

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização e Origem de Precipitados Carbonáticos da Grota da  
Ferveadeira (RN)**

Trabalho de Formatura 23/39

LEONARDO ALEXANDRE BASTOS TINTINO

SÃO PAULO  
2023

# **“Caracterização e Origem de Precipitados Carbonáticos da Grotta da Ferveadeira (RN)”**

**LEONARDO ALEXANDRE BASTOS TINTINO**

Monografia apresentada para a disciplina 0440500 - Trabalho de Formatura (2023) sob orientação de:

Profa. Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda (Orientadora) - Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP)

Dinarte Lucas da Silva Junior (Coorientador) - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, IGc-USP

SÃO PAULO  
2023

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que proporcionaram trocas ao longo do meu processo de pesquisa em uma área completamente nova para mim, ainda que dentro do meu apaixonante universo que é a geologia.

Seria impossível não agradecer Maria Helena, minha orientadora, mas não pela orientação, que, segundo ela, não passava da obrigação dela como orientadora, mas, sim, pela companheira, amiga, instrutora e pelo colo de acolhimento de um grande nome da geologia brasileira, que me deu autoestima como pesquisador e diversos momentos de crescimento.

Ainda quanto à construção de um vasto conhecimento acerca dos carbonatos continentais e as técnicas analíticas possíveis para a entrada nesse mundo de possibilidades, gostaria de agradecer grandemente os pesquisadores Francisco William (Chico Bill), Agustin Mors, Giselle Utida e, ao meu coorientador, Dinarte Lucas (Dino), por nossas intensas trocas dos mais diversos temas aqui registrados. Vale a menção, também, àqueles que desprenderam tempo, mesmo que com pouco contato, construíram informações e faíscas sobre as discussões aqui abordadas: Rosilene Menezes, Ana Góes, André Negrão.

Faço um agradecimento profundo àquelas pesquisadoras que me acompanharam nas análises e conversas aliviadoras nos laboratórios de isótopos estáveis e cársticos, Naty, Gi, Verô, Catatau e Mel, e, cabe, também, um agradecimento ao professor Renato Moraes pelo auxílio e empréstimo do scanner de lâmina petrográfica e ao Vasco pelo auxílio no tratamento e preparação das minhas amostras.

Entendendo a graduação como um dos principais desafios que enfrentei até o momento e gostaria de agradecer a todas minhas companheiras de jornada, durante esses 5 anos, que foram Anna K, Biro, Bongo, Laika, Larinha, Ligeirinho, Livia, Lorena, Pistola, Tami, Vamps e Ypióca, representando todas as colisões que me tornaram quem sou hoje.

Por fim, sinto a necessidade e tenho o prazer de poder agradecer à força e à inspiração que minhas tias (Paula e Sandra), primas (Ágatha, Julie e Bianca), avó (Dona Ana), meus irmãos (Johnatas e Jefferson) e, principalmente, minha melhor amiga, minha mãe (Aracely), que são pessoas fortes e abriram diversos caminhos estreitos para que eu pudesse ser livre ao meu máximo e gozar do mais puro eu interno.

## RESUMO

A última década testemunhou o crescente interesse científico no reconhecimento dos processos construtivos e destrutivos que moldaram os reservatórios *offshore* de hidrocarbonetos da margem atlântica, os quais em parte guardam similaridades com outros depósitos carbonáticos continentais (p.ex., travertinos e tufas). Composição e texturas são usadas para estabelecer tais comparações, e para embasar a proposição de modelo(s) genético-evolutivo(s) realísticos para o Pré-Sal brasileiro. Em um sentido amplo, carbonatos continentais podem se formar sob amplo espectro de temperatura, e suas diferenças composicionais e texturas em geral refletem uma gama de fatores, como a natureza das fontes envolvidas, a participação (ou não) de atividade biogênica, a disponibilidade de espaço, dentre outros.

O riacho Grotta da Ferveadeira (NE do Brasil) expõe inúmeras ocorrências de material carbonático ora preenchendo fraturas ora expostas sobre rochas do embasamento cristalino. As fraturas foram interpretadas como reativações neotectônicas associadas a um importante domeamento litosférico induzido pela última atividade magmática intraplaca na Província Borborema, de idade cenozoica. Mesmo não sendo um ambiente sedimentar *stricto sensu*, as texturas desenvolvidas nos carbonatos da Grotta da Ferveadeira são muito similares às das dos carbonatos lacustrinos do Pré-Sal, com laminações de calcita fascicular, esferulitos e calcita micro-esparítica, além de marcante porosidade secundária. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos no material estudado se correlacionam diretamente com as composições isotópicas de mármore neoproterozoicos regionais, deixando clara a participação destes como fontes primárias. Os dados geocronológicos U/Th obtidos em calcita e a eflorescência gasosa atual confirmam que o sistema esteve ativo desde o Pleistoceno até o presente. Apesar da amostragem e análise de água subterrânea local, a assinatura do fluido hidrotermal permanece incerta, um aspecto fundamental para validar a hipótese de que o fraturamento e as precipitações carbonáticas seriam parte de um sistema geotermal longevo, instalado a pelo menos 50 milhões de anos.

**Palavras-chave:** Grotta da Ferveadeira, carbonatos hidrotermais, petrografia, isótopos estáveis

## **ABSTRACT**

The last decade has witnessed a growing scientific interest in recognizing the constructive and destructive processes that have shaped the offshore hydrocarbon reservoirs of the Atlantic margin, which partly share similarities with other continental carbonate deposits (e.g., travertines and tufas). Composition and textures are used to establish such comparisons and to support the proposition of realistic genetic-evolutionary model(s) for the Brazilian Pre-Salt. In a broad sense, continental carbonates can form over a wide temperature range, and their compositional differences and textures generally reflect a range of factors, such as the nature of the involved sources, the involvement (or not) of biogenic activity, space availability, among others.

The Grota da Fervedeira stream (Northeast Brazil) exposes numerous occurrences of carbonate material that occur either filling fractures or exposed on rocks of the crystalline basement. The fractures have been interpreted as neotectonic reactivations associated with significant lithospheric doming induced by the last intraplate magmatic activity in the Borborema Province, of Cenozoic age. Even though it is not a strictly sedimentary environment, the textures developed in the carbonates of Grota da Fervedeira are very similar to those of lacustrine carbonates of the Pre-Salt, with laminations of fascicular calcite, spherulites, and microsparitic calcite, in addition to marked secondary porosity. The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values obtained in the studied material correlate directly with the isotopic compositions of regional neoproterozoic marbles, making clear their participation as primary sources. The U/Th geochronological data obtained in calcite and the current gaseous efflorescence confirm that the system has been active from the Pleistocene to the present. Despite local groundwater sampling and analysis, the signature of the hydrothermal fluid remains uncertain, a fundamental aspect to validate the hypothesis that fracturing and carbonate precipitations would be part of a long-lived geothermal system, established for at least 50 million years

**Keywords:** Grota da Fervedeira, hydrothermal carbonates, petrography, stable isotopes

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2. METAS E OBJETIVOS.....</b>	<b>3</b>
<b>3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>4</b>
3.1. Contexto Geológico.....	4
3.1.1. Descrição da geologia na região de estudo.....	4
3.1.2. Aspectos de campo e amostragem.....	6
3.2. Calcários Continentais.....	8
3.3. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio.....	10
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>11</b>
4.1. Petrografia.....	11
4.2. Isótopos estáveis.....	11
4.2.1. Análise isotópicas C-O dos calcários.....	11
4.2.2. Análise isotópica H-O da água subterrânea.....	13
4.3. Geocronologia $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ .....	13
4.4. Difractometria de raios X (DRX).....	14
<b>5. RESULTADOS OBTIDOS.....</b>	<b>15</b>
5.1. Petrografia.....	15
5.1.1. Aspectos gerais macro- e microscópicos.....	15
5.1.2 Carbonato homogêneo criptolaminado (Chc).....	17
5.1.3 Carbonato bandado em leques (Cbl).....	18
5.1.4 Carbonato microesparfítico (Cme).....	18
5.2. DRX.....	18
5.3. Químioestratigrafia isotópica dos carbonatos.....	18
5.4. Assinatura isotópica da água subterrânea.....	19
5.5. Geocronologia.....	19
<b>6. DISCUSSÕES.....</b>	<b>20</b>
6.1. Texturas petrográficas como indicadores de processos.....	20
6.2. Texturas em carbonatos hidrotermais: uma comparação.....	23
6.3. Composição isotópica dos veios hidrotermais e da água.....	24
6.3.1. Correlação com carbonatos continentais.....	24
6.3.2. Estimativa da fonte do ânion carbonato.....	26
6.3.3. Análise isotópica da água subterrânea.....	28
6.4. Escala temporal da precipitação carbonática no riacho Grota da Ferveadeira.....	29
<b>7. CONCLUSÕES.....</b>	<b>30</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>31</b>
<b>ANEXO I</b>	

## 1. INTRODUÇÃO

Os calcários continentais são rochas formadas pela precipitação subaérea de íons carbonato a partir de fluidos supersaturados em gás carbônico e bicarbonato e com uma variedade de ambientes deposicionais e diagenéticos relacionados (Pentecost, 1995; Ford e Pedley, 1996; Capezzuoli *et al.*, 2014). Em uma visão geral, o interesse nesses depósitos se volta para o entendimento dos mecanismos de precipitação, seus aspectos geomorfológicos, petrográficos e geoquímico-isotópicos, e a identificação de suas fontes (*e.g.*, Ford e Pedley, 1996; Guo *et al.*, 1996; Gandin e Capezzuoli, 2008; Brogi e Capezzuoli, 2009;; Özkul *et al.*, 2010; Capezzuoli *et al.*, 2014; Claes *et al.*, 2017; Capezzuoli *et al.*, 2018;). A relevância do estudo de carbonatos continentais justifica-se por poderem ser usados em reconstruções de paleoambientes e ecossistemas como *proxies* para mudanças climáticas e para o entendimento de regimes tectônicos, sedimentares e hidrológicos (Capezzuoli *et al.*, 2014). Mais recentemente, os sistemas continentais envolvendo travertinos e tufas ganharam significativa atenção no âmbito acadêmico por serem possíveis análogos dos sistemas petrolíferos representantes do Pré-Sal do rifte Atlântico, renovando o interesse sobre quais parâmetros controlariam a precipitação e, sobretudo, quais características (petrográficas) seriam discriminantes.

Um dos trabalhos mais relevantes sobre o tema travertinos e tufas é o de Pentecost (1995). Esse autor propôs denominar de travertino todos os calcários continentais precipitados em condições subaéreas, mas discriminando-os entre aqueles precipitados sob influência de fontes geotermiais (termógenos) ou fluidos meteóricos (meteógenos). Os travertinos termógenos seriam formados em ambientes tectonicamente ativos, influenciados por fluidos hidrotermais quentes e com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  mais elevados que os carbonatos meteógenos precipitados em condições de maior contribuição de água meteórica. Pedley (2009) e Ford e Pedley (1996) propõem restringir o termo 'travertino' aos carbonatos precipitados a partir de águas hidrotermais mornas a quentes ( $>30\text{ }^\circ\text{C}$ ), enquanto que àqueles formados em condições ambientais (e com atividade biogênica) seriam tratados pelo termo 'tufa'. A discriminação baseada apenas em temperatura requer medir diretamente a temperatura da água em sítios onde a precipitação esteja ativa, ou ainda estimar a partir da associação biológica (quando há), algo que restringe a aplicação desses termos a carbonatos antigos (Brasier, 2011). Ademais, depósitos carbonáticos de água fria podem representar uma variação lateral de sítios geotermiais, dificultando a distinção entre os dois termos litológicos usando exclusivamente o viés da temperatura (Capezzuoli *et al.*, 2014). Num esforço de adicionar novos elementos discriminantes, Gandin e Capezzuoli (2008) propuseram a assinatura isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  para diferenciar entre travertinos e tufas, o que nem sempre demonstrou boa resolução. Tufas podem ser precipitadas com assinaturas

isotópicas semelhantes àquelas de travertinos quando geradas a partir de fluidos meteóricos de circulação profunda ('travifufas' de Capezzuoli *et al.*, 2014). Recentemente, Mors *et al.* (2019) reforçam a ideia de Capezzuoli *et al.*, (2014) ao defender a coexistência genética de ambos os tipos litológicos como *end-members* de um sistema contínuo complexo, resultante da atuação de processos químicos e bio-induzidos chamado genericamente de 'sistema travertínico'. A distinção entre esses extremos litológicos dependeria de uma ampla integração de seus aspectos descritivos, por exemplo parâmetros físico-químicos (mineralogia, geoquímica, taxa de precipitação) e bióticos, ambiente deposicional e eventuais controles do substrato no qual se desenvolvem.

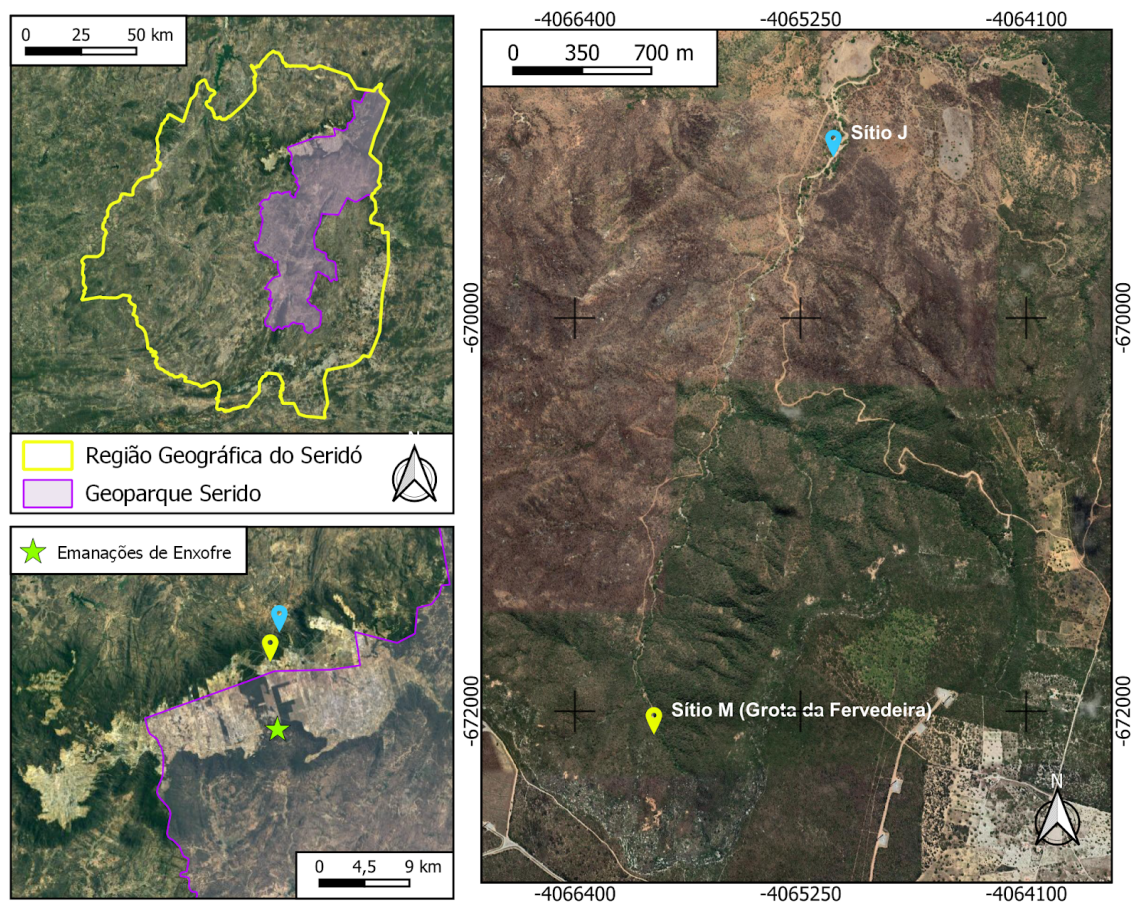


Figura. 1. Localização da área de estudo destacando os limites da região geográfica do Seridó e do Geoparque Seridó-UNESCO (A). Em (B), se destacam os sítios J (ícone azul), M (ícone amarelo), e as emanções de enxofre, localizados no extremo noroeste da área do geoparque. Em (C), zoom proximal dos sítios J (jusante) e M (montante) ao longo do curso do riacho Grotta da Ferveadeira. Imagens de satélite do banco de dados do Google Maps.

Este projeto de pesquisa se insere no tema 'carbonatos continentais' ao eleger como alvo de estudo uma pequena ocorrência de carbonatos não-marinhos no nordeste brasileiro – localmente conhecida como Grotta da Ferveadeira, situada na escarpa norte da Serra de Santana (Fig. 1). Do pouco que se conhece, a precipitação desses carbonatos teria sido controlada por estruturas neotectônicas, com aparente associação com um sistema

geotermal mais antigo. No projeto que se desenvolveu, procurou-se executar uma abordagem multitécnica para caracterizar a assinatura genética e entender os processos de formação, tendo como guia referências atuais sobre o tema.

## 2. METAS E OBJETIVOS

Os carbonatos que afloram ao longo do curso do riacho da Grota da Ferveadeira (Fig. 1) não têm referencial bibliográfico prévio sobre seus aspectos petrográficos e/ou químicos, nem tampouco sobre mecanismos de formação. De natureza investigativa têm-se apenas a dissertação de mestrado de M.R. Menezes (1999) que se ateu em descrever o modo de ocorrência em fraturas e em estimar a escala temporal de sua formação, considerando o contexto de reativações neotectônicas na região. As idades U/Th obtidas por esta autora mostraram uma dispersão entre c. 300 e 1,6 ka. A principal exposição catalogada, no local tipo conhecido como Grota da Ferveadeira (que dá nome ao riacho), não foi incluída nesse estudo geocronológico. Na ausência de uma caracterização mineralógica/química e textural, os dados obtidos por Menezes (1999) falam pouco sobre fonte e mecanismos de formação, também não permitem inferir se a precipitação hospedada em *sets* de fraturas foi contínua ou episódica ao longo do intervalo Pleistoceno-Holoceno. A efervescência de CO<sub>2</sub>, observada ainda hoje, sugere que o sistema ainda permanece ativo.

Este trabalho tem como foco descrever os aspectos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos das precipitações carbonáticas do riacho Grota da Ferveadeira, buscando identificar as fontes e os processos responsáveis por sua formação. A ocorrência de emanações sulfurosas na borda sul do platô da Serra de Santana (ver Fig. 1), no mesmo alinhamento estrutural do riacho é usada, neste trabalho, como elemento para inferir uma possível correlação com o vulcanismo basáltico que se manifestou durante o Oligo-Mioceno, na região (*e.g.*, Knesel *et al.*, 2011; Ngonge *et al.*, 2016). Nesse cenário, as precipitações carbonáticas e as emanações sulfurosas seriam a expressão atual de um sistema geotermal ativo por c. 30 milhões anos. Alternativamente, os carbonatos seriam o registro de processos supergênicos de lixiviação por fluidos meteóricos de rochas carbonáticas mais antigas, sem necessariamente estar sob influência de uma fonte geotermal.

Para testar as hipóteses levantadas, pretende-se:

- Estudar os padrões texturais e os aspectos mineralógicos e morfológicos dos carbonatos utilizando microscopia óptica convencional e difratometria de raios-X (DRX);
- Identificar padrões isotópicos e buscar possíveis fontes (fonte vulcanogênica e/ou fonte carbonática regional);
- Avançar com a cronologia, obtendo idades <sup>234</sup>U/<sup>230</sup>Th com controle na amostragem mas também incluindo (nas discussões) os dados de Menezes (1999);

- Propor um cenário geológico compatível com os dados obtidos, e tecer comparações com outros exemplos de carbonatos hidrotermais de ambientes conhecidos.

Como contribuição adicional, entendemos que os dados obtidos neste trabalho podem vir a embasar uma eventual ampliação dos limites do Geoparque Seridó (Fig. 1) ao incluir, no futuro, o município de Bodó (RN) e a ocorrência da Grota da Fervedeira.

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1. Contexto Geológico

##### 3.1.1. Descrição da geologia na região de estudo

A área de estudo limita-se a um trecho do curso do riacho Grota da Fervedeira que nasce na cota de 600 metros da Serra de Santana, uma das várias expressões fisiográficas do embasamento cristalino soerguido da Província Borborema setentrional, capeado por depósitos sedimentares fluviais da Formação Serra do Martins (Morais, 1924). De sua nascente até onde encontra o curso do Rio Cafuca (Fig. 1), o riacho Grota da Fervedeira se estende por 2,5 quilômetros, sendo um dos vários pequenos afluentes intermitentes da bacia hidrográfica do Rio Piranhas-Açu. Geograficamente, a área está inserida na parte central do Estado do Rio Grande do Norte, na fronteira entre os municípios de Lagoa Nova e Bodó, mais precisamente dentro dos limites deste último.

No contexto geológico, o município de Bodó se insere no domínio da Faixa Seridó e seu embasamento. O Complexo Caicó, a unidade regionalmente prevalente, engloba rochas meta-ígneas de natureza granítica a anfibolítica representadas por ortognaisses e *augen* gnaisses bandados a migmatíticos, com idades paleoproterozoicas distribuídas entre 2,22 e 1,75 Ga (Souza *et al.*, 2006; Hollanda *et al.*, 2011). Constitui, portanto, a unidade de embasamento regional para as unidades litológicas mais jovens, neoproterozoicas. Essas incluem uma sequência supracrustal e granitos. O Grupo Seridó é uma sucessão sedimentar metamorfizada e deformada em fácies anfibolito médio a superior durante os estágios colisionais do Ciclo Brasileiro (Archanjo e Salim, 1986; Jardim de Sá, 1994). Sua estratigrafia é definida, da base para o topo, pelas formações Jucurutu e Seridó, e ainda uma unidade lateralmente descontínua representada pela Formação Equador (Hollanda *et al.*, 2015). A Formação Jucurutu, basal, é constituída predominantemente por paragneisses e metarenitos intercalados com lentes de mármore (Lucas, 2023; Ribeiro *et al.*, 2023; Tavares, 2023). Não raro, essas rochas apresentam evidências de metassomatismo cálcico em escala de vênulas e bolsões discordantes ou concordantes com a foliação na rocha (Tavares, 2023). Esse processo é descrito regionalmente no domínio central da Faixa Seridó originando depósitos de skarns calciossilicatados mineralizados a W-Mo( $\pm$ Au) (Salim, 1993; Lucas, 2023). Um desses depósitos está inserido no município de Bodó – distrito mineiro homônimo (Lucas, 2023). A Formação Seridó, sequência de topo do grupo homônimo, é

dominada por biotita xistos com esparsas e discretas intercalações de mármores e rochas calciossilicáticas quando comparadas àquelas da Formação Jucurutu, preservando feições sedimentares em sítios de baixo *strain* regional. A Formação Equador é dominada por quartzitos e metaconglomerados polimíticos cuja deposição ocorreu durante o Ediacarano, dentro de um intervalo de c. 30 milhões de anos, conforme apontam os estudos de geocronologia de zircões detríticos – população mais jovem em 630-620 Ma (Van Schums *et al.*, 2003; Hollanda *et al.*, 2015), e a idade dos granitos intrusivos (c. 600 Ma; Archanjo *et al.*, 2013). A unidade quartzítica tem proveniência exclusivamente do embasamento cristalino paleoproterozoico (Hollanda *et al.*, 2015).

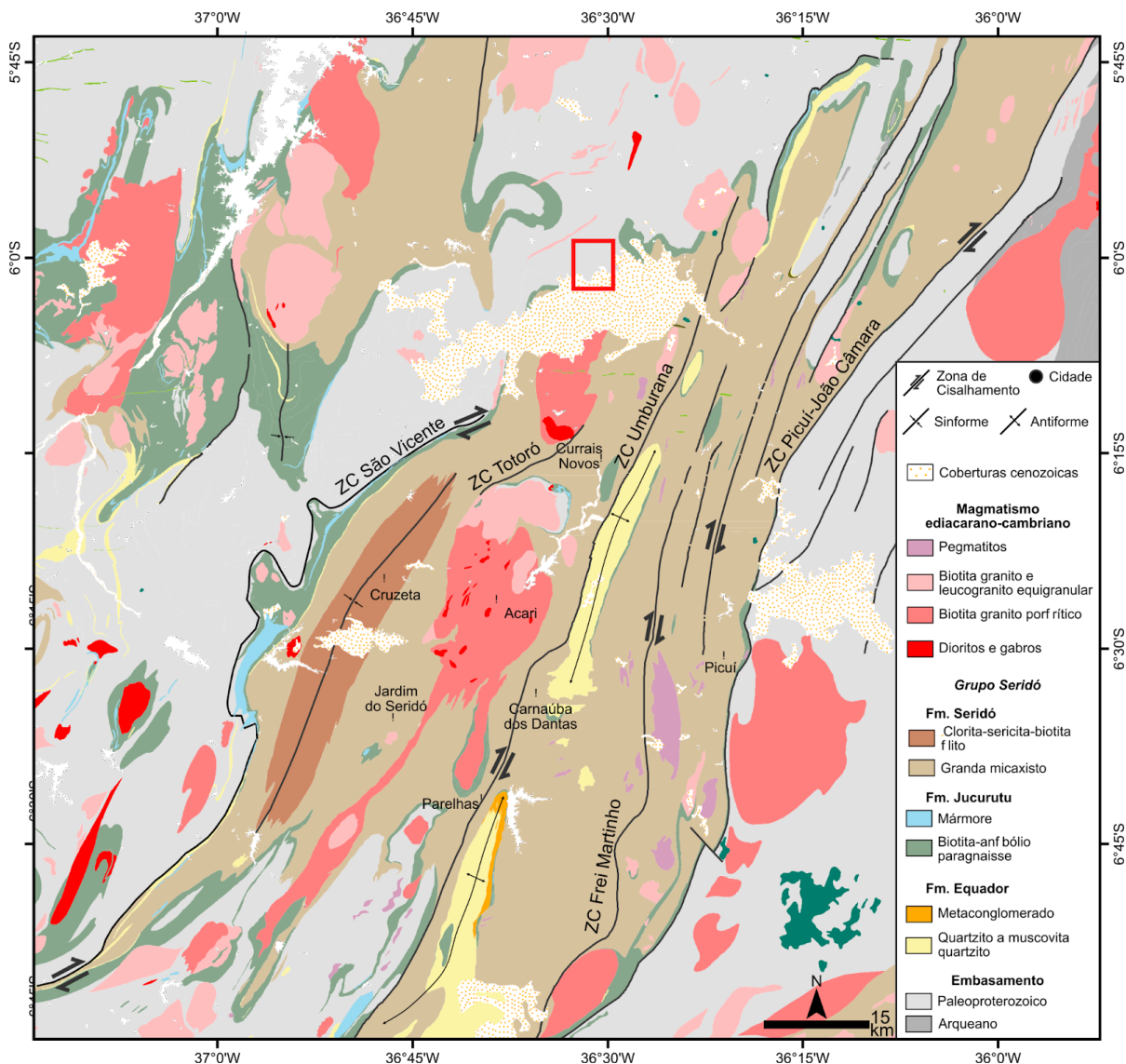


Figura 2. Mapa geológico regional da porção central do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema com indicação da área de estudo (retângulo vermelho).

No município de Bodó afloram pequenos granitos cambrianos de textura equigranular e afinidade sub-alcalina de alto K – corpos de Cerro Corá (c. 526 Ma; Hollanda *et al.*, 2017) e Macambira (c. 534 Ma; Lucas, 2023), além de diques métricos a decamétricos de pegmatitos graníticos que regionalmente fazem parte da Província Pegmatítica do Seridó

(Santos *et al.*, 2014). Esses granitos representam as manifestações mais tardias do volumoso magmatismo bimodal brasileiro na Província Borborema (Nascimento *et al.*, 2015; Hollanda *et al.*, 2017).

Além do registro proterozoico, o município de Bodó encerra ainda o registro de dois eventos magmáticos fanerozoicos: o enxame de diques Rio Ceará Mirim, de idade valanginiana em c. 135-133 Ma (Hollanda *et al.*, 2006; Ngonge *et al.*, 2016a; Dantas, 2019, 2021; Oliveira *et al.*, 2021) e o vulcanismo Macau, de idade cenozoica (c. 30-7 Ma; Knesel *et al.*, 2011). O primeiro faz parte da Província Magmática do Atlântico Equatorial (PMAE; Hollanda *et al.*, 2019) constituída por mais de dois mil quilômetros de enxames de diques máficos de natureza toleítica (Hollanda *et al.*, 2006; Ngonge *et al.*, 2016b; Macedo Filho e Hollanda, 2022), estruturados segundo as direções leste-oeste e nordeste (Melo *et al.*, 2021; Macedo Filho *et al.*, 2023) como consequência dos esforços distensionais que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico (Matos, 1992, 2000). Basaltos alcalinos mapeados na forma de *plugs*, *necks* e pequenos derrames de lavas dispostos espacialmente ao longo de um *trend* regional norte-sul constituem, por sua vez, a expressão fisiográfica da última atividade magmática – vulcanismo Macau, de idade oligo-miocena (Knesel *et al.*, 2011; Ngonge *et al.*, 2016b). A esse magmatismo intraplaca associa-se o soerguimento do Planalto da Borborema (Menezes *et al.*, 2003) que, na região do Seridó configura-se pela elevação do embasamento cristalino a cotas de até 600-650 metros, em cujo topo restam remanescentes sedimentos siliciclásticos fluviais da Formação Serra do Martins. Localmente essa expressão fisiográfica no município de Bodó é denominada Serra de Santana, e é em sua escarpa norte que está localizada as ocorrências carbonáticas da Grota da Fervedeira.

### 3.1.2. Aspectos de campo e amostragem

O riacho Grota da Fervedeira é um dos inúmeros ‘riacho-fenda’ da região do Seridó. Esse termo foi cunhado por Siqueira (1967) para definir uma drenagem que teria seu curso controlado por uma fratura/zona de fratura, em geral com condições intermitentes de recarga. O riacho está encaixado numa estrutura geral norte-nordeste, com trechos retilíneos e ‘cotovelos’ ao longo de seu curso (ver Fig. 1). Menezes (1999) foi quem primeiro descreveu a ocorrência de carbonatos preenchendo fraturas no embasamento gnáissico no entorno da Serra de Santana e ao longo do curso do riacho Grota da Fervedeira. Na sua dissertação de Mestrado, a autora usa os materiais de preenchimento (carbonato, cascalho ou óxido de ferro) como marcadores crono-estruturais do campo de tensões “neotectônicas” vigente durante o Quaternário. Dada a complexidade dos *sets* de fraturas conjugadas mapeadas em várias direções (nordeste, noroeste e leste-oeste), Menezes (1999) considera que os esforços principais estariam possivelmente vinculados a um domeamento térmico favorecido pelo vulcanismo Macau. Segundo as idades U/Th obtidas em seu trabalho, a

autora defende que a neotectônica e, portanto, as precipitações carbonáticas de preenchimento persistiriam até o Recente.

Nos dois sítios em que os precipitados carbonáticos são mais evidentes – sítios M e J da Fig. 1, o modo de ocorrência se dá por contato direto com as rochas gnáissicas que constituem o embasamento paleoproterozoico (ver detalhes na Fig. 3A-B). No sítio M, o pacote carbonático aflora encaixado em uma fratura decimétrica com mergulho aparente em 42°NE. Sabe-se que a espessura do pacote pode chegar a pelo menos 1,5 metro segundo informações da população local que extrai de lá o material carbonático para artesanato. Na época da etapa de campo, em janeiro de 2023, o fosso (ou grotta, como conhecido pelos nativos) estava parcialmente preenchido com água de chuva, dificultando a estimativa de sua real largura. O controle estrutural é também evidente no sítio J, à jusante. Lá, além dos carbonatos preencherem fraturas sub-horizontais subaéreas, também são vistos formando precipitados superficiais, diretamente sobre a rocha (Fig. 3C-D). Quando há acúmulo de água durante os períodos de maior precipitação pluviométrica, nota-se discreta efervescência que sugere emissões gasosas (CO<sub>2</sub>?) através das fraturas.

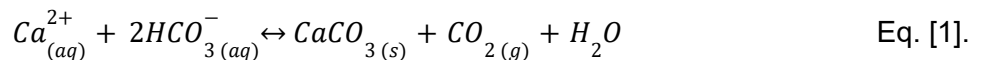


Figura 3. Ocorrências dos carbonatos nos sítios M (fotos A e B) e J (fotos C e D). (A) Local onde está a principal ocorrência de carbonatos (entre linhas tracejadas amarelas) – ver o fosso preenchido com água de chuva; (B) Zoom de (A) ilustrando a largura aparente do veio; (C) Aspecto poroso do precipitado sobre as rochas no embasamento paleoproterozoico (vermelho), em parte visto dentro de uma fratura subaérea, em parte diretamente sobre o substrato rochoso; (D) Exposição aérea (em rampas) dos carbonatos com aspecto mais maciço.

### 3.2. Calcários Continentais

No registro geológico, os carbonatos continentais pouco sobrevivem à erosão e à dissolução, razão pela qual os exemplos do Quaternário são os mais bem estudados (e.g. Guo e Riding, 1994, 1999; Broggi e Cappezuoli, 2009). A formação de rochas carbonáticas continentais por precipitação a partir de fluidos ocorre em diversas condições físico-químicas, seja em ambientes sob influência predominante de água meteórica, favorecendo a formação de tufas carbonáticas, seja sob influência de águas aquecidas em geral relacionadas a fraturamento hidrostático/tectônico (*hot springs*) – dando origem a travertinos (Ford e Pedley, 1996). Embora compartilhem os mesmos mecanismos e ‘nutrientes’ (fluidos ricos em  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$ ), as tufas são consideradas corpos carbonáticos precipitados a partir de águas ‘frias’ (em temperatura ambiente) e com baixas concentrações de magnésio (Mg) dissolvido, enquanto os travertinos são formados a partir de águas ou fluidos hidrotermais precipitados devido variações nos parâmetros físico-químicos no sistema (sistema puramente inorgânico), e/ou por atividade microbiana.

A precipitação pode ser descrita pela equação (Pentecost, 2005):



Para travertinos, a fonte de carbono e oxigênio ( $\text{CO}_2$ ) está normalmente relacionada com a lixiviação de rochas carbonáticas pré-existentes, sejam expostas ou em subsuperfície, com os gases atmosféricos, ou com vulcanismo associados, ou ainda uma mistura entre estes (Pentecost, 1995; Ford e Pedley, 1996; Gandin e Capezuoli, 2008; Capezuoli *et al.*, 2014). No entanto, a composição isotópica dos carbonatos precipitados pode ou não refletir a composição do fluido original, especialmente se a precipitação for influenciada por atividade biológica adicionando complexidade à interpretação de dados isotópicos (Chafetz *et al.*, 1991; Guo *et al.*, 1996; Liu *et al.*, 2003; Kele *et al.*, 2011; Roshanak *et al.*, 2018; Ranjbaran *et al.*, 2019). Segundo alguns autores, a tipologia e a diversidade da assembleia de organismos em muito determina o quanto de  $^{12}\text{C}$  é capturado em relação a  $^{13}\text{C}$  que permanece no meio inorgânico (Talbot e Kelts, 1990; Ford e Pedley, 1996; Guo *et al.*, 1996), sendo que as tufas são normalmente distinguíveis dos travertinos por terem maior influência de plantas macrófitas e animais, enquanto os carbonatos precipitados de fontes geotermiais são muito influenciados por atividade microbiana (Ford e Pedley, 1996; Pentecost, 2005). Por outro lado, as composições isotópicas de carbono e oxigênio podem refletir parcial ou totalmente o substrato fonte de onde o composto iônico  $\text{CO}_3^{2-}$  foi lixiviado.

Outros parâmetros têm sido usados para diferenciar tufas e travertinos, destacando-se suas feições petrográficas – i.e., fácies e texturas (e.g. Pentecost, 1995; Ford

e Pedley, 1996; Guo *et al.*, 1996; Gandin e Capezzuoli, 2008; Capezzuoli *et al.*, 2018). Padrões de concentração de elementos terras-raras (ETR) também têm sido usados para melhor definir os modelos genéticos de carbonatos (Rieger *et al.*, 2021). A proposta desses autores é discriminar a assinatura de ETR entre calcita de origens diagenética e hidrotermal, mas por ser uma abordagem muito recente ainda está sujeita a um banco de dados limitado para uma discriminação confiável.

Apesar dos parâmetros discriminantes já adotados na literatura – temperatura (Pedley *et al.*, 2003), assinatura isotópica de carbono e oxigênio (Gandin e Capezzuoli, 2008) e/ou feições petrográficas, Capezzuoli *et al.* (2014) propôs o termo “travitufa” para aplicar a litotipos ambíguos, ou seja, com características tanto de travertinos quanto de tufa. O termo sugere a possibilidade de que um único sistema poderia conter fases transicionais entre os dois extremos, travertinos e tufas ‘clássicos’. Nesse contexto, as travitufas seriam descritas como carbonatos precipitados de fluidos geotermiais resfriados após circulação profunda, podendo apresentar características petrográficas e geoquímicas tanto de tufas, quanto de travertinos. Essa perspectiva representou um marco para a concepção de modelos genéticos de carbonatos continentais numa visão mais complexa e holística, onde modelos alternativos – o tipo ‘sistema travertínico’ (ou simplesmente, sistema travertino) de Mors *et al.*, (2019), melhor se adequam ao cenário.

De acordo com Mors *et al.* (2019), o sistema travertino se forma ao longo de um perfil longitudinal contínuo tendo como fonte um centro vulcânico exsolvendo fluidos supersaturados em CO<sub>2</sub>, ou corpos carbonáticos regionais lixiviados por fluidos meteóricos salinos. Em sistemas vulcanogênicos, quanto mais próximo do *vent*, onde o fluido exsolvido é mais supersaturado e quente, mais rápidas as taxas de precipitação e a atividade biológica é menos significativa, condições que favorecem a formação de travertinos clássicos. Ao contrário, quanto mais distante do centro vulcânico de exsolução, os fluidos magmáticos apresentam temperatura mais amenas e menor saturação de CO<sub>2</sub>, favorecendo a formação de litotipos mais próximos às tufas (Mors *et al.*, 2019). Esse contexto é descrito por Luo *et al.* (2022) que propõem dois principais domínios para um sistema travertino: o hipógeno e o epígeno (Fig. 4). No domínio hipógeno, os precipitados ocorrem preenchendo fraturas reativadas formando travertinos bandados cuja formação é majoritariamente controlada por variações de temperatura e pressão, sob influência de escape de gases (ver também Luo *et al.*, 2019). No domínio epígeno prevalecem travertinos ‘acamadados’ com uma variedade de texturas geradas por flutuações em pequena escala dos parâmetros físico-químicos vigentes.

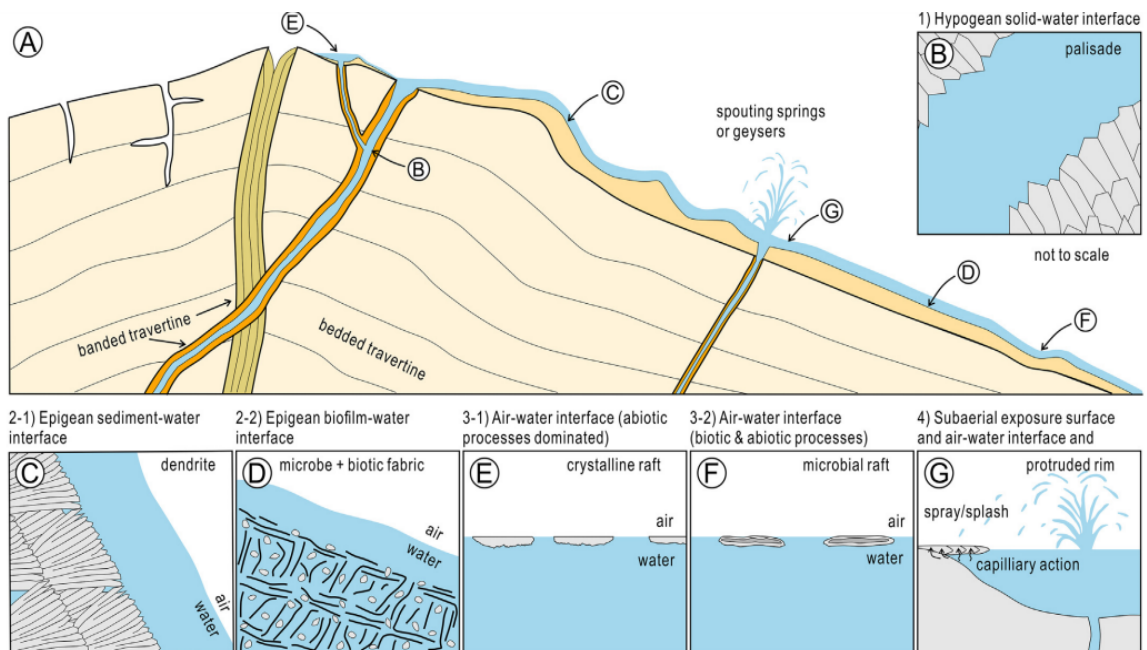


Figura 4. Seção transversal de um sistema travertino de fonte geotermal (A) e seus microambientes de formação de carbonatos (B-G). (A) Esboço de um sistema travertino com pelo menos dois períodos de deposição de travertino – banded e bedded travertine. (B) Cristais em pente (ou ‘cerca’) formados em condutos subterrâneos. (C) Cristais dendríticos abióticos formados na encosta íngreme sob condições de fluidos altamente turbulentos. (D) Microrganismos filamentosos e tecidos bióticos formados na encosta levemente inclinada. (E) Jangadas (rafts) cristalinas abióticas flutuando em superfícies estagnadas de água. (F) Jangadas bióticas com núcleos microbianos alongados formados na interface água-ar. (G) Bordas de carbonato (almofadas) influenciadas por spray, respingo e ação capilar. Fonte: Luo *et al.*, (2022).

Os aspectos sintetizados acima dão uma breve ideia da complexidade em discriminar carbonatos (hidrotermais) continentais, e a necessidade de integrar aspectos estratigráficos e estruturais de campo a parâmetros composicionais e feições texturais para entender os processos de formação.

### 3.3. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio

Os isótopos estáveis correspondem a átomos com a mesma carga de prótons mas com núcleos estáveis o suficiente para não sofrerem decaimento radioativo, contrariamente aos isótopos radioativos que, com o passar do seu tempo de meia-vida - tempo necessário para um núcleo converter metade de sua massa em outro núcleo, por decaimento alfa, gama ou beta originando um núcleo radiogênico. Carbono conta com 2 isótopos estáveis ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) e 4 radioativos ( $^{10}\text{C}$ ,  $^{11}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$  e  $^{15}\text{C}$ ), enquanto Oxigênio apresenta 3 isótopos estáveis ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{18}\text{O}$ ) (Hoefs, 1997). Dentre os núcleos estáveis há aquele mais leve e o mais pesado (com maior número de massa atômica) da série, sendo comumente apresentado pela notação  $\delta X$ , onde X corresponde ao isótopo pesado ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). Embora não acontecendo o decaimento radioativo, átomos de diferentes massas de um mesmo

elemento podem fracionar no meio que eles se encontram dependendo principalmente de condições físico-químicas específicas (Hoefs, 1997).

No caso dos travertinos, a fonte de C e O é proveniente do CO<sub>2</sub> que pode apresentar origem na lixiviação de rochas, a partir dos gases atmosféricos ou de fontes profundas como o manto superior (Pentecost, 1995; Ford e Pedley, 1996; Gandin e Capezzuoli, 2008; Capezzuoli *et al.*, 2014). Como os elementos são provenientes de moléculas de diferentes reservatórios, as assinaturas isotópicas das rochas formadas a partir desses fluidos pode ou não representar as assinaturas isotópicas do fluido original, dependendo, portanto, dos mecanismos e ambientes de precipitação. Fatores como turbulência, temperatura, degaseificação, evaporação, mistura de fluidos e atividade biológica podem tornar mais complexa a interpretação de dados isotópicos dos travertinos (Chafetz *et al.*, 1991; Guo *et al.*, 1996; Liu *et al.*, 2003; Kele *et al.*, 2011; Roshanak *et al.*, 2018; Ranjbaran *et al.*, 2019).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. Petrografia

As amostras selecionadas para esse estudo foram investigadas por microscopia convencional de luz transmitida em seções petrográficas comuns de cerca de 30 micrômetros de espessura. Utilizamos um microscópio Carl Zeiss, modelo Axioplan 2, do Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro) do IGc-USP, no qual está instalado o software LAS (*Leica Application Suite*) para imageamento digital.

### 4.2. Isótopos estáveis

#### 4.2.1. Análise isotópicas C-O dos calcários

Das várias amostras coletadas no sítio M, apenas quatro foram selecionadas para o estudo isotópico – LGF-01, LGF-02, LGF-06 e LGF-07. Juntas, elas são representativas dos dois aspectos estruturais observados em campo: (1) uma parte ‘maciça’ com laminação criptocristalina muito discreta, somente visível a olho nu sob incidência de luz, e (2) uma parte com macro-porosidade caracterizada por *vugs* arredondados (em planta) e alongados (em perfil), por vezes conectados entre si, por vezes isolados. Nesta parte porosa também se observa a laminação criptocristalina, mas com estrutura geral semi-concêntrica. Em planta, essa macro-porosidade assemelha-se a uma ‘colméia’ (Fig. 5A, B).

Para a micro-perfuração (*microdrilling*), as amostras foram serradas com fio diamantado no Laboratório de Sistemas Cársticos do GSA-IGc, e a superfície de corte foi lixada e polida com politriz manual. As amostras LGF-02, LGF-06 e LGF-07 representam bem as partes maciças com laminação criptocristalina, sendo que a LGF-06 também apresenta a “colméia” na sua parte superior (Fig. 5C, D). Na amostra LGF-02 foram feitas



$\delta^{18}\text{O}$ ) pela comparação com um padrão interno (REI -  $\delta^{13}\text{C} = -7,93$  e  $\delta^{18}\text{O} = -7,83$ ), sendo o valor dado em partes por mil:

$$\delta = \left( \frac{R_{\text{Amostra}} - R_{\text{Padrão}}}{R_{\text{Padrão}}} \right) \times 1000 \quad \text{Eq. [2]},$$

em que R representa as razões  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , para determinação de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , respectivamente.

#### 4.2.2. Análise isotópica H-O da água subterrânea

Uma amostra de água subterrânea foi coletada de um antigo poço artesiano próximo ao sítio J. Segundo relatos de moradores locais, ao ser perfurado o poço teria jorrado água a cerca de 3 metros de altura por alguns dias, dando ideia da pressão confinada no ponto. O resultante após a perfuração foi a precipitação de uma capa carbonática de espessura máxima de 15 cm no entorno da boca do poço.

A água foi coletada de maneira artesanal, em uma garrafa plástica, tomando-se cuidado de encher até a tampa para evitar o fracionamento isotópico entre água-atmosfera (dentro da garrafa). O objetivo desta coleta era a análise da água – em um primeiro momento associada ao sistema meteórico-hidrotermal, e assim inferir uma eventual assinatura isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$ .

A amostra foi analisada utilizando-se do analisador de isótopos de água L2140-i Picarro no Spacy Lab. da Universidade de Tübingen na Alemanha pelo professor Valdir Novello. A amostra aquecida a  $110^\circ\text{C}$  foi injetada sete vezes no vaporizador A0211 (manufaturado da Picarro Inc.) (o efeito de memória do Picarro foi neutralizado pela rejeição das 3 primeiras análises). Dos valores das 4 últimas injeções foi extraída um valor médio com precisão instrumental de  $\pm 0,2\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$  e de  $\pm 1\text{‰}$  para  $\delta^2\text{H}$ . Os valores foram aferidos com uma curva de calibração construída com 3 padrões do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS - sigla em inglês): USGS46 ( $\delta^{18}\text{O} = -29,8\text{‰}$  and  $\delta\text{H} = -235,8\text{‰}$ ), USGS47 ( $\delta^{18}\text{O} = -19,8\text{‰}$  and  $\delta\text{H} = -150,2\text{‰}$ ), USG48 ( $\delta^{18}\text{O} = -2,224\text{‰}$  and  $\delta\text{H} = -2\text{‰}$ ), e um padrão interno com valor isotópico de  $\delta^{18}\text{O} = -10,6\text{‰}$  and  $\delta\text{H} = -76\text{‰}$ .

#### 4.3. Geocronologia $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$

As amostras selecionadas para datação  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  foram duas das analisadas para as composições isotópicas de Carbono e Oxigênio, i.e., LGF-02 e LGF-07B. As perfurações foram feitas ao longo das laminações procurando-se extrair cerca de 0,1 grama de pó. A amostragem requer cuidado para evitar contaminação cruzada com material particulado, de forma que a perfuração foi feita em capela de exaustão e a broca da perfuração higienizada com  $\text{HNO}_3$  10%,  $\text{H}_2\text{O}$  e álcool 70%, antes e após cada furo. As análises  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  foram realizadas na *Xi'an Jiaotong University* (China) sob responsabilidade das pesquisadoras

Giselle Utida e Melissa Martinez, do grupo de Paleoclimatologia do IGc. As determinações isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa de plasma indutivamente acoplado, multicoletor, Thermo-Finnigan Neptune, seguindo os protocolos analíticos publicados em Cheng *et al.*, (2009) e Shen *et al.*, (2012).

A cromatografia de troca iônica para separação prévia de U e Th consistiu em pesar aproximadamente 0,1 grama de cada amostra e dissolver em ácido nítrico (7N HNO<sub>3</sub>) a 204 °C, até dissolução completa. À alíquota-amostra foi adicionada uma solução-*spike* duplo de <sup>233</sup>U (0.78646 ± 0.0002 pmol/g) e <sup>229</sup>Th (0.21686 ± 0.0001 pmol/g) usada para obter as concentrações de <sup>234</sup>U (isótopo pai) e <sup>230</sup>Th (isótopo filho), e novamente aquecida a 204°C. Normalmente durante esta etapa forma-se nitrato ao final da dissolução, razão pela qual adiciona-se ácido clorídrico (2N HCl) e algumas gotas de FeCl e hidróxido de amônia (NH<sub>4</sub>OH) para a co-precipitação de U, Th e Fe. Após 30 minutos, a solução é centrifugada para separação de eventuais metais que permanecem adsorvidos ao Fe. O resíduo é lavado com água MilliQ, dissolvido em 14N HNO<sub>3</sub>, e seco. A solução final é tomada em 0,5 mL de 7N HNO<sub>3</sub> para separação nas colunas cromatográficas.

U e Th são separados em colunas com a resina de troca iônica AG-1x8 (Spectra/Gel®), pré-condicionadas com quatro etapas de eluição: (1) água MilliQ; (2) água MilliQ + 1 gota de 14N HNO<sub>3</sub>; (3) 2/3 do volume da coluna (VC) de 7N HNO<sub>3</sub>; e (4) 1/3 do volume da coluna de 7N HNO<sub>3</sub>. Após o condicionamento, adiciona-se a solução amostra em 0,5 mL de 7N HNO<sub>3</sub>. O procedimento após a deposição da solução-amostra consiste em: (a) remover Fe com adição de 1 VC de 7N HNO<sub>3</sub>, duas vezes; (b) coleta de Th com adição de 2 VC de 6N HCl, e mais 1 VC da mesma solução; (c) coleta de U com adição de 2 VC de água Milli-Q. Em ambos os béqueres onde Th e U são coletados, adiciona-se gotas de HClO<sub>3</sub> antes de dispor as amostras à completa secura. O resíduo final é dissolvido em 14N HNO<sub>3</sub> e 2 gotas de HClO<sub>3</sub> e seco, por duas vezes. Ao fim, o resíduo é finalmente dissolvido em 1 gota de 14N HNO<sub>3</sub>, parcialmente evaporada e tomado em 0,5 mL de solução-padrão de H<sub>2</sub>O Milli-Q + 1% 14 HNO<sub>3</sub> + gotas de HF para análise no espectrômetro de massas.

As medidas isotópicas de Th e U são adquiridas simultaneamente por 30 e 40 minutos, respectivamente, e os dados corrigidos para interferências isobáricas da fração detrítica <sup>232</sup>Th e brancos analíticos segundo o protocolo publicado em Edwards *et al.*, (1987) e Richards e Dorale (2003).

#### 4.4. Difratomia de raios X (DRX)

Dois fragmentos da amostra LGF-01 foram analisados por Difratomia de Raios X (DRX): um fragmento da parte maciça com laminação criptocristalina e um fragmento da parte porosa com coloração esverdeada intermediária entre a parte maciça e a 'colméia' (ver Fig. 6). As análises foram feitas em difratômetro Bruker, modelo D8-Advance Da Vinci, com

radiação CuK $\alpha$  em detector LYNXEYE e sistema TWIN-TWIN de óptica fixa, do GeoAnalítica (IGc, USP). Os resultados foram interpretados em termos das fases minerais dominantes utilizando-se o software SUITE DiffracEVA e biblioteca PDF-2 (ICDD) versão-2022.

As amostras foram pulverizadas à mão num *graal* de ágata e prensadas em lâmina até total aderência ao vidro. De forma simplificada, feixes monocromáticos de raios X são produzidos no tubo de cobre CuK $\alpha$  no equipamento, colimados e direcionados à amostra pulverizada, onde são desviados conforme a Lei de Bragg (Eq. 3) e subsequentemente captados pelo detector.

$$n\lambda = 2 \cdot d \cdot \sin\theta \quad \text{Eq. [3],}$$

em que (n) é um número inteiro,  $\lambda$  é o comprimento de onda dos raios X, (d) é a distância entre os planos paralelos sucessivos na estrutura cristalina, e  $\theta$  é o ângulo de incidência e difração do feixe de raios X por determinado plano atômico.

Durante a análise, o porta-amostra é rotacionado no plano horizontal enquanto o detector de raios X se movimenta dentro do intervalo de angulação de  $2\theta$  entre 2 e 70°. Os resultados são apresentados na forma de difratograma no qual a variável do eixo X corresponde ao ângulo  $2\theta$ , e do eixo Y corresponde à intensidade dos picos difratados, os quais equivalem à medida da distância interplanar (d) de cada mineral presente na amostra pulverizada.

## 5. RESULTADOS OBTIDOS

### 5.1. Petrografia

O estudo petrográfico foi, talvez, a etapa mais relevante deste projeto, considerando o potencial que as texturas têm de fornecer informações diretas sobre os processos e parâmetros relacionados à precipitação.

#### 5.1.1. Aspectos gerais macro- e microscópicos

A análise petrográfica permitiu discriminar três litofácies carbonáticas, sendo elas: (i) homogênea criptolaminada – **Chc**; (ii) bandada em leques – **Cbl**; e (iii) micro-esparítica – **Cme** (Fig. 6A-B).

A litofácies Chc foi descrita nas partes das amostras onde vê-se as estruturas de “colméias”, definida pela presença de *vugs* de dimensões centimétricas com formato em gota invertida que dá um aspecto de macro-porosidade à rocha (ver porção superior da Fig. 6A). A laminação acompanha o contorno da superfície da amostra, paralela às paredes dos *vugs* ou, ainda, sendo cortadas por estas. Esses aspectos podem significar que a laminação pode ter uma relação temporal anterior ou simultânea com a formação dos *vugs*. A litofácies Chc é menos evidente em setores livres da presença de *vugs*, onde nota-se apenas uma

laminação horizontal sutil, paralela à parede de crescimento da calcita (ver parte inferior da Fig. 6A).

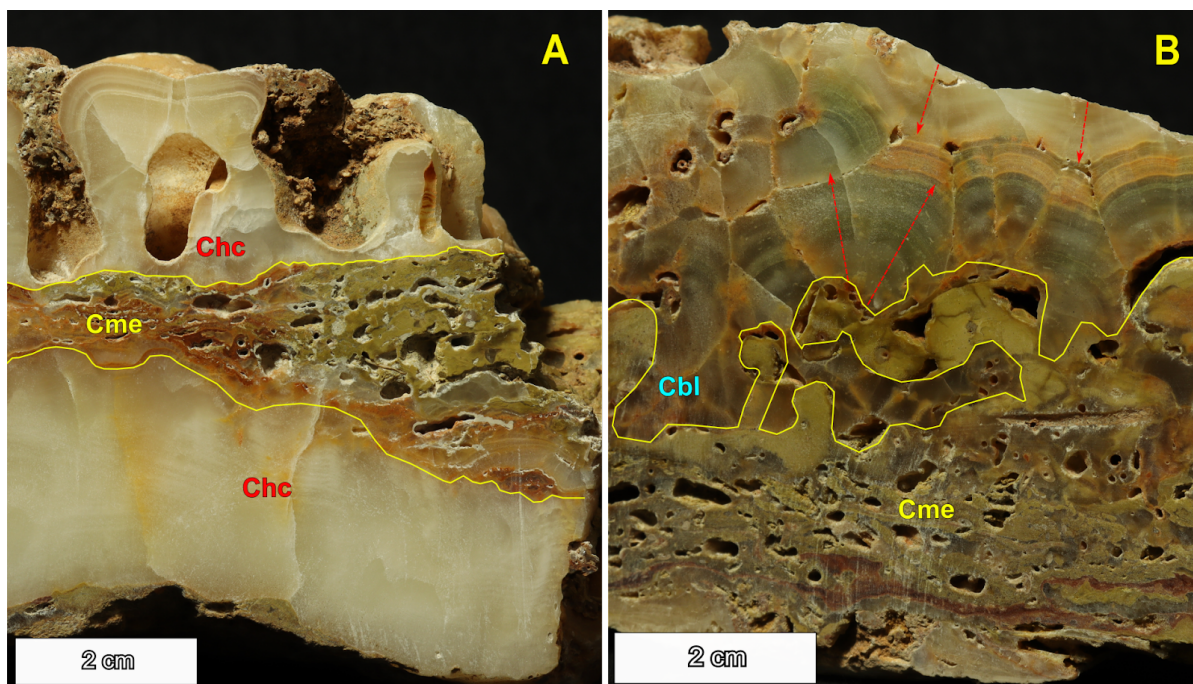


Figura 6. Fácies carbonáticas descritas nas amostras LGF-01 (A) e LGF-04 (B). (A) Coexistência das litofácies carbonato micro-esparítico (Cme) entre partes de carbonato homogêneo criptolaminado (Chc), em colméia (parte superior) e compacto (parte inferior). (B) Carbonato bandado em leques em contato irregular com a litofácies de carbonato micro-esparítico. As setas vermelhas indicam o sentido de crescimento dos leques.

A litofácies Cbl se caracteriza pelo desenvolvimento acentuado de bandas milimétricas a sub-centimétricas de arranjo cônico, em geral onde o carbonato tem coloração esverdeada (Fig. 6B), talvez devido a presença de material criptocristalino insolúvel precipitado junto com o carbonato. O sentido de crescimento dos cristais de calcita nesta litofácies parece iniciar pelo vértice dos leques, de onde os agregados de calcita partem em direção à borda concêntrica.

Por fim, a litofácies Cme ocorre sempre em contato com as outras duas fácies descritas. É notadamente porosa e de coloração verde-amarronzada, com poros de tamanhos variáveis e com tendência a serem oblatos (achatados) (Fig. 6B).

A Fig. 7 ilustra os aspectos microscópicos dessas litofácies, com destaque para Cbl e Cme. Nota-se que as texturas resultam da coalescência de agregados de cristais sub-milimétricos de calcita fascicular-óptica (Fig. 7A-D). A alternância dos ângulos de extinção entre as fascículas acaba por gerar um padrão geral semelhante à uma extinção ondulante quando se rotaciona a platina do microscópio.

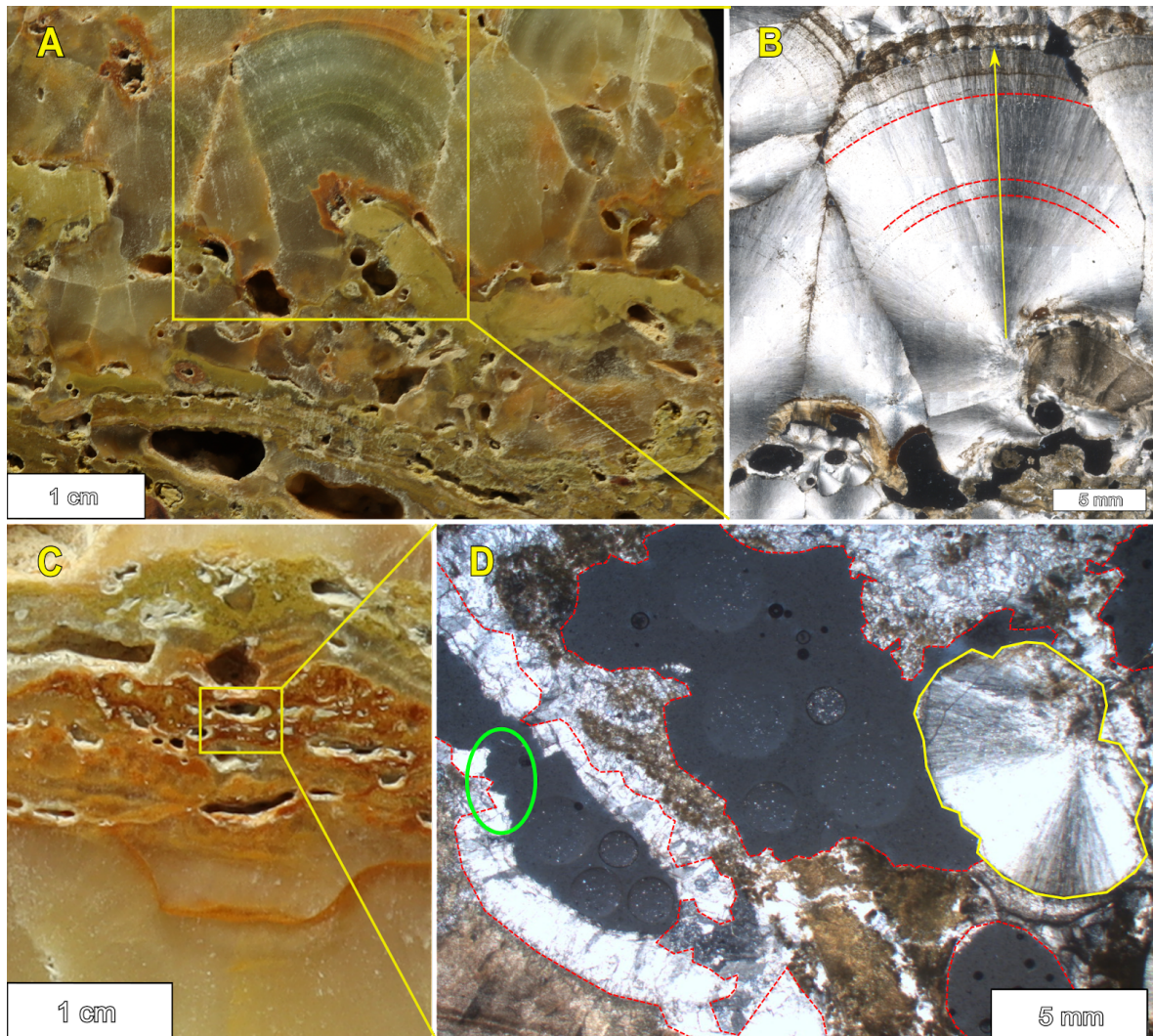


Figura 7. Fotomicrografias sob luz polarizada das amostras LGF-04 (A-B) e LGF-01 (C-D). (A) Amostra de mão polida da LGF-04; (B) Aglomerados de calcita fascicular-óptica em leques milimétricos a submilimétricos com sentido de crescimento indicado pela seta amarela e laminação destacada por insolúveis (linhas em vermelho); (C) Amostra de mão polida da LGF-01; (D) Mosaicos difusos de calcita micro-esparítica, por vezes, com aglomerados de insolúveis opacos (área entre o tracejado em vermelho), hemisfério de calcita fascicular-óptica (amarelo) e calcita dente de cão (elipse verde).

### 6.1.2 Carbonato homogêneo criptolaminado (Chc)

Dentro da fácies dos carbonatos homogêneos criptolaminados essa textura do tipo pluma ocorre com centros de nucleação partindo das paredes das amostras com sentido de crescimento para o meio dos veios, gerando arranjos semelhantes à plumas com eixo de espelhamento ortogonal às paredes da rocha (Fig. 7A). Por vezes é possível observar porções com cristais mais finos de aparência quase esparítica gerando uma matriz para fascículas maiores e mais idiomorfas, podendo ser resultado de processos diagenéticos ou contraste mineralógico (calcita X aragonita).

### 6.1.3 Carbonato bandado em leques (Cbl)

Nos carbonatos bandados em leques os aglomerados de calcita ocorrem gerando texturas esferoidais e semicirculares de orientação ortogonal às paredes (Fig. 7A). Essas estruturas semicirculares (em leque) são laminadas por faixas de concentração de elementos mais opacos, tendendo a colorações avermelhadas a alaranjadas - aqui interpretados como sólidos insolúveis (argila, matéria orgânica e silte) (Fig. 7A).

### 6.1.4 Carbonato microesparítico (Cme)

Embora as mesmas estruturas semi a circulares das outras fácies ocorram nos carbonatos micro-esparíticos, não se observa um sentido principal de crescimento como nas outras fácies. Nesta fácies é possível observar porções entre as fascículas com cristais esparíticos e, por vezes, levemente poligonizados (Fig. 7B). Os poros oblatos aqui observados, por vezes ocorrem com calcita dente de cão em suas bordas internas, podendo indicar que, parte deles, esteve aberta durante a precipitação em seus limites (Fig. 7B).

## 5.2. DRX

O ângulo  $2\theta$  discriminado nos picos dos difratogramas das amostras LGF-01 e LGF-02 tem 100% de correspondência com os picos observados no gráfico padrão da calcita com Mg em quantidade traço (Mg: 0,064; Ca: 0,936) (Fig. 8).

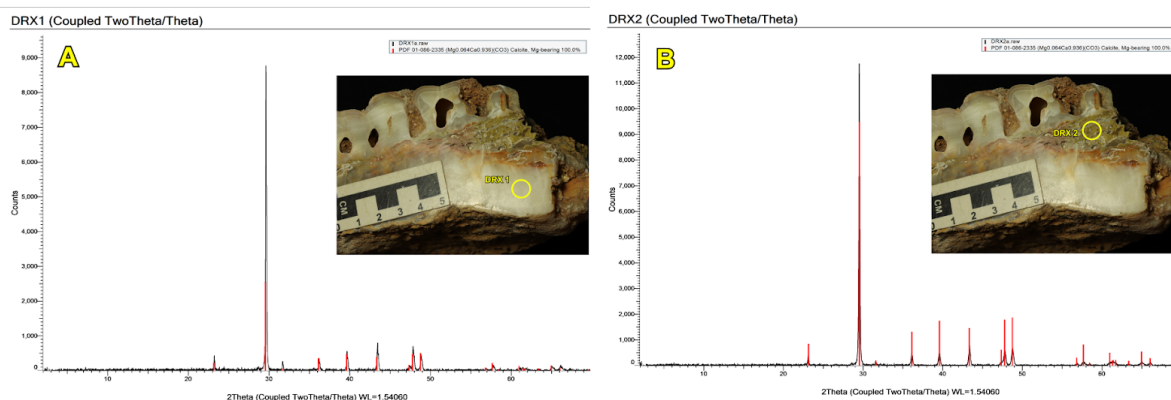


Figura 8. Difratograma para duas alíquotas da amostra LGF-01 (ver localização da amostragem nas fotos): (A) Porção esbranquiçada e compacta; (B) Porção esverdeada e porosa. Em ambos os casos o espectro coincide com o gráfico padrão da calcita magnesiânica.

## 5.3. Quimioestratigrafia isotópica dos carbonatos

A composição isotópica das 4 amostras analisadas para carbono e oxigênio (LGF-01, LGF-02, LGF-06 e LGF-07) apresentaram valores pouco variáveis. Para as amostras LGF-01 e LGF-02 foram feitos, respectivamente, 100 e 162 pontos analíticos ao longo de uma resolução espacial de 0,5 mm. Considerando a constância das composições isotópicas

observadas nesta primeira amostra, espaçamento de 1 cm foi adotado para as demais amostras LGF-06 – onde foram demarcados 28 pontos, e LGF-07 – com 37 pontos.

Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  se agruparam em dois *clusters* distintos em aproximadamente meia unidade nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , e uma e meia unidade nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$ . As amostras LGF-01 e LGF-06 têm valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre +3,57‰ e +2,80‰ (VPDB) e de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -8,14‰ e -9,27‰ VPDB, enquanto as amostras LGF-02 e LGF-07 têm valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre +3,98‰ e +3,21‰ VPDB e de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -6,82‰ e -7,62‰ VPDB (Fig. 9). (Resultados no Anexo I)

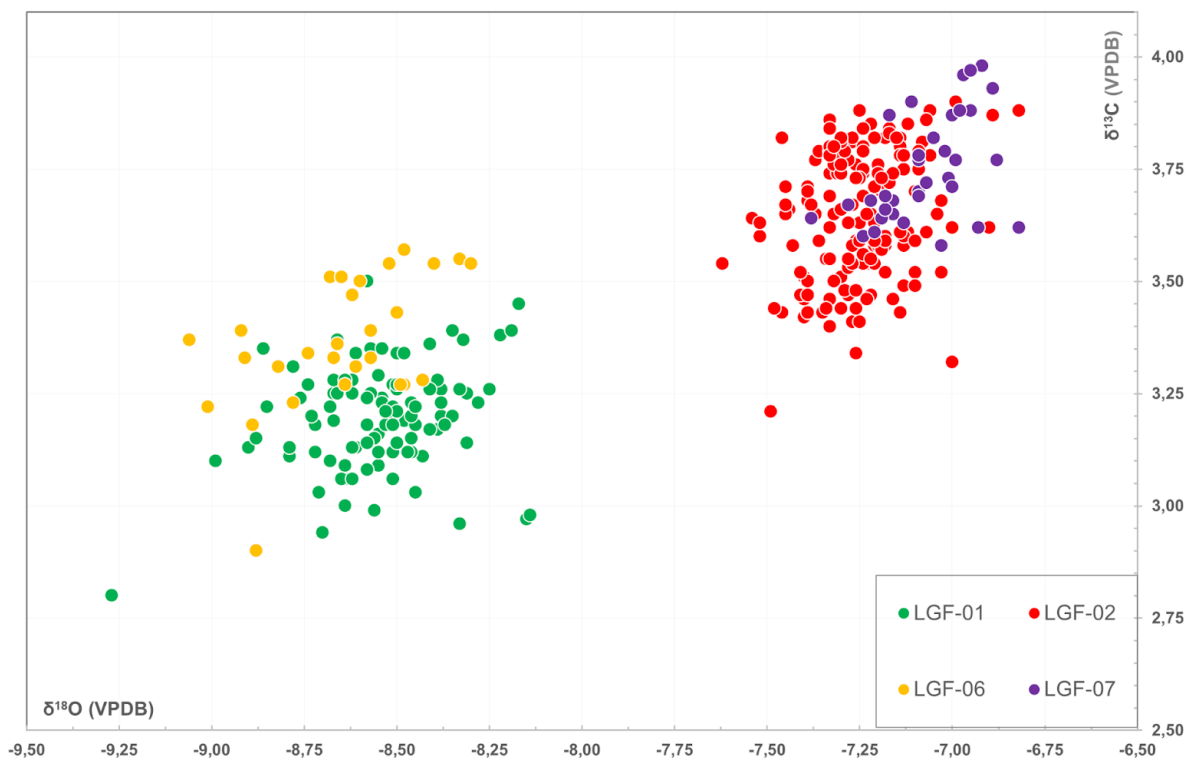


Figura 9. Gráfico de correlação entre valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  dos carbonatos da Grotta da Ferveadeira.

#### 5.4. Assinatura isotópica da água subterrânea

A análise da amostra de água coletada no poço no sítio J forneceu valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-8,23 \pm 0,14\text{‰}$  SMOW, e valor de  $\delta^2\text{H}$  de  $-26,20 \pm 0,49\text{‰}$  SMOW.

#### 5.5. Geocronologia

A datação U/Th foi feita em duas alíquotas de cada uma das amostras LGF-02 e LGF-07. A amostra LGF-02 foi analisada nos pontos LGF-02-I e LGF-02-III (ver Fig. 5), ambos fornecendo idades semelhantes de  $88.672 \pm 252$  e  $88.355 \pm 267$  anos, respectivamente. A amostra LGF-07 foi analisada em 3 pontos, sendo que a análise do ponto LGF-07-III não resultou em sucesso; as demais análises em LGF-07-I e LGF-07-V (ver

Fig. 5), forneceram idades de  $5.414 \pm 36$  anos e  $5.264 \pm 43$  anos, respectivamente. Os dados analíticos são sintetizados na Tabela 2.

Tabela 2. Dados geocronológicos  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ .

Amostra	$^{238}\text{U}$ (ppb)	$^{232}\text{Th}$ (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ ( $\times 10^{-6}$ )	$\delta^{234}\text{U}^*$ (medido)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (atividade)	Idade $^{230}\text{Th}$ (ka) (corrigido)	$\delta^{234}\text{U}$ Inicial** (corrigido)	Idade $^{230}\text{Th}$ (ka AP)*** (corrigido)
LGF-02-I	2446,4 $\pm$ 3,0	1939 $\pm$ 41	29944 $\pm$ 630	1418,5 $\pm$ 2,1	1,4395 $\pm$ 0,0026	88745 $\pm$ 252	1822 $\pm$ 3	<b>88672 <math>\pm</math> 252</b>
LGF-02-III	2252,9 $\pm$ 2,7	13221 $\pm$ 265	4036 $\pm$ 81	1418,6 $\pm$ 2,2	1,4365 $\pm$ 0,0027	88428 $\pm$ 267	1821 $\pm$ 3	<b>88355 <math>\pm</math> 267</b>
LGF-07-I	7694,7 $\pm$ 42,7	388 $\pm$ 8	44928 $\pm$ 971	1788,0 $\pm$ 6,1	0,1375 $\pm$ 0,0008	5487 $\pm$ 36	1816 $\pm$ 6	<b>5414 <math>\pm</math> 36</b>
LGF-07-V	6523,4 $\pm$ 35,4	1245 $\pm$ 26	11577 $\pm$ 244	1789,2 $\pm$ 6,1	0,1341 $\pm$ 0,0008	5342 $\pm$ 35	1816 $\pm$ 6	<b>5269 <math>\pm</math> 35</b>

Constantes de decaimento de U:  $\lambda^{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$  (Jaffey et al., 1971) e  $\lambda^{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$  (Cheng et al., 2013).  
Constante de decaimento do Th:  $\lambda^{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$  (Cheng et al., 2013).  $^*\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{atividade}} - 1) \times 1000$ .  $^{**}\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$  foi calculado baseado na idade  $^{230}\text{Th}$  (T), i.e.,  $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{medido}} \times e^{234\lambda T}$ . Idades  $^{230}\text{Th}$  corrigidas assumem razão isotópica  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  inicial de  $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$ . Esses são os valores para materiais em equilíbrio secular com valor total de  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  value de 3.8. Os erros foram assumidos arbitrariamente como 50%.

\*\*\*A.P. Abreviação para "Antes do Presente", onde "Presente" é definido pelo ano 1950 D.C.

## 6. DISCUSSÕES

### 6.1. Texturas petrográficas como indicadores de processos

Reconhecer se os carbonatos foram formados sob (alguma) influência geotermal requer a caracterização de suas macro- e micro-texturas. Em carbonatos continentais, texturas como calcita fascicular, calcita 'em forma de pena' (feather-like), esferulitos e estruturas tipo vugs em formato de gotas são comuns, notadamente em travertinos. A presença nas amostras da Grota da Ferveadeira permite aproximá-las a travertinos descritos ao redor do mundo. A Fig. 10 ilustra algumas das texturas identificadas nas amostras estudadas. A calcita fascicular é a textura predominante (Fig. 10A). Desenvolve-se quando há disponibilidade de espaço e elevada taxa de precipitação, em geral indicando sentido preferencial de crescimento (Kendall, 1977). Quando vista numa morfologia tipo plumas (feather-like), o vértice é ponto de nucleação e crescimento dos cristais, os quais se tornam maiores e mais volumosos conforme maior for o espaço disponível. Ao contrário, quando o crescimento é limitado pelo espaço, os feixes de calcita fascicular tendem a ser mais estreitos e curtos (Kendall, 1977; Chafetz, 1991) (Fig. 10B). Nesses espaços mais restritos, a calcita normalmente cresce em forma radial, formando os esferulitos (Fig. 10B). Esferulitos foram principalmente descritos em travertinos e associados com a presença de Mg no ambiente de precipitação (e.g., Farias et al., 2019; Lima e De Ros, 2019). A presença de magnésio no contexto da Grota da Ferveadeira foi evidenciada apenas nas análises por difratometria, em quantidades traço dentro da estrutura da calcita. É possível que uma

análise mais detalhada das porções micro-esparíticas (onde destaca-se o desenvolvimento de porosidade secundária) possa indicar a presença de argila magnésiana livre, um componente primário descrito em depósitos carbonáticos do Pré-Sal (Lima e De Ros, 2019). Infelizmente, esse nível de caracterização não foi contemplado no presente projeto.

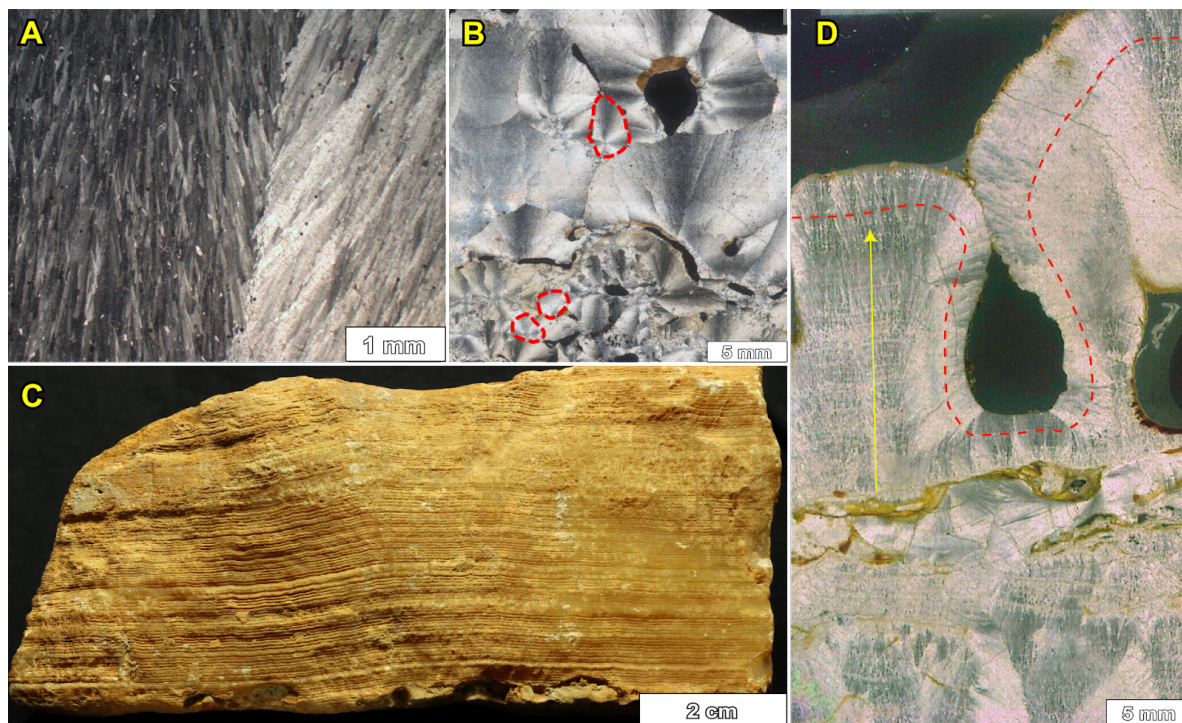


Figura 10. Feições texturais dos carbonatos da Grota da Ferveadeira. (A) Calcita fascicular feather-like (LGF-02); (B) Diferentes tamanhos de leques de calcita fascicular (LGF-05), com porções de aglomerados mais esferoidais (tracejado vermelho); (C) Estrutura laminada da amostra LGF-02; (D) Estrutura em “colméia” vista em corte transversal (LGF-01), evidenciando um vug contornado por diferentes gerações de calcita em diferentes sentidos de crescimento e com diferentes tamanhos de aglomerados em leques - sentido predominante da calcita indicado pela seta amarela e laminação indicada por tracejado vermelho. A, B e D fotomicrografias sob luz transmitida e polarizadores cruzados.

As características morfológicas e texturais dos carbonatos da Grota da Ferveadeira se assemelham mais com travertinos que com os demais tipos de carbonatos continentais, i.e., tufas, calcretes e espeleotemas. Por exemplo, a (cripto)laminação característica da litofácies Chc (Fig. 11C) é muito semelhante aos padrões vistos em espeleotemas, mas a datação  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  sugere uma taxa de precipitação muito rápida quando comparada a taxas normalmente registradas por precipitações sob condições paleoclimáticas (F.W. Cruz Jr, comunicação oral). Essa fina laminação é mais sutil nas periferias do sistema de injeção e precipitação, onde se desenvolvem vugs que dão o aspecto em colméia, quando observado em planta (Fig. 5B). Nessa porção, a laminação é definida pelo crescimento de fina calcita fascicular ortogonal às lâminas (Fig. 11D). A laminação é paralela à superfície externa (topo) da amostra, e oblíqua ou ortogonal às paredes dos vugs, contornando o formato da cavidade. Os limites laterais da cavidade são definidos por leques com feixes alongados,

enquanto o setor inferior abaixo dela, por pequenos leques em inúmeros spots de crescimento (Fig. 10D). A formação desses vugs é tentativamente explicada pela formação de bolhas de gás (típico de sistemas hidrotermais) no fluido supersaturado em bicarbonato e  $\text{CO}_2$ . A bolha atua como barreira física para o crescimento lateral dos leques para, posteriormente, servir de espaço para a circulação do mesmo fluido que, por sua vez, promoveria dissolução e (re)precipitação tardias nas paredes da antiga bolha (Fig. 11). Em amostra polida (e.g., Fig. 6B), vê-se que a laminação na litofácies Cbl tem cor esverdeada, diferente da litofácies Chc. Essa característica pode ser tentativamente atribuída à concentração diferenciada de materiais insolúveis favorecida por processos cíclicos de dissolução e re-precipitação a partir do mesmo fluido (ou um fluido ligeiramente diferenciado) no interior da fratura, com participação de material proveniente de alteração do substrato de embasamento, como argila magnesianas, onde a fratura está encaixada. Esse mecanismo foi proposto por Farias *et al.* (2019) e Carvalho *et al.* (2022) para explicar a diagênese dos carbonatos evaporíticos do Pré-Sal.

Como em paleo-travertinos e travertinos recentes, os carbonatos da Grota da Ferveadeira apresentam estruturas como as rampas ou veios carbonáticos laminados (Broggi e Capezzuoli, 2009; Capezzouli *et al.*, 2018; Roshanak *et al.*, 2018; Farias *et al.*, 2019; Ranjbaran *et al.*, 2019) e carbonatos com bandas em leques, por vezes associados com shrebs cristalinos (Claes *et al.*, 2017).

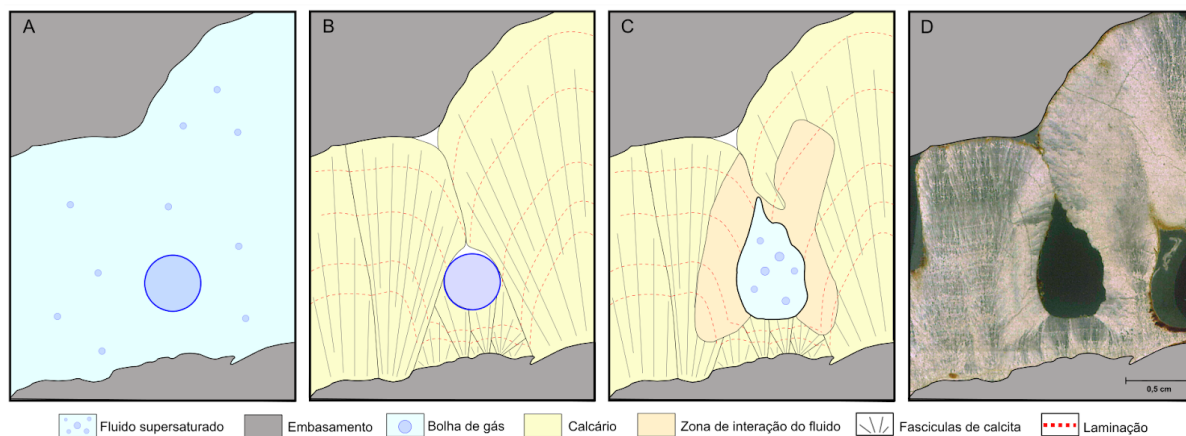


Figura 11. Representação esquemática da geração de calcita concomitante ao processo de dissolução e precipitação. (A) Preenchimento da fratura com fluido supersaturado; (B) Rápido ciclo de precipitação, dissolução e reprecipitação dos leques de calcita fascicular, gerando laminação ortogonal à orientação das fascículas; (C) Percolação de um fluido que interage com a calcita na parede da vesícula; (E) Fotomicrografia do resultado desse processo na amostra LGF-01.

É sabido que travertinos correspondem a rochas carbonáticas precipitadas a partir de fluidos hidrotermais em condições subaéreas (Pentecost e Viles, 1994; Ford e Pedley, 1996; Gandin e Capezzuoli, 2014; Luo *et al.*, 2022; Mors *et al.*, 2022). Embora os carbonatos do riacho Grota da Ferveadeira apresentem feições texturais comuns a travertinos, com precipitados ‘em rampas’ como visto no sítio J (ver Fig. 3D), sua ocorrência no terreno está

claramente associada a neotectônica local/regional (Menezes, 1999), não sendo possível, ao menos por enquanto, inferir a participação de um componente geotermal a partir das texturas observadas.

## **6.2. Texturas em carbonatos hidrotermais: uma comparação**

Poucos são as publicações de livre acesso que apresentam e discutem os aspectos texturais encontrados em carbonatos da seção Pré-Sal, visto ser um tema de interesse exploratório. No entanto, na literatura disponível estão descritos alguns tipos texturais particulares de carbonatos que permitem, ao menos visualmente, traçar um paralelo com as texturas identificadas nos carbonatos da Grota da Ferveadeira. Com base nos estudos do Pré-Sal na Bacia de Campos, os principais tipos morfo-texturais descritos são: calcitas fasciculares - por vezes formando arbustos ou shrubs, esferulitos, e calcita microcristalina (Farias *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2020; Carvalho *et al.*, 2022; Rebelo *et al.*, 2022) (Fig. 12A, B, C, D). Lima e De Ros (2019) relacionam a precipitação quase-simultânea de calcita fascicular e esferulitos em reservatórios lacustres do Pré-Sal à fase de subsidência da Margem Atlântica. A formação desses tipos morfológicos de calcita resultaria da substituição e retrabalhamento eodiagnéticos de um substrato dominado por depósitos de argila magnesianas (estevensita). Os esferulitos são interpretados como produtos de recristalização pós-diagenética, podendo ocorrer diretamente em contato com porções micríticas (Lima *et al.*, 2020; Carvalho *et al.*, 2022; Rebelo *et al.*, 2022) (Fig. 12C, D, G). Embora não seja possível observar resíduos de argilas magnesianas nas amostras da Grota da Ferveadeira, a presença de magnésio em quantidades traços é detectada nos difratogramas, o que pode sugerir alguma similaridade quanto ao ambiente original de formação entre os dois casos, guardadas as devidas escalas de ocorrência e relevância.

A principal diferença entre o que é descrito nos carbonatos do Pré-Sal por Lima e De Ros (2019) e o que se observa nas amostras da Grota da Ferveadeira é que a calcita fascicular, neste primeiro, normalmente ocorre sob a forma de crostas laminadas de espessura milimétrica sobre as quais se superpõem processos secundários de recristalização, dolomitização e silicificação, quase sempre associados à formação de sulfetos. Aparentemente, esses processos seriam responsáveis pelo desenvolvimento pervasivo dos padrões de porosidade secundária característico dos reservatórios Pré-Sal, e que claramente não é registrada na mesma escala nos carbonatos aqui estudados. No escopo deste trabalho não foi possível fazer uma análise detalhada da porosidade que é especialmente desenvolvida nas partes dominadas pelo carbonato micro-esparfítico.

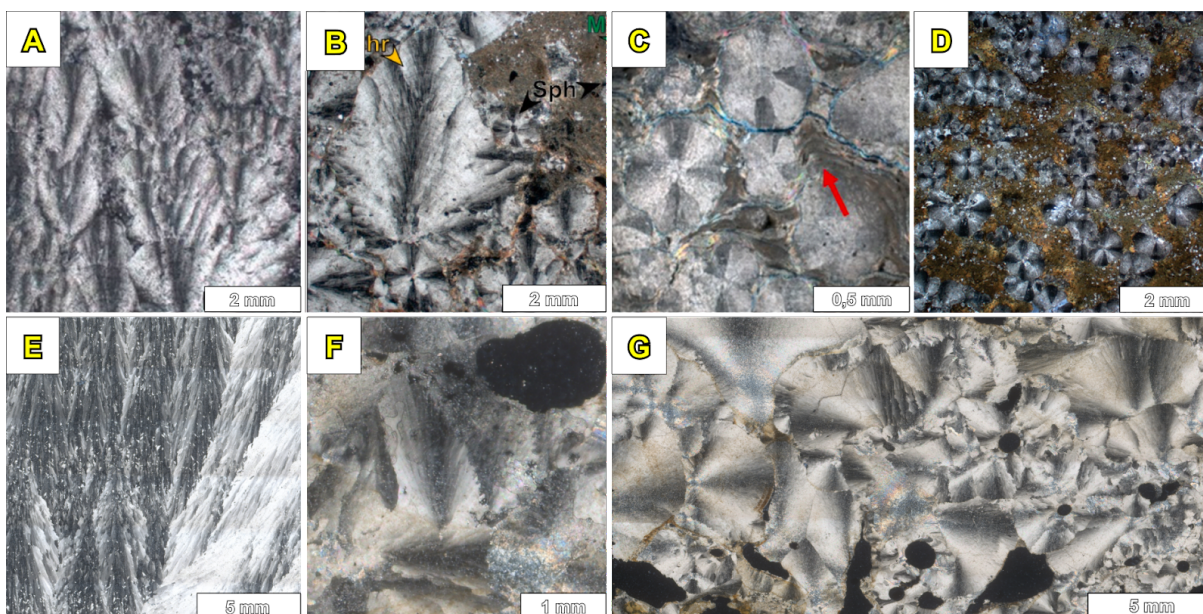


Figura 12. Associação textural entre carbonatos do Pré-sal (A, B, C e D) e os carbonatos da Grota da Ferveadeira (E, F,e G). (A) Arbustos de calcita fascicular tipo shrub (Carvalho *et al.*, 2022); (B) Arbusto de calcita fascicular tipo shrub (seta amarela) e esferulitos (setas vermelhas) (Rebelo *et al.*, 2022); (C) Esferulitos em matriz micrítica com contato desconexo com micrita magnesia (setas pretas) (Carvalho *et al.*, 2022); (D) Esferulitos de calcita dispendo laminação em matriz micrítica (Farias *et al.*, 2019); (E) Calcita fascicular da amostra LGF-06; (F) Arbustos de calcita fascicular na amostra LGF-04; (G) Porção com maior concentração de esferulitos e hemisférios de calcita fascicular da amostra LGF-04.

### 6.3. Composição isotópica dos veios hidrotermais e da água

A análise isotópica de C e O pretendeu identificar a fonte primária que teria contribuído para a formação dos veios (em fraturas) e rampas (no sítio J) ao longo do curso do riacho Grota da Ferveadeira. Por comparação com dados da literatura, também identificar uma eventual participação de um componente geotermal (magmático) na gênese desses carbonatos. Adicionalmente, e considerando as similaridades texturais com travertinos, a assinatura isotópica C-O também permitiu avançar nas comparações com depósitos de carbonatos continentais descritos na literatura.

#### 6.3.1. Correlação com carbonatos continentais

A observação de variações nas composições isotópicas é a base para estudos de quimioestratigrafia de carbonatos continentais. Trabalhos como Pentecost e Viles (1994), Pentecost (1995) e Gandin e Capezzuoli (2008) propuseram que a assinatura de C-O poderia ser usada como discriminante entre travertinos, tufas, e mesmo espeleotemas, sendo os travertinos tipicamente dominados por valores de  $\delta^{13}\text{C}$  maiores que  $-1,5\text{‰}$  (referente ao VPDB), enquanto as tufas (travertinos meteógenos segundo Pentecost, 2005), teriam valores de  $\delta^{13}\text{C}$  mais negativos. Quando comparadas com dados da literatura, as composições isotópicas dos carbonatos da Grota da Ferveadeira têm valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$

compatíveis com aqueles de travertinos ao redor do mundo. Por exemplo, com travertinos da Itália (Guo et al., 1996), do Irã (Roshanak et al., 2018; Ranjbaran et al., 2019), dos Estados Unidos (Chafetz et al., 1991), da Turquia (Kele et al., 2011), da Argentina (Mors et al., 2022), e do sul do Tibete (Zentmyer et al., 2008). Ao contrário, quando comparadas à composições isotópicas de C e O de tufas (Utida, 2009; Ozkul et al., 2010; Barbosa, 2013; Toledo, 2016; Oliveira, 2019) e de calcretes (Suguio et al., 1980), os carbonatos da Grota da Ferveadeira são significativamente mais enriquecidos em  $^{13}\text{C}$  (Fig. 13).

Considerando a definição de 'sistemas travertínicos' (e.g., Mors et al., 2019), e assumindo que os mesmos podem apresentar variações mineralógicas e isotópicas entre seus end-members (travertino e tufa) e "travitufas", os valores isotópicos podem não representar parâmetro discriminatório confiável (Gandin e Capezzuoli, 2014; Mors et al., 2019; 2022). Ao contrário, as composições isotópicas refletiriam principalmente o substrato primário (fonte), ou ainda uma proporção variável entre a fonte e o agente lixiviante (fluido), seja este de natureza magmática e/ou meteórica.

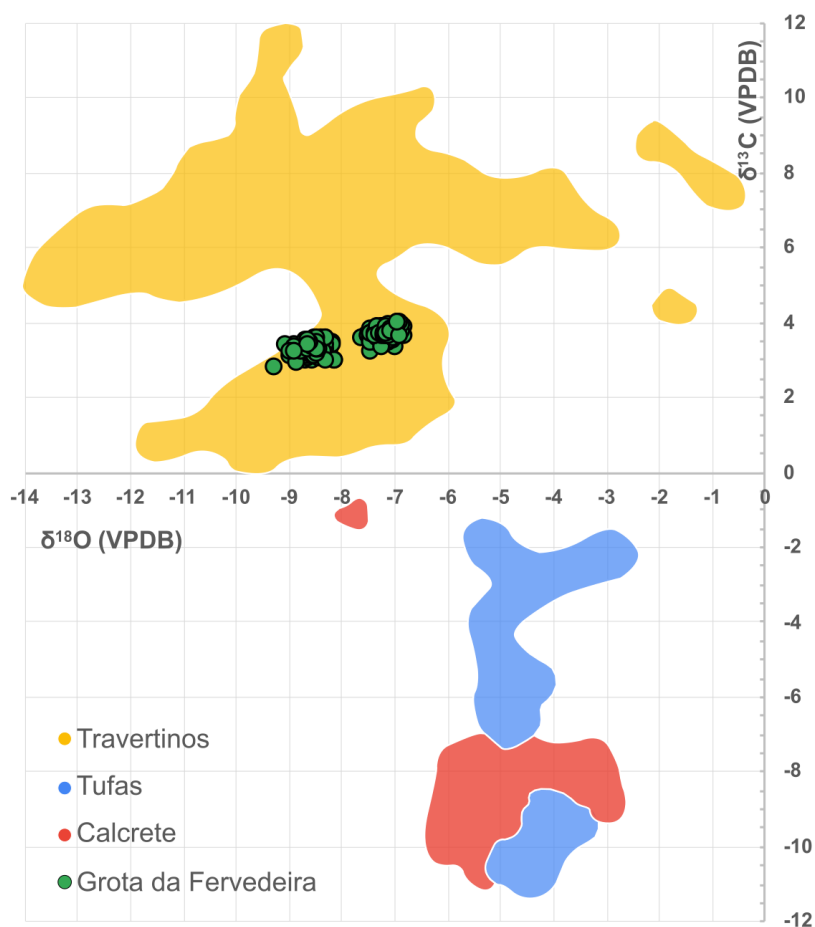
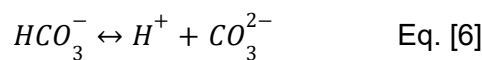
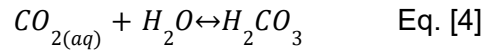


Figura 13. Gráfico de valores isotópicos de C e O para travertinos (Chafetz et al., 1991; Guo et al., 1996; Kele et al., 2011; Mors et al., 2022; Ranjbaran et al., 2019; Roshanak et al., 2018; Zentmyer et al., 2008), tufas (Barbosa, 2013; Toledo, 2016; Utida, 2019; Oliveira, 2019; Ozkul et al., 2010) e calcretes (Suguio et al., 1980). Os dados referentes aos carbonatos da Grota da Ferveadeira estão plotados para comparação.

### 6.3.2. Estimativa da fonte do ânion carbonato

O ânion carbonato ( $CO_3^{2-}$ ) que dá origem aos calcários hidrotermais se origina da decomposição do gás carbônico ( $CO_2$ ) presente no fluido formacional (Equações 4, 5 e 6) (Hoefs, 1997). Conhecido o padrão de distribuição da assinatura isotópica dos reservatórios mais comuns de  $CO_2$  (Rollinson e Pease, 2021), é possível estimar a fonte do fluido formacional a partir de dados isotópicos de C e O (e.g. Kele *et al.*, 2011; Ranjbaran *et al.*, 2018; Roshanak *et al.*, 2019).



Para reconhecer a origem (ígnea, metamórfica ou meteórica) do fluido, o método historicamente mais usado propõe usar o valor de  $\delta^{13}C$  do  $CO_2$  ( $\delta^{13}C_{CO_2}$ ) liberado durante a precipitação dos calcários, a partir dos valores de  $\delta^{13}C$  ( $\delta^{13}C_{Trav}$ ) medidos nos mesmos. Segundo Panichi e Tongiorgi (1976), o valor de  $\delta^{13}C_{CO_2}$  pode ser calculado através da relação:  $\delta^{13}C_{CO_2} = 1,2 \cdot \delta^{13}C_{Trav} - 10,5$ . Aplicando essa fórmula, os carbonatos hidrotermais da Grota da Ferveadeira teriam valores de  $\delta^{13}C_{CO_2}$  entre -7,14‰ e -5,72‰, com valor médio de -6,30‰ que, segundo Hoefs (1997) são valores típicos de  $CO_2$  de fontes magmáticas (entre -7‰ e -5‰). No entanto, Kele *et al.*, (2011) defende que os principais fatores que impactam nos valores de  $\delta^{13}C_{Trav}$  correspondem a: (1) o valor de  $\delta^{13}C$  da rocha-fonte, ou (2) o valor de  $\delta^{13}C$  das diferentes fontes que interagem com o fluido. Como não existe uma fonte (de fluidos) magmática ativa, conhecida localmente, se faz necessário buscar rochas carbonáticas regionais para estabelecer as comparações entre valores isotópicos.

De natureza carbonática na região do Seridó, destacam-se os mármorees da Formação Jucurutu. Essas rochas foram estudadas por Nascimento *et al.*, (2002, 2003) em um estudo detalhado envolvendo quimioestratigrafia de C, O e Sr para correlações com eventos de glaciação do Neoproterozoico. Os autores discriminam os mármorees Jucurutu em três níveis estratigráficos com base em sua assinatura isotópica. O terceiro nível, apresenta correlação direta com os carbonatos estudados. Esse nível estratigráfico é representado por duas lentes de mármore que afloram na região das cidades de São Rafael e Messias Targino. Os mármorees desses sítios têm pouca ou quase nenhuma alteração meteórica, a lente de São Rafael apresentando  $\delta^{13}C$  entre 0,7‰ e 3,8‰, e a lente de Messias Targino entre 2,3‰ e 3,7‰ – variações para valores de  $\delta^{13}C$  mais elevados estão associados ao grau de alteração (Nascimento *et al.*, 2002; 2003) (Fig. 14).

Ao considerar os mármorees neoproterozoicos como as fontes primárias de carbonato para precipitar na Grota da Ferveadeira seria necessário discutir quais seriam as condições ideais de salinidade, alcalinidade e temperatura do fluido capaz de lixiviar com

fracionamento isotópico tão sutil quanto o observado. Rollinson e Pease (2021) aponta que a presença de intrusões interagindo com água subterrânea tende a depletar os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  original do fluido devido à perda relativa de  $^{16}\text{O}$  por influência do calor convectivo. Por conseguinte, os carbonatos precipitados a partir desse fluido apresentariam valores mais negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  em relação aos mármore São Rafael e Messias Targino. Não se observa esse comportamento. Como explicação inicial, pressupõe-se que a lixiviação química da rocha-fonte e subsequente precipitação devem ter sido processos geograficamente muito próximos (e rápidos) de forma a não fracionar carbono e oxigênio. Valores muito positivos de  $\delta^{13}\text{C}$ , indicam nenhuma (ou quase nenhuma) contribuição química de solos orgânicos. A interação com o carbono orgânico presente no solo faria com que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  dos carbonatos da Grota da Ferveadeira fossem reduzidos em relação à fonte, uma vez que a matéria orgânica do solo tem, em média, valores de  $\delta^{13}\text{C}$  muito negativos, normalmente entre -24 e -32‰ (Burns *et al.*, 2002; Pessenda *et al.*, 2010; Utida *et al.*, 2020).

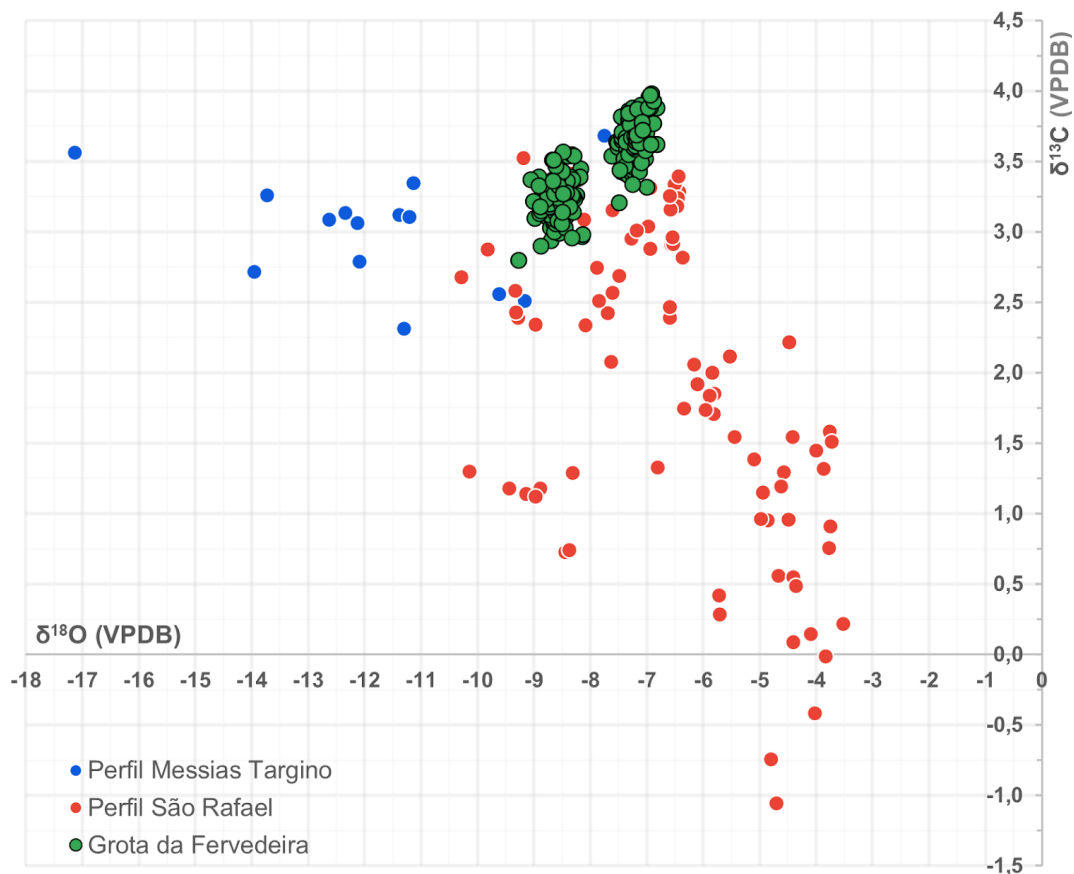


Figura 14. Gráfico de dispersão dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  das lentes de mármore São Rafael e Messias Targino da Formação Jucurutu (Nascimento *et al.*, 2002) em conjunto com os dados dos calcários da Grota da Ferveadeira.

A distribuição dos dados isotópicos das amostras estudadas em dois *clusters* separados por valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e mais discretamente  $\delta^{13}\text{C}$  ainda não está clara. Tentativamente, vimos que o grupo mais depletado em  $^{13}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}$  corresponde às amostras

LGF-01 e LGF-06 compreendidas pela litofácies Chc (dominada por laminações de calcita fascicular) em suas porções vulgares, formando as estruturas em “colméia”. Ao longo do perfil amostrado nestas duas amostras, as composições ficam mais depletadas em  $^{13}\text{C}$  em direção à zona em colméia. É possível que a sutil distinção nas assinaturas seja gerada como resultado de maior cinemática e perda de gás e água nas porções periféricas do sistema.

### 6.3.3. *Análise isotópica da água subterrânea*

Os valores de  $\delta^2\text{H}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW da água subterrânea coletada no poço foram comparados com a reta meteórica global (GMWL) acrescidos dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^2\text{H}$  de valores médios da água meteórica local (Ceará Mirim) e regional (Fortaleza) (Craig, 1961; Chang *et al.*, 2020). A Figura 15 ilustra a assinatura depletada em  $^{18}\text{O}$  e D (Deutério) em relação à reta composta. Considerando as condições climáticas atuais prevalentes na região da Grota da Ferveadeira – altas temperaturas ( $>30^\circ$ ) e baixa pluviosidade, em geral concentrada em 3-4 meses favorecem a evaporação e evapotranspiração potencial (Lucena *et al.*, 2018), seria esperado fracionamento significativo de  $^{16}\text{O}$  relativo ao  $^{18}\text{O}$  tornando a água residual subterrânea mais pesada quando comparada à composição da água de chuva, o mesmo com respeito a hidrogênio (Hoefs, 1997). O inverso é reportado pelo dado analítico aqui apresentado. Caso a água coletada seja originada a partir da recarga pluviométrica direta (água meteórica), faz-se necessária discutir se algum mecanismo teria induzido o enriquecimento em isótopos leves. Ou, alternativamente, assumir que: (1) o padrão isotópico da água meteórica local destoa daqueles estabelecidos nas estações de Fortaleza – região costeira e distante cerca de 400 km da área de estudo, e de Ceará Mirim – município também costeiro no RN, distante cerca de 160 km da área; ou (2) a assinatura da água coletada resultaria de uma ‘mistura’ entre um componente meteórico e um componente carbonático dissolvido. Infelizmente não foi possível incluir uma análise DIC (carbono dissolvido em água) neste momento de desenvolvimento do projeto.

De qualquer forma, entende-se que a coleta pontual e fortuita da água feita à época da coleta dos carbonatos não é representativa do padrão isotópico meteórico local sendo necessário, para tal, planejar uma amostragem sistematizada e estendida para uma escala temporal maior, anual. Até o momento, é possível comentar apenas que não existe evidência isotópica que sustente a origem magmático-hidrotermal da água que hoje percola no sistema hidrográfico da Grota da Ferveadeira, visto que fluidos de origem magmática e metamórfica deveriam ter valor  $\delta^{18}\text{O}$  bem mais positivo que composições meteóricas, em geral (reservatórios metamórficos e ígneos tendem a apresentar  $\delta^{18}\text{O}$  entre +3‰ e +20‰, enquanto reservatórios meteóricos estão próximos de 0‰ (Rollinson e Pease, 2021)).

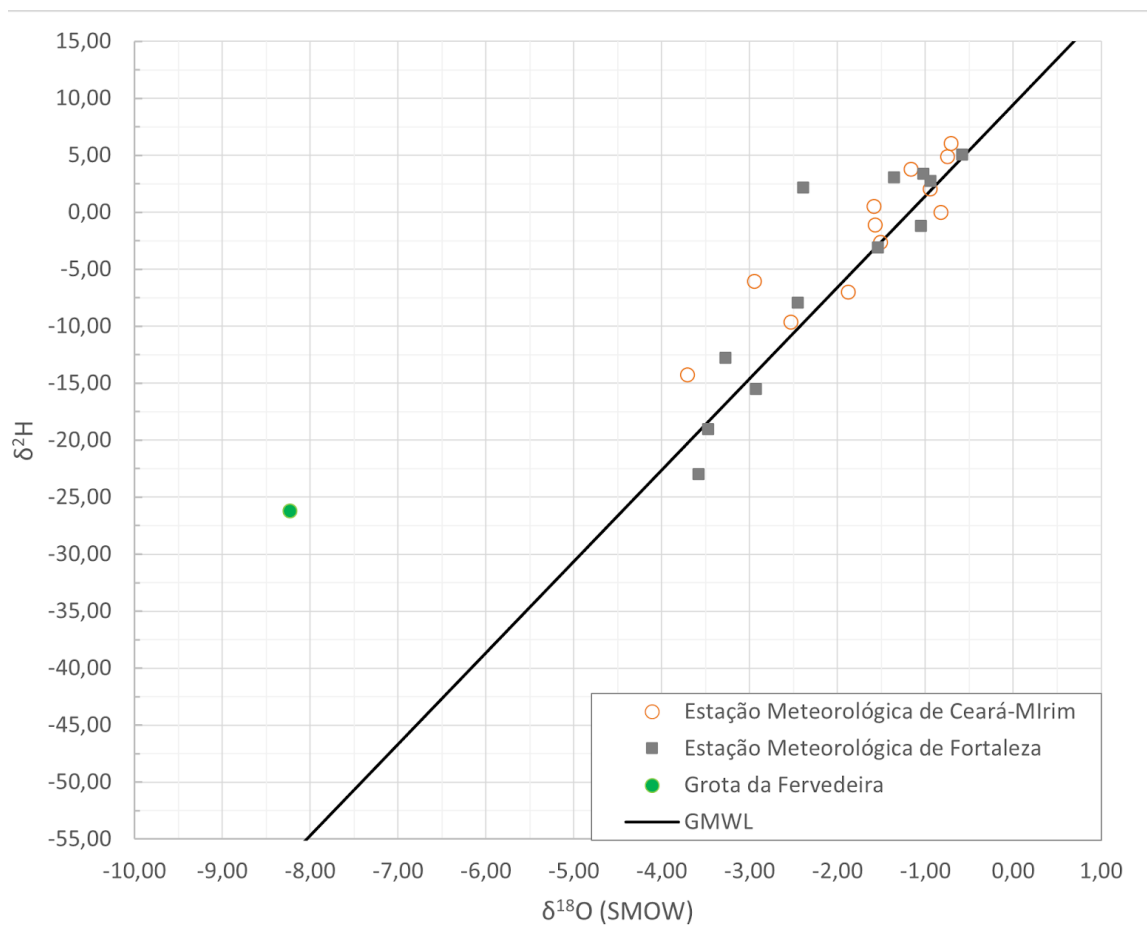


Figura 15. Gráfico de dispersão do valor de isótopos da água coletada no poço da Ferveadeira em comparação com os valores médios da água meteórica das estações meteorológicas de Ceará-Mirim e Fortaleza.

#### 6.4. Escala temporal da precipitação carbonática no riacho Grota da Ferveadeira

Aparentemente, não há uma relação direta entre as composições isotópicas dos carbonatos estudados, definidas pelos dois *clusters* na Figura 9, e as diferentes idades  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  de c. 88 e 5 ka. As amostras LGF-02 e LGF-07 datadas pertencem ao grupo com valores  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  mais enriquecidos, e são dominadas pela litofácies Chc. São amostras independentes coletadas no afloramento principal do curso do riacho (sítio M), mas não exatamente extraídas *in loco*, diretamente da fratura principal (ver Fig. 3A, B). Portanto, não é possível discutir aqui a escala temporal de preenchimento desta fratura, e sim apenas o *timing* da precipitação carbonática que ocorre no curso do riacho. É certo que foi um processo geológico recente, mas permanece em aberto se foi contínuo em escala de milhares de anos, ou se ocorreu em pulsos. Agregando as datações  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  obtidas por Menezes (1999) àquelas obtidas neste projeto, percebe-se que o processo está limitado ao período Quaternário, desde pelo menos 300 ka (Pleistoceno médio a superior) até 1,6 ka (presente), com pulsos também datados em c. 171 ka, 88 ka, 39 ka, 11 ka e 5 ka. Ao menos

seis desses episódios de precipitação carbonática estão associados a reativações (neo)tectônicas por estarem preenchendo sets de fraturas verticais a sub-horizontais da região que, segundo Menezes (1999), estariam relacionadas a domeamento térmico associado ao vulcanismo Macau. As idades mais jovens, de c. 1,6 ka, foram obtidas em material carbonático que cimenta o terraço (aluvião) atual do riacho, no local que aqui descrevemos como sítio J (Fig. 5C, D). Esse sistema estaria ativo até os dias atuais se considerarmos as eflorescências carbonáticas que continuam a emanar ao longo do riacho.

## 7. CONCLUSÕES

Fraturas preenchidas por carbonatos ocorrem no entorno e no curso do riacho da Grotta da Ferveadeira, que tem azimute aproximadamente norte-sul. A exposição mais expressiva ocorre na escarpa norte da Serra de Santana, a montante do riacho, neste trabalho definido como sítio M. No mesmo alinhamento, mas na escarpa sul da serra, são mapeados sítios onde há emanações de enxofre a partir do solo, outrora explorados por nativos locais. Essa correlação geográfica-estrutural associada à efervescência intermitente e sazonal (em época de chuva) da água que se acumula no riacho alimentaram a hipótese de que os carbonatos da Grotta da Ferveadeira seriam parte de um sistema geotermal que teria evoluído desde o Oligo-Mioceno até o presente. O vulcanismo Macau é muito bem datado pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  entre 52 e 7 Ma (Knesel *et al.*, 2011), enquanto o intervalo de idades U/Th apresentadas neste trabalho e por Menezes (1999) atestam o caráter longo, embora bem mais jovem, da precipitação carbonática.

Da análise petrográfica e dos dados isotópicos obtidos em amostras coletadas nos sítios M (carbonatos) e J (água), concluímos que:

- O material carbonático estudado tem texturas indicativas de elevadas taxas de precipitação, em espaço confinado, i.e., calcita fascicular-óptica em leques (também chamados *shrubs* cristalinos) e esferulitos;
- As texturas identificadas são similares àquelas descritas em carbonatos precipitados sob influência hidrotermal, aqui inferido pela comparação com a literatura disponível para reservatórios do Pré-Sal;
- Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  dos carbonatos da Grotta da Ferveadeira coincidem com as composições publicadas para travertinos/'travitufas' estudados ao redor do mundo, mas sobretudo guardam estreita similaridade com a assinatura isotópica de mármore neoproterozoicos regionais, indicando pequeno ou mesmo nenhum fracionamento entre fonte-produto. Esse padrão indica que as composições isotópicas de carbonatos podem ser muito mais dependentes da fonte do que necessariamente do ambiente/modo de ocorrência;

- Não foi possível concluir, neste projeto, sobre a natureza do fluido (água) que lixivia os mármores devido amostragem limitada e/ou não representativa;
- O registro cronológico do material precipitado em fraturas, incluindo as amostras aqui estudadas, é diretamente correlacionado com pulsos de reativação neotectônica na região. Todavia a hipótese de que a atividade neotectônica estaria relacionada ao domo térmico provocado pelo vulcanismo Macau ainda não pôde ser comprovada. A assinatura isotópica de C-O não registra um componente ígneo que permita confirmar essa associação. Isótopos radiogênicos (Sr, Pb) ou elementos traços talvez possam auxiliar nesta investigação.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Machado Jr, D. L., & Dehira, L. K., 1988, Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil: Revista Brasileira de Geociências, no. 18(4), p. 451-462.
- Araújo, M., Neves, B.B., Archanjo, C., 2001, Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema oriental, Nordeste do Brasil: Simpósio de Geologia do Nordeste. p. 260-261.
- Archanjo, C. J., Salim, J., 1986, Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB): João Pessoa (PB), SBG, Simp. Geol. NE, Boletim, no. 12, p. 270, 271.
- Archanjo, C., Viegas, L., Hollanda, H., Souza, L., Liu, D., 2012, Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U/Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa: Gondwana Research, doi: 10.1016/j.gr.2012.05.005.
- Barbosa, V. A. C., 2013, Tufas calcárias de Felipe Guerra: caracterização e classificação. 130 f. [Dissertação de Mestrado em Geologia]: Fortaleza, Universidade Federal do Ceará.
- Brasier, A. T., 2011, Searching for travertines, calcretes and speleothems in deep time: Processes, appearances, predictions and the impact of plants: Earth-Science Reviews, v. 104, no. 4, p. 213-239, ISSN 0012-8252, doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.007>.
- Brogi, A., Capezzuoli, E., 2009, Travertine deposition and faulting: The fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy): International Journal of Earth Sciences, no. 98. 931-947. doi: 10.1007/s00531-007-0290-z.
- Burns, S. J., Fleitmann, D., Mudelsee, M., Neff, U., Matter, A., and Mangini, A., 2002, A 780-year annually resolved record of Indian Ocean monsoon precipitation from a speleothem from south Oman, *J. Geophys. Res.*, v. 107(D20), n. 4434, doi:10.1029/2001JD001281.
- Capezzuoli, E., Gandin, A., Pedley, M., 2014, Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art: Sedimentology, v. 61: p. 1-21. doi: <https://doi.org/10.1111/sed.12075>.
- Capezzuoli, E., Ruggieri, G., Rimondi, V., Brogi, A., Liotta, D., Alçiçek, M., Alçiçek, H., Gandin, A., Meccheri, M., Shen, C., Baykara, M., 2018, Calcite veining and feeding conduits in a hydrothermal system: Insights from a natural section across the Pleistocene Gölemezli travertine depositional system (western Anatolia, Turkey): Sedimentary Geology. v. 364. doi: 10.1016/j.sedgeo.2017.12.012.
- Carvalho, A. M. A., Hamon, Y., Souza Jr, O. G., Carramal, N. G., Collard, N., 2022, Facies and diagenesis distribution in an Aptian pre-salt carbonate reservoir of the Santos Basin, offshore Brazil: A comprehensive quantitative approach: Marine and Petroleum Geology, v. 141, 105708, ISSN 0264-8172, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105708>.
- Castor, S. B., Hedrick J.B., 2006, Rare earth elements: Industrial minerals and rocks, v. 7, p. 769-792.

- Chafetz, H., Rush, P.F., Utech, N.M., 1991, Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO<sub>3</sub> precipitates: an example from an active travertine system: *Sedimentology*, v. 38, p. 107-126.
- Cheng, H. et al., 2009, Ice age terminations: *Science*, no. 326, p. 248–252, doi: 10.1126/science.1177840.
- Claes, H., Erthal, M. M., Soete, J., Özkul, M., Swennen, R., 2017, Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey): *Quaternary International*, v. 437, Part A, p. 147-163, ISSN 1040-6182, doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.002>.
- Cooke, D. R., Bull, S. W., Large, R. R., McGoldrick, J. P., 2000, The Importance of Oxidized Brines for the Formation of Australian Proterozoic Stratiform Sediment-Hosted Pb-Zn (Sedex) Deposits: *Economic Geology*, no. 95 (1), p. 1–18. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.1.1>.
- Craig, H., 1961, Isotopic Variations in Meteoric Waters: *Science*, v. 133 (3465): 1702–1703.
- Dantas, A. R., 2021, Caracterização geoquímica-isotópica e geocronologia do enxame de diques máficos Riacho do Cordeiro: extensão meridional da Província Magmática do Atlântico Equatorial [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, doi: 10.11606/D.44.2021.tde-02122021-093255.
- Debruyne, D., Hulsbosch, N., Muchez, P., 2016, Unraveling Rare Earth Element Signatures in Hydrothermal Carbonate Minerals Using a Source–sink System: *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 232-252. doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.07.022.
- Edwards, R.L.; Chen, J. H. and Wasserburg, G. J., 1987, <sup>238</sup>U, <sup>234</sup>U, <sup>230</sup>Th, <sup>232</sup>Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years: *Earth and Planetary Science Letters*, no. 81, p. 175–192, doi: 10.1016/0012-821X(87)90154-3.
- Farias, F., Szatmari, P., Bahniuk, A., França, A. B., 2019, Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin – Genesis and tectonic implications: *Marine and Petroleum Geology*, v. 105, p. 251-272, ISSN 0264-8172, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.020>.
- Ford, T.D., Pedley, H.M., 1996, A review of tufa and travertine deposits of the world: *Earth-Science Reviews*, v. 41, no. 3–4, p. 117-175, ISSN 0012-8252, doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00030-X).
- Gandin, A., Capezzuoli, E., 2008., Travertine versus Calcareous tufa: Distinctive petrologic features and stable isotopes signatures: *Italian Journal of Quaternary Sciences*, no. 21, p. 125-136.
- Guo, L., Andrews, J., Riding, R., Dennis, P., Dresser, Q., 1996, Possible microbial effects of stable carbon isotopes in hot-spring travertines: *Journal of Sedimentary Research*, no. 66 (3), p. 468–473. doi: <https://doi.org/10.1306/D4268379-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Hoefs, J., 1997, *Isotope Fractionation Mechanisms of Selected Elements: Stable Isotope Geochemistry*, ISBN: 978-3-662-03379-.
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. R., Souza, L. C., 2015, Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance: *Precambrian Research*, no. 258, p. 186-207.
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Duniy, L., Armstrong, R., 2011, Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, no. 4, p. 287-300, ISSN 0895-9811. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.008>.
- Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J., Archanjo, C., Stein, H., Maia, A., 2017, Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralizations in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and Re-Os determinations: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 79, doi: 10.1016/j.jsames.2017.07.011.
- Hollanda, M. H. B. M., Pimentel, M., Oliveira, D., Jardim de Sá, E., 2006, Lithosphere–asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr–Nd–Pb isotopic evidence: *Lithos*, v. 86, p. 34-49, doi: 10.1016/j.lithos.2005.04.004.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Macêdo Filho, A., Fossen, H., Ernst, R., Castro, D., Melo, A., Oliveira, A., 2019, The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP): A New Large Igneous Province in South America. DOI: 10.1007/978-981-13-1666-1\_3.

- Jardim de Sá, E. F., 1994, A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana [Tese de Doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, no. 3, p. 803 + anexos.
- Kele, S., Özkul, M., Föziz, I., Gökgöz, A., Baykara, M., Alçiçek, M., Németh, T., 2011, Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation: *Sedimentary Geology*, v. 238, doi: 10.1016/j.sedgeo.2011.04.015.
- Knesel, K.M., de Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M., Cohen, B.E., Silveira, F.V., 2011,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology reveals the youngest volcanism in mainland Brazil and no evidence for a plume trace on the continent: *Earth and Planetary Science Letters*, no. 302, p. 38–50.
- Lima, B. E. M., Tedeschi, L. R., Pestilho, A. L. S., Santos, R. V., Vazquez, J. C., Guzzo, J. V. P., De Ros, L. F., 2020, Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes: *Marine and Petroleum Geology*, v. 113, 104143, ISSN 0264-8172. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104143>.
- Lima, B. E., De Ros, L., 2019, Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil: *Sedimentary Geology*.v. 383. 10.1016/j.sedgeo.2019.01.006.
- Lucas, D., 2023, Evolução Metamórfica e Metassomática do W-skarn do Distrito Mineral de Bodó, Província Mineral Seridó (Província Borborema) [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, p.91 + anexos.
- Lucena, R. L.; Cabral Junior, J. B.; Steinke, E.T., 2018, Comportamento hidroclimatológico do estado do Rio Grande do Norte e do município de Caicó: *Revista Brasileira de Meteorologia*. n. 33, p. 485-496, doi: <https://doi.org/10.1590/0102-7786333008>
- Luo, L., Capezzuoli, E., Rogerson, M., Vaselli, O., Wen, H., LU, Z., 2022, Precipitation of carbonate minerals in travertine-depositing hot springs: Driving forces, microenvironments, and mechanisms: *Sedimentary Geology*, v. 438, 106207, doi: 10.1016/j.sedgeo.2022.106207.
- Macêdo Filho, A. A., Hollanda, M. H. B. M., 2022, Petrogênese de enxames de diques gigantes e considerações geodinâmicas sobre as assinaturas EMI-Gough na Província magmática do Atlântico Equatorial: São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, In Anais do VIII Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, p. 90.
- Macêdo Filho, A. A., Hollanda, M. H. B. M., Fraser, S., Oliveira, A., Melo, A., Dantas, A., 2022, Correlations among large igneous provinces related to the West Gondwana breakup: A geochemical database reappraisal of Early Cretaceous plumbing systems: *Geoscience Frontiers*. no. 14, 101479, doi: 10.1016/j.gsf.2022.101479.
- Matos, R. D., 1992, The Northeast Brazilian Rift System: *Tectonics*, v. 11, p. 766-791, doi: 10.1029/91TC03092.
- Matos, R. D., 2000, Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic: Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, v. 115, p. 331-354. doi: 10.1029/GM115p0331.
- McDonough W.F., Sun S., 1995, The composition of the Earth: *Chem Geol*, v. 120, p. 223–253.
- McLennan S.M., 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes: *Rev Mineral*, v. 21, p. 169–200.
- Melo, A., Castro, D., Oliveira, D., Hollanda, M. H. B. M., 2021, Mesozoic dike swarms in Borborema Province (NE Brazil): A structural analysis based on airborne geophysical data and field work: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 113, 103650, doi: 10.1016/j.jsames.2021.103650.
- Menezes, M., Morais Neto, J., Szatmari, P., York, D., 2003, Relações cronológicas entre o vulcanismo Macau e a Formação Serra do Martins, com base na datação Ar/Ar do plug basáltico Serrote Preto (RN, Nordeste do Brasil): Búzios, Brasil, IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - III International Symposium on Tectonics, p. 246-249.
- Menezes, M. R. F., 1999, Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da formação Serra do Martins, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN: Natal (RN) [Dissertação de Mestrado em Geodinâmica; Geofísica]: Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Moraes, L. J., 1924, Serras e Montanhas do Nordeste: Inspectoria Federal de Obras contra as Secas. Rio de Janeiro (Ed.).

- Mors, R., Astini, R., Gomez, F., 2019, Coexisting active travertines and tufas in the southeastern border of the Puna plateau: *Sedimentary Geology*, v. 389, doi: 10.1016/j.sedgeo.2019.06.009.
- Mors, R., Gomez, F., Astini, R., Mlewski, C., Gérard, E., 2022, Physico-chemical and biological controls in a travertine system in the high Andes of northwestern Argentina: *Sedimentary Geology*, v. 439. 106214, doi: 10.1016/j.sedgeo.2022.106214.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., & de Medeiros, V. C., 2015, Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, no. 58, p. 281-299.
- Nascimento, R. S. C., 2002, Químioestratigrafia de Delta<sup>13</sup>C Delta<sup>18</sup>O e 87Sr/86Sr aplicada a mármores da Faixa Seridó, província Borborema, NE do Brasil: implicações geotectônicas e paleoambientais [Tese de Doutorado]: Pernambuco, Universidade Federal de Pernambuco.
- Nascimento, R.S., Sial, A.N. and Pimentel, M.M., 2004, Chemostratigraphy of medium-grade marbles of the late Neoproterozoic Seridó Group, Seridó Fold Belt, northeastern Brazil: *Gondwana Research*, v. 7(3), p.731-744.
- Ngonge, E.D., Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Oliveira, D.C., Vasconcelos, P.M.P., Muñoz, P.R.M., 2016a, Petrology of continental tholeiitic magmas forming a 350-km-long Mesozoic dyke swarm in NE Brazil: Constraints of geochemical and isotopic data: *Lithos*, v. 258–259, p. 228-252, ISSN 0024-4937. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.008>.
- Ngonge, E.D., Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Oliveira, D. C., 2016b, Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil: *Lithos*, v. 266–267, p. 453-470, ISSN 0024-4937. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.008>.
- Oliveira, A. L., Hollanda, M. H. B. M., 2021, A 'speedy' unspiked K-AR technique applied to Mesozoic mafic rocks: *Brasília, SBG*, v. 2, p. 743.
- Oliveira, E. C., 2009, Tufas calcárias da Serra da Bodoquena, MS [Dissertação de Mestrado em Geotectônica]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. doi:10.11606/D.44.2009.tde-05062009-112215. Acesso em: 2023-07-02.
- Oliveira, E. C., 2013, Rochas carbonáticas continentais (Quaternário) do Pantanal Matogrossense e adjacências [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, doi:10.11606/T.44.2013.tde-14112013-111133.
- Özkul, M., Gokgoz, A., Horvatinčić, N., 2010, Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli Province, Western Turkey: London (UK), Geological Society, Special Publications. no. 336, p. 245-262, doi:10.1144/SP336.13.
- Panichi, C., Tongiorgi, E., 1976, CARBON ISOTOPIC COMPOSITION OF CO<sub>2</sub> FROM SPRINGS, FUMARoles, MOFETTES, AND TRAVERTINES OF CENTRAL AND SOUTHERN ITALY: A PRELIMINARY PROSPECTION METHOD OF GEOTHERMAL AREA.
- Pedley, M., 2009, Tufas and travertines of the Mediterranean region: A testing ground for freshwater carbonate concepts and developments: *Sedimentology*, v. 56, p. 221-246. doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.01012.x.
- Pedley, M., Martín, J.A.G., Delgado, S.O., García Del Cura, M., 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain: *Sedimentology*, v. 50, p. 23–44.
- Pentecost, A., 1995, The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor: *Quaternary Science Reviews*, no. 14. 1005-1028. 10.1016/0277-3791(95)00101-8.
- Pentecost, A., 2005, *Travertine*: Springer Science & Business Media.
- Pentecost, A., Viles, H., 1994, A Review and Reassessment of Travertine Classification: *Géographie Physique Et Quaternaire*, v. 48, p. 305-314.
- Pessenda, L. C. R., Gouveia, S. E. M., Ribeiro, A. S., Oliveira, P. E., Aravena, R., 2010, Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 297, Issues 3–4, p. 597-608, ISSN 0031-0182, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008>.
- Ranjbaran, M., Rahmani Javanmard, Somayeh, S. R., 2019, Petrography and Geochemistry of Quaternary travertines in the Ab-Ask region, Mazandaran Province- Iran: University of

- Tehran, *Geopersia*, v. 9, no. 2, p. 351-365, 2228-7817, ISSN 2228-7825, doi: 10.22059/geope.2019.269160.648425.
- Rebello, T. B., Batezelli, A., Mattos, N. H. S., Leite, E. P., 2022, Flow units in complex carbonate reservoirs: A study case of the Brazilian pre-salt: *Marine and Petroleum Geology*, v. 140, 105639, ISSN 0264-8172, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105639>.
- Ribeiro, C.V.A., Sales, M.C.C., Oliveira, A.L.S., Sallet, R., 2023, Linking sedimentary provenance, climate and tectonics in the Neoproterozoic Seridó Belt, Borborema Province (NE Brazil): *Geoscience Frontiers*, v. 14, no. 6, ISSN 1674-9871, doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101681>.
- Richards, D. A., and Dorale, J. A., 2003, Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, no. 52, p. 407–460, doi: [doi.org/10.2113/0520407](https://doi.org/10.2113/0520407).
- Rieger, P., Magnall, J.M., Gleeson, S.A. et al., 2021, Differentiating between hydrothermal and diagenetic carbonate using rare earth element and yttrium (REE+Y) geochemistry: a case study from the Paleoproterozoic George Fisher massive sulfide Zn deposit, Mount Isa, Australia: *Miner Deposita*, no. 57, p. 187–206, doi: <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01056-1>.
- Rollinson H., Pease V., 2021, *Using Geochemical Data to Understand Geological Processes: Nova Iorque*, Cambridge University press, v. 85, p. 346, ISBN 978-1-108-74584-0 <https://doi.org/10.1017/9781108777834>.
- Roshanak, R., Moore, F., Zarasvandi, A., Keshavarzi, B., Gratzner, R., 2018, Stable isotope geochemistry and petrography of the Qorveh–Takab travertines in northwest Iran: *Austrian Journal of Earth Sciences*, v. 111, p. 64-74. doi: 10.17738/ajes.2018.0005.
- Santos, E., Souza Neto, J., Silva, M., Beurlen, H., Dias Cavalcanti, J., Silva, M., Dias, V., Costa, A., Santos, L., Santos, R., 2014, Metalogênese das Porções Norte e Central da Província Borborema: In: Silva, M.G. Neto, M.B.R. Jost, H. Kuyumjian, R.M. (Eds) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. CPRM p. 343-388.
- Salim, J., 1993, *Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la mine Brejui, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil* [Doctorat thèse en sciences géologiques et minéralogiques]: UCL-SC/GEO - Département de géologie et de géographie.
- Shen, C.-C. et al., 2012, High-precision and high-resolution carbonate <sup>230</sup>Th dating by MC-ICP-MS with SEM protocols: *Geochimica and Cosmochimica Acta*, no. 99, p. 71–86, doi: 10.1016/j.gca.2012.09.018.
- Siqueira, L., 1967, *Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino: Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste*.
- Suguo, K., Barcelos, J. H., Matsui, E., 1980, Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da formação caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP): *Balneário de Camboriú, Santa Catarina, Anais..: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/8736070d-3ab1-4af2-bded-b354e4fee331/2160933.pdf>. Acesso em: 02 jul. 2023.
- Souza, Z.S., Montel, J., Gioia, S.M.L.C., Hollanda, M.H.B.M., Nascimento, M.A.L., Jardim de Sá, E.F., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J., Veschambre, M., 2006, Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil: *Gondwana Research*, v. 9, no. 4, p. 441-455, ISSN 1342-937X. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.11.008>.
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M. D., Nascimento, M., Silveira, F., Paiva, H. S., Dias, L., Viegas, M. C. D., Galindo, A. C., e Oliveira, M. J. R., 2004, *Geocronologia e geoquímica do Magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil: XLII Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Talbot, M. R., Kelts, K., 1990, *Paleolimnological Signatures from Carbon and Oxygen Isotopic Ratios in Carbonates from Organic Carbon-Rich Lacustrine Sediments: Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*, Barry J. Katz.
- Tavares, C. F., 2023, *Geoquímica e Metassomatismo da Formação Jucurutu: uma província scheelitífera a partir de uma bacia de antepaís na província mineral do Seridó* [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, p. 56 + anexos.
- Toledo, S. L. V., 2016, *Caracterização e cronologia das tufas calcárias da fazenda Aurora, Ourolândia*.

- Utida, G., 2009, Fósseis em micritos quaternários da Serra da Bodoquena, Bonito-MS e sua aplicação em estudos paleoambientais [Dissertação de Mestrado em Geotectônica]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. doi:10.11606/D.44.2009.tde-08062009-163642. Acesso em: 2023-07-02.
- Utida, G., 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. C., Strikis, 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, 106655, ISSN 0277-3791, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106655>.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M., 2003, The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages: *Precambrian Research*, v. 127, no. 4, p. 287-327, ISSN 0301-9268. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9).
- Zentmyer, R., Myrow, P. M., & Newell, D. L., 2008, Travertine deposits from along the South Tibetan fault system near Nyalam, Tibet: *Geological Magazine*, v. 145(6), p. 753-765.

## ANEXO I - Tabela de Resultado dos Isótopos de Estáveis

ID	Nº	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro	ID	Nº	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro	ID	Nº	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro	ID	Nº	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro
LGF-01	1	3,35	0,100	-8,86	0,100	LGF-01	46	3,26	0,070	-8,33	0,060	LGF-01	91	3,37	0,08	-8,32	0,11	LGF-02	36	3,64	0,12	-7,54	0,09
LGF-01	2	3,10	0,060	-8,99	0,050	LGF-01	47	3,24	0,100	-8,54	0,070	LGF-01	92	3,36	0,11	-8,41	0,05	LGF-02	37	3,54	0,13	-7,62	0,09
LGF-01	3	3,19	0,110	-8,52	0,070	LGF-01	48	3,23	0,080	-8,46	0,040	LGF-01	93	3,14	0,08	-8,31	0,08	LGF-02	38	3,74	0,12	-7,33	0,09
LGF-01	4	3,20	0,090	-8,38	0,100	LGF-01	49	3,19	0,070	-8,67	0,050	LGF-01	94	3,18	0,08	-8,37	0,07	LGF-02	39	3,77	0,13	-7,37	0,09
LGF-01	5	3,50	0,090	-8,58	0,090	LGF-01	50	3,24	0,090	-8,76	0,050	LGF-01	95	3,03	0,09	-8,45	0,05	LGF-02	40	3,79	0,12	-7,36	0,09
LGF-01	6	3,20	0,050	-8,35	0,080	LGF-01	51	3,10	0,070	-8,68	0,080	LGF-01	96	2,97	0,09	-8,15	0,05	LGF-02	41	3,82	0,13	-7,46	0,09
LGF-01	7	3,19	0,050	-8,48	0,100	LGF-01	52	3,12	0,100	-8,72	0,070	LGF-01	97	2,98	0,07	-8,14	0,07	LGF-02	42	3,6	0,13	-7,52	0,09
LGF-01	8	3,26	0,050	-8,38	0,060	LGF-01	53	3,15	0,060	-8,56	0,050	LGF-01	98	3,06	0,07	-8,51	0,08	LGF-02	43	3,63	0,13	-7,52	0,1
LGF-01	9	3,16	0,050	-8,55	0,050	LGF-01	54	3,23	0,090	-8,54	0,070	LGF-01	99	2,96	0,11	-8,33	0,06	LGF-02	44	3,7	0,13	-7,39	0,09
LGF-01	10	3,26	0,040	-8,25	0,090	LGF-01	55	3,12	0,050	-8,55	0,040	LGF-01	100	3,14	0,09	-8,50	0,07	LGF-02	45	3,86	0,13	-7,33	0,1
LGF-01	11	3,38	0,070	-8,22	0,080	LGF-01	56	3,22	0,080	-8,51	0,070	LGF-02	1	3,32	0,16	-7	0,12	LGF-02	46	3,85	0,13	-7,22	0,09
LGF-01	12	3,20	0,060	-8,51	0,100	LGF-01	57	3,13	0,07	-8,62	0,1	LGF-02	2	3,42	0,13	-7,4	0,09	LGF-02	47	3,82	0,13	-7,21	0,09
LGF-01	13	3,11	0,170	-8,79	0,100	LGF-01	58	3,14	0,11	-8,58	0,03	LGF-02	3	3,47	0,13	-7,28	0,09	LGF-02	48	3,69	0,13	-7,33	0,09
LGF-01	14	3,03	0,070	-8,71	0,070	LGF-01	59	3,08	0,06	-8,58	0,04	LGF-02	4	3,44	0,13	-7,3	0,09	LGF-02	49	3,66	0,12	-7,44	0,09
LGF-01	15	2,94	0,050	-8,70	0,080	LGF-01	60	3,26	0,08	-8,50	0,08	LGF-02	5	3,51	0,14	-7,3	0,1	LGF-02	50	3,65	0,12	-7,45	0,09
LGF-01	16	3,06	0,050	-8,63	0,050	LGF-01	61	3,22	0,1	-8,45	0,08	LGF-02	6	3,59	0,13	-7,26	0,09	LGF-02	51	3,74	0,13	-7,31	0,09
LGF-01	17	2,99	0,060	-8,56	0,070	LGF-01	62	3,29	0,1	-8,55	0,05	LGF-02	7	3,58	0,13	-7,27	0,09	LGF-02	52	3,81	0,13	-7,27	0,09
LGF-01	18	3,18	0,080	-8,45	0,080	LGF-01	63	3,21	0,06	-8,50	0,05	LGF-02	8	3,75	0,13	-7,09	0,09	LGF-02	53	3,74	0,13	-7,24	0,09
LGF-01	19	3,09	0,070	-8,64	0,060	LGF-01	64	3,25	0,07	-8,57	0,07	LGF-02	9	3,58	0,13	-7,18	0,09	LGF-02	54	3,76	0,12	-7,26	0,09
LGF-01	20	3,22	0,110	-8,51	0,100	LGF-01	65	3,18	0,06	-8,58	0,06	LGF-02	10	3,63	0,13	-7,25	0,09	LGF-02	55	3,59	0,13	-7,36	0,1
LGF-01	21	3,27	0,110	-8,51	0,100	LGF-01	66	3,25	0,08	-8,67	0,07	LGF-02	11	3,7	0,12	-7,19	0,08	LGF-02	56	3,67	0,13	-7,45	0,09
LGF-01	22	3,06	0,100	-8,65	0,090	LGF-01	67	3,35	0,11	-8,57	0,1	LGF-02	12	3,65	0,13	-7,22	0,09	LGF-02	57	3,65	0,09	-7,23	0,1
LGF-01	23	3,11	0,080	-8,43	0,050	LGF-01	68	3,31	0,07	-8,78	0,04	LGF-02	13	3,82	0,14	-7,14	0,12	LGF-02	58	3,48	0,08	-7,29	0,08
LGF-01	24	3,17	0,080	-8,39	0,090	LGF-01	69	3,35	0,08	-8,54	0,11	LGF-02	14	3,78	0,13	-7,06	0,1	LGF-02	59	3,6	0,1	-7,18	0,1

LGF-01	25	3,13	0,100	-8,61	0,090	LGF-01	70	3,22	0,05	-8,85	0,03	LGF-02	15	3,63	0,13	-7,21	0,09	LGF-02	60	3,54	0,07	-7,21	0,07
LGF-01	26	3,09	0,070	-8,55	0,090	LGF-01	71	3,37	0,08	-8,66	0,1	LGF-02	16	3,58	0,13	-7,21	0,09	LGF-02	61	3,41	0,08	-7,27	0,06
LGF-01	27	3,28	0,130	-8,39	0,080	LGF-01	72	3,28	0,05	-8,62	0,07	LGF-02	17	3,54	0,13	-7,23	0,09	LGF-02	62	3,59	0,07	-7,1	0,08
LGF-01	28	3,15	0,070	-8,46	0,070	LGF-01	73	3,34	0,09	-8,50	0,05	LGF-02	18	3,58	0,13	-7,2	0,09	LGF-02	63	3,52	0,05	-7,1	0,06
LGF-01	29	3,18	0,070	-8,53	0,080	LGF-01	74	3,34	0,09	-8,61	0,09	LGF-02	19	3,76	0,14	-7,26	0,12	LGF-02	64	3,61	0,08	-7,14	0,11
LGF-01	30	3,45	0,090	-8,17	0,080	LGF-01	75	3,27	0,06	-8,74	0,06	LGF-02	20	3,72	0,13	-7,17	0,1	LGF-02	65	3,43	0,05	-7,35	0,05
LGF-01	31	3,23	0,070	-8,28	0,100	LGF-01	76	3,13	0,08	-8,90	0,07	LGF-02	21	3,87	0,15	-6,89	0,12	LGF-02	66	3,43	0,08	-7,39	0,08
LGF-01	32	2,80	0,100	-9,27	0,100	LGF-01	77	3,28	0,1	-8,67	0,07	LGF-02	22	3,88	0,15	-6,82	0,17	LGF-02	67	3,51	0,11	-7,4	0,1
LGF-01	33	3,23	0,080	-8,38	0,100	LGF-01	78	3,25	0,08	-8,66	0,08	LGF-02	23	3,65	0,12	-7,32	0,09	LGF-02	68	3,43	0,05	-7,46	0,06
LGF-01	34	3,12	0,060	-8,46	0,070	LGF-01	79	3,22	0,1	-8,68	0,06	LGF-02	24	3,65	0,13	-7,16	0,1	LGF-02	69	3,47	0,06	-7,22	0,07
LGF-01	35	3,12	0,070	-8,47	0,060	LGF-01	80	3,25	0,09	-8,62	0,08	LGF-02	25	3,61	0,13	-7,12	0,1	LGF-02	70	3,53	0,06	-7,28	0,07
LGF-01	36	3,17	0,080	-8,41	0,100	LGF-01	81	3,15	0,1	-8,88	0,06	LGF-02	26	3,5	0,13	-7,32	0,09	LGF-02	71	3,4	0,08	-7,33	0,06
LGF-01	37	3,20	0,060	-8,46	0,080	LGF-01	82	3,18	0,07	-8,72	0,09	LGF-02	27	3,58	0,13	-7,13	0,09	LGF-02	72	3,46	0,05	-7,33	0,08
LGF-01	38	3,12	0,080	-8,51	0,080	LGF-01	83	3,20	0,08	-8,73	0,03	LGF-02	28	3,6	0,12	-7,13	0,09	LGF-02	73	3,47	0,1	-7,39	0,11
LGF-01	39	3,13	0,110	-8,79	0,080	LGF-01	84	3,27	0,09	-8,50	0,06	LGF-02	29	3,71	0,12	-7,21	0,09	LGF-02	74	3,46	0,08	-7,4	0,09
LGF-01	40	3,00	0,080	-8,64	0,070	LGF-01	85	3,34	0,1	-8,48	0,08	LGF-02	30	3,68	0,13	-7,22	0,09	LGF-02	75	3,48	0,06	-7,26	0,1
LGF-01	41	3,06	0,100	-8,62	0,100	LGF-01	86	3,28	0,11	-8,64	0,06	LGF-02	31	3,71	0,12	-7,39	0,09	LGF-02	76	3,44	0,05	-7,34	0,06
LGF-01	42	3,18	0,080	-8,51	0,060	LGF-01	87	3,21	0,08	-8,53	0,08	LGF-02	32	3,79	0,18	-7,32	0,12	LGF-02	77	3,54	0,06	-7,24	0,06
LGF-01	43	3,26	0,060	-8,41	0,090	LGF-01	88	3,39	0,11	-8,57	0,05	LGF-02	33	3,71	0,13	-7,39	0,09	LGF-02	78	3,55	0,05	-7,34	0,07
LGF-01	44	3,25	0,080	-8,31	0,080	LGF-01	89	3,24	0,07	-8,58	0,09	LGF-02	34	3,58	0,13	-7,43	0,09	LGF-02	79	3,5	0,08	-7,39	0,07
LGF-01	45	3,39	0,090	-8,19	0,090	LGF-01	90	3,39	0,07	-8,35	0,08	LGF-02	35	3,68	0,13	-7,39	0,09	LGF-02	80	3,55	0,08	-7,28	0,1

ID	N°	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro	ID	N°	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro	ID	N°	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro	ID	N°	d13C cor‰ (VPDB)	Erro	d18O cor‰ (VPDB)	Erro
LGF-02	81	3,41	0,07	-7,25	0,1	LGF-02	126	3,73	0,11	-7,25	0,09	LGF-06	9	3,54	0,13	-8,3	0,1	LGF-07	27	3,88	0,11	-6,98	0,09
LGF-02	82	3,56	0,1	-7,24	0,09	LGF-02	127	3,79	0,09	-7,29	0,08	LGF-06	10	3,28	0,08	-8,43	0,1	LGF-07	28	3,69	0,11	-7,09	0,07
LGF-02	83	3,52	0,07	-7,03	0,06	LGF-02	128	3,81	0,08	-7,3	0,06	LGF-06	11	3,31	0,1	-8,61	0,07	LGF-07	30	3,63	0,1	-7,13	0,08
LGF-02	84	3,44	0,06	-7,26	0,06	LGF-02	129	3,66	0,09	-7,3	0,1	LGF-06	12	3,27	0,09	-8,48	0,09	LGF-07	31	3,78	0,09	-7,09	0,09
LGF-02	85	3,47	0,05	-7,41	0,08	LGF-02	130	3,84	0,1	-7,24	0,09	LGF-06	13	3,57	0,06	-8,48	0,08	LGF-07	32	3,93	0,1	-6,89	0,1
LGF-02	86	3,55	0,08	-7,22	0,06	LGF-02	131	3,74	0,09	-7,2	0,07	LGF-06	14	3,43	0,09	-8,5	0,1	LGF-07	33	3,98	0,14	-6,92	0,1
LGF-02	87	3,54	0,05	-7,27	0,05	LGF-02	132	3,8	0,11	-7,33	0,08	LGF-06	15	3,31	0,07	-8,82	0,1	LGF-07	34	3,69	0,1	-7,18	0,07
LGF-02	88	3,61	0,07	-7,07	0,11	LGF-02	133	3,73	0,1	-7,26	0,09	LGF-06	16	3,39	0,11	-8,92	0,09	LGF-07	35	3,72	0,06	-7,07	0,05
LGF-02	89	3,57	0,09	-7,19	0,06	LGF-02	134	3,69	0,08	-7,24	0,07	LGF-06	17	3,23	0,08	-8,78	0,09	LGF-07	36	3,62	0,09	-6,93	0,08
LGF-02	90	3,21	0,07	-7,49	0,07	LGF-02	135	3,86	0,12	-7,07	0,11	LGF-06	18	3,27	0,08	-8,64	0,12	LGF-07	37	3,97	0,11	-6,95	0,08
LGF-02	91	3,52	0,09	-7,41	0,1	LGF-02	136	3,82	0,11	-7,21	0,11	LGF-06	19	3,33	0,06	-8,57	0,05						
LGF-02	92	3,46	0,07	-7,23	0,08	LGF-02	137	3,78	0,1	-7,33	0,1	LGF-06	20	3,27	0,06	-8,49	0,07						
LGF-02	93	3,59	0,08	-7,25	0,06	LGF-02	138	3,84	0,09	-7,17	0,08	LGF-06	21	3,47	0,11	-8,62	0,07						
LGF-02	94	3,68	0,11	-7,03	0,1	LGF-02	139	3,8	0,14	-7,14	0,11	LGF-06	22	3,51	0,08	-8,68	0,07						
LGF-02	95	3,49	0,05	-7,13	0,06	LGF-02	140	3,82	0,1	-7,3	0,07	LGF-06	23	3,37	0,11	-9,06	0,06						
LGF-02	96	3,46	0,05	-7,16	0,06	LGF-02	141	3,79	0,1	-7,24	0,08	LGF-06	24	3,33	0,08	-8,91	0,07						
LGF-02	97	3,65	0,1	-7,04	0,1	LGF-02	142	3,8	0,1	-7,32	0,1	LGF-06	25	3,22	0,07	-9,01	0,09						
LGF-02	98	3,52	0,06	-7,18	0,08	LGF-02	143	3,74	0,07	-7,3	0,09	LGF-06	26	3,51	0,1	-8,65	0,09						
LGF-02	99	3,55	0,08	-7,28	0,06	LGF-02	144	3,76	0,08	-7,2	0,08	LGF-06	27	3,36	0,06	-8,66	0,07						
LGF-02	100	3,59	0,05	-7,18	0,06	LGF-02	145	3,81	0,11	-7,08	0,12	LGF-06	28	3,18	0,09	-8,89	0,08						
LGF-02	101	3,63	0,08	-7,28	0,07	LGF-02	146	3,78	0,1	-7,14	0,09	LGF-07	1	3,62	0,1	-6,82	0,11						
LGF-02	102	3,62	0,08	-7	0,1	LGF-02	147	3,74	0,1	-7,16	0,1	LGF-07	2	3,6	0,1	-7,24	0,09						
LGF-02	103	3,43	0,07	-7,14	0,09	LGF-02	148	3,78	0,1	-7,13	0,06	LGF-07	3	3,64	0,11	-7,38	0,09						
LGF-02	104	3,47	0,08	-7,39	0,09	LGF-02	149	3,83	0,11	-7,17	0,06	LGF-07	5	3,67	0,11	-7,28	0,08						
LGF-02	105	3,44	0,1	-7,48	0,08	LGF-02	150	3,85	0,1	-7,12	0,09	LGF-07	6	3,96	0,11	-6,97	0,09						

LGF-02	106	3,62	0,1	-7,33	0,11	LGF-02	151	3,7	0,08	-7,1	0,08	LGF-07	7	3,79	0,09	-7,02	0,08
LGF-02	107	3,55	0,08	-7,33	0,07	LGF-02	152	3,82	0,09	-7,15	0,1	LGF-07	8	3,87	0,1	-7	0,12
LGF-02	108	3,59	0,08	-7,21	0,1	LGF-02	153	3,74	0,1	-7,2	0,07	LGF-07	9	3,65	0,12	-7,16	0,1
LGF-02	109	3,49	0,07	-7,1	0,11	LGF-02	154	3,84	0,1	-7,24	0,08	LGF-07	10	3,7	0,09	-7,09	0,1
LGF-02	110	3,9	0,12	-6,99	0,12	LGF-02	155	3,73	0,1	-7,19	0,1	LGF-07	11	3,73	0,11	-7,01	0,11
LGF-02	111	3,75	0,11	-7,13	0,09	LGF-02	156	3,79	0,1	-7,09	0,11	LGF-07	12	3,66	0,11	-7,18	0,09
LGF-02	112	3,78	0,1	-7,13	0,08	LGF-02	157	3,65	0,11	-7,37	0,07	LGF-07	13	3,88	0,11	-6,95	0,14
LGF-02	113	3,82	0,11	-7,18	0,09	LGF-02	158	3,71	0,09	-7,45	0,07	LGF-07	14	3,9	0,11	-7,11	0,12
LGF-02	114	3,85	0,09	-7,22	0,1	LGF-02	159	3,67	0,07	-7,38	0,09	LGF-07	15	3,61	0,08	-7,21	0,11
LGF-02	115	3,88	0,1	-7,06	0,16	LGF-02	160	3,76	0,11	-7,3	0,07	LGF-07	16	3,71	0,07	-7	0,09
LGF-02	116	3,88	0,11	-7,25	0,05	LGF-02	161	3,84	0,07	-7,33	0,1	LGF-07	17	3,58	0,08	-7,03	0,1
LGF-02	117	3,76	0,09	-7,32	0,09	LGF-02	162	3,62	0,08	-6,9	0,04	LGF-07	18	3,68	0,1	-7,22	0,1
LGF-02	118	3,79	0,11	-7,33	0,1	LGF-06	1	3,54	0,1	-8,52	0,13	LGF-07	19	3,82	0,09	-7,05	0,08
LGF-02	119	3,78	0,09	-7,31	0,11	LGF-06	2	2,9	0,06	-8,88	0,06	LGF-07	20	3,77	0,09	-6,99	0,1
LGF-02	120	3,34	0,07	-7,26	0,08	LGF-06	3	3,34	0,08	-8,74	0,09	LGF-07	21	3,77	0,08	-7,09	0,1
LGF-02	121	3,67	0,1	-7,27	0,05	LGF-06	4	3,33	0,09	-8,67	0,09	LGF-07	22	3,77	0,11	-6,88	0,11
LGF-02	122	3,77	0,1	-7,28	0,07	LGF-06	5	3,39	0,1	-8,57	0,1	LGF-07	23	3,68	0,11	-7,16	0,09
LGF-02	123	3,82	0,1	-7,27	0,1	LGF-06	6	3,5	0,11	-8,6	0,13	LGF-07	24	3,64	0,09	-7,19	0,11
LGF-02	124	3,75	0,1	-7,24	0,1	LGF-06	7	3,54	0,09	-8,4	0,05	LGF-07	25	3,66	0,1	-7,18	0,12
LGF-02	125	3,8	0,1	-7,24	0,08	LGF-06	8	3,55	0,09	-8,33	0,1	LGF-07	26	3,87	0,11	-7,17	0,14