

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE TOCANTINS NOS ÚLTIMOS
200 ANOS COM BASE NA ANÁLISE DE $\delta^{18}\text{O}$ EM ESPELEOTEMA**

NATHALIA STADLER

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Junior

Coorientador: Prof. Dr. Nicolás Misailidis Stríkis

MONOGRAFIA - TRABALHO DE FORMATURA
(TF - 22/42)

SÃO PAULO
2022

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO SUDESTE DE TOCANTINS NOS ÚLTIMOS 200
ANOS COM BASE NA ANÁLISE DE $\delta^{18}\text{O}$ EM ESPELEOTEMA**

NATHALIA STADLER

Orientador: Prof. Dr. Francisco William da Cruz Junior
Coorientador: Prof. Dr. Nicolás Misailidis Stríkis

TRABALHO DE FORMATURA
TF - 22/42

COMISSÃO JULGADORA
Dr. Francisco William da Cruz Junior
Dra. Giselle Utida
Dr. Cauê Rodrigues Cioffi

SÃO PAULO
2022

AGRADECIMENTOS

Sou extremamente grata a todos os professores, amigos e colegas que cruzaram o meu caminho e que, direta ou indiretamente, fizeram parte da minha formação e deste trabalho, em especial àqueles que me apoiaram e acompanharam a minha jornada

Primeiramente, agradeço imensamente à minha família, por todo amor, incentivo, apoio, compreensão e torcida de sempre. Aos meus pais Edson e Loilce, que sempre me incentivaram a estudar e a lutar pelos meus sonhos e que fizeram tudo para que isso fosse possível. Agradeço à minha irmã Jéssica, por sempre me inspirar e me mostrar o prazer da leitura e do conhecimento. Não estaria onde estou se não fosse por vocês.

Às minhas amigas de vida e irmãs de coração Bianca, Lais e Samira, que sempre estiveram ao meu lado, acompanhando cada etapa da minha vida, e que torceram por mim mesmo quando nem eu acreditava. Aos meus amigos Guilherme, Jun, Matheus e Vinícius, que cruzaram o meu caminho a anos e, desde então, constantemente, me trazem bons momentos de risada e discussão. Obrigada por contribuírem para eu ser quem eu sou hoje.

Aos amigos que a geologia me presenteou, Karina (Gina), Lígia (Futrika), Giovana (Mutano), João Paulo (Molotov), William (Xoppz), Guilherme (Cara Suja) e todos os outros que contribuíram para a minha formação e me inspiraram ao longo desse curso. Um agradecimento especial a Mariana, minha dupla dinâmica, que me aguentou em todos os trabalhos da graduação e que nunca me deixou desistir. Obrigada por compartilharem tantos momentos comigo.

À equipe do Museu de Geociências da USP, Ideval, Miriam, Samara e Jaqueline que muito me acolheram e acolhem desde o início da graduação, que não só tornaram meus dias mais leves, como também me proporcionaram muitos ensinamentos e vivências.

Um agradecimento especial ao meu orientador Prof. Dr. Francisco William da Cruz por todas as discussões, orientações, ensinamentos, e por todas as oportunidades experiências que me proporcionou desde que topou, nos meus primeiros anos de graduação, me orientar nessa jornada de estudos paleoclimáticos.

Agradeço aos Prof. Dr. Valdir F. Novello e Prof. Dr. Nicolás Stríkis, por me coorientarem ao longo desse processo, com conversas, reuniões, conselhos, apoio e conhecimento para a realização deste trabalho. Aos meus amigos e colegas de laboratório, sem os quais esse trabalho não seria possível, Giselle, Vitor, Marcela, Júlio, Ângela, Melissa, Verônica, Alyne, José Leandro e Vinícius.

Este trabalho só foi possível graças à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), que fomentou o Projeto FAPESP nº 2019/14300-2 de Iniciação Científica que deu início a esse projeto de pesquisa, filiado ao Projeto Temático PIRE-CREATE (Climate Research Education in the Americas using Tree-ring and speleothem Examples), vinculado ao Processo FAPESP nº 2017/50085-3.

RESUMO

O Sistema de Monções da América do Sul (SAMS) e a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) são as principais feições responsáveis pela convecção sobre as regiões tropicais e extratropicais da América do Sul. O estudo da variabilidade do SAMS é de grande relevância para compreender os padrões climáticos na América do Sul, sendo crescente o número de trabalhos (paleo)climáticos visando o entendimento desse sistema. No entanto, existem ainda poucos estudos que tratam de variabilidades decenais no clima do Brasil. Nesse sentido, estudos envolvendo análise de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em estalagmites se tornaram importantes ferramentas geológicas para indicação de mudanças paleoclimáticas continentais. A inter-relação entre SAMS e ITCZ não é bem documentada para os últimos séculos na porção sudeste do estado de Tocantins. Assim, o presente Trabalho de Formatura apresenta o estudo de dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio de alta resolução de uma estalagmite (RAN 09) coletada na Gruta das Rãs (Aurora do Tocantins - TO). O espeleotema em estudo foi datado pelo método U-Th e abrange os últimos 200 anos. Os registros isotópicos de oxigênio e carbono apresentaram variações diferentes, sendo que o primeiro possui clara periodicidade, enquanto o segundo apresenta tendência de valores mais negativos quanto mais próximo do presente, este último associado a processos no solo. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ refletem o ciclo meteórico da água, primariamente a variação na quantidade de chuva, bem como o fracionamento isotópico que ocorre ao longo de trajetórias de transporte de umidade, principalmente da porção tropical do oceano Atlântico Sul. A correlação desses valores isotópicos com os dados de chuva da região pode ser um indicativo de pequeno tempo de residência da água no sistema, permitindo o uso desse espeleotema para o entendimento das forçantes climáticas que influenciam na precipitação associadas a atuação dos sistemas climáticos, como o SAMS, em escala interanual a decenal no Brasil central.

Palavras-chave: espeleotemas, isótopos estáveis, mudanças paleoclimáticas, precipitação, Sistema de Monção da América do Sul.

ABSTRACT

The South American Monsoon System (SAMS) and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) are main features responsible for convection over tropical and extratropical regions of South America. The study of SAMS variability is very relevant to understanding the climatic patterns in South America, presenting an increasing number of (paleo)climatic works aiming to understand this system. Based on that, studies involving analysis of stable isotopes of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in stalagmites have become important geological proxies to indicate continental paleoclimatic changes. However, the relation between SAMS and ITCZ is not well documented for the last few centuries in the southeastern Tocantins state, in particular on decadal time scales. This study is based on a high resolution isotopic data of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen from a stalagmite (RAN 09) collected at Gruta das Rãs (Aurora do Tocantins - TO). The speleothem was precisely dated by U/Th method and covers approximately the last 200 years. The isotopic records of oxygen and carbon showed different variations, the first has a clear decadal periodicity, while the second presents a trend of more negative values the closer to the present, evidencing the operation of different conditioning factors in the isotopic fractionation of each component. The stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ values are related to the meteoric water cycle, especially the variation in the rainfall amount, as well as the isotopic fractionation that mainly occurs along the moisture trajectory from tropical South Atlantic. The correlation of these isotopic values with the rainfall of the region evidences a short water residence time, allowing the use of this speleothem to understand on a decadal to subdecadal time scales and the related climatic forcing that is driving the the SAMS behavior in central Brazil.

Keywords: speleothems, stable isotopes, paleoclimatic changes, precipitation, South American Monsoon System.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema ilustrativo dos processos de fracionamento cinético (Rayleigh) e do fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ na chuva à medida que a umidade marinha é transportada sobre o continente (Barbosa, 2018).....	6
Figura 2 - Localização da área de estudo (Gruta das Rãs) no estado do Tocantins, em relação ao território brasileiro.	21
Figura 3 - Imagem da paisagem externa (A) e da entrada da Gruta das Rãs (B).....	22
Figura 4 - Climograma da estação meteorológicas Taguatinga (TO) do INMET.	23
Figura 5 - Variação de posição das áreas de instabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) no Brasil. Em verde a posição média da SAZS (1), em vermelho sua posição mais ao norte (2) e em azul sua posição mais a sul, em relação à média (3) Fonte: Pegorim (2017) adaptada por Roldão (2019).....	24
Figura 6 - Relação entre os valores médios mensais dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva em relação aos acumulados médios mensais da estação de Brasília da IAEA-GNIP.....	26
Figura 7 - Imagem da estalagmite RAN 09 que ressalta os locais onde foram feitas amostragens para datação U/Th (linhas horizontalizadas) e perfil isotópico de carbono e oxigênio (linha verticalizada no eixo de crescimento do espeleotema). As setas indicam os resultados das datações pelo método U-Th, com seus respectivos erros e a profundidade em relação ao topo do espeleotema.	28
Figura 8 - Modelo cronológico obtido pelo tratamento estatístico das 16 datações U-Th, a partir do algoritmo StalAge. Os pontos circulados em vermelhos são as datações que foram excluídas da cronologia inicial (A). Em B o resultado da cronologia após a remoção de <i>outliers</i> . O eixo horizontal representa a distância em relação ao topo do espeleotema e o eixo vertical a idade (C.E.). A linha verde corresponde a cronologia gerada e as linhas vermelhas o limite de confiança de 95%.	32
Figura 9 - Gráfico dos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos na amostra RAN 09 (em cinza), com suas respectivas médias anuais (em azul e laranja, respectivamente). Em preto estão representadas as datações U/Th, após seleção pelo algoritmo StalAge, e respectivos erros analíticos associados.....	34
Figura 10 - Análise de decomposição espectral em frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra RAN 09. Os valores apresentados acima dos picos representam o período correspondente à frequência do pico em destaque. Os valores acima da linha vermelha apresentam um nível de confiança estatística de 99% e os acima da linha azul apresentam nível de confiança estatística 95% de acordo com o teste pela técnica de Monte Carlo.....	35

Figura 11 - Análise de ondaletas dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra RAN 09, em que no eixo vertical é apresentado o período de duração dos eventos, o eixo horizontal representa o intervalo temporal do registro e o índice de cor representa a intensidade dos eventos. O contorno em linha preta no gráfico indica os eventos que possuem significância estatística maior que 95% ($p=0,05$). A linha cônica indica o intervalo de confiança dos resultados, sendo que os externos a ele podem ter influência dos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondaletas.	36
Figura 12 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de reconstituição de chuva, obtidas por Moquet et al. (2016), em azul.	37
Figura 13 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de reconstituição da descarga específica nos rios Tocantins e Paranã (Moquet et al., 2016), em roxo e laranja, respectivamente.	38
Figura 14 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da SBE3 (Moquet et al., 2016), em laranja.	40
Figura 15 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da CL4 (Novello, 2012), em roxo.	41
Figura 16 - Retrotrajetórias de sete dias começando na Gruta das Rãs (estrela), a 1.500 m acima do nível do solo (~800 hPa), de agosto de 2018 a março de 2020 dos eventos com precipitação > 0,5 mm. O painel à esquerda mostra o caminho médio com a frequência de trajetórias de retorno, em porcentagem, para cada cluster e o da direita mostra todas as trajetórias de retorno calculadas.	42
Figura 17 - Precipitação associada a cada cluster das retrotrajetórias por estação. Acumulado da precipitação para: A) Setembro-Outubro-Novembro de 2018; B) Dezembro de 2018 e Janeiro-Fevereiro de 2019; C) Março-Abril-Maio de 2019; D) Setembro-Outubro-Novembro de 2019; E) Dezembro de 2019 e Janeiro-Fevereiro de 2020 e F) Março de 2020.	43
Figura 18 - Correlação entre dados da temperatura da superfície do mar (TSM) global e a precipitação anual total na região da Gruta das Rãs. O intervalo de contorno é 0,05. Tons de azul (vermelho) indicam correlação significativa positiva (negativa), excedendo os 5% nível de significância.	44
Figura 19 - Gráfico comparativo entre os dados de precipitação (Moquet et al., 2016), em preto, e os dados da temperatura de superfície do oceano na área selecionado no Oceano Atlântico Tropical Sul, próximo a costa do Brasil, considerando a média para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) do setor selecionado, em azul.	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

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

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

C.E. - Common Era

DJF - Dezembro, janeiro e fevereiro

ENSO - *El Niño - Southern Oscillation* (do português, El Niño - Oscilação Sul)

HS - Hemisfério Sul

HN - Hemisfério Norte

GNIP - *Global Network of Isotopes in Precipitation*

ITCZ - *Intertropical Convergence Zone* (do português, Zona de Convergência Intertropical)

JJA - Junho, julho e agosto

MAM - Março, abril e maio

NAO - *North Atlantic Oscillation* (do português, Oscilação do Atlântico Norte)

RAN - Estalagmite da Gruta das Rãs

SACZ - *South Atlantic Convergence Zone* (do português, Zona de Convergência do Atlântico Sul)

SAMS - *Southern American Monsoon System* (do português, Sistema de Monção da América do Sul)

SAOD - *South Atlantic Ocean Dipole* (do português, Dipolo do Oceano Atlântico Sul)

SON - Setembro, outubro e novembro

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	3
3.1 Cavernas e sistemas cársticos	3
3.2 Aplicação das razões isotópicas de oxigênio.....	5
3.3 Aplicação das razões isotópicas de carbono	7
3.4 Sistema de Monções da América do Sul (SAMS).....	8
3.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ)	10
3.6 Zona de Convergência Intertropical (ITCZ).....	11
3.7 Dipolo do Oceano Atlântico Sul (SAOD).....	12
3.8 El Niño - Oscilação Sul (ENSO)	13
3.9 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)	15
3.10 Ciclo solar de 11 anos	17
3.11 Registros hidroclimáticos de espeleotemas.....	19
4. ÁREA DE ESTUDO	21
4.1 Climatologia de precipitação.....	24
4.2 Relações entre a água da chuva e a composição isotópica.....	25
5. MATERIAIS E MÉTODOS	27
5.1 Amostra estudada	27
5.2 Geocronologia pelo método U-Th.....	27
5.3 Análise mineralógica	28
5.4 Análise das razões isotópicas de carbono e oxigênio.....	28
5.5 Estatísticas de séries temporais dos dados isotópicos	29
5.6 Análise de retrotrajetórias.....	30
5.7 Relação entre a temperatura de superfície do mar e a precipitação na região	31
6. RESULTADOS	32
6.1 Cronologia.....	32
6.2 Análise mineralógica	32
6.3 Registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	33
6.4 Variabilidade temporal dos dados de $\delta^{18}\text{O}$	35
6.5 Relação do $\delta^{18}\text{O}$ com a precipitação e hidrologia	36
6.6 Relação do $\delta^{18}\text{O}$ com caverna da região	39
6.7 Retrotrajetórias de umidade	41
6.8 Relação entre a temperatura de superfície do mar e a precipitação na região	43
7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	46
8. CONCLUSÃO	51
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53
ANEXOS	

1. INTRODUÇÃO

O Sistema de Monções da América do Sul (SAMS) e a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) são importantes feições da climatologia de precipitação das regiões tropicais e extratropicais da América do Sul. Moran e Morgan (1986) definem Monção como um regime regional em que ocorrem reversões sazonais na direção dos ventos, resultando em verões chuvosos e invernos secos. No caso da América do Sul, a variabilidade do SAMS pode ser influenciada por interações oceano-atmosfera, através da modulação da circulação divergente norte-sul e do movimento da ITCZ (Shimizu et al., 2020).

Os registros isotópicos de espeleotemas são considerados indicadores robustos para reconstituição da paleo-precipitação em regiões (sub)tropicais (Fairchild et al., 2006). Em virtude de sua boa distribuição geográfica das áreas cársticas, o Brasil é um dos países com maior potencial para estudos paleoclimáticos com espeleotemas. A maior parte destes estudos foram realizados em áreas onde a precipitação está associada ao Sistema de Monção da América do Sul (SAMS), que se estende desde o sul da região amazônica até a região central do Atlântico Sul, com base em registros de isótopos de carbono e oxigênio em espeleotemas (por exemplo, Cruz et al., 2005; Wang et al., 2006; Cruz et al., 2006; Wang et al., 2007; Stríkis et al., 2011; Novello et al., 2012).

Propõem-se estudar séries de dados de razões isotópicas de oxigênio e carbono de alta resolução temporal, em que seja possível discutir a relação com a variabilidade anual de precipitação da região sudeste do estado de Tocantins. Os dados de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) do espeleotema RAN 09, com idades que abrangem de 1827 a 2017 C.E., indicam boa correlação com os dados de chuva da região, o que possibilita uma reconstituição climática da região para um período bem mais longo do que registrado em estações meteorológicas, cujos registros no Brasil começaram no início do século XX. Dessa forma, o presente estudo busca entender as mudanças paleoclimáticas ocorridas no regime de monções de verão durante os últimos 200 anos na região, assim como as forçantes climáticas a elas associadas.

2. OBJETIVOS

O entendimento da variabilidade do SAMS durante o último milênio tem sido melhorado através de diversas pesquisas (paleo)climáticas, incluindo estudos envolvendo isótopo estáveis de oxigênio em espeleotemas e testemunhos de lagos (Novello et al., 2016; Bird et al., 2011). O presente Trabalho de Formatura tem como objetivo produzir novos registros paleoclimáticos, baseados no perfil isotópico de oxigênio de espeleotema da região sudeste do estado de Tocantins, precisamente datado pelo método U-Th, a fim de melhorar a compreensão dos padrões climáticos na América do Sul em escala decenal a subdecenal. Para tal, será estudada uma amostra de espeleotema (RAN 09) do acervo do Laboratório de Terrenos Cársticos (IGc-USP) coletada na Gruta das Rãs. A caverna fica localizada em Aurora do Tocantins (TO), próximo à fronteira tríplice com os estados da Bahia e de Goiás, onde ainda há uma lacuna de registros de alta resolução dos últimos séculos.

Devido ao seu crescimento relativamente rápido, a estalagmite RAN 09 apresenta grande potencial para estudos (paleo)climáticos em alta resolução dos últimos 200 anos, com base em arquivos de razões isotópicas de oxigênio e carbono ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$). Trata-se de um achado incomum, uma vez que a grande maioria dos espeleotemas não apresenta crescimento tão rápido como a RAN 09, na escala de mm/ano, e sim crescimento geralmente micrométrico (Orland et al., 2014).

Portanto, os dados espeleológicos do sudeste do Tocantins podem contribuir para um maior entendimento do posicionamento da Zona de Convergência da América do Sul (SACZ) durante o período registrado, dado a influência dessa zona de convergência na região, além de corroborar na compreensão das atividades do SAMS e a inter-relação entre SAMS e ITCZ, algo ainda não bem documentado para a região. Além disso, os dados permitem investigar os mecanismos que controlam o fracionamento dos isótopos na caverna e as forçantes climáticas e ambientais responsáveis por esse processo.

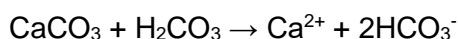
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Cavernas e sistemas cársticos

A formação do relevo é uma das ações geológicas que dominam a dinâmica externa da Terra, sendo que a água (subterrânea e superficial) é o principal agente, em especial associada ao processo de intemperismo químico. Dentre as paisagens resultantes desse processo, destacam-se os sistemas cársticos produzidos essencialmente pela ação da água em rochas solúveis, em especial rochas carbonáticas (calcários, mármore e dolomitos), processo que recebe o nome de carstificação.

As cavernas são cavidades naturais com dimensões que permitem acesso humano e seus formatos podem variar a depender do intemperismo e de processos tectônicos, atmosféricos e biológicos. Além de cavernas, o carste apresenta diversos outros produtos da erosão química das rochas, tais como dolinas, cones cársticos, cânions, vales cegos e lapíás (Karmann, 2009).

As rochas carbonáticas possuem como principais minerais a calcita e a dolomita, sendo a solubilidade da calcita maior que a da dolomita. Embora a calcita seja quase insolúvel em água pura, em águas naturais ela é bastante solúvel. A dissolução ácida do carbonato de cálcio ocorre devido a reação entre água (H₂O) e dióxido de carbono (CO₂) formando ácido carbônico (H₂CO₃), que dissolve os minerais segundo a reação:



Como a dissolução (intemperismo químico) é o principal responsável pelo desenvolvimento do sistema cárstico, a carstificação é mais intensa em regiões de climas úmidos (com alta pluviosidade) e quente com densa vegetação, uma vez que a produção biogênica de CO₂ no solo é maior, o que aumenta o teor de ácido carbônico nas águas de infiltração (Karmann, 2009).

A percolação da água ocorre preferencialmente por planos de fraturas e acamamento do maciço rochoso, sendo que, como o processo de percolação e dissolução é contínuo, os condutos vão se alargando com o passar do tempo. Consequentemente, essa ampliação faz com que o fluxo de água subterrânea aumente gradativamente a permeabilidade secundária da rocha, característica hidrogeológica fundamental desses sistemas (Karmann, 2009). Vale destacar que quando o nível freático é rebaixado as galerias formadas são esvaziadas e passa a ocorrer a carstificação construtiva nas galerias e salões secos, caracterizada pela deposição de formações secundárias de carbonato, nos tetos, paredes e pisos, conhecidos como espeleotemas.

Nesse sentido, as estalactites que se originam no teto das cavernas, enquanto as estalagmites crescem do piso em direção a origem do gotejamento, sendo este o principal tipo de espeleotema usado em estudos paleoclimáticos, devido ao seu crescimento, em geral, regular. Os minerais mais comuns precipitados em cavernas cársticas são os polimorfos de carbonato de cálcio (CaCO_3), a calcita e a aragonita. A precipitação ocorre quando as águas saturadas em CaCO_3 perdem CO_2 para o ambiente da caverna, uma vez que a concentração de CO_2 da atmosfera subterrânea é menor que a quantidade dissolvida nas águas de infiltração. Assim, a solução infiltrante perde CO_2 a fim de se equilibrar com a atmosfera da caverna, causando o deslocamento da reação entre água, gás carbônico e carbonato de cálcio no sentido de precipitação de CaCO_3 :



Dessa forma, destaca-se que ainda que haja gotejamento (água) constante na caverna, são necessários outros fatores para que ocorra a formação dos espeleotemas, uma vez que a solução precisa estar saturada em CaCO_3 ao chegar à caverna. Para isso, a água precisa adquirir acidez (a partir da interação com o solo) e, posteriormente, entrar em contato com a rocha carbonática por tempo suficiente para dissolver e incorporar carbonato. Isso porque se a água não adquirir acidez, não ocorre a dissolução da rocha encaixante. O mesmo ocorre se a solução passa muito rápido pelo carste. Além disso, se a solução ácida, mas insaturada em carbonato, atinge a caverna, pode ocorrer, inclusive a dissolução do espeleotema (Fairchild & Baker, 2012).

Nas áreas em que há a presença de solo cobrindo a caverna, especialmente quando vegetadas, são associadas a uma maior dissolução da rocha encaixante, principalmente devido à acidificação da solução, seja pela presença do CO_2 inorgânico ou do CO_2 biogênico. Isso ocorre porque o ácido carbônico é o motor da dissolução da rocha encaixante, sendo que quanto maior a acidez, maior a capacidade de dissolução (Karmann, 2009).

Vale ressaltar que cerca de 3% do território brasileiro é ocupado por carste carbonático, de grande importância nacional, não só em relação a paisagem, mas também de importância econômica, ecológica e ambiental. O centro-leste do Brasil apresenta a maior área de rochas carbonáticas e grande quantidade de cavernas devido a presença das rochas do Grupo Bambuí, de idade Neoproterozóica, que ocorre no noroeste do estado de Minas Gerais, leste de Goiás, sudeste de Tocantins e oeste da Bahia (Karmann, 2009).

3.2 Aplicação das razões isotópicas de oxigênio

Em geoquímica e paleoclimatologia, a razão isotópica de oxigênio é comumente utilizada como um indicador de processos atmosféricos associados ao ciclo hidrológico, seja de convecção ou de fonte de umidade, que geram diferenciação dos valores isotópicos, devido ao processo de fracionamento dos isótopos estáveis. O fracionamento isotópico do oxigênio ocorre com a evaporação da água nos oceanos, sendo esse vapor d'água transportado pelos ventos, condensado e, eventualmente, precipitado, percolando o solo e chegando nas cavernas, onde os isótopos do oxigênio podem ser preservados no carbonato dos espeleotemas. Assim, a associação entre dados de isótopos estáveis e as datações, feitas com base nos isótopos instáveis pelo método U-Th, permite produzir registros paleoclimáticos com alta resolução (Lauritzen & Lundberg, 1999).

Esse processo de fracionamento acompanha as mudanças de fases da água ao longo das diferentes etapas do ciclo hidrológico. Isso é resultado do maior fluxo de isótopos mais leves (^1H , ^{16}O) ou mais pesados (^2H , ^{18}O) para fases vapor (massas de ar úmidas) e líquida (chuva), respectivamente. Para avaliar as variações relativas entre as razões isotópicas, utiliza-se a notação δ , a partir da relação entre a razão isotópica da amostra que está sendo analisada e a razão isotópica de um padrão de referência internacional, sendo calculado segundo a equação (Clark & Fritz, 1997):

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referência}}} - 1 \right) \times 1000$$

Os valores de δ são expressos em partes por mil ou permil (‰) em relação ao valor referência, uma vez que os processos de fracionamento não mostram grandes variações nas concentrações de isótopos. Além disso, para as análises de carbonatos e de água, geralmente, adota-se, respectivamente, o Vienna PeeDee Belmenite (VPDB) e o Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) como padrões. Dessa forma, valores δ -‰ mais altos significam um enriquecimento de ^{18}O na amostra, em relação ao valor da referência. Por outro lado, valores negativos significam que a amostra está empobrecida em ^{18}O , portanto enriquecida em ^{16}O em relação ao valor de referência (Clark & Fritz, 1997).

Assim, o vapor proveniente da evaporação oceânica recebe fluxo preferencialmente do isótopo mais leve, o que leva ao enriquecimento em ^{16}O em relação a água do mar, resultando em menores valores de $\delta^{18}\text{O}$. Por outro lado, o isótopo ^{18}O é preferencialmente transferido para a chuva em relação ao ^{16}O no processo de condensação, de modo que o $\delta^{18}\text{O}$ terá maior valor do que o seu vapor remanescente, que apresentará $\delta^{18}\text{O}$ cada vez mais negativos, quanto maior a precipitação (Figura 1). Processo análogo ocorre para os isótopos de hidrogênio.

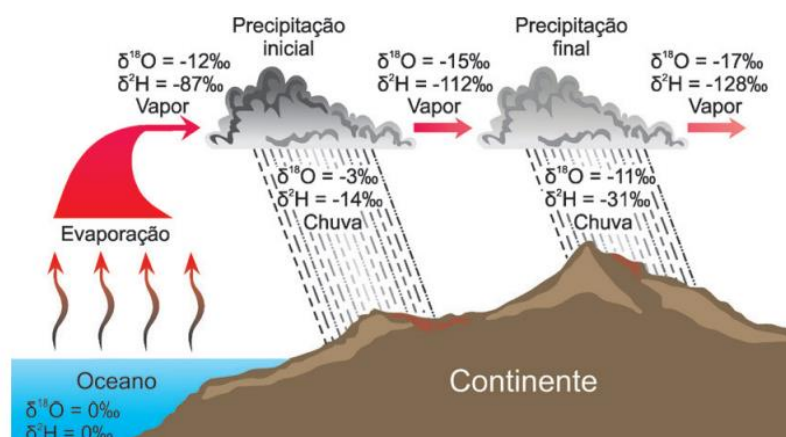


Figura 1 - Esquema ilustrativo dos processos de fracionamento cinético (Rayleigh) e do fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ na chuva à medida que a umidade marinha é transportada sobre o continente (Barbosa, 2018).

O $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato de cálcio dos espeleotemas varia conforme a composição isotópica da água meteórica, sendo também influenciado por fatores ambientais, como altitude, distância da caverna em relação ao mar, temperatura, entre outros (Mcdermott, 2004). Todavia, em diferentes regiões, observa-se a relevância maior de determinados fatores em detrimento de outros afetando o fracionamento, como o que ocorre, por exemplo, em regiões de altas e médias latitudes, nas quais a temperatura tem maior interferência na composição isotópica das chuvas. Em regiões tropicais ocorre o fenômeno conhecido como *amount effect*, no qual, devido a recorrência de convecções verticais, os valores isotópicos na chuva tendem a ser menores com o aumento da quantidade de chuva (Lachniet, 2009).

Ainda, como abordado por Moquet et al. (2016), no caso de análise de carbonatos em espeleotemas, há a interferência no valor isotópico devido ao tempo de residência da água proveniente das chuvas no aquífero acima da caverna. Esse efeito, chamado de efeito reservatório, acontece devido ao armazenamento da água de infiltração nesse “reservatório” por período indeterminado, podendo eventualmente entrar em contato com novas águas de precipitação, suavizando a variação isotópica devido à mistura das águas de diferentes períodos chuvosos. Essa mistura vai depender do tempo de residência da água, que está associado com o tamanho do reservatório de água que alimenta os gotejamentos na caverna (Moquet et al., 2016).

Além disso, esse efeito pode causar atraso e menor variação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da água de gotejamento e, conseqüentemente, dos espeleotemas, em resposta a eventos de chuva. Em reservatórios maiores, associado ao meio fraturado em pacotes rochosos mais espessos, a água tende a ficar armazenada por mais tempo, o que torna o gotejamento perene. Isso faz os valores de $\delta^{18}\text{O}$ menos variáveis e, assim, não refletem a chuva do momento, mas uma mistura de água de diferentes eventos. Por outro lado, os gotejamentos de reservatórios menores, típicos de cavernas rasas, tendem a secar pouco tempo depois do período chuvoso. Desse modo, apresentam dados isotópicos mais variáveis, caracterizados por respostas rápidas aos eventos de chuva (Novello et al., 2012; Lachniet, 2009).

3.3 Aplicação das razões isotópicas de carbono

Da mesma forma que o oxigênio, também pode-se estudar as razões isotópicas do carbono, sendo que seu isótopo estável mais abundante é o ^{12}C , responsável por mais de 99% do carbono da Terra, seguido do ^{13}C , responsável pela maior parte restante (Ruddiman, 2008). Semelhante à notação usada para isótopos de oxigênio, as razões de carbono são relatadas como desvios em partes por mil (‰) em relação a um padrão, sendo que amostras com quantidades relativamente maiores de ^{13}C em relação ao ^{12}C têm valores de $\delta^{13}\text{C}$ maiores, enquanto o contrário ocorre para quantidades relativamente maiores de ^{12}C .

As árvores e a maioria dos arbustos e gramíneas de clima frio realizam fotossíntese via C3, que produz tecido orgânico com valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -21‰ e -28‰ . Por outro lado, alguns arbustos e a maioria das gramíneas de climas quentes usam a fotossíntese chamada via C4, que produz vegetação com $\delta^{13}\text{C}$ variando de -11‰ a -15‰ (Ruddiman, 2008). Para fins de reconstituição climática, o carbono orgânico na vegetação terrestre é marcado com um valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰ , enquanto a grande quantidade de carbono inorgânico no oceano, assim como as rochas carbonáticas marinhas, tem um valor médio próximo a 0‰ .

Nos oceanos, o carbono orgânico (com valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximo a -22‰) compõe uma pequena fração do reservatório de carbono, onde o carbono inorgânico ($\delta^{13}\text{C}$ próximo de $+1\text{‰}$) predomina, o que resulta em um valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ próximo 0‰ (Ruddiman, 2008). O carbono sofre fracionamento, por exemplo, durante a fotossíntese, sendo que o CO_2 da atmosfera é a fonte de carbono para a fotossíntese. Nesse processo, as plantas incorporam mais facilmente o isótopo leve (^{12}C) do que o mais pesado (^{13}C), de modo que a matéria orgânica tende a possuir valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$.

Com base nisso, interpretações variadas das assinaturas $\delta^{13}\text{C}$ em espeleotemas têm sido oferecidas na literatura (Baker et al., 1997a apud Fairchild & Baker, 2012). A fonte inicial de carbono para os espeleotemas é o CO_2 presente no solo, onde ocorre em maiores concentrações, fornecido principalmente pela respiração das raízes das plantas e pela decomposição da matéria orgânica (Novello et al., 2021). Também é expressiva a contribuição de carbono proveniente dos carbonatos da rocha encaixante, sendo o CO_2 atmosférico pouco expressivo na composição isotópica do espeleotema, uma vez que suas concentrações são expressivamente menores se comparado com o solo.

Ainda, como há apenas um pequeno fracionamento entre HCO_3^- e CaCO_3 durante a precipitação do carbonato, a variabilidade na composição isotópica de carbono em espeleotemas está relacionado com a assinatura do solo, com a fotossíntese das plantas e com a decomposição da matéria orgânica, bem como com a sua modificação no sistema cárstico (Fairchild & Baker, 2012). Desse modo, os dados de carbono também podem estar diretamente relacionados às condições climáticas.

Cabe destacar que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das estalagmites estão diretamente ligados aos valores isotópicos da vegetação, a depender dos tipos de plantas dominantes e a fotossíntese por elas realizadas, assim como permitem inferir processos no solo, mudanças na vegetação e no intemperismo. Dessa forma, estalagmites precipitadas em cavernas, em especial na América do Sul, sob condições de solos dominados por plantas C3 normalmente têm valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de - 14‰ a - 6‰, enquanto as precipitadas abaixo da cobertura de plantas C4, mais adaptadas a concentrações de CO_2 atmosférico mais baixas, entre - 6‰ e + 2‰ (Novello et al., 2021).

Ressalta-se, ainda, que as mudanças climáticas em escala global, do último século, com o aumento da temperatura e aumento das concentrações de CO_2 atmosférico também podem estar relacionados a variações nos valores isotópicos, tanto do carbono como do oxigênio. Isso porque, além dos efeitos na temperatura e nos padrões de precipitação (intensidade e frequência), a queima de combustíveis fósseis, por exemplo, é responsável pela maior liberação de carbono leve, o que, conseqüentemente, afeta os valores de $\delta^{13}\text{C}$.

3.4 Sistema de Monções da América do Sul (SAMS)

O Sistema de Monções da América do Sul (SAMS, da sigla em inglês) é o principal sistema convectivo da América do Sul, atuando desde a Amazônia até a Bacia do Prata, responsável por alta precipitação anual na região (Gan et al. 2004; Marengo et al. 2012). De acordo com Gan et al. (2004), o ciclo médio de precipitação no Brasil central apresenta significativo aumento durante a primavera austral (setembro a novembro), com sua maior atividade ocorrendo durante os meses de verão (DJF), e um rápido decréscimo em abril.

Cerca de 50% da precipitação durante o ano na América do Sul (sub)tropical ocorre entre os meses de dezembro a fevereiro (Gan et al., 2004), sendo que o período de outubro a abril apresenta cerca de 90% da precipitação anual (Garcia, 2006). Assim, esse sistema possui grande importância socioeconômica, uma vez que é responsável pela precipitação associada ao abastecimento de água doce para consumo populacional, agricultura e energia, além do seu papel fundamental nos ecossistemas.

As monções, de forma geral, são fenômenos relacionados a fortes índices de precipitação ou secas significativas que ocorrem em diferentes épocas do ano (Faggiani et al., 2020). O SAMS apresenta um ciclo sazonal de circulação de ventos e de precipitação bem estabelecido, que se inicia durante a primavera austral, com sua fase intensa ocorrendo durante o verão austral, entre dezembro e fevereiro, com término entre março e abril (Vuille et al, 2012; Novello et al, 2017). A intensidade, quantidade e frequência da precipitação das monções são controladas por complexos mecanismos acoplados e que ocorrem em múltiplas escalas espaço-temporais (Carvalho & Dias, 2020).

Devido a essa notável variabilidade sazonal na precipitação, nesta faixa do sul da Amazônia ao sudeste do Brasil, com verão (DJF) úmido e quente e inverno (JJA) seco e ameno, o clima desta área é classificado como monção. No entanto, a definição clássica de um padrão de monção baseia-se na reversão sazonal dos ventos, de modo que esta não seria considerada uma região de monções, uma vez que a América do Sul não apresenta reversão sazonal dos ventos entre janeiro e julho. Essa classificação apenas se aplica para esse caso, pois as definições modernas consideram a diferença de precipitação entre inverno e verão que ocorre na América do Sul para classificar essa região como de clima de monção, e a combinação de sistemas atmosféricos responsáveis pela precipitação é chamada de Sistema de Monção Sul-Americano, sendo que diferentes sistemas de circulação nos níveis superior e inferior da atmosfera caracterizam esses dois períodos.

Segundo Shimizu et al. (2020), a variabilidade do SAMS pode ser influenciada por interações oceano-atmosfera, através da modulação da circulação divergente norte-sul e do movimento da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ). Ademais, um dos responsáveis pelo transporte de umidade na América do Sul são jatos de baixo nível da América do Sul (South American Low-level jet), cujas variações influenciam especialmente o início e o desenvolvimento dos sistemas de convecção em mesoescala (Carvalho e Dias, 2020).

No que diz respeito a ITCZ, sua posição é uma das principais influências no regime do SAMS, responsável pela entrada de grande parte da umidade no continente sul-americano, em especial no Brasil (Vuille et al, 2012). Esse sistema está situado no ramo ascendente da célula de Hadley, próxima a linha do Equador ao redor de todo o globo. Seu posicionamento latitudinal está associado à região com maior temperatura superficial do mar, de forma que, um resfriamento na Temperatura de Superfície do Mar (TSM) no hemisfério norte provoca um deslocamento da ITCZ para o sul, por exemplo. Sendo assim, a variação da TSM é considerada um dos principais fatores que causam o deslocamento ITCZ e a consequente variação de intensidade da SAMS (Vuille et al, 2012; Novello et al, 2016).

Ainda, durante a fase madura do SAMS, ocorre a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ), faixa de convergência de orientação noroeste que se estende do sul da região amazônica até a parte central do Atlântico Sul, que influencia principalmente a precipitação do centro-oeste e sudeste brasileiro. Assim como a ITCZ é deslocada devido a variações de insolação e da TSM do Atlântico, a SACZ sofre variação devido a tais forçantes, afetando o regime de precipitação da SAMS (Stríkis & Novello, 2014; Novello et al., 2017).

Vale ressaltar que a variabilidade da precipitação associada ao SAMS em escala decadal e sub-decadal é influenciada por fatores como El Niño - Oscilação Sul (ENSO), Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) que influenciam a posição da ITCZ e a intensidade do SAMS. Por exemplo, Lima (2015), através de correlações espaciais entre anomalias de precipitação

e anomalias da TSM, verificou que o ENSO exerce forte influência no sudeste da Bacia Amazônica, principalmente durante a primavera e o verão. Assim, eventos secos (chuvosos) no sudeste da Bacia Amazônica podem ser, por vezes, associados com episódios de El Niño (La Niña).

3.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ)

De acordo com Nobre et al. (2002), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ, da sigla em inglês) é caracterizada por uma faixa de nebulosidade convectiva, de direção noroeste-sudeste, que se estende da Amazônia, passando pelo sudeste brasileiro, chegando até o Atlântico subtropical, possuindo papel fundamental na distribuição pluviométrica na América do Sul, principalmente durante os meses de primavera e verão austral. Carvalho et al. (2004) descreve a SACZ como uma região com alta variabilidade da atividade convectiva na América do Sul durante o verão.

Sabe-se que diferentes sistemas em diferentes escalas podem afetar a distribuição e manutenção da SACZ. Durante os meses de verão austral, a SACZ possui um padrão de circulação associado à SAMS, à Alta da Bolívia e ao cavado na costa nordeste do Brasil (Ferreira et al., 2004). No que diz respeito a umidade associada a SACZ, Quadro et al. (2013 apud Faggiani et al., 2020) citaram que, na região tropical, o fluxo de umidade está relacionado ao transporte de umidade através dos ventos alísios. Já Barreiro et al. (2002) argumentam que a precipitação sobre o oceano é mais influenciada pela TSM, que afeta a estabilidade atmosférica e o fornecimento de umidade para a convecção, sendo importante na variabilidade da SACZ oceânica, mas não muito efetiva nas porções continentais.

Para Robertson e Mechoso (1998 apud Nobre et al., 2002), a intensificação da SACZ, em escala interanual, coincide com anomalias negativas (positivas) de TSM ao norte (sul). Isso porque quando a circulação da SACZ se estabelece, as áreas oceânicas adjacentes tendem a resfriar e, conseqüentemente, intensifica-se a circulação da monção, devido ao aumento do gradiente de temperatura entre o oceano e a atmosfera. Ainda, sabe-se que as anomalias positivas de TSM favorecem o aumento da evaporação, o que pode favorecer a convecção da SACZ, uma vez que há uma maior disponibilidade de vapor d'água e as camadas inferiores da atmosfera ficam mais instáveis (Nobre et al., 2002).

Outros estudos explorando aspectos relativos ao acoplamento entre a SACZ e a TSM do Atlântico, como Chaves e Nobre (2004), mostram que a intensificação da SACZ tende a causar uma diminuição da TSM devido à menor incidência solar na superfície oceânica, associada a nebulosidade. Essa interação entre oceano e atmosfera pode levar à desconfiguração dos processos que mantêm a SACZ oceânica ativa, uma vez que sem a diminuição da TSM, a SACZ permanece estável por mais tempo (Jorgetti, 2008).

3.6 Zona de Convergência Intertropical (ITCZ)

A Zona de Convergência Intertropical (ITCZ, da sigla em inglês), assim como as demais zonas de convergência, trata-se de uma faixa de alta nebulosidade, que, neste caso, envolve todo o globo terrestre em latitudes equatoriais. Sua formação está associada à confluência dos ventos alísios de sudeste (provenientes do hemisfério sul) e de nordeste (do hemisfério norte). Assim, esta zona de convergência influencia a umidade e a precipitação nas regiões a ela associadas, ganhando destaque por possuir papel fundamental na bacia Amazônica, transportando calor e umidade dos oceanos para latitudes médias e altas (Faggiani et al., 2020), assim como nas estações chuvosas no Nordeste do Brasil, associada a permanência da ITCZ posicionada mais ao norte ou sul (Melo et al., 2009 apud Novello et al., 2012).

Ainda, a ITCZ é definida a partir de diversos fatores meteorológicos que atuam sobre a região equatorial dos oceanos, dentre os quais se destaca a Zona de Confluência dos Alísios, o cavado equatorial e as temperaturas de superfície do Oceano Atlântico. No que diz respeito a sua movimentação e posicionamento latitudinal, a ITCZ migra sazonalmente entre os hemisférios norte e sul, chegando nos meses de verão boreal (agosto e setembro) a sua posição mais a norte e nos meses de março e abril a sua posição mais a sul. Na literatura, alguns autores afirmam que a estrutura da ITCZ está sobre a região em que a temperatura da superfície do Oceano Atlântico é máxima e que uma circulação meridional induzida pelo dipolo de temperatura de superfície do mar sobre o Oceano Atlântico Tropical afeta seu deslocamento meridional (Schneider et al., 2014).

É válido destacar que as chuvas que ocorrem no norte e nordeste do Brasil estão relacionadas não só a ITCZ, mas também com a sua associação com outros sistemas como a SACZ, sendo que massas de umidade originárias da SACZ se dirigem sobre o centro-leste do país, em direção às baixas pressões da ITCZ, resultando em precipitações ao longo do seu trajeto (Novello et al., 2012). É válido também destacar que as anomalias de precipitação são associadas aos mecanismos dos movimentos ascendentes das células de Hadley, bem como a célula de Walker (Melo et al., 2009 apud Novello et al., 2012).

Ainda, no que diz respeito a influência de eventos de El Niño - Oscilação Sul, de acordo com Pezzi e Cavalcanti (2001) e Novello et al. (2012), a ITCZ se posiciona mais ao norte em caso de dipolo em que águas mais quentes estão no Atlântico Norte (dipolo quente), período em que o nordeste do Brasil apresenta precipitação abaixo da média, enquanto no dipolo frio (águas mais quentes no Atlântico Sul), a ITCZ está mais a sul. Porém, em anos de El Niño, apenas o extremo norte do Nordeste brasileiro possui precipitação acima da média, enquanto em anos de La Niña todo Nordeste apresenta anomalias positivas de chuva.

3.7 Dipolo do Oceano Atlântico Sul (SAOD)

O principal modo de variabilidade acoplado sobre o Atlântico Sul, denominado Dipolo do Oceano Atlântico Sul (SAOD, da sigla em inglês), é caracterizado por um dipolo de anomalias da temperatura de superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico Sul. Neste dipolo, um centro está localizado na porção sudoeste, em latitudes do sul do Brasil, Uruguai e Argentina, e o outro centro na parte mais tropical do Atlântico Sul, na costa da África Tropical, com variabilidade interdecenal, apresentando também certa variabilidade intra-sazonal (Bombardi et al., 2014).

Nnamchi et al. (2011) investigaram, a partir de conjuntos de dados observacionais e de reanálise de 1950 a 2008, a existência deste modo de variabilidade dipolar na TSM no Oceano Atlântico Sul, demonstrando que o SAOD é um mecanismo de aquecimento (resfriamento) das águas superficiais na costa da África Ocidental associado ao resfriamento simultâneo (aquecimento) na costa da Argentina, Uruguai e Brasil. Para esses autores, um episódio típico de SAOD tem duração de cerca de oito meses. Porém, a maior intensidade desse modo de variabilidade é marcada por mudanças sazonais nas anomalias de TSM, sendo mais forte durante o inverno austral e mais fraca no verão do mesmo hemisfério.

No que diz respeito à relação entre o SAOD e as variações interanuais da precipitação na África Ocidental, análises realizadas por Nnamchi e Li (2011) revelam que o dipolo tem uma conexão direta com anomalias de precipitação na Costa da Guiné, principalmente durante o verão boreal. É demonstrado neste artigo que eventos positivos do SAOD estão associados a anomalias positivas de precipitação na maior parte da Costa da Guiné. Isso porque durante a fase positiva desse fenômeno, os gradientes de TSM induzem divergências sobre o polo sudoeste ligada à convergência e movimento ascendente forte sobre o polo nordeste, que, por sua vez, aumenta o fluxo de umidade do Golfo da Guiné e do Oceano Atlântico equatorial para a Costa da Guiné, levando ao aumento da precipitação (Nnamchi & Li, 2011). O inverso ocorre nos episódios de SAOD negativo, quando há um resfriamento sobre o polo nordeste e um aquecimento sobre o polo sudoeste.

Trabalhos realizados investigando a relação entre a TSM do Atlântico e a variabilidade das características do SAMS, demonstraram que as variações na TSM sobre o Oceano Atlântico Sul, em escalas de tempo interanuais, desempenham papel importante na precipitação total de monções de verão, principalmente no oeste e sudeste do Brasil. Para Bombardi e Carvalho (2011), anomalias de TSM negativas (positivas) sobre o Atlântico Sul tropical, juntamente com anomalias positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul extratropical estão associadas a inícios precoces (tardios) da estação chuvosa, verões úmidos (secos) e chuvas mais longas (curtas) no oeste e sudeste do Brasil. Já, no nordeste do Brasil, anomalias de TSM positivas (negativas) sobre o Atlântico Sul tropical antecipam (atrasam) o início e

atrasam (adiantam) o fim do período chuvoso, aumentam (diminuem) sua duração e a precipitação acumulada durante a estação chuvosa (Bombardi & Carvalho, 2011).

Assim, esse dipolo poderia desempenhar um papel importante na organização e variabilidade da SACZ, uma vez que anomalias negativas do SAOD contribuem para a intensificação do ciclone na superfície do oceano e para o aumento da precipitação sobre a porção continental da SACZ (Bombardi et al., 2014). Robertson e Mechoso (2000) verificaram que, em escalas de tempo interanuais, eventos de SACZ mais intensos foram associados a anomalias de TSM fria no Atlântico tropical e anomalias de TSM quente no Atlântico Sul extratropical.

Bombardi et al. (2014) demonstraram que a posição dos Jatos de Baixo e Alto Nível e a evolução e o deslocamento de ciclones e anticiclones favorecem a convecção na região da SACZ. Associado a isso, a componente atmosférica do SAOD influencia nas características do ciclone sobre o Oceano Atlântico Sul e desempenha papel fundamental no posicionamento do SACZ, sendo que anomalia SAOD positiva (TSM tropical quente) desloca o ciclone e a SACZ para o norte, enquanto o deslocamento para sul ocorre em anomalia SAOD negativo (TSM tropical fria). No entanto, esse estudo não abordou o acoplamento oceano-atmosfera, que possui papel importante nos mecanismos que ligam o Oceano Atlântico Sul ao clima na América do Sul.

Cabe destacar que estudos têm demonstrado que a variabilidade do SAOD é independente ou muito fracamente correlacionada com a variabilidade do fenômeno El Niño - Oscilação Sul e com a TSM global, mesmo quando considerada uma escala de tempo defasada, indicando que pode se tratar de um fenômeno gerado localmente (Nnhamchi et al., 2011; Bombardi & Carvalho, 2011). Desse modo, o SAOD pode fornecer um padrão para a investigação da variabilidade climática e, conseqüentemente, permite melhorar as previsões, especialmente em partes da África e da América do Sul.

3.8 El Niño - Oscilação Sul (ENSO)

O fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENSO, da sigla em inglês) é o principal modo de variabilidade oceano-atmosfera e faz parte de uma circulação em larga escala que abrange todo o Oceano Pacífico tropical. Ele é causado pela redistribuição de calor associado a uma perturbação na circulação da célula de Walker, causando distúrbios na circulação atmosférica global e, conseqüentemente, mudanças no clima (Philander, 1990; Trenberth, 1997; McPhaden, 2002, apud Reboita e Santos, 2014).

As flutuações do ENSO são as oscilações de curto prazo mais observadas no sistema climático, repetindo, de forma irregular, em intervalos de 2 a 7 anos, com cada evento durando geralmente entre 12 e 18 meses, com auge durante o inverno austral (Ruddiman, 2008). Nos

anos sem El Niño, as temperaturas da superfície do Oceano Pacífico centro-leste tropical são bastante frias. Já em anos em que este fenômeno acontece, a pressão do nível do mar cai e as temperaturas nesta região aumentam, enquanto no extremo oeste do Pacífico a pressão do nível do mar aumenta e a precipitação diminui (Ruddiman, 2008).

As temperaturas oceânicas mais baixas em períodos de não El Niño resultam da ressurgência, devido a ação de fortes ventos que afastam, da costa da América do Sul para oeste, a água quente da superfície do oceano. Como as águas frias não são boas fontes de vapor d'água para a atmosfera, esses são anos mais secos nesta região da América do Sul. O contrário ocorre em anos de El Niño, em que há um enfraquecimento na intensidade dos ventos alísios sobre essa região, de modo que a ressurgência não ocorre, havendo o aquecimento do oceano, configurando uma grande fonte de umidade (Ruddiman, 2008).

El Niño está dinamicamente ligado à Oscilação Sul, que funciona como uma “gangorra” na pressão atmosférica superficial entre a região da Austrália e o Pacífico tropical centro-leste (McPhaden, 2002). Os movimentos descendentes e ascensão associados à Oscilação Sul ocorrem em momentos opostos entre essas regiões, sendo que baixas pressões atmosféricas estão associadas a uma maior quantidade de chuva, enquanto a alta pressão está associada a condições de seca (Ruddiman, 2008). Assim, anos de ENSO apresentam baixas pressões, temperaturas oceânicas quentes e chuvas fortes no Peru e alta pressão e seca no norte da Austrália.

Como descrito por McPhaden (2002), na atmosfera, chuvas fortes ocorrem normalmente no Pacífico Oeste, sobre as águas superficiais oceânicas mais quentes, de modo que nos períodos de El Niño, com a migração dessas águas quentes, ocorre também uma migração dessas fortes chuvas. Como o processo de condensação libera calor para a troposfera média e alta, fornecendo energia responsável por impulsionar os ventos globais, a influência do El Niño é estendida a partes remotas do planeta, alterando, portanto, os padrões de circulação.

Eventualmente, as condições de El Niño ultrapassam seu estado normal e produz temperaturas frias anômalas na superfície do Pacífico Leste, devido a atuação de ventos alísios mais fortes que o normal, além de pressão atmosférica bastante alta no Pacífico tropical oriental e baixa pressão no Pacífico tropical ocidental (McPhaden, 2002). Esse fenômeno recebe o nome de La Niña, cujos efeitos no clima global são quase opostos aos do El Niño.

De maneira geral, um evento de El Niño (ENSO positivo) favorece o decréscimo da pressão atmosférica no Pacífico Tropical leste em relação a porção oeste e, nesse caso, tem-se a fase negativa da Oscilação Sul. Já um evento de La Niña (ENSO negativo) é caracterizado pelo resfriamento da TSM no setor centro-leste do Pacífico Tropical e um

aumento na pressão atmosférica, na qual se tem a fase positiva da Oscilação Sul (Reboita & Santos, 2014).

É claramente identificada uma relação entre as condições da superfície do Atlântico tropical e o ENSO. Essa relação é observada uma vez que os eventos equatoriais interanuais quentes (frios) no Pacífico resultam, entre três e cinco meses, em uma anomalia quente (fria) da TSM sobre os trópicos do Atlântico Norte, ao mesmo tempo em que estão associadas a fortes ventos de leste (oeste) do Atlântico ocidental (Mélise & Servain, 2003).

No que diz respeito a influência desse fenômeno no Brasil, em anos de El Niño (La Niña) ocorrem anomalias negativas (positivas) de precipitação na porção centro-leste e norte do Brasil, associado a um enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios, enquanto anomalias positivas (negativas) predominam na região sul, refletindo um padrão antifásico entre essas áreas (Novello et al., 2012; Reboita & Santos, 2014). Ainda, episódios de ENSO têm sido relacionados a eventos extremos no Brasil, como secas na Amazônia e no nordeste brasileiro e inundações no sudeste da América do Sul (Cavalcanti, 2012).

3.9 Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

No Atlântico, o índice climático conhecido como Oscilação do Atlântico Norte (NAO, da sigla em inglês) é frequentemente discutido, sendo esse o padrão de variabilidade climática, em escalas de tempo de intra-sazonal a multi-decadais, até 20-30 anos, mais proeminente nas latitudes médias e altas do Hemisfério Norte, possuindo forte influência no clima no nordeste da América do Norte, Groenlândia e Europa.

Este é um padrão de circulação atmosférico, mais especificamente uma oscilação climática, caracterizada por uma flutuação na pressão atmosférica entre um centro de baixa pressão perto da Islândia e Ártico, que recebe o nome de baixa subpolar ou baixa da Islândia, e um centro de alta pressão no Atlântico subtropical, na região de Açores-Gibraltar, denominada de alta dos Açores, que resulta no fortalecimento dos ventos de oeste no Atlântico entre esses dois centros de pressão (Ruddiman, 2008).

A variabilidade introduzida pela NAO afeta muitos parâmetros meteorológicos, incluindo a velocidade e direção do vento e diferenças na temperatura do ar e precipitação, particularmente durante o inverno boreal. A NAO também é conhecido por afetar o oceano, alterando o conteúdo de calor, a temperatura da superfície do mar, a circulação do giro, a profundidade da camada mista, a salinidade, a formação de águas profundas de alta latitude e a cobertura de gelo marinho.

Segundo Siqueira (2010 apud Santos, 2016), a NAO possui dois modos definidos, um modo positivo e outro negativo. O modo positivo tem como característica principal o aumento e a intensificação da pressão sobre o centro da Alta Subtropical (Açores), localizado mais

próximo da linha do Equador, enquanto a baixa pressão da Islândia tende a ficar mais intensa que o normal. Devido ao aumento na diferença de pressão entre as duas regiões, há uma intensificação nos jatos de baixos níveis do Atlântico através de latitudes médias. Já na fase negativa da NAO, o oposto ocorre, tanto a baixa subpolar quanto a alta subtropical são mais fracas que a média, de modo que a diferença de pressão não é tão perceptível.

Este fenômeno climático tem seus impactos mais bem conhecidos na Europa, sendo eles mais bem percebidos durante o inverno boreal. Em períodos de NAO positivo, devido a intensificação dos ventos de oeste, o norte da Europa experimenta aumento acima da média na precipitação e temperatura, além de mais tempestades, associadas às massas de ar que chegam de latitudes mais baixas. Ao mesmo tempo, o sul da Europa sofre diminuição abaixo da média na precipitação. Já em períodos de NAO negativo, os ventos de oeste enfraquecidos permitem que os ventos de leste entrem, resultando em precipitação e temperaturas abaixo da média para o norte da Europa, havendo chances de inverno nevado. Por outro lado, o sul da Europa experimenta aumento de tempestades, além de precipitação e temperaturas acima da média.

Cabe ressaltar que a NAO pode ser correlacionado não só com a variabilidade climática do Atlântico Norte, mas também com a variabilidade do Atlântico Tropical. Déqué e Servain (1989), no que diz respeito a ligação entre o Atlântico Tropical e o Atlântico Norte extratropical, sugerem a existência de um mecanismo direto e quase em fase entre essas regiões, em que quando a circulação oeste é fortalecida (enfraquecida) no Atlântico Norte extratropical, anomalias de TSM negativas (positivas) tendem a se desenvolver nos trópicos.

Acredita-se que a variabilidade da NAO está intimamente ligada a TSM do Atlântico Tropical Sul, em escala interanual a decenal. O gradiente de TSM, por sua vez, está associado à intensidade dos ventos no Atlântico equatorial, o que afeta diretamente o posicionamento meridional da ITCZ, sendo que o posicionamento mais a sul de anomalias da TSM resulta em um posicionamento mais a sul dessa zona de convergência e consequente aumento na umidade no nordeste do Brasil durante o período de chuva (Hastenrath & Greischar, 1993; Nobre & Shukla, 1996 apud Novello, 2012).

Destaca-se que a NAO tem variado, em escala decenal, em relação a sua intensidade, com anos positivos persistentes no início de 1900, diversos anos negativos nas décadas de 1960 e 1970, seguido de um fortalecimento durante os anos 1980 e início dos anos 1990. Alguns cientistas afirmam que o rápido recuo do gelo marinho ártico durante a década de 1990 foi afetado pela NAO. No entanto, o gelo marinho permanece recuando, enquanto a NAO enfraqueceu durante o final dessa década (Ruddiman, 2008). De todo modo, a tendência da NAO de permanecer em sua fase mais positiva nas últimas décadas ocorre em conjunto com diversas mudanças no clima global (Novello, 2012)

Estudo realizado por Cresswell-Clay et al. (2022) verificou que a Alta dos Açores durante a era industrial, em especial nos últimos 100 anos, comporta-se de forma diferente se comparado com o período pré-industrial, tendo sido observado que a magnitude das mudanças recentes é significativamente maior e excepcional no contexto da variabilidade climática interna. Segundo os autores, as tendências observadas no clima do Atlântico Norte são possivelmente impulsionadas por forçantes climáticas externas, cujo sinal, na era industrial, só pode ser produzido por concentrações atmosféricas de gases do efeito estufa.

Destaca-se que este estudo demonstrou também que invernos extremos cada vez mais frequentes, com a Alta dos Açores expandida, têm ocorrido com uma NAO predominantemente em sua fase positiva nas últimas décadas. Além disso, a expansão da Alta dos Açores é consistente com uma manifestação regional da expansão da Circulação Hadley (Cresswell-Clay et al., 2022).

Desse modo, o entendimento do mecanismo físico e a variabilidade da NAO é fundamental para compreender se as oscilações atmosféricas observadas são puramente naturais ou se possuem influências da ação antrópica. Ainda, destaca-se a necessidade de maiores estudos a fim de averiguar como essa oscilação influencia no clima no Hemisfério Sul, haja visto que a maior parte dos trabalhos realizados sobre a NAO focam no Hemisfério Norte.

3.10 Ciclo solar de 11 anos

Mudanças no clima da Terra podem ser moduladas por forçantes externas, relacionadas à pequenas mudanças na atividade do Sol entre períodos com maior e menor número de manchas solares, num ciclo com cerca de 11 anos de duração. O maior número de manchas solares ocorre quando a superfície do Sol está mais ativa, por conta das erupções solares, enquanto o contrário acontece quando há um menor número de manchas (Ruddiman, 2008).

Apesar da mudança na irradiância solar ser pequena, parece existir uma influência nas temperaturas da superfície do mar. No entanto, o mecanismo responsável por estas mudanças ainda é pouco conhecido (Meehl et al., 2009). Este ciclo estaria associado a vários fenômenos no sistema climático terrestre, tanto na troposfera quanto na estratosfera, sendo que diversos estudos demonstram que os sistemas de monções e zonas de convergência em grande escala ao redor do mundo são influenciados pela variabilidade solar.

Van Loo et al. (2004) observaram que no verão boreal (julho a agosto), os principais máximos climatológicos de precipitação tropical são intensificados em eventos de máximo solar, em comparação com os mínimos solares, no período de 1979 a 2002. De acordo com os autores, esse fenômeno se estende da região da Monção indiana ao Pacífico Ocidental e

da Monção da América do Norte ao Atlântico tropical, além de estar relacionada a maior precipitação na região do Sahel. Essas diferenças sugerem que um aumento na forçante solar intensifica as circulações de Hadley e Walker, o que pode alterar os regimes de precipitação tropical fortalecidos, que pode estar associado também a um fortalecimento dos ventos alísios (Van Loo et al., 2004; Meehl et al., 2009).

De acordo com Meehl et al. (2009), os picos de atividade solar aumentam a irradiância, que pode influenciar as condições climáticas nas áreas de alta pressão da superfície do oceano em latitudes subtropicais, e que causa aumento da evaporação e consequentemente da umidade carregada pelos ventos alísios para as zonas de convergência. Este processo, pode assim influenciar os regimes de precipitação tropical fortalecidos devido ao aumento da atividade solar.

No Brasil, Novello et al. (2016) discutiram, a partir de registro de isótopo de oxigênio de uma estalagmite do centro-sul do Brasil, mudanças na precipitação na região central do SAMS, evidenciando como a variabilidade solar modulou de forma consistente a força do SAMS. No entanto, este trabalho apresentou a variabilidade solar centenária, em especial para a periodicidade de 208 anos, algo distinto da variabilidade quase decenais associada as manchas solares.

Esse fenômeno estaria associado a uma maior atividade solar, acompanhada da expansão para o sul do ramo sul da célula de Hadley, que, consequentemente, modula a posição da ITCZ, sendo esse sistema de convergência deslocado para sul. Isso, por sua vez, resultaria em um aumento na convergência de umidade sobre a bacia Amazônica, em posição mais ao sul da célula de Hadley, levando a um fortalecimento do SAMS (Novello et al., 2016). Cabe destacar que, a temperatura do Hemisfério Norte (HN) é também, naturalmente, um pouco dependente das mudanças na irradiância solar, com aquecimento mais forte no HN durante os períodos de maior irradiância solar.

Assim como demonstrado por Crooks e Gray (2005), existem diversas evidências de que o ciclo solar de 11 anos tem influência significativa no sistema atmosférico e, consequentemente, no sistema climático. No entanto, a magnitude e a estrutura espacial desses fenômenos ainda não são claramente conhecidas. No que diz respeito à América do Sul, considera-se que a magnitude absoluta do forçamento solar é fraca e não suficiente para afetar diretamente o SAMS, porém, por meio de feedbacks, mudanças na irradiância solar podem levar a um fortalecimento do SAMS e ao aumento da precipitação nos trópicos (Novello et al., 2016).

3.11 Registros hidroclimáticos de espeleotemas

A comparação dos registros de espeleotemas com registros históricos hidrológicos e climáticos permite investigar a coerência entre as variações de $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema e as mudanças na distribuição das chuvas no período moderno (Yadava et al., 2004; Treble et al., 2005; Matthey et al., 2008; Cai et al., 2010; Baker et al., 2007; Jex et al., 2010, 2011), em especial com registros recentes, uma vez que registros históricos longos de precipitação, em geral, não estão disponíveis. A maioria dos estudos paleoclimáticos baseados em espeleotemas na América do Sul concentra-se na variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ interpretando as alterações isotópicas a partir de mudanças relativas na quantidade de precipitação, mudanças na fonte de umidade ou, ainda, alterações na intensidade do regime de monções.

A correlação significativa entre o $\delta^{18}\text{O}$ e os dados de chuva pode ser observada em relação a rápida conexão entre a superfície e a caverna, refletindo a chuva do momento, como também a quantidade de chuva integrada de meses anteriores, durante vários anos ou até mesmo ao longo de décadas, sendo esse um indício de mistura de água de anos anteriores. Nestes casos, o sinal isotópico da água de gotejamento na caverna não reflete, necessariamente, a composição isotópica da água da chuva de uma única estação, podendo refletir a variabilidade da chuva acumulada por vários anos (Moquet et al., 2016), uma vez que o tempo de permanência nas águas pode ser relativamente longo (Genty et al., 2014).

Vale ressaltar que, em regiões com chuvas altamente sazonais, pode não ocorrer interrupção na taxa de gotejamento, o que indica que o reservatório de água vadosa acima da caverna pode servir como fonte de água de gotejamento o ano todo. Dessa forma, os dados isotópicos do espeleotema podem refletir o efeito tampão produzido por águas mais antigas armazenadas no reservatório, sendo o $\delta^{18}\text{O}$ do espeleotema influenciado pelo tempo de permanência das águas no reservatório cárstico.

O teste de Hendy (Hendy, 1971) pode fornecer informações sobre a existência de processos cinéticos, que podem afetar o fracionamento dos isótopos durante a deposição e formação do espeleotema. Para tal, os critérios são: (1) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ permaneçam constantes ao longo de uma única camada de crescimento e (2) não haja enriquecimentos simultâneos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no carbonato do espeleotema, isto é, não há correlação entre os valores. Normalmente, com todos os outros fatores mantidos constantes, o fracionamento cinético leva a uma maior variabilidade de $\delta^{13}\text{C}$ do que $\delta^{18}\text{O}$ (Baker et al., 2007; Wiedner et al., 2008). No entanto, o teste de Hendy sozinho não é suficiente para determinar se a deposição ocorreu em condições de equilíbrio e pode não ser conclusivo para identificar o fracionamento cinético que ocorre durante o crescimento do espeleotema, uma vez que os $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ podem se correlacionar também por outros motivos (Mühlinghaus et al., 2009; Kluge & Affek, 2012).

Ademais, em cavernas cuja umidade relativa permanece em níveis próximos a 100%, o efeito da evaporação é insignificante no processo de fracionamento entre as águas de gotejamento e o carbonato (Mickler et al., 2004; Tremaine et al., 2011, Deininger et al., 2012). Mickler et al. (2006) destacaram que, para a maioria dos espeleotemas naturais, não se pode assumir um fracionamento em condições de total equilíbrio. De acordo com Fairchild e Baker (2012), em áreas onde ocorre deposição em desequilíbrio isotópico, o sinal climático primário é modificado por fracionamento cinético, o que dificulta a interpretação dos dados isotópicos.

Além da evaporação, existem outros fatores que podem explicar o desvio das condições de equilíbrio, como a rápida precipitação do carbonato, a rápida desgaseificação de CO₂ durante a dissolução ou precipitação do carbonato, que podem resultar em desequilíbrio isotópico no processo de deposição de espeleotemas (Mickler et al., 2006; Mook, 2006; Luo et al., 2013). Ainda, a variação na deposição natural dos minerais carbonáticos (aragonita ou calcita) também pode explicar a variação do $\delta^{18}\text{O}$ no carbonato ao longo do tempo, sendo que os depósitos de aragonita em equilíbrio podem exibir valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais altos que os depósitos de calcita (Lachniet, 2015).

4. ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi realizado a partir de um espeleotema da caverna Gruta das Rãs ($12^{\circ}41'31.4''\text{S}$ $46^{\circ}24'37.1''\text{W}$), localizada no município de Aurora do Tocantins (Figura 2), no sudeste do estado do Tocantins, próximo à fronteira com os estados da Bahia e Goiás. A região sudeste do Tocantins é a que apresenta maior concentração de cavernas, devido à presença dos calcários do Grupo Bambuí, sendo está uma região que conta com cerca de 200 cavernas cadastradas, cuja formação está associada com drenagens originadas nos arenitos do Grupo Urucuaia (Governo do Estado do Tocantins, 2007). Ainda, cabe destacar que os estados de Tocantins, Goiás, Bahia e Minas Gerais possuem suas fronteiras limitadas pelo Planalto Serra Geral, uma feição morfológica formada pelos arenitos da Fm. Urucuaia, de idade Cretácea, de modo que todas as cavernas da região, incluindo a Gruta das Rãs, recebem águas desta Serra.

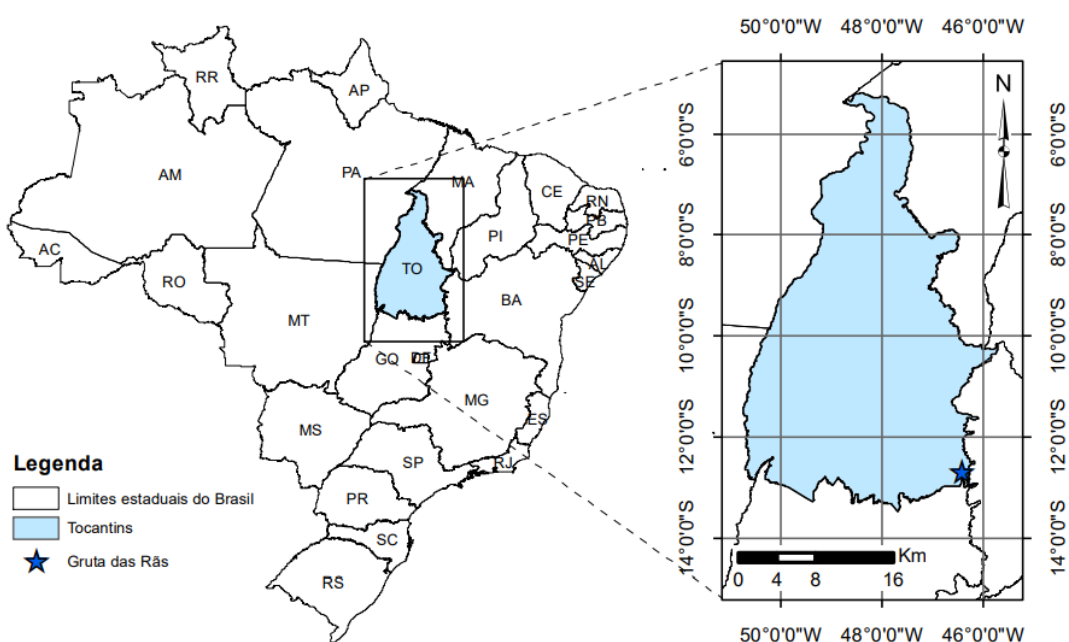


Figura 2 - Localização da área de estudo (Gruta das Rãs) no estado do Tocantins, em relação ao território brasileiro.

A Gruta das Rãs é uma caverna relativamente pequena e rasa, devido ao delgado pacote rochoso que a cobre, estimado em 20-30 m apenas. O espeleotema apresentado nesse estudo (RAN 09) foi coletado no salão mais interno da caverna. De acordo com o monitoramento realizado entre 22 de agosto de 2018 e 07 de fevereiro de 2019, no salão mais interno da Gruta das Rãs a temperatura média é próxima a 25°C , com baixa amplitude, apresentando mínima de $24,4^{\circ}\text{C}$ e máxima de $25,4^{\circ}\text{C}$, e a umidade relativa é, constantemente, de 100%, nível este que reduz a probabilidade de fracionamento entre a água de gotejamento

e formação do espeleotema associado a processos evaporativos. Já no salão mais externo a temperatura média foi semelhante, com média de 24°C, com mínima de 22,9°C e máxima de 25°C, porém a umidade relativa apresentou maior variação, estando abaixo de 100% nos meses de agosto, setembro e início de outubro, meses de precipitação reduzida na região.

Em relação às condições externas, a caverna está localizada em um bolsão de vegetação, em uma região caracterizada pela presença de vegetação do bioma cerrado, apresentando paisagem com estrato gramíneo com arbustos dispersos, contendo árvores de troncos grossos e tortuosos. Além disso, a região sudeste do estado do Tocantins apresenta considerável atividade agropecuária (Figura 3).



Figura 3 - Imagem da paisagem externa (A) e da entrada da Gruta das Rãs (B).

Segundo a análise climática para o período entre 1985 e 2016 realizada por Roldão e Ferreira (2019), o estado do Tocantins possui média de temperatura do ar de 24,9°C, sendo agosto, setembro e outubro os meses mais quentes, enquanto as temperaturas mais amenas ocorrem em janeiro, fevereiro e março. A região de Aurora do Tocantins, por sua vez, apresenta menores médias de temperatura, em torno de 23,2°C.

Sabe-se que este estado apresenta uma distribuição pluviométrica semelhante ao verificado na região central brasileira, caracterizada por um período de estação seca e outro período chuvoso. De acordo com Marcuzzo e Goularte (2013), o ano hidrológico do estado do Tocantins começa em outubro, sendo esse o primeiro mês chuvoso após um período seco. O período úmido perdura por sete meses, de outubro até abril, enquanto o período seco tem duração de cinco meses, de maio a setembro. O estudo da distribuição sazonal das chuvas mostra que a distribuição das médias anuais e mensais de pluviosidade no estado, diferentemente das temperaturas médias, não é uniforme no espaço e no tempo.

No estado, as chuvas são concentradas nos meses de atuação da monção sul-americana (novembro a abril), equivalente a, aproximadamente, 85% de toda a precipitação do ano hidrológico do Tocantins, sendo o mês de janeiro o que apresenta maior média pluviométrica (~265 mm). Entre maio e outubro predomina escassez de chuvas, com julho sendo o mês com menor registro pluviométrico, com média de cerca de 4 mm (Roldão & Ferreira, 2019).

Mais especificamente em Aurora do Tocantins, a pluviosidade média é em torno de 1.500 mm/ano. Segundo Pinto et al. (2017), o trimestre mais chuvoso ocorre entre dezembro e fevereiro (DJF), enquanto o mais seco ocorre entre junho e agosto (JJA), sendo maio e setembro também secos. De forma geral, o período chuvoso vai de outubro a abril, ainda que possa apresentar variações, podendo ocorrer antecipação do final ou atraso no início das chuvas (prolongamento da estiagem). Analisando concomitantemente a temperatura e a pluviosidade, observa-se duas estações distintas, uma caracterizada por um verão quente e úmido e outra por um inverno também quente, porém seco, como pode ser observado no climograma da estação de Taguatinga (TO), apresentado na Figura 4, localizada a cerca de 30 km a norte de Aurora do Tocantins.

Assim, apesar do clima muito sazonal que ocorre no Tocantins, o local de estudo apresenta condições climatológicas semelhantes aos estados de Minas Gerais e Bahia. O fato de a região apresentar clima quente ao longo de todo o ano pode ser explicado pela pequena influência que as massas polares exercem sobre o território, além da redução de cobertura de nuvens, em especial no inverno, que permite elevado número de horas de insolação efetiva (Roldão & Ferreira, 2019). Além disso, nota-se que menores médias de temperatura estão associadas à cobertura de nuvens nos meses mais chuvosos.

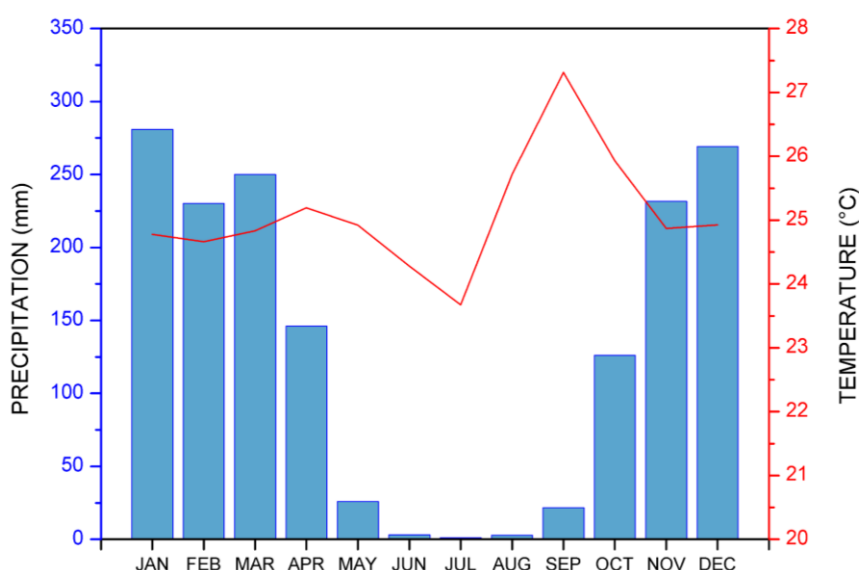


Figura 4 - Climograma da estação meteorológica Taguatinga (TO) do INMET.

4.1 Climatologia de precipitação

O centro-leste do Brasil apresenta complexa condição climática, sendo que a centralidade do estado do Tocantins no território brasileiro o expõe a influências de diversos sistemas oceano-atmosféricos, provenientes de faixas equatoriais, tropicais e, eventualmente, de faixas polares do globo. No entanto, sua posição em relação ao centro dos principais sistemas atmosféricos faz com que o estado permaneça frequentemente em seus limites de atuação, o que gera incertezas no que diz respeito aos principais agentes que atuam na precipitação local (Souza, 2016).

Os principais sistemas geradores de chuvas no estado do Tocantins são a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), que atua principalmente na porção norte do estado, e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ), que atua na porção mais a sul, onde se localiza a caverna estudada. De acordo com Hastenrath e Heller (1977), a ITCZ pode sofrer influência dos sistemas de alta pressão do Oceano Atlântico. Neste caso, o deslocamento das Altas Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) em direção à linha do Equador é responsável por uma menor quantidade de chuvas na região nordeste do Brasil, assim como na porção norte do estado do Tocantins, enquanto a retração da ASAS em direção às latitudes mais altas do Atlântico Sul causa o contrário.

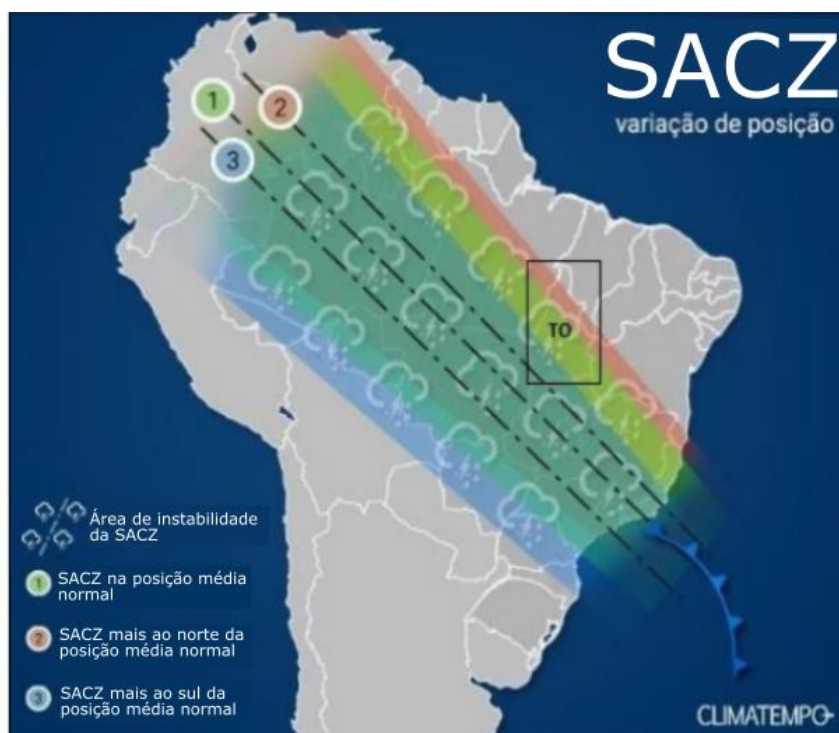


Figura 5 - Variação de posição das áreas de instabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) no Brasil. Em verde a posição média da SAZS (1), em vermelho sua posição mais ao norte (2) e em azul sua posição mais a sul, em relação à média (3) Fonte: Pegorim (2017) adaptada por Roldão (2019).

Já a SACZ, principal feição da SAMS (Gan et al., 2004), atua principalmente na porção centro-sul do Tocantins, dependendo da sua posição, como pode ser observado na Figura 5. Quando o sistema apresenta a faixa de instabilidade em posição mediana (1) as chuvas são mais bem distribuídas na porção sudeste do estado. No entanto, quando o eixo da SACZ se posiciona mais ao norte (2), as chuvas atuam em quase todo o estado, com exceção da porção norte-nordeste. Dessa forma, pode-se notar que o regime de precipitação da região de estudo está diretamente associado às condições de atividade das SACZ, demonstrando que a reconstituição paleoclimática da região de Aurora do Tocantins pode fornecer dados importantes para o entendimento da paleoprecipitação na região e sua relação com a SAMS.

4.2 Relações entre a água da chuva e a composição isotópica

Para avaliar a composição isotópica das chuvas relacionadas a variação da pluviosidade, analisou-se os dados de monitoramento meteorológico e isotópico disponibilizados pela Agência Internacional de Energia Atômica (International Atomic Energy Agency, IAEA) produzidos durante o programa GNIP (Global Network Isotope on Precipitation) para estação de Brasília (DF), cujos dados abrangem de 1965 a 1987. A estação de Brasília (15°50'60"S, 47°55'48"O) está localizada a cerca de 380 km a sudoeste da Gruta das Rãs e, de forma semelhante, tem como principal fonte de pluviosidade o SAMS, com a estação chuvosa ocorrendo principalmente nos meses de novembro e março.

A assinatura isotópica da chuva local permitiu observar uma boa correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ com o volume de chuvas. Essa relação pode ser observada na Figura 6, que apresenta os gráficos de comparação entre as médias dos acumulados mensais de chuva e os valores médios mensais de $\delta^{18}\text{O}$, em que se obteve boa correlação linear negativa entre os dados ($r^2 = -0.73$). Dessa forma, é possível dizer que quanto maior o volume de chuvas, menores serão os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na precipitação da região. Conforme descrito por Cruz et al. (2005), a assinatura isotópica da chuva em locais tropicais a norte da latitude 20°S é principalmente influenciada pelo *amount affect* e é caracterizada por uma diminuição do $\delta^{18}\text{O}$ com quantidades crescentes de chuva. Essa relação observada é empiricamente típica para chuvas associadas à convecção profunda nos trópicos (Gat, 1996 apud Cruz et al., 2005).

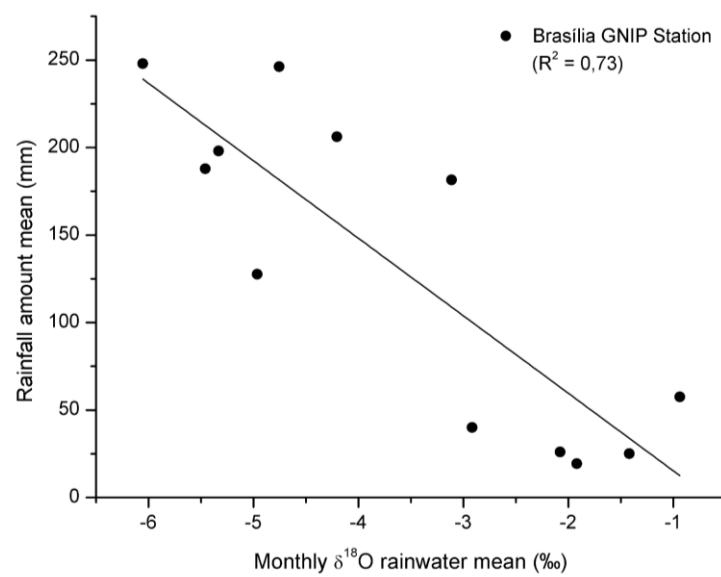


Figura 6 - Relação entre os valores médios mensais dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da chuva em relação aos acumulados médios mensais da estação de Brasília da IAEA-GNIP.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Amostra estudada

Para os estudos paleoclimáticos propostos neste trabalho foi utilizado um espeleotema do tipo estalagmite. A estalagmite em estudo é a RAN 09, de aproximadamente 19 cm de comprimento, pertencente ao acervo de amostras do Laboratório de Sistemas Cársticos do Instituto de Geociências da USP, coletada na Gruta das Rãs, localizada no município de Aurora do Tocantins, Tocantins, Brasil (Figura 2).

5.2 Geocronologia pelo método U-Th

As datações da amostra RAN 09 foram realizadas pelo método $^{238}\text{U}/^{234}\text{Th}$ no laboratório de geocronologia do Institute of Global Environmental Change da Xi'an Jiaotong University, na China, com a utilização de espectrômetro de massa do tipo MC-ICP-MS (Multi Collector Inductively coupled plasma mass spectrometer), modelo Finnigan Neptune.

Para a RAN 09 foram realizadas um total de 22 datações, em duas etapas de laboratório, uma em 2018 e outra em 2020. Os resultados mostraram que se trata de um espeleotema com idades que abrangem de 1853 a 2002 e apresentam erros de ± 2 anos a ± 24 anos, sendo que a maioria não apresentou erro maior que ± 5 anos. Os procedimentos analíticos adotados na preparação e na análise das amostras estão descritos em Cheng et al. (2009).

Por se tratar de um espeleotema com crescimento contínuo, sem hiatos aparentes, com o auxílio do Software R, junto com o StalAge, algoritmo projetado para a construção de modelos de idade de espeleotema, proposto por Scholz & Hoffmann (2011), foi possível a obtenção da cronologia para os dados isotópicos da RAN 09. Esse método, leva em conta as incertezas etárias das idades U-Th, detectadas por simulações de Monte-Carlo (MC).

A simulação de Monte-Carlo resulta em grande número de ajustes para sessões individuais da estalagmite, que descrevem a relação idade-distância. Visando levar em conta a incerteza das datações, um modelo linear de idade-profundidade é construído para cada registro contabilizando $\pm 1\sigma$ na incerteza de datação, através de um conjunto de 1.000 simulações de MC, em que uma idade aleatória dentro do intervalo de idade de $\pm 1\sigma$ foi escolhida a cada vez. A melhor estimativa de idade em determinado ponto do espeleotema é então calculada como a mediana desses ajustes, sendo os limites de confiança de 95%.

5.3 Análise mineralógica

A análise mineralógica foi realizada no laboratório de difração de raio-X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LDRX-GMG-IGc USP), com o uso de em difratômetro Bruker D8 Advance Da Vinci com detector LYNXEYE e óptica TWIN-TWIN.

5.4 Análise das razões isotópicas de carbono e oxigênio

As análises isotópicas foram feitas a partir de amostragens de CaCO_3 em pó (100 a 200 μg) proveniente da estalagmite, utilizando o micro amostrador MicroMill Micro-Sampling com broca de precisão de alta velocidade e estereomicroscópio com dispositivo acoplado carregado, presente no Laboratório de Sistemas Cársticos do Instituto de Geociências - USP (IGc-USP). A amostragem foi feita ao longo do eixo de crescimento do espeleotema, uma vez que o fracionamento cinético ocorre do centro para a borda do espeleotema (Figura 7).

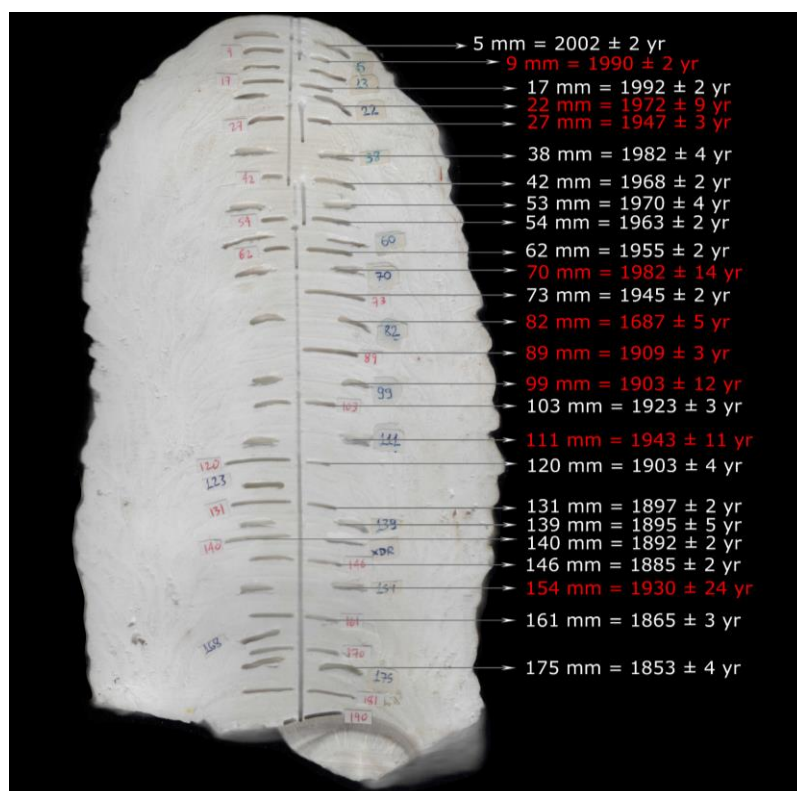


Figura 7 - Imagem da estalagmite RAN 09 que resalta os locais onde foram feitas amostragens para datação U/Th (linhas horizontalizadas) e perfil isotópico de carbono e oxigênio (linha verticalizada no eixo de crescimento do espeleotema). As setas indicam os resultados das datações pelo método U-Th, com seus respectivos erros e a profundidade em relação ao topo do espeleotema.

As amostras extraídas da estalagmite foram analisadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Centro de Pesquisas Geocronológicas (LES-CPGEO) do Instituto de Geociências - USP, com a utilização de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo Delta V Plus Advantage (ThermoFinnigan), acoplado a um sistema de preparação automática de amostras tipo Gas-Bench II.

Para obtenção das razões isotópicas de oxigênio e carbono, o princípio básico dos procedimentos analíticos consiste na análise do dióxido de carbono (CO_2), produto da reação do carbonato de cálcio (CaCO_3), da amostrada da estalagmite, com o ácido fosfórico (H_3PO_4), a partir de hidrólise ácida. A medição das razões isotópicas, realizada em relação aos padrões do laboratório, é feita após a preparação das amostras, que consiste na separação de outros gases interferentes nas análises. Os resultados obtidos se baseiam na média de análise de dez alíquotas sequenciais do CO_2 de uma mesma amostra, sendo que a precisão analítica é melhor que $\pm 0.08\%$ para os valores das razões isotópicas de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) e $\pm 0.10\%$ para os valores de oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Assim, o perfil isotópico da RAN 09, apresenta 985 pontos de dados, com resolução de 0,2 mm, o que equivale historicamente a 2 a 10 amostras por ano de crescimento, de acordo com os valores das idades U-Th obtidas na cronologia. Isso permite discutir variações climáticas com uma resolução sazonal para os últimos dois séculos, uma vez que se trata de um espeleotema com crescimento aparentemente contínuo. Ainda, foi realizada a análise isotópica da rocha encaixante, sendo que os resultados obtidos se baseiam na análise de seis amostras coletadas em pontos diversos na amostra da rocha (Anexo II).

5.5 Estatísticas de séries temporais dos dados isotópicos

Os resultados obtidos das análises isotópicas foram analisados por métodos de tratamento de séries temporais, como análise de Fourier (REDFIT) e ondaletas (Wavelets Analysis), ferramentas aplicadas ao estudo da variabilidade climática. Uma série temporal é qualquer conjunto de observações ordenadas no tempo, tipicamente usada a fim extrair sinais periódicos (ciclos) de sinais complexos e quantificar sua força, tempo relativo e correlação, podendo fornecer informações fundamentais sobre sistemas climáticos, por exemplo. A análise de séries temporais é, portanto, realizada a fim de determinar propriedades fundamentais de sistemas, quantificando características que permitem uma melhor compreensão do comportamento de fenômeno(s) registrado(s) no conjunto que se está analisando (Ruddiman, 2008; Bezerra, 2006).

As análises de série temporal construída a partir dos registros paleoclimáticos visam determinar principalmente: 1) se a série apresenta comportamento periódico ou aleatório; 2) caso constatado o comportamento periódico, em qual frequência esse comportamento é mais expressivo e qual a relação entre as frequências de oscilação mais baixas em relação às mais altas, e vice-versa; 3) em que período do tempo os eventos ou ciclos foram mais intensos e 4) a relação de quanto um registro se assemelha a outro registro ou índice.

Para a análise de séries temporais, alguns métodos matemáticos e computacionais são utilizados, dentre eles o REDFIT e análise de ondaletas. O REDFIT é uma série de

procedimentos, implementados por Schulz e Mudelsee (2002), baseados no periodograma de Lomb, que obtém uma densidade espectral. Nessa análise são consideradas sobreposições de “janelas” formadas pela divisão dos dados com base em um ajuste para altas frequências, conhecido também como ruído vermelho (red noise), além de realizar testes para sinais aleatórios sem significância no que diz respeito ao comportamento do sinal, denominado ruído branco (white noise). Os testes de significância dessa análise são baseados nos métodos de Monte Carlo e χ^2 (Ghil et al., 2002).

Já a análise de ondaletas possui como principal objetivo mostrar a ocorrência de eventos periódicos ao longo do registro paleoclimático, assim como sua intensidade, periodicidades e persistência ao longo de toda a série temporal. Para essa análise, o sinal é decomposto em diferentes níveis de resolução (multiresolução) e ajustado a uma função de onda. O resultado dessa análise é apresentado em forma de diagrama tridimensional, em que a intensidade dos eventos periódicos é mostrada através de um índice de cor, o eixo vertical mostra os períodos e o eixo horizontal apresenta o tempo (o mesmo da série paleoclimática).

5.6 Análise de retrotrajetórias

As trajetórias dos ventos e de umidade podem ser rastreadas para determinado ponto no tempo e espaço, resultando na representação das trajetórias médias das massas de ar durante certo período até atingirem uma região específica. As análises de retrotrajetória usam campos meteorológicos medidos ou modelados interpolados para estimar o caminho mais provável dos ventos. O método segue, essencialmente, uma parcela de ar retrógrado em etapas de hora em hora por um período especificado.

Com base nisso, foram calculadas retrotrajetórias para o período de agosto de 2018 a março de 2020 com localização inicial na Gruta das Rãs, usando o Hybrid Single-Parcel Lagrangian Integrated Trajectory model 5 (Hysplit V5 .1.0; Rolph et al., 2017; Stein et al., 2015), desenvolvido pelo National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). As trajetórias de retorno diárias foram computadas a partir das 17h, hora local, a uma altura inicial de 1.500 m acima do nível do solo (~800 hPa), uma vez que esta representa a baixa atmosfera, onde ocorre a maior parte do transporte de umidade.

Considerando que o tempo médio global de residência do vapor d'água na atmosfera é de 8 a 10 dias (Gimeno et al., 2021; Ent & Tuinenburg, 2017; Trenberth, 1998), as retrotrajetórias do ar foram rastreadas no período de 7 dias, uma vez que esse período abrange potenciais processos de fracionamento ao longo do transporte de umidade, cobrindo o caminho da massa de ar de volta ao ponto de saturação (Ampuero et al., 2020; Hurley et al., 2012).

O modelo foi executado com dados do ERA 5 (Hersbach et al., 2020). O ERA 5 é a reanálise atmosférica de quinta geração do clima global, obtida pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), cobrindo o período de janeiro de 1950 até o presente (agosto de 2022). O ERA5 fornece estimativas horárias de grande número de variáveis climáticas atmosféricas, terrestres e oceânicas.

Para a análise, apenas trajetórias de retorno com erro numérico dentro da tolerância e em que o início se deu em dias de precipitação foram selecionadas. Um dia de precipitação foi considerado quando a precipitação local foi superior a 0,5 mm, calculado com dados da Medição de Precipitação Global (GPM, da sigla em inglês; Huffman et al., 2019). Atendendo todos os critérios citados, foram selecionadas 266 retro-trajetórias de umidade.

Por fim, para avaliar a variabilidade do transporte atmosférico, realizou-se análise de conjuntos (clusters) das trajetórias de retorno. Essa técnica de análise permite verificar, por exemplo, que, embora um certo padrão de circulação possa ser mais frequente durante uma determinada estação, ele também pode aparecer em outros períodos do ano. Assim, cada trajetória de retorno é marcada com o número de cluster correspondente, permitindo o cálculo da frequência de ocorrência de cada cluster. Dessa forma, também é possível relacionar cada trajetória com a quantidade de chuva local no dia inicial da trajetória de retorno. Com base nessa associação, estimou-se a quantidade de chuva local que ocorre associada com cada cluster das trajetórias de retorno.

5.7 Relação entre a temperatura de superfície do mar e a precipitação na região

Buscando completar as informações no que diz respeito às diferentes fontes de umidade para a precipitação sobre a região da Gruta da Rãs e as possíveis relações da chuva com os fenômenos que ocorrem no oceano, foi realizada a correlação entre os dados de temperatura da superfície do mar (TSM) e os dados de precipitação.

Para tal, usou-se como base os dados de modelo de TSM elaborado por Shea e colaboradores (2022), com resolução espacial de 1° de latitude e 1° de longitude, cujo modelo abrangeu o período de janeiro de 1870 a junho de 2022. Para a precipitação, considerou-se os dados do CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station), um conjunto de dados de precipitação quase global. A partir disso, para o período de 1980 a 2020, foram gerados mapas de correlação anual e para os períodos de primavera (SON), verão (DJF) e outono (MAM) austral.

6. RESULTADOS

6.1 Cronologia

Por se tratar de um espeleotema com crescimento contínuo, sem hiatos aparentes, a partir dos dados das 22 datações, obteve-se a cronologia para os dados isotópicos da RAN 09. A partir do modelo inicialmente gerado (Figura 8A), foram removidos *outliers*, as quais apresentavam maiores erros e estavam fora da linha de confiança de 95% do modelo. Por se tratar de um espeleotema bastante puro em carbonato de cálcio, sem presença de material detrítico, que poderia gerar maiores incertezas as datações, os *outliers* possivelmente correspondem a erros analíticos laboratoriais e não a algum sinal da amostra em si.

A partir da remoção dos *outliers*, sendo desconsideradas apenas as datações fora do limite de confiança de 95% da cronologia inicial, e levando em consideração que a amostra estava ativa quando foi coletada, em 2018, um novo modelo foi gerado, com um total de 16 datações, além da idade de topo, resultando em uma cronologia abrangendo os anos de 1827 a 2017 (C.E.), em um espeleotema com resolução subanual (Figura 8B).

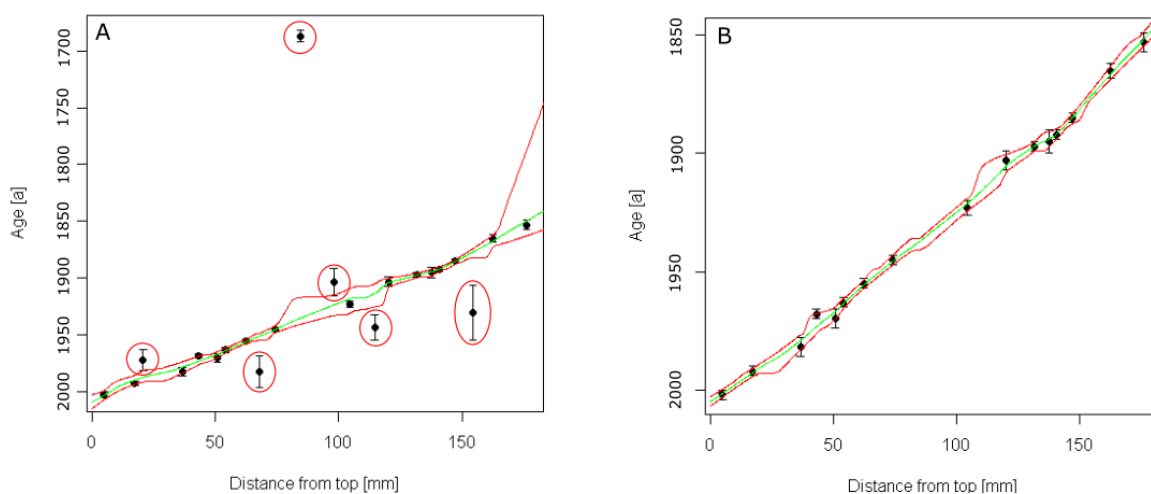


Figura 8 - Modelo cronológico obtido pelo tratamento estatístico das 16 datações U-Th, a partir do algoritmo StalAge. Os pontos circulados em vermelhos são as datações que foram excluídas da cronologia inicial (A). Em B o resultado da cronologia após a remoção de *outliers*. O eixo horizontal representa a distância em relação ao topo do espeleotema e o eixo vertical a idade (C.E.). A linha verde corresponde a cronologia gerada e as linhas vermelhas o limite de confiança de 95%.

6.2 Análise mineralógica

O resultado da análise mineralógica apontou um espeleotema inteiramente constituído por aragonita (Anexo IA). Também foi realizada a análise de difração de raio-X para uma amostra da rocha encaixante do espeleotema (Anexo IB), a qual mostrou se tratar de uma

rocha relativamente homogênea, composta por dolomita, em predominância, e um pouco de quartzo, tratando-se, portanto, de um calcário dolomítico.

Cabe destacar que espeleotemas constituídos de aragonita são mais comuns em cavernas cuja rocha encaixante é um calcário dolomítico, sendo que a predominância de aragonita pode estar associada ao maior teor de Mg nas águas de percolação na zona vadosa da caverna (Moquet et al., 2016), o que é coerente com o local de estudo.

6.3 Registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

A estalagmite amostrada apresenta uma estratigrafia bastante regular marcada por camadas cônicas, com coloração branca de aspecto leitoso, sem evidência de lacunas de crescimento (como pode ser observado na Figura 7), o que sugere crescimento aparentemente contínuo do espeleotema. A RAN 09 apresenta um registro interanual dos últimos 2 séculos, com maior densidade de dados quanto mais próximo ao presente, provavelmente associado a um crescimento mais rápido do espeleotema, possuindo, consequentemente, maior resolução.

Os dados isotópicos foram interpolados entre as datações U-Th e estão apresentados na Figura 9. No registro de $\delta^{18}\text{O}$ são observadas variações de -0,98‰ a -8,55‰. Já em relação ao $\delta^{13}\text{C}$, observa-se uma amplitude do sinal de -0,61‰ a -10,84‰. Dessa forma, diferentemente do que geralmente é observado no registro de espeleotemas, é possível notar que os dados isotópicos de carbono e oxigênio da estalagmite RAN 09 apresentam grande amplitude de variação isotópica, superior a 7‰ para o oxigênio e cerca de 10‰ para o carbono. Amplitude isotópica como ocorre na RAN09 não é comum para um período tão curto, sendo observado, por exemplo, nos dados de espeleotemas do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009; Utida et al., 2020). Porém, nestes outros casos, essas variações ocorrem em escala de tempo muito diferentes, de milhares de anos para os espeleotemas RN e na escala de décadas para a RAN09.

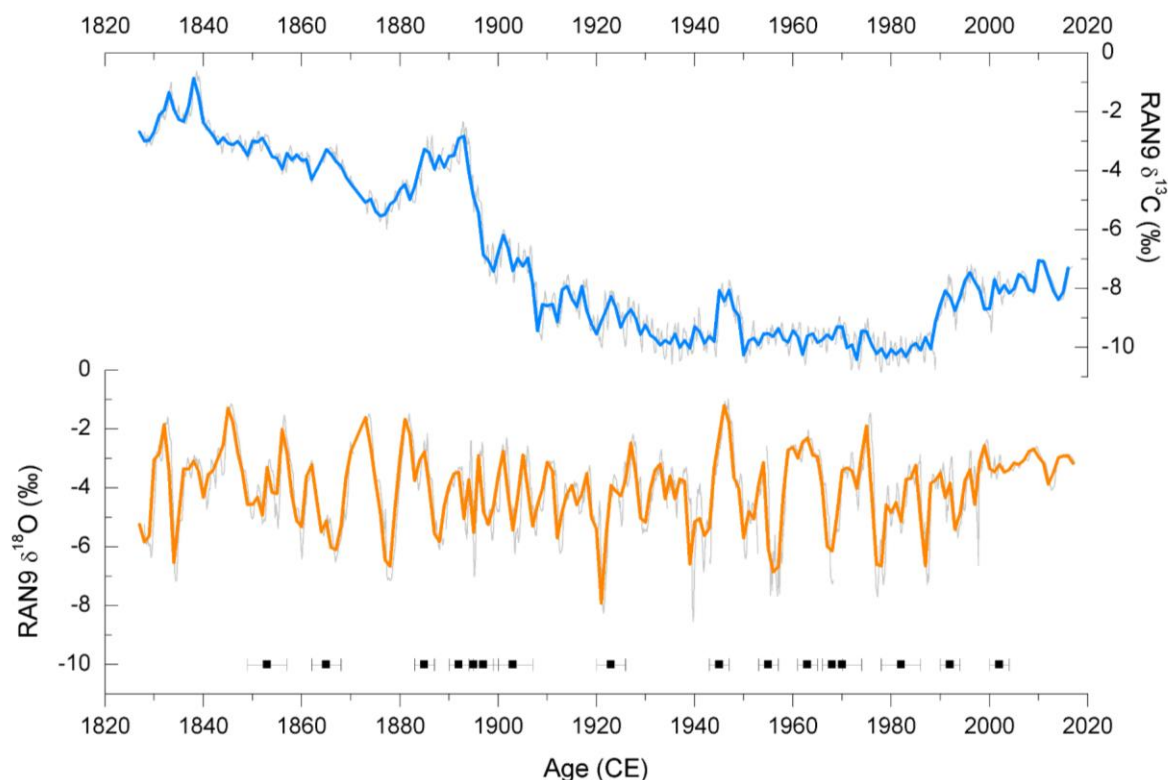


Figura 9 - Gráfico dos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos na amostra RAN 09 (em cinza), com suas respectivas médias anuais (em azul e laranja, respectivamente). Em preto estão representadas as datações U/Th, após seleção pelo algoritmo StalAge, e respectivos erros analíticos associados.

Pode-se observar que os valores isotópicos de carbono e oxigênio, de alta resolução, não apresentam uma covariação, o que sugere que são afetados por diferentes processos de fracionamento isotópico. Pode ser notado que o $\delta^{13}\text{C}$ apresenta uma clara tendência de valores cada vez mais negativos ao longo do perfil isotópico, com uma queda mais brusca por volta do ano de 1900 e leve aumento dos valores isotópicos após a década de 1990, enquanto o $\delta^{18}\text{O}$ não apresenta tendência e sim uma clara variação periódica ao longo do registro.

A baixa correlação entre os dados isotópicos de carbono e oxigênio, evidencia que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ devem estar, possivelmente, associados a composição isotópica da água da chuva, ao invés de processos evaporativos (Dorale & Liu, 2009). Por outro lado, é possível que os dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ estejam relacionados a processos de produção biogênica de CO_2 no solo (Cruz et al., 2006) e não diretamente atrelados a pluviosidade local, como acontece, geralmente, na América do Sul (Novello et al., 2021).

A fim de investigar a possível correlação do $\delta^{13}\text{C}$ do espeleotema com os dados isotópicos da rocha e do solo, foi realizada a análise de amostras da rocha encaixante do espeleotema, em que se obteve um valor médio para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ de $-4,35\text{‰}$ e $-2,22\text{‰}$, respectivamente (Anexo II). Os resultados dos valores isotópicos de carbono, embora se apresentem levemente mais negativos que os valores mais positivos da RAN09, ainda se

encontram acima da média para o período mais antigo, uma vez que para o período de 1827 a 1850 o $\delta^{13}\text{C}$ médio é de -3,66‰. Já o $\delta^{18}\text{O}$ da rocha não reflete a composição isotópica do espeleotema, em especial porque a concentração de oxigênio na água é maior do que a dos carbonatos.

Esses valores podem significar que no período do crescimento inicial do espeleotema havia uma maior influência da rocha encaixante no valor isotópico do espeleotema, com pouca presença de solo e vegetação ou, até mesmo, a sua quase ausência. Assim, os valores isotópicos de carbono da encaixante são coerentes com a média do $\delta^{13}\text{C}$ da RAN09 que representa uma fase de maior erosão do solo. Acredita-se que após esta fase, teria ocorrido uma fase de acumulação de matéria orgânica, destacada por valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$, cujas causas precisam ser melhor investigadas. Além disso, as variações do $\delta^{13}\text{C}$ da encaixante evidenciam que pode se tratar de uma rocha isotopicamente heterogênea, cabendo destacar que essa amostra foi coletada na base da estalagmite.

6.4 Variabilidade temporal dos dados de $\delta^{18}\text{O}$

A série isotópica referente aos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra RAN 09 foi submetida a análises estatísticas descritas na seção 5.5. A Figura 10 apresenta os resultados da análise espectral realizada para avaliar a periodicidade dos eventos registrados nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra. Os dados isotópicos foram analisados utilizando o programa PAST (Hammer e Harper, 2001), no qual, a partir do REDFIT, encontrou-se periodicidade de eventos em escala sub decenal, com eventos de aproximadamente 10-9 anos, 5 anos e 4 anos com significância estatística acima de 99% de confiança.

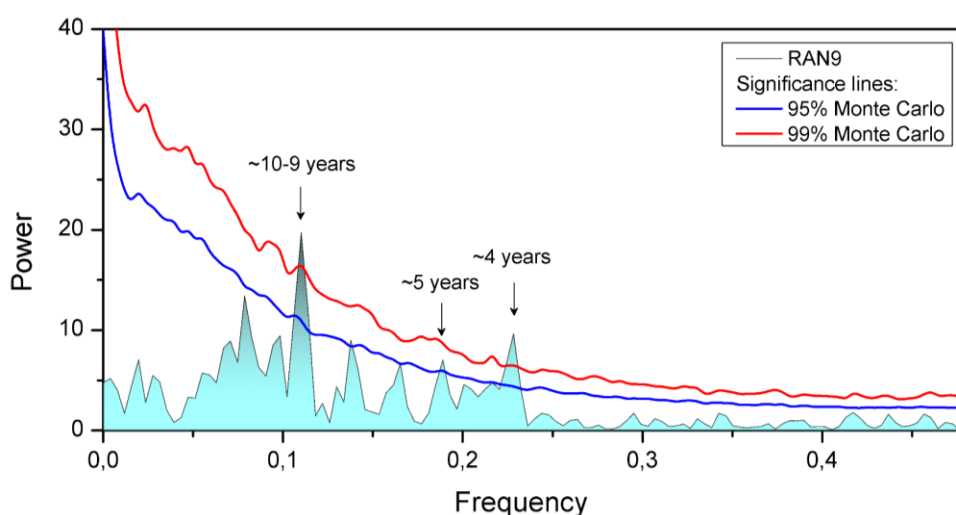


Figura 10 - Análise de decomposição espectral em frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra RAN 09. Os valores apresentados acima dos picos representam o período correspondente à frequência do pico em destaque. Os valores acima da linha vermelha apresentam um nível de confiança estatística de 99% e os acima da linha azul apresentam nível de confiança estatística 95% de acordo com o teste pela técnica de Monte Carlo.

Para a análise de ondaletas para o perfil de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra, representado na Figura 11, utilizou-se os dados igualmente espaçados em intervalos de 1 ano (análise anual). O gráfico evidencia as periodicidades dos eventos presentes no registro através da composição tridimensional, com o eixo vertical indicando os valores das periodicidades em anos e a escala de cores indicando a intensidade dos eventos.

Assim, no gráfico é possível identificar quando as periodicidades mais importantes dos eventos encontrados na análise espectral aconteceram, com a distribuição temporal das frequências. Destaca-se que a periodicidade próxima a 10 anos observadas na análise pelo método REDFIT corresponde a frequência mais persistente observada no gráfico de ondaletas ao longo do registro e se encontra dentro do cone de confiança estatística de 95% demarcado (Figura 11).

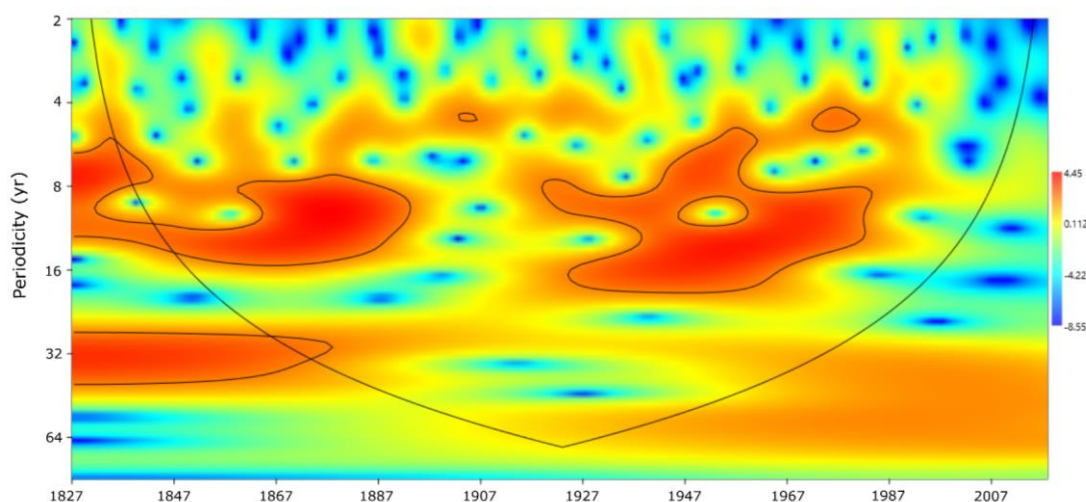


Figura 11 - Análise de ondaletas dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra RAN 09, em que no eixo vertical é apresentado o período de duração dos eventos, o eixo horizontal representa o intervalo temporal do registro e o índice de cor representa a intensidade dos eventos. O contorno em linha preta no gráfico indica os eventos que possuem significância estatística maior que 95% ($p=0,05$). A linha cônica indica o intervalo de confiança dos resultados, sendo que os externos a ele podem ter influência dos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondaletas.

6.5 Relação do $\delta^{18}\text{O}$ com a precipitação e hidrologia

O comportamento periódico do $\delta^{18}\text{O}$ é observado também em outras análises baseadas em estalagmites no Brasil central (por exemplo, Moquet et al., 2016), possuindo alternância entre picos mais positivos e picos mais negativos. A partir dos dados de reconstituição da precipitação anual da compilação realizada por Moquet et al. (2016), obtidos pela integração dos dados de chuva da região do Parque Estadual de Terra Ronca, localizado no Município de São Domingos, no nordeste do estado de Goiás, com o auxílio do software Hydraccess, é possível notar uma boa coerência dos dados, quando comparados com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 (Figura 12).

Assim como os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09, os dados de precipitação para a região também apresentam uma variabilidade decenal, além de apresentar certa variabilidade sub-decenal. Comparando as análises de Redfit e ondeleta dos dados da chuva (Anexos III A e III B) é possível notar certa coerência entre os dados, em especial quando olhamos para a variabilidade dos dados em períodos de aproximadamente 11-10 anos.

A fim de averiguar melhor essa relação, obteve-se o coeficiente de correlação de Pearson® igual a - 0,12 para os dados anuais. Essa correlação negativa, apesar de baixa, sugere a relação já esperada de que, quanto maiores as quantidades de chuva, mais negativos tendem a ser os dados isotópicos de oxigênio. Destaca-se que a correlação entre os dados isotópicos e os dados de precipitação aumenta quanto mais próximo do presente, sendo que os dados a partir de 1950 apresentam $r = -0,31$. Este aumento da correlação desde 1950 pode refletir melhor controle cronológico, devido ao maior número de datações U/Th neste período.

Essa correlação entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e quantidade de chuva evidencia a atuação do *amount effect* na região, mostrando o potencial da série de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 para a reconstituição da paleoprecipitação da região, assim como apontada em outras pesquisas com espeleotemas na região (Moquet et al., 2016). Essa correlação na escala anual também reforça a hipótese de que o reservatório do epicarste da Gruta das Rãs é pequeno, de forma que pode apresentar, possivelmente, um sinal sazonal, diferentemente de outras cavernas da região que, em geral, apresentam um sinal interanual/decenal.

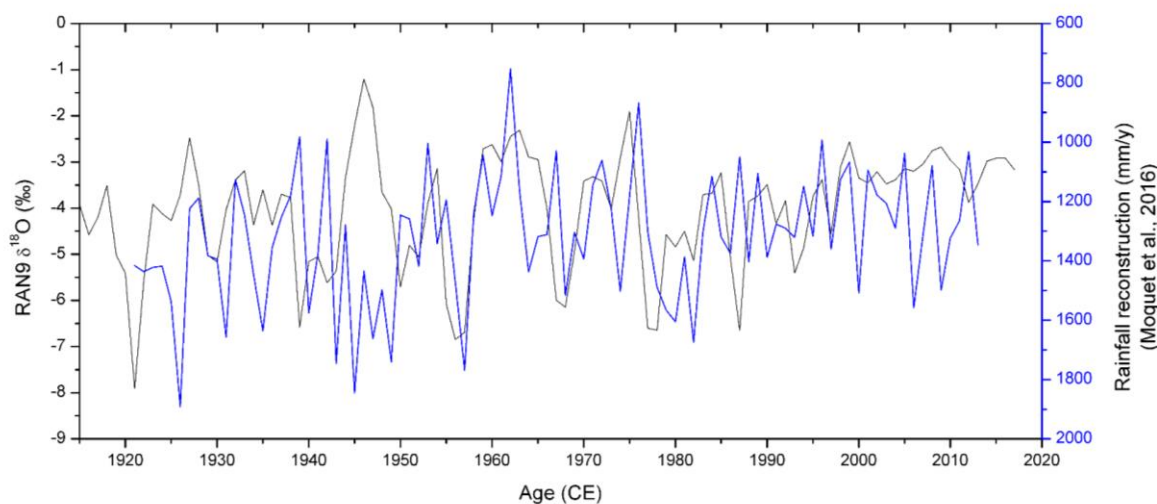


Figura 12 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de reconstrução de chuva, obtidas por Moquet et al. (2016), em azul.

Como anteriormente citado, os registros de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 não apresentam uma clara tendência, mas sim um comportamento periódico, assim como é observada para a precipitação da região. Tendo em vista que a distribuição e a quantidade de chuva da região

estão associadas à atividade do SAMS, em especial da SACZ, na região central do Brasil, o registro isotópico de oxigênio da RAN 09 pode ser usado para compreender a atividade SACZ no passado. Vale ressaltar que compreender a natureza das mudanças climáticas passadas é fundamental para colocar as mudanças climáticas atuais em uma perspectiva de longo prazo e contribuem para diferenciar as causas naturais e antropogênicas associadas às mudanças climáticas atuais e futuras (Novello et al., 2018).

Também foram realizadas comparações do registro de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 com os registros de vazão específica do rio Tocantins e do rio Paranã, próximos a caverna. Tais registros também foram usados por Moquet et al. (2016) a fim de definir a relação entre registros hidroclimáticos históricos e o registro de $\delta^{18}\text{O}$ de um espeleotema (SBE3) coletado na Caverna São Bernardo.

Estas comparações foram realizadas a partir dos valores de vazão específica média para cada ano hidrológico do rio Tocantins na estação medidora de Peixe para o período 1931-2011, assim como os dados de reconstituição mensal da vazão do rio Paranã na estação Ponte Paranã para o período de 1969-2006, apresentados por Moquet et al. (2016). O coeficiente de correlação entre a precipitação e a vazão específica mensal para os registros anuais, durante o período 1931-2011, foi positivo e $> 0,74$.

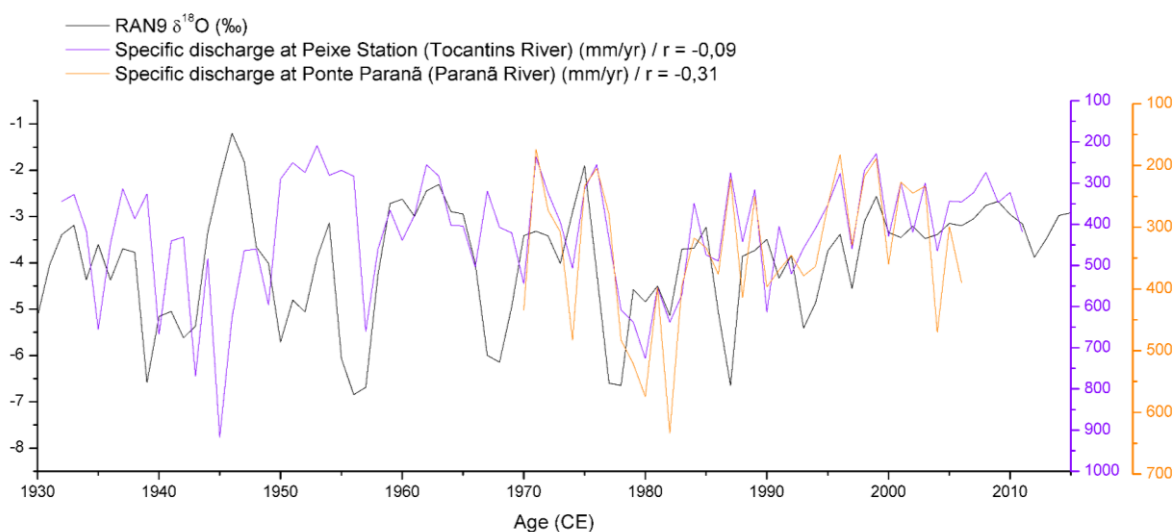


Figura 13 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de reconstituição da descarga específica nos rios Tocantins e Paranã (Moquet et al., 2016), em roxo e laranja, respectivamente.

A partir da Figura 13 é possível observar que o comportamento periódico do $\delta^{18}\text{O}$ observado na RAN 09 também ocorre nos dados de vazão de ambos os rios, possuindo alternância entre picos mais positivos e picos mais negativos. A partir dos dados de reconstituição realizada por Moquet et al. (2016), é possível notar uma boa correlação negativa dos dados da descarga do rio Paranã ($r = -0,31$). Por outro lado, não se observa

uma boa correlação dos dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 com a descarga do rio Tocantins para todo o período analisado ($r = -0,09$). No entanto, destaca-se que essa correlação se torna expressivamente maior quando analisada para o mesmo período em que se tem dados de descarga do Rio Paranã (ou seja, a partir de 1970), com $r = -0,40$.

6.6 Relação do $\delta^{18}\text{O}$ com caverna da região

Devido ao fato da região centro-leste do Brasil apresentar grande quantidade de cavernas, associado às unidades carbonáticas do Grupo Bambuí e, por se tratar de uma região com complexa condição climática, diversos estudos paleoclimáticos em espeleotemas vêm sendo realizados na região. Dentre esses trabalhos, destaca-se os estudos realizados na caverna São Bernardo ($13,81^\circ\text{S}$, $46,35^\circ\text{W}$) localizada no Parque Estadual Terra Ronca (PETER), próximo à divisa entre os estados de Goiás e Bahia.

Um dos espeleotemas estudados nessa caverna é a estalagmite SBE3, que, assim como a RAN09, apresenta alta resolução dos dados, com mais de um ponto de amostragem e análise isotópica por ano, o que não é comum em estudos paleoclimáticos com espeleotemas. Conforme demonstrado por Moquet et al. (2016), o registro de $\delta^{18}\text{O}$ da SBE3 varia com a quantidade de chuva associada à atividade da SACZ na região central do Brasil em escalas de tempo interanuais, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ refletindo maior precipitação, sendo que se acredita que a recarga nos aquíferos cársticos acima da caverna seja predominantemente proveniente das chuvas que ocorrem entre novembro e março (Moquet et al., 2016).

Os dados da RAN09 e SBE3 variam no que diz respeito à amplitude do sinal, sendo que a SBE3 apresenta amplitude de $\delta^{18}\text{O}$ de aproximadamente 1,3‰, enquanto a variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 é de 6,7‰ para o período de 2010 a 1827. Apesar disso, as médias dos valores isotópicos de oxigênio de ambas as estalagmites são bastante semelhantes, sendo -4,26‰ para a SBE3 e -4,06‰ para a RAN09 (Figura 14). Esse fenômeno pode ter forte relação com a suavização do sinal isotópico na caverna São Bernardo, em relação ao que ocorre na Gruta das Rãs, haja visto que Moquet et al. (2016) encontrou uma melhor relação dos dados isotópicos da SBE3 com a precipitação regional considerando uma suavização do sinal com uma média de aproximadamente 8 anos.

Esse efeito de suavização do sinal também reflete nas análises estatísticas dos dados isotópicos de oxigênio da SBE3. Nas análises de Redfit e Wavelet da estalagmite (Anexos III C e III D), observa-se sinais multidecenais mais expressivos, diferentemente do que ocorre nos dados da RAN09, que possui maior expressividade nos sinais decanais a subdecanais. A suavização do sinal em 8 anos, evidenciado por Moquet et al. (2016) resulta em uma maior mistura de águas de precipitação, de períodos diferentes, de modo que os sinais de alta

frequência são suavizados, o que ocorre de forma pouco significativa na Gruta das Rãs, devido a menor mistura de águas, o que torna mais evidentes esses fenômenos de mais alta frequência, devido a uma resposta mais rápida entre as mudanças na composição da precipitação e do espeleotema em formação.

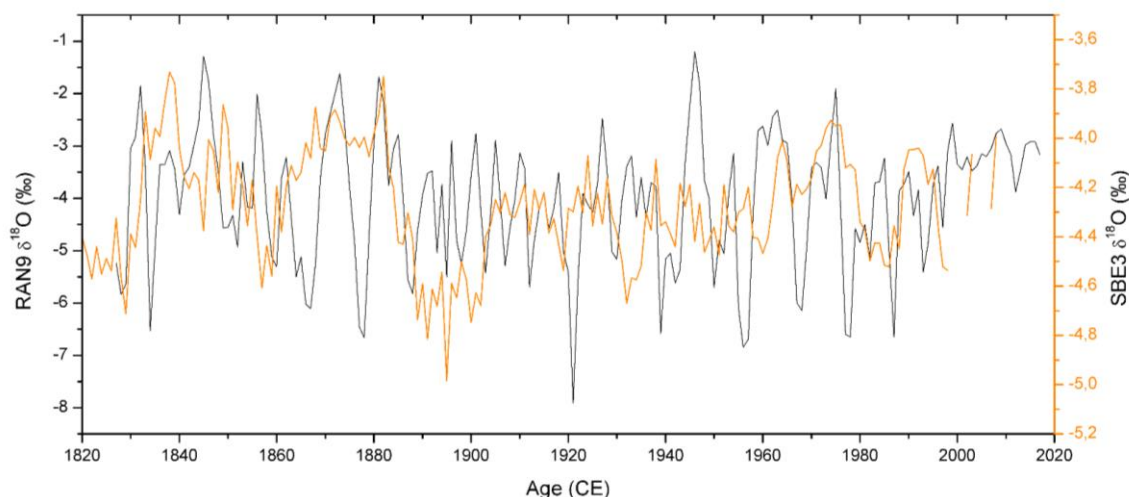


Figura 14 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da SBE3 (Moquet et al., 2016), em laranja.

Outra caverna que ocorre próxima a Gruta das Rãs é a caverna Calixto ($13^{\circ}17'35''\text{S}$; $41^{\circ}03'47''\text{O}$) localizada no município de Iramaia, na região central da Bahia. Esta caverna está inserida na borda leste da Chapada Diamantina, a ~ 475 m de altitude. A estalagmite CL4 foi coletada na parte central da caverna a cerca de 200 m da entrada. O ambiente no local de amostragem é caracterizado pela baixa circulação de ar, com temperatura de 26°C , pressão de CO_2 de 520 ppm e 92 % de umidade relativa, o que corresponde a ótimas condições para deposição de CaCO_3 em equilíbrio isotópico com a água (Novello, 2012).

Conforme demonstrado por Novello (2012), a amostra CL4 apresentou periodicidades de 27, 11-13, 8 e 5 anos com significância estatística acima de 95%, além de periodicidades de 40 e 27 anos, com uma significância entre 90-95%. Apesar de não ter sido observada uma boa correlação entre os dados da CL4 e da RAN 09 (Figura 15), principalmente devido a resolução mais baixa dos dados isotópicos de oxigênio da CL4 para os dados mais próximos do presente, a periodicidade de 11-13 anos de grande intensidade encontrada na análise espectral está próxima ao que ocorre na RAN09.

Esses valores presentes de forma bem marcada durante a análise de wavelet, em ambas as estalagmites estão de acordo com os padrões de anomalia de precipitação encontradas por Andreoli e Kayano (2004) no nordeste brasileiro, de 9-14 anos associados, à variação de pressão atmosférica da NAO. A NAO modularia a intensidade do anticiclone subtropical do Atlântico Norte, o que, consequentemente, interfere no posicionamento

meridional da ITCZ. Além disso, o enfraquecimento nos jatos de baixos níveis provenientes do Hemisfério Norte, relacionados à NAO, em direção às regiões tropicais do Atlântico, diminuem a convergência em regiões de baixa pressão atmosféricas como a ITCZ (Meehl et al., 2009 apud Novello, 2012).

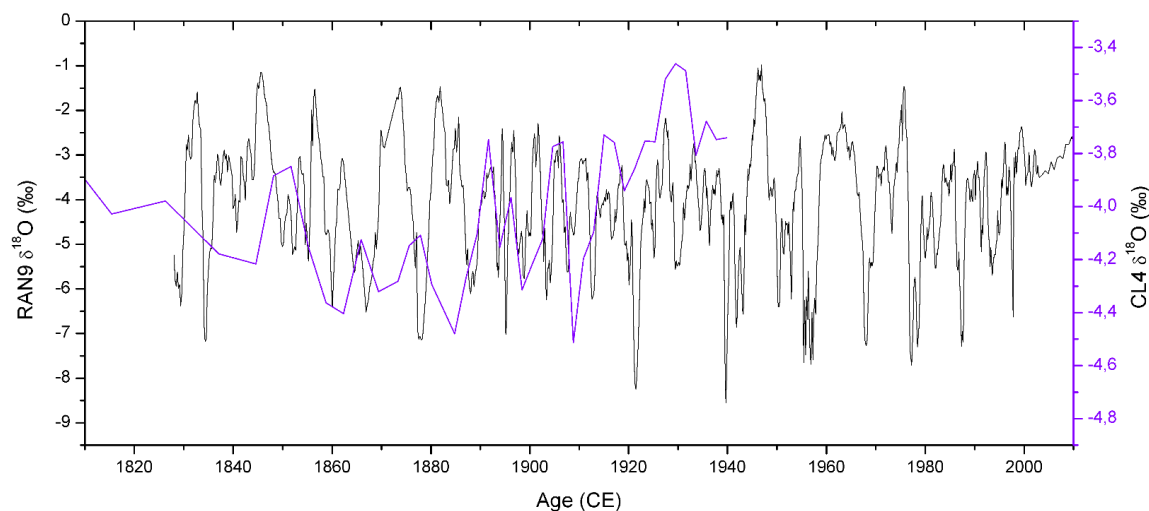


Figura 15 - Gráfico comparativo entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, em preto, e os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da CL4 (Novello, 2012), em roxo.

6.7 Retrotrajetórias de umidade

A análise das trajetórias do vento para o período de agosto de 2018 e março de 2020 para a Gruta das Rãs apresentava, inicialmente, um total de 618 trajetórias. No entanto, 12 delas estavam incompletas e 20 apresentavam erros acima do limite aceitável. Dessa forma, trabalhou-se com 576 trajetórias. Como para o cálculo das retrotrajetórias se considerou as trajetórias com chuvas como sendo aquelas com precipitação $> 0,5$ mm, apenas 266 trajetórias puderam ser calculadas por completo.

A partir disso, obteve-se as vias de transporte atmosférico em 3 conjuntos (clusters), sendo dois deles vindos de leste, do Oceano Atlântico Tropical, e outro vindo de nordeste, do Atlântico Equatorial (Figura 16). As vias de leste estão associadas à maior contribuição para a precipitação anual local, sendo que os clusters 1 e 3 (C1 e C3) apresentam frequência de ocorrência de 51% e 28%, respectivamente. Porém, o cluster 2 (C2) também apresenta contribuição significativa, com frequência de ocorrência de 21%.

Assim, os dados apontam para a influência de duas fontes de umidade para o sudeste do estado do Tocantins. Estas fontes de umidade que atuam na região podem influenciar na correlação entre o $\delta^{18}\text{O}$ e a quantidade de chuva. Cabe destacar que os meses de inverno (JJA) não apresentam quantidade de chuva expressiva nos anos analisados.

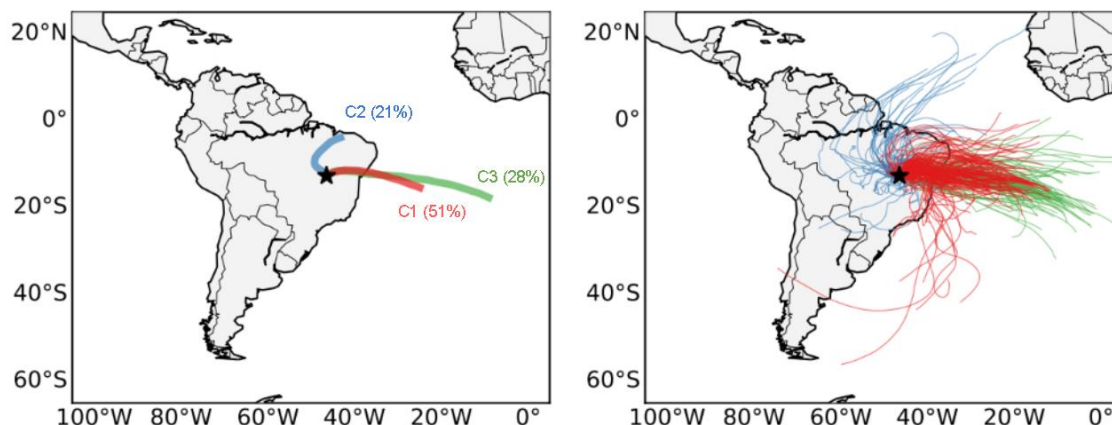


Figura 16 - Retrotrajetórias de sete dias começando na Gruta das Rãs (estrela), a 1.500 m acima do nível do solo (~800 hPa), de agosto de 2018 a março de 2020 dos eventos com precipitação > 0,5 mm. O painel à esquerda mostra o caminho médio com a frequência de trajetórias de retorno, em porcentagem, para cada cluster e o da direita mostra todas as trajetórias de retorno calculadas.

Ainda, a partir da Figura 17, é possível observar que em todas as estações com chuva significativa, com exceção dos dados observados para o mês de março de 2020, predomina, principalmente nos meses de primavera (SON), as vias de transporte atmosférico associadas ao cluster 1 e cluster 3. Assim, o setor sul do oceano Atlântico na faixa tropical se mostra como sendo a principal área fonte de umidade para a precipitação no local de estudo.

No que diz respeito à fonte de nordeste (associado a cluster 2), está se mostra mais expressiva nos meses de verão (DJF) e outono (MAM), estando essa fonte de umidade associada a ITCZ, ainda que a quantidade de precipitação a ela associada seja menor do que a relacionada ao C1 e C3 juntos, ligada a dinâmica atmosférica do Atlântico Sul. Dessa forma, a precipitação durante o período analisado para a região pode estar associada a este setor do Atlântico Sul e, de forma mais ou menos expressiva, com a umidade oriunda do Atlântico equatorial.

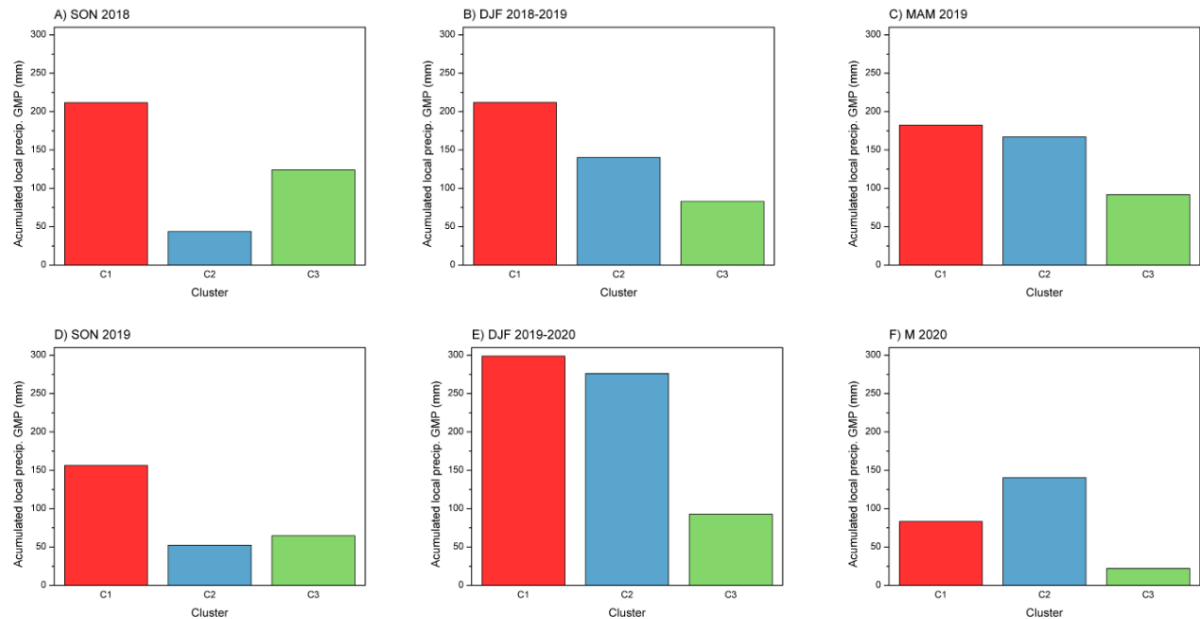


Figura 17 - Precipitação associada a cada cluster das retrotrajetórias por estação. Acumulado da precipitação para: A) Setembro-Outubro-Novembro de 2018; B) Dezembro de 2018 e Janeiro-Fevereiro de 2019; C) Março-Abril-Maio de 2019; D) Setembro-Outubro-Novembro de 2019; E) Dezembro de 2019 e Janeiro-Fevereiro de 2020 e F) Março de 2020.

6.8 Relação entre a temperatura de superfície do mar e a precipitação na região

Tendo em vista as fontes de umidade para a região da Gruta das Rãs associadas ao oceano Atlântico equatorial e tropical, foi realizada a correlação entre os dados de temperatura da superfície do mar (TSM) e os dados de precipitação, os quais abrangeram o período de 1980 a 2020. Foram gerados mapas de correlação anual (Figura 18) e para os períodos de primavera, verão e outono austral (Anexo IV).

Os dados de correlação anual evidenciam a ausência de relação significativa entre os dados de precipitação da região e variações na TSM do Atlântico Norte. Por outro lado, nota-se boa correlação negativa da chuva com o Atlântico Tropical próximo a costa da América do Sul, em que um resfriamento nessa porção do oceano é associado a uma maior precipitação na região da Gruta das Rãs, sendo também observada uma correlação positiva com a porção mais ao sul do Atlântico Sul, próximo a costa sul da Argentina.

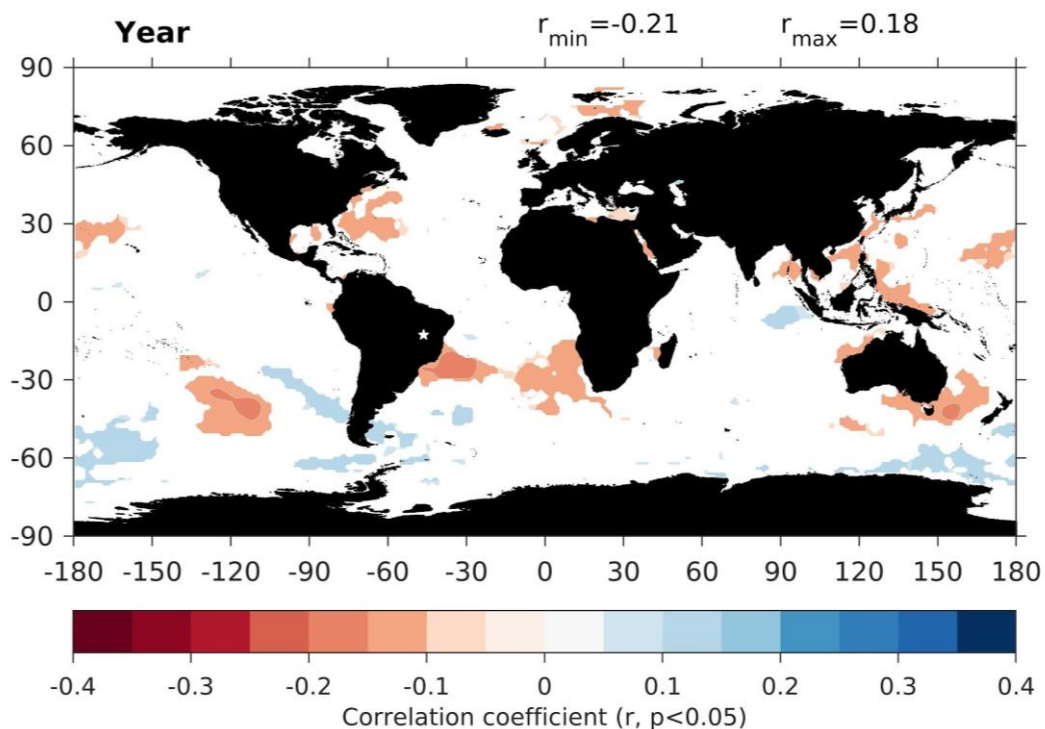


Figura 18 - Correlação entre dados da temperatura da superfície do mar (TSM) global e a precipitação anual total na região da Gruta das Rãs. O intervalo de contorno é 0,05. Tons de azul (vermelho) indicam correlação significativa positiva (negativa), excedendo os 5% nível de significância.

A partir dos mapas de correlação para as diferentes estações do ano é possível notar que a precipitação da área de estudo está associada a fenômenos que ocorrem tipicamente no Hemisfério Sul, em especial no Atlântico Sul tropical, podendo ser este um fenômeno associado também a porção sul do Oceano Pacífico, onde também é possível uma correlação negativa significativa com a precipitação, em especial nos meses de verão (DJF).

Ainda, a fim de verificar melhor a correlação entre mudanças na temperatura de superfície do Oceano Atlântico Tropical e a precipitação na região da Gruta das Rãs, desenvolveu-se um índice na porção deste oceano que apresentou com maior correlação com a precipitação, com área entre as latitudes 30 - 20°S e as longitudes 40 - 25°W. Foram realizadas as análises estatísticas para os dados de médias anuais de TSM (Anexos III E e III F), em que se destaca uma periodicidade de aproximadamente 16 anos, que ocorre acima do limite de confiabilidade de 95% e que se mostra persistente ao longo de todo o registro.

A partir desse índice, calculou-se a correção dos dados de precipitação para a região da reconstituição de Moquet et al. (2016) com os dados da média anual da TSM, assim como com os dados médios para os meses do verão austral (Figura 19), ambos para o período de 1921 a 2013, que corresponde ao período que se tem os dados de precipitação. Para tal, obteve-se boa correlação negativa, assim como esperado a partir dos mapas. A correlação dos dados de precipitação com os dados anuais de TSM apresentou $r = -0,260$, sendo que essa correlação aumenta para os meses de DJF, com $r = -0,306$.

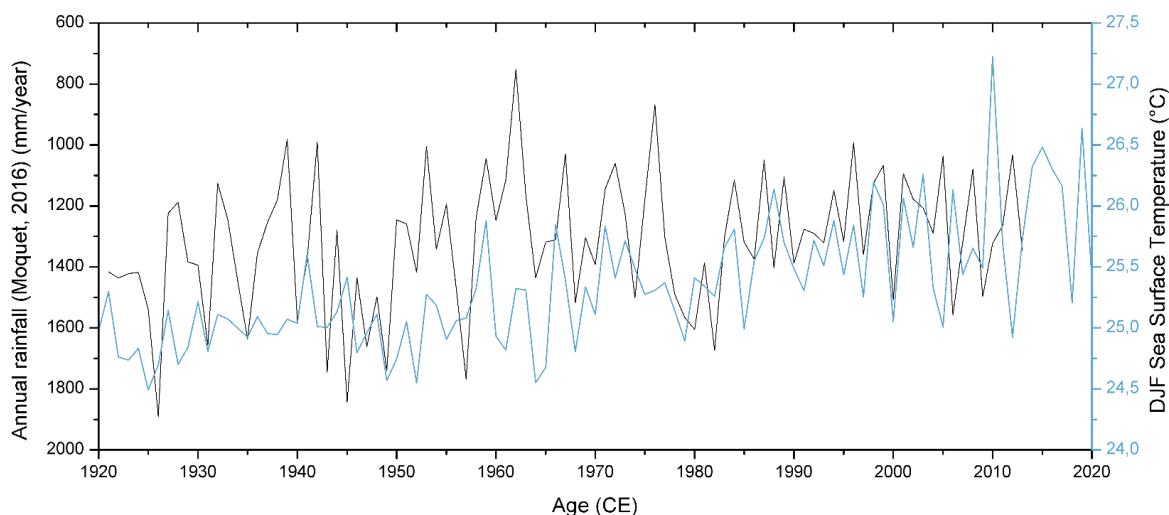


Figura 19 - Gráfico comparativo entre os dados de precipitação (Moquet et al., 2016), em preto, e os dados da temperatura de superfície do oceano na área selecionada no Oceano Atlântico Tropical Sul, próximo a costa do Brasil, considerando a média para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) do setor selecionado, em azul.

Também, realizou-se a correlação dos dados de temperatura da superfície do oceano do índice calculado com os dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09. Os resultados mostraram uma correlação positiva entre a média anual da TSM e o $\delta^{18}\text{O}$, com $r = 0,127$, que, da mesma forma que ocorre com os dados de precipitação, aumentam quando comparados com a média para os meses de verão ($r = 0,158$).

Essas correlações demonstram que uma maior precipitação na região da Gruta das Rãs estaria associada a uma menor temperatura nessa região do Oceano Atlântico Sul Tropical. Assim como anteriormente demonstrando, isso estaria relacionado com dados mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ no espeleotema RAN09.

Esses dados podem ser correlacionados com os dados de retrotrajetórias, apresentados na seção 6.6, em que as trajetórias de umidade estão associadas aos *trade winds* de sudeste, em especial quando a temperatura de superfície mar está mais fria, o que fortalece a velocidade dos ventos, resultado do contraste de temperatura entre o oceano e o continente. Destaca-se que variações na TSM do Atlântico podem afetar a precipitação no continente sul-americano, uma vez que afetam a posição da SACZ e da ITCZ.

7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O centro-leste do Brasil, região na qual está localizada a Gruta das Rãs, apresenta complexa condição climática, resultante da interação de diversos fatores locais e remotos (teleconexões), com escalas de tempo variadas. Os dados da RAN 09 mostram o potencial para o uso de estalagmites em estudos de escala sazonal dessa região. A alta resolução de seus dados isotópicos atribui grande potencial, dada a dificuldade em se obter registros de espeleotemas datados com uma resolução que permita resolver a variabilidade climática interanual derivada de arquivos de $\delta^{18}\text{O}$ (Orland et al., 2014), uma vez que a grande maioria dos espeleotemas não apresenta crescimento rápido (com taxas de vários $\text{mm} \cdot \text{ano}^{-1}$).

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ de alta resolução registrado na RAN09 apresentam correlação significativa com variações de precipitação anual da região para os últimos dois séculos, podendo ser um indicativo do pequeno tempo de residência da água meteórica associado ao reservatório raso, dado que este proporciona resposta rápida da relação chuva-precipitação de aragonita. Devido a isso, os dados isotópicos de oxigênio da amostra registram eventos de precipitação de alta frequência. Eventos de mais baixa frequência (multidecenais) podem não estar bem expressos na estalagmite RAN 09 devido ao seu registro abranger apenas o período de 200 anos, de modo que esses eventos se tornam menos proeminentes.

Tanto os registros de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite da Gruta das Rãs, como da Caverna São Bernardo, são controlados principalmente pelo *amount affect* regional. No entanto, os dados da SBE3 mostram um sinal suavizado, associado a uma mistura de águas de diferentes estações chuvosas, o que implica em caminhos de percolação da água, em especial na zona vadosa da caverna, mais complexo na caverna São Bernardo do que na Gruta das Rãs durante os últimos dois séculos. Esse fenômeno pode ser evidenciado também pelo fato de que, apesar de estarem geograficamente próximas, as cavernas apresentam características hidrológicas bastante distintas, uma vez que a Gruta das Rãs se trata de uma caverna pequena, rasa e próxima da superfície, enquanto a caverna São Bernardo é uma grande cavidade com um rio bastante largo que percorre seu interior, com espesso pacote rochoso sobre a caverna, o que implica num maior reservatório de água armazenado em aquífero fraturado (Anexo V).

Destaca-se também que a correlação entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09 e a vazão do rio Tocantins é menos significativa do que com o registro de precipitação para todo o período analisado, do mesmo modo que ocorre com a SBE3. Como demonstrado por Moquet et al. (2016), esse resultado pode estar relacionado ao fato de que variações na vazão do rio Tocantins reflete um sinal hidroclimático, já ele que cobre uma área mais abrangente, enquanto a precipitação é mais representativa do clima local. No entanto, é interessante ressaltar que, assim como para os dados de precipitação, a correlação entre os dados de

vazão tanto do rio Tocantins quanto do rio Paranã com os dados isotópicos de oxigênio da RAN09 aumenta a partir de 1950.

Na região central do Brasil, a maior parte da precipitação está vinculada ao Sistema de Monção da América do Sul (SAMS), cuja atividade convectiva está principalmente associada aos meses de verão, com a estação chuvosa da região de Aurora do Tocantins se estendendo, essencialmente, de novembro a abril. Como as chuvas cessam entre maio e outubro, a recarga no aquífero cárstico acima da caverna ocorre quase exclusivamente na estação chuvosa.

A fim de verificar a relação dos sistemas convectivos que atuam sobre a América do Sul (SACZ e ITCZ) e das forçantes climáticas com a chuva da região, foram realizadas análises estatísticas com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09, cuja característica principal é a variação periódica do seu sinal. A partir das análises de Fourier (ou REDFIT), fornecendo uma primeira aproximação das periodicidades dos eventos mais importantes registrados pelo espeleotema, e de Ondeletas (ou Wavelet), foi possível uma análise mais detalhada de como essas periodicidades se distribuem ao longo do registro.

Das análises estatísticas realizadas, destacou-se a periodicidade próxima de 11 anos, relativamente persistentes ao longo do registro, além da ocorrência de picos secundários de aproximadamente 4 e 5 anos. Para melhor descrever os resultados, os dados isotópicos de oxigênio foram avaliados associados a padrões climáticos discutidos na literatura, de ocorrência periódica semelhante ao observado, e que podem influenciar na chuva da região. Dentre eles, cabe ressaltar o El Niño - Oscilação Sul (ENSO), o Dipolo do Oceano Atlântico Sul (SAOD), a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e o ciclo das manchas solares.

Em relação à periodicidade de 11 anos, destaca-se os ciclos das manchas solares de 11 anos. Meehl et al. (2009) relataram que picos na forçante solar aumentam a entrada de energia no oceano superficial em latitudes subtropicais, aumentando, consequentemente, a evaporação e a umidade próxima à superfície, sendo essa umidade transportada pelos ventos alísios para as zonas de convergência. Através desse mecanismo, a atividade convectiva nas regiões influenciadas pelos ramos ascendentes da célula de Hadley pode ser intensificada, resultando em regimes regionais de precipitação tropical fortalecidos devido ao aumento da força solar (Van Loon et al., 2004). Dessa forma, embora os efeitos deste ciclo solar no clima global ainda não estejam totalmente entendidos, a mudança na célula de Hadley poderia modular o posicionamento da ITCZ, assim como a intensidade do SAMS, e, por consequência, afetar a precipitação tropical.

Outro fenômeno de variabilidade semelhante é o Dipolo do Oceano Atlântico Sul (SAOD). No entanto, ao comparar os dados deste dipolo (Nnamchi et al., 2011) com os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09, obteve-se uma correlação positiva baixa ($r = 0,10$) para o período de 2010 a 1854. O sinal positivo da correlação indica que durante a fase positiva (negativa), definida

pelas médias anuais de TSM positivas (negativas), são registradas menos (mais) chuvas e mais positivo (negativo) é o $\delta^{18}\text{O}$. Porém, essa correlação é muito baixa para que esses eventos possam ser relacionados. Além disso, a partir dos mapas de correlação entre a temperatura de superfície do mar e a precipitação na região, não se observa uma correlação entre a chuva e os setores do oceano que compõem esse dipolo.

No que diz respeito à Oscilação do Atlântico Norte, a correlação entre o seu índice e os dados isotópicos de oxigênio da RAN 09 apresentaram correlação extremamente baixa ($r < 0,05$). É discutido na literatura a relação entre a NAO e o posicionamento da ITCZ. Segundo Hurrell (2001 apud Novello, 2012), durante as fases positivas da NAO, a intensificação do anticiclone subtropical do Atlântico seria responsável por uma maior permanência da ITCZ para sul durante o inverno boreal, em especial quando a amplitude da NAO é maior e a atmosfera do Hemisfério Norte (HN) é dinamicamente mais ativa. Ainda, o enfraquecimento nos jatos de baixos níveis, cuja origem também está associada à NAO, proveniente do HN em direção às regiões tropicais do Atlântico, resulta em uma diminuição na convergência na região de atuação da ITCZ (Meehl et al., 2009). A relação desses eventos com a variabilidade na precipitação sobre a Gruta das Rãs não é clara.

Ademais, em relação aos picos secundários, correspondentes as periodicidades de 4 e 5 anos, estes não se mostram constantes no registro e não apresentam significância estatística na análise de ondeletas. De todo modo, o fenômeno climático mais bem conhecido que atua nessa frequência com efeitos conhecidos na América do Sul é o El Niño - Oscilação Sul. No entanto, o local de estudo está localizado entre as duas regiões da América do Sul em que os efeitos de anos de ENSO é bem conhecido, de modo que, embora este seja um fator influente no clima do Brasil, a Gruta das Rãs está inserida em uma região pouco sensível às fases de ENSO e que não expressa variações significativas de precipitação associadas a eventos de El Niño ou La Niña.

No que diz respeito à sua posição geográfica, do ponto de vista climatológico, a Gruta das Rãs está localizada próxima da zona de transição climática, na borda norte da SACZ. Por isso, a região está sujeita a efeitos de outros sistemas, que podem ocasionar ruídos na variabilidade da precipitação. Como evidenciado pelas retrotrajetórias de umidade, mais de 80% da umidade que cai sobre a região da caverna é proveniente de leste, do Oceano Atlântico Tropical Sul, enquanto os outros 20% estão relacionados ao Oceano Atlântico Equatorial, mais a norte.

Associado a essa influência do Oceano Atlântico Norte, Andreoli e Kayano (2004), através da análise da variabilidade em multiescala da temperatura da água do mar no Oceano Atlântico Tropical, observaram uma periodicidade de aproximadamente 10 anos no Atlântico Tropical Norte, coincidente com a variabilidade observada nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09. Essas variações no Atlântico Norte podem afetar o deslocamento da ITCZ e,

consequentemente, deslocar a SACZ, influenciando a precipitação no continente sul-americano. Porém, a relação do Atlântico Norte na precipitação na região da Gruta das Rãs não é observada nos mapas gerados que correlacionam os valores de TSM global e a precipitação.

Por outro lado, estes mapas mostram uma clara relação negativa entre a chuva no sudeste do Tocantins e a temperatura da superfície do Oceano Atlântico Sul Tropical, ou seja, quando ocorrem anomalias negativas (positivas) na TSM, há um aumento (diminuição) na precipitação sobre a Gruta das Rãs. A partir dessa relação, calculou-se um índice de TSM desse setor do oceano, o que foi submetido a análises estatísticas, que evidenciam uma periodicidade dos dados de aproximadamente 16 anos. Apesar da correlação estatística demonstrada, a frequência dos eventos não se mostra totalmente coerentes com os dados observados tanto para os dados de precipitação de Moquet et al. (2016), como para os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09.

O resfriamento do Oceano Atlântico Tropical Sul é um processo que pode ser associado à intensificação dos ventos de sudeste. Como demonstrado por Zilli et al. (2019), um aquecimento desta porção do Oceano também pode afetar a cobertura de nuvens sobre o continente, em especial no limite equatorial da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ), onde está localizada a Gruta das Rãs. Para os autores, um aumento na temperatura do Atlântico Sul estaria associado a uma diminuição na precipitação na porção centro-leste do Brasil, devido à baixa cobertura de nuvens.

Além disso, anomalias positivas de TSM sobre o sudoeste do Atlântico Sul têm sido relacionadas ao fortalecimento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (SASH), sendo sugerido por Zilli et al. (2019) que mudanças na SACZ podem estar relacionadas a mudanças no posicionamento e intensidade da SASH, e que o aquecimento dessa porção do Atlântico Sul contribui para o deslocamento para sudoeste da SASH e consequentes mudanças na circulação Hadley.

De todo modo, as temperaturas de superfície tanto do Oceano Atlântico, como do Oceano Pacífico, possuem periodicidade variada, com escalas de tempo multidecadal até interanual, e que resultam em efeitos diversos. Essas variabilidades trazem diferentes implicações para o sistema climático global, sendo que esses dois oceanos são as principais causas da variabilidade da precipitação da América do Sul por meio de padrões de teleconexões (Zanin & Satyamuty, 2020; Ferreira & Reboita, 2022).

A variação da temperatura da superfície do mar, devido a teleconexões, determina as variações no aquecimento atmosférico, uma vez que a evaporação da água do mar provoca uma transferência de energia dos oceanos para a atmosfera, alterando, consequentemente, os padrões climáticos em diversas áreas do planeta (Trenberth et al., 1998; Trenberth et al., 2002 apud Zanin & Satyamuty, 2020). As teleconexões ocorrem devido a interações entre

oceano e atmosfera e células de circulação zonal (como Walker) e meridional (como Hadley), além do fato de que a divergência nos níveis superiores, na região dos trópicos, e a convergência nos subtropicais constituem uma fonte de ondas de Rossby com propagação para leste (Zanin & Satyamuty, 2020).

Ainda, no que diz respeito a comparação entre os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite RAN09, estes apresentam características bastante distintas, de modo que se pode praticamente descartar processos de fracionamento cinético dentro da caverna. Isso porque, quando eles ocorrem, os isótopos estáveis de carbono e oxigênio tendem a fracionar da mesma forma, de modo que as duas séries apresentam aspectos parecidos, como descrito por Hendy (1971). Tendo isso em vista, reforça-se a ideia de que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ estão relacionados aos dados de chuva. Por outro lado, a variabilidade do $\delta^{13}\text{C}$ pode estar relacionada a processos no solo, como demonstrado por Novello et al. (2019), Utida et al. (2020) e Azevedo et al. (2021).

De maneira geral, é possível notar que os dados de $\delta^{13}\text{C}$ apresentam valores mais positivos, com média em torno de -3‰, no período que vai de 1827 a 1895, quando ocorre uma queda brusca nos valores isotópicos, com a média dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ passando a ser próxima a -9‰. Devido ao fato de que existem duas principais fontes de carbono para a formação do espeleotema, sendo eles a rocha encaixante e o solo sobre a caverna, esse comportamento observado pode estar relacionado a processos de erosão e posterior acumulação do solo, bem como ao desenvolvimento da vegetação na região.

Assim, os valores isotópicos de carbono da RAN09 podem refletir o processo de erosão, no início do seu crescimento, uma vez que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ estão próximos ao observado na rocha encaixante. Posteriormente, a região pode ter sofrido maior acúmulo matéria orgânica, seja devido a um maior intemperismo ou, até mesmo, associado a atividades antrópicas, com possível formação de solo e crescimento de vegetação a ele associado (maior incorporação de biomassa), que resultaram em valores mais negativos $\delta^{13}\text{C}$ quanto mais próximo do presente. No entanto, tal fenômeno ainda precisa ser melhor investigado.

8. CONCLUSÃO

Os dados de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) do sudeste do Tocantins, de alta resolução temporal para os últimos dois séculos, possuem boa correlação negativa significativa com a chuva regional, de forma que contribuem para o entendimento dos padrões climáticos que influenciam na região. Esta correlação entre os dados de isótopos de oxigênio da RAN09 e os dados de reconstrução da precipitação regional de Moquet et al. (2016), é mais significativa a partir de 1950.

Esse resultado também corrobora com a ideia de uma resposta rápida entre as variações isotópicas dos eventos de chuva e da estalagmite na Grutas das Rãs. Essa relação é provavelmente resultado de uma rápida renovação da água no aquífero devido ao pacote rochoso sobre a caverna ser delgado, sendo seu reservatório pequeno. Gotejamentos em cavernas associadas a aquíferos rasos, em geral, apresentam dados isotópicos mais variáveis uma vez que apresentam respostas rápidas aos eventos de chuva. Isso se torna mais evidente uma vez que periodicidades de aproximadamente 4, 5 e 11 anos são observadas para os dados da estalagmite.

A periodicidade que ocorre em torno de 11 anos se mostra presente de forma bastante marcante nas análises de ondeletas tanto nos dados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite quanto nos dados de precipitação. Uma vez que os registros isotópicos da RAN 09 variam com a quantidade de chuva, associada à atividade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SACZ) na região central do Brasil, pode-se afirmar que processos climáticos e de teleconexão oceano-atmosfera, que ocorrem nessa frequência, podem influenciar na chuva que cai na região e, consequentemente, afetam os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da RAN09.

A partir da análise das retrotrajetórias de umidade foi possível observar que a precipitação sobre a Gruta das Rãs apresenta uma fonte principal, com origem no oceano Atlântico Sul, uma vez que o transporte de umidade até a caverna ocorre preferencialmente (79%) a partir desse setor do oceano, apresentando também uma pequena influência (21%) da umidade com origem no Atlântico Equatorial.

Andreoli e Kayano (2004) evidenciaram variações na precipitação no nordeste brasileiro associado a variações na temperatura do Atlântico Norte e do Atlântico Sul em periodicidades com picos em 9,8 e 12,7 anos, respectivamente. Essas periodicidades são bastante próximas a observada no $\delta^{18}\text{O}$ da RAN 09, que pode estar vinculada ao Atlântico Norte, afetando a posição da ITCZ, em escala decenal, em especial nos meses de outono (MAM). Essa ideia corrobora com o observado a partir das retrotrajetórias, uma vez que essa é a estação com maior influência relativa das trajetórias de umidade vindas do Atlântico Equatorial. No entanto, a correlação desses setores do oceano com a chuva da região não é bem evidente.

A partir da elaboração de mapas que correlacionam a temperatura de superfície dos oceanos com a precipitação na região da Gruta das Rãs, observou-se que a convecção sobre a região sudeste do estado do Tocantins está associada com o resfriamento da região tropical do oceano Atlântico Sul, próximo a costa da América do Sul. Desse modo, uma maior (menor) quantidade de chuva estaria associada a uma redução (aumento) da temperatura média anual dessa porção do oceano. Esse fenômeno se torna ainda mais evidente no verão austral (DJF), período em que ocorre a maior parte da precipitação anual, associado à SACZ, vinculada ao Sistema de Monção da América do Sul.

A temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico possuem periodicidades variadas (em escalas multidecadais a interanuais) e seus efeitos no sistema climático global são diversos. Esses dois oceanos são os principais agentes na variabilidade da precipitação da América do Sul (Zanin & Satyamuty, 2020), sendo que anomalias negativas (positivas) na precipitação sobre o centro-leste do Brasil e uma redução (aumento) na nebulosidade da parte oceânica da SACZ sobre o oceano, estão associadas a anomalias de TSM positivas (negativas) sobre o sudoeste do Atlântico Sul (Zilli et al., 2019), assim como é observado para a região da Gruta das Rãs.

Além disso, destaca-se que o sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ da RAN 09 apresentaram variabilidade diferente da observada para o oxigênio, com uma clara tendência de valores cada vez mais negativos. Os valores dos isótopos estáveis de carbono podem refletir diversos processos no solo, além de mudanças na vegetação e no processo de intemperismo, os quais precisam ser melhor investigados. Para tal é preciso ampliar as análises, realizando, por exemplo, estudo do perfil do solo que ocorre na região da caverna.

Apesar do fato de que os processos de formação da estalagmite, associado ao sistema cárstico, e das incertezas nas datações apresentem desafios para a realização de estudos climatológicos com dados recentes e de alta resolução, o presente trabalho fornece base para a variabilidade climática decenal que ocorre na região. Isso é fundamental para entender a extensão em que forçantes externas e interna afetam e, possivelmente, afetarão na intensidade da precipitação associada ao SAMS. É proposto que a precipitação na região da Gruta das Rãs esteja vinculada a variabilidade da TSM no Atlântico Tropical Sul, que acabam por afetar os ventos de sudeste que adentram o continente e a atividade da SACZ.

Por fim, com base nos resultados apresentados, nota-se que os dados isotópicos da RAN09 podem contribuir para um maior entendimento dos processos e mecanismos climáticos atuantes no sudeste do Tocantins. Por sua vez, esses processos podem ser associados ao posicionamento da SACZ, bem como da ITCZ, durante o período registrado, dado a influência do SAMS da região e a boa correlação dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da estalagmite com a precipitação, além de corroborar na compreensão das atividades do Sistema de Monções Sul-Americano.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ampuero, A., Stríkis, N.M., Apaestegui, J., Vuille, M., Novello, V.F., Espinoza, J.C., Sifeddine, A., 2020, The forest effects on the isotopic composition of rainfall in the northwestern Amazon basin: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, n. 125, p. 1-16, doi: 10.1029/2019JD031445.
- Andreoli, R. V., Kayano, M. T., 2004, Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, 12 p., doi: 10.1029/2003JC002220.
- Azevedo, V., Stríkis, N. M., Novello, V. F., Roland, C. L., Cruz, F. W., Santos, R. V., Vuille, M., Utida, G., Andrade, F. R. D., Cheng, H., Edwards, R. L., 2021, Paleovegetation seesaw in Brazil since the Late Pleistocene: A multiproxy study of two biomes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 563, doi: 10.1016/j.epsl.2021.116880.
- Barbosa, N. S, Barbosa, N. S., Salles, L. Q., 2018, Métodos de avaliação de isótopos estáveis ($\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$) na Hidrologia: uma revisão: *Terræ Didática*, v. 14, n.2, p. 157-172, doi: 10.20396/td.v14i2.8649972.
- Barreiro, M., Chang, P., Saravanan, R, 2002, Variability of the South Atlantic Convergence Zone simulated by an Atmospheric General Circulation Model: *Journal of Climate*, v. 15, p. 745-763, doi: 10.1175/1520-0442.
- Baker, A., Asrat, A., Fairchild, I.J., Leng, M.J., Wynn, P.M., Bryant, C., Genty, D., Umer, M., 2007, Analysis of the climate signal contained within $\text{d}18\text{O}$ and growth rate parameters in two Ethiopian stalagmites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. 2975 - 2988, doi: 10.1016/j.gca.2007.03.029.
- Bezerra, M. I. S., 2006, Apostila de Análise de Séries Temporais, DMEC/FCT/UNESP, Curso de Estatística.
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Rosenmeier, M. F. & Stansell, N. D., 2011, A 2300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 108, p. 8583–8588, doi: 10.1073/pnas.1003719108.

- Bombardi, R. J., Carvalho, L. M. V., Jones, C., 2014, Simulating the influence of the South Atlantic dipole on the South Atlantic convergence zone during neutral ENSO: Theoretical and Applied Climatology, v. 118, p. 251–269, doi: 10.1007/s00704-013-1056-0.
- Bombardi, R. J., Carvalho, L. M. V., 2011, The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations: Climate Dynamics, v. 36, p. 2091-2102, doi: 10.1007/s00382-010-0836-9.
- Cai, B.G., Pumijumnong, N., Tan, M., Muangsong, C., Kong, X., Jiang, X., Nan, S., 2010, Effects of intraseasonal variation of summer monsoon rainfall on stable isotope and growth rate of a stalagmite from northwestern Thailand: Journal of Geophysical Research - Atmospheres, v. 115, doi: 10.1029/2009JD013378.
- 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: Journal of Climate, v. 17, p. 88-108, doi: 10.1175/1520-0442.
- Carvalho, L. M. V., Dias, M. A. F. S., 2020, Mesoscale and High-Impact Weather in the South American Monsoon: The Multiscale Global Monsoon System, 4th ed, p. 151-160, doi: 10.1142/9789811216602_0012.
- Cavalcanti, I. F. A., 2012, Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century: Atmospheric Research, v. 118, p. 27-40, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.06.012.
- Chaves, R. R., Nobre, P., 2004, Interaction between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone: Geophysical Research Letters, v. 31, L03204, doi: 10.1029/2003GL018647.
- 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, v. 37, p. 1007-1010, doi: 10.1130/G30126A.1
- Clark, I. D., Fritz, P., 1997, Environmental Isotopes in Hydrogeology: Lewis Publishers, doi: 10.1201/9781482242911.

- Crooks, S. A., Gray, L. J., 2005, Characterization of the 11-Year Solar Signal Using a Multiple Regression Analysis of the ERA-40 Dataset: *Journal of Climate*, v. 18, p. 996-1015, doi: 10.1175/JCLI-3308.1.
- Cresswell-Clay, N., Ummenhofer, C. C., Thatcher, D. L., Wanamaker, A. D., Denniston, R. F., Asmerom Y., Polyak, V. J., 2022, Twentieth-century Azores High expansion unprecedented in the past 1,200 years: *Nature Geoscience*, v. 15, p. 548 – 553, doi: 10.1038/s41561-022-00971-w
- Cruz, F. W., Karmann, I., Viana, J. O., Burns, S.J., Ferrari, J. A., Vuille, M., Sial, A. N., Moreira, M.Z., 2005, Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: implications for paleoclimate inferences from speleothems: *Chemical Geology*, v. 220, p. 245-262, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.04.001.
- Cruz, F. W., Burns, S., 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 and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 494-506, doi: 10.1016/j.epsl.2006.06.019.
- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Edwards, R. L., Karmann, I., Auler, A. S., Nguyen, H., 2009, Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation: *Nature Geoscience*, v. 2, p. 210-214, doi:10.1038/NGEO444.
- Deininger, M., Fohlmeister, J., Scholz, D., Mangini, A., 2012, Isotope disequilibrium effects: the influence of evaporation and ventilation effects on the carbon and oxygen isotope composition of speleothems — a model approach: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 96, p. 57-79, doi: 10.1016/j.gca.2012.08.013.
- Déqué, M., Servain, J., 1989, Teleconnections between Tropical Atlantic Sea Surface Temperatures and Midlatitude 50 kPa Heights during 1964–1986: *Journal of Climate*, v. 2, p.929-944, doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<0929:TBTASS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<0929:TBTASS>2.0.CO;2).
- Dorale, J.A., Liu, Z., 2009, Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication: *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 71, p. 73-80.

- Ent, R. J., Tuinenburg, O. A., 2017, The residence time of water in the atmosphere revisited: Hydrology and Earth System Sciences, n. 21, p. 779 - 790, doi: <https://doi.org/10.5194/hess-21-779-2017>.
- Faggiani, A. P. S., Quadro, M. F. L., Gonçalves, L. G., Herdies, D. L., 2020, Estudo das componentes do balanço hidrológico durante episódios de ZCAS, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, v. 42, Special Edition, e 10.
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D.; Mcdermott, F., 2006, Modification and preservation of environmental signals in speleothems: Earth Science Reviews, v. 75, p. 105-153, doi: 10.1016/j.earscirev.2005.08.003.
- Fairchild, I.J., Baker, A., 2012, Speleothem Science: From Process to Past Environments: Wiley-Blackwell, 1ª ed.
- Ferreira, G. W. S., Reboita, M. S., 2022, A New Look into the South America Precipitation Regimes: Observation and Forecast.: Atmosphere, v. 13, n. 873, doi:10.3390/atmos13060873.
- Ferreira, N. J., Sanches, M., Silva Dias, M. A. F., 2004, Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña: Revista Brasileira de Meteorologia, v. 19, n. 1, p. 89-98.
- Gan, M. A., Kousky, V. E., Ropelewski, C. F., 2004, The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil: Journal of Climate, n. 17, p. 47–66.
- Garcia, S. R., 2006, Variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul: Relações com a Oscilação Decadal do Pacífico, Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP.
- Genty, D., Labuhn, I., Hoffmann, G., Danis, P.A., Mestre, O., Wainer, K., Massault, M., Van Exter, S., Régnier, E., Orengo, P., Falourd, S., Minster, B., 2014, Rainfall and cave water isotopic relationships in two South-France sites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 131, p. 323–343, doi: 10.1016/j.gca.2014.01.043.
- Ghil et al., 2002, Advanced Spectral Methods for Climatic Time Series: Review of Geophysics, v. 40, p. 1-41, doi: 10.1029/2001RG000092.

- Gimeno, L., Eiras-Barca, J., Duran-Quesada, A.M., Dominguez, F., Ent, R.V., Sodemann, H., Kirchner, J.W., 2021, The residence time of water vapor in the atmosphere: *Nature Reviews Earth & Environment*, n. 2, p. 558 - 569, doi: <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00181-9>.
- Governo do Estado do Tocantins, 2007, Plano da Bacia Hidrográfica do Rio Palma: Secretaria de Recursos Hídricos e Meio Ambiente do Estado do Tocantins.
- Hammer, Ø., Harper, D. A. T., Ryan, P. D., 2001, PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis, *Palaeontologia Electronica*, 4, 9 p., http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- Hastenrath, S., Heller, L., 1977, Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.103, n. 435, p. 77-92.
- Hendy, C.H., 1971, The isotopic geochemistry of speleothems-I: the calculations of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 801–824, doi: 10.1016/0016-7037(71)90127-X.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horanyi, A., Mu noz-Sabater, J., Thepaut, J.-N., 2020, The ERA5 global reanalysis: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 146 (730), p. 1999-2049, doi: <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Huffman, G., Stocker, E., Bolvin, D., Nelkin, E., Tan, J., 2019, GPM IMERG final precipitation L3 1 day 0.1 degree x 0.1 degree V06. In: Savtchenko, Andrey, Greenbelt, M.D. (Eds.), *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC)*, doi: <https://doi.org/10.5067/GPM/IMERGDF/DAY/06>.
- Hurley, J.V., Galewsky, J., Worden, J., Noone, D., 2012, A test of the advection condensation model for subtropical water vapor using stable isotopologue observations from Mauna Loa Observatory, Hawaii: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, n. 117, D19118, doi: <https://doi.org/10.1029/2011JD015773>.
- Jex, C.N., Baker, A., Fairchild, I.J., Eastwood, W.J., Leng, M.J., Sloane, H.J., Thomas, L., Bekaroğlu, E., 2010, Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ with instrumental climate records from Turkey: *Global and Planetary Change*, v. 71, p. 207-217, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.08.004.

- Jex, C.N., Baker, A., Eden, J.M., Fairchild, I.J., Leng, M.J., Thomas, L., Sloane, H.J., 2011, A 500 yr speleothem-derived reconstruction of late autumn–winter precipitation, northeast Turkey: *Quaternary Research*, v. 75, p. 399-405, doi: 10.1016/j.yqres.2011.01.005.
- Jorgetti, T., 2008, A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os processos oceânicos do Atlântico e do Pacífico, Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Karmann, I., 2009, Água: ciclo e ação geológica. In: Teixeira, W., Fairchild, T. R., Toledo, M. C. M., Taioli, F., *Decifrando a Terra: Companhia Editora Nacional, São Paulo*, 2 ed, p. 186-209.
- Kluge, T., Affek, H.P., 2012, Quantifying kinetic fractionation in Bunker Cave speleothems using $\Delta 47$: *Quaternary Science Reviews*, v. 49, p. 82-94, doi: 10.1016/j.quascirev.2012.06.013.
- Lachniet, M. S., 2009, Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 412-432, doi: 10.1016/j.quascirev.2008.10.021.
- Lachniet, M.S., 2015, Are aragonite stalagmites reliable paleoclimate proxies? Tests for oxygen isotope time series replication and equilibrium: *Geological Society of America Bulletin*, v. 127, n. 11-12, p. 1521–1533, doi: 10.1130/B31161.1.
- Lauritzen, S-E., Lundberg, J., 1999, Speleothems And Climate: a special issue of *The Holocene*: *The Holocene*, v. 9, p. 643–647, doi: 10.1191/095968399666229065.
- Lima, J. R. A., 2015, Variabilidade interanual da circulação de monção da América do Sul, Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.
- Luo, W., Wang, S., Xie, X., 2013, A comparative study on the stable isotopes from precipitation to speleothem in four caves of Guizhou, China: *Geochemistry*, v. 73, p. 205 - 215, doi: 10.1016/j.chemer.2012.05.002.
- Marcuzzo, F. F. N., Goularte, E. R. P., 2013, Caracterização do Ano Hidrológico e Mapeamento Espacial das Chuvas nos Períodos Úmido e Seco do Estado do Tocantins. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 06, n. 01, p. 91-99.

- Marengo, J.A., Liebmann, B., Grimm, A.M., Misra V., Silva Dias, P.L., Cavalcanti, I.F.A., Saulo, A.C., 2012, Recent developments on the South American monsoon system: *International Journal of Climatology*, v. 32(1), p. 1–21, doi: 10.1002/joc.2254.
- Mattey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E., Frisia, S., 2008, A 53 year seasonally resolved oxygen and carbon isotope record from a modern Gibraltar speleothem: reconstructed drip water and relationship to local precipitation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 269, p. 80-95, doi: 10.1016/j.epsl.2008.01.051.
- McDermott, F., 2004, Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 901 – 918. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.06.021.
- McPhaden, M. J., 2002, El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Vol 1, John Wiley and Sons, LTD., Chichester, UK, p. 353-370.
- Mélice, J. I., Servain, J., 2003, The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean: *Climate Dynamics*, v. 20, p. 447–464, doi: 10.1007/s00382-002-0289-x.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Matthes, K., Sassi, F., Van Loon, H., 2009, Amplifying the Pacific Climate System Response to a Small 11-Year Solar Cycle Forcing: *Science*, v. 325, p. 1114-1118, doi: 10.1126/science.1172872.
- Mickler, P.J., Banner, J.L., Stern, L., Asmerom, Y., Edwards, R.L., Ito, E., 2004, Stable isotope variations in modern tropical speleothems: evaluating equilibrium vs. kinetic isotope effects: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4381-4393, doi: 10.1016/j.gca.2004.02.012.
- Mickler, P.J., Stern, L.A., Banner, J.L., 2006, Large kinetic isotope effects in modern speleothems: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118 (1-2), p. 65–81, doi: 10.1130/B25698.1.
- Mook, W.G., 2006, *Introduction to Isotope Hydrology*, Taylor & Francis Group.
- Moquet, J. S., Cruz, F.W., Novello, V.F., Strikis, N.M., Deininger, M., Karmann, I., Ventura Santos, R., Millot, 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: *Global and Planetary Change*, v. 139, p. 151–164, doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.001.
- Moran, J. M., Morgan, M. D, 1986, *Meteorology: The atmosphere and the science of weather*: Burgess Publishing, 2^a ed.
- Mühlinghaus, C., Scholtz, D., Mangini, A., 2009, Modelling fractionation of stable isotopes in stalagmites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, p. 7275 - 7289, doi: 10.1016/j.gca.2009.09.010.
- Nnamchi, H. C., Li, J., 2011, Influence of the South Atlantic Ocean Dipole on West African Summer Precipitation: *Journal of Climate*, v. 24, p. 1184-1197, doi: 10.1175/2010JCLI3668.1.
- Nnamchi, H. C., Li, J., Anyadike, R. N. C., 2011, Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean?: *Journal of Geophysical Research* v. 116 (15), p. 442 - 457, doi: 10.1029/2010JD015579.
- Nobre, P., Malagutti, M., Chaves, R. R., Sanches, M. B., 2002, Modulações da ZCAS pelas temperaturas da superfície do mar no Atlântico Sudoeste: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu - PR.
- Novello, V. F., 2012, Reconstituição paleoclimática do Holoceno recente com base em estalagmites da região central do estado da Bahia: Tese (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Karmann, I., Burns, S. J., Stríkis, N. M., Vuille, M., Cheng, H., Edwards, R. L., 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: *Geophysical Research Letters*, v. 39, p. 1-6, doi: 10.1029/2012GL053936.
- Novello, V. F., Vuille, M., Cruz, F. W., Stríkis, N. M., Paula, M. E., 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: *Nature Scientific Reports*, v. 6, p. 1-8, doi: 10.1038/srep24762.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Vuille, M., Stríkis, N. M., Edwards, R. L., Cheng, H., Emerick, S., Paula, M. S., Li, X., Barreto, E. S., Karmann, I., Santos, R. V., 2017, A high-resolution history

- of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene: *Nature, Scientific Reports*, v. 7, n. 44267, doi: 10.1038/srep44267.
- Novello, V.F., Cruz, F. W., Moquet, J. S., Vuille, M., Paula, M. S., Nunes, D., Edwards, R. L., Cheng, H., Karmann, I., Utida, G., Striks, N. M., Campos, J. L. P. S., 2018, Two Millennia of South Atlantic Convergence Zone Variability Reconstructed From Isotopic Proxies: *Geophysical Research Letters*, v. 45, p. 5045-5051, doi: 10.1029/2017GL076838.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., McGlue, M. M., Wong, C. I., Ward, B. M., Vuille, M., Santos, R. A., Jaqueto, P., Pessenda, L. C. R., Atorre, T., Ribeiro, L. M. A. L., Karmann, I., Barreto, E. S., Cheng, H., Edwards, R. L., Paula, M. S., Scholz, D., 2019, Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 524, 11 p., doi:10.1016/j.epsl.2019.115717.
- Novello, V. F., Cruz, F. W., Vuille, M., Campos, J. L. P. S., Stríkis, N. M., Apaéstegui, J., Moquet, J. S.; Azevedo, V., Ampuero, A., Utida, G., Wang, X., Paula-Santos, G. M., Jaqueto, P., Pessenda, L. C. R., Breecker, D. O., Karmann, I., 2021, Investigating $\delta^{13}\text{C}$ values in stalagmites from tropical South America for the last two millennia: *Quaternary Science Reviews*, v. 255, p.1-10, doi: 10.5194/essd-2020-184.
- Orland, I.J., Burstyn, Y., Bar-Matthews, M., Kozdon, R., Ayalon, A., Matthews, A., Valley, J.W., 2014, Seasonal climate signals (1990–2008) in a modern Soreq Cave stalagmite as revealed by high-resolution geochemical analysis: *Chemical Geology*, v. 363, p. 322–333, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.11.011.
- Pezzi, L. P., Cavalcanti, I., 2011, The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study: *Climate Dynamics*, v. 17, p. 205-212, doi: 10.1007/s003820000104.
- Pinto, P. H. P., Souza, L. B., Zavattini, J. A., Christofoletti, A. L. H., 2017, O regime pluviométrico do estado do Tocantins, Brasil, no período de 1986-2005: variações espaciais. *Revista Interface*, v. 13, n. 13, p. 62 - 77.
- Reboita, M. S., Santos, I. A., 2014, Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do Brasil: *Revista brasileira de climatologia*, Ano 10, v. 15, doi: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v15i0.37686>.

- Robertson, A. W., Mechoso, C. R., 2000, Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone: *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 2947 – 2957, doi:10.1175/1520-0493.
- Roldão, A. F., Ferreira, V. O., 2019, *Climatologia do Estado do Tocantins - Brasil: Caderno de Geografia*, v. 29, n. 59.
- Rolph, G., Stein, A., Stunder, B., 2017, Real-time Environmental Applications and Display System: READY: Environmental Modelling & Software, v. 95, p. 210–228, doi: 10.1016/j.envsoft.2017.06.025.
- Ruddiman, W. F., 2008, *Earth's Climate: Past and Future*: New York, W. H. Freeman and Company, 2^a ed.
- Santos, N. A. D., Siqueira, A. H. B, Melo, M. L. D., 2016, Precipitação sobre a América do Sul e suas relações com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação do Atlântico Norte: *Revista Brasileira de Climatologia*, ano 12, v. 18, p. 207-218.
- Schneider, T., Bischoff, T., Haug, G. H., 2014, Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone: *Nature*, v. 513, p. 45-53, doi:10.1038/nature13636.
- Scholz, C., Hoffmann, D. L, 2011, StalAge - An algorithm designed for construction of speleothem age models: *Quaternary Geochronology*, v. 6, p. 369-382, doi: 10.1016/j.quageo.2011.02.002.
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002, REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, v. 28, p. 421-426.
- Shea, D., Hurrell, J., Phillips, A., 2022, Merged Hadley-OI sea surface temperature and sea ice concentration data set. Version 6.0: National Center for Atmospheric Research - Geoscience Data Exchange (UCAR/NCAR - GDEX), doi: 10.5065/r33v-sv91, acesso em: 05 Ago 2022.
- Shimizu, M. H., Sampaio, G., Venancio, I. M., Maksic, J., 2020, Seasonal changes of the South American monsoon system during the Mid- Holocene in the CMIP5 simulations: *Climate Dynamics*, v. 54, p. 2697–2712, doi: 10.1007/s00382-020-05137-1.

- Souza, L. B., 2016, Ritmo climático e tipos de tempo no Estado do Tocantins, Brasil, XII SBCG, Variabilidade e suscetibilidade climática: Implicações ecossistêmicas e sociais, UFG, Goiânia, p. 2266 - 2277.
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., Ngan, F., 2015, NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System: Bulletin of the American Meteorological Society, n. 96 (12), p. 2059–2077, doi: 10.1175/bams-d-14-00110.1
- Stríkis, N. M., Cruz, F. W., Cheng, H., Karmann, I., Edwards, R. L., Vuille, M., Wang, X., Paula, M. S., Novello, V. F., Auler, A. S., 2011, Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil: *Geology*, v. 39, p. 1075-1078, doi: 10.1130/G32098.1.
- Stríkis, N.M., Novello, V.F., 2014, Evolução Hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno. In: Carvalho, I.S., Garcia, M. J., Lana, C. C., Strohschoen Jr. O, *Paleontologia: Cenários de vida: Paleoclimas*, 1 ed, Interciência, v. 5, p. 335-343.
- Treble, P.C., Chapell, J., Gagan, M.K., McKeegan, K.D., Harrison, T.M., 2005, In situ measurement of seasonal $d^{18}O$ variations and analysis of isotopic trends in a modern speleothem from southwest Australia: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 233, p. 17-32, doi:10.1016/j.epsl.2005.02.013.
- Tremaine, D.M., Froelich, P.N., Wang, Y., 2011, Speleothem calcite formed in situ: modern calibration of $d^{18}O$ and $d^{13}C$ paleoclimate proxies in a continuously-monitored natural cave system: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 4929 - 4950, doi: 10.1016/j.gca.2011.06.005.
- Trenberth, K. E., 1998, Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change: *Climatic Change*, n. 39, p. 667 - 694, doi: 10.1023/A:1005319109110.
- Utida, U., Cruz, f. W., Santos, R. V, Sawakuchi, A. O., Wang, H., Pessenda, L. C. R., Novello, V. F., Vuille, M., Strauss, A. M., Borella, A. N., Stríkis, N. M., Guedes, C. C. F., Andrade, F. R. D., Zhang, H., Cheng, H., Edwards, R. L., 2020, Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts: *Quaternary Science Reviews*, v. 250, doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106655.

- Van Loon, H., Meehl, G. A., Arblaster, J. M., 2004, A decadal solar effect in the tropics in July–August: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 66(18), p. 1767 - 1778, doi: 10.1016/j.jastp.2004.06.003.
- Vuille M., Burns S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B.W., Abbott, M. B., Kanner, L. C., Cheng, H., Novelo, V. F., 2012, A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past millennia: *Climate Of The Past*, v. 8, p. 1309–1321, doi: 10.5194/cp-8-1309-2012.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Ito, E., Solheid, M., 2006, Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3391 - 3403, doi: 10.1016/j.quascirev.2006.02.009.
- 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: *Geophysical Research Letters*, v. 34, doi: 10.1029/2007GL031149.
- Wiedner, E., Scholtz, D., Mangini, A., Polag, D., Mühlinghaus, C., Segl, M., 2008, Investigation of the stable isotope fractionation in speleothems with laboratory experiments: *Quaternary International*, v. 187, p. 15-24, doi: 10.1016/j.quaint.2007.03.017.
- Yadava, M.G., Ramesh, R., Pant, G.B., 2004, Past monsoon rainfall variations in peninsula India recorded in a 331–year old speleothem: *The Holocene*, v. 14, p. 517 – 524, doi:10.1191/0959683604hl728rp.
- Zanin, P. R., Satyamurty, P., 2020, Hydrological processes interconnecting the two largest watersheds of South America from multi-decadal to inter-annual time scales: A critical review: *International Journal of Climatology*, v. 40, p. 4006 - 4038, doi: 10.1002/joc.6442.
- Zilli, M. T., Carvalho, L. M. V., Lintner, B. R., 2019, The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades: *Climate Dynamics*, v. 52, p. 2545 – 2563, doi:10.1007/s00382-018-4277-1.

ANEXO I

Resultados das análises por Difractometria de Raio-X

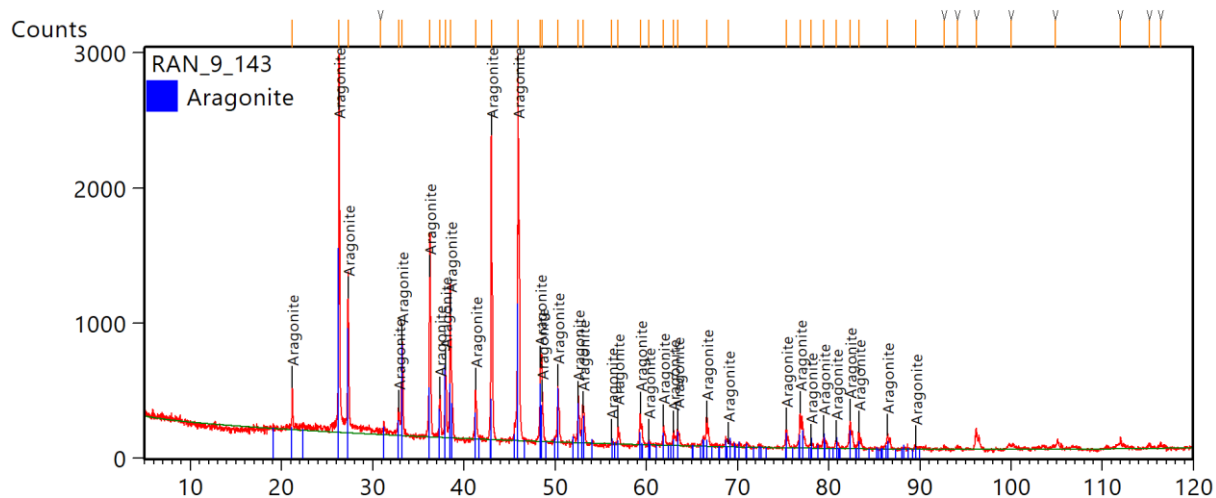


Figura I A - Resultado da análise de difração de raios-x (DRX) da estalagmite RAN09. Os picos em vermelho representam os picos amostrados, enquanto os picos em azul representam os picos de referência da aragonia.

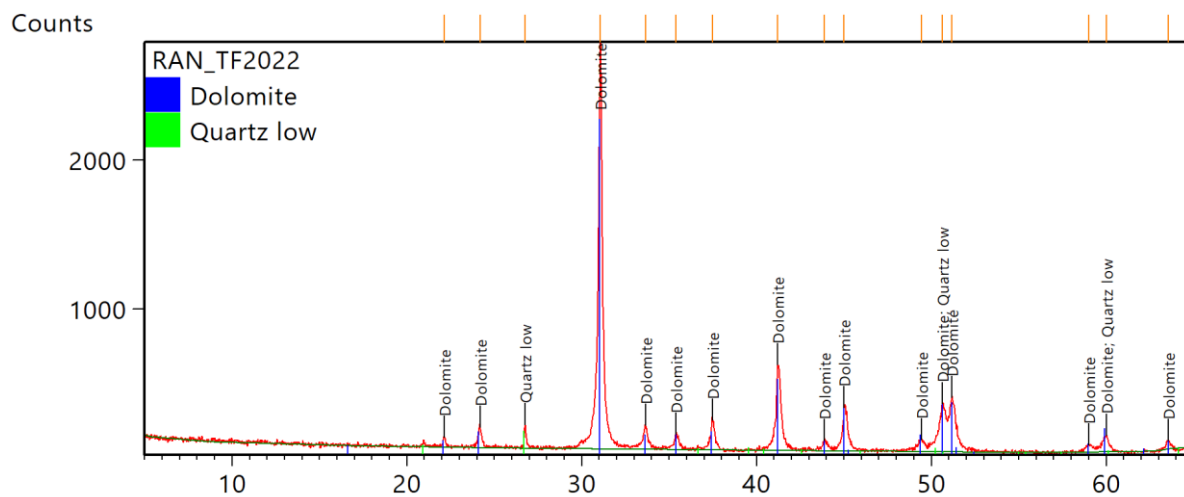


Figura I B - Resultado da análise de difração de raios-x (DRX) para a encaixante da estalagmite RAN09. Os picos em vermelho representam os picos amostrados, enquanto os picos em azul e verde representam os picos de referência da dolomita e quartzo, respectivamente.

ANEXO II

Resultados das análises isotópicas da encaixante

Tabela II - Resultados das análises isotópicas da rocha encaixante encontrada na base da estalagmite RAN09.

Sample	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cor}}\text{‰}$ (VPDB)	Erro Propagado $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cor}}\text{‰}$ (VPDB)	Erro Propagado $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
1	-1,87	0,15	-5,40	0,08
2	-5,17	0,17	-4,33	0,08
3	-1,43	0,15	-4,31	0,08
4	-1,47	0,15	-3,78	0,09
5	-1,48	0,14	-4,26	0,08
6	-1,94	0,16	-3,99	0,10

ANEXO III
Estatísticas de séries temporais

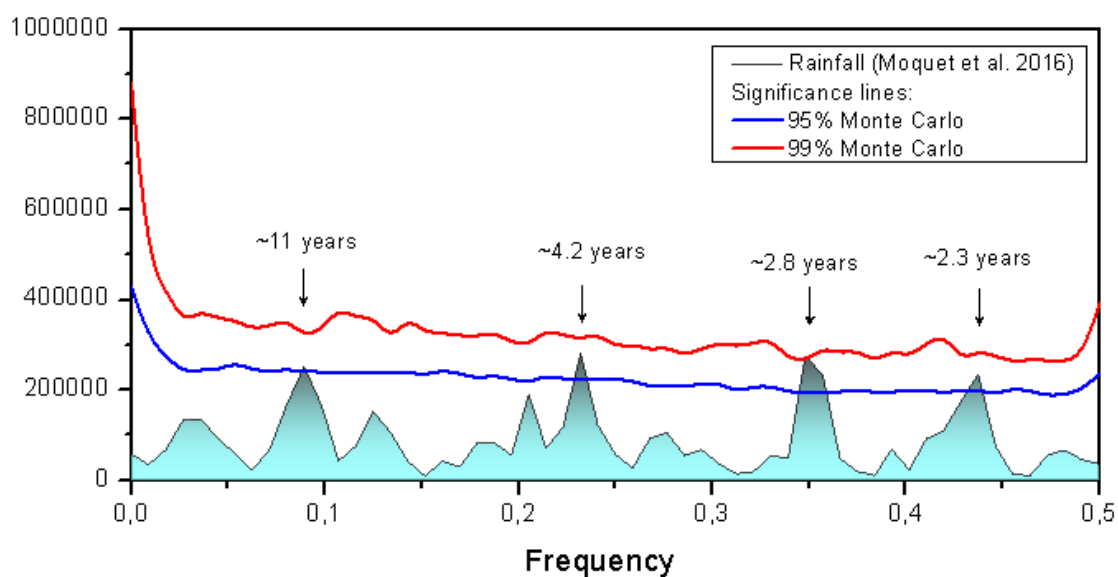


Figura III A - Análise de decomposição espectral em frequência dos dados de reconstituição da precipitação realizada por Moquet et al. (2016). Os valores apresentados acima dos picos representam o período correspondente à frequência do pico em destaque. Os valores acima da linha vermelha apresentam um nível de confiança estatística de 99% e os acima da linha azul apresentam nível de confiança estatística 95% de acordo com o teste de Monte Carlo.

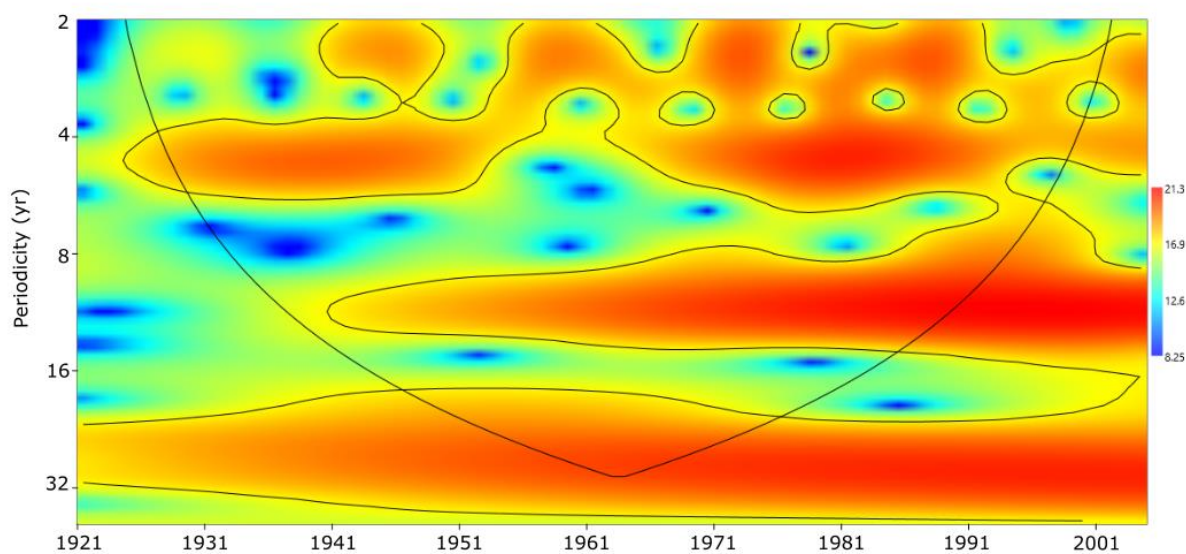


Figura III B - Análise de ondaletas para os dados de reconstituição da precipitação realizada por Moquet et al. (2016), em que no eixo vertical é apresentado o período de duração dos eventos, o eixo horizontal representa o intervalo temporal do registro e o índice de cor representa a intensidade dos eventos. O contorno em linha preta no gráfico indica os eventos que possuem significância estatística maior que 95% ($p=0,05$). A linha cônica indica o intervalo de confiança dos resultados, sendo que os externos a ele podem ter influência dos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondaletas.

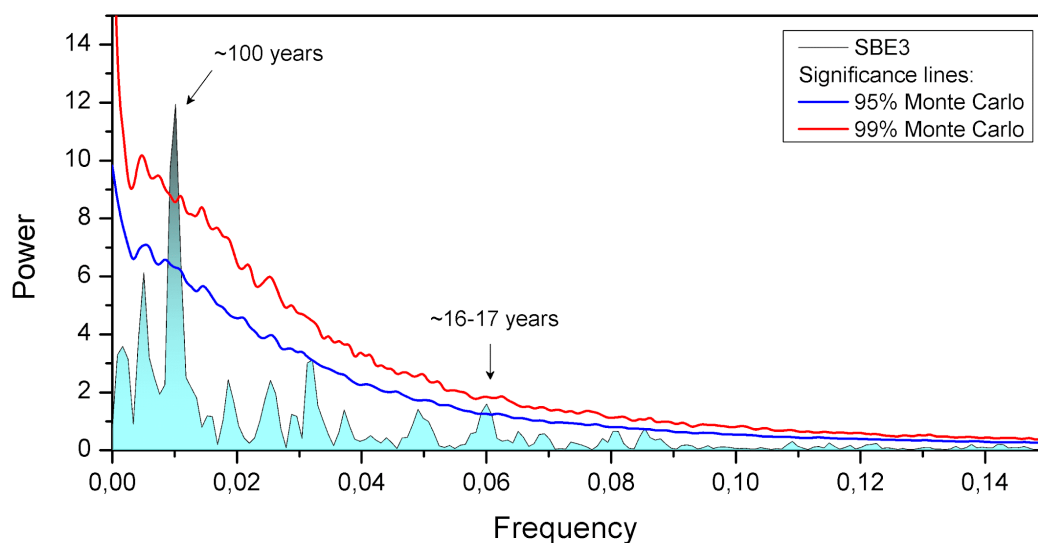


Figura III C - Análise de decomposição espectral em frequência dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra SBE3. Os valores apresentados acima dos picos representam o período correspondente à frequência do pico em destaque. Os valores acima da linha vermelha apresentam um nível de confiança estatística de 99% e os acima da linha azul apresentam nível de confiança estatística 95% de acordo com o teste de Monte Carlo.

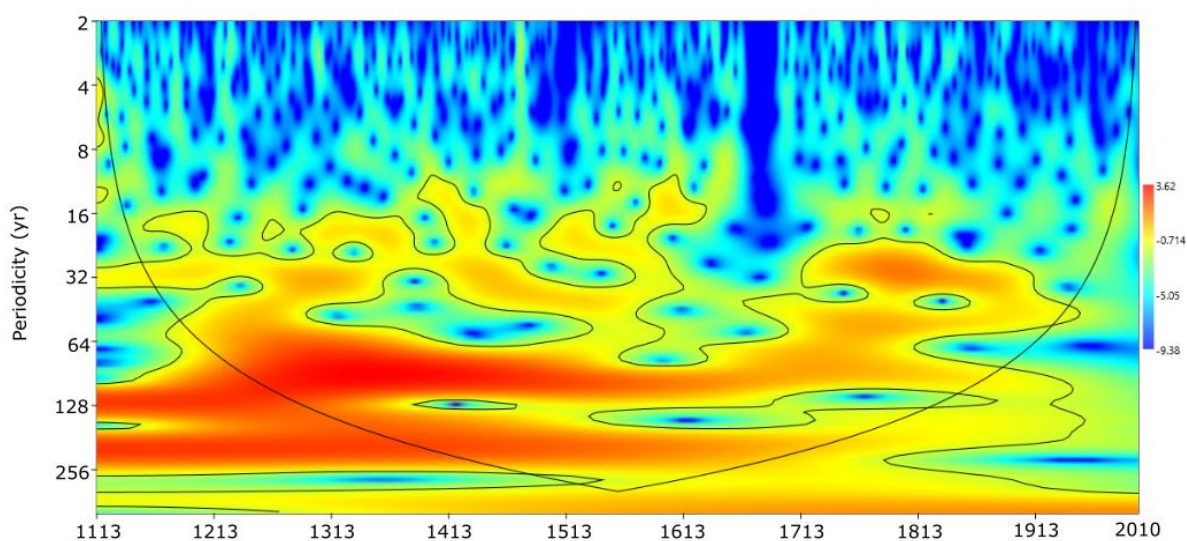


Figura III D - Análise de ondaletas para os dados de $\delta^{18}\text{O}$ da amostra SBE3, em que no eixo vertical é apresentado o período de duração dos eventos, o eixo horizontal representa o intervalo temporal do registro e o índice de cor representa a intensidade dos eventos. O contorno em linha preta no gráfico indica os eventos que possuem significância estatística maior que 95% ($p=0,05$). A linha cônica indica o intervalo de confiança dos resultados, sendo que os externos a ele podem ter influência dos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondaletas.

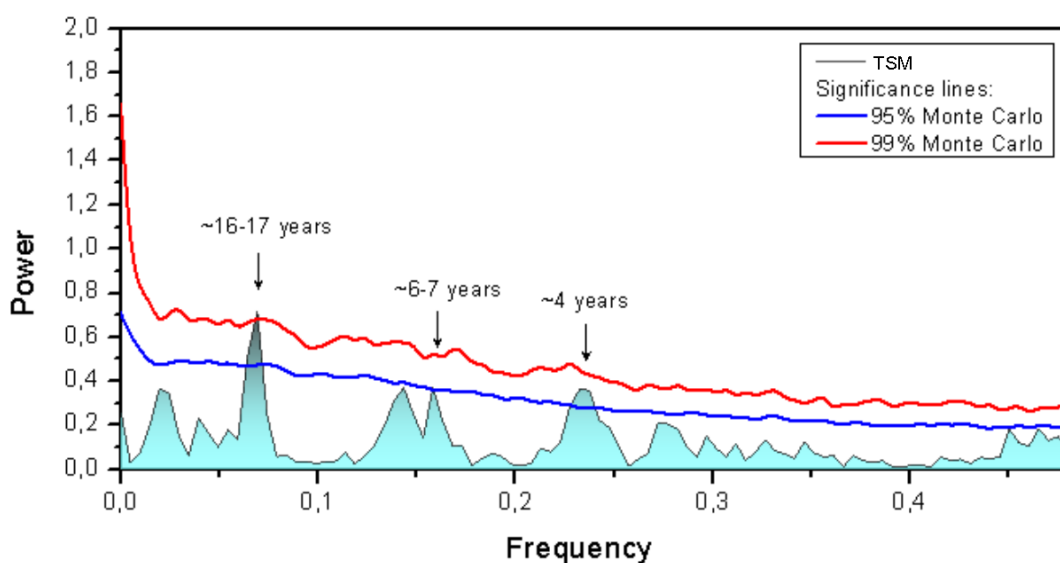


Figura III E - Análise de decomposição espectral em frequência dos dados anuais de temperatura de superfície do setor selecionado no Oceano Atlântico Tropical. Os valores apresentados acima dos picos representam o período correspondente à frequência do pico em destaque. Os valores acima da linha vermelha apresentam um nível de confiança estatística de 99% e os acima da linha azul apresentam nível de confiança estatística 95% de acordo com o teste de Monte Carlo.

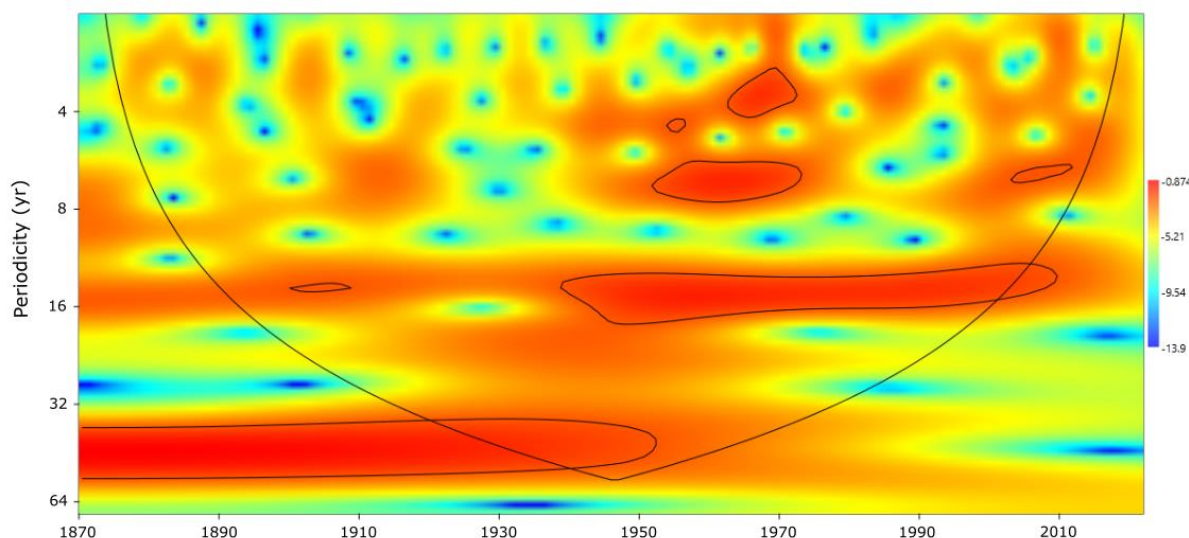


Figura III F - Análise de ondaletas para os dados anuais de temperatura de superfície do setor selecionado no Oceano Atlântico Tropical, em que no eixo vertical é apresentado o período de duração dos eventos, o eixo horizontal representa o intervalo temporal do registro e o índice de cor representa a intensidade dos eventos. O contorno em linha preta no gráfico indica os eventos que possuem significância estatística maior que 95% ($p=0,05$). A linha cônica indica o intervalo de confiança dos resultados, sendo que os externos a ele podem ter influência dos efeitos de “borda” no ajuste da função de ondaletas.

ANEXO IV

Mapas de correlação da temperatura de superfície do mar com a precipitação

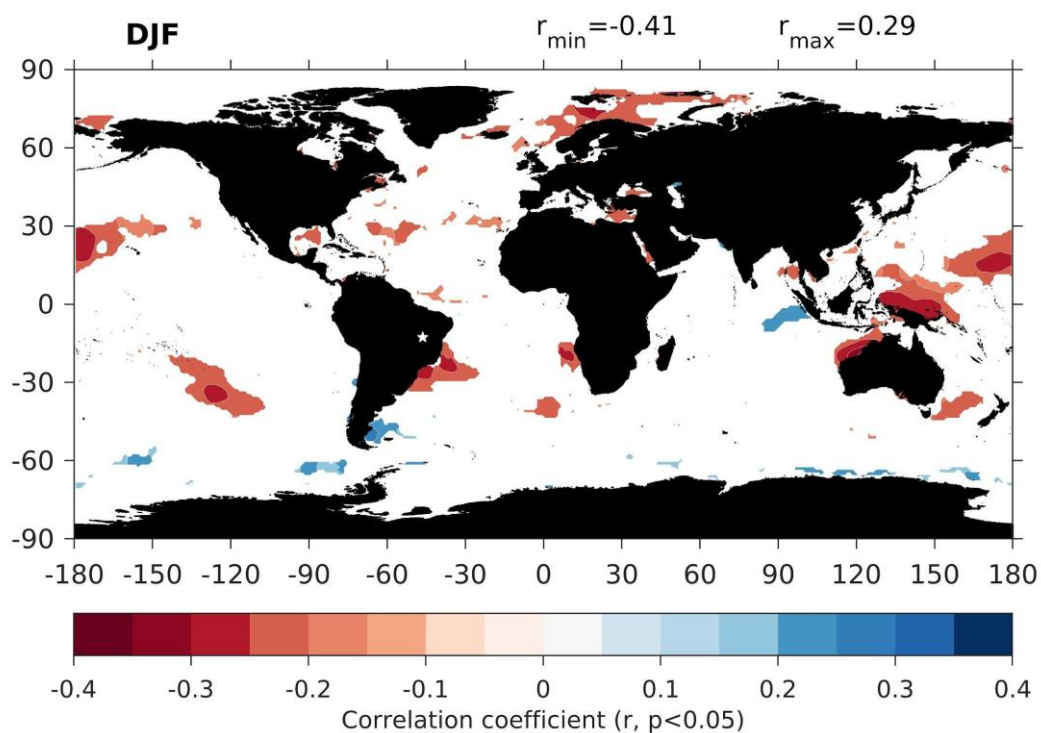


Figura IV A - Correlação entre a TSM global e a precipitação para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro na região da Gruta das Rãs. O intervalo de contorno é 0,05. Tons de azul (vermelho) indicam correlação significativa positiva (negativa), excedendo os 5% nível de significância.

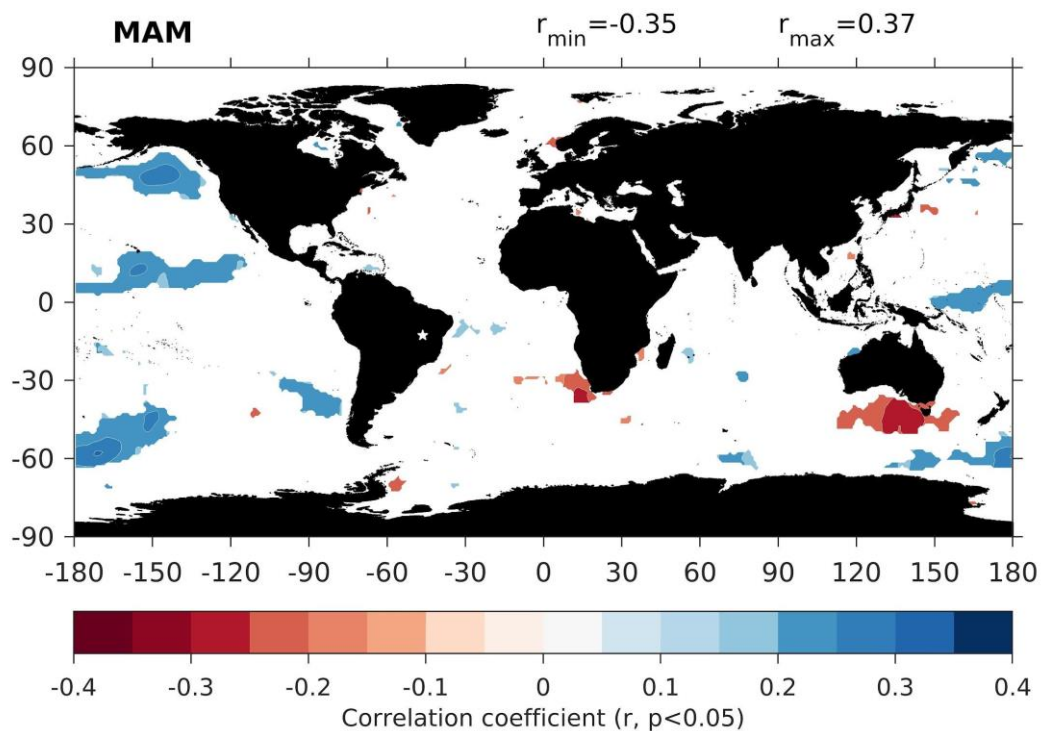


Figura IV B - Correlação entre a TSM global e a precipitação para os meses de Março, Abril e Maio na região da Gruta das Rãs. O intervalo de contorno é 0,05. Tons de azul (vermelho) indicam correlação significativa positiva (negativa), excedendo os 5% nível de significância.

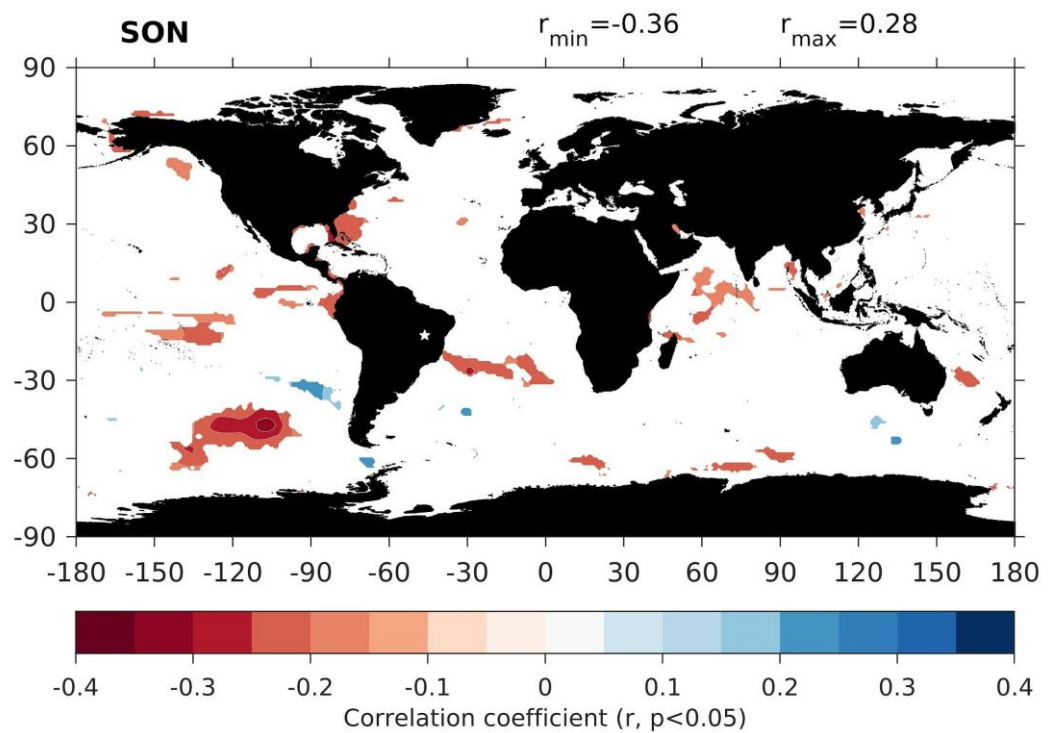


Figura IV C - Correlação entre a TSM global e a precipitação para os meses de Setembro, Outubro e Novembro na região da Gruta das Rãs. O intervalo de contorno é 0,05. Tons de azul (vermelho) indicam correlação significativa positiva (negativa), excedendo os 5% nível de significância.

ANEXO V
Mapa das cavernas

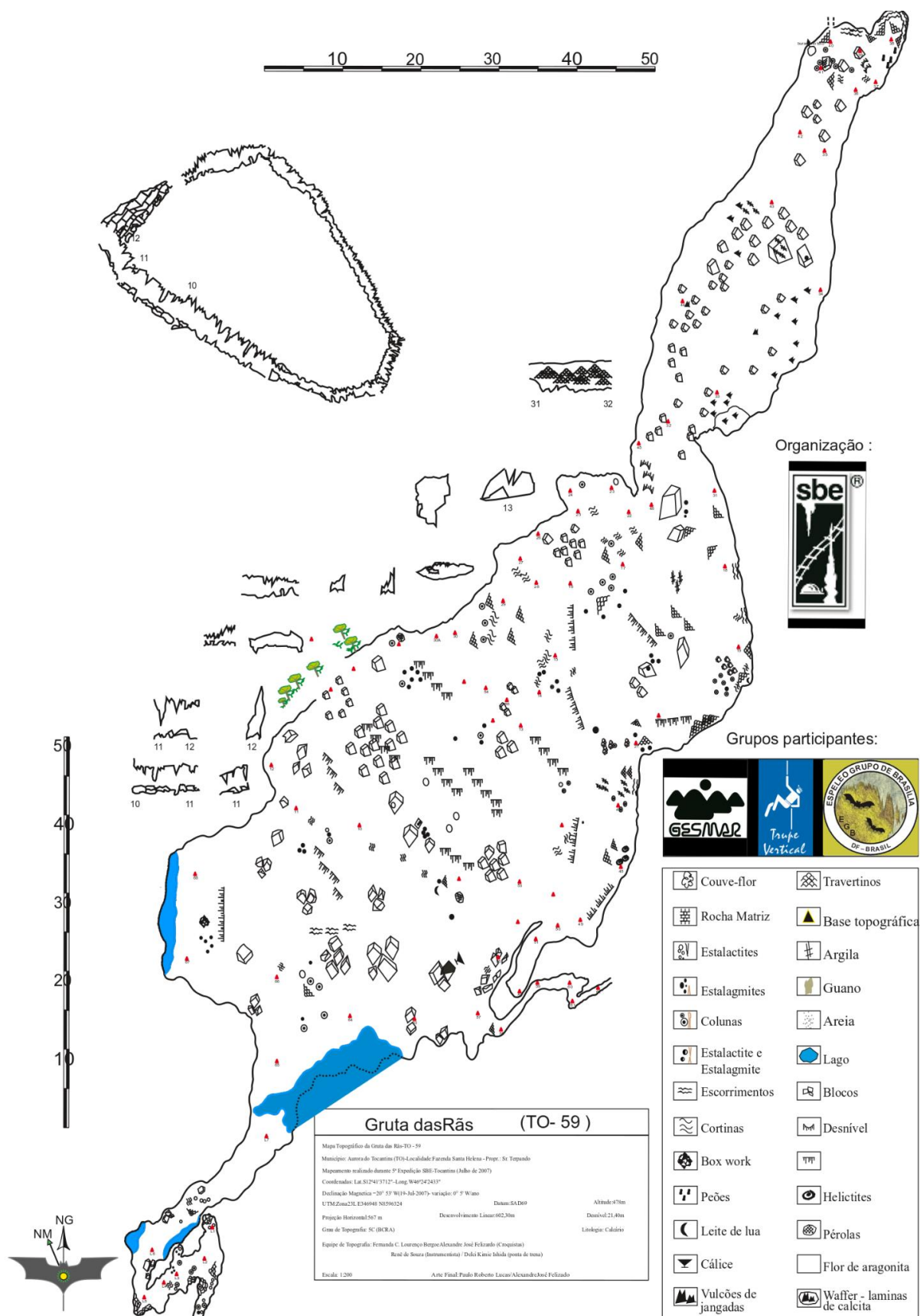


Figura V A - Mapa da Gruta das Rãs

SISTEMA SÃO BERNARDO - PALMEIRAS

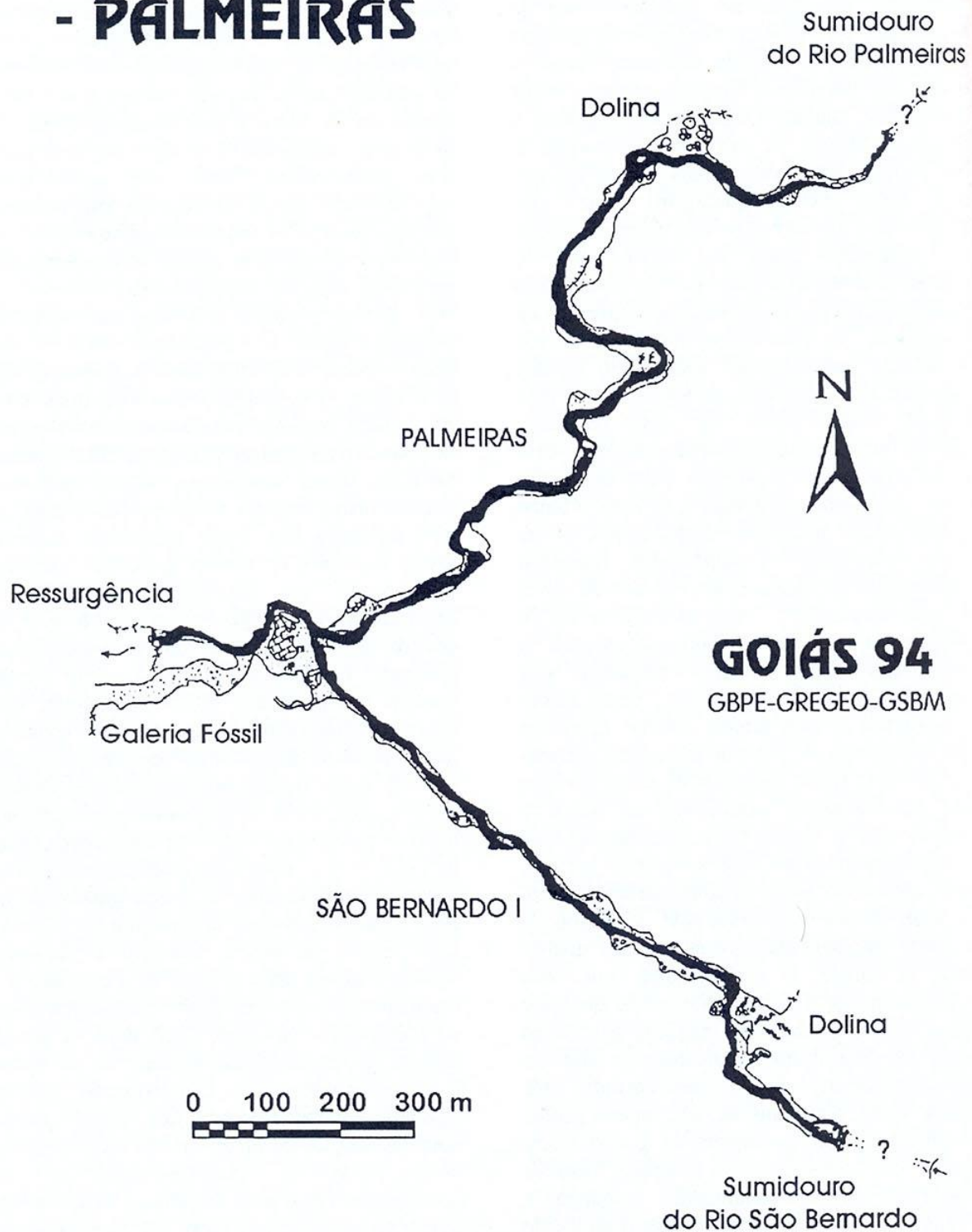


Figura V B - Mapa da Caverna São Bernardo