

UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI

Programa de Pós Graduação em Geologia - PPGGeo

Liliane de Jesus Brandão

**SEDIMENTAÇÃO EM CAVERNAS DA SERRA DE SÃO JOSÉ - PRADOS
(MG)**

**Diamantina
2023**

Liliane de Jesus Brandão

**SEDIMENTAÇÃO EM CAVERNAS DA SERRA DE SÃO JOSÉ - PRADOS
(MG)**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como requisito para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Christófaros Silva
Co-orientador: Lúcio Mauro Soares Fraga

**Diamantina
2023**

Catálogo na fonte - Sisbi/UFVJM

B817s Brandão, Liliâne

2023 Sedimentação em cavernas da Serra de São José - Prados
(MG) [manuscrito] / Liliâne Brandão. -- Diamantina, 2023.
61 p. : il.

Orientadora: Prof.^a Alexandre Christófarô Silva.
Coorientadora: Prof.^a Lúcio Mauro Soares Fraga.

Dissertação (Mestrado em Geologia) -- Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Diamantina, 2023.

1. Carste em quartzitos. 2. Estratigrafia dos sedimentos acumulados. 3. Idades C14. 4. Variações climáticas holocênicas. I. Silva, Alexandre Christófarô. II. Fraga, Lúcio Mauro Soares. III. Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri. IV. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFVJM com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).
Este produto é resultado do trabalho conjunto entre o bibliotecário Rodrigo Martins Cruz/CRB6-2886 e a equipe do setor Portal/Diretoria de Comunicação Social da UFVJM



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E
MUCURI

LILIANE DE JESUS BRANDÃO

SEDIMENTAÇÃO EM CAVERNAS DA SERRA DE SÃO JOSÉ – PRADOS (MG)

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, nível de Mestrado, como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Geologia.

Orientador: Prof. Alexandre Christofaro Silva

Co-orientador: Prof. Lúcio Mauro Soares Fraga

Data de aprovação 24/02/2023.



Documento assinado digitalmente
ALEXANDRE CHRISTOFARO SILVA
Data: 24/02/2023 15:42:53-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Professor Alexandre Christofaro Silva (Orientador - PPGGeo/UFVJM)



Documento assinado digitalmente
Cristiano Christofaro Matosinhos
Data: 24/02/2023 15:46:24-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Professor Cristiano Christofaro Matosinhos (PPGGeo/UFVJM)



Documento assinado digitalmente
DIEGO TASSINARI
Data: 24/02/2023 15:53:42-0300
Verifique em <https://verificador.iti.br>

Dr. Diego Tassinari (PPGPV/UFVJM)

Dedicatória

Dedico esse trabalho a Júlia e Miguel. Enquanto a pai/mãe tiver fôlego, eu vou batalhar e tudo o que conquistar, será por vocês. Que um dia vocês possam ler os meus feitos e se orgulharem de mim. Amo vocês!

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer por todo auxílio e dedicar essa dissertação a Deus, por me permitir viver e chegar até aqui, e em meio a tantos problemas não me desamparou nem soltou a minha mão por um minuto. A Ti toda honra. A minha mãe não tenho nem palavras para expressar toda a gratidão que tenho pela pessoa que senhora representa. Obrigada, mamãe, por criar seis filhos sozinha, no caminho do bem e por ser minha referência aqui nessa terra. Aos meus cinco irmãos e a meus cunhados, agradeço imensamente a vocês por estarem ao meu lado me apoiando e brindando comigo todas as conquistas. Aos meus filhos por serem meu combustível durante essa trajetória. Agradeço ao Prof. Dr. Alexandre Christófaros Silva, que tão prontamente aceitou orientar uma turismóloga sem nenhuma base geológica, orientando-me de uma forma digna de aplausos, nunca deixando de responder um e-mail imediatamente, com paciência, compreensão e competência. Aos demais professores do programa pela excelência no ensino, ao meu co-orientador Prof. Dr. Lúcio Mauro Soares Fraga, ao coordenador do curso Prof. Dr. Eduardo Fontana, por não medir esforços em atender as reivindicações conferidas à sua pessoa. Ao Prof. Dr. Pedro Ângelo pelas contribuições como participante em minha banca de Qualificação, ao Dr. Diego Tassinari e ao Prof. Cristiano Christófaros pela aceitação em comporem a banca durante a defesa da dissertação. Ao ICMBio e CECAV/SBC pelo título concedido ao artigo produzido pela presente pesquisa no 1º Prêmio de Espeleologia Michel Le Bret e a todos os co-autores da UFVJM, da UFLA e da Speleo Radical. Ao IEF pela autorização da presente pesquisa na APA Serra de São José e ao Gestor da APA, Itamar, pelos esclarecimentos prestados. Aos técnicos dos Laboratórios da UFVJM pelo auxílio na realização das análises. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Tudo o que um sonho precisa para ser realizado é alguém que acredite que ele possa ser realizado. Roberto Shinyashiki. Obrigada por acreditarem que esse meu sonho se tornaria possível.

RESUMO

As cavernas representam espaços de nível de base local, portanto, são consideradas “armadilhas” naturais de sedimentos e outros materiais externos que normalmente são transportados e depositados em seu interior. Os materiais acumulados no seu interior encontram ambiente relativamente estável por muitos anos, proporcionando condições adequadas para estudos sedimentológicos e paleoambientais. No entanto, a abordagem acerca da estratigrafia de sedimentos presentes em cavernas quartzíticas são escassos e se constituem em ferramenta poderosa para a reconstituição paleoambiental. Este estudo teve como objetivo mapear a Caverna do Galo, situada no reverso do maciço quartzítico Serra São José (MG), no escopo de caracterizar física-, química- e cronologicamente um pacote de sedimentos acumulados no seu interior. No mapeamento da caverna foi dimensionado um pacote de sedimentos com 2,5 m de comprimento x 0,47 m de altura x 0,5 m de espessura, que foi descrito e amostrado *in situ*, com base nos atributos morfológicos, textura, composição mineralógica e cor de suas camadas. As 17 amostras coletadas foram caracterizadas por meio de análises granulométricas, geoquímicas e do teor de carbono orgânico. Em três amostras selecionadas de acordo com o posicionamento estratigráfico (base, centro e topo) e do seu teor de carbono orgânico foram realizadas datações radiocarbônicas. Os estudos geológicos e espeleológicos, aliados aos resultados analíticos revelam que a Caverna do Galo foi formada por águas meteóricas que permearam sobretudo o falhamento NNW/SSE e pela resposta ao intemperismo diferencial das litologias encaixantes, ou seja, quartzito e filito. O pacote de sedimentos foi acomodado sobre uma superfície convexa (obstáculo ao fluxo natural das águas) da lateral norte da caverna, que preencheu o espaço desde a base até o teto. A estratigrafia e variações granulométricas e químicas dos sedimentos e, conforme os resultados geocronológicos, evidenciam oscilações na intensidade e duração de eventos de precipitação pluviométrica, que podem estar associados a mudanças climáticas holocênicas.

PALAVRAS-CHAVE: Carste em quartzitos, Estratigrafia dos sedimentos acumulados, Idades C¹⁴, Variações climáticas holocênicas.

ABSTRACT

The Caves represent spaces of level's local base, therefore, they are considered natural "traps" of sediments and other external materials that are normally transported and deposited in their inside. The materials accumulated inside find a relatively stable environment for many years, providing suitable conditions for sedimentological and paleoenvironmental studies. However, the approach to the stratigraphy of sediments present in quartzite caves are scarce and constitute a powerful tool for paleoenvironmental reconstitution. This study had as objective to map the Caverna do Galo, located on the reverse of the quartzitic massif in Serra São José (MG) quartzite, in the scope of characterizing the physical, chemical- and chronologically a pack of sediments accumulated in its interior. In the cave mapping, was dimensioned a package of sediments with 2.5 m length x 0.47 m high x 0.5 m thick, which was described and sampled in situ, based on morphological attributes, texture, mineralogical composition and color of its layers. The 17 collected samples were characterized by granulometric, geochemical and organic carbon content analyses. In three samples selected according to the stratigraphic positioning (base, center and top) and their organic carbon content, was carried out radiocarbon dating. The geological and speleological studies, together with the analytical results, reveal that the Caverna do Galo was formed by meteoric waters that mainly permeated the NNW/SSE failure and by the response to the differential weathering of the enclosing lithologies, that is, quartzite and phyllite. The sediment package was accommodated on a convex surface (an obstacle to the natural flow of water) on the north side of the cave, which filled the space from the base to the ceiling. The stratigraphy and granulometric and chemical variations of the sediments and, according to the geochronological results, show oscillations in the intensity and duration of rainfall events, which may be associated with Holocene climate changes.

KEYWORDS: Karst in quartzites, Stratigraphy of accumulated sediments, C14 ages, Holocene climate variations.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização da Caverna do Galo, na Serra São José (MG)-----	15
Figura 2 – Mapa Geológico da área.....	16
Figura 3 – (A) Escarpa de falha, face sul da Serra São José, visada NE/SW. (B) Drenagem encaixada em falhamento SSE/NNE, no reverso da face norte da Serra São José.....	17
Figura 4 – Entrada principal da caverna do Galo. Ao fundo a vegetação arbórea, a montante da entrada. No primeiro plano, a forma prismática da entrada principal: cruzamento entre pontos de fraqueza horizontal em acamamento (traço vermelho), e vertical em fraturamento (traço amarelo) -----	19
Figura 5 – Pacote de sedimentos amostrado -----	20
Figura 6 – Processo de secagem das amostras de sedimento -----	21
Figura 7 – Agitador de Peneiras com temporizador e frequência -----	22
Figura 8 – Processo de pesagem do material retido em cada peneira -----	23
Figura 9 – Lupa estereomicroscópica utilizada para realização da análise mineralógica da fração areia.....	24
Figura 10 – Amostras dos sedimentos colocadas nos béqueres para extração de K, P, Ca e Mg.....	25
Figura 11 – Extrator Mehlich-1.....	25
Figura 12 – Agitação das amostras.....	26
Figura 13 – Equipamento utilizado para leitura do Potássio, do Fósforo, do Cálcio e do Magnésio.....	27
Figura 14 – Determinação do Al trocável-----	28
Figura 15 – Determinação do pH em água-----	29
Figura 16 – Determinação do pH em solução SMP-----	29
Figura 17 – Mapa da caverna do Galo	33
Figura 18 – Contraste do fluxo de águas meteóricas no interior da caverna do Galo. A) Drenagem ativa entre estações topográficas T5 e T6 em maio de 2015 B) Drenagem inativa entre estações topográficas T5 e T6 em setembro de 2021-----	34
Figura 19 – A) Detalhe da parede à direita da entrada da caverna, com acamamento mais espesso composto por quartzito e acamamento mais estreito e erodido remontado a parede composta por filito; B) Detalhe do material siltoso disposto em lentes	

centimétricas. Materiais com durezas diferentes (quartzo/silte) permitem a erosão remontante da camada siltosa, abrindo caminho para dissolução da caverna----- 35

Figura 20 – A) Representação das litologias da coluna estratigráfica com indicação das idades radiocarbônicas; B) Imagem fotográfica do pacote de sedimentos da Caverna do Galo obtida em janeiro de 2020 (drenagem ativa). A espuma (pontos brancos) indica que o nível da água alcançou o teto da caverna pouco tempo antes do registro fotográfico.....37

Figura 21 – Variação do diâmetro médio geométrico, do desvio padrão geométrico, do coeficiente de assimetria e da curtose para as camadas do pacote de sedimentos da Caverna do Galo.....41

Figura 22 – Composição geoquímica das camadas do pacote de sedimentos da Caverna do Galo.....49

Figura 23 – Biplot da análise de componentes principais para distribuição granulométrica, composição geoquímica e teor de C (variáveis indicadas por setas) nas diferentes camadas de sedimento (profundidades, em cm, indicadas junto aos pontos das observações) da Caverna do Galo. Areia fina: 0,106-0,25 mm. Areia média: 0,25-0,5 mm. Areia grossa: 0,5-2 mm.....50

Figura 24 – Modelo idade x profundidade para o pacote de sedimentos da Caverna do Galo.....54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características morfológicas das camadas sedimentares descritas no pacote de sedimentos da Caverna do Galo.....	38
Tabela 2 – Distribuição granulométrica (%) das camadas de sedimento amostradas no pacote de sedimentos da Caverna do Galo-----	39
Tabela 3 – Quantificação dos minerais identificados na fração areia -----	44
Tabela 4 – Valores de pH em água.....	45
Tabela 5 – Teores de Matéria orgânica (MO), de P disponível, de elementos do complexo sortivo e valores de S, CTC, V e m-----	46
Tabela 6 – Teores de N, C, H e O dos sedimentos -----	48
Tabela 7 – Datações radiocarbônicas de amostras coletadas na Caverna do Galo----	52
Tabela 8 – Ocorrência de eventos de precipitação de acordo com a intensidade na Estação Meteorológica Automática de São Joao Del Rei (A514)-----	54

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ACP	Análise de Componentes Principais
Ag	Prata
Al	Alumínio
AP	Antes do Presente
APA	Área de Proteção Ambiental
Au	Ouro
B	Boro
Br	Bromo
C	Carbono
¹⁴C	Datação por Carbono 14.
Ca	Cálcio
CENA	Centro de Energia Nuclear na Agricultura
CEGEO	Centro de Estudos em Geociências
Cm	Centímetro
Cr	Cromo
Cs	Césio
CTC	Capacidade de Troca de Cátions
Cu	Cobre
Cwb	Clima Subtropical Moderado Úmido
D10	Diâmetros de Corte da Curva de Distribuição Acumulada em 10%
DGP	Desvio Padrão Geométrico
Fe	Ferro
Ge	Germânio
H	Hidrogênio
Ir	Irídio
K	Potássio
Li	Lítio
M%	Saturação por Alumínio
Mg	Magnésio
Mn	Manganês
MO	Matéria Orgânica

N	Nitrogênio
Ni	Níquel
Nb	Nióbio
O	Oxigênio
P	Fósforo
R	Software Livre para análise de dados
pH	Potencial Hidrogeniônico
Pt	Platina
Rb	Rubídio
Re	Rênio
SMP	Shoemaker, Mac lean e Pratt
S	Soma de Bases
S	Enxofre
Si	Silício
Sm	Samário
Sr	Estrôncio
Ti	Titânio
UFVJM	Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri
USP	Universidade de São Paulo
V%	Saturação por Base
V	Vanádio
Y	Ítrio
Zn	Zinco
Zr	Zircônio

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. CARACTERIZAÇÃO DA AREA DO ESTUDO.....	14
Geologia Local	16
Solos	17
Clima e Vegetação	18
3. METODOLOGIA	19
Mapeamento da caverna do Galo	19
Coleta dos sedimentos.....	20
Análise granulométrica dos sedimentos.....	21
Análise da mineralogia da fração areia	23
<i>Extração de Potássio (K), Fósforo (P), Cálcio (Ca) e Magnésio (Mg) .</i>	<i>24</i>
<i>Quantificação de Potássio (K), Fósforo (P), Cálcio (Ca) e Magnésio (Mg)..</i>	<i>26</i>
<i>Extração e quantificação do Alumínio trocável (Al).....</i>	<i>27</i>
<i>Determinação do pH em água e em solução SMP</i>	<i>28</i>
<i>Determinação do teor de carbono orgânico (C).....</i>	<i>29</i>
3.5.6. <i>Quantificação da soma de bases (S), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação por bases (V%)e saturação por alumínio (m%).....</i>	<i>30</i>
3.6. Análise elementar dos sedimentos.....	30
3.7 Análise da composição geoquímica dos sedimentos	30
Datações radiocarbônicas.....	31
Análises estatísticas	32
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	32
A Caverna do Galo e seu desenvolvimento	32
Caracterização do pacote de sedimentos	35
Caracterização morfológica	36
Granulometria dos sedimentos	37
Mineralogia da fração areia	41
pH dos sedimentos	44
Análise química de rotina dos sedimentos	45
Análise elementar	46
Análise geoquímica dos sedimentos	47
Datações radiocarbônicas e dinâmica da sedimentação.....	50
5. CONCLUSÕES	54
REFERÊNCIAS.....	57
ANEXOS	63
Anexo I: Material retido em cada peneira.....	14
Anexo II: Resultados Fluorescência por Raio-X	66

INTRODUÇÃO

As cavernas, em geral, representam espaços de nível de base local, sendo portanto, consideradas “armadilhas” naturais de sedimentos e outros materiais externos, que normalmente são transportados e depositados em seu interior. Os materiais acumulados no seu interior encontram ambiente relativamente estável por muitos anos (Ford & Willians, 2007), proporcionando, frequentemente, condições adequadas para estudos sedimentológicos e paleoambientais (Twenhofel, 1961; Bögli, 1980; Jennings, 1985).

Os sedimentos em cavernas, especialmente de carste em quartzitos, são normalmente compostos por depósitos clásticos, os quais se caracterizam por serem fragmentos de rochas preexistentes que foram transportadas e redepositadas no ambiente subterrâneo. A maioria das partículas que compõe este tipo de sedimento em cavernas correspondem a grãos detríticos erodidos da paisagem epígea circundante e carregados para ambiente hipógeo, principalmente por ação de riachos e movimentos de massa (Springer, 2019).

Mudanças ambientais e geomorfológicas no entorno das cavernas são responsáveis pela variabilidade das características de seus depósitos sedimentares (Bosch & White, 2007), bem como pela arquitetura estratigráfica de seu preenchimento, os quais também são influenciados pelas características físicas de cada caverna (Šušteršič et al., 2009). Os processos de intemperismo e subordinadamente o relevo são determinantes para os volumes e tipos de sedimentos disponibilizados e, portanto, têm íntima relação com o ambiente climático. Dessa maneira, qualquer mudança climática é capaz de alterar o fluxo sedimentar, com diminuição ou aumento da quantidade e da granulometria do material disponível para o transporte e sedimentação (Farrant & Smart, 2011). Além disso, o retrabalhamento de sedimentos do interior das cavernas pode ocorrer por meio de diferentes processos, o que faz com que certas cavernas tenham uma intrincada e complexa história deposicional (Auler et al., 2009; O’Connor et al., 2017). Portanto, os sedimentos clásticos das cavernas são fundamentais para entender os processos que moldam as cavernas e paisagens, podendo fornecer informações importantes a respeito de mudanças paleoambientais, além de registros paleontológicos e arqueológicos.

A maior parte das informações existentes sobre sedimentologia de cavernas refere-se a cavernas carbonáticas (especialmente calcários e dolomitos), de modo que

a literatura referente à sedimentologia de cavernas não-carbonáticas é relativamente escassa (Butzer, 1973; Schulz et al., 2002). Para cavernas quartzíticas, estudos tendem a focar mais em processos espeleogenéticos (Fabri et al., 2015, Sauro et al. 2014; Auler & Sauro, 2019), enquanto os processos de acumulação e estudos dos depósitos sedimentares são, muitas vezes, negligenciados. A exemplo disso, a maior parte dos estudos sobre sedimentos em cavernas siliciclásticas foi realizado como parte de estudos arqueológicos (Butzer, 1973; Brook et al., 2011; Tribolo et al., 2016).

Tendo em vista a escassez de estudos sobre a sedimentologia em cavernas quartzíticas e da consequente importância de informações sobre estratigrafia e cronologia de sedimentos presentes neste tipo de cavidade, este estudo teve como objetivo compreender a dinâmica de sedimentação na Caverna do Galo, situada no reverso da Serra São José (MG), com especial enfoque na caracterização de um pacote de sedimentos exposto no seu interior. Esses sedimentos foram objeto de análises granulométricas, geoquímicas e do teor de carbono orgânico de suas camadas, sendo a presença de carbono orgânico utilizada também para estabelecer a cronologia da deposição do pacote sedimentar por meio de datações radiocarbônicas.

1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DO ESTUDO

A Serra São José situa-se no centro-sul do estado de Minas Gerais, entre as coordenadas geográficas de 21° 03' e 21° 07' de latitude sul e de 44° 06' e 44° 14' de longitude oeste, com altitudes variando de 1.000 a 1.430 m. Com largura média de 1,2 km, estende-se por cerca de 13 km na direção SW-NE, abrangendo territórios dos municípios de Prados, São João Del Rei, Tiradentes, Santa Cruz de Minas e Coronel Xavier Chaves (Figura 1). A Serra de São José tornou-se Área de Proteção Ambiental (APA) em 16 de fevereiro de 1990, pelo decreto estadual nº 30.934. A APA possui um refúgio enorme de libélulas, registrando 128 espécies, a maior riqueza do mundo desses insetos. Sendo assim, no ano de 2004, sob decreto 43.908, foi delimitada uma área de 3.717,00 ha, como Unidade de Proteção Integral o Refúgio de Vida Silvestre Libélulas da Serra de São José (REVIS).

As vertentes da Serra de São José drenam suas águas para a sub-bacia do Rio das Mortes, sendo este rio de 1ª ordem da margem esquerda do alto Rio Grande, um dos formadores do Rio Paraná e que se destaca nacionalmente pela geração de energia

elétrica por meio de várias represas ao longo do seu curso. A área da APA tem relevância também pela recarga hídrica das nascentes de diversos cursos d'água de pequeno a médio porte, dentre os quais se pode citar os córregos Santo Antônio, Caracol, Areias, Mangue e Pedras (FABRANDT, 2000).

Esta serra constitui um maciço quartzítico, algo linear e protuberante relativo à paisagem circundante, ressaltando altitudes predominantes de cerca de 900 m, destacando como cimo elevação de 1.430 m. Em domínios de seu reverso, conhecida como 'Serra Nova', mostra um sistema de cavernas em quartzitos de grande potencial espeleológico, com destaque para as cavernas Lapa do Jair, Caverna do Canhão e a Caverna do Galo, esta última abrigando um destacado pacote sedimentar. Estas cavernas são epigênicas, ou seja, formadas pela dissolução progressiva promovida por águas meteóricas no contexto do gradiente hidráulico (Travassos, 2019), próprio de terrenos acidentados de clima tropical em rochas diaclasadas.

A Caverna do Galo, local deste estudo, se situa no reverso e tem sua entrada principal nas coordenadas $21^{\circ} 03' 36,40''$ sul e $44^{\circ} 07' 08,49''$ oeste, onde a altitude é de 1315 m (Figura 1).

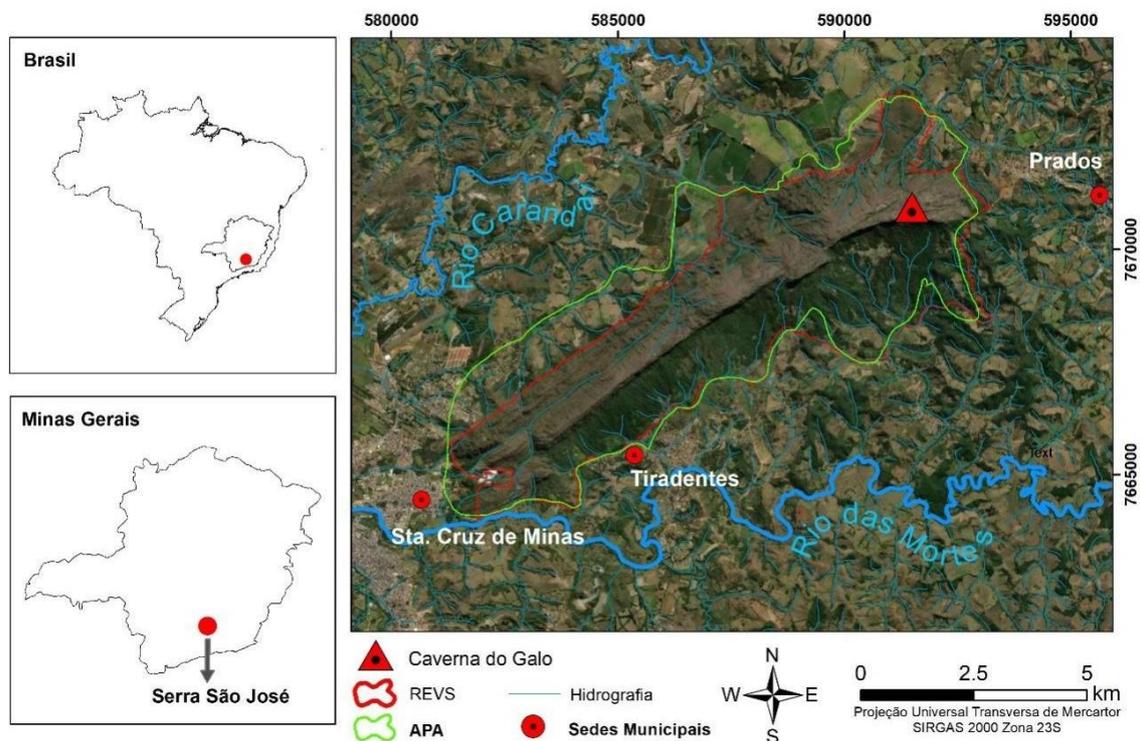


Figura 1 – Localização da Caverna do Galo, na Serra São José (MG)

Geologia Local

A Serra São José se situa no centro-sul do estado de Minas Gerais, entre as coordenadas geográficas de 21° 03' e 21° 07' de latitude sul e de 44° 06' e 44° 14' de longitude oeste, com altitudes variando de 1.000 a 1.430 m. Possui 13 km de comprimento, na direção SW/NE e em média 1,2 km de largura. É escarpada em sua face sul e seu reverso se situa na face norte.

O arcabouço geológico da região da Serra São José destaca duas entidades geotectônicas: i) o embasamento arqueano-paleoproterozóico do Sul do Craton São Francisco, e ii) sucessões metassedimentares proterozóicas dispostas em não-conformidade sobre o embasamento cristalino, reunidas na megassequência São João Del Rei (COMIG, 2003) e que inclui a sequência Tiradentes (Psjr1), onde se acha assentado o complexo de cavidades da Serra Nova (Figura 2). Na sequência Tiradentes predominam quartzitos, mas também ocorrem lentes de filito e conglomerados (Noce, 1988).

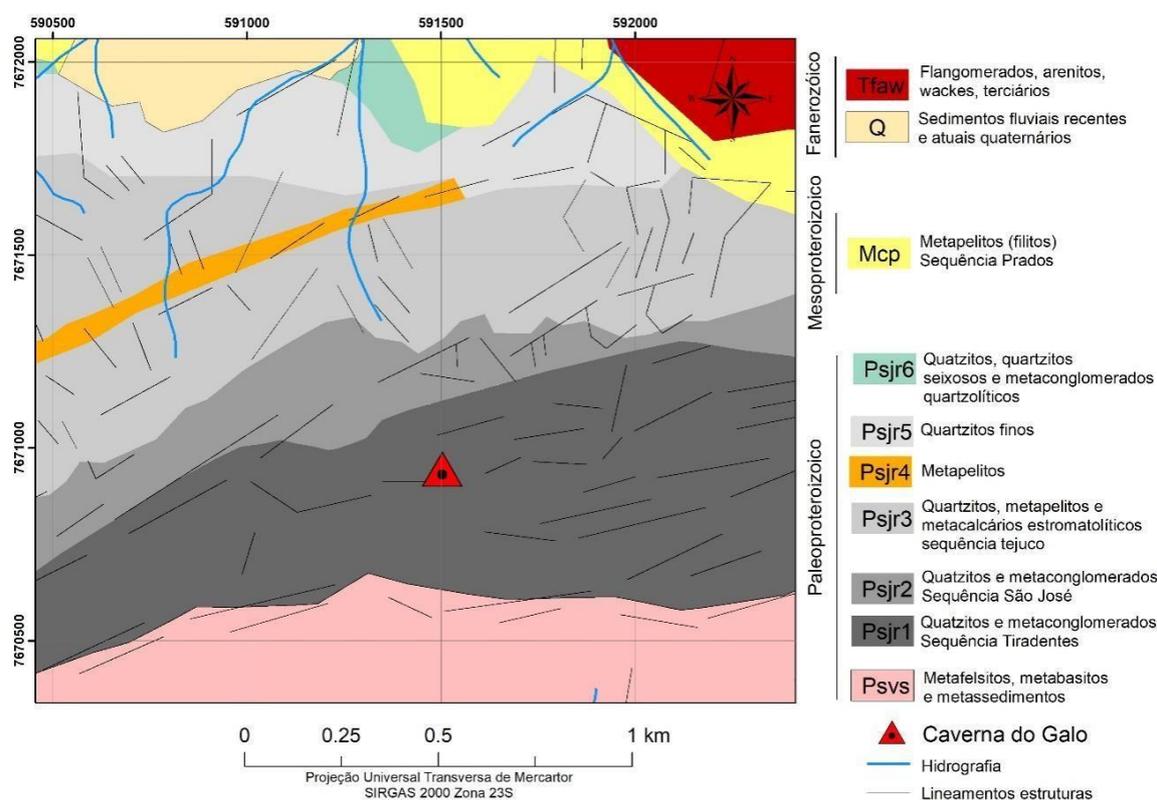


Figura 2: Mapa Geológico da área

As estruturas geológicas que delimitam as unidades paisagísticas da Serra São José compõem um feixe de falhas de orientação preferencial SW/NE (Figura 2) gerado

pela deformação Brasiliana (COMIG, 2003). As falhas de orientação preferencial SW/NE são cortadas por falhas e fraturas subverticais de direção preferencial SSE/NNW, estruturas estas que acomodam o sistema de drenagem responsável pela acentuada dissecação do relevo, onde se destacam vales encaixados, relevo escarpado e grandes fendas e cavidades (Figura 3).

A escarpa e o reverso desta elevação quartzítica teriam surgido pela ação da tectônica ressurgente, que formou um graben no contato entre a Megassequência São João del Rei e os metapelitos e filitos da Formação Prados, no limite leste/nordeste da Serra (SAADI et al., 1991).

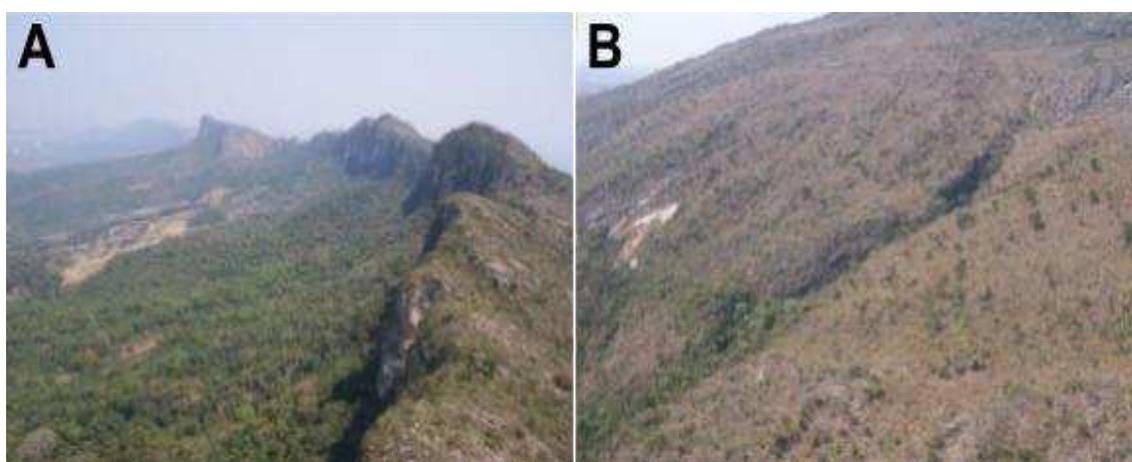


Figura 3 – (A) Escarpa de falha, face sul da Serra São José, visada NE/SW. (B) Drenagem encaixada em falhamento SSE/NNE, no reverso da face norte da Serra São José.

Solos

No maciço Serra São José, bem como em seus talus, predominam amplamente afloramentos de rochas quartzíticas e associado a elas, principalmente em áreas do topo e nos talus, são encontrados com singular alternância Neossolos Litólicos e Neossolos Quartzarênicos (Santos et al. 2018).

Os Neossolos Litólicos geralmente estão associados a relevos declivosos, sendo considerados como limitados ao crescimento radicular e propícios à erosão, uma vez que, são pouco profundos, não ultrapassando de 50 cm a soma dos seus horizontes, sobre as rochas. *“A fertilidade dessa classe de solos está condicionada à soma de bases e à presença de alumínio, sendo limitada na área dos estudos. Os teores de fósforo são baixos em condições naturais.”* (Cribb, et al., 2013).

Já os Neossolos Quartzarênicos, por apresentar a textura arenosa não possuem processos de erosão muito intensos, levando-se também em conta o relevo que se apresenta como plano ou suave ondulado a ondulado, apresentando como um dos atributos a “*cor amarelada uniforme abaixo do horizonte A, que é ligeiramente escuro*”. Essa classe de solos é mais profunda não sendo essa uma limitação física para o desenvolvimento radicular em profundidade, entretanto, o que pode limitar o desenvolvimento em profundidade é a presença reduzida de água, por se tratar de um solo arenoso. Há baixíssimo teor de fósforo e de micronutrientes e devido à textura arenosa, há grande lixiviação de nitrato (CRIBB, et al., 2013).

Clima e Vegetação

O clima da região enquadra-se no tipo Cwb, segundo a classificação de Köppen (1936), ou seja, subtropical moderado úmido, também chamado tropical de altitude (Carvalho et al., 1994). Com base em dados fornecidos pelo Clima Date (2023), a precipitação média anual é de 1.340 mm, sendo o período entre outubro a março como de maior pluviosidade.

A vegetação nativa da Serra São José pertence ao Bioma Cerrado e as fitofisionomias encontradas são o Campo Rupestre e Campo Cerrado, vegetação esta responsável pela incorporação de matéria orgânica encontrada nos sedimentos. É comum encontrar no Bioma Cerrado, ao longo do perfil horizontal da vegetação, áreas rupestres, capões de mata e áreas brejosas (Machado et al. 2004). Entretanto, a vegetação ainda mais comum é a formação aberta de árvores e arbustos baixos juntamente com uma vegetação de gramíneas. Também estão incluídas neste bioma várias outras tipologias vegetais, desde formações florestais até áreas de campos limpos (BRASIL, 1999).

Nas áreas de relevo arrasado moldado em rochas do embasamento cristalino, ou seja, desde o sopé das escarpas quartzíticas, predominam espécies do Bioma Mata Atlântica. Por outro lado, a vegetação a montante da entrada principal da Caverna do Galo apresenta indivíduos arbóreos de médio porte, com epífitas em abundância, pertencentes a espécies típicas de matas de galeria do Bioma Cerrado (Figura 4).



Figura 4 - Entrada principal da caverna do Galo. Ao fundo a vegetação arbórea, a montante da entrada. No primeiro plano, a forma prismática da entrada principal: cruzamento entre pontos de fraqueza horizontal em acamamento (traço vermelho), e vertical em fraturamento (traço amarelo).

2. METODOLOGIA

Mapeamento da caverna do Galo

Em etapas anteriores e posteriores ao mapeamento da caverna realizado in loco, foram desenvolvidos trabalhos de escritório para, na primeira etapa, efetuar-se o levantamento de dados bibliográficos e confecção de mapas base utilizando-se de imagens de satélite e mapas topográficos, momento em que foram definidas as áreas alvo para a prospecção no âmbito da Serra São José conhecida como “Serra Nova”, onde são encontradas cavidades naturais.

Na etapa de campo foi prospectado e explorado as áreas alvo, percorrendo-se preferencialmente drenagens e zonas de fraturas de maior porte, quando foi executado o cadastramento e a identificação de feições subterrâneas, tão bem como o reconhecimento e descrição das estruturas geológicas que influenciaram no modelamento do geoambiente da caverna. A Caverna do Galo foi mapeada em escala de 1:250, utilizando-se bússola Brunton e trena laser, seguindo o método de bases fixas (Day, 2002; Rubbioli & Moura, 2005) com grau de precisão BCRA 4C.

Na etapa pós-mapeamento foram executados trabalhos analíticos dos materiais coletados, assim como a integração dos dados físicos e geológicos colhidos nos trabalhos de campo.

Coleta dos sedimentos

Em janeiro de 2020 a caverna foi percorrida por uma equipe de espeleólogos capacitados, que já estudavam a caverna desde 2015 e o pacote de sedimentos (Figura 5) foi identificado. Desse, foram coletadas 17 amostras, da sua base para o topo, com espessura da camada de coleta das amostras variando entre 2 e 4 cm. Utilizou-se uma faca, uma fita métrica e saquinhos transparentes, obedecendo as normas técnicas para correta coleta e armazenamento das amostras do sedimento (Teixeira et al., 2017).



Figura 5: Pacote de sedimentos amostrado.

O pacote de sedimentos foi descrito, in situ em janeiro de 2020, com base em atributos morfológicos, ou seja, textura, composição mineralógica e cor dos sedimentos, ocasião em que foram coletadas 17 amostras. Estas amostras foram levadas ao Laboratório Integrado de Pesquisas Multiusuário das Vales do Jequitinhonha e Mucuri –

LIPEMVALE/ UFVJM, onde foram destorroadas, secas ao ar livre e analisadas quanto à granulometria, teor de carbono orgânico e a composição em termos de elementos maiores e traços (análise geoquímica).

Análise granulométrica dos sedimentos

A análise granulométrica foi realizada para quantificar os teores de argila + silte e das frações de areia muito grossa, grossa, média, fina e muito fina. O ensaio da granulometria teve por objetivo a obtenção da curva de distribuição do diâmetro dos grãos dos sedimentos, tornando-se possível classifica-los. O primeiro passo foi a secagem do material. Após serem espalhadas sobre o papel, as amostras permaneceram secando por um período de 6 dias em temperatura ambiente, até que estivessem prontas para o procedimento (Figura 6).



Figura 6: Processo de secagem das amostras de sedimento.

Em seguida, foram submetidas ao peneiramento a seco. Para esse procedimento foi utilizado um jogo de 7 peneiras com as malhas de 2,0mm, 1,0mm, 0,500 mm, 0,250mm, 0,125mm, 0,106mm e 0,053mm, um agitador de peneiras (Figura 7), com função de temporização e frequência e uma balança. Cada amostra foi submetida a uma frequência de 6 Hz por segundo de vibração e ondas em 8 minutos de agitação. Para realizar a troca de uma amostra para outra nas peneiras, essas foram cuidadosamente

limpas com pincéis e o recipiente de pesagem limpo com papel para que uma amostra não se misturasse à outra.



Figura 7: Agitador de Peneiras com temporizador e frequência.

Ao findar-se o peneiramento, foram pesadas individualmente e descritas. Para isso, foram utilizados um cone de papel, um recipiente plástico para pesagem, uma balança, um becker para acondicionamento do material acumulado nas peneiras, pincel, papel para limpeza dos recipientes, um bloco de anotações e caneta (Figura 8).



Figura 8: Processo de pesagem do material retido em cada peneira.

Em seguida, as anotações foram transcritas para o Excel, onde a granulometria de cada amostra foi representada em um gráfico individual (Anexo I).

Análise Estatística para obtenção dos Parâmetros da Distribuição Granulométrica

As amostras foram levadas ao Laboratório de Mineralogia/CGeo da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri para serem separadas através do peneiramento, utilizando-se a areia retida via seca e via úmida.

A fração granulométrica de cada amostra retida na peneira de 2 mm, foi lavada em água corrente e levada à estufa (105°C) para secagem do material. Então, de cada amostra foram selecionados aleatoriamente 100 grãos junto à lupa estereomicroscópica (Figura 9), utilizando-se um aumento de 20 vezes, para a identificação da composição mineral.

A partir de uma tabela comparativa de porcentagem foi então possível realizar a classificação dos minerais contidos em cada amostra. Os minerais foram classificados quanto à forma, grau de arredondamento e esfericidade dos grãos, conforme proposto por Powers (1953). Na sequência, foi realizada a determinação semiquantitativa do percentual de cada constituinte da amostra, que foi descrita posteriormente.



Figura 9: Lupa estereomicroscópica utilizada para análise mineralógica da fração areia.

Análise química de rotina (análise de solo)

A metodologia para a realização dessas análises foi obtida no Manual de Métodos de Análise de Solo (Teixeira et al., 2017).

Extração de Potássio (K), Fósforo (P), Cálcio (Ca) e Magnésio (Mg)

Para realizar a extração de K, P Ca e Mg, as amostras foram peneiradas (peneira de 2 mm), e separadas em alíquotas de 5 cm³, em béqueres (Figura 10), onde foi adicionado 50 ml de extrator Mehlich-1 (Figura 11). As amostras foram colocadas num agitador magnético (Figura 12), na faixa 220 rpm, com frequência de 50 Hz, por um período de 20 minutos. Após a agitação, permaneceram descansando por um período de 24 horas para decantar. Em seguida, foram pipetadas alíquotas de 5 ml para proceder a extração do Potássio (K) e Fósforo (P). A cada uma foi adicionado 5 ml de solução

preparada com 0,32 g de ácido ascórbico+ 40 ml de sulfomolibdica para se proceder então a extração.



Figura 10: Amostras dos sedimentos colocadas nos béqueres para extração de K, P, Ca e Mg.



Figura 11: Extrator Mehlich-1

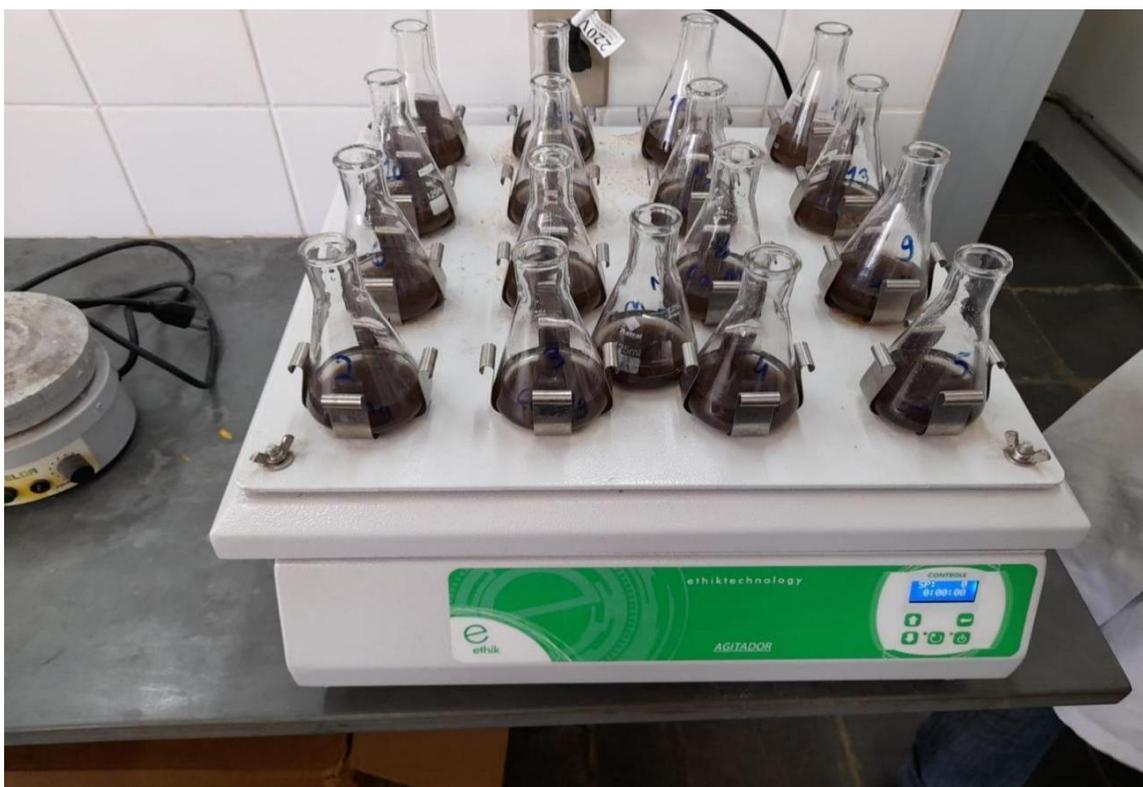


Figura 12: Agitação das amostras

Quantificação de Potássio (K), Fósforo (P), Cálcio (Ca) e Magnésio (Mg)

Os elementos K e P foram quantificados por fotometria de chama (Figura 13) e os elementos Ca e Mg foram quantificados por espectrofotometria de absorção atômica.



Figura 13: Equipamento utilizado para leitura do Potássio, Fósforo, Cálcio e Magnésio

Extração e quantificação do Alumínio trocável (Al)

Para determinar o alumínio por titulação, após a decantação de 10 cm³ das amostras em 50 ml de cloreto de potássio foi utilizada solução de NaOH 0,005 mol L⁻¹ como titulante e azul de Bromotimol como indicador do ponto de viragem (Claessen, 1997).



Figura 14: Determinação do Al trocável

Determinação do pH em água e em solução SMP

Para análise do pH em água foram utilizados 10 cm³ de amostra, adicionando-se 25 ml de água, em recipientes de plástico com capacidade de 100 ml. As amostras foram colocadas num agitador magnético, na faixa 220 rpm, com frequência de 50 Hz, por um período de 20 minutos. Após um repouso de 30 minutos, foram agitadas ligeiramente com um bastão de vidro e o eletrodo foi introduzido na suspensão homogeneizada para proceder a leitura do pH (Figura 15). O eletrodo foi lavado entre uma e outra análise com água destilada, com o auxílio de uma pisseta e enxugado delicadamente com papel absorvente. Após esse procedimento, com auxílio de uma pipeta 5 ml de solução SMP foi adicionado, novamente foram agitadas e o procedimento foi novamente realizado (Figura 16). Esse procedimento equivale a determinação do teor de AL.



Figura 15: Determinação do pH em água



Figura 16: Determinação do pH em solução SMP

Determinação do teor de carbono orgânico (C)

Os teores de carbono orgânico (C) foram determinados pelo método Walkley-Black (Defelipo & Ribeiro, 1981) a partir da oxidação da matéria orgânica.

3.5.6. *Quantificação da soma de bases (S), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação por bases (V%) e saturação por alumínio (m%)*

A S foi quantificada pela soma dos teores dos elementos Ca, Mg e K. A CTC foi quantificada pela soma dos elementos Ca, Mg, K, Al e H. A V% e a m% foram determinadas pelas seguintes fórmulas: $V\% = (S/CTC) \cdot 100$ e $m\% = (Al/Al+S) \cdot 100$.

3.6. Análise elementar dos sedimentos

Para a determinação da composição elementar, as amostras foram secas em estufa a 40°C. Posteriormente foram retirados raízes e outros fragmentos vegetais contaminantes, para homogeneização em almofariz de ágata.

Os teores totais de C, N, H e O foram determinados por combustão seca, em analisador elementar LECO® CHNS/O, modelo TruSpec Micro, onde os gases gerados foram quantificados em detector de infravermelho, no LIPEMVALE/UFVJM.

Para determinação dos teores de C, N, H e O, amostras de 2 a 4 mg foram pesadas em balança analítica Sartorius, de precisão de 0,001 mg, e acondicionadas em cápsulas de alumínio. Os teores de C, N e H foram determinados após a incineração das amostras por cinco minutos a 1075°C em tubo de quartzo. O teor de O foi determinado utilizando um módulo independente, com o tempo de análise de dois minutos, a uma temperatura de 1300°C.

Para a calibração de referência do equipamento foram utilizados os seguintes padrões, para determinação dos teores de O: Cistina (C% = 29,99; S% = 26,69; O% = 26,60; N% = 11,66 e H% = 5,03) e Sulfamatazina (C% = 51,78; N% = 20,13; S% = 11,52; O% = 11,50 e H% = 5,07 e). Para determinação dos teores de C, N e H foram usados os seguintes padrões: Solo (C% = 2,35; N% = 0,183 e S% = 0,028), Folha de Orquídea (C% = 50,40; H% = 6,22; N% = 2,28; e S% = 0,156) e Padrão 003 (C% = 11,05; H% = 1,36 e N% = 0,50).

3.7 Análise da composição geoquímica dos sedimentos

A determinação das concentrações elementares das amostras e do material inorgânico foi feita em um espectrômetro de fluorescência de raios-X por energia dispersiva, do modelo *Shimadzu* EDX-720, no Laboratório de Pesquisa Integrada dos Vales de Jequitinhonha e Mucuri – LIPEMVALE/UFVJM. Para a calibração do equipamento foi utilizado o padrão A-720 de composição conhecida. Para a verificação da calibração do equipamento, o resultado da análise do padrão deve apresentar concentração de Al maior que 80% e os elementos Sn e Cu devem ser detectados. Após a análise do padrão foi encontrado o seguinte resultado: Al = 98,55%, Sn = 1,06% e Cu = 0,16%. A calibração foi executada em dois pontos: para um elemento de alta energia (Sn) e para um elemento de baixa energia (Cu).

As amostras foram previamente homogêneas e acondicionadas em um filme de Mylar® de 6 µm de espessura, esticado no fundo de uma cela de polietileno com 32 mm de diâmetro externo e 23 mm de altura. Esta é uma técnica não destrutiva que pode ser aplicada diretamente na amostra sólida, sem exigir nenhum pré-tratamento químico (GUILD et al., 2017).

Foram determinadas as concentrações de silício (Si); enxofre (S); cobre (Cu); bromo (Br); vanádio (V); rubídio (Rb); alumínio (Al); potássio (K); titânio (Ti); estrôncio (Sr); nióbio (Nb); ítrio (Y) e ferro (Fe).

Foi feita a separação do material inorgânico, material mineral, por meio de incineração da amostra em mufla a 600°C (Anexo II).

Datações radiocarbônicas

Três amostras (amostras 14, 9 e 1, coletadas, respectivamente, a 37, 25 e 2 cm da base do pacote), foram selecionadas em função de sua posição no pacote de sedimentos e do conteúdo de carbono orgânico, e posteriormente datadas por ¹⁴C. O pré-tratamento das amostras consistiu na remoção manual de fragmentos contaminantes (Pessenda et al., 2009). As amostras foram enviadas ao Laboratório ¹⁴C (CENA/USP), onde foram submetidas à combustão na linha de síntese de benzeno para obtenção do CO₂, o qual foi encapsulado a vácuo e encaminhado para datação pela técnica de Accelerator Mass Spectrometry. Os resultados foram corrigidos para o fracionamento isotópico natural (-25‰) e apresentados em idade ¹⁴C convencional em anos antes do presente (AP) e em idade calibrada em anos de calendário, em intervalos com erro de 2σ.

Análises estatísticas

Os teores das frações granulométricas foram analisados empregando-se o pacote *G2Sd* (Fournier et al., 2014) no software R (R Core Team, 2021) A granulometria foi caracterizada pelo método dos momentos, sendo determinados o diâmetro médio geométrico, o desvio padrão geométrico, o coeficiente de assimetria e a curtose, a partir das distribuições granulométricas obtidas em cada camada.

Os resultados das análises granulométrica, geoquímica e o teor de C, H, N e O obtidos para as camadas amostradas foram empregados na análise de componentes principais para a visualização conjunta das variáveis (resultados das análises laboratoriais) e das observações (camadas amostradas). A análise de componentes principais também foi realizada no software R, empregando-se o pacote *factoextra* (Kassambara & Mundt, 2020) para construção da representação gráfica do *biplot*.

As datações radiocarbônicas e as profundidades das respectivas camadas foram utilizadas para obtenção do modelo idade x profundidade empregando-se o pacote *rbacon* (Blaauw et al., 2021) no software R. com a curva de calibração SHCal20 (Hogg et al., 2020).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Caverna do Galo e seu desenvolvimento

Os falhamentos de orientação SSE/NNW representam as estruturas geológicas delimitadoras da Caverna do Galo, sendo responsáveis também pelo desenvolvimento de outras cavernas e abrigos ao longo desta porção do reverso da Serra São José. As camadas que definem os planos estratigráficos mostram atitudes preferenciais com mergulho de 30° no sentido NNW, formando uma rampa parcialmente contínua (*dip-slope*) que acomoda uma série de canais intermitentes, responsáveis pela dissolução e abatimento de blocos do maciço quartzítico.

A caverna do Galo integra um sistema cárstico em rochas siliciclásticas com outras cavidades naturais identificadas no entorno. Sua entrada principal está localizada na encosta superior da vertente, acomodada na base de um anfiteatro em uma altitude de 1315 metros (Figura 17). Possui 142 m de projeção horizontal e 23 metros de desnível.

Seu volume é de 1452 m³ e sua área mapeada soma 538 m². Seu curso inicial tem sentido S-N por cerca de 20 metros, quando inflete para a direção E-W, inflexão formada em face da resistência das camadas dispostas ortogonalmente ao fluxo das águas meteóricas.

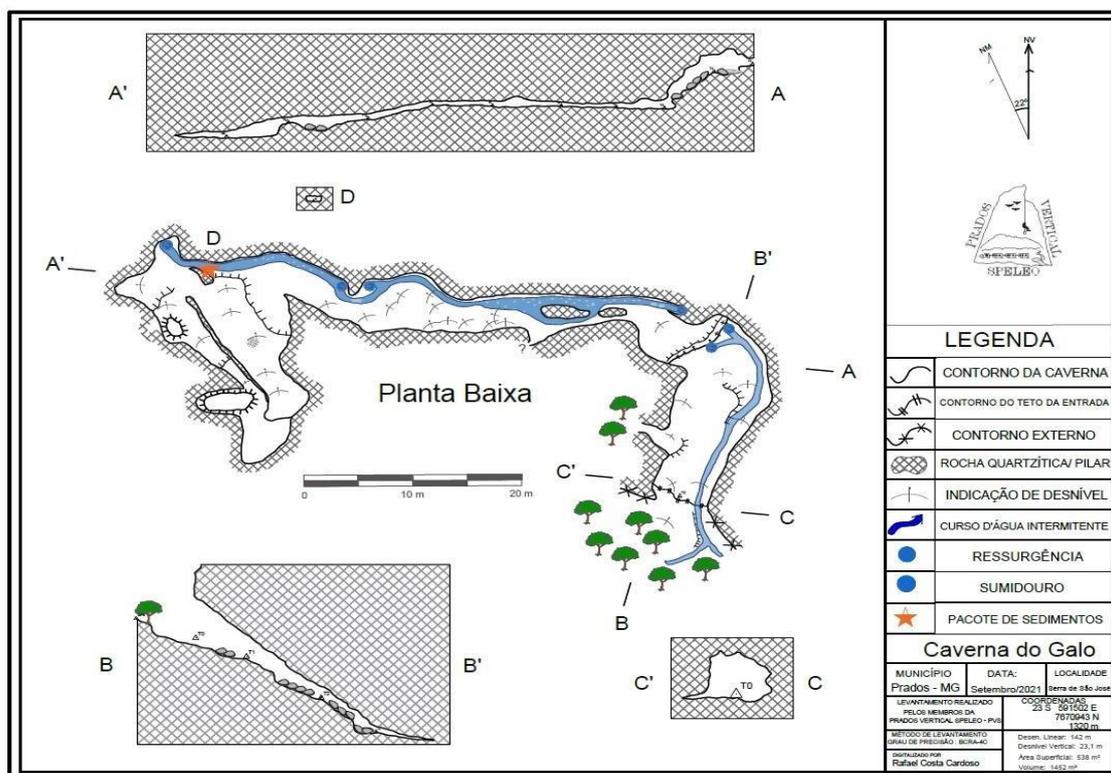


Figura 17 – Mapa da caverna do Galo.

É uma caverna epigênica, i. e., concebida quando as rochas já se achavam litificadas, deformadas e expostas às altitudes atuais, o que proporcionou a percolação de águas meteóricas por meio da rede de diáclases, contando com o componente gravitacional dado pelo forte desnível topográfico. Portanto, o gradiente hidráulico operou no processo de dissolução e fragmentação lenta das rochas (Travassos, 2019), para a formação das feições cársticas das cavernas da Serra de São José, a despeito de o quartzito ser uma rocha monominerálica de alta tenacidade em face de ter o quartzo como constituinte que, adicionalmente, mostra-se resistente ao intemperismo considerando a baixa solubilidade da sílica (Ford & Williams, 2007).

De acordo com esses autores, essas rochas podem desenvolver feições cársticas quando há presença de planos de acamamento associados a fraturas e quando não há competição com outras formas de erosão (como ciclos de congelamento e degelo),

permitindo que a água do escoamento superficial e subsuperficial exerça o trabalho de dissolução da rocha. A drenagem, que desenvolve as feições subterrâneas no interior da caverna, é bem-marcada e muito ativa no período chuvoso, com fluxo de água durante cerca de 7 a 9 meses do ano. A figura 18 apresenta a drenagem ativa no mês de maio de 2015 e o mesmo local com a drenagem inativa, em setembro de 2021.



Figura 18 – Contraste do fluxo de águas meteóricas no interior da caverna do Galo. A) Drenagem ativa entre estações topográficas T5 e T6 em maio de 2015 B) Drenagem inativa entre estações topográficas T5 e T6 em setembro de 2021.

A dinâmica erosiva e hídrica forma vários abrigos ao longo de toda a Serra São José. No entanto estas feições se acham maximizadas na face do relevo onde a Caverna do Galo está localizada devido, provavelmente, à maior intensidade do fluxo das águas superficiais e subterrâneas conduzidas pelas estruturas rúpteis geradas pelo falhamento regional NNW/SSE que corta as rochas nessa face da Serra. Na entrada principal da caverna do Galo (Figura 4) ressalta-se um amplo anfiteatro, sendo uma feição clássica para formações cárticas construídas pela ação das águas, considerando a sua atuação na interseção de fraturamentos e contatos litológicos distintos (que apresentam suscetibilidades diferente à dissolução, locais onde são maximizadas a dissolução e desintegração das rochas para a formação desses grandes anfiteatros naturais, sobretudo em domínios de quebras de relevo, tal qual o local onde a Caverna do Galo se inicia.

Uma característica observada na entrada da caverna é a presença de lentes centimétricas de filito entre espessas camadas de quartzito (Figura 19). Também foi observada uma mineralização nesse contato do quartzito com o filito, com presença de quartzo em veios e alteração da rocha matriz, quando há essa interação.

As diferenças de solubilidade e de resistência à erosão entre as camadas de quartzito e filito propicia a rápida desagregação deste último, por onde passa a percolar

as águas meteóricas e, uma vez criado o espaço apropriado para o fluxo contínuo das águas meteóricas bombeadas pela força da gravidade sobre o expressivo gradiente vertical, o fluxo das águas semiconfinadas pelos dutos criados acelera a desagregação mecânica dos minerais dos quartzitos e, no contínuo de uma certa parcela de tempo, o relevo cárstico é desenvolvido. Estruturas rúpteis presentes, como a fratura vertical que secciona as camadas no âmbito da Caverna do Galo, acelera a erosão local formando a sua entrada ampla e com forma prismática (Figura 4).



Figura 19 – A) Detalhe da parede à direita da entrada da caverna, com acamamento mais espesso composto por quartzito e acamamento mais estreito e erodido remontado à parede composta por filito; B) Detalhe do material siltoso disposto em lentes centimétricas. Materiais com durezas diferentes (quartzo/silte) permitem a erosão remontante da camada siltosa, abrindo caminho para dissolução da caverna.

Caracterização do pacote de sedimentos

Distante 137 m da entrada principal da Caverna do Galo se acha exposto um pacote de sedimentos, que preenche, da base ao teto, curva convexa da lateral norte da caverna. A posição do depósito relativo ao arranjo morfológico do local, sugere que a deposição dos sedimentos se deu onde o fluxo d'água foi interceptado pelo obstáculo natural, que impôs a diminuição da velocidade do fluxo, favorecendo a sedimentação do material em suspensão (Figuras 5 e 18). O pacote tem como dimensões: 2,5 m de comprimento; 0,47 m de altura (média); 0,50 m de espessura (média). O depósito de sedimentos se acha bem fixado no local onde foi gradualmente depositado, pois, independentemente de ter sido ou não parcialmente erodido, os fluxos de água atuais que o deixam submerso não o tem perturbado fisicamente.

A observação da presença de remanescentes de espuma natural no teto da caverna pouco tempo antes da realização de trabalho de campo (janeiro de 2020) e mesmo fragmentos orgânicos no pacote de sedimentos, comprovam que o ambiente se torna, episodicamente, submerso (Figura 18). Visitas posteriores ao local (setembro de 2021) comprovaram que o pacote de sedimentos não foi perturbado, permanecendo com a mesma morfologia e, portanto, assegurando a validade das informações para estudos sedimentológicos e paleoambientais (Twenhofel,1961; Bögli, 1980; Jennings,1985).

Caracterização morfológica

O pacote de sedimentos foi subdividido em 17 camadas, em função de sua cor, granulometria, plasticidade e teor de matéria orgânica. A caracterização morfológica das camadas está apresentada na Tabela 1 e na figura 20. Três camadas (1, 9 e 14), escolhidas em função de seus teores de matéria orgânica e posição no pacote (base, centro e topo), foram datadas por radiocarbono, conforme já mencionado.

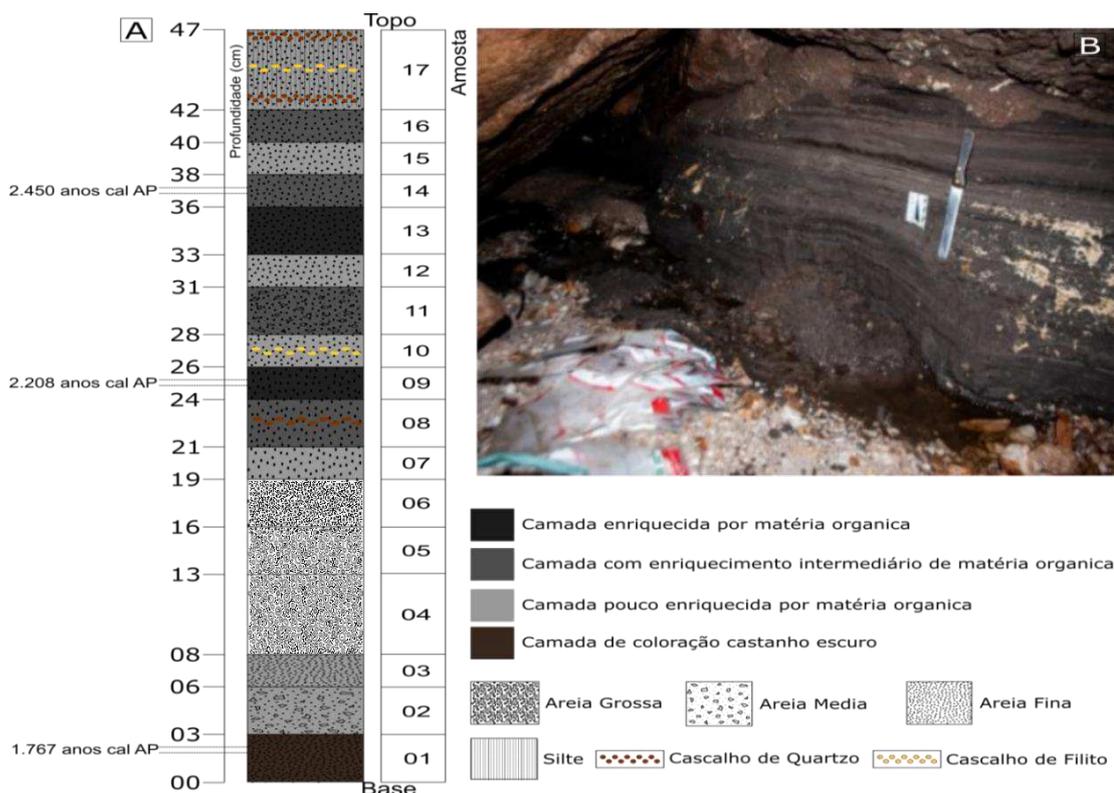


Figura 20 – A) Representação das litologias da coluna estratigráfica com indicação das idades radiocarbônicas; B) Imagem fotográfica do pacote de sedimentos da Caverna do Galo obtida em janeiro de 2020 (drenagem ativa). A espuma (pontos brancos) indica que o nível da água alcançou o teto da caverna pouco tempo antes do registro fotográfico

Granulometria dos sedimentos

Os sedimentos apresentaram composição granulométrica dominada por areia fina e média, somando com cerca de 67% do material entre 0,125 e 0,5 mm, em média (Tabela 2). As camadas superiores (36 a 47 cm) apresentaram maiores teores de areia grossa e muito grossa (média de 22,4% de material entre 0,5 e 2 mm nessas camadas contra 7,3% nas demais) e de cascalho (média de 8,6% de material acima de 2 mm nessas camadas contra 1,2% nas demais). Pela classificação de Folk (1954), quase todas as camadas se enquadram na classe de areia, exceto a camada de 24 a 26 cm, de granulometria mais fina e classificada como areia lamosa. O predomínio dessas frações no sedimento é explicado pelas características dos solos epígeos, que apresentam teores de areia de cerca de 90% ao longo de todo o perfil (Silva et al., 2004).

A granocrescência ascendente do depósito estudado pode indicar: (1) aumento da energia do fluxo sedimentar da base para o topo da unidade; (2) rejuvenescimento do relevo em face de reativação tectônica recente; (3) mudança nos tipos de sedimentos da área-fonte, ou seja, ao longo do tempo foram disponibilizados materiais mais grossos que, removidas da área-fonte, foram carregados para o interior da caverna.

Tabela 1- Características morfológicas das camadas sedimentares descritas no pacote de sedimentos da Caverna do Galo.

Coord.	Alt.	Amostra	Prof. (cm)	Cor úmida (Munsell)	Cor seca (Munsell)	Aspecto
21°03'36,40"S 44°07'08,49"W; 23k 591525E 7670937S	1315 m.s.m	17	42-47	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Presença de cascalho (anguloso < 3 cm diâmetro, quartzo e filito); silte; areia fina. Pouca matéria orgânica.
		16	40-42	Gley 1 2,5/N	Gley 1 4/N	Maior teor de matéria orgânica e maior plasticidade quando comparado ao anterior.
		15	38-40	Gley 1 2,5/N	Gley 1 3/N	Areia fina com presença de matéria orgânica.
		14	36-38	Gley 1 2,5/N	Gley 1 3/N	Material plástico, rico em matéria orgânica. Presença de areia fina.
		13	33-36	Gley 1 3/N	Gley 1 4/N	Presença de areia fina, com enriquecimento de matéria orgânica, em relação a camada anterior.
		12	31-33	Gley 1 3/N	Gley 1 4/N	Predomínio de areia fina, com empobrecimento de matéria orgânica.
		11	28-31	Gley 1 3/N	Gley 1 4/N	Presença de areia fina e média, com o enriquecimento de matéria orgânica, em relação a camada anterior.
		10	26-28	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Presença de cascalho (filito < 2 cm). Mais clara que a camada anterior.
		9	24-26	Gley 1 2,5/N	Gley 1 4/N	Material plástico com alto teor de matéria orgânica, quando comparado a todas as

					camadas anteriores. Presença de areia muito fina.
	8	21-24	Gley 1 4/N	Gley 1 5/N	Material mais claro que a camada anterior. Presença de areia fina e cascalho.
	7	19-21	Gley 1 3/N	Gley 1 4/N	Predomínio de areia fina. Material fino que a camada anterior
	6	16-19	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Predomínio de areia fina. Material fino que a camada anterior
	5	13-16	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Predomínio de areia grossa. Cor mais clara
	4	8-13	Gley 1 4/N	Gley 1 6/N	Predomínio de areia grossa. Cor mais clara
	3	6-8	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Predomínio de areia média e fina, com presença de matéria orgânica. Cor mais clara que a primeira camada.
	2	3-6	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Predomínio de areia média e fina, com presença de matéria orgânica. Cor mais clara que a camada anterior.
	1	0-3	Gley 1 3/N	Gley 1 5/N	Predomínio de areia média e fina, com presença de matéria orgânica. Cor castanha escura.

Cores Munsell - Gley 1 2,5/N: preta; Gley 1 3/N: cinza muito escura; Gley: 1 4/N: cinza escura; Gley 1 5/N: cinza.

Por outro lado, a distribuição dos valores de diâmetro médio geométrico, desvio padrão, coeficiente de assimetria e curtose ressaltou diversas diferenças entre as camadas sedimentares (Figura 21). O diâmetro médio geométrico apresentou apenas ligeira variação ao longo de quase todas as camadas da base e do centro do pacote, com diferenças mais marcantes somente nas camadas superiores, de 36 a 47 cm, onde os valores foram mais elevados, conforme indicado anteriormente pelos maiores teores de areia grossa e cascalho (Tabela 2). Essas camadas apresentaram também valores mais altos de desvio padrão geométrico (DPG), indicando mudanças no processo de sedimentação, possivelmente relacionadas à origem ou ao transporte (Nichols, 2009).

Valores maiores do DPG foram observados também nas camadas de 8 a 13 cm e de 24 a 26 cm. Todas as camadas possuem coeficientes de assimetria negativos, indicando distribuição de frequência assimétrica à esquerda, ou seja, com predomínio de menores valores, já que as frações predominantes foram de areias média e fina (Tabela 2).

Tabela 2 – Distribuição granulométrica (%) das camadas de sedimento amostradas no pacote de sedimentos da Caverna do Galo.

Camada (cm)	Cascalho	Areia muito grossa	Areia grossa	Areia média	Areia fina	Areia muito fina	Silte + argila
	> 2 mm	2 a 1 mm	1 a 0,5 mm	0,5 a 0,25	0,25 a 0,125	0,125 a 0,106 0,106 a 0,053	< 0,053 mm

				mm	mm	mm	mm	
42 a 47	10,6	6,9	11,3	20,9	26,6	4,9	11,4	7,4
40 a 42	12,2	13,0	18,5	23,6	19,0	3,3	7,8	2,7
38 a 40	6,2	3,7	7,3	27,0	38,0	5,2	10,2	2,4
36 a 38	5,6	12,8	16,2	24,3	25,2	4,2	8,7	2,9
33 a 36	0,1	0,3	1,6	24,8	56,1	6,0	9,5	1,8
31 a 33	0,2	1,3	4,1	31,6	48,9	5,1	7,6	1,3
28 a 31	0,7	2,3	8,5	37,5	40,9	3,7	5,4	1,0
26 a 28	2,7	0,5	1,9	31,0	51,0	4,6	7,1	1,1
24 a 26	2,0	10,8	12,0	13,1	23,8	6,5	22,4	9,3
21 a 24	2,5	0,6	2,1	23,3	50,2	6,5	12,5	2,4
19 a 21	1,1	1,6	5,9	33,8	43,5	5,0	7,8	1,2
16 a 19	0,4	1,3	4,6	30,7	50,4	4,8	7,0	0,9
13 a 16	0,3	1,3	7,8	32,8	46,0	4,2	6,4	1,1
8 a 13	3,5	2,8	8,1	22,8	36,9	6,2	13,9	5,8
6 a 8	0,4	0,8	2,6	20,6	53,9	6,4	11,6	3,7
3 a 6	0,6	2,0	4,3	22,1	42,9	7,5	17,2	3,2
0 a 3	0,8	1,4	4,8	26,4	46,2	6,4	10,9	3,2

A distribuição granulométrica de todas as camadas apresentou curvas leptocúrticas, com valores de curtose positivos, já que a fração areia fina apresentou amplo predomínio (41% em média) e o diâmetro médio geométrico situou-se justamente nessa fração para a maioria das camadas, originando curvas de distribuição com picos aguçados (Figura 21). Para as camadas superiores (36 a 47 cm) e para as camadas de 8 a 13 cm e de 24 a 26 cm, que também apresentaram maior desvio, a curtose foi menor, com curvas de distribuição granulométrica mais suavizadas, ou seja, maior frequência de frações mais finas (8 a 13 cm e 24 a 26 cm) ou mais grosseiras (camadas superiores). O coeficiente de assimetria foi marcadamente distinto apenas nas camadas de 6 a 8 cm e de 33 a 36 cm, que apresentaram teores mais baixos de areia grossa e muito grossa e cascalho (Figura 9).

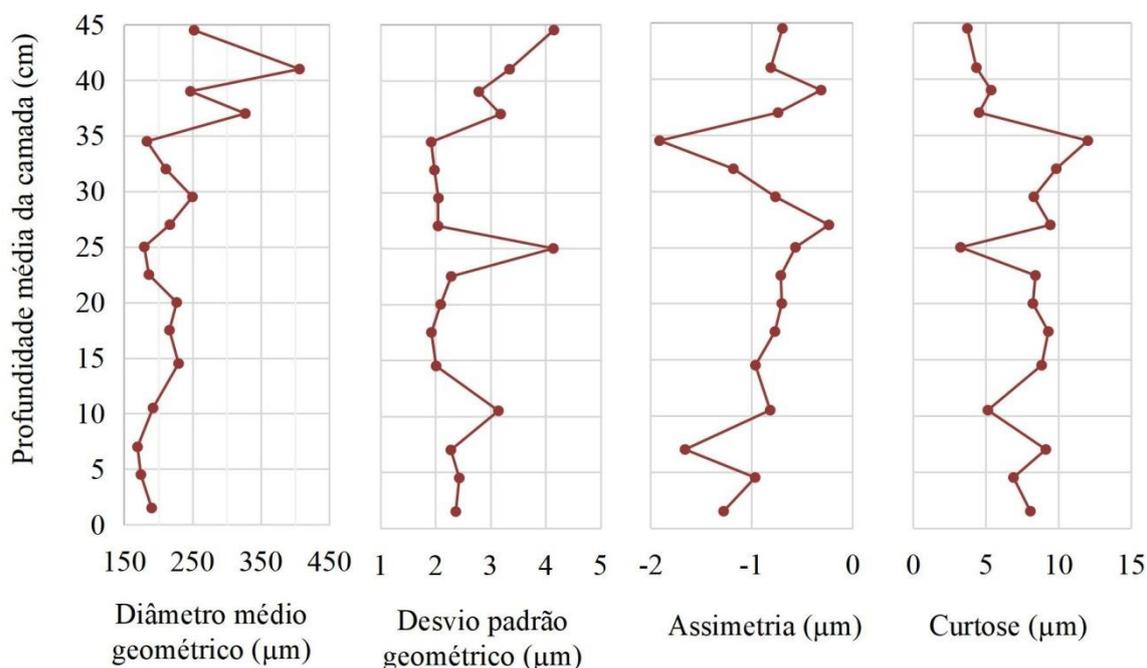


Figura 21 – Variação do diâmetro médio geométrico, do desvio padrão geométrico, do coeficiente de assimetria e da curtose para as camadas do pacote de sedimentos da Caverna do Galo.

A granulometria dos sedimentos (predomínio de areia, cascalho e silte) e o grau de seleção (em geral moderado) indicam que o pacote de sedimentos corresponde à fácies de canal, cujas características do material dependem fortemente do regime de fluxo e da fonte dos sedimentos, que são transportados predominantemente como carga de fundo (Bosch & White, 2007). O diâmetro médio geométrico da maioria das camadas (entre 150 e 250 μm) corresponde em geral à faixa de menores tensões críticas de cisalhamento no diagrama de Hjulstrom, possivelmente indicando que os solos epígeos arenosos (Silva et al., 2004) sofreram ação erosiva de baixa intensidade, já que velocidades de fluxo de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ seriam suficientes para a remoção dessas partículas, enquanto sua deposição ocorreria em velocidades inferiores a $0,02 \text{ m s}^{-1}$ (Nichols, 2009).

Os parâmetros relacionados à granulometria dos sedimentos indicaram mudanças no processo de sedimentação ao longo das camadas. As camadas do topo apresentaram granulometria mais grossa e menor grau de seleção (maior desvio e menor curtose), o que poderia indicar transporte por fluxos de água com maior velocidade (Nichols, 2009) e a menores distâncias, como pela mobilização de sedimentos de granulometria mais grossa já presentes no leito da caverna. De acordo com Bögli (1980),

os materiais de granulometria mais grossa, como cascalho e calhaus, são comumente autóctones. Já as camadas de 8 a 13 cm e de 24 a 26 cm também apresentaram menor grau de seleção, porém marcada pela maior presença de sedimentos com granulometria mais fina. Essa mudança no processo de sedimentação poderia estar relacionada ao escoamento superficial com menor velocidade ou maior tempo de permanência da água no leito de sedimentação (Nichols, 2009).

Mineralogia da fração areia

Na amostra 1, coletada na profundidade de 0 a 3 cm, foram identificados 93% de quartzo e os demais 7% foram identificados como minerais opacos a translúcidos. Os minerais translúcidos eram alongados e possuíam clivagem, identificados como turmalina ou rutilo. Os minerais oblados e opacos foram identificados como óxidos, dentre eles o óxido de manganês e o óxido de ferro.

Na profundidade de 3 a 6 cm (amostra 2) foram identificados 95% quartzo, 3% de minerais translúcidos alongados, com forma angular a sub angular, de coloração esverdeada, em placóides (turmalina ou silimanita), e 2% de minerais constituídos por óxidos de forma oblada e opacos.

A amostra 3 (profundidade de 6 a 8 cm), identificou-se 95% de quartzo, 3% de grãos translúcidos, com formas sub angulares a sub arredondados e 2% de óxidos opacos e oblados.

Na amostra 4 (profundidade de 8 a 13 cm) identificou-se 90% da fração de quartzo, 4% de óxidos opacos e sub arredondados e 6% de minerais translúcidos, com formas angulares a sub angulares.

Na amostra 5 (13 a 19 cm de profundidade) identificou-se 94% de quartzo, 2% de óxidos opacos e 4% de outros minerais, translúcidos, angulares a sub angulares, de coloração amarelada.

A amostra 6 (16 a 19 cm de profundidade) 95% dos minerais foram identificados como quartzo, 3% como outros minerais translúcidos sub angulares a sub arredondados e 2% como óxidos sub angulares.

Dentro do campo visual analisado na profundidade de 19 a 21 cm (amostra 7), 96% dos minerais correspondiam a quartzo, 2% a óxidos sub angulares e 2% a outros minerais translúcidos de coloração brunada, angulares a sub angulares.

Na amostra 8 (entre 21 e 24 cm de profundidade), 97% foram identificados como quartzo, 1% como óxido angular e 2% como outros minerais translúcidos, com características angular a sub angular.

Na amostra 9 (profundidade de 24 a 26 cm), 95% correspondiam dos minerais são quartzo, 2% a óxidos opacos e 3% a outros minerais translúcidos de coloração esverdeada, muito angular.

Na profundidade de 26 a 28 cm (amostra 10) 96% dos minerais correspondiam l quartzo, enquanto que 2% eram opacos e oblados e representavam os óxidos e 2% correspondiam a outros minerais alongados, possuíam clivagem, com características angulares a sub angulares.

No campo visual determinado, representando a profundidade de 28 a 31 cm (amostra 11), 94% dos minerais foram identificados como quartzo, enquanto 2% eram opacos e oblados, identificados como óxidos e 4% identificados como outros minerais possuíam características arredondadas a sub angulares e eram translúcidos.

A amostra 12 (31 a 33 cm), apresentou 97% de quartzo, 2% de minerais translúcidos alongados, angulares a sub angulares e 1% de óxidos opacos e oblados.

Na amostra 13 (profundidade 33 a 36 cm), 90% dos minerais foram identificados como quartzo, pois não possuíam clivagem, 3% eram opacos e sub angulares, identificados como óxidos e 7% possuíam forma arredondada a sub angular, sendo alguns placóides de coloração esverdeada, possivelmente uma turmalina.

A amostra 14, coletada entre 36 a 38 cm de profundidade, apresentou 91% de quartzo, 6% de óxidos, opacos e sub angulares e 3% de outros minerais, forma angular a sub angular, cuja coloração, marron-amarelada.

A amostra 15 (38 a 40 cm de profundidade), era composta de 93% de quartzo, 2% de óxido opaco e 5% de minerais translúcidos em tons amarronzados, constituídos por grãos de sub arredondados a sub angular oblados, alguns apresentando maior fragilidade.

Na profundidade 40 a 42 cm (amostra 16), o quartzo constituía 95% do total, 3% foram identificados como óxidos opacos angulares e os translúcidos somavam 2%, sendo esses, angulares a sub angulares.

Na amostra 17 (profundidade de 42 a 47 cm), 90% eram quartzo, 1% óxidos opacos angulares e 9% minerais translúcidos, alguns sub angulares e a maioria angular oblados.

A tabela 3 representa a porcentagem mineral constituinte de todas as amostras.

Tabela 3: Quantificação dos minerais identificados na fração areia.

Profundidade	Quartzo	Outros Minerais	Óxidos
cm	%	(Turmalina, Rutilo e Silimanita)	%
	%	%	%
47 a 42	90	9	1
42 a 40	95	2	3
40 a 38	93	5	2
38 a 36	91	3	6
36 a 33	90	7	3
33 a 31	97	2	1
31 a 28	94	4	2
28 a 26	96	2	2
26 a 24	95	3	2
24 a 21	97	2	1
21 a 19	96	2	2
19 a 16	95	3	2
16 a 13	94	4	2
13 a 8	90	6	4
8 a 6	95	3	2
6 a 3	95	3	2
3 a 0	93	4	3

Quanto a composição mineralógica da fração areia, as amostras apresentam mineralogia uniforme, com dominância do quartzo hialino (90 a 97%), muito resistente ao intemperismo. As camadas entre 33 e 36 cm e entre 42 e 47 cm apresentaram os menores teores e a camada entre 21 e 24 cm e entre 31 e 33 cm apresentaram os maiores teores de quartzo (Tabela 3). O quartzo constituinte das frações em geral não possui clivagem, apresenta-se na forma oblada, com grãos angulares a sub angulares, indicando que não houve um retrabalhamento sedimentar, por ser originário do intemperismo de rochas localizadas na área próxima ao local de estudo e não ter sido transportado de uma área muito distante, sendo assim, pouco retrabalhados no processo sedimentar.

O teor de óxidos variou de 1 a 6 %, sendo mais elevado na camada de 36 a 38 cm (Tabela 3). O teor de minerais translúcidos (turmalina, rutilo e silimanita) oscilou entre 2 e 9% (Tabela 3), sendo mais elevado no topo de pacote de sedimentos (42 a 47 cm). Esses minerais são encontrados em rochas metamórficas como o filito (Noce, 1988), uma das litologias da Sequência Tiradentes, que embasa o local dos estudos (COMIG, 2003).

Os óxidos de Fe e Mn são mais resistentes ao intemperismo e podem ser provenientes tanto das rochas quartzíticas como os metaconglomerados também podem

apresentar óxidos residuais (ROSSI, 2010) e estão associados à mineração do ouro. Em uma pesquisa desenvolvida acerca dos quartzitos e metaconglomerados auríferos na Serra da Boa Vista, no Quadrilátero Ferrífero, Rossi (2011) estimou que, mesmo havendo forte concentração de ouro nos veios de quartzo, o volume do metal é muitas vezes maior na forma detrítica e nos metaconglomerados. Na crosta do ouro foram encontradas quantidades expressivas de óxidos, principalmente de Fe.

A turmalina apresenta a seguinte composição química $[\text{Na}(\text{Mg,Fe,Li,Mn,Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3 \text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH,F})_4]$, a silimanita (Al_2SiO_5) e o rutilo (TiO_2). Silva et al., (2004), estudando paleossolos do platô da Serra São José, situado a montante da Caverna do Galo, encontrou teores significativos de Fe, Mn, Al e Ti em camadas desses solos, que podem ser originados do intemperismo da turmalina, do rutilo, da silimanita e dos óxidos.

pH dos sedimentos

O pH caracterizou-se como ácido em todas as camadas amostradas, sendo o pH em água sempre abaixo de 5 (entre 2,85 e 4,54) (Tabela 4). Silva et al. (2004), estudando paleossolos situados em um platô a montante da Caverna do Galo obteve valores de pH sempre ácidos, mas superiores aos obtidos nas camadas de sedimento estudadas. O pH das camadas dos paleossolos oscilou entre 4,5 e 6,3.

Tabela 4: Valores de pH em água

Profundidade cm	pH Água
47 a 42	3,65
42 a 40	3,46
40 a 38	3,87
38 a 36	3,61
36 a 33	3,46
33 a 31	2,85
31 a 28	4,54
28 a 26	3,81
26 a 24	3,48
24 a 21	3,90
21 a 19	3,30
19 a 16	4,43
16 a 13	3,97
13 a 8	4,03

8 a 6	4,24
6 a 3	3,76
<u>3 a 0</u>	<u>3,94</u>

Análise química de rotina dos sedimentos

Os teores de P foram muito baixos, oscilando entre 1,3 e 3,0 mg kg⁻¹ de sedimento. Os teores de Ca²⁺, Mg²⁺ e K⁺ também foram muito baixos, variando, respectivamente entre 0,41 e 0,30, entre 0,09 e 0,04 e entre 0,023 e 0,067 cmol_c kg⁻¹ de sedimentos, refletindo nos baixos valores de S, entre 0,53 e 0,37 cmol_c kg⁻¹ de sedimentos. (Tabela 5).

Tabela 5: Teores de Matéria orgânica (MO), de P disponível, de elementos do complexo sortivo e valores de S, CTC, V e m.

Prof. cm	MO dag kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H+Al	S	CTC	V	m
47 a 42	1,27	1,9	0,36	0,05	0,032	0,01	0,80	0,46	1,26	5,41	2,14
42 a 40	2,93	3,0	0,32	0,05	0,035	0,04	3,68	0,45	4,13	1,20	8,23
40 a 38	2,01	1,6	0,41	0,08	0,032	0,01	1,17	0,53	1,70	4,34	1,85
38 a 36	3,09	2,0	0,35	0,08	0,032	0,04	3,37	0,48	3,85	1,41	7,68
36 a 33	1,24	1,3	0,32	0,04	0,024	0,01	1,00	0,39	1,39	3,79	2,48
33 a 31	0,73	1,5	0,30	0,05	0,023	0,01	0,91	0,39	1,30	4,10	2,51
31 a 28	1,09	2,2	0,27	0,05	0,024	0,01	1,50	0,38	1,88	2,45	2,60
28 a 26	0,60	5,2	0,25	0,03	0,030	0,01	0,77	0,41	1,18	5,13	2,36
26 a 24	5,09	2,6	0,28	0,06	0,042	0,05	5,56	0,41	5,97	0,72	10,99
24 a 21	0,86	2,2	0,32	0,09	0,043	0,01	0,82	0,47	1,29	5,39	2,10
21 a 19	1,17	1,8	0,25	0,07	0,023	0,01	1,16	0,37	1,53	3,07	2,66
19 a 16	1,01	1,5	0,39	0,07	0,024	0,01	0,83	0,50	1,33	5,67	1,97
16 a 13	0,96	2,5	0,33	0,05	0,025	0,01	1,22	0,44	1,66	3,50	2,20
13 a 8	0,58	2,9	0,32	0,05	0,025	0,03	2,67	0,44	3,11	1,63	6,34
8 a 6	1,45	2,2	0,24	0,04	0,025	0,01	1,03	0,34	1,37	3,18	2,88
6 a 3	1,01	2,5	0,30	0,05	0,044	0,01	1,37	0,41	1,78	2,93	2,36
3 a 0	1,45	2,6	0,30	0,06	0,067	0,01	2,18	0,43	2,61	1,92	2,29

Os teores de Al³⁺ trocável variaram entre 0,01 e 0,05 cmol_c kg⁻¹ de sedimento e, assim como os valores de H+Al (entre 5,56 e 0,77 37 cmol_c kg⁻¹ de sedimento), foram

mais elevados nas camadas com teores mais elevados de matéria orgânica. Todos esses resultados também influenciaram nos valores de CTC, V% e m%, que foram muito baixos, respectivamente entre 5,97 e 1,26 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ de sedimento, entre 5,41 e 0,72% e entre 10,99 e 1,85%, sendo que a CTC e a m% são mais elevadas nas camadas mais ricas em matéria orgânica (Tabela 5).

Silva et al. (2004), estudando paleossolos de um platô a montante da Caverna do Galo também obteve baixos valores de CTC, com exceção das camadas mais ricas em matéria orgânica. Os solos arenosos cuja estrutura é formada basicamente de grãos de quartzo são de baixa fertilidade, altamente suscetíveis à erosão, apresentam drenagem excessiva, são álicos e a capacidade de troca catiônica desses solos depende quase que exclusivamente da matéria orgânica, que, por sua vez aumenta a CTC e complexa o alumínio (SPERA, 1999 e SILVA et al., 1994).

Análise elementar

Os teores de C são menores que 1% em 14 das 17 camadas de sedimentos. Apenas em 3 camadas o teor de C é maior que 1% e na camada de 26 a 24 cm alcança o maior valor (3,08%). Os teores de N são sempre menores que 0,26%, os de H oscilam entre 0,70 e 0,95% e os de O variam entre 4,45 e 3,71% e são mais elevados nas camadas mais ricas em C (Tabela 6). As correlações entre C e H, N e H e N e O são baixas (menores que 0,42) e as correlações entre C e O e C e N são intermediárias (maiores que 0,50). A maior correlação foi obtida entre C e N (0,67). Normalmente o aumento dos teores de C em solos e sedimentos é acompanhado pelo aumento dos teores de N e O (GAMA-RODRIGUES, 2004). Aventou-se a hipótese de que a camada mais rica em C (26 a 24 cm), que se destaca das demais em termos desse elemento, estivesse relacionada ao guano de morcego, uma vez que o guano é rico em C, N e P. Salgado (2011) encontrou, em 12 depósitos de guano de cavernas do Distrito Federal, valores médios de C, N e P respectivamente de 21,1, 4,0 e 9,6% e razão C/N média de 5,4. Porém, na camada de 26 a 24 cm os teores de P (Tabela 5) e N (Tabela 6) são muito baixos e a razão C/N é a maior de todas as camadas de sedimento (12,4 - Tabela 6) e mais do dobro da encontrada por Salgado (2011).

Tabela 6: Teores de N, C, H e O dos sedimentos

Profundidade	C	N	H	O	Razão C/N
cm	%				
47 a 42	0,72	0,21	0,78	4,14	3,5
42 a 40	1,65	0,19	0,79	4,27	8,5
40 a 38	0,32	0,13	0,95	3,71	2,4
38 a 36	1,27	0,14	0,84	4,45	9,3
36 a 33	0,28	0,15	0,70	4,11	1,8
33 a 31	0,32	0,11	0,68	3,87	2,9
31 a 28	0,35	0,09	0,80	4,13	4,1
28 a 26	0,41	0,15	0,94	4,21	2,7
26 a 24	3,08	0,25	0,93	4,24	12,4
24 a 21	0,32	0,19	0,83	3,99	1,7
21 a 19	0,38	0,12	0,75	3,82	3,2
19 a 16	0,31	0,07	0,81	3,83	4,4
16 a 13	0,33	0,11	0,71	3,99	3,1
13 a 8	1,00	0,15	0,77	4,43	6,8
8 a 6	0,24	0,13	0,74	4,21	1,9
6 a 3	0,57	0,13	0,81	4,15	4,5
3 a 0	0,93	0,10	0,90	4,17	9,8

Os teores de C acompanharam as tendências observadas na distribuição granulométrica e na composição geoquímica (Tabela 6). Nas camadas superiores do pacote de sedimentos, que apresentaram maiores teores de C, a variação acompanhou o diâmetro médio geométrico. Nessas camadas, os maiores teores de C estiveram associados ao material de granulometria mais grossa. Eventos mais intensos de precipitação e escoamento superficial teriam transportado e depositado sedimentos de granulometria mais grossa e fragmentos orgânicos, que posteriormente foram humificados. A camada de 24 a 26 cm apresentou o maior teor de C (3,08 %). Essa camada apresentou maior contribuição de material de granulometria fina, possivelmente associado a inundação mais duradoura do local, porém provavelmente sob influência de eventos de precipitação de menor intensidade e maior duração.

Análise geoquímica dos sedimentos

A análise geoquímica detectou a presença de 22 elementos, sendo 17 deles em camadas alternadas e em concentrações menores que 0,2% (Anexo II). Apenas os elementos Si, Al, Fe, K e Ti foram encontrados em todas as camadas, em concentrações significativas.

A variação da composição geoquímica ao longo das camadas indicou a contribuição de diferentes materiais (Figura 22), sendo bastante marcante a associação entre os picos de Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 e Fe_2O_3 nas camadas de 6 a 8 cm, de 24 a 26 cm, de 33 a 36 cm e de 42 a 47 cm. Nessas camadas, os teores de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O foram em média 56%, 33% e 5,9% contra 70,7%, 23,3% e 3,5% nas demais camadas. Essas diferenças provavelmente se devem à maior contribuição de filito, uma vez que esta rocha apresenta elevados teores de moscovita [$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$], cuja composição química ideal seria 45,2% de SiO_2 , 38,4% de Al_2O_3 e 11,8% de K_2O (Radoslovich, 1960). Nas camadas de 42 a 47 e de 40 a 38 cm os teores de turmalina, rutilo e silimanita, ricos em Fe, Ti e Al, foram os mais elevados (Tabela 3).

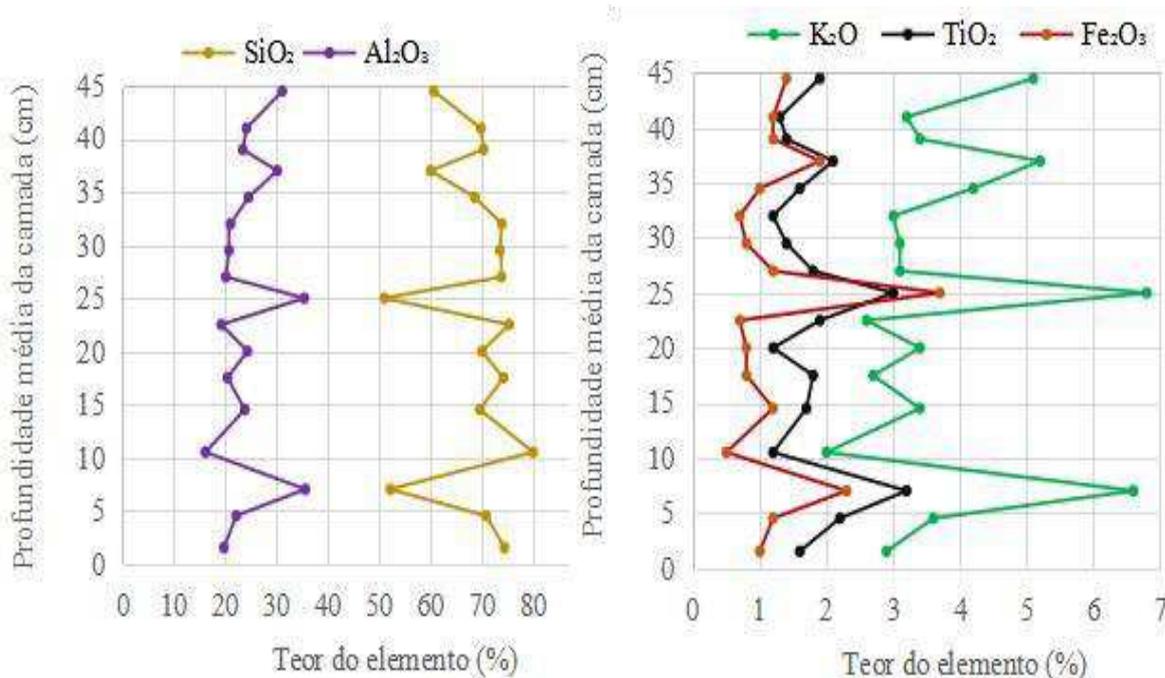


Figura 22 – Composição geoquímica das camadas do pacote de sedimentos da Caverna do Galo.

A distribuição dos pontos no biplot da análise de componentes principais (Figura 23) indica períodos de instabilidade na deposição de sedimentos, com mudanças marcantes tanto na composição geoquímica quanto na distribuição granulométrica. As quatro camadas superiores localizaram-se em um mesmo quadrante, associado a

maiores teores de cascalho (todas as camadas de 36 a 47 cm), menores teores de areia fina e, conseqüentemente, menor curtose e maior desvio padrão. Contudo, mesmo as camadas mais homogêneas em relação às demais em termos de granulometria apresentaram diferenças na composição geoquímica, com maior contribuição de filito (maiores teores de Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 e Fe_2O_3), como nas camadas de 36 a 38 cm e de 42 a 47 cm. Essas diferenças podem indicar ciclos de deposição afetados principalmente por material proveniente de locais próximos ou do próprio leito da caverna, com transporte ora de material mais quartzoso, ora mais rico em filito.

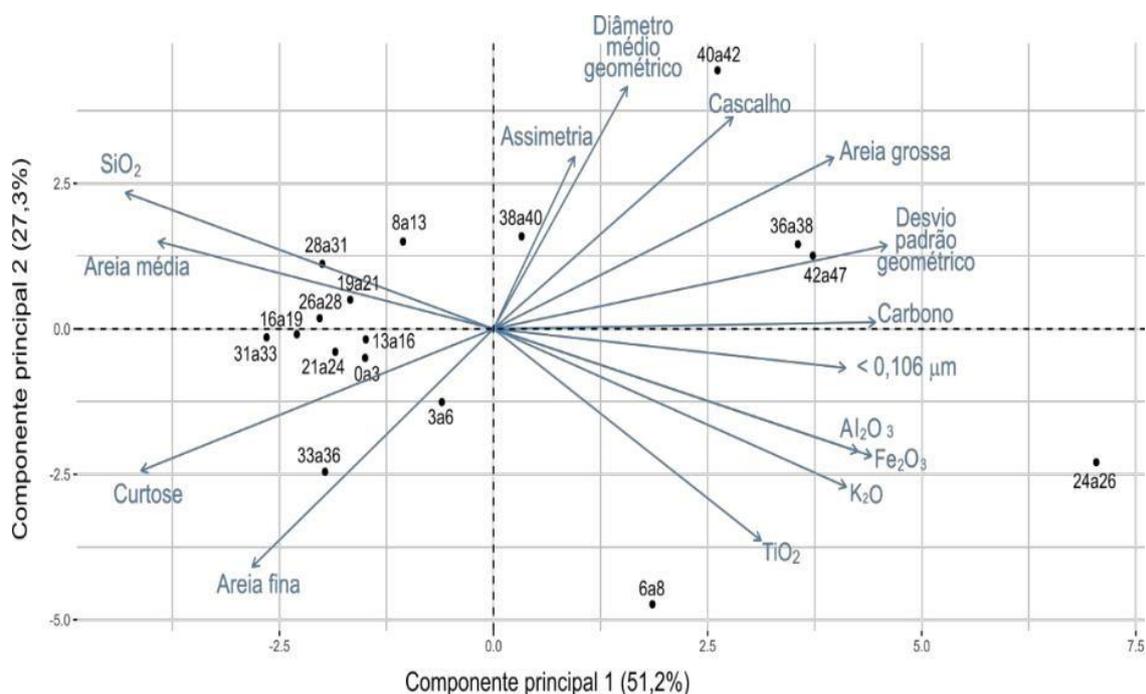


Figura 23 – Biplot da análise de componentes principais para distribuição granulométrica, composição geoquímica e teor de C (variáveis indicadas por setas) nas diferentes camadas de sedimento (profundidades, em cm, indicadas junto aos pontos das observações) da Caverna do Galo. Areia fina: 0,106-0,25 mm. Areia média: 0,25-0,5 mm. Areia grossa: 0,5-2 mm.

As camadas abaixo de 36 cm apresentaram em geral maior homogeneidade entre si, permanecendo agrupadas em decorrência do amplo predomínio de areia média e fina e dos teores mais elevados de SiO_2 em detrimento dos demais elementos. Essa estabilidade dos ciclos de sedimentação, em termos de fontes e dinâmica de transporte e deposição, foi marcadamente alterada apenas nas camadas de 6 a 8 cm e de 24 a 46 cm. A camada de 6 a 8 cm diferenciou-se principalmente pela maior contribuição de filito (maiores teores de Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 e Fe_2O_3), porém a distribuição granulométrica não foi tão distinta, indicando mudanças principalmente na fonte de sedimentos e não tanto no processo de transporte (velocidade do escoamento superficial e dinâmica de

sedimentação). Já a camada de 24 a 26 cm foi marcadamente distinta das demais tanto na composição geoquímica (maiores teores de Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 e Fe_2O_3) quanto na distribuição granulométrica (granulometria mais fina, com 31,7% das partículas com diâmetro inferior a 0,106 mm). Essa camada possivelmente foi depositada sob condições com maior tempo de residência da água nessa porção da caverna, possibilitando a deposição de partículas mais finas.

Datações radiocarbônicas e dinâmica da sedimentação

De acordo com o resultado obtido relativo a datação das amostras (Tabela 7), entende-se que ocorreu contaminação das camadas inferiores, uma vez que, de acordo com Springer (2019), os sedimentos são depositados em leitos sedimentares, de forma plana, de baixo para cima. Devido às características da caverna, a deposição dos sedimentos mais recentes se dá pela inundação do local e sedimentação sobre as camadas mais antigas. Como o escoamento superficial carrega matéria orgânica em solução e suspensão, ao infiltrar-se no material arenoso essa carga orgânica é depositada. Assim, essa deposição é muito mais frequente nas camadas inferiores, que não dependem da ocorrência de eventos de precipitação tão intensos para receberem esse aporte orgânico. Com isso, a camada mais profunda apresentou menor idade (1.767 anos cal AP), enquanto a camada superior apresentou maior idade (2.450 anos cal AP).

Tabela 7. Datações radiocarbônicas de amostras coletadas na Caverna do Galo.

Prof. (cm)	CENA/ Amostra	Idade (anos AP)	Idade calibrada (anos cal AP)	Idade média calibrada (anos cal AP)	Taxa de sedimentação (mm ano^{-1})
37	CENA 1325/01*	2.481 ± 28	2.356 – 2.543	2.450	-0,50
25	CENA 1326/09	2.274 ± 28	2.139 – 2.276	2.208	-0,52
2	CENA 1327/14	1.869 ± 33	1.699 – 1.834	1.767	

*Laboratório 14C – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

As taxas de sedimentação (Tabela 7), mesmo negativas, mostram claramente que há necessidade de eventos de precipitação mais intensos para que os sedimentos fossem depositados nas camadas superiores. Estes resultados estão de acordo com a

granulometria mais grossa destas camadas (Tabela 2) e com a análise de componentes principais, que agrupou em um quadrante as camadas acima de 36 cm (Figura 23).

Silva et al. (2004) dataram por ^{14}C camadas de 2 perfis de solos do topo da Serra São José, situados a cerca de 200 m da entrada da Caverna do Galo, a 1.360 m de altitude. Um dos perfis, classificado como Neossolo Flúvico Psamítico típico (Santos et al., 2018), apresentou várias camadas arenosas entremeadas a camadas arenosas enriquecidas com matéria orgânica, resultado de sucessivos ciclos de deposição laminar, com morfologia semelhante ao pacote de sedimentos deste estudo. As taxas de sedimentação deste perfil variaram de 1,8 a 3,6 mm ano⁻¹ e a idade radiocarbônica da camada situada a 105 cm foi de 390 anos AP. O outro perfil, um Paleossolo (Neossolo Flúvico Psamítico típico) apresentou idade radiocarbônica da camada de 175 cm de 24.165 anos cal AP e taxas de sedimentação muito variadas, entre 0,02 e 3,5 mm ano⁻¹, porém os valores mais elevados foram obtidos nas camadas mais superficiais, mais recentes. Estes dados nos permitem inferir que as taxas de sedimentação na superfície da Serra São José também estão relacionadas com a intensidade e duração de eventos de precipitação.

Em estudos de reconstituição ambiental realizados na Serra do Espinhaço Meridional (MG), a 300 km do local deste estudo, utilizando análises multi-proxy (isótopos de C e N, fitólitos, polens, geoquímica, estratigrafia), foram obtidas várias evidências de mudanças climáticas durante o Holoceno (Horák-Terra et al., 2015; 2020; Costa, 2018; Machado et al., 2021), com períodos de maior umidade e temperaturas mais elevadas ou mais baixas e períodos mais secos com temperaturas mais elevadas.

O D10 médio calculado foi de 91 μm (D10 corresponde ao diâmetro médio abaixo do qual passam apenas 10% das partículas). Assim, o tempo de sedimentação para 90% das partículas seria inferior a um minuto, em média, de acordo com a Lei de Stokes. Então, o tempo de residência da água no final da Caverna do Galo precisaria ser bem pequeno para possibilitar a deposição dos sedimentos. Nesse caso, o que provavelmente exerce maior influência no processo de sedimentação é a vazão de entrada do escoamento superficial, que deve superar a vazão de saída no sumidouro ao final da caverna para preencher o fundo da cavidade, onde o pacote de sedimentos se localiza. Supondo um tempo de concentração de 10 minutos para a bacia de contribuição da caverna e um volume de 230 m³ para a seção final, onde o pacote de sedimentos se assenta, seria necessária uma chuva com intensidade de 88.8 mm h⁻¹ para preencher essa cavidade final da Caverna do Galo e submergir completamente o pacote

de sedimentos. De acordo com a equação de chuvas intensas estimada por Bello (2018) para o município de São João Del Rei, essa chuva teria tempo de retorno de apenas 1 ano, ou seja, o pacote de sedimentos poderia ser submerso anualmente pelo escoamento superficial. Essa hipótese é corroborada pelas observações feitas in loco da presença de espuma e sinais de passagem de água indo até a porção superior do pacote de sedimentos (Figuras 5 e 18).

Supondo-se que a camada superior não tenha sofrido contaminação por matéria orgânica mais recente e que sua idade seja de fato de 2.450 anos, pode-se estimar a “idade real” das demais camadas considerando uma taxa de contaminação uniforme (linear) ao longo de todo o pacote, uma vez que que o modelo idade x profundidade (Figura 24) indica essa tendência linear de distribuição das idades.

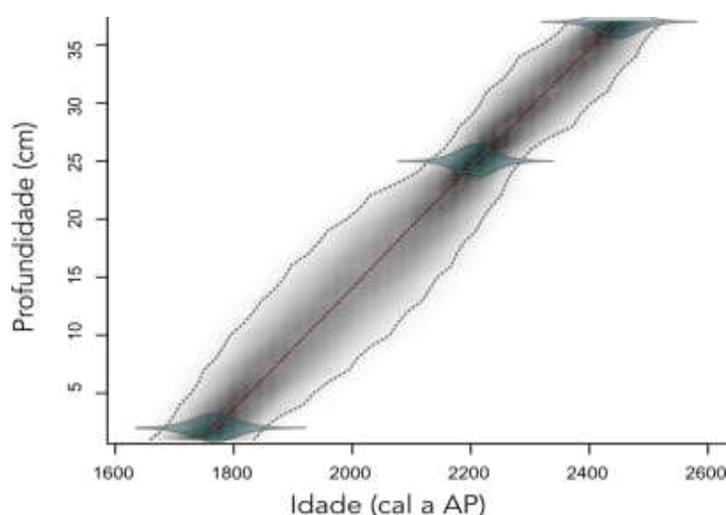


Figura 24 – Modelo idade x profundidade para o pacote de sedimentos da Caverna do Galo.

Supondo que chuvas com intensidade de 20 mm h^{-1} , 30 mm h^{-1} e 40 mm h^{-1} seriam suficientes para submergir as camadas de 2, 25 e 37 cm e considerando a distribuição de eventos de precipitação obtidos na Estação Meteorológica Automática de São João Del Rei para o período 2007-2020 (Tabela 8), as camadas de 37, 25 e 2 cm teriam sofrido respectivamente 1.750 (10 eventos em 14 anos, 1.750 em 2.450 anos), 4.416 (28 eventos em 14 anos, 4.416 eventos em 2.208 anos) e 12.631 eventos de inundação (100 eventos em 14 anos e 12.621 eventos em 1.767 anos). Considerando o Método Racional de estimativa do escoamento superficial (com coeficiente de escoamento igual a 0,3 e área da bacia de 5,18 ha), esses eventos seriam capazes de drenar para o interior da caverna 51,8, 77,7 e 103,6 m^3 de água, que seriam capazes de

inundar uma área de 2.590 m² com 2 cm de profundidade, 311 m² com 25 cm de profundidade e 280 m² com 37 cm de profundidade.

Tabela 8 – Ocorrência de eventos de precipitação de acordo com a intensidade na Estação Meteorológica Automática de São Joao Del Rei (A514).

Intensidade da precipitação	Eventos (2007-2020)	Eventos/ano
>50 mm/h	3	0,2
40-50 mm/h	7	0,5
30-40 mm/h	18	1,4
20-30 mm/h	72	5,5
Soma	100	7,7

Considerando a proporção de eventos entre camadas igual a 1:2,52:7,21 (1.750 eventos a 37 cm, 4.416 eventos a 25 cm e 12.631 eventos a 2 cm) e a idade de 2.450 anos cal AP para a camada de 37 cm, multiplicando-se a idade encontrada vezes a proporção de eventos entre as camadas, a idade das demais camadas foram estimadas em 5.554 anos cal AP para a camada de 25 cm e 12.740 anos para a camada de 2 cm, com taxas de sedimentação de 0,032 mm ano⁻¹ (entre 2 e 25 cm) e de 0,039 mm ano⁻¹ (entre 25 e 37 cm). Essas idades e taxas de sedimentação estão em consonância com os valores encontrados por Silva et al. (2004) para solos da Serra São José.

Importante analisar que as idades inferidas podem estar relacionadas a mudanças climáticas holocênicas. A elevação das temperaturas e o aumento da umidade na transição Pleistoceno/Holoceno (Horak-Terra et al., 2015; Costa, 2018; Machado et al., 2021) teriam propiciado o início da formação do pacote dos sedimentos (idade estimada na base de 12.740 anos AP). Um período mais úmido e com temperaturas mais baixas no Holoceno Médio (Horak-Terra et al., 2015; 2020; Costa, 2018) poderia ter proporcionado a ocorrência de eventos de precipitação não tão intensos, mas de longa duração, induzindo a formação da camada mais rica em matéria orgânica e de granulometria mais fina (camada de 24 a 26 cm, com idade estimada de 5.554 anos cal AP). Períodos mais secos e de grande instabilidade na bacia hidrográfica, sugerindo extremos de precipitação, como os encontrados entre 2.400 e 2.100 cal anos AP por Costa (2018), poderiam conter energia o suficiente para transportar sedimentos mais grosseiros e formar as camadas superiores (camadas entre 36 e 47 cm, com idade de 2.450 anos cal AP), fechando o pacote de sedimentos.

Outra hipótese aventada para a formação do pacote de sedimentos foi o impedimento da drenagem no canal de escape Caverna do Galo, que teria propiciado a formação do lago em seu interior, de forma que os sedimentos teriam sido depositados por decantação quando a energia do fluxo da água diminuía, formando então as camadas de sedimento com limites bem definidos (Figura 20B). A diferença na granulometria das camadas de sedimentos estaria relacionada à intensidade do fluxo água, que estaria relacionada à intensidade dos eventos de precipitação. Eventos mais intensos trariam sedimentos mais grosseiros e eventos menos intensos trariam sedimentos mais finos. Todo compartimento da caverna onde o pacote de sedimentos foi encontrado estaria então preenchido por sedimentos, da base ao teto. A hipótese de lago torna-se bem delineada para a camada 24 a 26 cm, cuja granulometria é mais fina.

A idade invertida (Tabela 7) da matéria orgânica das camadas estaria relacionada à idade da matéria orgânica reciclada de depósitos de turfeiras ou ambientes similares externos da caverna e, portanto, tendo sido erodidos progressivamente, inverteram a estratigrafia original dos depósitos ricos em matéria orgânica. sendo o depósito mais antigo com 1767 anos, representando a idade mínima para início da deposição da sucessão. Se em algum lugar fora da caverna existir um depósito sedimentar preservado com litologias similares à sucessão da figura, poder-se-ia calcular as taxas de sedimentação dentro da caverna.

As camadas da base do pacote de sedimentos seriam provenientes do topo solo da fonte dos sedimentos e das camadas do topo do pacote de sedimentos seriam provenientes da base do solo da fonte dos sedimentos. A entrada da caverna está situada a 1.315 m de altitude, em uma linha de drenagem intermitente que inicia e drena um pequeno platô situado a 1.350 m de altitude. Nesse platô, Silva et al. (2004) caracterizou morfológica, química e fisicamente e classificou dois perfis de solo, além de datar por radiocarbono a matéria orgânica de três camadas de P1 e quatro camadas de P2. As camadas datadas de P1 (20-30, 70-80 e 100-110 cm de profundidade) apresentam de C orgânico respectivamente de 0.5, 7 e 1 dag kg⁻¹ e idades radiocarbônicas < 40, 180 ± 60 e 350 ± 80 anos AP, respectivamente. No P2 situam-se entre 20-30, 80-90, 110-120 e 170-180 cm de profundidade, têm um conteúdo de C orgânico de 3, 2.5, 21 e 1.5 dag kg⁻¹ e idade radiocarbônica de 3580 ± 80, 3750 ± 80, 21210 ± 180 e 24060 ± 130 anos AP, respectivamente. Nos dois perfis idade da matéria orgânica aumenta com a profundidade.

Ciclos de erosão no platô teria retirado primeiro as camadas superiores de seus perfis, onde as idades da matéria orgânica são mais recentes e o fluxo de água as teria levado para a Caverna do Galo e a diminuição de energia do fluxo teria favorecido a decantação dos sedimentos na base do compartimento da Caverna do Galo onde o pacote de sedimentos foi encontrado. A continuidade dos ciclos de erosão teria carregado sedimentos de camadas cada vez mais profundas dos perfis de solo do platô, com matéria orgânica cada vez mais antiga e os depositados em camadas cada vez mais próximas do teto da Caverna, até que todo o compartimento estivesse preenchido com os sedimentos.

A ruptura repentina do canal de escape da água da caverna, possivelmente provocada por um evento de precipitação intensa, teria possibilitado a remoção de quase todo o volume de sedimentos que preenchia a caverna, ficando preservado apenas o pacote de sedimentos estudado, pela posição onde está situado na Caverna do Galo (Figuras 17 e 20).

Um estudo mais aprofundado poderia subsidiar de forma mais concreta a segunda hipótese levantada, analisando-se, por exemplo, o $\delta^{13}\text{C}$, ou seja, a proporção relativa entre os isótopos estáveis de carbono da matéria orgânica dos sedimentos, para indicar a origem do material (Plantas C4, C3 ou CAM (NOVELLO, 2021).

De acordo com Novello (2021), quando é realizada uma análise de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica do solo, aliada a datação pelo método do ^{14}C , os resultados auxiliam na reconstrução do ambiente vegetacional do passado, representando um aspecto fundamental no estudo de paleoclimas. Entretanto, a hipótese das idades invertidas por contaminação apresenta-se como mais consistente, embora, ainda há muito o que ser analisado e discutido diante da nova hipótese ou de alguma que ainda venha a ser levantada, dentro da presente pesquisa.

CONCLUSÕES

A Caverna do Galo foi formada pelas águas meteóricas e sua morfologia foi influenciada pelo falhamento NNW/SSE e pela diferença de dureza entre as rochas componentes (quartzito e filito).

Um pacote de sedimentos foi depositado preenchendo da base ao teto de uma curva convexa da lateral norte da caverna, onde o fluxo d'água encontra um obstáculo, diminuindo sua velocidade e favorecendo a sedimentação.

A constituição química e mineralógica do pacote de sedimentos indica que os sedimentos foram formados pelo intemperismo de litologias da Sequência Tiradentes (quartzitos, filitos e metaconglomerados).

A morfologia e as composições mineralógica, granulométrica e química dos sedimentos e a idade radiocarbônica variam ao longo do pacote, evidenciando oscilações na intensidade e duração de eventos de precipitação, que podem estar associados a mudanças climáticas holocênicas.

REFERÊNCIAS

- ABEYTRATNE, M., SPOONER, N.A., GRUÜN, R. e HEAD, J. **Multidating studies of Batadomba cave, Sri Lanka.** Quaternary Science Reviews :Quaternary Geochronology. v. 16, p. 243- 255, 1997.
- AULER, A. S., SAURO, F. **Quartzite and quartz sandstone caves of South America.** In Encyclopedia of Caves. Academic Press, p. 850-860, 2019.
- AULER, A. S., SMART, P. L., WANG, X., PILÓ, L. B., EDWARDS, R. L., CHENG, H. **Cyclic sedimentation in Brazilian caves: mechanisms and palaeoenvironmental significance.** Geomorphology, 106(1-2), p.142-153, 2009.
- BELLO, I. P. **Regionalização de chuva intensa para o estado de Minas Gerais. 2018. 71 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas.** Lavras: Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2018.
- BÖGLI A. **Karst hydrology and physical speleology.** Springer-Verlag: 284 p. 1980.
- BOSCH, R. F., WHITE, W. B. **Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers.** In: *Studies of cave sediments.* Springer, Boston, MA, p. 1-22, 2007.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Avaliação e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade do cerrado e pantanal.** Brasília: Ministério de Meio Ambiente, 1999.
- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Mapeamento do uso e cobertura do Cerrado: Projeto TerraClass Cerrado.** Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2015.
- BROOK, G. A., RAILSBACK, L. B., CAMPBELL, A. C., ROBBINS, L. H., MURPHY, M. L., HODGINS, G., MCHUGH, J. **Radiocarbon ages for coatings on cupules ground in quartzite bedrock at Rhino Cave in the Kalahari Desert of Botswana, and their paleoclimatic significance.** Geoarchaeology, 26(1), p.61-82, 2011.
- BUTZER, K. W. **Geology of Nelson Bay Cave, Robberg, South Africa.** The South African Archaeological Bulletin, 28(111/112), p. 97-110, 1973.
- CALDEIRA, Dandara Maria Vitalina da Silva. **Estudo de sedimentos clásticos em caverna enquanto registros paleoambientais: Gruna Tarimba, Mambai/GO.** Brasília, 2020. 81 p.
- CARVALHO, M.M.; EVANGELHISTA, A.R. & CURI, N. **Desenvolvimento fisiográfico de pastagens na zona fisiográfica Campos das Vertentes, MG.** Coronel Pacheco, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Escola Superior de Agricultura de Lavras, 1994. 127p.

CECAV. **Grau de Relevância das Cavidades Naturais Subterrâneas**, 2019. Disponível em: <http://www.icmbio.gov.br/cecav/cavidades-naturais-subterraneas/grau-derelevancia.html>. Acesso em: 25 de ago. de 2021.

CLAESSEN, M. E. C. (Org.). **Manual de métodos de análise de solo. 2. ed. rev. e atual.** Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPQ, 1997. 212 p.

CLIMATE-DATA. 2023. Clima Prados. < <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/minas-gerais/prados-176047/>>. Acessado em 05/01/2023.

COSTA C. R. **Reconstituição paleoambiental utilizando uma abordagem multi-proxy em um registro de turfeira tropical de montanha, Minas Gerais**, Brasil. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Produção Vegetal. Diamantina: Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2018. 130p.

CRIBB, A.Y; AFONSO, A.M, MOSTÉRIO, C.M F. **Manual técnico de ranicultura.** Brasília, DF: Embrapa, 2013. 73 p.

DAY, A.J. **Cave surveying, BCRA cave studies series, no.11.** (British Cave Research Association. 2002. 40 p.

DEFELIPO, B.V., RIBEIRO, A.C. **Análise química do solo.** Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 17p, 1981. (Boletim de Extensão, 29).

(EMBRAPA-CNPQ. Documentos, 1).COMIG - MAPA GEOLÓGICO - COMIG. **Mapa Geológico Projeto Sul de Minas – Etapa I, Folha São João Del Rei, SF-23-X-C-II.** Convênio; COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ, 2003.

FABRI, F. P., AULER, A. S., CALUX, A. S., CASSIMIRO, R., AUGUSTIN, C. H. **Cave morphology and controls on speleogenesis in quartzite: the example of the Itambè do Mato Dentro area in southeastern Brazil.** Acta Carsologica, p.44(1), 2015.

FARRANT, A. R.; SMART, P.L. **Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragogenesis.** Geomorphology, 134 (2011), p. 79-93.

FORD. T. **Sediments in caves.** Trans. British Cave Research Association. v.2, n.1, p. 41-46. 1975

FORD, D.C. and WILLIAMS, P.W. **Karst geomorphology and hydrology.** London: Unwin Hyman. 1989, 601 p.

FUNDAÇÃO ALEXANDER BRANDT - FABRANDT. **Zoneamento Ecológico-Econômico da Área de Proteção Ambiental (APA) São José, MG.** Belo Horizonte: Convênio FNMA/FABRANDT (008/98), 2000. 117 p.

GAMA-RODRIGUES, E. F.; BARROS, N. F.; GAMA-RODRIGUES, A. C.; SANTOS, G. A. **Nitrogênio, carbono e atividade da biomassa microbiana do solo em plantações de eucalipto.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 29, p. 893-901, 2005.

GUILD, G. E., PALTRIDGE, N. G., ANDERSSON, M. S., STANGOULIS, J. C. **An energy-dispersive X-ray fluorescence method for analysing Fe and Zn in common bean, maize and cowpea biofortification programs.** *Plant and Soil*, p. 1-10, 2017.

HORÁK-TERRA I., CORTIZAS A.M., LUZ C.F.P., et al. **Late Quaternary vegetation and climate dynamics in central-eastern Brazil: insights from a ~35k cal a bp peat record in the Cerrado biome.** *J. Quat. Sci.* 35, 664–676, 2020.

JENNINGS, J. N. *Karst Geomorphology.* Oxford-New York, Basil Blackwell, 293 p.
KÖPPEN, W. **Das geographische System der Klimate. Handbuch der Klimatologie.** – Gebraucher Bornträger, v.1, 1–44, part C. Berlin, 1936.

KOPPEN, W. **Das geographische system der klimat. Handbuch der klimatologie,** 46. 1936.

MACHADO, R. B. et al. **Estimativa de perda da área do cerrado brasileiro. Relatório técnico não publicado.** Brasília: Conservação Internacional, 2004.

MACHADO DOBF, CHUENG KF, COE HHG et al. **Paleoenvironmental reconstruction of the headwaters of the preto river, Minas Gerais state, Brazil, through siliceous bioindicators.** *Journal of South American Earth Sciences*, 108, p.103349, 2021.

MAPA GEOLÓGICO. **Projeto Sul de Minas – Etapa I,** Folha São João Del Rei, SF-23-X-C-II. Convênio; COMIG-UFMG-UFRJ-UERJ (2003).

MBENGUE, Abdoulaye. **Distribuição mineralógica dos sedimentos superficiais da lagoa do Caçó (MA).** Dissertação (mestrado em Geoquímica Ambiental). Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2004.

MINAS GERAIS. Decreto nº 30.934, de 16 de fevereiro de 1990. **Declara como de proteção ambiental área de terreno situado na Serra São José, nos municípios de Tiradentes, Prados, Coronel Xavier Chaves e São João del Rei.** Diário Executivo de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, 16 de fevereiro de 1990.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy.** John Wiley & Sons, 2009.

NOCE, C. M. Evolução estrutural da faixa setentrional do Grupo São João Del Rei, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 18 (4): 398-405. 1988.

NOVELLO, V.F; CAMPOS, M.C; CHIESSI, C.M; PAULA-SANTOS, G.M; PESSENDA, L.C.R, GOMES, T; UTIDA, G; CRUZ, F.W. **Aplicação de isótopos**

estáveis de carbono no estudo das mudanças climáticas e ambientais. Derbyana, São Paulo, 42: e 735, 2021.

O'CONNOR, S., BARHAM, A., APLIN, K., MALONEY, T. **Cave stratigraphies and cave breccias: Implications for sediment accumulation and removal models and interpreting the record of human occupation.** *Journal of Archaeological Science*, 77, p.143-159, 2017.

PESSENDA, Luiz Carlos Ruiz; GOUVEIA, Susy Eli Marques; FREITAS, H. A; et al. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: Quaternário do Brasil. [S.l: s.n.], 2005.

POWERS, M.C. **A new roundness scale for sedimentary particles.** *Journal of Sedimentary Research*, p 117-119. 1953.

RADOSLOVICH, E. W. The Structure of Muscovite, $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$. *Acta Crist.* 13, p. 919-932, 1960. <https://doi.org/10.1107/S0365110X60002259>

RUBIOLI, E & MOURA, V. **Mapeamento de Cavernas - Guia Prático.** RedespeleoBrasil, 93pg – 2005.

SAADI, A.; MAGALHÃES Jr., A.P. & MARQUES, M.R. 1991. UHE IRAPÉ. **Etapa 1-Estudos de viabilidade: Meio ambiente Geomorfologia-Relatório Final.** ENERCONSULT/CEMIG, VIR-3473, Novembro de 1991.

SALGADO, S.S. Invertebrados associados a guano de morcegos em cavernas do Distrito Federal. **Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Ecologia.** Brasília: Universidade de Brasília, Brasília, 2018. 90 p.

SANTOS, G.S; JACOMINE, P.K.T; ANJOS, L.H.C; OLIVEIRA, V.A; LUMBRERAS, J.F; COELHO, M.R; ALMEIDA, J.A; FILHO, J.C.A; OLIVEIRA, J.B & CUNHAT.J.F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos /– 5. ed., rev. e ampl. – Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.**

SAURO, F., DE WAELE, J., ONAC, B. P., GALLI, E., DUBLYANSKY, Y., BALDONI, E., SANNA, L. **Hypogenic speleogenesis in quartzite: the case of Corona'e Sa Craba Cave (SW Sardinia, Italy).** *Geomorphology*, 211, p.77-88, 2014.

SCHULZ, H. P., ERIKSSON, B., HIRVAS, H., HUHTA, P., JUNGNER, H., PURHONEN, P., UKKOMEN, P., RANKAMA, T. **Excavations at Susiluola Cave.** *Suomen Museo*, p. 5-45, 2002

SILVA, A. C, VIDAL-TORRADO, P., MARTINEZ-CORTIZAS, A., GARCIA RODEJA, E. **Solos do topo da serra de São José (Minas Gerais) e suas relações com o paleoclima no sudeste do Brasil.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo – V28:* p. 455 – 466, 2004.

SILVA, J.E. da; LEMANSKI, J.; RESCK, D.V.S. **Perdas de matéria orgânica e suas relações com a capacidade de troca catiônica em solos da região de Cerrados do Oeste Baiano**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.18, n.3, p.5411-547, 1994.

SIRTOLI, A.E. e LIMA, M.R. **Caracterização preliminar de sedimentos de cavernas em sistemas cársticos do primeiro planalto paranaense**. Scientia Agraria, v.3, n.1-2, p.87-90, 2002.

SPRINGER, G. S. **Clastic sediments in caves**. In: **Encyclopedia of Caves**. Academic Press, p. 277-284, 2019.

STOCK, G.M; GRANGER, D.E. SASOWSKY, I.D.; ANDERSON, R. S; R.C. **Comparison of U-Th, paleomagnetism and cosmogenic burial methods for dating caves: Implication for landscape Evolution studies**. Earth and Planetary Science letters, v.236, p.388-403, 2005.

ŠUŠTERŠIČ, F., Rejšek, K., Mišič, M., Eichler, F. **The role of loamy sediment (terra rossa) in the context of steady state karst surface lowering**. Geomorphology, v. 106, n. 1-2, p. 35-45, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.024>.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; Teixeira, W. G. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. Brasília, DF: Embrapa, 2017.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de carstologia e geomorfologia cárstica**. Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio, p. 246. 2019.

TRIBOLO, C., MERCIER, N., LEFRAIS, Y., MILLER, C. E., PARKINGTON, J., VALLADAS, H., PORRAZ, G. **Chronology of the Pleistocene deposits at Elands Bay Cave (South Africa) based on charcoals, burnt lithics, and sedimentary quartz and feldspar grains**. Southern African Humanities, 29(1), p.129-152, 2016.

TWENHOFEL, W.H. **Threats to sedimentology**. New York: Dover Publications, 1961.

WHITE, W.B. **Cave sediments and paleoclimate**. **Journal of Cave and Karst Studies**. v. 69, n. 1, p. 76-93, 2007.

ANEXOS

Anexo I: Material retido em cada peneira

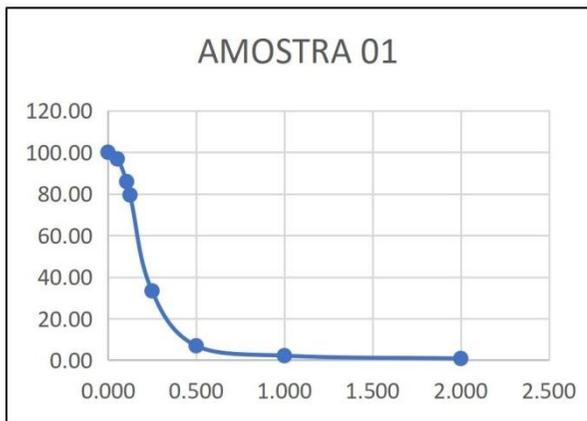


Gráfico 1: Granulometria da Amostra n°1 **Gráfico**

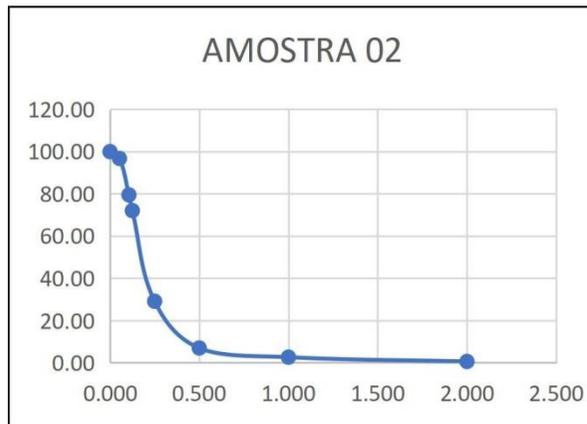


Gráfico 2: Granulometria da Amostra n°2

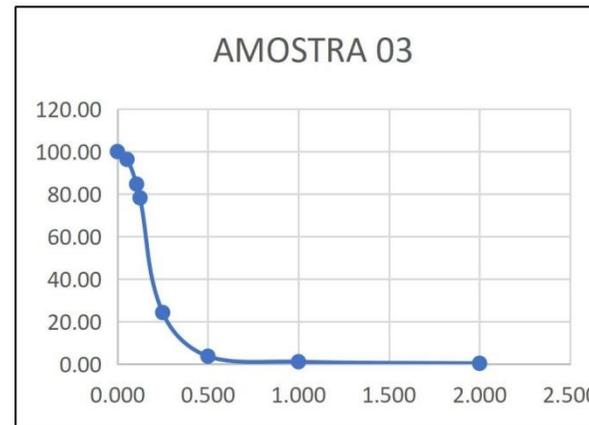


Gráfico 3: Granulometria da Amostra n°3

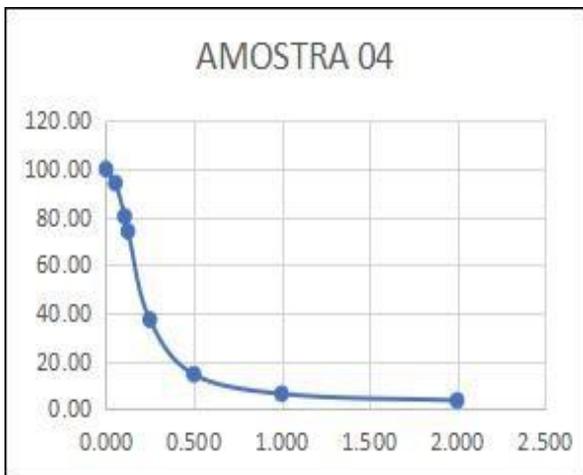


Gráfico 4: Granulometria da Amostra n°4

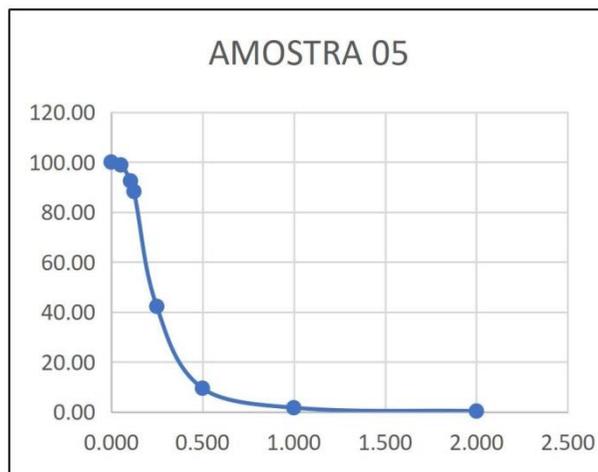


Gráfico 5: Granulometria da Amostra n°5

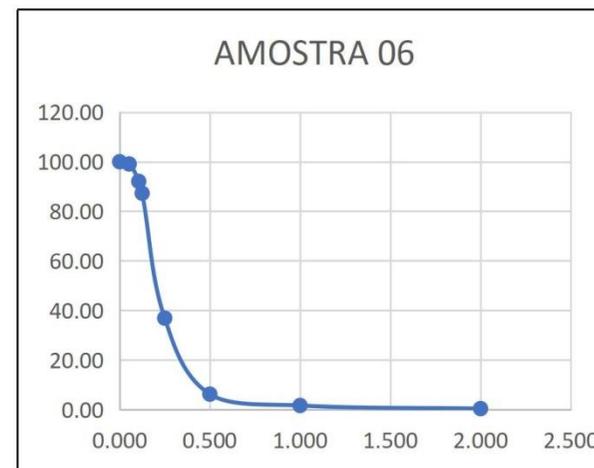


Gráfico 6: Granulometria da Amostra n°6

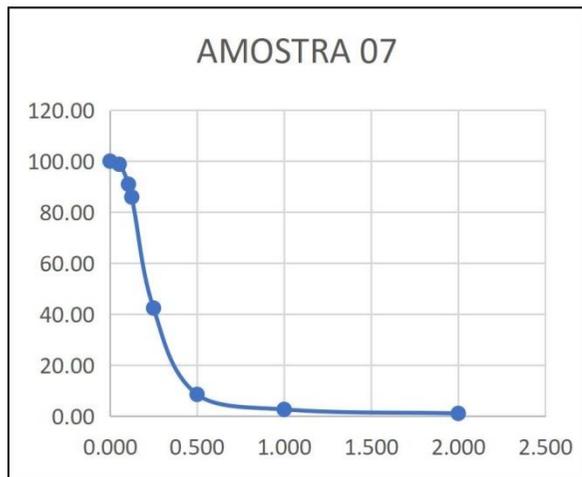


Gráfico 7: Granulometria da Amostra n°7

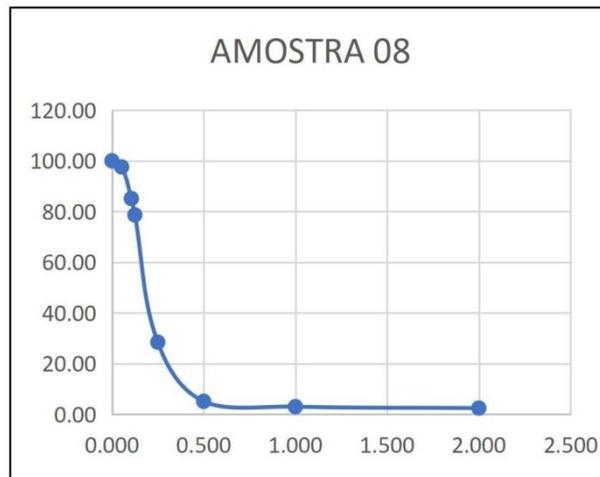


Gráfico 8: Granulometria da Amostra n°8

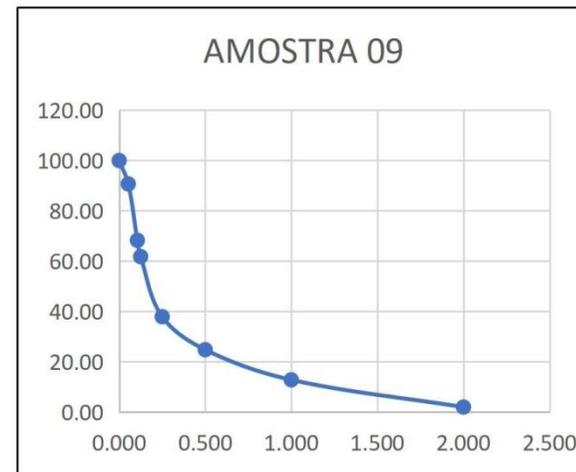


Gráfico 9: Granulometria da Amostra n°9

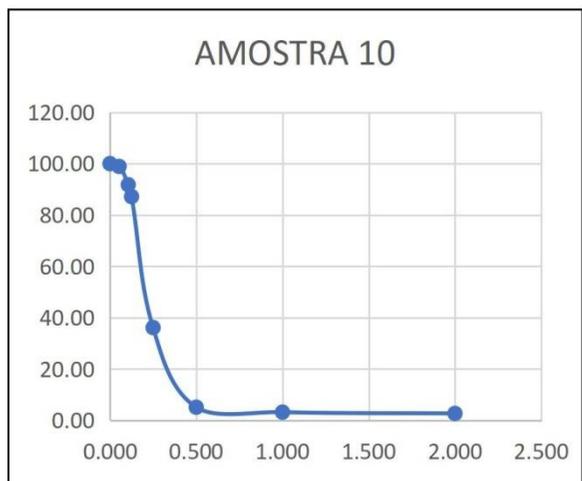


Gráfico 10: Granulometria da Amostra n°10

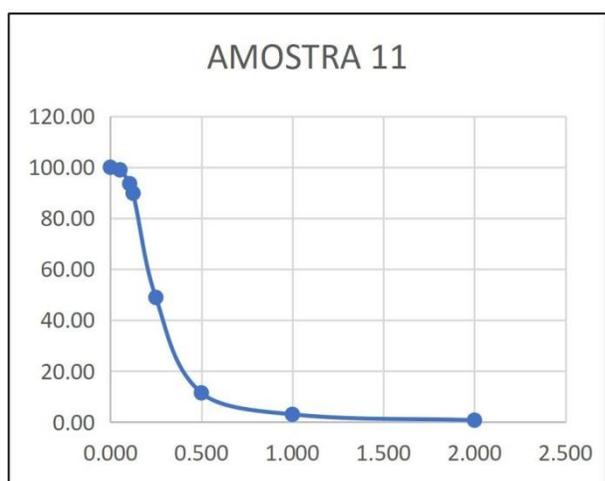


Gráfico 11: Granulometria da Amostra n°11

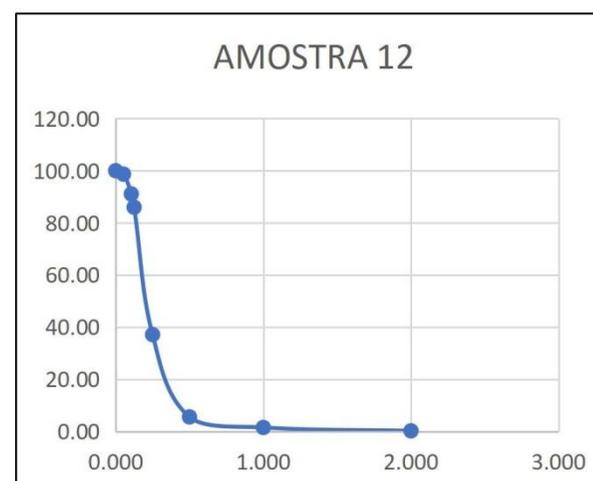


Gráfico 12: Granulometria da Amostra n°12

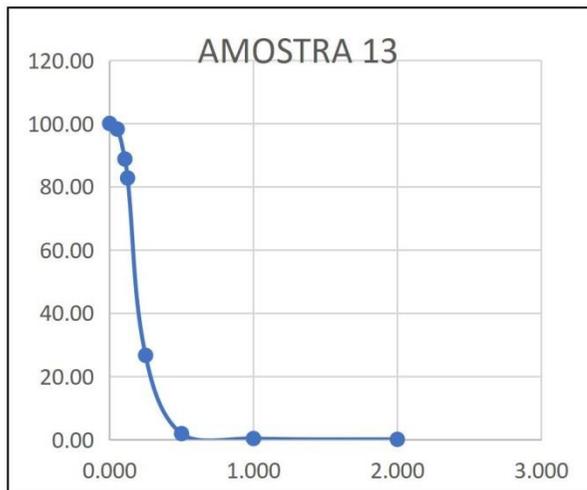


Gráfico 13: Granulometria da Amostra nº13

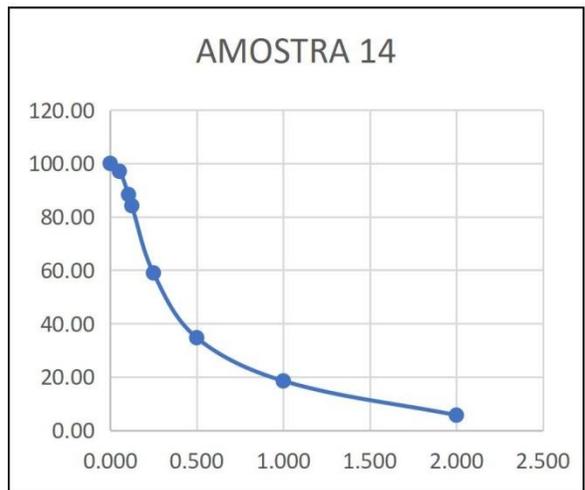


Gráfico 14: Granulometria da Amostra nº14

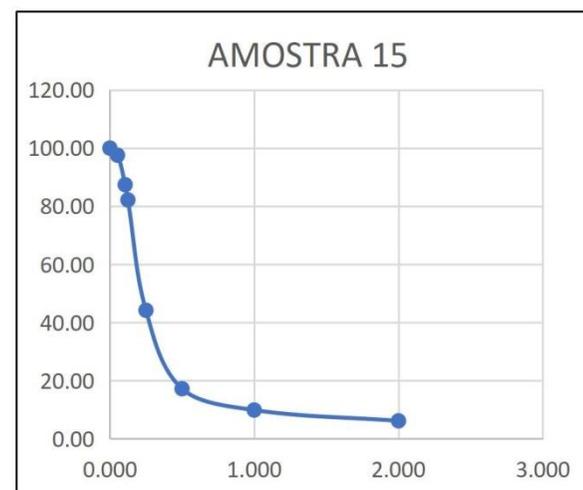


Gráfico 15: Granulometria da Amostra nº15

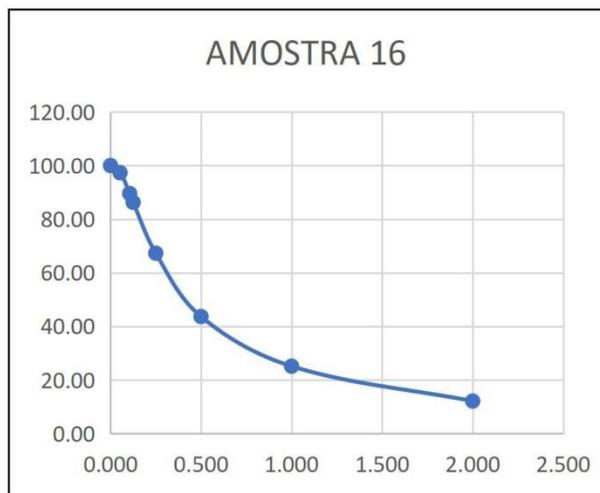


Gráfico 16: Granulometria da Amostra nº16

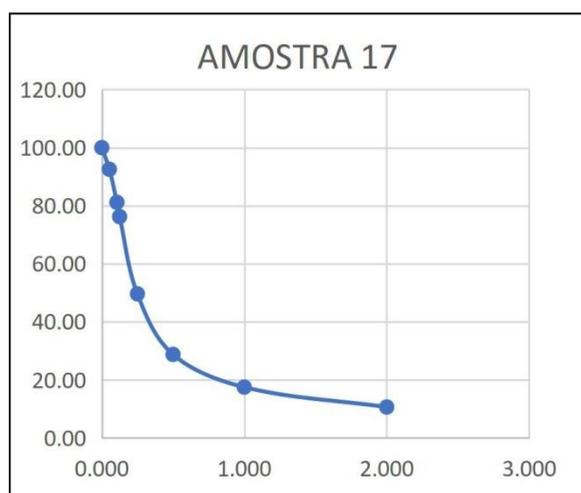


Gráfico 17: Granulometria da Amostra nº17

