionomias Florestais e Formações vegetacionais abertas do Bioma Cerrado. Diss. Mestr. Universidade de Brasília.
- Sinha, A., Kathayat, G., Cheng, H., Breitenbach, S.F.M., Berkelhammer, M., Mudelsee, M., Biswas, J., Edwards, R.L., 2015. Trends and oscillations in the Indian summer monsoon rainfall over the last two millennia. *Nat. Commun.* <https://doi.org/10.1038/ncomms7309>
- Souza, C. de, Trindade, H. de G., 2015. Sociobiodiversidade e auto-sustento no Complexo de Unidades de Conservação de Terra Ronca, in: *Culturas e Biodiversidade: O Presente Que Temos e o Futuro Que Queremos. Anais Do VII Seminário Brasileiros Sobre Áreas Protegidas e Inclusão Social e II Encontro Latino Americano Sobre Áreas Protegidas e Inclusão Social.* pp. 319–327. <https://doi.org/10.1073/pnas.0703993104>
- Souza, C.R.G.; Suguui, K.; Oliveira, A. M. S.; Oliveira, P. E. (eds.) *Quaternário do Brasil.* Holos Editora, 2005. 382pg. Primeira edição. I.S.B.N. 8586699470.
- Spigolon, A.L. d., Alvarenga, C.J.S. de, 2002. Fácies e elementos arquiteturais resultantes de mudanças climáticas em um ambiente desértico: Grupo Urucuia (NeoCretáceo), Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geociências* 32, 579–586.
- Spötl, C., Fohlmeister, J., Cheng, H., Boch, R., 2016. Modern aragonite formation at near-freezing conditions in an alpine cave, Carnic Alps, Austria. *Chem. Geol.* 435, 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.04.017>
- Srokosz, M., Baringer, M., Bryden, H., Cunningham, S., Delworth, T., Lozier, S., Marotzke & Sutton, R. (2012). Past, present, and future changes in the Atlantic meridional overturning circulation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(11), 1663-1676.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., 1997. Abrupt Early to Mid-Holocene Climatic Transition Registered at the Equator and the Poles. *Science* (80-.). 276, 1834–1836.
- Stewart, B.W., Capo, R.C., Chadwick, O.A., 1998. Quantitative strontium isotope models for weathering, pedogenesis and biogeochemical cycling. *Geoderma* 82, 173–195.
- Stríkis, N.M., 2011. Paleopluviosidade no Norte De Minas Gerais durante o glacial tardio e holoceno com base em registros de espeleotemas. USP.
- Stríkis, N.M., Chiessi, C.M., Cruz, F.W., Vuille, M., Cheng, H., De Souza Barreto, E.A., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R.L., Bernal, J.P., Sales, H.D.R., 2015. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophys. Res. Lett.* 42. <https://doi.org/10.1002/2015GL064048>
- Stríkis, N.M., Cruz, F.W., Barreto, E.A.S., Naughton, F., Vuille, M., Cheng, H., Voelker, A.H.L., Zhang, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Auler, A.S., Santos, R.V., Sales, H.R., 2018. South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 201717784. <https://doi.org/10.1073/pnas.1717784115>
- Stríkis, N.M., Cruz, F.W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R.L., Vuille, M., Wang, X., de Paula, M.S., Novello, V.F., Auler, A.S., 2011. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology* 39, 1075–1078. <https://doi.org/10.1130/G32098.1>
- Tan, M., Baker, A., Genty, D., Smith, C., Esper, J., Cai, B., 2006. Applications of stalagmite

- laminae to paleoclimate reconstructions: Comparison with dendrochronology/climatology. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2103–2117. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.034>
- Taub, D. (2010) Effects of Rising Atmospheric Concentrations of Carbon Dioxide on Plants. *Nature Education Knowledge* 3(10):21. Acessado em 13/02/2019. Disponível em: <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/effects-of-rising-atmospheric-concentrations-of-carbon-13254108>
- Teixeira, A.M.C., Pinto, J.R.R., Amaral, A.G., Munhoz, C.B.R., 2016. Angiosperm species of “Cerrado” sensu stricto in Terra Ronca State Park, Brazil: floristics, phytogeography and conservation. *Brazilian J. Bot.* 40, 225–234. <https://doi.org/10.1007/s40415-016-0341-4>
- Thermo, E.C., 2003. Finnigan Neptune - Hardware Manual. Mech. Res. Commun. [https://doi.org/10.1016/0093-6413\(76\)90064-1](https://doi.org/10.1016/0093-6413(76)90064-1)
- Tooth, A.F., Fairchild, I.J., 2003. Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland. *J. Hydrol.* 273, 51–68. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00349-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00349-9)
- Urey, H.C., 1947. The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances. *J. Chem. Soc.* 562–581.
- Utida, G., Cruz, F.W., Etourneau, J., Bouloubass, I., Schefuß, E., Vuille, M., Novello, V.F., Prado, L.F., Sifeddine, A., Klein, V., Zular, A., Viana, J.C.C., Turcq, B., 2019. Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ displacement during the past 2300 years. *Sci. Rep.* 9, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38003-6>
- van Breukelen, M.R., Vonhof, H.B., Hellstrom, J.C., Wester, W.C.G., Kroon, D., 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 275, 54–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.060>
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Nogue-Paegle, J., Silva Dias, P.L., Zhang, C., 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.* 19, 4977–5000. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- Vieira, L.C., 2007. A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozóico. Universidade de São Paulo.
- Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes Rendus Geosci.* 339, 240–258. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.003>
- Vuille, M., Bradley, R.S., Werner, M., Healy, R., Keimig, F., 2003. Modeling d18O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *J. Geophys. Res.* 108, 1–24. <https://doi.org/10.1029/2001JD002038>
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., Novello, V.F., 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Clim. Past* 8, 1309–1321. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1309-2012>
- Vuille, M., Werner, M., 2005. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: Observations and model results. *Clim. Dyn.* 25, 401–413. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0049-9>
- Wainer, I., Prado, L.F., Khodri, M., Otto-bliesner, B., 2014. Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past 12,000 years from surface temperature proxy. *Sci. Rep.* 4, 1–8. <https://doi.org/10.1038/srep05291>
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary

- Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quat. Sci.* 27, 649–659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740–743. <https://doi.org/10.1038/nature03067>
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. *Geophys. Res. Lett.* 34, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL031149>
- Wang, X., Edwards, R.L., Auler, A.S., Cheng, H., Kong, X., Wang, Y., Cruz, F.W., Dorale, J.A., Chiang, H.-W., 2017. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature* 541, 204–207. <https://doi.org/10.1038/nature20787>
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., J.Y., W., Shen, C.-C., Dorale, J.A., 2001. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science* (80-.). 294, 2345–2348. <https://doi.org/10.1126/science.1064618>
- Wassenburg, J.A., Dietrich, S., Fietzke, J., Fohlmeister, J., Jochum, K.P., Scholz, D., Richter, D.K., Sabaoui, A., Spötl, C., Lohmann, G., Andreae, M.O., Immenhauser, A., 2016. Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation. *Nat. Geosci.* 9. <https://doi.org/10.1038/ngeo2767>
- White, W.M., 2009. *Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- Wiersma, A.P., Renssen, H., 2006. Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: Confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quat. Sci. Rev.* 25, 63–88. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.009>
- Wieser, M.E., Schwieters, J.B., 2005. The development of multiple collector mass spectrometry for isotope ratio measurements. *Int. J. Mass Spectrom.* 242, 97–115. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2004.11.029>
- Williams, P.W., King, D.N.T., Zhao, J.X., Collerson, K.D., 2005. Late Pleistocene to Holocene composite speleothem ^{18}O and ^{13}C chronologies from South Island, New Zealand - Did a global Younger Dryas really exist? *Earth Planet. Sci. Lett.* 230, 301–317. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.024>
- Wolff, E.W., 2014. Ice Sheets and the Anthropocene. *A Stratigr. Basis Anthr.* 395, 255–263. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1144/SP395.10>
- Wong, C., Banner, J.L., 2010. Response of cave air CO_2 and drip water to brush clearing in central Texas: Implications for recharge and soil CO_2 dynamics. *J. Geophys. Res. Biogeosciences* 115, 1–13. <https://doi.org/10.1029/2010JG001301>
- Wong, C.I., Banner, J.L., Musgrove, M., 2011. Seasonal dripwater Mg/Ca and Sr/Ca variations driven by cave ventilation: Implications for and modeling of speleothem paleoclimate records. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 3514–3529. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.03.025>
- Wong, C.I., Breecker, D.O., 2015. Advancements in the use of speleothems as climate archives. *Quat. Sci. Rev.* 127, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.019>
- Wortham, B.E., Wong, C.I., Silva, L.C.R.R., McGee, D., Montañez, I.P., Rasbury, E.T., Cooper, K.M., Sharp, W.D., Glessner, J.J.G.G., Santos, R. V., 2017. Assessing response of local moisture conditions in central Brazil to variability in regional monsoon intensity using speleothem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values. *Earth Planet. Sci. Lett.* 463, 310–322. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.034>
- Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M.A., Fairchild, I.J., Grinevald, J., Haff, P.K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E.O., Poirier, C., Richter, D., Steffen, W., Summerhayes, C., Syvitski, J.P.M., Vidas, D., Wagreich, M., Wing, S.L., Wolfe, A.P., Zhisheng, A., Oreskes, N., 2015. When did the

- Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quat. Int.* 383, 196–203. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.045>
- Zanchetta, G., Regattieri, E., Isola, I., Drysdale, R.N., Bini, M., Baneschi, I., Hellstrom, J.C., 2016. The so-called “4.2 event” in the central mediterranean and its climatic teleconnections. *Alp. Mediterr. Quat.* 29, 5–17.
- Zhang, H., Cai, Y., Tan, L., Qin, S., An, Z., 2014. Stable isotope composition alteration produced by the aragonite-to-calcite transformation in speleothems and implications for paleoclimate reconstructions. *Sediment. Geol.* 309, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.05.007>
- Zhang, Y., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Zabel, M., Trindade, R.I.F., Hollanda, M.H.B.M., Dantas, E.L., Govin, A., Tiedemann, R., Wefer, G., 2015. Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 432. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.054>
- Zhang, Y., Zhang, X., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Zhang, X., Lohmann, G., Prange, M., Behling, H., Zabel, M., Govin, A., Sawakuchi, A.O., Cruz, F.W., Wefer, G., 2016. Equatorial Pacific forcing of western Amazonian precipitation during Heinrich Stadial 1. *Sci. Rep.* 6, 1–7. <https://doi.org/10.1038/srep35866>
- Zhao, J. xin, Yu, K. fu, Feng, Y. xing, 2009. High-precision ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th disequilibrium dating of the recent past: a review. *Quat. Geochronol.* 4, 423–433. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.01.012>
- Zhou, J., Lau, K.-M., 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *J. Clim.* 11, 1020–1040.
- Zhu, X., Wang, S., Luo, W., 2011. Characteristics of strontium isotopes and their implications in the Qixing Cave of Guizhou, China. *Chinese Sci. Bull.* 56, 670–675. <https://doi.org/10.1007/s11434-010-4337-3>

ANEXOS

Anexo I: Resultados análises de Fluorescência de Raios X.....	150
Anexo II: Datações U-Th utilizadas no Modelo de Idade SMT-16.....	157
Anexo III: Compilação dos dados disponíveis na literatura utilizados para comparação no capítulo de discussões.....	159
Anexo IV: Correlação dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema.....	161

Anexo I

Resultados análises de Fluorescência de Raios X

Análise FRX do solo - Caverna São Mateus

	S-INF		S-SUP	
SiO2	29.98	%	58.44	%
Al2O3	6.83	%	12.64	%
MgO	2.40	%	1.08	%
Fe2O3	2.68	%	5.86	%
CaO	23.99	%	2.31	%
Na2O	0.16	%	0.21	%
K2O	0.87	%	1.15	%
TiO2	0.32	%	0.71	%
P2O5	0.53	%	0.24	%
MnO	0.10	%	0.19	%
LOI	31.51	%	17.86	%
Total	99.35		100.69	
Sr	116.30	ppm	147.45	ppm

Data: 8/24/2018

Análises: Marcelo Soares

Processamento: Roberto Ventura

Anexo II

Datações U-Th utilizadas no Modelo de Idade SMT-16

Data	Profundidade	Amostra	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th / ²³² Th	d ²³⁴ U*	²³⁰ Th / ²³⁸ U	²³⁰ Th Age (yr)	²³⁰ Th Age (yr)	d ²³⁴ U _{initial} **	²³⁰ Th Idade (ano AP)*
	(mm)		(ppb)	(ppt)	(atomic x10 ⁶)	(medido)	(atividade)	(sem)	(corrigido)	(corrigido)	(corrigido)
2012	2	SMT16A-2	1941.1 ±6.2	1849 ±39	22 ±5	118.6 ±2.8	0.00129 ±0.0003	126 ±30	102 ±35	119 ±2.8	34 ±35
2012	23	SMT16-23	1556.6 ±4.1	319 ±7	488 ±14	126.2 ±2.4	0.00606 ±0.0001	588 ±12	583 ±12	126 ±2.4	515 ±12
2012	47	SMT16-47	1799.6 ±6.2	65 ±14	4996 ±1089	124.1 ±3.1	0.01100 ±0.0005	1072 ±50	1071 ±50	124 ±3.2	1003 ±50
2012	73	SMT16A-72	2058.5 ±6.1	112 ±8	5489 ±425	114.7 ±2.6	0.01814 ±0.0004	1789 ±41	1787 ±41	115 ±2.6	1719 ±41
2015	96	SMT16-96	3027 ±9	341 ±7	3331 ±68	131.6 ±2.0	0.02277 ±0.0001	2215 ±8	2212 ±9	132 ±2.0	2144 ±9
2012	114	SMT16-114	1631.3 ±4.4	126 ±8	6199 ±396	139.6 ±2.3	0.02903 ±0.0004	2812 ±40	2810 ±40	141 ±2.3	2742 ±40
2015	133	SMT16-133	3073 ±8	248 ±5	6660 ±139	144.1 ±1.9	0.03254 ±0.0001	3145 ±11	3143 ±11	145 ±1.9	3075 ±11
2012	155	SMT16A-155	1820.7 ±4.5	100 ±7	11282.6 ±785.1	144.2 ±2.3	0.03758 ±0.0004	3640 ±37	3638 ±37	146 ±2.3	3570 ±37
2015	186	SMT16-186	2308 ±5	264 ±5	6470 ±133	144.9 ±1.7	0.04488 ±0.0001	4357 ±13	4354 ±13	147 ±1.7	4286 ±13
2015	215	SMT16-215	2317 ±4	283 ±6	7127 ±147	140.9 ±1.6	0.05272 ±0.0001	5154 ±15	5151 ±15	143 ±1.7	5083 ±15
2015	242	SMT16-242	2308 ±4	70 ±2	33165 ±958	129.9 ±1.5	0.06068 ±0.0001	6014 ±16	6013 ±16	132 ±1.5	5945 ±16
2012	264	SMT16A-264	1784.5 ±5.6	233 ±11	8448.7 ±417.3	129.0 ±2.7	0.06703 ±0.0006	6666 ±61	6663 ±61	131 ±2.8	6595 ±61
2015	290	SMT16-290	2437 ±4	1283 ±26	2374 ±48	139.4 ±1.6	0.07578 ±0.0002	7495 ±20	7482 ±22	142 ±1.6	7414 ±22
2015	321	SMT16-321	2286 ±3	38 ±2	83244 ±4681	134.4 ±1.5	0.08493 ±0.0002	8473 ±22	8473 ±22	138 ±1.5	8405 ±22
2015	346	SMT16-346	2532 ±5	39 ±1	99136 ±3571	128.5 ±1.7	0.09167 ±0.0002	9225 ±26	9224 ±26	132 ±1.7	9156 ±26
2012	370	SMT16A-368	1160 ±4	64 ±12	29446.3 ±5718.0	124.9 ±2.9	0.09808 ±0.0010	9932 ±113	9930 ±113	128 ±3.0	9862 ±113
2017	377	C1	983 ±1	12614 ±253	130 ±3	123.2 ±1.3	0.10146 ±0.0008	10307 ±85	9975 ±250	127 ±1.3	9907 ±250
2015	404	SMT16-408	1007 ±1	183 ±4	9866 ±211	110.7 ±1.6	0.10853 ±0.0002	11194 ±30	11189 ±30	114 ±1.7	11121 ±30
2012	406	SMT16-04b	1712.5 ±3.2	128 ±13	25864.9 ±2615.1	92.2 ±1.7	0.11731 ±0.0008	12371 ±90	12369 ±90	96 ±1.8	12301 ±90
2017	411	C2	2235 ±3	136 ±6	32455 ±1443	90.0 ±1.4	0.11946 ±0.0006	12639 ±68	12637 ±68	93 ±1.4	12569 ±68
2017	423	C3	2859 ±4	159 ±5	38103 ±1313	89.7 ±1.3	0.12843 ±0.0004	13652 ±52	13650 ±52	93 ±1.4	13582 ±52
2017	435	C4	2380.2 ±2.4	399 ±12	13542 ±407	97.9 ±1.4	0.13771 ±0.0005	14587 ±59	14582 ±59	102 ±1.4	14514 ±59
2015	440	SMT16-23B	4197 ±9	137 ±3	65638 ±1466	92.3 ±1.6	0.13020 ±0.0003	13816 ±43	13815 ±43	96 ±1.7	13747 ±43
2017	445	C5	2627 ±3	530 ±12	11502 ±269	79.7 ±1.3	0.14076 ±0.0005	15206 ±67	15201 ±67	83 ±1.4	15133 ±67
2012	450	SMT16-44b	822.3 ±1.8	28 ±9	69538 ±23614	88.0 ±2.1	0.14216 ±0.0013	15241 ±148	15240 ±148	92 ±2.2	15172 ±148
2017	458	C6	2726 ±4	376 ±9	17231 ±418	87.6 ±1.4	0.14405 ±0.0006	15463 ±70	15459 ±70	92 ±1.4	15391 ±70
2015?	467	SMT16-63B	2260.5 ±2.9	183 ±17	29803 ±2693	89.9 ±1.4	0.14643 ±0.0006	15701 ±74	15699 ±74	94 ±1.5	15631 ±74

*A.P. "Antes do Presente" considerando o presente o ano de 1950 A.D.

230Th dating results. The error is 2s error.

Anexo III

Compilação dos dados disponíveis na literatura utilizados para comparação no capítulo de discussões

#	Nome	Tipo	Lat	Long	Referencia
1	SMT - São Mateus	Espeleotema	13°39'56.52"S	46°22'45.19"W	Presente Estudo
2	TM - Tamboril	Espeleotema	16°19'24.14"S	46°58'38.08"W	Wortham et al. (2017)
3	LG - Lapa Grande	Espeleotema	14°25'22.00"S	44°21'56.00"W	Strikis et al. (2011)
4	Diva	Espeleotema	12°22'0.00"S	41°34'0.00"W	Novello et al. (2012)
5	LSF - Lapa sem Fim	Espeleotema	16° 8'52.00"S	44°36'38.00"W	Strikis et al. (2015)
6	MAG	Espeleotema	12°34'60.00"S	41° 1'60.00"W	Strikis et al. (2018)
7	PAR - Paraíso	Espeleotema	4° 3'60.00"S	55°27'0.00"W	Wang et al. (2017)
8	RN	Espeleotema	5°31'28.18"S	35°44'38.55"W	Cruz et al. (2009)
9	TBV - Toca da Boa Vista	Espeleotema	10°10'0.00"S	40°50'0.00"W	Wang et al. (2009)
10	Jar - Jaraguá	Espeleotema	21° 4'60.00"S	56°35'0.00"W	Novello et al. (2017)
11	Curupira	Espeleotema	15°12'1.00"S	56°47'2.00"W	Novello et al. (2016)
12	Pau d'alho	Espeleotema	15°12'20.00"S	56°48'41.00"W	Novello et al. (2016)
13	Padre	Espeleotema	13°13'0.00"S	44° 2'60.00"W	Cheng et al. (2009)
14	BTV - Botuverá	Espeleotema	27°13'24.00"S	49° 9'20.00"W	Bernal et al. (2016)
15	HUA - Huaguapo	Espeleotema	11°16'12.00"S	75°47'24.00"W	Kanner et al. (2013)
16	EC - El Condor	Espeleotema	5°55'48.00"S	77°17'60.00"W	Cheng et al. (2013)
17	NAR	Espeleotema	5°44'0.00"S	77°30'0.00"W	Cheng et al. (2013)
18	SHA - Shatuca	Espeleotema	5°42'0.00"S	77°54'0.00"W	Bustamante et al. (2016)
19	Santiago	Espeleotema	3° 1'0.00"S	78° 8'0.00"W	Mosblech et al. (2012)
20	Tigre Perdido	Espeleotema	5°56'26.00"S	77°18'29.00"W	Breukelen et al. (2010)
21	Palestina	Espeleotema	5°55'12.00"S	77°20'60.00"W	Apaestegui et al. (2014)
22	Aguas Emendadas	Testemunho Sed	15°34'0.00"S	47°34'60.00"W	Barberi et al. (2000)
23	Lake Valenca	Testemunho Sed	10°10'12.89"N	67°44'48.33"W	Bradbury et al. (1981)
24	Lagoa Campestre de Salitre	Testemunho Sed	19° 0'0.00"S	46°45'30.00"W	Ledru et al. (1996)
25	Lagoa Santa	Testemunho Sed	19°37'60.00"S	43°53'60.00"W	Parizzi et al. (1998)
26	Cromínia	Testemunho Sed	17°17'0.00"S	49°24'60.00"W	Ferraz-Vicentine & Salgado-Laboriau (1996)
27	Lagoa do Pires	Testemunho Sed	17°56'60.00"S	42°13'0.00"W	Behling (1995)
28	Saquinho	Testemunho Sed	10°24'0.00"S	43°13'0.00"W	Oliveira et al. (1999)
29	Salar Ayuni	Testemunho Sed	20°14'58.20"S	67°30'1.80"W	Baker et al. (2001)
30	core M78/1-235-1	Testemunho Sed	11°36'31.80"N	60°57'51.60"W	Bahr et al. (2018)
31	core GeoB 3910-2	Testemunho Sed	3°48'19.12"S	36°32'16.07"W	Dupont et al. (2010)
32	Curiau	Testemunho Sed	0°12'30.30"N	51° 1'11.10"W	Alizadeh et al. (2015)

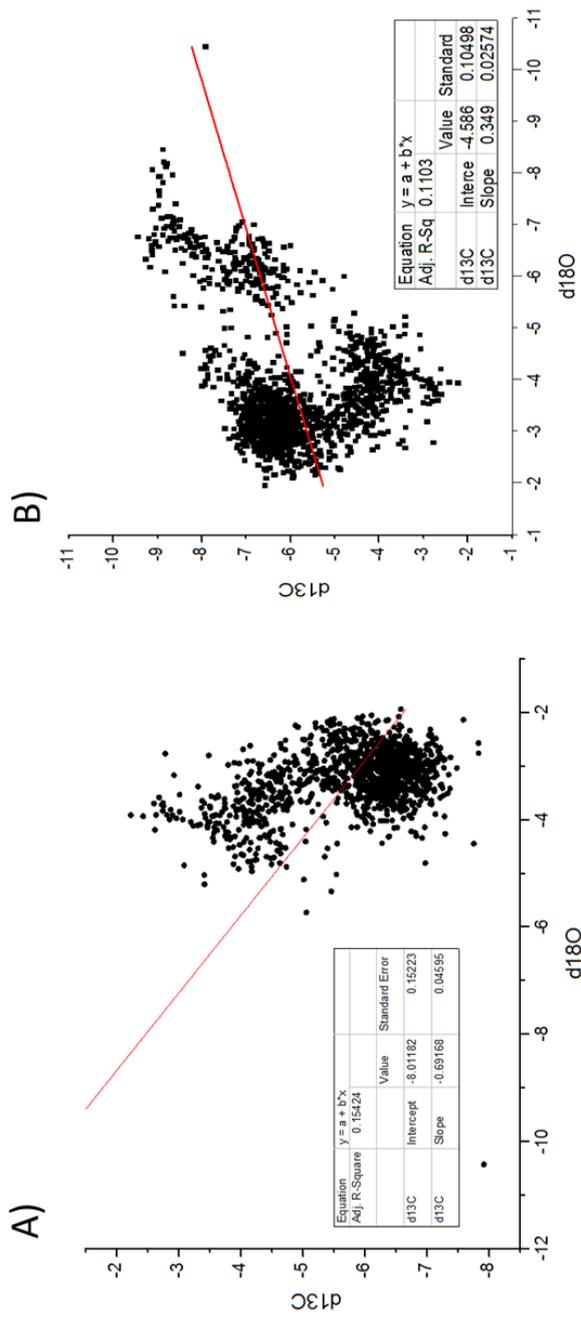
Tabela de Referências dos dados utilizados para comparação.



Mapa de localização dos registros climáticos utilizados para comparação no capítulo discussões da presente dissertação.

Anexo IV

Correlação dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema



A) Correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema SMT16 para a Época Holoceno.

B) Correlação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema SMT16 para o Pleistoceno Tardio.