



Universidade de Brasília – Instituto de Geociências (UnB/IG)  
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

**SEDIMENTOS CLÁSTICOS ALÓCTONES NO CARSTE  
TROPICAL: PADRÕES DEPOSICIONAIS EM CAVERNAS  
DAS PROVÍNCIAS CÁRSTICAS BAMBUÍ E AÇUNGUI**

**TESE DE DOUTORADO**

**Nº 91**

DANDARA MARIA VITALINA DA SILVA CALDEIRA

Orientadora: Catarina Uagoda

**BRASÍLIA/DF  
2026**



Universidade de Brasília – Instituto de Geociências (UnB/IG)  
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

**SEDIMENTOS CLÁSTICOS ALÓCTONES NO CARSTE  
TROPICAL: PADRÕES DEPOSICIONAIS EM CAVERNAS  
DAS PROVÍNCIAS CÁRSTICAS BAMBUÍ E AÇUNGUI**

**TESE DE DOUTORADO**

**Nº 91**

**DANDARA MARIA VITALINA DA SILVA CALDEIRA**

**Banca Examinadora**

Prof. Dra. Catarina Uagoda (Orientadora)

Prof. Dr. André Batista Negreiros (UFSJ)

Prof. Dr. Fernando de Moraes (UFT)

Prof. Dr. Uidemar Moraes Barral (UnB)

**BRASÍLIA/DF  
2026**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,  
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Cs Caldeira, Dandara  
SEDIMENTOS CLÁSTICOS ALÓCTONES NO CARSTE TROPICAL:  
PADRÕES DEPOSICIONAIS EM CAVERNAS DAS PROVÍNCIAS CÁRSTICAS  
BAMBUÍ E AÇUNGUI / Dandara Caldeira; orientador Catarina  
Uagoda. Brasília, 2026.  
162 p.

Tese (Doutorado em Geociências Aplicadas) Universidade de  
Brasília, 2026.

1. carste. 2. depósito sedimentar. 3. luminescência  
opticamente estimulada. 4. geoquímica. 5. caverna. I.  
Uagoda, Catarina, orient. II. Título.

## RESUMO

Estudos paleoambientais constituem importantes ferramentas para a compreensão da dinâmica das paisagens cársticas. Esses locais são peculiares devido à interação dos processos superficiais e subterrâneos que modificam o relevo, resultando em características únicas. Nesse cenário, as deposições sedimentares em cavernas se destacam por, em muitos casos, estarem atreladas ao nível de base dos rios, e serem capazes de fornecer informações, em escala local e regional, da ordem de milhões de anos, uma vez que os sedimentos estão protegidos das variações externas. No Brasil, apesar da presença ampla de terrenos cársticos e do elevado número de cavidades mapeadas, ainda são escassos os trabalhos nessa perspectiva, especialmente nas províncias cársticas desenvolvidas sobre rochas carbonáticas do Supergrupo Açungui (Vale do Rio Ribeira de Iguape/ São Paulo) e Grupo Bambuí (Área de Proteção Ambiental Nascentes dos Rio Vermelho/ Goiás). Dessa forma, o presente trabalho tem por objetivo analisar a dinâmica paleoambiental e paleohidrológica a partir dos registros de sedimentos clásticos preservados no interior das cavernas tropicais nas províncias cársticas do Supergrupo Açungui e Bambuí por meio de dados hidrossedimentares, geoquímicos, geomorfológicos, de deposição e proveniência sedimentar. Dada a complexidade e peculiaridades, foram utilizadas diversas metodologias de análises, como granulometria, geocronologia (Luminescência Opticamente Estimulada), descrição estratigráfica, químicas (ICP-OES, Índices Geoquímicos) e mineralógicas (mineralogia de argilas), a fim de se preencher possíveis lacunas existentes, identificar padrões deposicionais, estabelecer proveniência sedimentar e identificar controles hidrossedimentares. Os resultados demonstram a existência de dois tipos de sedimentos: autóctones e alóctones, no qual este último registra informações que refletem condições superficiais a que foram submetidos, permitindo identificar atividade de intemperismo e características dos fluxos hidrológicos. Em conjunto com dados cronológicos, identificou-se, para o carste do Açungui, uma variação temporal entre as amostras holocênicas superficiais (~4 – 6 ka) e amostras no interior das cavernas, referentes ao Pleistoceno Superior (~30-50 ka). De modo geral, os dados obtidos demonstram que os sedimentos em cavernas das províncias cársticas do Açungui e Bambuí guardam características relevantes e intrínsecas ao ambiente superficial, as quais contribuem para o estudo paleoambiental no contexto de áreas cársticas tropicais e para compreensão da evolução dos sistemas fluviocársticos ao longo do Quaternário.

**Palavras-chave:** carste, depósito sedimentar, luminescência opticamente estimulada, geoquímica, caverna.

## ABSTRACT

Paleoenvironmental studies are important tools for understanding the dynamics of karst landscapes. These locations are unique due to the interaction of surface and subterranean processes that modify the landscape, resulting in unique characteristics. In this context, sedimentary deposits in caves stand out because, in many cases, they are linked to the base level of rivers and can provide information, on a local and regional scale, on the order of millions of years, since the sediments are protected from external variations. In Brazil, despite the widespread presence of karst terrains and the high number of mapped caves, studies in this area are still scarce, especially in the karst provinces developed on carbonate rocks of the Açungui Supergroup (Ribeira de Iguape River Valley/São Paulo) and the Bambuí Group (Nascentes do Rio Vermelho Environmental Protection Area/Goiás). Thus, the present work aims to analyze the paleoenvironmental and paleohydrological dynamics based on clastic sediment records preserved inside tropical caves in the karst provinces of the Açungui and Bambuí Supergroups, using hydrosedimentary, geochemical, geomorphological, depositional, and sedimentary provenance data. Given the complexity and peculiarities, several analytical methodologies were used, such as granulometry, geochronology (Optically Stimulated Luminescence), stratigraphic description, chemical (ICP-OES, Geochemical Indices) and mineralogical (clay mineralogy), to fill possible existing gaps, identify depositional patterns, establish sedimentary provenance and identify hydrosedimentary controls. The results demonstrate the existence of two types of sediments: autochthonous and allochthonous, with the latter recording information that reflects the surface conditions to which they were subjected, allowing the identification of weathering activity and characteristics of hydrological flows. In conjunction with chronological data, a temporal variation was identified for the Açungui karst between surface Holocene samples (~4 – 6 ka) and samples inside caves, relating to the Upper Pleistocene (~30-50 ka). In general, the data obtained demonstrate that the sediments in caves of the Açungui and Bambuí karst provinces retain relevant and intrinsic characteristics of the surface environment, which contribute to the paleoenvironmental study in the context of tropical karst areas and to the understanding of the evolution of fluviokarstic systems throughout the Quaternary.

**Keywords:** karst, sedimentary deposit, optically stimulated luminescence, geochemistry, cave

## DEDICATÓRIA

*A minha mãe, por sempre acreditar em mim e na educação,*

*Dorotil Silva*

*Àqueles a quem as oportunidades foram negadas*

*A voz de minha bisavó  
ecoou criança  
nos porões do navio.  
Ecoou lamentos  
de uma infância perdida.*

*A voz de minha avó  
ecoou obediência  
aos brancos-donos de tudo.*

*A voz de minha mãe  
ecoou baixinho revolta  
no fundo das cozinhas alheias  
debaixo das trouxas  
roupagens sujas dos brancos  
pelo caminho empoeirado  
rumo à favela.*

*A minha voz ainda  
ecoa versos perplexos  
com rimas de sangue  
e  
fome.*

*A voz de minha filha  
recolhe todas as nossas vozes  
recolhe em si  
as vozes mudas caladas  
engasgadas nas gargantas.*

*A voz de minha filha  
recolhe em si  
a fala e o ato.  
O ontem — o hoje — o agora.  
Na voz de minha filha  
se fará ouvir a ressonância  
o eco da vida-liberdade.*

**Conceição Evaristo**

## AGRADECIMENTOS

*Agradeço à minha mãe, que sempre acreditou em mim e na educação como agente de transformação, e nunca duvidou de que daria certo. Obrigada por toda a dedicação, empenho, atenção, carinho e renúncia, e por me proporcionar oportunidades que lhe foram negadas.*

*Ao meu tio e padrinho, por sua presença constante, que me enveredou pelos caminhos da educação desde a infância.*

*A meus avós e aos meus ancestrais, por terem iniciado o movimento de mudança que tornou possível que eu chegasse até aqui.*

*Ao Ferrari, Silvio e Batista por me guiarem pelas cavernas do Vale do Ribeira e repassarem seus conhecimentos.*

*Ao Leonardo pela companhia e compartilhamento de vivências.*

*A Adivane que mesmo longe esteve presente.*

*Ao Leandro por toda a ajuda prestada.*

*A todos que de alguma forma contribuíram para a conclusão dessa tese.*

*Por fim, agradeço a mim por ter tido resiliência e perseverança para continuar e pela coragem de atravessar, muitas vezes sozinha, os desafios desta jornada.*

*O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.*

# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b><u>INTRODUÇÃO</u></b>	<b>17</b>
1.1	<b>OBJETIVO GERAL</b>	22
1.1.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
1.2	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO OU ÁREA DE ESTUDO</b>	23
1.2.1	VALE DO RIO RIBEIRA	23
1.2.2	ÁREA DE PRESERVAÇÃO AMBIENTAL NASCENTE DO RIO VERMELHO (APANRV)	27
1.3	<b>ORGANIZAÇÃO DA TESE</b>	30
1.4	<b>REFERENCIS BIBLIOGRÁFICAS</b>	30
<b>2</b>	<b><u>SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS: PANORAMA DAS PESQUISAS PALEOAMBIENTAIS MUNDIAIS NA ÚLTIMA DÉCADA</u></b>	<b>36</b>
2.1	<b>INTRODUÇÃO</b>	36
2.2	<b>SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS E A EVOLUÇÃO DA PAISAGEM</b>	39
2.2.1	PAISAGENS CÁRSTICAS E O TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS PARA CAVERNA	41
2.3	<b>LEVANTAMENTO DOS ESTUDOS EM SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS PARA USO NA RECONSTRUÇÃO DA PAISAGEM</b>	44
2.4	<b>PRINCIPAIS METODOLOGIAS UTILIZADAS EM SEDIMENTOS CLÁSTICOS PARA ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM</b>	46
2.4.1	MARCADORES CRONOLÓGICOS	46
2.4.2	CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES: PARÂMETROS FÍSICOS (ESTRATIGRAFIA, GRANULOMETRIA, MICROMORFOLOGIA)	50
2.4.3	ESTABELECENDO A PROVENIÊNCIA E TAXAS DE INTEMPERISMO: MINERALOGIA E GEOQUÍMICA	51
2.4.4	COMPREENDENDO A PALEOVEGETAÇÃO	53
2.5	<b>PANORAMA BRASILEIRO</b>	55
2.6	<b>CONCLUSÃO</b>	56
2.7	<b>FINANCIAMENTO</b>	57
2.8	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	57
2.9	<b>MATERIAL SUPLEMENTAR</b>	67
<b>3</b>	<b><u>CARACTERIZAÇÃO DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM CAVERNAS NO VALE DO RIBEIRA DE IGUAPE - SÃO PAULO/ BRASIL</u></b>	<b>68</b>
3.1	<b>INTRODUÇÃO</b>	69
3.2	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	72
3.3	<b>METODOLOGIA</b>	76
3.3.1	AMOSTRAGEM	76
3.3.2	DESCRIÇÃO ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAGEM	79
3.3.3	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	80
3.3.4	ANÁLISE GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES	80
3.3.5	ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIO-X (DRX)	81

3.3.6	DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE).....	81
<b>3.4</b>	<b>RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES .....</b>	<b>81</b>
3.4.1	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA .....	81
3.4.2	ANÁLISE GEOQUÍMICA.....	85
3.4.3	ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIO-X(DRX) .....	88
3.4.4	LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE).....	90
<b>3.5</b>	<b>DISCUSSÃO .....</b>	<b>92</b>
3.5.1	PROCESSOS DE SEDIMENTAÇÃO, DEPOSIÇÃO E EROSÃO E INTERPRETAÇÕES AMBIENTAIS .....	92
3.5.2	IMPLICAÇÕES PARA A PROVENIÊNCIA E PROCESSOS SEDIMENTARES .....	95
3.5.3	TAXA DE ACUMULAÇÃO DOS SEDIMENTOS / INCISÃO DO TALVEGUE .....	99
<b>3.6</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>104</b>
<b>3.7</b>	<b>FINANCIAMENTO .....</b>	<b>105</b>
<b>3.8</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>105</b>
<b>3.9</b>	<b>MATERIAL SUPLEMENTAR .....</b>	<b>112</b>
<b>4</b>	<b><u>SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS NO CERRADO BRASILEIRO: FONTE E RESULTADOS PALEOAMBIENTAIS .....</u></b>	<b><u>116</u></b>
	<b><u>THE STUDY OF GEOCHEMISTRY IN CLASTIC SEDIMENTS FROM CAVES PROVIDES IMPORTANT RECORDS THAT AID IN UNDERSTANDING THE PALEOENVIRONMENTAL CONDITIONS OF THE AREA.....</u></b>	<b><u>116</u></b>
<b>4.1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>117</b>
<b>4.2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO.....</b>	<b>120</b>
<b>4.3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>125</b>
4.3.1	ESTRATÉGIA DE COLETA E AMOSTRAGEM .....	125
4.3.2	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA.....	125
4.3.3	ELEMENTOS-TRAÇO E ELEMENTOS MAIORES .....	126
4.3.4	ANÁLISE DE FÁCIES.....	127
<b>4.4</b>	<b>RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES .....</b>	<b>127</b>
4.4.1	ESTRATIGRAFIA E TEXTURA.....	127
4.4.2	ANÁLISE DE FÁCIES.....	129
4.4.3	ANÁLISE MINERALÓGICA .....	130
4.4.4	ANÁLISE GEOQUÍMICAS.....	131
<b>4.5</b>	<b>DISCUSSÃO.....</b>	<b>134</b>
4.5.1	DINÂMICA SEDIMENTAR NA CAVERNA RIO DAS PEDRAS.....	134
4.5.2	PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR NO CARSTE DE MAMBAÍ – RAZÕES ELEMENTARES ESPECÍFICAS 137	
4.5.3	PROCESSOS SEDIMENTARES E IMPLICAÇÕES GEOQUÍMICAS .....	143
4.5.4	IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS E GEOMORFOLÓGICAS DO CARSTE TROPICAL.....	144
<b>4.6</b>	<b>CONCLUSÃO .....</b>	<b>146</b>
<b>4.7</b>	<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>147</b>
<b>4.8</b>	<b>DECLARAÇÃO DE INTERESSES CONFLITANTES.....</b>	<b>147</b>
<b>4.9</b>	<b>REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>148</b>

<b>4.10</b>	<b>MATERIAL SUPLEMENTAR .....</b>	<b>154</b>
<b>5</b>	<b><u>CONCLUSÃO GERAL .....</u></b>	<b><u>160</u></b>

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Localização das duas bacias-estudo/províncias cársticas (1) Rio Vermelho/Grupo Bambuí; (2) Rio Ribeira do Iguape/Supergrupo Açungui, no contexto da zona de clima tropical brasileiro e em suas províncias cársticas, respectivamente Bambuí e Açungui e sua relação entre as baixadas respectivas aos calcários e as chapadas ou serras circundantes dos divisores de água, constituídas por rochas residuais como arenitos, quartzitos e granitos. ....21
- Figura 1.2 Caracterização da área de estudo. A) Localização da área na América do Sul e no estado de São Paulo (B). C) Área de estudo incluindo os parques estaduais. D) Mapa hipsométrico da área incluindo cavernas e terraços visitados. E) Contexto geológico regional com área de estudo em vermelho (aproximação). Blocos e fragmento cratônico: LA - Luís Alves, CF - Cabo Frio, SF- São Francisco; Terrenos arqueanos e Paleoproterozóicos: C - Curitiba, SM - Serra do Mar, JF - Juiz de Fora, M - Mantiqueira; Faixas de dobramento Meso a Neoproterozóicas: RG - Alto Rio Grande, R - Ribeira, SG - Nappe Socorro-Guaxupé; Sequências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas - CO; Zonas de cisalhamento: 1 - Campos do Meio, 2 - Jacutinga-Ouro Fino, 3 - Jundiuvira-Boquira-Rio Preto, 4 - Cubatão, 5 - Lancinha, 6 - Além Paraíba (Campanha e Sadowski, 1999). F) Vale encaixado do rio Betari na região do Vale do Ribeira. G) Rio Ribeira (a direita) .....24
- Figura 1.3 Localização da Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho no contexto brasileiro e do Cráton São Francisco B) Geologia a área (Caldeira, 2020). ....28
- Figura 2.1. Modelo ilustrativo da dinâmica fluviocárstica demonstrando diversas formas de conexão do sistema fluvial superficial e cárstico. Fonte: (Taylor e Greene, 2008). ....38
- Figura 2.2. A- Principais rotas de influxo de sedimentos e zonas de acumulação: I. sumidouros de rios. II. Dolinas. III. fissuras, tubos de dissolução e drenos. IV. Inundação de sistema fluviais adjacentes. V. Injeção glacial. Áreas preferenciais de acumulação. 1. Próximo dos locais das entradas de sedimentos. 2. Atrás de zonas de colapso de rochas. 3. Loops freáticos ou seção inundada com água parada. 4. Passagens ativas e relíquias sujeitas a inundação. 5. Passagens relíquias propensa a enchimento de drenos e fissuras (Farrant e Smart, 2011). B- Facies sedimentares definidas por White (2007) de acordo com o tamanho da partícula e o grau de seleção (Bosch e White, 2004). ....42
- Figura 2.3. Contabilização dos trabalhos pesquisados na plataforma do Web of Science. A- Gráfico com o total de trabalhos consultados e separação daqueles que utilizaram os sedimentos clásticos em cavernas com viés paleoambiental. B - Gráfico da quantidade de trabalhos publicados por ano e média. C- Gráfico com as principais metodologias empregadas nos artigos. D- Organização em grupos das principais metodologias encontradas.....45
- Figura 2.4. Distribuição dos trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas no mundo entre 2011-2021. A - Visão Geral. B- Detalhe dos trabalhos na Europa. C-Detalhe dos trabalhos na China. Para mais detalhes sobre os trabalhos levantados consultar o Material Suplementar .....46
- Figura 2.5. Múltiplas datações realizadas no depósito sedimentar na Caverna Cristal, EUA que consiste em núcleos cosmogênicos (areia grossa e cascalho), paleomagnetismo (silte) e U-Th (flowstone), (Stock et al., 2005). B- Perfil topográfico no canyon South Fork Kings River, EUA. C- Cálculos de taxas de incisão do rio obtidas a partir das datações de núcleos cosmogênicos em cavernas no canyon South Fork Kings River, EUA (Stock, Anderson e Finkel, 2004). ....47
- Figura 2.6. Modelo de interpretação evolução paleoclimática e processos sedimentares / antrópicos correlacionando com as micro feições e estruturas observadas (Rellini et al., 2013) .....50

Figura 2.7 Índices geoquímicos e mineralógicos obtidos na Caverna da Lua, China. (Huang et al., 2020)	52
Figura 2.8. Esquema da variação de $\delta^{13}\text{C}$ nas plantas $\text{C}_3$ ou $\text{C}_4$ a depender das condições climáticas e incorporação nos sedimentos de caverna (Polk et al., 2013).	54
Figura 2.9. Trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas no Brasil e especialização sobre cada bioma: 1. (Auler et al., 2002). 2. (Auler et al., 2009). 3. (Hubbe et al., 2011). 4. (Haddad-Martim et al., 2017). 5. (Laureano et al., 2016). 6. (Jaqueto et al., 2016). 7. (Novello et al., 2019). 8. (Freitas et al., 2020). 9. (Utida et al., 2020). 10. (Caldeira et al., 2021)	55
Figura 3.1. Contextualização espacial e geomorfológica da área de estudo no Vale do Ribeira de Iguape. (A) Localização da área de estudo no contexto do território brasileiro. (B) Localização da área de estudo no Estado de São Paulo. (C) Mapa hipsométrico da área de estudo, indicando a distribuição das cavernas e dos terraços fluviais amostrados. Terraços fluviais: 1 – Aterro Sanitário; 2 – Entrada de Iporanga (SP); 3 – proximidades da caverna Couto; 4 – proximidades da caverna Alambari. Cavernas: 5 – Morro Preto; 6 – Diabo; 7 – Alambari; 8 – Couto; 9 – Santana; 10 – Cafezal; 11 – Paivas; 12 – Espírito Santo; 13 – Chapéu. Pontos de Controle: C1 a C12. (D) Vista do rio Ribeira de Iguape, principal eixo de drenagem regional. (E) Vale encaixado do rio Betari, exemplificando a forte dissecação do relevo e o controle fluvio cárstico da paisagem no Vale do Ribeira.	73
Figura 3.2 Mapa geológico simplificado da área de estudo, localizada no Supergrupo Açungui, região de Iporanga (SP). As unidades litoestratigráficas foram agrupadas em unidades litológicas (carbonáticas, metassedimentares e ígneas) para fins de clareza cartográfica. Terraços fluviais: 1 – Aterro Sanitário; 2 – Entrada de Iporanga (SP); 3 – proximidades da caverna Couto; 4 – proximidades da caverna Alambari. Cavernas: 5 – Morro Preto; 6 – Diabo; 7 – Alambari; 8 – Couto; 9 – Santana; 10 – Cafezal; 11 – Paivas; 12 – Espírito Santo; 13 – Chapéu. Pontos de Controle: C1 a C12.	75
Figura 3.3 Cavernas e terraços fluviais estudados no Vale do Ribeira: (A) Caverna do Diabo; (B) terraço fluvial no Aterro Sanitário de Iporanga/SP; (C) terraço fluvial na entrada de Iporanga/SP; (D) Caverna Alambari de Baixo; (E) Caverna Couto; (F) Caverna Santana; (G) Caverna Cafezal; (H) Gruta dos Paivas; (I) Caverna Espírito Santo; (J) Caverna Morro Preto; (K) terraço fluvial próximo à Caverna Alambari; (L) terraço fluvial próximo à Caverna Couto.	79
Figura 3.4 Perfis granulométricos dos sedimentos cavernícolas da sub-bacia do rio Betari, expressos em frações de argila, silte, areia e cascalho.	82
Figura 3.5 Perfis granulométricos dos sedimentos cavernícolas das sub-bacias dos rios Iporanga (cavernas Espírito Santo e Chapéu) e Pilões (Gruta dos Paivas), expressos em frações argila, silte, areia e cascalho.	83
Figura 3.6 Perfis granulométricos dos sedimentos dos terraços fluviais associados ao rio Ribeira de Iguape e a sub-bacia do rio Tapagem/Ostra (Caverna do Diabo), expressos em frações argila, silte, areia e cascalho.	84
Figura 3.7 Diagramas bivariados entre óxidos maiores ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$ ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$ ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{K}_2\text{O}$ ) para sedimentos de cavernas, terraços fluviais, sedimentos superficiais e rochas da bacia do rio Ribeira de Iguape.	96
Figura 3.8 Esquema das cavernas localizadas nas três sub-bacias amostradas. Os valores em vermelho correspondem às datações por luminescência opticamente estimulada (LOE). DB – Caverna do Diabo; ST – Caverna Santa; CF – Caverna Cafezal; MP – Caverna Morro Preto; CB – Caverna Couto; TC – Terraço fluvial da Caverna Couto; AL – Caverna Alambari; TA – Terraço da Caverna Alambari.	101

Figura 3.9 Mapa geológico detalhado da área de estudo, localizada na região de Iporanga (SP), no contexto do Grupo Açungui. O mapa apresenta a distribuição das unidades litoestratigráficas individualizadas, conforme mapeamentos geológicos regionais, agrupadas por rochas carbonáticas, metassedimentares e ígneas. Terraços fluviais: 1 – Aterro Sanitário; 2 – Entrada de Iporanga (SP); 3 – proximidades da caverna Couto; 4 – proximidades da caverna Alambari. Cavernas: 5 – Morro Preto; 6 – Diabo; 7 – Alambari; 8 – Couto; 9 – Santana; 10 – Cafezal; 11 – Paivas; 12 – Espírito Santo; 13 –Chapéu. Pontos de Controle: C1 a C12..... 112

Figura 4.1. A- Localização da área de estudo em mapa topográfico do Brasil, com destaque para as regiões com altitudes superiores a 1000 m e áreas com ocorrência de cavernas; B – mapa hipsométrico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho, com ênfase na bacia do rio Vermelho e a caverna estudada, Lapa Rio das Pedras; C - mapa geológico da bacia do rio das Pedras, afluente da bacia do rio Vermelho, com destaque para a localização da caverna Rio das Pedras, das amostras coletadas e dos principais cursos d’água. .... 121

Figura 4.2 A) Perfil geológico esquemático da Bacia do Rio Vermelho e da Escarpa da Serra Geral, evidenciando os arenitos do Grupo Urucuia, que constituem o Planalto do Oeste da Bahia, e a escarpa regional. A escarpa inferior é constituída por leques coluviais. O recuo da escarpa em longo prazo gerou uma superfície regional aplainada sobre a inconformidade entre os arenitos cretáceos e as pelitos carbonatados Neoproterozoicos do Grupo Bambuí, onde se desenvolvem os sistemas de cavernas e cânions estudados. B) Crosta duricrustal recobrimdo a Serra Geral. C) Vista da Serra Geral, evidenciando a escarpa e o patamar coluvial) (Dornas et al., 2022). D) Depósitos coluviais envolvendo uma mesa. E) Paisagem fluvio cárstica, com rio emergindo em uma ressurgência cárstica. F) Cânion no qual o rio Vermelho encontra-se encaixado ao longo de seu médio e baixo curso. G) Relevo erodido do rio Corrente, no qual o rio Vermelho deságua no Vão do Paranã. H) Entrada de galeria superior de uma caverna associada a uma dolina no topo de uma vertente. I) Condutos superiores de uma caverna preenchidos por sedimentos clásticos. J) Leque aluvial formado por material sedimentar externo depositado no interior de um rio subterrâneo. .... 122

Figura 4.3 Caverna Rio das Pedras I. A – Vista parcial de terraço lateral em níveis preservados no interior da caverna; B - sedimentos clásticos depositados na entrada da caverna; C – blocos carbonáticos decimétricos colapsados na entrada da caverna; e D – vegetação típica de Cerrado nas adjacências da caverna ..... 124

Figura 4.4 Perfil estratigráfico do depósito sedimentar na Lapa Rio das Pedras, demonstrando a variação vertical da granulometria, a interpretação de fácies sedimentares e a descrição macroscópica dos níveis deposicionais..... 128

Figura 4.5 Matriz de Presença/Ausência de minerais por amostra ..... 130

Figura 4.6. Perfis verticais (profundidade x concentração) de elementos maiores expressos como óxidos ( $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ) com faixas demarcando os seguimentos de base (azul), meio (amarelo) e topo (verde). .... 132

Figura 4.7. Perfis verticais de profundidade versus concentração (em escala linear) para elementos selecionados com faixas demarcando os seguimentos de base (azul), meio (amarelo) e topo (verde), com destaque para variações marcantes de Th, Rb e razões de ETR ( $La/Yb$ ,  $Yb/Sm$ ) nas camadas superiores..... 133

Figura 4.8 Teores de elementos maiores expressos como óxidos ( $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ) em diferentes camadas do perfil sedimentar da Lapa Rio das Pedras (base, intermediária e topo), comparados a amostras de solo e rocha da área de recarga por meio da análise de componentes principais. Os dados indicam variação composicional vertical e distinções claras entre o material cavernícola e os potenciais materiais fonte. .... 134

Figura 4.9 Relação entre pares de elementos maiores expressos como óxidos ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; $\text{SiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; $\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ao longo do perfil cavernícola e amostras externas.....	139
Figura 4.10 Razões entre elementos terras raras (Yb/Sm e La/Yb), comparadas entre as camadas do perfil, solos e rochas da área.....	142

## LISTA DE TABELA

Tabela 2.1 Lista de trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas no mundo com perspectiva paleoambiental entre 2011-2021 extraídas da Plataforma do Web of Science.....	67
Tabela 3.1 Caracterização quantitativa das sub-bacias do rio Ribeira de Iguape, com destaque para a área, o número absoluto de cavernas e a densidade de cavernas por km <sup>2</sup> .....	74
Tabela 3.2 Síntese das informações espaciais e geológicas das cavernas e dos terraços fluviais amostrados no Vale do Ribeira, incluindo sub-bacia hidrográfica, unidade geológica e coordenadas geográficas.....	77
Tabela 3.3 Pontos de controle no exocarste utilizados na caracterização das áreas-fonte e na comparação geoquímica com os depósitos cavernícolas. ....	78
Tabela 3.4 Escala de Wentworth simplificada utilizada para a classificação granulométrica do tamanho dos grãos sedimentares. ....	80
Tabela 3.5 Concentração de elementos maiores expressos como óxidos (%) nos sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape.....	86
Tabela 3.6 Concentração de elementos maiores expressos como óxidos (%) nas amostras dos pontos de controle do exocarste, representativas das principais litologias aflorantes na bacia do rio Ribeira de Iguape. ....	88
Tabela 3.7 Mineralogia qualitativa determinada por difração de raios X (XRD) em sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape.....	89
Tabela 3.8 Resultados da datação por luminescência opticamente estimulada (LOE/OSL) dos sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape. ....	91
Tabela 3.9 Demonstrativo das idades obtidas pelo método U/Th em depósitos calcícticos que recobrem depósitos fluviais (Karmann, 1994) e das idades obtidas por luminescência opticamente estimulada (LOE) nas mesmas cavernas, obtidas em sedimentos clásticos, determinadas neste estudo.....	102
Tabela 3.10 Resultados completos das análises granulométricas dos sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape.....	113
Tabela 4.1 Análise de fácies sedimentares identificadas nos depósitos da caverna Rio das Pedras. ...	129
Tabela 4.2 Resultado da análise granulométrica da Lapa Rio das Pedras em porcentagem (%) .....	154
Tabela 4.3 Resultado dos elementos óxidos da Lapa Rio das Pedras em porcentagem (%).....	156
Tabela 4.4 Concentrações de elementos traço (Rb, Th, La, Yb e Sm) em ppm, razões geoquímicas entre elementos traço e elementos terras raras (ETR) das amostras analisadas. ....	158

# 1 INTRODUÇÃO

O estudo de paisagens fornece dados importantes acerca da evolução do modelado do relevo. De modo geral, a evolução da paisagem depende de diversos fatores, como clima, vegetação, controles tectônicos, ocupação humana, avanços tecnológicos e uso da terra, dentre outros (Antinao e Gosse, 2009; Francke et al., 2020). Pesquisas no Quaternário utilizam com frequência arquivos sedimentares como depósitos coluviais, leques aluviais, sedimentos fluviais e lacustres, além de arquivos marinhos, nos processos de reconstrução da paisagem (Dotterweich, 2013; Francke et al., 2020).

No entanto, conseguir registros preservados que incluem um histórico sedimentar mais extenso torna-se uma tarefa difícil, principalmente em regiões com intensa modificação do relevo com processos erosivos bem atuantes. Nesse contexto de estudos paleoambientais, destacam-se as áreas cársticas, uma vez que o ambiente subterrâneo protege os sedimentos da denudação superficial (Sartégou et al., 2018). Essas regiões são altamente vulneráveis às mudanças climáticas globais estando, portanto, a deposição sedimentar cavernícola condicionada a tais alterações (Bella et al., 2021). Ademais, esses espaços estão sob pressão antrópica e necessitam de cuidados constantes para preservação e garantia do manejo sustentável.

Nesse cenário, destacam-se as cavernas, que funcionam como armadilhas naturais de sedimentos clásticos, químicos e orgânicos, os quais correspondem a evidências passadas de clima, processos geomórficos, fauna, vegetação e ocupação humana (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996). Tal fato decorre da proteção natural contra a erosão e o intemperismo superficial, que preservam as sequências sedimentares, enquanto os depósitos superficiais equivalentes foram parcialmente ou totalmente removidos (Auler et al., 2009). No geral, os sedimentos ficam resguardados dos eventos geomorfológicos destrutivos, permitindo o acúmulo na ordem de milhões de anos com mínimas alterações (Ballesteros et al., 2019; Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996; Krajcarz et al., 2020). Assim, a diversidade dos depósitos e da arquitetura estratigráfica resulta das mudanças ambientais e geomorfológicas do ambiente circundante (Arriolabengoa et al., 2015).

Os sedimentos clásticos em caverna podem ser utilizados para a compreensão do paleoambiente, dos processos hidrológicos e paleoclimáticos, além de contribuir para o

entendimento da evolução do relevo, isso porque o ambiente subterrâneo conserva as modificações de forma eficaz (Bógalo et al., 2021; Cuenca et al., 2018; Karkanis et al., 2021; White, 2007). As mudanças na deposição dentro da caverna são sensíveis, por exemplo, à erosão da paisagem ou inundações, os quais podem ser associadas à evolução no clima da área (Auler et al., 2009; Martini, 2011). Esses sedimentos se caracterizam por fragmentos de rochas oriundos do intemperismo químico e físico, posteriormente transformados durante o transporte e alteração química nos ambientes superficiais e subterrâneos (Gillieson, 1996). Contudo, devido às várias mudanças pós deposicionais, hiatos temporais, redeposição, deposições inversas, variação nas taxas de deposição e retrabalhamento, por exemplo, o estudo torna-se desafiador (Ford e Williams, 2007; Temovski et al., 2016; Zupan Hajna et al., 2020).

Em um contexto mais amplo, a evolução do relevo em áreas cársticas guarda relação direta com a dinâmica fluviocárstica, visto que a incisão do rio e seu nível de base têm relação com alguns níveis epifreáticos nas cavernas horizontais e em terraços ao longo do curso d'água (Parés et al., 2020; Sartégou et al., 2020). Os sedimentos depositados refletem as mudanças no regime tectônico, na intensidade de erosão, na evolução do rio, e na história hidrológica (Bella et al., 2021; Zupan Hajna et al., 2020). As mudanças do nível de base podem estar associada a alterações no nível do mar, clima e/ou taxas de soerguimento (Audra e Palmer, 2011). Quando ocorre um entrenchamento gradual de um rio, seguido de estabilidade, as cavernas associadas respondem com um reajuste rápido do nível de base, desencadeando uma nova fase de gênese cavernícola (Audra et al., 2007). Mudanças no lençol freático por meio de aprofundamento podem provocar, a depender da intensidade do evento, o abandono de níveis superiores e manter inundado condutos inferiores. Contudo, o processo inverso também pode acontecer, a partir da elevação do nível de base, que também deixaria registros nos dutos cavernícolas (Sartégou et al., 2018).

O rebaixamento do nível de base pode ocorrer, por exemplo, em função do aumento das taxas de incisão do rio principal ou questões climáticas, tornando possível o registro robusto desse processo por meio da deposição no interior das cavernas, que pode ser extrapolado para níveis locais e regionais (Stock, Riihimaki e Anderson, 2006). Ao datar esses sedimentos, algumas variáveis podem ser obtidas como o cálculo das taxas de incisão e desnudação que correspondem a um dos processos erosivos primários para o estudo da evolução das paisagens (Sasowsky, 2007; Stock et al., 2005). De forma geral, os estudos cronológicos permitem

compreender os processos de incisão fluvial, aumento ou redução do lençol freático, relação entre paisagem/clima (Sasowsky, 2007). Métodos geocronológicos, como a datação a partir de núclídeos cosmogênicos, podem retornar resultados da ordem de milhões de anos fornecendo informações até o Plioceno (por exemplo: Calvet *et al.*, 2015; Häuselmann, 2007)

Compreender a evolução dessas paisagens depende do conhecimento da cronologia das modificações geomorfológicas, dos processos de exumação e da dinâmica sedimentar (Sartégou *et al.*, 2020). Uma das vantagens de usar os sedimentos clásticos de cavernas é a diversidade de evidências para análises paleoambientais (Stratford, Braun e Morrissey, 2021). Dada a complexidade das deposições nos ambientes cavernícolas, torna-se necessário a aplicação de diversas técnicas, sendo comum o estudo com diferentes metodologias (Constantin *et al.*, 2014; Haddad-Martim *et al.*, 2017; Minckley *et al.*, 2021).

O estabelecimento de uma cronologia é essencial para correlacionar os registros dentro e fora das cavernas com os eventos superficiais regionais ou globais (Mirea *et al.*, 2021; White, 2007). As próprias discontinuidades presentes nas sucessões estratigráficas suscitam questões interessantes para compreensão geomorfológica regional, uma vez que alterações no processo de sedimentação permitem inferir mudanças climáticas, atividade tectônica ou impacto antrópico (Gillieson, 1996). Mineralogia e composição química, por exemplo, podem fornecer informações sobre a proveniência e os processos de transporte dos sedimentos (Bottrell, Hardwick e Gunn, 1999). A combinação de dados geoquímicos e mineralógicos tem sido um aliado para discussões da origem dos sedimentos depositados nos interiores de caverna, bem como processos sedimentares (Arriolabengoa *et al.*, 2015). Com uma gama de estudos geoquímicos em sedimentos químicos, como espeleotemas, estudar sedimentos clásticos em cavernas traz nova luz ao contexto paleoambiental da área e permite estabelecer novas perspectivas.

Os estudos voltados à compreensão da paisagem utilizando de sedimentos clásticos em cavernas ainda se encontram em desenvolvimento, especialmente em escala nacional. No Brasil, além de serem poucos, algumas dezenas de trabalhos, esses estudos não conseguem abranger de forma homogênea o território nacional, concentrando-se em regiões específicas (Caldeira, Uagoda e Nogueira, 2019). Segundo o Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (ICMBio/CECAV), o Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas (CANIE)

registra atualmente milhares de cavernas cadastradas no Brasil, divididas em diferentes litologias como rochas carbonáticas, quartzitos e minério de ferro, refletindo a diversidade geológica das regiões cársticas do país. As paisagens cársticas brasileira são predominantemente tropicais, apresentando características únicas evidenciadas pela presença de várias unidades geológicas, especialmente as carbonáticas, pela formação de solos profundos e pela notável acumulação de sedimentos transportados para sistemas subterrâneos através de sumidouros em recargas pontuais.

Este estudo está contemplado no âmbito dos projetos vinculados ao geoCarste/CNPq – grupo de Estudos do Geossistema do Carste – e teve financiamento para estratégia de campo e análises laboratoriais de dois projetos de pesquisa: TCCE nº 01/2021 financiado pelo CECAV/ICMbio, intitulado “Registro sedimentar clástico em cavernas nos sistemas cársticos do Supergrupo Açungui para compreensão de variações paleoambientais” e TCCE nº 01/2018/Vale/ICMbio, PROCESSO Nº: 02667.000110/2017-10, intitulado “Susceptibilidade, Hidrologia e Geomorfologia Cárstica Aplicadas à Conservação do Patrimônio Espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho”.

Esses estudos integram o projeto guarda-chuva do grupo de pesquisas geoCarste , intitulado “Funcionalidade das paisagens cársticas tropicais: hidrossedimentologia e pressões antrópicas”, financiado pela Chamada CNPq Nº 09/2023 - Bolsas de Produtividade em Pesquisa – PQ, que tem como objetivo melhorar a compreensão sobre a dinâmica de carstificação, da formação e deposição de sedimentos clásticos em rochas carbonáticas de distintas condições climáticas no Brasil, além de avaliar as pressões antrópicas para cada caso.

O presente trabalho se propõe a investigar as diferenças nos processos de deposição de sedimentos clásticos em cavernas desenvolvidas em rochas carbonáticas de distintas áreas tropicais, a partir de dois estudos de caso: uma no bioma da Mata Atlântica e outro no Cerrado Brasileiro (Figura 1.1). A escolha das províncias cársticas do Grupo Bambuí (Centro-Oeste) e o Supergrupo Açungui (Sudeste) fundamenta-se na possibilidade de estabelecer um estudo comparativo entre dois sistemas flúvio-cársticos inseridos em contextos geológicos, geomorfológicos e climáticos distintos. Em acréscimo, essa decisão foi balizada pelos projetos de financiamento que garantiram apoio para o desenvolvimento da pesquisa e permitiram a consolidação de uma linha investigativa sobre sedimentos clásticos cavernícolas no Brasil.

Nesse cenário, uma das províncias cársticas estudadas localiza-se no centro-oeste brasileiro, na divisa dos estados de Goiás e Bahia, na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), inserida no bioma Cerrado. Nessa região, o carste se desenvolve nos calcários do Grupo Bambuí (Neoproterozóico) e possui bagagem histórica do contexto espeleológico da área, que pode alcançar intervalos de milhares de anos, incluindo estudos regionais sobre sua carstificação, deposição sedimentar e condicionantes ambientais (Caldeira *et al.*, 2021; Uagoda *et al.*, 2025).

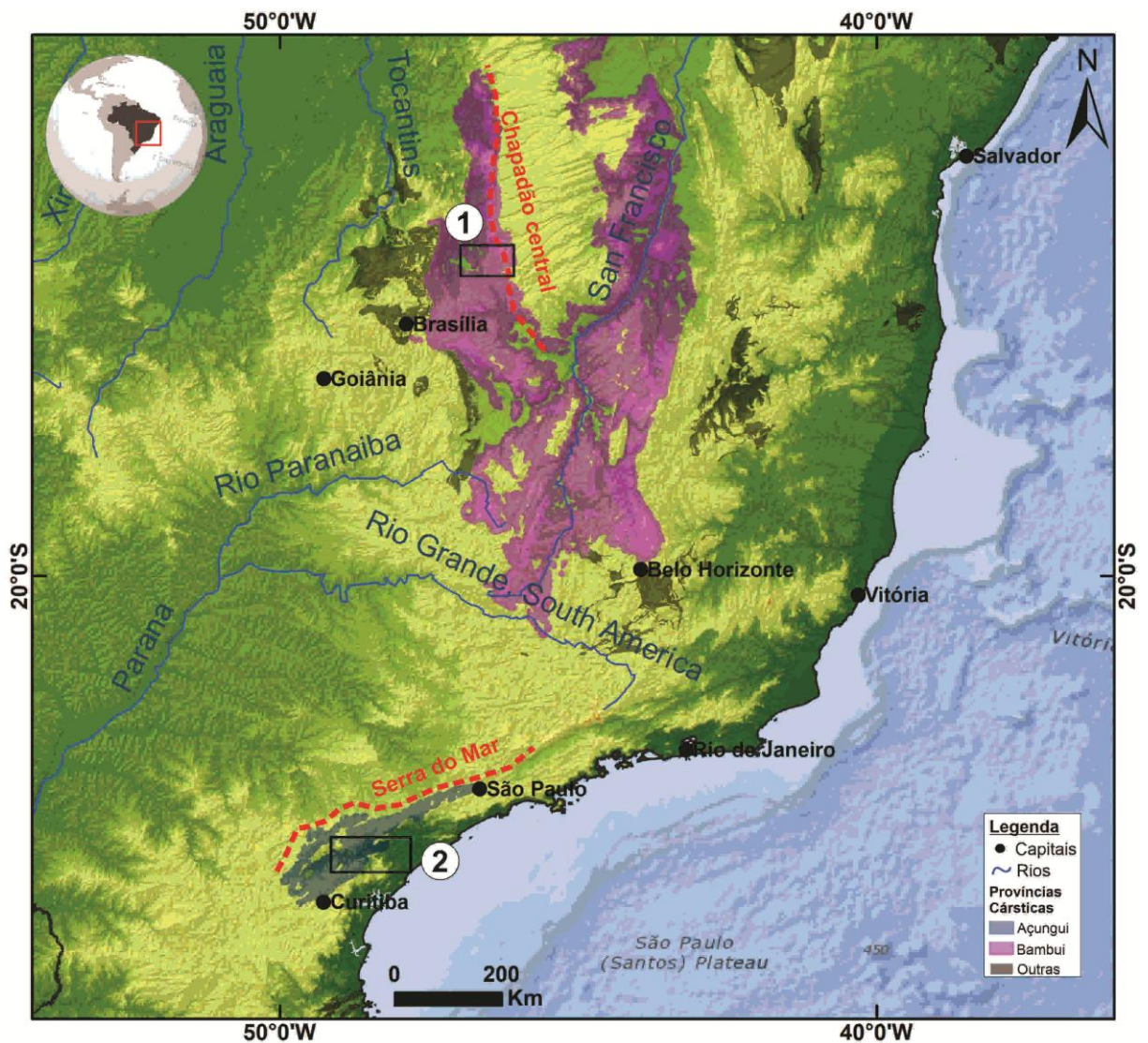


Figura 1.1. Localização das duas bacias-estudo/províncias cársticas (1) Rio Vermelho/Grupo Bambuí; (2) Rio Ribeira do Iguape/Supergrupo Açungui, no contexto da zona de clima tropical brasileiro e em suas províncias cársticas, respectivamente Bambuí e Açungui e sua relação entre as baixadas respectivas aos calcários e as chapadas ou serras circundantes dos divisores de água, constituídas por rochas residuais como arenitos, quartzitos e granitos.

A outra província estudada está na região do Vale do Ribeira e compreende uma área de Mata Atlântica com um importante patrimônio espeleológico protegida por meio de parques estaduais. O carste se desenvolve nos calcários do Supergrupo Açungui (Proterozóico) onde centenas de cavernas foram mapeadas e vários trabalhos desenvolvidos na região principalmente com sedimentos químicos como espeleotema (Cruz et al., 2006; Cruz, 2003; Karmann, 1994). Cabe destacar, em especial, a tese desenvolvida na área (Karmann, 1994) que fornece uma explanação sobre o sistema cárstico da área levando em conta aspectos geomorfológicos, geoespeleológicos, hidrológicos e hidrogeológicos.

Todavia, ainda existe um amplo potencial para o estudo dos depósitos sedimentares nas cavernas escolhidas, principalmente no que tange à utilização de múltiplas metodologias e de novas abordagens geoquímicas para compreensão do ambiente circundante. Dessa forma, esta pesquisa justifica-se por sua contribuição aos registros paleoambientais preservados em cavernas de distintas condições no Brasil, além de fornecer dados para a interpretação da dinâmica hidroerosiva a partir dos registros sedimentares preservados em cavidades do fluvio-carste. Em acréscimo, os resultados fornecem informações que viabilizam a preservação do patrimônio espeleológico e servem de subsídio para eventuais tomadas de decisões por parte dos órgãos competentes.

A hipótese desta tese parte da premissa de que os sedimentos clásticos preservados no interior de cavernas tropicais refletem a assinatura geoquímica e sedimentológica dos ambientes circundantes, bem como registram de forma diferenciada as mudanças hidrossedimentares, geomorfológicas e litológicas das áreas-fonte, possibilitando distinguir padrões paleoambientais e paleohidrológicos tanto no Supergrupo Açungui (contexto metamórfico) quanto no Grupo Bambuí (contexto cratônico).

## **1.1 OBJETIVO GERAL**

O objetivo principal da pesquisa foi analisar a dinâmica paleoambiental e paleohidrológica a partir dos registros de sedimentos clásticos preservados no interior das cavernas tropicais na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho e Vale do Rio Ribeira de Iguape, considerando os registros hidrossedimentares, geoquímicos, geomorfológicos, de deposição e proveniência sedimentar.

### **1.1.1 Objetivos Específicos**

Propõem-se como objetivos específicos:

- a) Construir um arcabouço teórico sobre a reconstrução da paisagem a partir do uso de sedimentos clásticos em cavernas e as principais metodologias aplicadas;
- b) Mapear e caracterizar sequências estratigráficas no interior de cavernas no Vale do rio Ribeira de Iguape e na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho;
- c) Detalhar as composições geoquímicas de elementos maiores e/ou traço nos sedimentos, para identificar a origem alóctone e autóctone e discutir processos sedimentares;
- d) Identificar a proveniência dos sedimentos de cavernas com amostras coletadas no exocarste (terraços fluviais, solos e rochas);
- e) Comparar dados geoquímicos encontrados na pesquisa atual com dados já obtidos em trabalhos anteriores e estabelecer correlações possíveis de origem/transformação/deposição de sedimentos derivados de alterações das paisagens no Quaternário;
- f) Compilar dados de caracterização sedimentológica (granulometria, fácies), mineralógicos, geoquímicos e cronológicos (luminescência opticamente estimulada) para compreender alterações ambientais em ambientes cársticos tropicais.

## **1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO OU ÁREA DE ESTUDO**

### **1.2.1 Vale do Rio Ribeira**

A região do Vale do Rio Ribeira localiza-se a leste do estado do Paraná e sudeste do estado de São Paulo, próxima aos municípios de Iporanga, Apiaí, Guapiara, Ribeirão Grande e Eldorado, a cerca de 320 km da capital paulista. Essa região abriga uma das principais províncias cársticas brasileira, com centenas de cavernas mapeadas e distribuídas em parques estaduais. As cavernas e terraços estudados estão localizadas em três unidades de conservação: Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), Parque Estadual Intervales (PEI) e Parque Estadual Caverna do Diabo (PECD), Figura 1.2A-D.

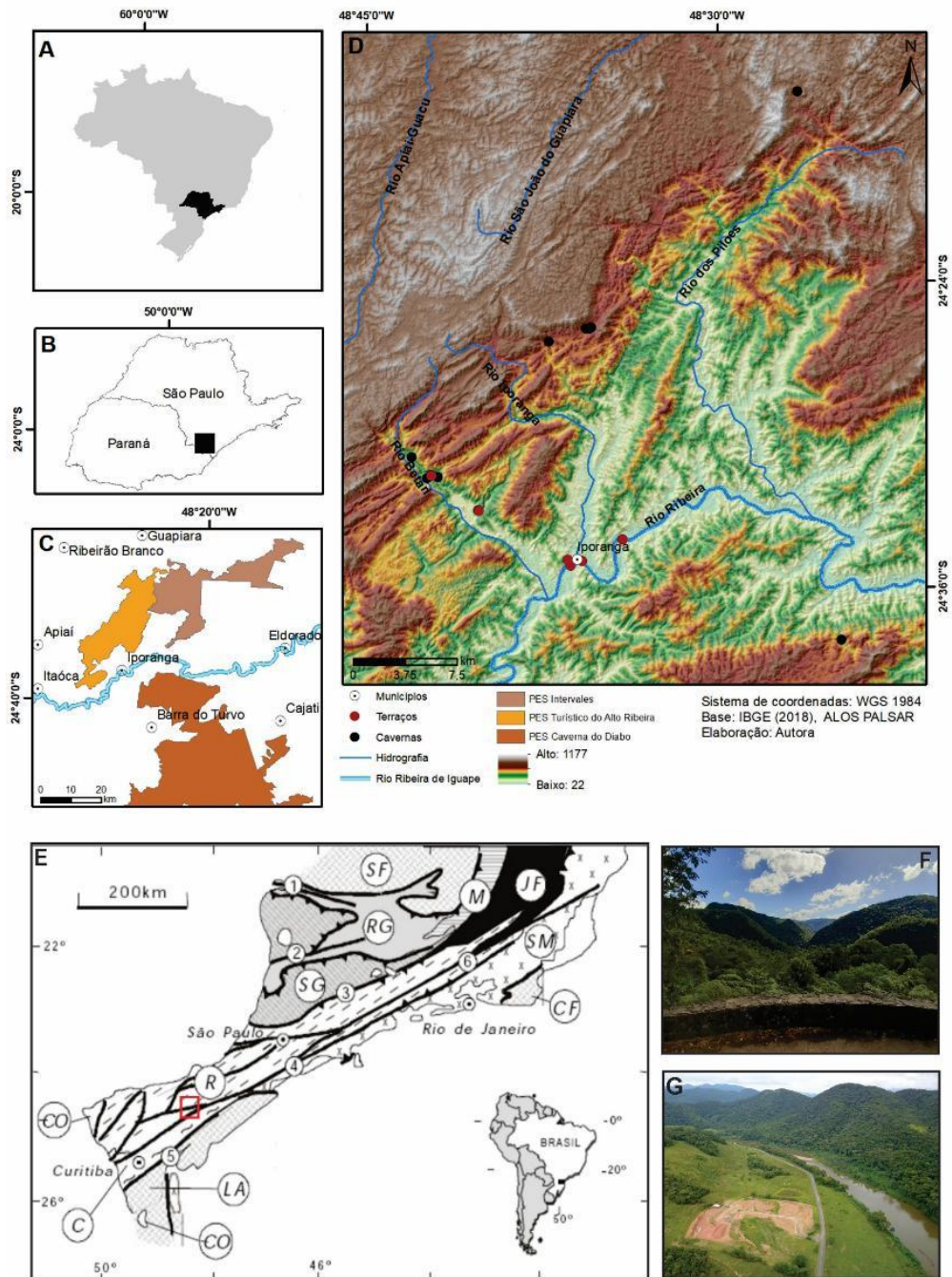


Figura 1.2 Caracterização da área de estudo. A) Localização da área na América do Sul e no estado de São Paulo (B). C) Área de estudo incluindo os parques estaduais. D) Mapa hipsométrico da área incluindo cavernas e terraços visitados. E) Contexto geológico regional com área de estudo em vermelho (aproximação). Blocos e fragmento cratônico: LA - Luís Alves, CF - Cabo Frio, SF - São Francisco; Terrenos arqueanos e Paleoproterozóicos: C - Curitiba, SM - Serra do Mar, JF - Juiz de Fora, M - Mantiqueira; Faixas de dobramento Meso a Neoproterozóicas: RG - Alto Rio Grande, R - Ribeira, SG - Nappe Socorro-Guaxupé; Sequências sedimentares e vulcanossedimentares Cambro-ordovicianas - CO; Zonas de cisalhamento: 1 - Campos do Meio, 2 - Jacutinga-Ouro Fino, 3 - Jundiuvira-Boquira-Rio Preto, 4 - Cubatão, 5 - Lancinha, 6 - Além Paraíba (Campanha e Sadowski, 1999). F) Vale encaixado do rio Betari na região do Vale do Ribeira. G) Rio Ribeira (a direita)

A área pertence ao Domínio Apiaí, porção sudoeste da Faixa Ribeira, representada por rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórficos do Supergrupo Açungui e embasamento Gnáissico-migmatítico, com intercalações diversas de metassedimentos, e núcleos charnockíticos em algumas porções (Campanha, 2002; Campanha e Sadowski, 1999), Figura 1.2E. O Supergrupo possui idade Meso a Neoproterozóica distribuídas em faixas de orientação NE marcadas por contatos tectônicos associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes (Campanha, 1991, 2002; Campanha e Sadowski, 1999). São comuns as intrusões de corpos granitoides nesse contexto estrutural (Campanha, 2002). Destaca-se que neste trabalho será adotado o termo Supergrupo Açungui, conforme sugerido por Campanha (1991; 2002) e (Campanha e Sadowski, 1999), de modo a refletir a complexidade geológica regional e seguindo a literatura mais recente (Godoy et al., 2023; Vieira et al., 2020).

Os terrenos cársticos do PETAR e PEI são representados pelo Grupo Lajeado, caracterizado por uma série de anticlinais e sinclinais e pela alternância entre unidades pelítica, psamíticas e carbonáticas (ex: metalcalcarenito, metacalcilutitos impuros calcíticos, dolomíticos, calcilutitos laminados) (Campanha, 1991, 2002; Karmann e Ferrari, 2002). No Parque Estadual Caverna do Diabo (PECD), os terrenos cársticos correspondem à Sequência Andorinhas, no qual a unidade carbonática é representada pelo Mármore de Tapagem, composto predominantemente por mármore fino a grosso, dolomítico, localmente calcítico (Faleiros e Pavan, 2013).

O relevo da região integra o Cinturão Orogênico do Atlântico, representado pela transição entre o Planalto Atlântico e a Baixada Costeira, marcado por amplitudes altimétricas em torno de 700 metros (Karmann e Ferrari, 2002) Figura 1.2D. O cinturão possui uma complexidade litológica-estrutural, associada às atividades tectônicas regionais durante o Pré-Cambriano Médio e Superior, com reativações tectônicas no Jurássico-Cretáceo e Cenozóico (Ross, 2002). A morfologia do relevo resulta, em grande parte, da erosão diferencial regressiva da Serra do Mar, que, a depender da heterogeneidade litológica, provoca, ao longo do tempo, o rebaixamento de áreas com rochas menos resistentes, deixando em evidência estruturas rochosas sustentadas, por exemplo, por granitos, quartzitos e gnaisses (Almeida e Carneiro, 1998; Ross, 2002).

A bacia localiza-se sob o domínio de clima subtropical úmido, com média de pluviosidade anual em torno de 1900 mm e temperaturas médias anuais entre 20 e 22°C (Alvares et al., 2013; Karmann e Ferrari, 2002). Tais condições permitem o desenvolvimento de uma vegetação densa de Mata Atlântica, característica marcante da região, Figura 1.2F.

A região estudada está inserida na bacia do Rio Ribeira de Iguape (Figura 1.2G), que nasce no estado do Paraná, abarcando os afluentes como os rios Betari, Iporanga, Pilões e Tapagem. Devido às diferenças altimétricas, os rios apresentam vales encaixados e perfis longitudinais de alto a médio gradiente, por vezes formando localmente cachoeiras (Karmann e Ferrari, 2002). Na região do PETAR, foram observadas taxas moderadas de alteração no nível de base, que possui como característica a existência de condutos freáticos de médio a grande porte (Karmann, 1994).

Com relação à pedologia os solos apresentam forte correlação com a geologia, refletindo as condições da rochas matriz (Theodorovicz e Theodorovicz, 2007). Nesse cenário, rochas metamórficas de baixo grau e ígneas intrusivas geram principalmente Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos, que se caracterizam por serem solos rasos, pouco desenvolvidos, com drenagem variável. Já as rochas carbonáticas, originam Cambissolos Háplicos, no entanto, Neossolos Litólicos também são observados em algumas porções. Nota-se que, nos afloramentos, os solos são rasos ou ausentes, em contrapartida, nos interflúvios e vales, Cambissolos e Neossolos estão presentes. Em acréscimo, na região, os solos mais profundos e intemperizados, como Latossolos Brunos e Vermelho-Amarelos, são preferencialmente oriundos de litologias terrígenas metamorfizadas, sendo encontrados em relevos mais regulares.

Na região do Vale do Ribeira destacam-se diversas feições cársticas, como torres, vales cársticos, dolinas, cavernas e abismos, além de um carste poligonal (Karmann, 1994; Karmann e Sánchez, 1979). Nas zonas cársticas do Grupo Lajeado, observa-se que as áreas carbonáticas são rebaixadas em comparação aos locais onde as rochas pelíticas, psamíticas e graníticas afloram (Karmann e Ferrari, 2002). Essa situação proporciona uma recarga mista no sistema cárstico com uma importante contribuição alóctone provenientes do exocarste, em contraste com aportes estritamente autóctone.

Nesse contexto, a configuração geomorfológica atual do PETAR pode ser interpretada como resultado da alteração do nível de base, que pode ser consequência das oscilações do nível

do mar e/ou de processos tectônicos verticais (Karmann, 1994). Durante os períodos de rebaixamento do nível de base, por exemplo, associados ao Máximo Glacial, tais variações podem ter ocasionado o entalhamento dos vales e condutos cársticos. Após a fase glacial, ocorre o retorno dos níveis de base às condições normais, resultando na redução do potencial hidráulico e, portanto, na diminuição da capacidade de erosão e transporte, por fim, ocasionando a deposição sedimentar nos fundos de vale e nos condutos, anteriormente entalhados (Karmann, 1994). Já na Faixa André Lopes (planalto), onde está inserida a Caverna do Diabo (PCD), grande parte da recarga é autóctone, com presença de carste poligonal e depressões fechadas, além de alta quantidade de sumidouros e cones cársticos (Hiruma, Ferrari e Amaral, 2008).

### **1.2.2 Área de Preservação Ambiental Nascente do Rio Vermelho (APANRV)**

A outra região estudada localiza-se na Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), no município de Mambaí, situado no nordeste do estado de Goiás, divisa com o estado da Bahia, a aproximadamente 320 km de Brasília. A área insere-se na borda oeste do Cráton São Francisco e corresponde aos sedimentos da Bacia do São Francisco, cujo embasamento corresponde as sucessões carbonáticas e siliciclásticas do Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica (Dardenne, 1978).

Na região de estudo, o Grupo Bambuí apresenta características sedimentares, estratigráficas e estruturais diferentes da porção oriental do Cráton, associada a um contexto de bacia tectonicamente estável (Lima, 2011). As cavernas desenvolvem-se preferencialmente na Formação Lagoa do Jacaré, representada pela alternância de calcários oolíticos e pisolíticos, intercalados com siltitos e margas (Dardenne, 1978), Figura 1.3. Os sedimentos da Bacia Sanfranciscana, encontram-se sotopostos ao Grupo Bambuí e recobrem o embasamento, sendo representados pelas Coberturas Fanerozóicas, correspondendo principalmente ao Grupo Urucua de idade cretácea, comum na Bahia (Campos e Dardenne, 1997).

A paisagem regional é marcada por um relevo tabuliforme, no qual se destaca a Serra Geral de Goiás, de direção norte-sul e aproximadamente 400 km de extensão. A atuação de processos de erosão regressiva ao longo da escarpa contribui para o desenvolvimento de paisagem do tipo cuesta, dividida em três compartimentos: (i) porção superior (Chapadão Central), remanescente da superfície Sulamericana, corresponde aos arenitos do Grupo

Urucuia; (ii) porção inferior (Vão do Paranã), remanescente da Superfície Velhas, representada pelas rochas do Grupo Bambuí; e (iii) as áreas intermediárias, atribuídas aos depósitos colúvio-eluvionares gerados a partir do desmonte dos arenitos (Cherem e Varajão, 2014). Nesse cenário, são comuns os morros testemunhos (inselbergs) gerados a partir da regressão da escarpa.

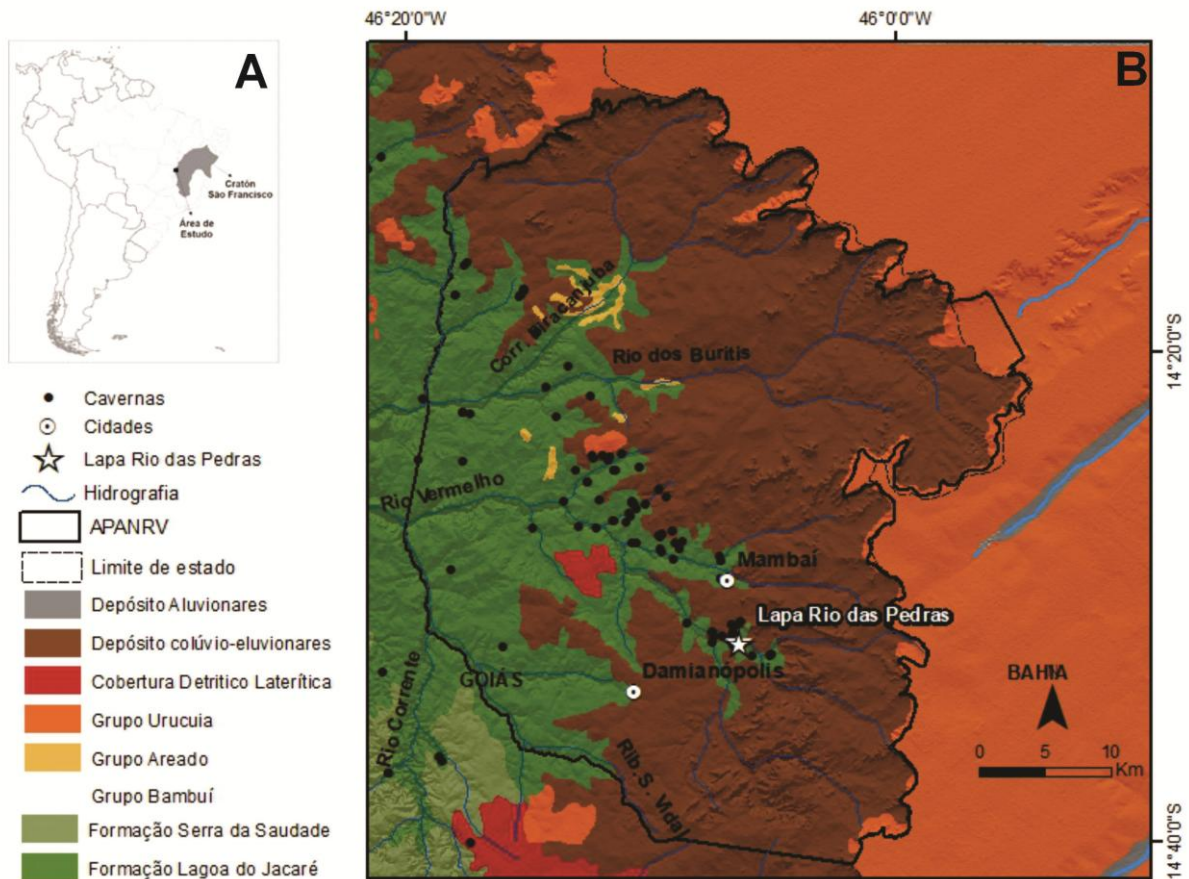


Figura 1.3 Localização da Área de Proteção Ambiental Nascente do Rio Vermelho no contexto brasileiro e do Cratón São Francisco B) Geologia a área (Caldeira, 2020).

A Serra Geral de Goiás atua como um divisor hidrográfico de duas bacias hidrográficas brasileiras relevantes: São Francisco (leste) e Tocantins-Araguaia (oeste), sendo nesta última que se insere a APANRV. Os fluxos hidrográficos da área escoam para a bacia hidrográfica do rio Correntes, que integra à bacia do Rio Vermelho. O clima pode ser definido como Tropical com Inverno Seco, apresentando um período seco (abril a setembro) e outro chuvoso (outubro a março), com pluviosidade média anual de 1260mm e temperatura média em torno de 24°C (Alvares et al., 2013). A vegetação é típica de Cerrado, e os principais solos incluem

Cambissolo, Chernossolo, Latossolo, Organossolo, Neossolo Litolico e Quartzarênico (Hussain et al., 2020).

Feições típicas de áreas cársticas são encontradas na região, como dolinas de sulfusão e colapso, vales secos, sumidouros, ressurgências e lapiás (Ferreira e Uagoda, 2019; Motta, 2003). As cavernas desenvolvem-se preferencialmente de duas formas: (i) próximo a transição entre os terrenos cársticos (depósitos alúvio-coluvionares oriundos do Grupo Urucuia) gerando cavernas vadasas e meândricas preenchidas com sedimentos e sinais de paragênese; e (ii) cavernas próximas aos cânions com pouco sedimento depositado (Hussain et al., 2020).

A evolução da paisagem na área é controlada pela dinâmica fluvio-cárstica. As cavernas fluviais se desenvolvem vinculadas a alterações no nível freático, e, ao longo do tempo, colapsam, formando grandes cânions que se ajustam ao nível de base dos rios coletores. Esse processo faz com que as feições cársticas respondam às alterações, seja pela reativação hidráulica, seja pelo abandono de condutos, que permanecem suspensos e preenchidos por sedimentos.

Na mesma região, na caverna fluvial da Tarimba (Caldeira *et al.*, 2021) o sistema de condutos formou-se por drenagem subterrânea, conectando uma dolina a um sumidouro freático, no qual o fluxo subterrâneo se liga ao rio Extrema. Sedimentos antigos estão preservados nos setores vadosos superiores, enquanto sedimentos mistos se acumulam nas zonas freáticas, evidenciando a conexão hidrossedimentológica entre os sistemas vadoso e freático. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) realizadas indicam três fases deposicionais: Fase 1 (>197 ka), caracterizada por alternância de fluxos de água, eventos de inundação e erosão; Fase 2 (~197 ka), subsequente a um evento erosivo, com deposição de sedimentos arenosos e cascalhos; e Fase 3 (87–52 ka), marcada pela deposição de frações argilosas finas (Caldeira *et al.*, 2021).

A relação entre o relevo cárstico, os sistemas de cavernas associados à escarpa da Serra Geral e a evolução dos patamares topográficos indica a existência de fluxos dinâmicos responsáveis pela deposição de sedimentos finos, como o silte. O ajuste aos níveis de base regionais ocasiona o aumento da velocidade de fluxo e das taxas de erosão, resultando no aumento do aporte sedimentar (Uagoda et al., 2025). Os fundos de vale em cânions atuais estão ajustados aos níveis de base, abaixo de 700 m acima do nível do mar, onde encontram-se muitos

vales cegos, com sumidouros, ressurgências e depósitos fluviais abandonados, com idades entre 10 ka e 1 ka (Nogueira et al., 2025). Esses dados demonstram que, recentemente, também ocorre uma série de ajustamentos na paisagem cárstica, com desenvolvimento de cavernas vadasas e freáticas em calcários, nas quais as bacias hidrográficas captam sedimentos alóctones provenientes dos arenitos circundantes, que contribuem para a formação do fluviocarste.

### **1.3 ORGANIZAÇÃO DA TESE**

Essa tese de Doutorado foi organizada na forma de artigos científicos, com vistas à divulgação dos resultados para a comunidade científica, sendo estruturada em cinco capítulos. No Capítulo 1 – são fornecidas informações do projeto de tese e sua organização. No Capítulo 2 consta uma revisão bibliográfica por meio do artigo “Sedimentos clásticos cavernícolas: panorama das pesquisas paleoambientais mundiais na última década”. O Capítulo 3 agrupa os resultados de caracterização sedimentar e resultados de geoquímica realizados em cavernas do Vale do rio Ribeira de Iguape/SP através do artigo “Caracterização de sedimentos clásticos em cavernas no Vale do Ribeira de Iguape - São Paulo/Brasil”. O Capítulo - 4 reúne dados extraídos de caverna na APANRV em Mambai/GO, na forma do artigo “Sedimentos clásticos cavernícolas no Cerrado brasileiro: fonte e resultados paleoambientais”. Por fim, no Capítulo – 5 são abordadas considerações finais sobre a tese em comento. Cabe salientar que cada capítulo conta com referências bibliográficas específicas, referente ao texto abordado em cada seção.

### **1.4 REFERENCIS BIBLIOGRÁFICAS**

ALMEIDA, F. F. M. De; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências. v. 28, 2, p. 135–150. 1998

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. Meteorologische Zeitschrift. v. 22, 6, p. 711–728. 2013

ANTINAO, J. L.; GOSSE, J. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32-34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. Geomorphology. v. 104, 3–4, p. 117–133. 2009

ARRIOLABENGOA, M.; IRIARTE, E.; ARANBURU, A.; ARRIZABALAGA, A. Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). Quaternary International journal. v. 364, p. 231–243. 2015

AUDRA, P.; BINI, A.; GABROVŠEK, F.; HÄUSELMANN, P.; HOBLÉA, F.; JEANNIN, P. Y.; KUNAVÉR, J.; MONBARON, M.; ŠUŠTERŠIČ, F.; TOGNINI, P.; TRIMMEL, H.; WILDBERGER, A. Cave and karst evolution in the Alps and their relation to paleoclimate and paleotopography. *Acta Carsologica*. v. 36, 1, p. 53–67. 2007

AUDRA, P.; PALMER, A. N. Structure des réseaux karstiques: Les contrôles de la spéléogénèse épigène. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*. 4, p. 359–378. 2011

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*. v. 106, p. 142–153. 2009

BALLESTEROS, D.; GIRALT, S.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). *Geomorphology*. v. 336, p. 133–151. 2019

BELLA, P.; GRADZIŃSKI, M.; HERCMAN, H.; LESZCZYŃSKI, S.; NEMEC, W. Sedimentary anatomy and hydrological record of relic fluvial deposits in a karst cave conduit. *Sedimentology*. v. 68, 1, p. 425–448. 2021

BÓGALO, M. F.; BRADÁK, B.; VILLALAIN, J. J.; CALVO-RATHERT, M.; GONZÁLEZ, M. I.; HELLER, F.; ORTEGA, A. I.; PARÉS, J. M. High-resolution late Middle Pleistocene paleoclimatic record from the Galería Complex, Atapuerca archaeological site, Spain - An environmental magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*. v. 251. 2021

BOTTRELL, S.; HARDWICK, P.; GUNN, J. Sediment dynamics in the Castleton karst, Derbyshire, U.K. *Earth Surface Processes and Landforms*. v. 24, p. 745–759. 1999

CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M. Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas: Potencialidade para estudo paleoambientais. *Espaço & Geografia*. v. 22, p. 153–189. 2019

CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M.; GARNIER, J.; SAWAKUCHI, A. O.; HUSSAIN, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. *Quaternary International*. v. 580, November 2020, p. 22–37. 2021

CALVET, M.; GUNNELL, Y.; BRAUCHER, R.; HEZ, G.; BOURLÈS, D.; GUILLOU, V.; DELMAS, M.; ARNOLD, M.; AUMAÎTRE, G.; KEDDADOUCHE, K. Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*. v. 246, p. 617–633. 2015

CAMPANHA, G. A. da C. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Universidade de São Paulo (USP). 2002

CAMPANHA, G. A. da C. Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Universidade de São Paulo. 1991

CAMPANHA, G. A. da C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apirai Domain). *Precambrian Research*. v. 98, 1–2, p. 31–51. 1999

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 27, 3, p. 269–282. 1997

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): Aproximações iniciais. *Geonorte*. v. 10, p. 180–184. 2014

CONSTANTIN, S.; ROBU, M.; MUNTEANU, C. M.; PETCULESCU, A.; VLAICU, M.; MIREA, I.; KENESZ, M.; DRĂGUȘIN, V.; HOFFMANN, D.; ANECHITEL, V.; TIMAR-GABOR, A.; ROBAN, R. D.; PANAIOTU, C. G. Reconstructing the evolution of cave systems as a key to understanding the taphonomy of fossil accumulations: The case of Urșilor Cave (Western Carpathians, Romania). *Quaternary International*. v. 339–340, p. 25–40. 2014

CRUZ, F. W. Da. Estudo paleoclimático e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC). Universidade de São Paulo - USP. 2003

CRUZ, F. W.; BURNS, S. J.; KARMANN, I.; SHARP, W. D.; VUILLE, M. Reconstruction of regional atmospheric circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 248, 1–2, p. 495–507. 2006

CUENCA, J. J.; ROBLEDO, P. A.; DURÁN, J. J.; PARDO-IGÚZQUIZA, E.; CHENG, H.; MARTOS, S.; LUQUE, J. A.; MORENO, L. Paleoclimatic inferences from the study of a sedimentary sequence alternating detrital sediments and speleothemes in Sima Engañá, Sierra de las Nieves (Málaga). *Cuaternario y Geomorfología*. v. 32, 1–2, p. 75–89. 2018

DARDENNE, M. A. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paranã (Goiás). In: XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 1978, Recife.

DOTTERWEICH, M. The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation-A global synopsis. *Geomorphology*. v. 201, p. 1–34. 2013

FALEIROS, F. M.; PAVAN, M. Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista – SG.22-X-B-VI, estado de São Paulo, Escala 1:100.000. São Paulo, 2013. p. 128

FERREIRA, C. F.; UAGODA, R. E. S. O uso de veículo aéreo não tripulado - VANT para construção de modelos digitais de terreno – MDT e identificação de dolinas na área da gruna da Tarimba-GO. In: ANAIS DO 35o CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA 2019, Bonito/ MS.

FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. 1. ed. Chichester, UK: John Wiley & Sons. 2007

FRANCKE, A.; HOLTVOETH, J.; CODILEAN, A. T.; LACEY, J. H.; BAYON, G.; DOSSETO, A. Geochemical methods to infer landscape response to Quaternary climate change and land use in depositional archives: A review. *Earth-Science Reviews*. v. 207, February, p. 103218. 2020

GILLIESON, D. *Caves: Processes, Development and Management*. 1o. Massachusetts: Blackwell. 1996

GODOY, A. M.; DUARTE, N. O.; VIEIRA, O. A. R. P.; GODOY, D. F. De. As rochas metabásicas do Supergrupo Açungui, Folha Topográfica Araçáiba, sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Geociências*. v. 42, 3, p. 363–386. 2023

HADDAD-MARTIM, P. M.; HUBBE, A.; GIANNINI, P. C. F.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; HUBBE, M.; MAYER, E.; WANG, X.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; NEVES, W. A. Quaternary depositional facies in cave entrances and their relation to landscape evolution: The example of Cuvieri Cave, eastern Brazil. *Catena*. v. 157, p. 372–387. 2017

HÄUSELMANN, P. How to date nothing with cosmogenic nuclides. *Acta Carsologica*. v. 36, 1, p. 93–100. 2007

HIRUMA, S. T.; FERRARI, J. A.; AMARAL, R. Do. Caracterização de feições cársticas de superfície da Faixa André Lopes (Vale do Ribeira, SP). In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 2008, Curitiba.

HUSSAIN, Y.; UAGODA, R.; BORGES, W.; NUNES, J.; HAMZA, O.; CONDORI, C.; ASLAM, K.; DOU, J.; CARDENAS-SOTO, M. The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration: a case study from Mambaí, Brazil. *Water*. v. 12, p. 1–19. 2020

KARKANAS, P.; MAREAN, C.; BAR-MATTHEWS, M.; JACOBS, Z.; FISHER, E.; BRAUN, K. Cave life histories of non-Anthropogenic sediments help us understand associated archaeological contexts. *Quaternary Research (United States)*. v. 99, p. 270–289. 2021

KARMANN, I. *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do Ribeira de Iguapé, sudeste do estado de São Paulo*. Universidade de São Paulo. 1994

KARMANN, I. K.; FERRARI, J. A. Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP: Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; QUEIROZ, E. T. De; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (orgs.). Brasília: DNPM/CPRM, 2002. p. 401–413

KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L. E. Distribuição das rochas carbonáticas e províncias espeleológicas do Brasil. *Espeleo-tema*. v. 13, p. 105–167. 1979

KRAJCARZ, M. T.; SZYMANEK, M.; KRAJCARZ, M.; PERESWIET-SOLTAN, A.; ALEXANDROWICZ, W. P.; SUDOŁ-PROCYK, M. Shelter in Smoleń III - A unique example of stratified Holocene clastic cave sediments in Central Europe, a lithostratigraphic stratotype and a record of regional paleoecology. *PLoS ONE*. v. 15, 2, p. 1–43. 2020

LIMA, O. N. B. De. *Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco : implicação tectônica e paleo-ambiental*. Universidade de Brasília - UnB. 2011

- MARTINI, I. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*. v. 134, 3–4, p. 452–460. 2011
- MINCKLEY, T. A.; CLEMENTZ, M.; KORNFELD, M.; LARSON, M. Lou; FINLEY, J. B. Late Pleistocene environments of the Bighorn Basin, Wyoming-Montana, USA. *Quaternary Research (United States)*. v. 99, p. 128–141. 2021
- MIREA, I. C.; ROBU, M.; PETCULESCU, A.; KENESZ, M.; FAUR, L.; ARGHIR, R.; TECSA, V.; TIMAR-GABOR, A.; ROBAN, R. D.; PANAIOTU, C. G.; SHARIFI, A.; POURMAND, A.; CODREA, V. A.; CONSTANTIN, S. Last deglaciation flooding events in the Southern Carpathians as revealed by the study of cave deposits from Muierilor Cave, Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 562, p. 110084. 2021
- MOTTA, J. A. O. (org). Projeto cavernas de Mambaí: caracterização do ecossistema cárstico localizado no município de Mambaí e entorno. Brasília. 2003
- NOGUEIRA, A. M.; CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; MENDES, L. C. The Pleistocene-Holocene history of a fluviokarst landscape in Central Brazil: An analysis of the river sediments of the Extrema, das Pedras and Ventura dry valleys. *Quaternary International Journal*. v. 725–726. 2025
- PARÉS, J. M.; CAMPAÑA, I.; DUVAL, M.; SIER, M. J.; ORTEGA, A. I.; LÓPEZ, G. I.; ROSELL, J. Comparing depositional modes of cave sediments using magnetic anisotropy. *Journal of Archaeological Science*. v. 123, p. 105241. 2020
- ROSS, J. A morfogênese da bacia do Ribeira do Iguape e os sistemas ambientais. *GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)*. 12, p. 21–46. 2002
- SARTÉGOU, A.; BLARD, P. H.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D. L.; SORRIAUX, P.; ZIMMERMANN, L.; LAFFITTE, A.; TIBARI, B.; LEANNI, L.; GUILLOU, V.; BOURDET, A. Late Cenozoic evolution of the Ariège River valley (Pyrenees) constrained by cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  dating of cave sediments. *Geomorphology*. v. 371. 2020
- SARTÉGOU, A.; BOURLÈS, D. L.; BLARD, P. H.; BRAUCHER, R.; TIBARI, B.; ZIMMERMANN, L.; LEANNI, L.; AUMAÎTRE, G.; KEDDADOUCHE, K. Deciphering landscape evolution with karstic networks: A Pyrenean case study. *Quaternary Geochronology*. v. 43, p. 12–29. 2018
- SASOWSKY, I. D. Clastic sediments in caves - Imperfect recorders of processes in karst. *Acta Carsologica*. v. 36, 1, p. 143–149. 2007
- STOCK, G. M.; GRANGER, D. E.; SASOWSKY, I. D.; ANDERSON, R. S.; FINKEL, R. C. Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 236, 1–2, p. 388–403. 2005
- STOCK, G. M.; RIIHIMAKI, C. A.; ANDERSON, R. S. Age constraints on cave development and landscape evolution in the Bighorn Basin of Wyoming, USA. *Journal of Cave and Karst Studies*. v. 68, 2, p. 76–84. 2006

- STRATFORD, D.; BRAUN, K.; MORRISSEY, P. Cave and rock shelter sediments of southern africa: A review of the chronostratigraphic and palaeoenvironmental record from marine isotope stage 6 to 1. *South African Journal of Geology*. v. 124, 4, p. 879–914. 2021
- TEMOVSKI, M.; PRUNER, P.; HERCMAN, H.; BOSÁK, P. A cave response to environmental changes in the late pleistocene: A study of budimirica cave sediments, Macedonia. *Geologia Croatica*. v. 69, 3, p. 307–316. 2016
- THEODOROVICZ, A.; THEODOROVICZ, Â. M. D. G. Atlas geoambiental: subsídios ao planejamento territorial e à gestão ambiental da bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape. 2. ed. São Paulo: CPRM. 2007
- UAGODA, R.; SIAME, L. L.; GARNIER, J.; LEANNI, L.; CALDEIRA, D.; BRAUCHER, R.; FREYDIER, R.; SEYLER, P.; TEAM, A. Decoding surface processes from escarpment to watershed: Insights from karst landscapes using cosmogenic nuclides and geochemical data. *Geomorphology*. v. 482, p. 109794. 2025
- VIEIRA, O. A. R. P.; MISSON, G. A.; LUVIZOTTO, G. L.; ZENERO, J. M. Geologia e Geoquímica das rochas metabásicas do Supergrupo Açungui, à norte da zona de cisalhamento Quarenta Oitava, sul do estado de São Paulo. *Geociências*. v. 39, 1, p. 21–46. 2020
- WHITE, W. B. Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*. v. 69, 1, p. 76–93. 2007
- ZUPAN HAJNA, N.; BOSÁK, P.; PRUNER, P.; MIHEVC, A.; HERCMAN, H.; HORÁČEK, I. Karst sediments in Slovenia: Plio-Quaternary multi-proxy records. *Quaternary International*. v. 546, November 2019, p. 4–19. 2020

## 2 SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS: PANORAMA DAS PESQUISAS PALEOAMBIENTAIS MUNDIAIS NA ÚLTIMA DÉCADA

### RESUMO.

Arquivos paleoambientais resguardados em sistemas de cavernas têm contribuído nas últimas décadas para o estudo do Quaternário. Os sedimentos clásticos presentes nesses ambientes possibilitam ampliar os estudos da paisagem trazendo uma alternativa para áreas cujas evidências externas já foram removidas devido a evolução do relevo. O presente artigo buscou produzir uma revisão teórica metodológica contendo pesquisas sobre sedimentos clásticos de cavernas utilizados em reconstruções paleoambientais na última década tendo como enfoque as principais metodologias empregadas. Neste sentido, utilizou-se da plataforma Web of Science (principal base de dados) com recorte temporal de dez anos (2011-2021), dispondo da combinação dos termos: Reconstruction, cave, sediment. No total foram consultados 46 artigos localizados principalmente no continente europeu. As principais metodologias utilizadas incluem marcadores cronológicos (carbono 14, luminescência opticamente estimulada, nuclídeos cosmogênicos e paleomagnetismo), parâmetros físicos (estratigrafia, granulometria, micromorfologia), mineralogia e geoquímica, além de dados para caracterizar a paleovegetação (palinologia, isótopos estáveis, análise de fitólitos). Verifica-se também que, apesar da vasta ocorrência de rochas carbonáticas pelo mundo, existem poucos trabalhos sobre a temática em questão, incluindo o território brasileiro com apenas dez trabalhos identificados nos últimos anos.

**Palavras-Chave:** Reconstrução, evolução da paisagem, caverna, paleoambiente

### ABSTRACT

Paleoenvironmental archives preserved in cave systems have contributed to the study of the Quaternary period in recent decades. The clastic sediments present in these environments make it possible to expand landscape studies, offering an alternative for areas where external evidence has already been removed due to the evolution of the relief. This article aimed to produce a theoretical and methodological review containing research on clastic cave sediments used in paleoenvironmental reconstructions in the last decade, focusing on the main methodologies employed. In this sense, the Web of Science platform (main database) was used with a time frame of ten years (2011-2021), using the combination of terms: Reconstruction, cave, sediment. In total, 46 articles, mainly located in Europe, were consulted. The main methodologies used included chronological markers (carbon-14 dating, optically stimulated luminescence, cosmogenic nuclides, and paleomagnetism), physical parameters (stratigraphy, grain size, micromorphology), mineralogy and geochemistry, as well as data to characterize paleovegetation (palynology, stable isotopes, phytolith analysis). It is also noted that, despite the widespread occurrence of carbonate rocks around the world, there are few studies on this topic, including in Brazil, where only ten studies have been identified in recent years.

**Keywords:** Reconstruction, landscape evolution, cave, paleoenvironment

### 2.1 INTRODUÇÃO

Estudar paisagens passadas fornece a chave para a compreensão de mudanças atuais. Pesquisas em paisagens quaternárias podem fornecer informações cruciais na previsão de

climas futuros importantes nos planos de gestão em escalas locais, regionais e globais (Francke et al., 2020). No entanto, em muitas regiões, pouco ou quase nenhuma evidência é encontrada na superfície terrestre em função dos contínuos processos de modificação do relevo. Nesse cenário, as cavernas destacam-se por permitir a preservação de sequências sedimentares durante longos períodos, possibilitando o acesso aos registros de até milhões de anos. Os estudos da evolução da paisagem necessitam de marcadores temporais, de forma que permitam o cálculo de taxas de erosão e, dessa forma, reconstruir o relevo em outras épocas (Stock et al., 2005).

O estudo do paleoambiente e suas alterações ajudam na previsão de mudanças futuras, como as climáticas e a diminuição da biodiversidade, a partir da compreensão de ambientes passados e sua ecologia (Wilczyński et al., 2020). No geral, sedimentos marinhos e lacustres são comumente utilizados nestas pesquisas (por exemplo: Ahmad e Davies, 2021; Combourieu-Nebout et al., 2013; Wünnemann et al., 2018). Todavia, os registros sedimentares no interior de cavernas também podem fornecer um ótimo indicador paleoclimático, paleoambiental e de atividades humanas em áreas continentais (Bógalo et al., 2021; Cuenca et al., 2018), ainda que registrados em uma única caverna (Sauro et al., 2021). Apesar de raro, o registro sedimentar cavernícola pode se aproximar dos lacustres, necessitando, no entanto, de condições específicas como recarga estável, variação mínima de descarga e circulação profunda, conforme comparações feitas entre o Lago Baikal, Rússia e a Caverna Winds, EUA (Sasowsky, 2007).

Em regra, paisagens cársticas são formadas por rochas carstificáveis (carbonáticas, gipsita, arenitos...), que fornecem importantes registros dos processos dinâmicos e complexos da evolução do relevo. No globo, cerca de 15% da superfície terrestre (aproximadamente 20,3 milhões de km<sup>2</sup>) é composta por rochas carbonáticas (Goldscheider et al., 2020). As feições típicas encontradas são dolinas, sumidouros, vales secos e principalmente cavernas que proporcionam acumulação de arquivos geológicos, como solos e sedimentos, os quais, quando bem datados, podem auxiliar na compreensão da resposta da paisagem as forçantes climáticas e ao uso da terra em escalas milenares (Cheng et al., 2020; Cooper e Covington, 2020; Francke et al., 2020; Huang et al., 2020), Figura 2.1.

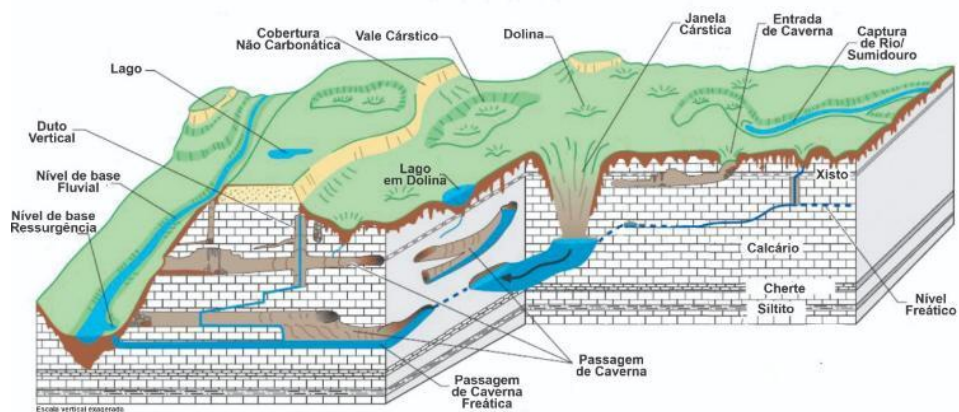


Figura 2.1. Modelo ilustrativo da dinâmica fluviocárstica demonstrando diversas formas de conexão do sistema fluvial superficial e cárstico. Fonte: (Taylor e Greene, 2008).

As cavernas preservam registros sedimentares importantes para o Quaternário (Curnoe et al., 2019; Parés et al., 2020), resistentes aos processos dinâmicos atuantes em superfície, e que podem fornecer importantes proxies para compreensão de eventos de glaciações e mudanças climáticas (Bella et al., 2021). Constituem fonte útil de informações, por exemplo, em regiões tropicais e subtropicais onde os processos erosivos e de intemperismos são intensos, tornando escassos ou incompletos os registros paleoclimáticos (Cheng et al., 2020; Huang et al., 2020). Isso porque as sequências sedimentares são resultantes da evolução do ambiente circundante, e os episódios de deposição estão atrelados diretamente ao soerguimento, erosão e clima (Curnoe et al., 2019; Martini, 2011). Tanto as cavernas como os terrenos superficiais são submetidos aos mesmos ciclos de sedimentação e erosão, os quais contribuem para o entendimento da dinâmica da paisagem em áreas cársticas (Auler et al., 2009).

Nesses ambientes, são comuns as múltiplas deposições, retrabalho, remoção de sedimentos, ausência de deposição e inversões de idades (Curnoe et al., 2019; Ford e Williams, 2007). Tais características conferem aos sedimentos uma natureza complexa, que requer o uso de diversas técnicas para compreensão da dinâmica fluviocárstica e evolução da paisagem, incluindo informações geomorfológicas, sedimentológicas e geocronológicas (Mirea et al., 2021; Yang et al., 2011). Essas várias análises são necessárias para restringir as interpretações principalmente em locais onde os análogos modernos contêm importantes informações sobre clima, vegetação ou fauna (Minckley et al., 2021). Isso porque podem ocorrer limitações nas interpretações, como a ausência de material datável, influência de padrões locais, número de galerias e preenchimento dos condutos (Dandurand et al., 2011).

Pesquisas científicas que buscam conhecer profundamente a dinâmica dos sistemas cársticos são fundamentais, uma vez que oferecem conhecimentos que contribuem diretamente para os planos de gestão e conservação de ambientes tão vulneráveis e importantes enquanto patrimônio espeleológico. Os estudos com sedimentos em cavernas podem ajudar na identificação da origem dos processos erosivos, bem como contribuir para reconstrução hidrológica das bacias hidrográficas em áreas cársticas, suplantando uma necessidade existente de mais pesquisas nessa área (Gillieson, 1996). Nesse sentido, esse artigo visa subsidiar e incentivar a elaboração de estudos, oferecendo uma revisão teórica e metodológica centrada no estudo de sedimentos clásticos cavernícolas para compreensão do relevo e da dinâmica superficial.

A fim de reunir os estudos, utilizou-se a plataforma Web of Science (principal base de dados), dispondo da combinação dos termos: Reconstruction, cave, sediment, com um recorte temporal nos últimos dez anos (2011 – 2021). Tal recorte oferece um levantamento e uma revisão atualizada, que abrangem os avanços tecnológicos na área. O critério adotado para a seleção dos artigos consiste em escolher aqueles que aplicaram algum tratamento aos sedimentos clásticos das cavernas, para a obtenção de resultados que contribuam para discussão da evolução da paisagem circundante. Dessa forma, foram incluídos no levantamento estudos paleontológicos que utilizam os sedimentos clásticos para evidenciar o ambiente pretérito, desde que incluísse o viés paleoambiental. As áreas de estudo dos artigos foram mapeadas, gerando pontos no Google Earth (v.7.3.3.7786), e posteriormente exportadas para o ArcGIS (v. 10.6.1), a fim de elaborar o mapa dos estudos, juntamente com a distribuição das áreas com ocorrência de rochas carbonáticas no mundo. Ciente de que alguns estudos de sedimentos clásticos em cavernas brasileiras não foram contemplados nessa busca inicial, realizou-se uma pesquisa mais abrangente utilizando os termos: Brazil, cave, sediment para identificar os artigos publicados nessa temática. As tabulações seguiram o mesmo processo anteriormente citado, no entanto, para o mapa, utilizou-se as áreas de ocorrência de cavernas (ICMBio/CECAV, 2019).

## **2.2 SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS E A EVOLUÇÃO DA PAISAGEM**

Quando se trata da evolução da paisagem, é importante retomar o conceito de paisagem, entendida, a princípio, como natural, que posteriormente foi concebida como o conjunto de

interações entre o homem e o meio (Troll, 1950 apud Trueba, 2012). O processo de evolução da paisagem perpassa pelas transformações sofridas ao longo do tempo, de acordo com as interações entre forças internas e externas (Sartégou et al., 2020), bem como as antrópicas. Nas paisagens não cársticas existe certo entendimento dos ciclos evolutivos, de acordo com os modelos consolidados como os modelos erosivos, deposicionais e a dinâmica de desenvolvimento das bacias hidrográficas. No entanto, em ambientes cársticos, o sistema evolutivo é substancialmente mais complexo em relação a rede de fluxos superficiais e subterrâneos (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996; Karmann, 2001).

Diversos fatores em conjunto podem estar envolvidos no processo de evolução do sistema cárstico e suas feições (Soriano e Simón, 1995), nos quais são compostos por três grupos principais: físicos (solubilidade do substrato, litologia e características de cobertura, planos de estratificação, descontinuidades estruturais como fissuras, diáclases e fraturas); hidrológicos (infiltração da água, gradiente hidráulico, profundidade e variação sazonal do nível freático, composição química das águas dos aquíferos); e antrópicos (irrigação, construção e dutos). Quando se estabelecem dinâmicas sem possibilidades de interferências antrópicas, restam apenas dois grupos: o físico e o hidrológico (Karmann, 2001). Em áreas tectonicamente estáveis, os eventos climáticos podem afetar cavernas, alimentadas por dolinas, por vários ciclos climáticos antes que o local se torne inativo (Auler et al., 2009).

Dentre os fatores físicos, destacam-se os planos de estratificação, juntas e falhas, uma vez que hospedam e guiam quase todas as partes das redes de condutos de solução subterrânea, que distinguem o sistema cárstico de todos os outros (Ford e Williams, 2007), de modo que, as falhas favorecem significativamente a penetração, modificação por dissolução ou precipitação, pela circulação de águas subterrâneas, determinando a variedade de formas e comportamentos que ocorrem no sistema.

De maneira geral, existem três requisitos importantes para o desenvolvimento dos sistemas cársticos do ponto de vista hidrológico e geomorfológico (Karmann, 2001): o primeiro corresponde à rocha solúvel (por exemplo, calcários, dolomitos e evaporitos) e a presença de uma rede de descontinuidades, formadas por superfícies de estratificações, e por planos de fraturas e falhas. Assim, a dissolução ocorre nas intersecções de planos, formando rotas preferenciais para a circulação da água subterrânea. No entanto, em rochas sem essas

descontinuidades planares e com porosidade intragranular dominante, o processo dissolutivo acontece de forma disseminada e homogênea, sem rotas preferenciais. Outro aspecto a se considerar é o relevo, uma vez que o processo de carstificação é favorecido quando a topografia é, no mínimo, moderadamente acidentada. Isso porque os fluxos de água mais rápidos contribuem para a remoção dos resíduos insolúveis e para a dissolução da rocha, pois levam em consideração a estrutura (acamamento, geometria e densidade das fraturas) e a maneira como ocorre a recarga do sistema, seja por meio de sumidouros de rios com origem externa ao carste, seja por múltiplos pontos de infiltração da área cárstica. Por último, considera-se o clima, uma vez que está intimamente ligado à disponibilidade de água e à intensificação do processo de dissolução, sendo esse, portanto, mais intenso em climas úmidos.

### **2.2.1 Paisagens cársticas e o transporte e deposição de sedimentos para caverna**

Sabe-se que as cavernas têm a capacidade de preservar os registros sedimentares por mais tempo que seus análogos superficiais, portanto, compreender a morfologia das cavernas contribui para o entendimento da história geomórfica regional (Audra e Palmer, 2011). De fato, os materiais nem sempre estarão presentes nos condutos ou irão se depositar de forma contínua, portanto, tais alterações possibilitam deduzir mudanças climáticas, atividades tectônicas ou impactos antrópicos (Gillieson, 1996).

Nesse sentido, os sedimentos clásticos podem ser empregados em diversas situações, por exemplo, em cavernas costeiras nas quais é possível correlacionar os registros sedimentares às inundações e drenagens relacionadas as variações no nível do mar durante o Quaternário. Outro exemplo é a sequência sedimentar da Galeria del Tragus, Espanha, a qual foram identificadas mudanças nas condições ambientais externas entre um período árido e mais frio com predominância de areia eólica e outro mais úmido e quente com sedimentos mais finos, (Fornós et al., 2014). Em regiões com geleiras, os sedimentos podem fornecer dados que limitem o tempo de expansão e recuo, como na caverna Hayéu l'Osú, em que os estudos auxiliaram na compreensão da evolução das paleo-geleiras na Europa (Ballesteros et al., 2020).

De uma forma geral, os sedimentos clásticos são aqueles oriundos de fragmentos de rochas resultantes do intemperismo químico e físico, podendo ser transportados e depositados nas cavernas (alóctones) ou procedentes do interior destas (autóctones) (Ford e Williams, 2007; Gillieson, 1996). Além do próprio sedimento, vários materiais podem ser adquiridos das

sequências sedimentares e usados nos estudos, como carvão (Feurdean et al., 2011), fitólitos (Rossouw, 2016; Tsartsidou et al., 2015), pólen (Cordova e Johnson, 2019; Yang, Q. et al., 2021), microfósseis (López-García et al., 2015), macrofauna (Moncel et al., 2015), e cabelos fósseis (Turk et al., 2015). Toda essa diversidade possibilita a utilização de diversos parâmetros para reconstruir o paleoambiente de uma região.

A forma como os sedimentos adentram para a caverna é um dos principais fatores que influencia na sedimentação clástica (Auler et al., 2009). Apesar de muitos meios de transporte como fluxos de massas, eólicos, glaciais e fluviais, estes últimos são comuns em ambientes carvenícolos e possuem características similares aos registros sedimentares superficiais como estruturas deposicionais, grau de seleção e classificação (Trappe, 2010). O sedimento transportado adentra na caverna principalmente por meio de sumidouros, colapso de dolinas, fissuras, fraturas, rios e injeção glacial, e a depender da morfologia dos condutos, pode estabelecer locais preferenciais de acumulação (Farrant e Smart, 2011), Figura 2.2A.

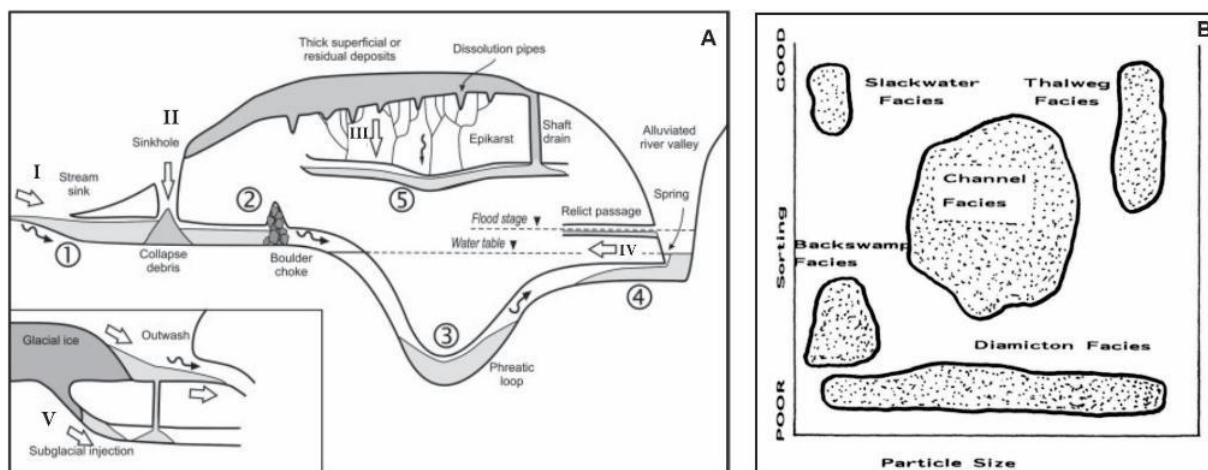


Figura 2.2. A- Principais rotas de influxo de sedimentos e zonas de acumulação: I. sumidouros de rios. II. Dolinas. III. fissuras, tubos de dissolução e drenos. IV. Inundação de sistema fluviais adjacentes. V. Injeção glacial. Áreas preferenciais de acumulação. 1. Próximo dos locais das entradas de sedimentos. 2. Atrás de zonas de colapso de rochas. 3. Loops freáticos ou seção inundada com água parada. 4. Passagens ativas e relíquias sujeitas a inundação. 5. Passagens relíquias propensa a enchimento de drenos e fissuras (Farrant e Smart, 2011). B- Facies sedimentares definidas por White (2007) de acordo com o tamanho da partícula e o grau de seleção (Bosch e White, 2004).

Em um sistema cárstico no qual as águas têm origem allogênicas (exterior da caverna), a principal contribuição sedimentar está nos terrenos não cársticos a montante (Bella et al., 2021). Os aluviões e os sedimentos decorrentes da degradação da rocha-mãe são bem preservados e comumente encontrados nos condutos (Harmand et al., 2017; Sasowsky, 2007). Nos sistemas

fluviocársticos, o transporte dos sedimentos do meio externo para a caverna está relacionado às condições climáticas regionais e mudanças ambientais (Harmand et al., 2017). Por exemplo, em clima semiárido a pouca vegetação facilita a erosão e, conseqüentemente, a deposição sedimentar no interior das cavernas (Auler et al., 2009).

As cavernas registram os eventos extremos de precipitação e inundação, permitindo restabelecer os níveis d'água atingidos nessas épocas (Dezileau et al., 2014). Além do estudo das seqüências sedimentares, a análise dos sedimentos detríticos em espeleotemas demonstra uma nova perspectiva de uso (por exemplo, Denniston et al., 2015; González-Lemos, Jiménez-Sánchez e Stoll, 2015). Assim, os sedimentos alóctones são transportados durante as inundações e podem ser depositados nos espeleotemas em virtude de uma pausa na produção de carbonato de cálcio, e, uma vez reativado o crescimento, as camadas detríticas são recobertas, preservando o registro (Denniston e Luetscher, 2017). Esse tipo de abordagem apresenta vantagens, como a possibilidade de aplicar uma cronologia precisa, como U-Th, além da ausência de perturbações pós-deposicionais (González-Lemos, Jiménez-Sánchez e Stoll, 2015).

O entendimento da deposição dos sedimentos no interior das cavernas é essencial para a compreensão dos processos envolvidos, para tal, se faz necessário, primeiramente, uma descrição aprofundada dos depósitos sedimentares. Dessa forma, destaca-se a técnica de descrição de fácies, que é resultado do comportamento hidráulico dos sistemas fluviais, intrinsecamente ligado às condições ambientais, e que, a depender da morfologia dos condutos, pode produzir diversas estruturas deposicionais (Gillieson, 1996; White, 2007). No geral, os fluxos no interior das cavernas são restringidos pelo tamanho dos condutos, que, em conjunto com a quantidade de água, conseguem transportar e depositar sedimentos com características semelhantes (Audra et al., 2006).

A classificação de fácies de White (2007) é comumente utilizada e leva em consideração o tamanho e a seleção do grão, podendo distinguir as seguintes unidades: fácies de canal (Channel Fácies), talvegue (Thalweg Fácies), águas paradas (Slackwater Fácies), diamictito (Diamicton Fácies) e pantanosa (Backswamp Fácies), Figura 2.2B. Desse modo, fluxos mais lentos serão responsáveis pela movimentação de partículas mais finas, como argila e silte, formando fácies típicas de áreas pantanosas ou inundação. Tais feições também podem ser oriundas da própria morfologia da caverna, que represa água, favorecendo a deposição lenta.

No extremo, tem-se fluxos mais intensos, típicos de grandes inundações ou degelos, que formam fácies do tipo Diamictito, abrangendo um intervalo grande do tamanho de grão. Porém, as fácies tipicamente encontradas no ambiente cavernícola são do tipo Canal, que representa os sedimentos de tamanho areia com grau de seleção intermediária.

Compreender a história hidrológica dos condutos permite estabelecer conexões com as interações superficiais, como a formação de rios ou lagos superficiais (Bella et al., 2021). No entanto, é preciso ter cuidado especial ao se analisar as sequências sedimentares, uma vez que o material pode ter sido armazenado temporariamente em terraços ou várzeas, sofrendo processos de alteração, como o intemperismo, e posteriormente ser depositado na caverna (Gillieson, 1996). Em cavernas antigas, com vários ciclos de sedimentação, os sucessivos eventos de erosão e deposição podem resultar em dificuldade na interpretação dos dados, bem como a bioturbação e as condições antrópicas (Curnoe et al., 2019).

### **2.3 LEVANTAMENTO DOS ESTUDOS EM SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS PARA USO NA RECONSTRUÇÃO DA PAISAGEM**

As metodologias apresentam um papel importante nas reconstruções paleoambientais, sendo que os resultados obtidos dependem diretamente das técnicas empregadas, da qualidade, da acurácia, do processamento, bem como dos próprios resultados para conseguir estabelecer correlações. A pesquisa realizada na plataforma Web of Science para trabalhos da última década (2011-2021) retornou 174 trabalhos, dos quais, após verificação, 103 (59,20 %) focaram em aplicabilidades diversas, como caracterização arqueológicas/paleontológica sem discussão temporal, uso de outros tipos de sedimentos (por exemplo, químicos ou lacustres) ou aperfeiçoamento de técnicas de análises. Apenas 71 (40,80%) utilizaram sedimentos clásticos cavernícolas como parte de suas análises, Figura 2.3A. Desses últimos, cerca de 64,79% (46 artigos) abordaram de forma efetiva o caráter paleoambiental, utilizando diversas metodologias, os quais foram reagrupadas e serão detalhadas nos próximos tópicos (Figura 2.3C-D).

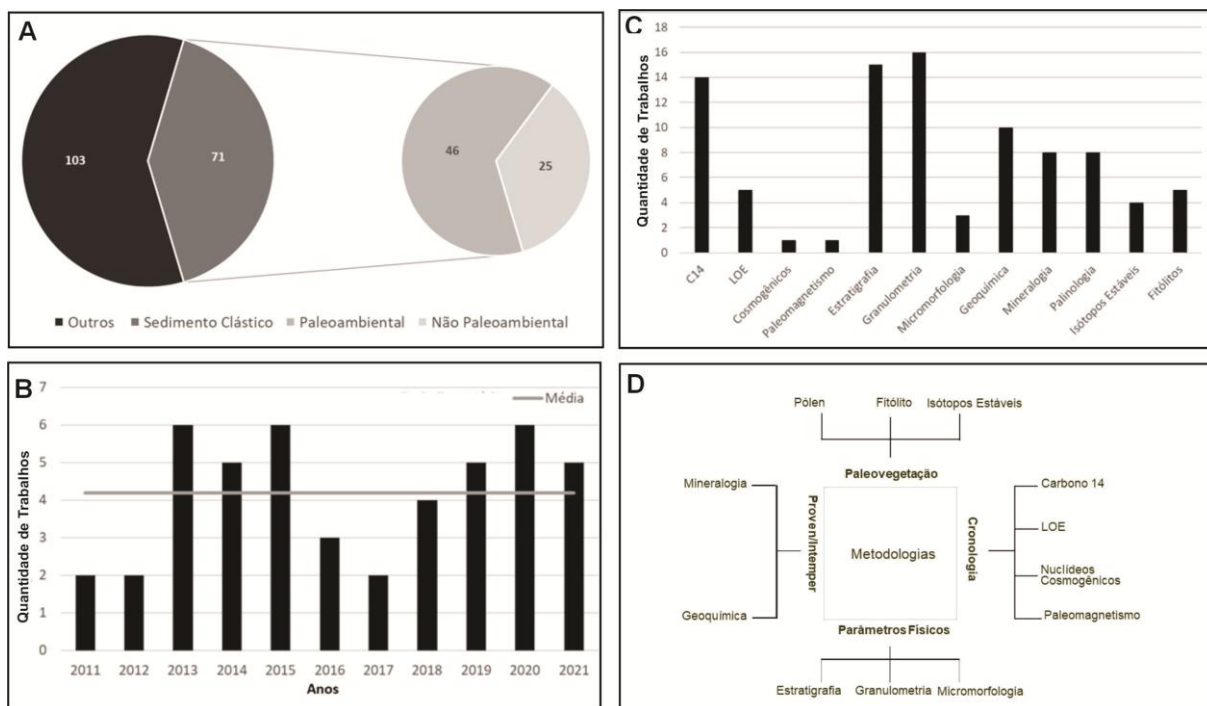


Figura 2.3. Contabilização dos trabalhos pesquisados na plataforma do Web of Science. A- Gráfico com o total de trabalhos consultados e separação daqueles que utilizaram os sedimentos clásticos em cavernas com viés paleoambiental. B – Gráfico da quantidade de trabalhos publicados por ano e média. C- Gráfico com as principais metodologias empregadas nos artigos. D- Organização em grupos das principais metodologias encontradas

Tratando da distribuição temporal, nota-se uma média de 4 (quatro) trabalhos publicados anualmente nesta temática, Figura 2.3B, sendo que os três últimos anos apresentaram uma tendência de aumento, levando em consideração a contabilização parcial para o ano de 2021 que mesmo assim comportou-se acima da média. Quando se analisa a distribuição espacial, nota-se uma predominância das pesquisas no Hemisfério Norte, principalmente no continente europeu, Figura 2.4. Esse cenário corrobora o fato de que aproximadamente 22% das rochas carbonáticas do mundo localizam-se na Europa, contrastando, por exemplo, com 4% da América do Sul (Goldscheider et al., 2020). Ainda assim é possível observar áreas com extensas distribuições de rochas carbonáticas, como o Canadá e a Rússia, mas que não foram identificadas pesquisas dentro da busca aplicada nesse estudo.

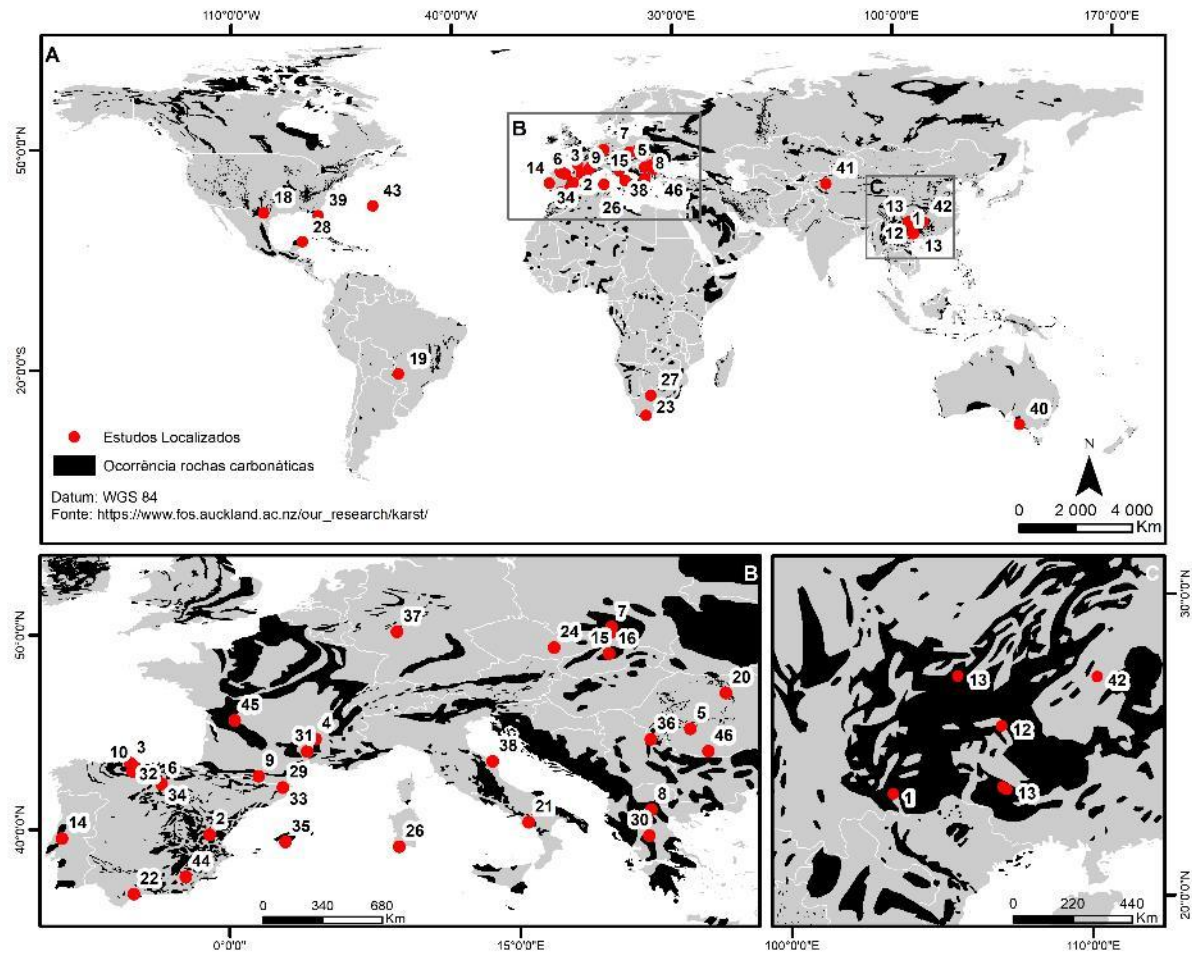


Figura 2.4. Distribuição dos trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas no mundo entre 2011-2021. A – Visão Geral. B- Detalhe dos trabalhos na Europa. C-Detalhe dos trabalhos na China. Para mais detalhes sobre os trabalhos levantados consultar o Material Suplementar

## 2.4 PRINCIPAIS METODOLOGIAS UTILIZADAS EM SEDIMENTOS CLÁSTICOS PARA ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

### 2.4.1 Marcadores cronológicos

Datações em áreas cársticas podem ser problemáticas e questões como quais processos poderão ser datados ou que tipo de informação aquele resultado representa são alguns dos tópicos levantados por alguns autores (Bosák, 2002; Osborne, 2005). Por exemplo, atribuir uma idade ao sedimento não significa que a caverna seja mais jovem ou mais antiga, pois o material analisado pode ter ficado na superfície por um longo período e ter sido depositado recentemente (Osborne, 2005). Assim, a idade do sedimento refere-se ao tempo de deposição e/ou de entrada na caverna, servindo, portanto, para estabelecer idades mínimas de formação daquelas

cavidades (Sasowsky, 2007; Waele, De et al., 2012). Desse modo, deve-se ter cautela ao analisar os dados adquiridos, respeitando o limite de idade e as incertezas associadas às técnicas escolhidas, uma vez que a idade decorre de diferentes processos da evolução da paisagem (Harmand et al., 2017).

Conseguir estabelecer a idade dos sedimentos clásticos cavernícolas é uma etapa importante para compreensão dos eventos passados. O estudo da evolução do relevo requer que os marcadores geomórficos sejam datados a fim de estabelecer o elo entre os depósitos cársticos e os terraços fluviais, além de poder calcular taxas de erosão, incisão do vale, dentre outras (Yang et al., 2011). Entretanto, sabe-se que tais sedimentos podem ser difíceis de datar em alta resolução dada suas características deposicionais, de modo que é comum a combinação entre as metodologias para preencher eventuais lacunas (Bosch e White, 2004; Moldovan et al., 2016) Figura 2.5A. A partir dos métodos geocronológicos verificados no levantamento, quatro metodologias foram recorrentes, sendo elas Carbono 14, luminescência opticamente estimulada (LOE), nuclídeos cosmogênicos e paleomagnetismo (Figura 2.3C).

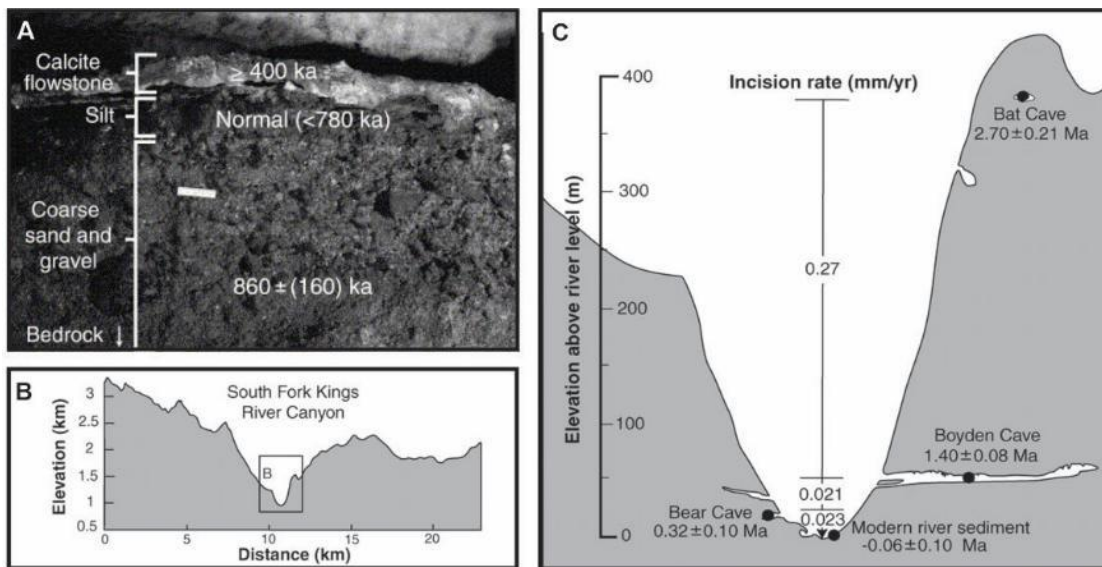


Figura 2.5. Múltiplas datações realizadas no depósito sedimentar na Caverna Cristal, EUA que consiste em nuclídeos cosmogênicos (areia grossa e cascalho), paleomagnetismo (silte) e U-Th (flowstone), (Stock et al., 2005). B- Perfil topográfico no canyon South Fork Kings River, EUA. C- Cálculos de taxas de incisão do rio obtidas a partir das datações de nuclídeos cosmogênicos em cavernas no canyon South Fork Kings River, EUA (Stock, Anderson e Finkel, 2004).

A datação por Carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ ) é utilizada com frequência em estudos paleontológicos/arqueológicos para obtenção de idades de fósseis, mas com possibilidades de

uso em carvão, madeira, guano, dentre outros (Cuenca *et al.*, 2018; Onac *et al.*, 2014; Wilczyński *et al.*, 2020) A técnica consiste na medição do  $^{14}\text{C}$  incorporado em vida nos tecidos de plantas ou animais, que, após a morte começa a decair, com uma meia vida de 5730 anos, permitindo obter idades de até 50.000 anos (White, 2007). Problemas como acurácia da medição e histórico de contaminação estão entre alguns dos fatores limitantes de aplicação do método (Trumbore, 2000). Nesse contexto, idades mais jovens podem ser geradas em cavernas com águas ricas em  $\text{HCO}_3^-$  que fornecem “novos”  $^{14}\text{C}$  aos materiais (Ford e Williams, 2007), assim como a presença de ácido húmico (Darrénougué *et al.*, 2009).

A datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) trabalha comumente com quartzo, mineral abundante no carste, mas também pode ser realizada em feldspato. A técnica consiste no aprisionamento de elétrons em armadilhas presentes no mineral, que, devido à radiação natural, começam a produzir luminescência quando são enterrados (Nichols, 2009). A partir de um estímulo, como a luz, no caso da LOE, é possível mensurar a energia acumulada (“branqueamento”) e, juntamente com o cálculo da taxa de radiação natural (obtida através dos radionuclídeos U, Th e K e da radiação cósmica), estimar a idade da última exposição do sedimento à luz (Rhodes, 2011).

As idades obtidas normalmente são inferiores a 200 mil anos e dependem do nível de saturação do mineral, que está relacionado à quantidade de defeitos na rede cristalina (Demuro *et al.*, 2014). Para paisagens cársticas, as informações são bem úteis, pois permitem estabelecer a duração de eventos ambientais favoráveis ao transporte do sedimento, fazendo associações com aspectos climáticos (por exemplo: Mirea *et al.* 2021). Alguns fatores merecem atenção para evitar interpretações equivocadas, como, por exemplo o retrabalhamento do sedimento, a ausência de material datável, amostras saturadas e sinais não zerados completamente. Este último ocorre quando há mistura de diferentes sedimentos, mas pode ser percebido com o uso do protocolo SAR (Single-Aliquot Regenerative-Dose), que garante maior confiabilidade ao método (Rhodes, 2011).

Quando se pretende registrar a evolução do relevo, o método de nuclídeos cosmogênicos pode ser um grande aliado, principalmente em regiões em que as cavernas estão em diferentes altitudes, permitindo o cálculo de taxas dos processos atuantes na paisagem, Figura 2.5B-C. Embora complexo, o método consiste na produção de nuclídeos cosmogênicos em sedimentos

superficiais a partir da exposição aos raios cósmicos, que, ao ser interrompida, por exemplo, quando o sedimento adentra na caverna (a mais de 10m de profundidade) possibilita a estimativa da idade de soterramento a partir da razão de decaimento entre os isótopos (Häuselmann et al., 2015). Geralmente, os dois isótopos mais utilizados em áreas cársticas são o  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ , devido sua proporção fixa de 1:6 no quartzo, que é um mineral presente na maioria das cavernas (Ford e Williams, 2007).

Com um limite de detecção entre 100 mil e 5 milhões de anos, as idades obtidas geralmente estão associadas à dinâmica fluviocárstica, representando o posicionamento do nível d'água, além de estabelecer idades mínimas para os condutos (Waele, De et al., 2012). Todavia, a técnica exige que os sedimentos sejam expostos por tempo suficiente na superfície e, caso contrário, problemas como a falta de  $^{26}\text{Al}$  pode ocasionar o cálculo de idades mínimas (Sauro et al., 2021). Outra possibilidade é que sedimentos possam ser retrabalhados, gerando novas exposições, ou ainda que sejam depositados em outros locais, como terraços, e só depois transportados para o subsolo, gerando dados equivocados, demandando cautela na interpretação (Ford e Williams, 2007). Além disso, a ausência de sedimentos quartzosos, as incertezas nas medições e o custo das análises dificultam sua utilização (Sasowsky, 2007).

Recorrente nos estudos com sedimentos de granulação fina, as datações obtidas através do paleomagnetismo marcam o momento de deposição, geralmente associado a águas mais tranquilas (White, 2007). Caracterizado por ser um método de correlação, baseia-se na premissa de que os sedimentos finos contêm minerais magnéticos que, ao depositarem, se orientam segundo o campo magnético da Terra (Verosub, 2000). As inversões do campo normalmente ocorrem entre  $10^5$ - $10^6$  anos, estabelecendo os chrons (Bosák, 2002). Assim, a idade é obtida através das reversões magnéticas conhecidas localmente, que são comparadas com os registros globais (Stock et al., 2005). Desse modo, necessita-se que a sequência sedimentar seja suficientemente extensa, e a ausência desse aspecto, juntamente com a presença de inconformidades, falta de sedimentos finos e as incertezas nas correlações de polaridade magnética, são alguns desafios do método (Sasowsky, 2007; Zupan Hajna et al., 2020). Por apresentar condições complexas e, às vezes, limitações pelas características locais, o paleomagnetismo é normalmente combinado com outras metodologias (Bosák, 2002; Häuselmann et al., 2015; Stock et al., 2005; Temovski et al., 2016).

## 2.4.2 Caracterização dos depósitos sedimentares: parâmetros físicos (estratigrafia, granulometria, micromorfologia)

Presente em diversos artigos resultantes da busca aplicada, a descrição estratigráfica pode fornecer elementos relevantes para a interpretação, muitas vezes complexa, das sequências sedimentares em cavernas. A observação de aspectos como disposição das camadas, tipo de contato, presença de carvão, ossos e estruturas sedimentares, auxiliam na descrição de fácies sedimentares (Ghinassi et al., 2008; González-Ramón et al., 2012). A estratigrafia pode, ainda, ser utilizada como um método indireto de obtenção de idades, fornecendo informações sobre o fato de que uma camada é mais jovem ou mais antiga (por exemplo, Temovski et al. 2016). Ademais, as discontinuidades (aloestratigrafia) presentes nas camadas são comumente usadas para a compreensão do preenchimento sedimentar, uma vez que os ciclos erosivos atuam de forma homogênea na paisagem, permitindo estabelecer correlações entre diferentes sequências (Audra et al., 2006; Bella et al., 2021).

A análise da estratigrafia em escala microscópica ou ultramicroscópica em amostras de solos ou sedimentos não perturbados pode ser utilizada para fazer associações cronológicas. Assim, a micromorfologia é caracterizada por uma abordagem que se baseia em diversos atributos, tais como composição, tamanho dos elastos, forma, porosidade, entre outros aspectos (Karkanis e Goldberg, 2013; Nicosia e Stoops, 2017). A utilização dessa técnica, juntamente com outras metodologias, proporciona resultados interessantes que auxiliam na interpretação de processos deposicionais e mudanças paleoambientais, de tal forma que fornece insights sobre a história climática e geomorfológica das cavernas e do ambiente circundante (Karkanis e Goldberg, 2013; Rellini et al., 2013), Figura 2.6. Por exemplo, feições de iluviação como revestimento de argila, redoxmórfica e rubefeação (ambas relacionadas à

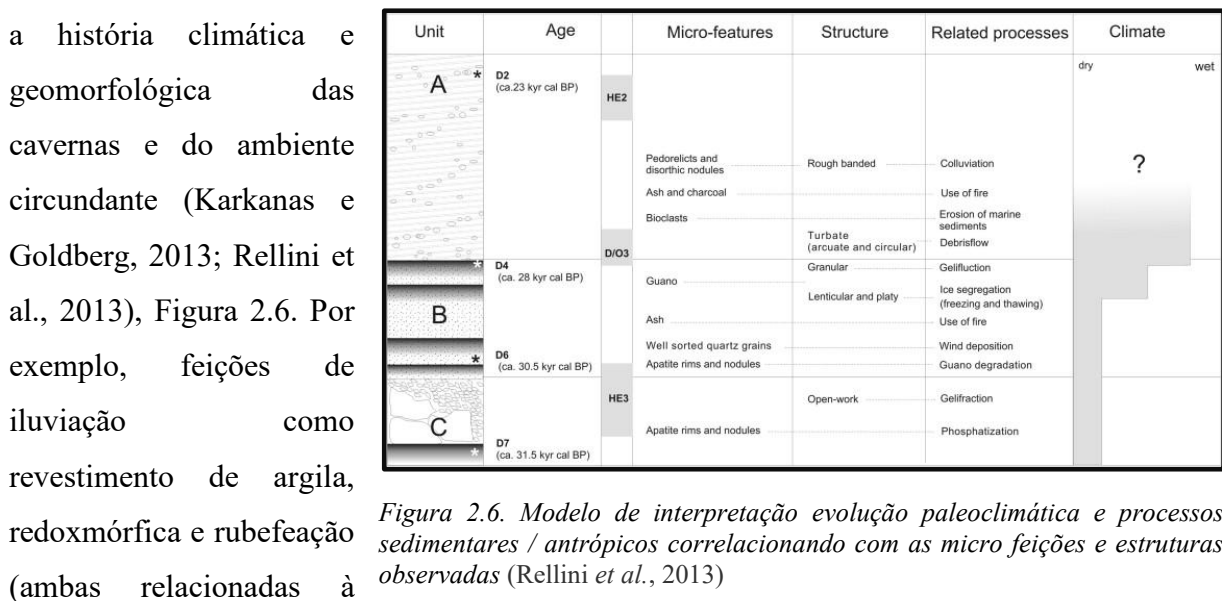


Figura 2.6. Modelo de interpretação evolução paleoclimática e processos sedimentares / antrópicos correlacionando com as micro feições e estruturas observadas (Rellini et al., 2013)

precipitação de ferro) refletem um clima mais quente e úmido que o atual (Sessa et al., 2019). De modo geral, as vantagens do método incluem aplicação *in situ*, análises precisas da composição e posicionamento dos constituintes, capacidade de relacionar as microestruturas com processos externos, bem como a possibilidade de trabalhar com sedimentos inconsolidados (Meer, van der e Menzies, 2011).

Parâmetros físicos, como o tamanho do grão, fornecem informações sobre a energia do fluxo, permitindo reconstruir a história hidrológica da caverna, que pode ser estudada utilizando a teoria de transporte dos sedimentos (tamanho da partícula e velocidade de erosão, transporte e deposição) ou por associações empíricas e teóricas envolvendo estruturas sedimentares e o regime hidrológico (Gillieson, 1996). Contemplando um intervalo extenso, desde argila até cascalhos, os padrões observados, de aumento ou diminuição do tamanho do grão, possibilitam estabelecer ciclos de sedimentação resultantes de condicionantes climáticas externas (conforme González-Ramón et al., 2012). Um estudo detalhado dos cascalhos, observando características como contagem, litologia, orientação, arredondamento e intemperismo, pode trazer contribuições consideráveis sobre a intensidade do fluxo do rio e as distâncias transportadas, fontes e origem do sedimento, bem como aspectos climáticos (Yang et al., 2011).

#### **2.4.3 Estabelecendo a proveniência e taxas de intemperismo: mineralogia e geoquímica**

No geral, a composição química do sedimento cavernícola fornece uma avaliação quantitativa dos principais elementos na forma de óxidos (%), oligoelementos ou elementos terras raras (REE). Os dados adquiridos são trabalhados de forma estatística (ex: Análise de Principais Componentes, análise de correlação, análise de variância), permitindo estabelecer correlações e constituição de quimiofácies (Arriolabengoa et al., 2015; Novello et al., 2019; Skaberne, Turk e Turk, 2015). Já as análises mineralógicas comumente são feitas por difração de raio-X (XRD), podendo fornecer dados qualitativos, quantitativos ou semiquantitativos (Cuenca et al., 2018; Huang et al., 2020). Nesse contexto, os minerais de argila são interessantes devido à sua fácil amostragem e dispersão, tornando-se um método confiável e útil para estudar aspectos paleoclimáticos na ausência de outros indicadores (Huang et al., 2017, 2020).

Nas sequências sedimentares, alterações na mineralogia e geoquímica sugerem a ocorrência de diferentes processos de sedimentação e áreas de origem (Arriolabengoa et al.,

2015). Dessa forma, identificar a proveniência dos sedimentos permite compreender a ocorrência de alguns processos geomorfológicos regionais. Algumas informações, como a deposição sedimentar próxima a origem após processo rápido de intemperismo e erosão em um regime tectonicamente ativo, podem ser inferidas (Georgiadis et al., 2019). Rastrear a origem sedimentar permite estabelecer fontes semelhantes e inferir a possibilidade de evolução dos padrões deposicionais (Forbes e Bestland, 2007). Nesse contexto, têm-se os minerais, que são marcadores dos processos pedogenéticos, os quais estão intrinsecamente ligados às condições ambientais e, dessa forma, atuam no intemperismo e na desintegração da rocha originária (Dandurand et al., 2011). Assim, por exemplo, a presença de camadas avermelhadas e o aumento de caulinita e ferridrita indicam uma fonte de sedimento mais intemperizada ou com processos erosivos mais atuantes (Knapp et al., 2004).

A avaliação do intemperismo fornece informações sobre o paleoambiente e o paleoclima aos quais aquele sedimento estava exposto antes de ser transportado e depositado no interior da caverna. No entanto, fatores como a composição da rocha geradora, a duração do evento intempérico, as condições climáticas e as taxas de elevação tectônica controlam a intensidade do intemperismo químico em uma região (Ahmad e Chandra, 2013). Uma das formas de mensurar a magnitude desse evento é por meio dos índices geoquímicos (CIW, PIA, CPA, CIA, entre outros). Um dos mais comuns é o CIA (Chemical Index of Alteration), que se utiliza da seguinte equação:  $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO))$  (Huang et al., 2020; Kehl et al., 2014), mas que devido à dificuldade em quantificar o CaO em áreas cársticas, pode levar a uma imprecisão do resultado (Buggle et al., 2011; Garzanti e Resentini, 2016), Figura 2.7. Por esse motivo,

utiliza-se como alternativa o CPA (Chemical Proxy of Alteration) obtido por meio da equação  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O) \times 100$  (Cheng et al., 2020). Outra abordagem pode ser realizada utilizando a razão de oligoelementos como bário (Ba) e estrôncio (Sr), a qual, a depender dos valores resultantes, podem indicar intemperismo e lixiviação, refletindo climas quente e úmidos

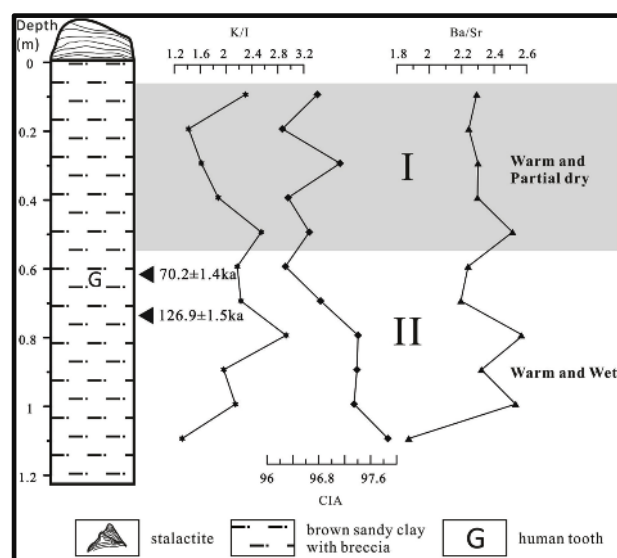


Figura 2.7 Índices geoquímicos e mineralógicos obtidos na Caverna da Lua, China. (Huang et al., 2020)

ou condições secas e frias, com processos moderados de formação do solo (Huang et al., 2020), Figura 2.7.

Os argilominerais também podem contribuir para o entendimento do intemperismo atuante no ambiente circundante da caverna, Figura 2.7. No geral, altas quantidades de caulinitas indicam condições intemperísticas mais intensas, que são consequência de um clima quente e úmido com boa drenagem (Huang et al., 2020). Razões com outros argilominerais podem ser bons indicadores da evolução paleoclimática, como entre caulinita e esmectita, no qual um aumento nessa razão denota condições de clima mais quente, enquanto, uma diminuição implica condições climáticas de resfriamento (Dandurand et al., 2011).

#### **2.4.4 Compreendendo a paleovegetação**

De longe, três metodologias destacam-se no estudo da paleovegetação, fornecendo dados imprescindíveis para interpretações paleoambientais e paleoclimáticas, a saber: palinologia, fitólitos e isótopos estáveis (Figura 2.3C). Essas técnicas são utilizadas individualmente ou em conjunto, como é o caso dos resultados de pólen e fitólitos obtidos na Caverna Hall's, Texas, EUA, os quais registraram a evolução da paleovegetação e das mudanças climáticas nos últimos 18 mil anos, apresentando boa correlação outros com registros paleoambientais, como faunístico, sedimentação, umidade efetiva e salinidade (Cordova e Johnson, 2019).

A palinologia é uma das principais metodologias utilizadas no estudo do paleoambiente e envolve na análise de palinomorfos, que são grãos de pólen e esporos produzidos pelas plantas localizadas em subsuperfície sob condições ambientais específicas (Hunt e Fiacconi, 2018). Aspectos como transporte e a morfologia da caverna interferem na qualidade do pólen. Assim, por exemplo, materiais transportados pelo ar são encontradas em quantidades maiores nas entradas das cavernas em comparação com o interior; já para transferência por meio da biota ou ambiente aquático são encontrados valores opostos (Feurdean et al., 2011; Navarro et al., 2001). Esse aspecto, juntamente com a complexidade do material de origem e os processos tafonômicos (processos envolvendo a morte do organismo até a constituição do fóssil), constituem alguns dos desafios para assegurar a confiabilidade das reconstruções da paleovegetação (Yang, Q. et al., 2021). Por isso, é importante uma boa interpretação dos resultados polínicos, bem como realizar uma comparação das amostras de dentro das cavernas com aquelas em superfície, de forma a estabelecer correlações positivas (Gerasimenko, Ridush

e Avdeyenko, 2019). Contudo, apesar desse cenário, tais análises possuem potencial para a compreensão do paleoambiente, na medida em que refletem a vegetação local e regional, preservam o material, por vezes, melhor do que o ambiente externo, além de apresentarem maiores proporções de táxons específicos em comparação com a superfície (Feurdean et al., 2011; Navarro et al., 2001).

Os fitólitos são partículas microscópicas de sílica absorvidas pelas plantas por processos biológicos e físicos, que, após a morte destas, são depositadas nos solos e nos sedimentos (Piperno, 2006). Por serem inorgânicos e resistentes à oxidação e à decomposição, podem permanecer preservados por longos períodos de tempo, permitindo, juntamente com outros dados, realizar reconstruções ambientais (Piperno, 2006; Rossouw, 2016; Tsartsidou et al., 2015). A análise fitolítica inclui o agrupamento em morfotipos, o que permite associar determinadas informações ecológicas e ambientais (Rashid et al., 2019). Uma das vantagens consiste na boa preservação independente de carbonização (como é o caso de carvões), além da capacidade de fornecer informações mais locais sobre plantas crescendo nas adjacências da caverna, em contrapartida aos pólenes, que fornecem dados mais amplos (Rashid et al., 2019; Tsartsidou et al., 2015). As desvantagens consistem no fato de que nem todas as espécies produzem fitólitos, e processos diagenéticos como a dissolução podem causar interpretações equivocadas (Cabanès, Weiner e Shahack-Gross, 2011; Esteban et al., 2018; Piperno, 2006).

A análise de isótopos estáveis ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) pode ser utilizada como indicador de mudanças na temperatura, umidade, vegetação e padrões de circulação atmosférica (Li et al., 2020). Em especial, o estudo de  $\delta^{13}\text{C}$  em plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  presentes nos sedimentos está atrelado aos processos de fotossíntese e contribui para o entendimento da paleovegetação, fornecendo informações sobre as condições ambientais e, principalmente, sobre os aspectos climáticos (Li et al., 2020;

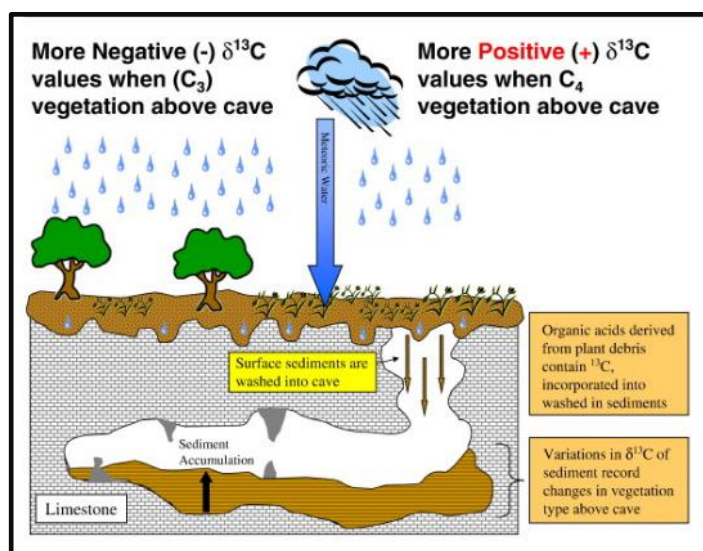


Figura 2.8. Esquema da variação de  $\delta^{13}\text{C}$  nas plantas  $\text{C}_3$  ou  $\text{C}_4$  a depender das condições climáticas e incorporação nos sedimentos de caverna (Polk et al., 2013).

Minckley et al., 2021). Mudanças nos teores de  $\delta^{13}\text{C}$  são influenciadas, principalmente, por dois fatores climáticos: quantidade de precipitação e temperatura (Rao et al., 2017). Desse modo, valores mais negativos indicam empobrecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  (média de -27‰) e correspondem as plantas  $\text{C}_3$  indicando clima mais úmido, já os valores mais positivos são de plantas  $\text{C}_4$  que representam enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$  (média de -13‰) e clima mais seco (Boutton et al., 1998; Panno et al., 2004; Polk, Beynen, van e Reeder, 2007), Figura 2.8. Nas cavernas, para além de pesquisa nos sedimentos terrígenos, essas técnicas são aplicadas em guano (Onac et al., 2014) e ácido fúlvico (Polk et al., 2013).

## 2.5 PANORAMA BRASILEIRO

Um levantamento recente de sedimentos clásticos no contexto de estudos paleoambientais mais abrangentes que o utilizado neste artigo, verificou a existência de apenas sete trabalhos na Plataforma do Web of Science (Caldeira, Uagoda e Nogueira, 2019). De forma complementar, foi realizada uma nova pesquisa, resultando na inclusão de três novos artigos (Caldeira *et al.*, 2021; Freitas *et al.*, 2020; Utida *et al.*, 2020) ampliando esse número para dez, Figura 2.9. O fato é que existe um crescimento tímido, mas ascendente, de pesquisas nessa temática, que acompanha o uso das principais metodologias utilizadas atualmente como os nuclídeos cosmogênicos (Laureano et al., 2016) e o paleomagnetismo (Auler et al., 2002). Para além disso, existe um esforço por parte dos trabalhos em abordar os aspectos externos à caverna, fornecendo informações sobre a evolução da paisagem (por exemplo Haddad-Martim et al., 2017; Novello et al., 2019).

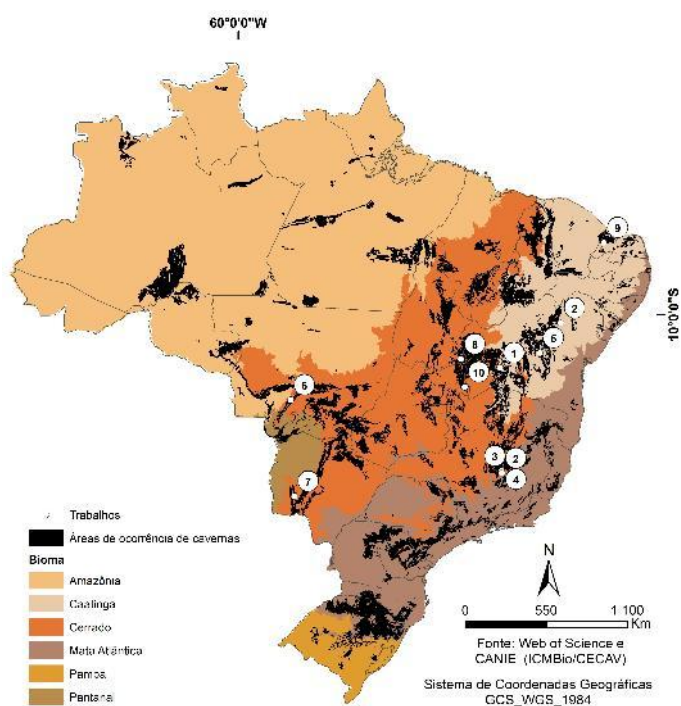


Figura 2.9. Trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas no Brasil e espacialização sobre cada bioma: 1. (Auler *et al.*, 2002). 2. (Auler *et al.*, 2009). 3. (Hubbe *et al.*, 2011). 4. (Haddad-Martim *et al.*, 2017). 5. (Laureano *et al.*, 2016). 6. (Jaqueto *et al.*, 2016). 7. (Novello *et al.*, 2019). 8. (Freitas *et al.*, 2020). 9. (Utida *et al.*, 2020). 10. (Caldeira *et al.*, 2021)

Os biomas em áreas cársticas apresentam características específicas, como estrutura vegetal e clima que refletem nas diferentes biodiversidades (Jaqueto et al., 2021). No Brasil, grande parte das pesquisas com sedimentos clásticos cavernícolas localizam-se nos biomas Cerrado e Caatinga, distribuídos entre as regiões Centro-oeste e Nordeste do Brasil, Figura 2.9. O bioma Cerrado, em especial, abriga importantes áreas cársticas, como o Grupo Bambuí, com milhares de cavernas mapeadas. Entretanto, a quantidade de trabalhos dificulta em parte a interpretação de dados devido à falta de registros comparativos. Nesse contexto, as regiões de Mata Atlântica, Amazônia e Pampas destacam-se pela falta de pesquisa

## **2.6 CONCLUSÃO**

Os sedimentos clásticos são depositados no interior de cavernas de forma análoga à deposição em terraços fluviais, permitindo, assim, a realização de estudos de reconstruções paleoambientais a partir do registro sedimentar cavernícola, uma vez que estes, em muitos casos, encontram-se mais preservados. O levantamento realizado mostra uma quantidade significativa de pesquisas na última década com concentração de trabalhos, a nível mundial, no Hemisfério Norte, com destaque para o continente europeu. No Brasil, o bioma Cerrado se evidencia devido à presença de grande parte das áreas cársticas, que reflete na concentração dos artigos. Contudo, a baixa quantidade de trabalhos dificulta a interpretação de dados por falta de registros comparativos e validação de algumas informações em caráter regional. Portanto, outros trabalhos em registros sedimentares nas cavernas contribuiria para o entendimento do paleoambiente, inclusive auxiliando na preservação e conservação do carste brasileiro.

As pesquisas recentes demonstram uma diversidade de metodologias aplicadas nos trabalhos analisados, as quais contemplam diversos campos, como cronologia, paleovegetação, caracterização física, estabelecimento de proveniências e taxas de intemperismo, as quais, em função de suas particularidades, costumam ser usadas em conjunto. O estudo da evolução da paisagem cárstica é complexo; portanto, a utilização de diversas metodologias contribui para garantir a acurácia da pesquisa e permite ter maior credibilidade dos dados. De forma geral, os estudos mostram o potencial existente para a utilização dos sedimentos clásticos para compreensão da evolução da paisagem respeitando as limitações intrínsecas a cada método.

## 2.7 FINANCIAMENTO

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

## 2.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHMAD, I.; CHANDRA, R. Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. *Journal of Asian Earth Sciences*. v. 66, p. 73–89. 2013

AHMAD, K.; DAVIES, C. P. Stable isotopic and geochemical analysis of lacustrine carbonates from the Al-Azraq basin, Jordan: implications for paleoenvironment and paleohydrology. *Arabian Journal of Geosciences*. v. 14, 6. 2021

ARRIOLABENGOA, M.; IRIARTE, E.; ARANBURU, A.; ARRIZABALAGA, A. Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). *Quaternary International journal*. v. 364, p. 231–243. 2015

AUDRA, P.; BINI, A.; GABROVŠEK, F.; HÄUSELMANN, P.; HOBLÉA, F.; JEANNIN, P. Y.; KUNAVÉR, J.; MONBARON, M.; ŠUŠTERŠIČ, F.; TOGNINI, P.; TRIMMEL, H.; WILDBERGER, A. Cave genesis in the Alps between the Miocene and today: A review. *Zeitschrift für Geomorphologie*. v. 50, 2, p. 153–176. 2006

AUDRA, P.; PALMER, A. N. Structure des réseaux karstiques: Les contrôles de la spéléogénèse épigène. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*. 4, p. 359–378. 2011

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*. v. 106, p. 142–153. 2009

AULER, A. S.; SMART, P.; TARLING, D. H. .; FARRANT, A. R. Fluvial incision rates derived from magnetotratigraphy of cave sediments in the cratonic area of eastern Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie*. v. 46, p. 391–403. 2002

BALLESTEROS, D.; ÁLVAREZ-VENA, A.; MONOD-DEL DAGO, M.; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L.; SANJURJO-SÁNCHEZ, J.; ÁLVAREZ-LAO, D.; PÉREZ-MEJÍAS, C.; VALENZUELA, P.; DEFELIPE, I.; LAPLANA, C.; CHENG, H.; JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. Paleoenvironmental evolution of Picos de Europa (Spain) during marine isotopic stages 5c to 3 combining glacial reconstruction, cave sedimentology and paleontological findings. *Quaternary Science Reviews*. v. 248. 2020

BELLA, P.; GRADZIŃSKI, M.; HERCMAN, H.; LESZCZYŃSKI, S.; NEMEC, W. Sedimentary anatomy and hydrological record of relic fluvial deposits in a karst cave conduit. *Sedimentology*. v. 68, 1, p. 425–448. 2021

- BÓGALO, M. F.; BRADÁK, B.; VILLALAÍN, J. J.; CALVO-RATHERT, M.; GONZÁLEZ, M. I.; HELLER, F.; ORTEGA, A. I.; PARÉS, J. M. High-resolution late Middle Pleistocene paleoclimatic record from the Galería Complex, Atapuerca archaeological site, Spain - An environmental magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*. v. 251. 2021
- BOSÁK, P. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. v. 1, p. 1–24. 2002
- BOSCH, R. F.; WHITE, W. B. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. (orgs.). New York: Kluwer Academic / Plenum Publishers, 2004. p. 1–22
- BOUTTON, T. W.; ARCHER, S. R.; MIDWOOD, A. J.; ZITZER, S. F.; BOL, R.  $\delta^{13}\text{C}$  values of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma*. v. 82, 1–3, p. 5–41. 1998
- BUGGLE, B.; GLASER, B.; HAMBACH, U.; GERASIMENKO, N.; MARKOVIĆ, S. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International*. v. 240, 1–2, p. 12–21. 2011
- CABANES, D.; WEINER, S.; SHAHACK-GROSS, R. Stability of phytoliths in the archaeological record: A dissolution study of modern and fossil phytoliths. *Journal of Archaeological Science*. v. 38, 9, p. 2480–2490. 2011
- CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M. Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas : Potencialidade para estudo paleoambientais. *Espaço & Geografia*. v. 22, p. 153–189. 2019
- CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M.; GARNIER, J.; SAWAKUCHI, A. O.; HUSSAIN, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. *Quaternary International*. v. 580, November 2020, p. 22–37. 2021
- CHENG, L.; BAE, C. J.; HONG, H.; HUANG, S.; WANG, W.; YIN, K.; WANG, C. Environmental fluctuation impacted the evolution of Early Pleistocene non-human primates: Biomarker and geochemical evidence from Mohui Cave (Bubing, Guangxi, southern China). *Quaternary International*. v. 563, September 2019, p. 64–77. 2020
- COMBOURIEU-NEBOUT, N.; PEYRON, O.; BOUT-ROUMAZEILLES, V.; GORING, S.; DORMOY, I.; JOANNIN, S.; SADORI, L.; SIANI, G.; MAGNY, M. Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea). *Climate of the Past*. v. 9, 5, p. 2023–2042. 2013
- COOPER, M. P.; COVINGTON, M. D. Modeling cave cross-section evolution including sediment transport and paragenesis. *Earth Surface Processes and Landforms*. v. 45, 11, p. 2588–2602. 2020
- CORDOVA, C. E.; JOHNSON, W. C. An 18 ka to present pollen-and phytolith-based vegetation reconstruction from Hall's Cave, south-central Texas, USA. *Quaternary Research (United States)*. v. 92, 2, p. 497–518. 2019

- CUENCA, J. J.; ROBLEDO, P. A.; DURÁN, J. J.; PARDO-IGÚZQUIZA, E.; CHENG, H.; MARTOS, S.; LUQUE, J. A.; MORENO, L. Paleoclimatic inferences from the study of a sedimentary sequence alternating detrital sediments and speleothemes in Sima Engañá, Sierra de las Nieves (Málaga). *Cuaternario y Geomorfología*. v. 32, 1–2, p. 75–89. 2018
- CURNOE, D.; ZHAO, J. xin; AUBERT, M.; FAN, M.; WU, Y.; BAKER, A.; MEI, G. H.; SUN, X. feng; MENDOZA, R.; ADLER, L.; MA, S.; KINSEY, L.; JI, X. Implications of multi-modal age distributions in Pleistocene cave deposits: A case study of Maludong palaeoanthropological locality, southern China. *Journal of Archaeological Science: Reports*. v. 25, August 2018, p. 388–399. 2019
- DANDURAND, G.; DEVÈS, G.; MAIRE, R.; ORTEGA, R.; GENTY, D.; GHALEB, B. Morphosedimentary study of a cave deposit at Bois du Clos cave (Charente, France): geometric constraints and hydrological dynamics. *Quaternaire*. v. 22/4, September 2016, p. 285–306. 2011
- DARRÉNOUGUÉ, N.; DE DECKKER, P.; FITZSIMMONS, K. E.; NORMAN, M. D.; REED, L.; VAN DER KAARS, S.; FALLON, S. A late Pleistocene record of aeolian sedimentation in Blanche Cave, Naracoorte, South Australia. *Quaternary Science Reviews*. v. 28, 25–26, p. 2600–2615. 2009
- DE WAELE, J.; FERRARESE, F.; GRANGER, D.; SAURO, F. Landscape evolution in the Tacchi area (Central-East Sardinia, Italy) based on karst and fluvial morphology and age of cave sediments. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. v. 35, 2, p. 119–127. 2012
- DEMURO, M.; ARNOLD, L. J.; PARÉS, J. M.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; ORTEGA, A. I.; ARSUAGA, J. L.; BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M.; CARBONELL, E. New luminescence ages for the Galería Complex archaeological site: Resolving chronological uncertainties on the Acheulean record of the Sierra de Atapuerca, Northern Spain. *PLoS ONE*. v. 9, 10. 2014
- DENNISTON, R. F.; LUETSCHER, M. Speleothems as high-resolution paleoflood archives. *Quaternary Science Reviews*. v. 170, p. 1–13. 2017
- DENNISTON, R. F.; VILLARINI, G.; GONZALES, A. N.; WYRWOLL, K. H.; POLYAK, V. J.; UMMENHOFER, C. C.; LACHNIET, M. S.; WANAMAKER, A. D.; HUMPHREYS, W. F.; WOODS, D.; CUGLEY, J. Extreme rainfall activity in the Australian tropics reflects changes in the El Niño/Southern Oscillation over the last two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. v. 112, 15, p. 4576–4581. 2015
- DEZILEAU, L.; TERRIER, B.; BERGER, J. F.; BLANCHEMANCHE, P.; LATAPIE, A.; FREYDIER, R.; PAQUIER, A.; LANG, M.; DELGADO, J. L. Paleohydrological reconstruction of extreme floods of the Gardon River, SE France. *Houille Blanche*. v. 4, p. 44–52. 2014
- ESTEBAN, I.; MAREAN, C. W.; FISHER, E. C.; KARKANAS, P.; CABANES, D.; ALBERT, R. M. Phytoliths as an indicator of early modern humans plant gathering strategies, fire fuel and site occupation intensity during the Middle Stone Age at Pinnacle Point 5-6 (south coast, South Africa). *PLoS ONE*. v. 13, 6, p. 1–33. 2018
- FARRANT, A. R.; SMART, P. L. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*. v. 134, 1–2, p. 79–93. 2011

- FEURDEAN, A.; PEROIU, A.; PAZDUR, A.; ONAC, B. P. Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: A case study from Scarioara Ice Cave, Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology*. v. 165, 1–2, p. 1–10. 2011
- FORBES, M. S.; BESTLAND, E. A. Origin of the sedimentary deposits of the Naracoorte Caves, South Australia. *Geomorphology*. v. 86, 3–4, p. 369–392. 2007
- FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. 1. ed. Chichester, UK: John Wiley & Sons. 2007
- FORNÓS, J. J.; GINÉS, J.; GRÀCIA, F.; MERINO, A.; GÓMEZ-PUJOL, L.; BOVER, P. Cave deposits and sedimentary processes in Cova des Pas de Vallgornera (Mallorca, Western Mediterranean). *International Journal of Speleology*. v. 43 (2), May, p. 159–174. 2014
- FRANCKE, A.; HOLTVOETH, J.; CODILEAN, A. T.; LACEY, J. H.; BAYON, G.; DOSSETO, A. Geochemical methods to infer landscape response to Quaternary climate change and land use in depositional archives: A review. *Earth-Science Reviews*. v. 207, February, p. 103218. 2020
- FREITAS, A.; GONÇALVES-ESTEVEZ, V.; MENDONÇA, C. B. F.; FERNÁNDEZ, S.; CARRIÓN, J. First quaternary Brazilian cave pollen record: Morphological descriptions, taxonomic and ecological data. *Revista Brasileira de Paleontologia*. v. 23, 1, p. 32–47. 2020
- GARZANTI, E.; RESENTINI, A. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*. v. 336, p. 81–95. 2016
- GEORGIADIS, I.; CHATZOPOULOU, K.; KANTIRANIS, N.; IOAKEIMIDIS, I.; TSIRAMBIDES, A. Petrography and provenance of floor sediments from the loutra almpias cave (Pella, Macedonia, Greece). *International Journal of Speleology*. v. 48, 3, p. 237–248. 2019
- GERASIMENKO, N.; RIDUSH, B.; AVDEYENKO, Y. Late Pleistocene and Holocene environmental changes recorded in deposits of the Bukovynka Cave (the East-Carpathian foreland, Ukraine). *Quaternary International*. v. 504, February 2018, p. 96–107. 2019
- GHINASSI, M.; COLONESE, A. C.; GIUSEPPE, Z. di; GOVONI, L.; LO VETRO, D.; MALAVASI, G.; MARTINI, F.; RICCIARDI, S.; BENEDETTO, S. The Late Pleistocene clastic deposits in the Romito Cave, southern Italy: a proxy record of environmental changes and human presence. *Journal of Quaternary Science*. v. 24, p. 383–398. 2008
- GILLIESON, D. *Caves: Processes, Development and Management*. 1o. Massachusetts: Blackwell. 1996
- GOLDSCHIEDER, N.; CHEN, Z.; AULER, A. S.; BAKALOWICZ, M.; BRODA, S.; DREW, D.; HARTMANN, J.; JIANG, G.; MOOSDORF, N.; STEVANOVIC, Z.; VENI, G. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeology Journal*. v. 28, 5, p. 1661–1677. 2020
- GONZÁLEZ-LEMONS, S.; JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M.; STOLL, H. M. Sediment transport during recent cave flooding events and characterization of speleothem archives of past flooding. *Geomorphology*. v. 228, p. 87–100. 2015

GONZÁLEZ-LEMONS, S.; MÜLLER, W.; PISONERO, J.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; STOLL, H. M. Holocene flood frequency reconstruction from speleothems in northern Spain. *Quaternary Science Reviews*. v. 127, p. 129–140. 2015

GONZÁLEZ-RAMÓN, A.; ANDREO, B.; RUIZ-BUSTOS, A.; RICHARDS, D. A.; LÓPEZ-SÁEZ, J. A.; ALBA-SÁNCHEZ, F. Late Quaternary paleoenvironmental record from a sedimentary fill in Cucú cave, Almería, SE Spain. *Quaternary Research*. v. 77, 2, p. 264–272. 2012

HADDAD-MARTIM, P. M.; HUBBE, A.; GIANNINI, P. C. F.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; HUBBE, M.; MAYER, E.; WANG, X.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; NEVES, W. A. Quaternary depositional facies in cave entrances and their relation to landscape evolution: The example of Cuvieri Cave, eastern Brazil. *Catena*. v. 157, p. 372–387. 2017

HARMAND, D.; ADAMSON, K.; RIXHON, G.; JAILLET, S.; LOSSON, B.; DEVOS, A.; HEZ, G.; CALVET, M.; AUDRA, P. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*. v. 166, p. 38–56. 2017

HÄUSELMANN, P.; MIHEVC, A.; PRUNER, P.; HORÁČEK, I.; ČERMÁK, S.; HERCMAN, H.; SAHY, D.; FIEBIG, M.; HAJNA, N. Z.; BOSÁK, P. Snežna jama (Slovenia): Interdisciplinary dating of cave sediments and implication for landscape evolution. *Geomorphology*. v. 247, p. 10–24. 2015

HUANG, S.; HONG, H.; BAE, C. J.; CHENG, L.; LI, D.; LIAO, W.; YIN, K.; WANG, C.; WANG, W. Paleoenvironmental background of the Early Pleistocene Gigantopithecus fauna in Bubing Basin, south China. *Quaternary International*. v. 434, p. 163–168. 2017

HUANG, S.; HONG, H.; LIAO, W.; WANG, C.; CHENG, L.; HAO, X.; LI, D.; BAE, C. J.; WANG, W. Late Pleistocene paleoenvironment of southern China: Clay mineralogical and geochemical analyses from Luna Cave, Guangxi, China. *Quaternary International*. v. 563, July 2019, p. 78–86. 2020

HUBBE, A.; HADDAD-MARTIM, P. M.; HUBBE, M.; MAYER, E. L.; STRAUSS, A.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; NEVES, W. A. Identification and importance of critical depositional gaps in pitfall cave environments: The fossiliferous deposit of Cuvieri Cave, eastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 312, 1–2, p. 66–78. 2011

HUNT, C. O.; FIACCONI, M. Pollen taphonomy of cave sediments: What does the pollen record in caves tell us about external environments and how do we assess its reliability? *Quaternary International*. v. 485, p. 68–75. 2018

ICMBIO/CECAV. Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas. 2019. Available at: <http://www.icmbio.gov.br/cecav/projetos-e-atividades/potencialidade-de-ocorrencia-de-cavernas.html>

JAQUETO, P.; TRINDADE, R. I. F.; FEINBERG, J. M.; CARMO, J.; NOVELLO, V. F.; STRÍKIS, N. M.; CRUZ, F. W.; SHIMIZU, M. H.; KARMANN, I. Magnetic Mineralogy of Speleothems From Tropical-Subtropical Sites of South America. *Frontiers in Earth Science*. v. 9, April, p. 1–14. 2021

- JAQUETO, P.; TRINDADE, R. I. F.; HARTMANN, G. A.; NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; KARMANN, I.; STRAUSS, B. E.; FEINBERG, J. M. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. v. 121, p. 7024–7039. 2016
- KARKANAS, P.; GOLDBERG, P. Treatise on Geomorphology. In: SHRODER, J. F. (org.). San Diego: Academic Press, 2013. p. 286–297
- KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. De; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (orgs.). São Paulo: Oficina de Textos, 2001. 2. ed.p. 113–127
- KEHL, M.; ECKMEIER, E.; FRANZ, S. O.; LEHMKUHL, F.; SOLER, J.; SOLER, N.; REICHERTER, K.; WENIGER, G. C. Sediment sequence and site formation processes at the Arbreda Cave, NE Iberian Peninsula, and implications on human occupation and climate change during the Last Glacial. *Climate of the Past*. v. 10, 5, p. 1673–1692. 2014
- KNAPP, E. P.; TERRY, D. O.; HARBOR, D. J.; THREN, R. C. Reading Virginia's paleoclimate from the geochemistry and sedimentology of clastic cave sediments. In: SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. (orgs.). New York, 2004. Springer Sp. 95–106
- LAUREANO, F. V.; KARMANN, I.; GRANGER, D. E.; AULER, A. S.; ALMEIDA, R. P.; CRUZ, F. W.; STRÍCKS, N. M.; NOVELLO, V. F. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. *Geomorphology*. v. 273, p. 63–77. 2016
- LI, Y.; PENG, S.; LIU, H.; ZHANG, X.; YE, W.; HAN, Q.; ZHANG, Y.; XU, L.; LI, Y. Westerly jet stream controlled climate change mode since the Last Glacial Maximum in the northern Qinghai-Tibet Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 549. 2020
- LÓPEZ-GARCÍA, J. M.; SOLER, N.; MAROTO, J.; SOLER, J.; ALCALDE, G.; GALOBART, À.; BENNÀSAR, M.; BURJACHS, F. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction of the Latest Pleistocene of L'Arbreda Cave (Serinyà, Girona, northeastern Iberia) inferred from the small-mammal (insectivore and rodent) assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 435, p. 244–253. 2015
- MARTINI, I. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*. v. 134, 3–4, p. 452–460. 2011
- MINCKLEY, T. A.; CLEMENTZ, M.; KORNFELD, M.; LARSON, M. Lou; FINLEY, J. B. Late Pleistocene environments of the Bighorn Basin, Wyoming-Montana, USA. *Quaternary Research (United States)*. v. 99, p. 128–141. 2021
- MIREA, I. C.; ROBU, M.; PETCULESCU, A.; KENESZ, M.; FAUR, L.; ARGHIR, R.; TECSA, V.; TIMAR-GABOR, A.; ROBAN, R. D.; PANAIOTU, C. G.; SHARIFI, A.; POURMAND, A.; CODREA, V. A.; CONSTANTIN, S. Last deglaciation flooding events in the Southern Carpathians as revealed by the study of cave deposits from Muierilor Cave, Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 562, p. 110084. 2021

- MOLDOVAN, O. T.; CONSTANTIN, S.; PANAIOTU, C.; ROBAN, R. D.; FRENZEL, P.; MIKO, L. Fossil invertebrates records in cave sediments and paleoenvironmental assessments—a study of four cave sites from Romanian Carpathians. *Biogeosciences*. v. 13, 2, p. 483–497. 2016
- MONCEL, M. H.; ALLUÉ, E.; BAILON, S.; BARSHAY-SZMIDT, C.; BÉAREZ, P.; CRÉGUT, É.; DAUJEARD, C.; DESCLAUX, E.; DEBARD, É.; LARTIGOT-CAMPIN, A. S.; PUAUD, S.; ROGER, T. Evaluating the integrity of palaeoenvironmental and archaeological records in MIS 5 to 3 karst sequences from southeastern France. *Quaternary International*. v. 378, p. 22–39. 2015
- NAVARRO, C.; CARRIO, J. S.; MUNUERA, M.; PRIETO, A. R. Cave surface pollen and the palynological potential of karstic cave sediments in palaeoecology. *Review of Palaeobotany and Palynology*. v. 117, p. 245–265. 2001
- NICHOLS, G. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2o. Oxford: Blackwell. 2009
- NICOSIA, C.; STOOPS, G. (ORGS.). *Archaeological Soil and Sediment Micromorphology*. 1. ed. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons Ltd. 2017
- NOVELLO, V. F.; CRUZ, F. W.; MCGLUE, M. M.; WONG, C. I.; WARD, B. M.; VUILLE, M.; SANTOS, R. A.; JAQUETO, P.; PESSENDA, L. C. R.; ATORRE, T.; RIBEIRO, L. M. A. L.; KARMANN, I.; BARRETO, E. S.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; PAULA, M. S.; SCHOLZ, D. Vegetation and environmental changes in tropical South America from the last glacial to the Holocene documented by multiple cave sediment proxies. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 524, p. 115717. 2019
- ONAC, B. P.; FORRAY, F. L.; WYNN, J. G.; GIURGIU, A. M. Guano-derived  $\delta^{13}\text{C}$ -based paleo-hydroclimate record from Gaura cu Musca Cave, SW Romania. *Environmental Earth Sciences*. v. 71, 9, p. 4061–4069. 2014
- OSBORNE, R. A. Dating ancient caves and related palaeokarst. *Acta Carsologica*. v. 34, 1, p. 51–72. 2005
- PANNO, S. V.; CURRY, B. B.; WANG, H.; HACKLEY, K. C.; LIU, C. L.; LUNDSTROM, C.; ZHOU, J. Climate change in southern Illinois, USA, based on the age and  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter in cave sediments. *Quaternary Research*. v. 61, 3, p. 301–313. 2004
- PARÉS, J. M.; CAMPAÑA, I.; DUVAL, M.; SIER, M. J.; ORTEGA, A. I.; LÓPEZ, G. I.; ROSELL, J. Comparing depositional modes of cave sediments using magnetic anisotropy. *Journal of Archaeological Science*. v. 123, p. 105241. 2020
- PIPERNO, D. R. *Phytoliths: A Comprehensive Guide for Archaeologists and Paleocologists*. Lanham, New York, Toronto: Oxford: AltaMira Press. 2006
- POLK, J. S.; VAN BEYNEN, P.; ASMEROM, Y.; POLYAK, V. J. Reconstructing past climates using carbon isotopes from fulvic acids in cave sediments. *Chemical Geology*. v. 360–361, p. 1–9. 2013
- POLK, J. S.; VAN BEYNEN, P. E.; REEDER, P. P. Late Holocene environmental reconstruction using cave sediments from Belize. *Quaternary Research*. v. 68, 1, p. 53–63. 2007

- RAO, Z.; GUO, W.; CAO, J.; SHI, F.; JIANG, H.; LI, C. Relationship between the stable carbon isotopic composition of modern plants and surface soils and climate: A global review. *Earth-Science Reviews*. v. 165, p. 110–119. 2017
- RASHID, I.; MIR, S. H.; ZURRO, D.; DAR, R. A.; RESHI, Z. A. Phytoliths as proxies of the past. *Earth-Science Reviews*. v. 194, p. 234–250. 2019
- RELLINI, I.; FIRPO, M.; MARTINO, G.; RIEL-SALVATORE, J.; MAGGI, R. Climate and environmental changes recognized by micromorphology in Paleolithic deposits at Arene Candide (Liguria, Italy). *Quaternary International*. v. 315, p. 42–55. 2013
- RHODES, E. J. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. v. 39, 1, p. 461–488. 2011
- ROSSOUW, L. An Early Pleistocene Phytolith Record from Wonderwerk Cave, Northern Cape, South Africa. *African Archaeological Review*. v. 33, 3, p. 251–263. 2016
- SARTÉGOU, A.; BLARD, P. H.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D. L.; SORRIAUX, P.; ZIMMERMANN, L.; LAFFITTE, A.; TIBARI, B.; LEANNI, L.; GUILLOU, V.; BOURDET, A. Late Cenozoic evolution of the Ariège River valley (Pyrenees) constrained by cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  dating of cave sediments. *Geomorphology*. v. 371. 2020
- SASOWSKY, I. D. Clastic sediments in caves - Imperfect recorders of processes in karst. *Acta Carsologica*. v. 36, 1, p. 143–149. 2007
- SAURO, F.; FELLIN, M. G.; COLUMBU, A.; HÄUSELMANN, P.; BORSATO, A.; CARBONE, C.; DE WAELE, J. Hints on the Late Miocene Evolution of the Tonale-Adamello-Brenta Region (Alps, Italy) Based on Allochthonous Sediments From Raonzolo Cave. *Frontiers in Earth Science*. v. 9, p. 1–17. 2021
- SESSA, E.; RELLINI, I.; TRAVERSO, A.; MOLINARI, I.; MONTINARI, G.; ROSSI, G.; FIRPO, M. Microstratigraphic records as tools for the detection of climatic changes in tana di badalucco cave (Liguria, NW Italy). *Geosciences (Switzerland)*. v. 9, 6, p. 1–14. 2019
- SKABERNE, D.; TURK, I.; TURK, J. The Pleistocene clastic sediments in the Divje babe I cave, Slovenia. Geochemical characterisation and provenance (Part 2). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 438, p. 379–394. 2015
- SORIANO, M. A.; SIMÓN, J. Alluvial dolines in the central Ebro basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology*. v. 11, 4, p. 295–309. 1995
- STOCK, G. M.; ANDERSON, R. S.; FINKEL, R. C. Pace of landscape evolution in the Sierra Nevada, California, revealed by cosmogenic dating of cave sediments. *Geology*. v. 32, 3, p. 193–196. 2004
- STOCK, G. M.; GRANGER, D. E.; SASOWSKY, I. D.; ANDERSON, R. S.; FINKEL, R. C. Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 236, 1–2, p. 388–403. 2005
- TAYLOR, C. J.; GREENE, E. A. Hydrogeologic Characterization and Methods Used in the Investigation of Karst Hydrology. In: ROSENBERY, D. O.; LABAUGH, J. W. (orgs.). Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2008. p. 75–114

- TEMOVSKI, M.; PRUNER, P.; HERCMAN, H.; BOSÁK, P. A cave response to environmental changes in the late pleistocene: A study of budimirica cave sediments, Macedonia. *Geologia Croatica*. v. 69, 3, p. 307–316. 2016
- TRAPPE, M. Actualistic approaches to the systematics and facies relations of clastic karst deposits. *Geodinamica Acta*. v. 23, 1–3, p. 41–48. 2010
- TROLL, C. Die geographische Landschaft und ihre Erforschung. *Studium Generale*. p. 163–181. 1950
- TRUEBA, J. J. G. Carl troll y la geografía del paisaje: Vida, obra y traducción de un texto fundamental. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*. v. 59, p. 173–200. 2012
- TRUMBORE, S. E. Radiocarbon Geochronology. In: J.S. NOLLER, J. M. S. and W. R. L. (org.). Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. 4. ed.p. 41–60
- TSARTSIDOU, G.; KARKANAS, P.; MARSHALL, G.; KYPARISSI-APOSTOLIKA, N. Palaeoenvironmental reconstruction and flora exploitation at the Palaeolithic cave of Theopetra, central Greece: the evidence from phytolith analysis. *Archaeological and Anthropological Sciences*. v. 7, 2, p. 169–185. 2015
- TURK, J.; ČRETNIK, J.; TURK, M.; MLADENVIČ, A. Hair imprints in Pleistocene cave sediments and the use of X-ray micro-computed tomography for their reconstruction. *Facies*. v. 61, 1, p. 422. 2015
- UTIDA, G.; CRUZ, F. W.; SANTOS, R. V.; SAWAKUCHI, A. O.; WANG, H.; PESSEDA, L. C. R.; NOVELLO, V. F.; VUILLE, M.; STRAUSS, A. M.; BORELLA, A. C.; STRÍKIS, N. M.; GUEDES, C. C. F.; DIAS DE ANDRADE, F. R.; ZHANG, H.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. Climate changes in Northeastern Brazil from deglacial to Meghalayan periods and related environmental impacts. *Quaternary Science Reviews*. v. 250. 2020
- VAN DER MEER, J. J. M.; MENZIES, J. The micromorphology of unconsolidated sediments. *Sedimentary Geology*. v. 238, 3–4, p. 213–232. 2011
- VEROSUB, K. L. *Paleomagnetic Dating*. Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. 1op. 339–356
- WHITE, W. B. Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*. v. 69, 1, p. 76–93. 2007
- WILCZYŃSKI, J.; KRAJCARZ, M. T.; MOSKAL-DEL HOYO, M.; ALEXANDROWICZ, W. P.; MIĘKINA, B.; PERESWIET-SOLTAN, A.; WERTZ, K.; LIPECKI, G.; MARCISZAK, A.; LÕUGAS, L.; GRADZIŃSKI, M.; SZCZEPANEK, A.; ZASTAWNY, A.; WOJENKA, M. Late Glacial and Holocene paleoecology and paleoenvironmental changes in the northern Carpathians foreland: The Źarska Cave (southern Poland) case study. *Holocene*. v. 30, 6, p. 905–922. 2020
- WÜNNEMANN, B.; YAN, D.; ANDERSEN, N.; RIEDEL, F.; ZHANG, Y.; SUN, Q.; HOELZMANN, P. A 14 ka high-resolution  $\delta^{18}O$  lake record reveals a paradigm shift for the process-based reconstruction of hydroclimate on the northern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*. v. 200, p. 65–84. 2018

YANG, G.; ZHANG, X.; TIAN, M.; PING, Y.; CHEN, A.; GE, Z.; NI, Z.; YANG, Z. Geomorphological and sedimentological comparison of fluvial terraces and karst caves in Zhangjiajie, northwest Hunan, China: An archive of sandstone landform development. *Environmental Earth Sciences*. v. 64, 3, p. 671–683. 2011

YANG, Q.; ZHAO, K.; ZHOU, X.; WANG, J.; CHEN, G.; LI, D.; ZHAO, L.; WANG, W.; LI, X. Evaluation of the potential of surface pollen spectra from caves in SW China for vegetation reconstruction. *Quaternary International*. v. 591, p. 119–128. 2021

ZUPAN HAJNA, N.; BOSÁK, P.; PRUNER, P.; MIHEVC, A.; HERCMAN, H.; HORÁČEK, I. Karst sediments in Slovenia: Plio-Quaternary multi-proxy records. *Quaternary International*. v. 546, November 2019, p. 4–19. 2020

## 2.9 MATERIAL SUPLEMENTAR

Tabela 2.1 Lista de trabalhos com sedimentos clásticos em cavernas no mundo com perspectiva paleoambiental entre 2011-2021 extraídas da Plataforma do Web of Science

<b>Código</b>	<b>Autores</b>	<b>Código</b>	<b>Autores</b>	<b>Código</b>	<b>Autores</b>
<b>1</b>	(Curnoe et al., 2019)	<b>17</b>	(Urban et al., 2019)	<b>33</b>	(Kehl et al., 2014)
<b>2</b>	(Esteban et al., 2017)	<b>18</b>	(Cordova e Johnson, 2019)	<b>34</b>	(Demuro et al., 2014)
<b>3</b>	(González-Lemos et al., 2015)	<b>19</b>	(Novello et al., 2019)	<b>35</b>	(Fornós et al., 2014)
<b>4</b>	(Moncel et al., 2015)	<b>20</b>	(Gerasimenko, Ridush e Avdeyenko, 2019)	<b>36</b>	(Onac et al., 2014)
<b>5</b>	(Mirea et al., 2021)	<b>21</b>	(Aiello et al., 2018)	<b>37</b>	(Diedrich, 2013)
<b>6</b>	(Bógalo et al., 2021)	<b>22</b>	(Cuenca et al., 2018)	<b>38</b>	(Bizzarri et al., 2013)
<b>7</b>	(Krajcarz et al., 2020)	<b>23</b>	(Esteban et al., 2018)	<b>39</b>	(Polk et al., 2013)
<b>8</b>	(Temovski et al., 2016)	<b>24</b>	(Nejman et al., 2018)	<b>40</b>	(Macken et al., 2013)
<b>9</b>	(Sartégou et al., 2020)	<b>25</b>	(Ballesteros et al., 2017)	<b>41</b>	(Sun, S. et al., 2013)
<b>10</b>	(Ballesteros et al., 2020)	<b>26</b>	(Melis et al., 2016)	<b>42</b>	(Sun, X. et al., 2013)
<b>11</b>	(Cheng et al., 2020)	<b>27</b>	(Rossouw, 2016)	<b>43</b>	(Hengstum, van e Scott, 2012)
<b>12</b>	(Huang et al., 2020)	<b>28</b>	(Collins et al., 2015)	<b>44</b>	(González-Ramón et al., 2012)
<b>13</b>	(Yang, Q. et al., 2021)	<b>29</b>	(López-García et al., 2015)	<b>45</b>	(Dandurand et al., 2011)
<b>14</b>	(Haws et al., 2021)	<b>30</b>	(Tsartsidou et al., 2015)	<b>46</b>	(Feurdean et al., 2011)
<b>15</b>	(Bella et al., 2021)	<b>31</b>	(Dezileau et al., 2014)		
<b>16</b>	(Wilczyński et al., 2020)	<b>32</b>	(González-Lemos, Jiménez-Sánchez e Stoll, 2015)		

### 3 CARACTERIZAÇÃO DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS EM CAVERNAS NO VALE DO RIBEIRA DE IGUAPE - SÃO PAULO/BRASIL

#### RESUMO

Sistemas de cavernas possuem verdadeiros arquivos sedimentares que, nas últimas décadas, têm contribuído para o estudo da evolução geomorfológica ao longo do Quaternário. Os sedimentos clásticos preservados no interior das cavernas possibilitam ampliar as interpretações sobre a evolução da paisagem, trazendo uma alternativa para áreas cujas evidências superficiais externas foram parcialmente ou totalmente removidas devido a evolução do relevo. A região do Vale do rio Ribeira de Iguape, no sudeste do Brasil, é constituída por um sistema cárstico desenvolvido no contexto geológico do Supergrupo Açungui, que se demonstra favorável à preservação dessas sequências sedimentares cavernícolas. Este artigo tem como objetivo caracterizar os sedimentos presentes em cavernas e terraços fluviais no Vale do rio Ribeira de Iguape, com vistas à compreensão da proveniência sedimentar e da evolução geomorfológica regional. Para isso, foram estudadas nove cavernas e quatro terraços fluviais, utilizando uma abordagem com múltiplas metodologias, como granulometria, análises geoquímicas, mineralógicas (difratometria de raios X) e datações por luminescência opticamente estimulada (LOE). Os resultados demonstram a coexistência de sedimentos autóctones, associados à dissolução de rochas carbonáticas e à precipitação de minerais como calcita e dolomita, e de sedimentos alóctones, predominantemente compostos por quartzo, ilita e caulinita, resultantes de processos sedimentares do exocarste. Em complemento, observou-se uma variabilidade granulométrica e estratigráfica demonstrando que os processos deposicionais foram dinâmicos e episódicos, marcados pela alternância na intensidade dos fluxos, incluindo eventos de alta energia capazes de movimentar sedimentos de granulometria tamanho cascalho. Os dados de elementos maiores demonstram predominância de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nos sedimentos de caverna, indicando uma proveniência dos sedimentos alóctones vinculado às rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui. Correlações como  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2$ , em conjunto com os baixos teores de  $\text{K}_2\text{O}$ , para os sedimentos cavernícolas, indicam, em conjunto com dados granulométricos e de mineralogia, uma alternância de aportes sedimentares pelíticos e quartzosos, que podem estar vinculados a processos de intenso intemperismo químico e à lixiviação de elementos móveis em ambientes tropicais e úmidos. Os dados geocronológicos (LOE) evidenciam que as deposições sedimentares em cavernas estão predominantemente associadas ao Pleistoceno Superior (~30–50 ka), enquanto aquelas dos terraços fluviais registram idades mais jovens (~4–6 ka), correspondentes ao Holoceno. De modo geral, os resultados obtidos demonstram que os sedimentos clásticos cavernícolas do Vale do Ribeira fornecem informações relevantes que auxiliam na interpretação da evolução da paisagem, da dinâmica fluvio-cárstica, dos processos de sedimentação e da evolução geomorfológica ao longo do Quaternário.

**Palavras-chave:** sedimentos clásticos, caverna, proveniência sedimentar, evolução geomorfológica, geoquímica

#### ABSTRACT

Cave systems contain veritable sedimentary archives that, in recent decades, have contributed to the study of geomorphological evolution throughout the Quaternary period. The clastic sediments preserved inside caves allow for broader interpretations of landscape evolution, providing an alternative for areas where external surface evidence has been partially or totally removed due to landform changes. The Ribeira de Iguape River Valley region, in southeastern Brazil, is made up of a karst system developed within the geological context of the Açungui Supergroup, which proves favorable to the preservation of these cave-dwelling sedimentary sequences. This article aims to characterize the sediments present in caves and fluvial terraces in the Ribeira de Iguape River Valley, with a view to understanding the sedimentary provenance and regional geomorphological evolution. To this end, nine caves and four fluvial terraces were studied, using a multi-methodological approach including granulometry, geochemical and mineralogical analyses (X-ray diffractometry), and optically stimulated luminescence (OSL) dating. The results demonstrate the coexistence of autochthonous sediments, associated with the dissolution of carbonate rocks and the precipitation of minerals such as calcite and dolomite, and allochthonous sediments,

predominantly composed of quartz, illite, and kaolinite, resulting from sedimentary processes in the exokarst. In addition, granulometric and stratigraphic variability was observed, demonstrating that the depositional processes were dynamic and episodic, marked by alternating flows, including high-energy events capable of moving gravel-sized sediments. Data on major elements demonstrate a predominance of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in cave sediments, indicating an allochthonous provenance of the sediments linked to the metasedimentary rocks of the Açungui Supergroup. Correlations such as Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, together with the low K<sub>2</sub>O contents in cave sediments, indicate, along with granulometric and mineralogical data, an alternation of pelitic and quartzose sedimentary inputs, which may be linked to processes of intense chemical weathering and leaching of mobile elements in tropical and humid environments. Geochronological data (LOE) show that sedimentary deposits in caves are predominantly associated with the Upper Pleistocene (~30–50 ka), while those in fluvial terraces record younger ages (~4–6 ka), corresponding to the Holocene. Overall, the results obtained demonstrate that the cave-dwelling clastic sediments of the Ribeira Valley provide relevant information that aids in the interpretation of landscape evolution, fluviokarstic dynamics, sedimentation processes, and geomorphological evolution throughout the Quaternary.

**Keywords:** clastic sediment, cave, sedimentary provenance, geomorphological evolution, geochemistry

### 3.1 INTRODUÇÃO

Processos geomorfológicos são responsáveis pelo modelado das paisagens por meio de interações entre forças internas e externas, resultando em sistemas dinâmicos nos quais evidências da evolução das paisagens podem ser perdidas, modificadas ou tornaram-se indisponíveis (Sartégou et al., 2020). Nesse cenário, os terrenos cársticos destacam-se pela possibilidade de manter resguardados, em ambientes subterrâneos, alguns indícios desses processos superficiais. Em regiões com espessa cobertura sedimentar e mal estratificadas, os depósitos de sedimentos clásticos em cavernas constituem importantes arquivos para auxiliar no processo de reconstruções ambientais e geomorfológicas (Curnoe et al., 2019).

Ambientes subterrâneos tendem a apresentar maior estabilidade física quando comparados ao superficiais, o que permite a preservação de determinados registros sedimentares e torna esses locais mais propícios para armazenar informações por longos períodos (Cuenca et al., 2018; Huang et al., 2020). No entanto, deve-se ter cautela nas interpretações, principalmente em contexto regional, uma vez que a deposição sedimentar no ambiente cavernícola resulta de múltiplos processos que envolvem clima, geomorfologia, morfologia da caverna, entre outros parâmetros. Assim, os registros encontrados em cavernas precisam, muitas vezes, ser considerados como uma informação fracionada, que auxilia na interpretação de dados mais abrangentes (Stratford, Braun e Morrissey, 2021).

Nesse contexto, a datação assume papel fundamental, por ser o elo entre os sedimentos presentes nas cavernas e aqueles depositados nas porções externas, como os terraços fluviais (Yang et al., 2011). De fato, a exploração dos depósitos sedimentares clásticos no interior de

cavernas, traz inúmeras respostas sobre o tempo geológico, sobretudo quando são aplicadas técnicas de estratigrafia clássica (Sasowsky, 2007). Por exemplo, a análise de fácies sedimentares, determinadas a partir de características sedimentares, em conjunto com métodos geocronológicos, permite compreender o ambiente de sedimentação e subsidia o entendimento da evolução da paisagem em áreas cársticas (Caldeira *et al.*, 2021).

Contudo, uma interpretação mais apurada da cronologia desses depósitos sedimentares depende do conhecimento, da natureza e da origem dos sedimentos envolvidos, uma vez que diferentes processos deposicionais resultam em registros sedimentares distintos, quando se trata de ambientes cavernícolas (Bosch e White, 2004; Ford e Williams, 2007; White, 2007). Nesse sentido, os sedimentos podem ser classificados em autóctones ou alóctones, a depender da sua origem. Os sedimentos autóctones, originários do interior das cavernas, advêm dos processos erosivos da rocha-mãe, dissolução de calcário, guano ou precipitações químicas (Sasowsky, 2007). Já os sedimentos alóctones, são oriundos das áreas externas às cavidades e são movidos para o interior das cavernas por diferentes processos de transporte, como fluxo superficial, gravitacionais ou outros (Polk *et al.*, 2013). Eles são cruciais para reconstruir o paleoambiente, uma vez que refletem o clima, a geomorfologia e a geologia da bacia hidrográfica circundante (Farrant e Smart, 2011; Plotnick, Kenig e Scott, 2015).

A morfologia dos condutos, o comportamento do lençol freático e a própria dinâmica de desenvolvimento dos sistemas cársticos interferem na construção dos registros sedimentares, dificultando, assim, a interpretação (Dandurand *et al.*, 2011). Não raro, também são encontrados intervalos de ausência de deposição sedimentar, bem como sucessivos eventos hidrológicos que destroem tais registros (Farrant e Smart, 2011; White, 2007). Dessa forma, estudos baseados em múltiplas metodologias são importantes para entendimento e análise dos depósitos fluviocársticos e compreensão da história hidrosedimentológica da caverna (Bella *et al.*, 2021).

Os sedimentos clásticos cavernícolas têm sido utilizados em diversos estudos, como paleontológicos, biológicos, registros climáticos e vestígios de ocupação humana (Kligmann, 2015). Reconstruções climáticas, por exemplo, podem ser realizadas, utilizando fósseis e geologia sedimentar, como demonstrado no Sul da China (Cheng *et al.*, 2020). Além disso, eventos hidrológicos, como inundações extremas, podem ser documentados por meio do aporte expressivo de sedimentos siliciclásticos (González-Lemos, Jiménez-Sánchez e Stoll, 2015).

Do ponto de vista geomorfológico, os sedimentos encontrados em ambientes cavernícolas também podem ser utilizados como ferramenta para a compreensão da geomorfologia da paisagem circundante. Em sistemas cársticos, os depósitos sedimentares podem ser associados ao nível de base, de modo que variações nesses níveis resultam no abandono de passagens superiores, as quais passam a guardar tais registros (Moldovan et al., 2011). Em redes cársticas horizontais escalonadas, pressupõe-se que o lençol freático alcance as cavidades e deposite os sedimentos sob determinadas condições geomorfológicas e climáticas (Sartégou et al., 2020). Importante ressaltar que essas fases espeleogenéticas precisam estar atreladas ao processo de incisão do vale, de modo a refletir variações externas no relevo (Audra et al., 2006). Assim, os depósitos aluviais preservados em cavernas podem ser utilizados como resquícios da evolução do sistema fluvial durante o Quaternário (Harmand et al., 2017).

Embora seja reconhecido na literatura que os eventos de incisão fluvial podem ser registrados nos níveis epifreáticos presentes nas cavernas (Sartégou et al., 2020), tal tipo de interpretação é complexa, e tais associações exigem uma análise criteriosa, sustentada por evidências plausíveis. Nesse sentido, compreender, portanto, o ambiente deposicional é crucial para consolidar esse entendimento (Parés et al., 2020). Sendo assim, apesar de toda complexidade envolvida, os sedimentos podem auxiliar em muitos campos de estudo, como na identificação de fontes de erosão acelerada e na reconstrução do histórico hidrológico (Gillieson, 1996). Trabalhos como de Curnoe et al. (2019) ressaltam essa complexidade ao abordar reconstruções sedimentares atreladas à problemática da datação de cavernas localizadas em regiões tropicais/subtropicais na China, onde tanto o processo de carstificação quanto o de sedimentação ocorreram de forma rápida.

Apesar dos esforços crescentes nas últimas décadas, ainda são escassos os trabalhos que integram, de forma sistêmica, análises físicas, químicas, geoquímicas, cronológica e mineralógica em sedimentos clásticos depositados no interior de cavernas. Poucos são os estudos em sistemas cársticos tropicais, principalmente no Brasil, o que limita a compreensão integrada de processos deposicionais, da proveniência sedimentar e da dinâmica de incisão fluvial ao longo do Quaternário (Caldeira, Uagoda e Nogueira, 2019). Essa lacuna evidencia a necessidade de abordagens multidisciplinares, dado o caráter complexo desses ambientes, marcados por registros sedimentares descontínuos e frequentemente retrabalhados.

A região do Vale do Ribeira, no estado de São Paulo, resulta de processos geomorfológicos atrelados à evolução da Serra do Mar e caracteriza-se pela ocorrência de unidades geológicas que favorecem a formação de cavernas. Na área, dezenas de cavernas são encontradas, em diferentes estágios evolutivos, em contexto de abandono de condutos superiores, bem como evidências de atividade hidrológica atuais e passadas (Karmann, 1994). Esse contexto confere à região do Vale do Ribeira elevado potencial para registro e preservação de depósitos sedimentares clásticos no interior de cavernas, os quais podem atuar como registro da evolução da paisagem ao longo do Quaternário. O estudo integrado desses depósitos permite compreender os processos deposicionais, bem como auxilia nos estudos de proveniência sedimentar, variações hidrológicas e incisão fluvial em um contexto de carste tropical.

Diante desse contexto, o presente artigo teve por objetivo caracterizar e analisar de forma integrada os sedimentos clásticos alóctones no interior de cavernas do Vale do Ribeira, por meio da integração de análises físicas, químicas, estratigráficas e geocronológicas. Em acréscimo, busca-se estabelecer correlações de proveniência entre os sedimentos depositados no interior das cavernas e aqueles presentes no exocarste, contribuindo para a compreensão da dinâmica geomorfológica e sedimentar regional.

### **3.2 ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo compreende o Vale do Ribeira, localizada no sudeste do Brasil, abrangendo o sudeste do estado de São Paulo e o leste do estado do Paraná, próxima às cidades de Iporanga, Apiaí, Guapiara, Ribeirão Grande e Eldorado, a cerca de 320 km da capital paulista (Figura 3.1). A região está inserida na Bacia do Rio Ribeira de Iguape, um dos principais rios da região, com uma extensão total de aproximadamente 470 km, no qual as nascentes se localizam a leste da Serra de Paranapiacaba e cuja foz ocorre no Oceano Atlântico.

A região estudada corresponde ao alto curso do rio Ribeira de Iguape e, dentre suas sub-bacias hidrográficas, quatro foram selecionadas para esta pesquisa: Betari (SBB), Iporanga (SBI), Pilões (SBP) e Tapagem/Ostra (SBT), Tabela 3.1. O Rio Betari, um dos mais estudados da região, possui drenagem tipo treliça, comportamento predominantemente retilíneo, vales encaixados e perfis longitudinais de alto a médio gradiente, com fortes características erosivas e estruturais, gerando entalhamento vertical (Karmann, 1994).

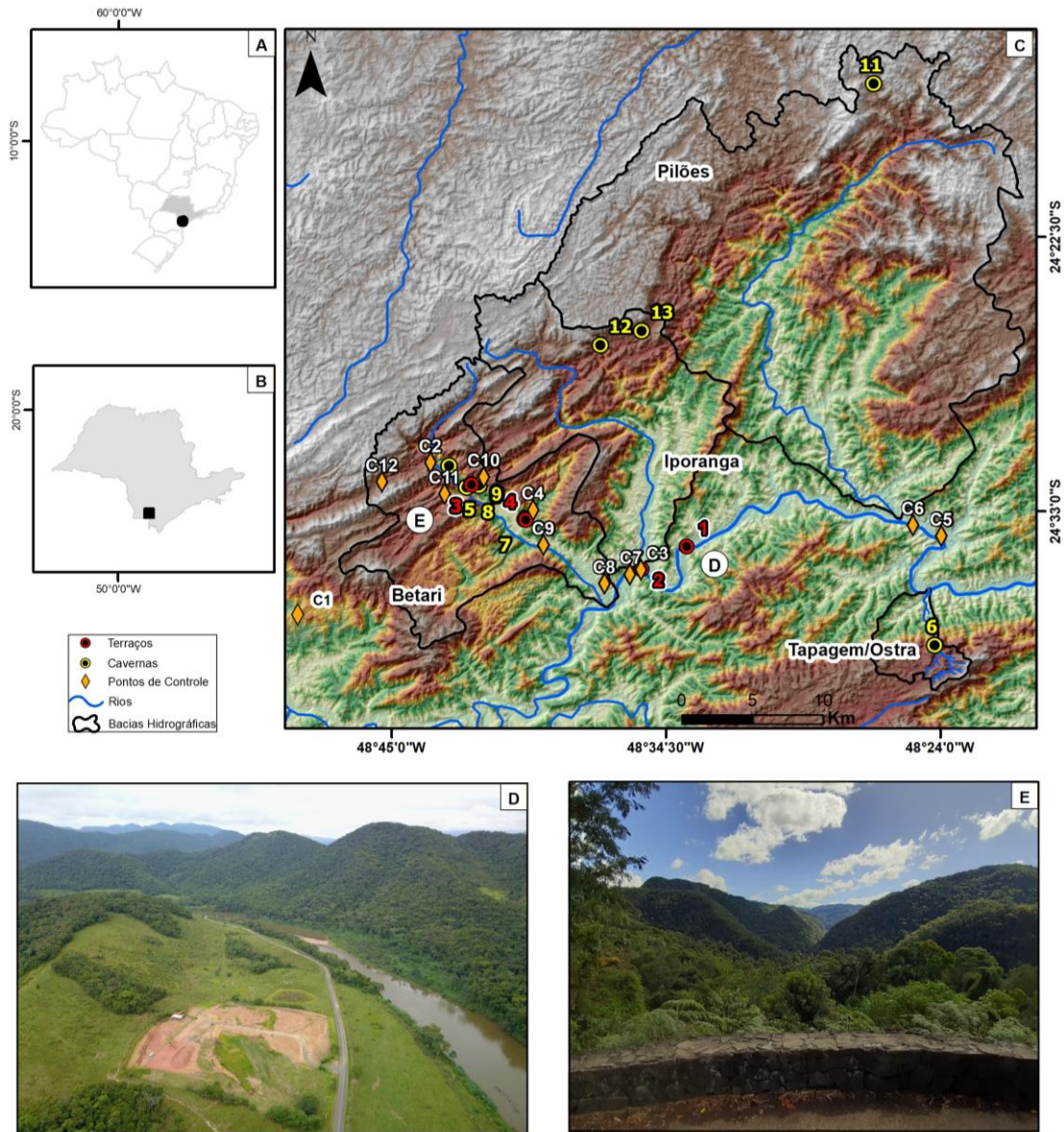


Figura 3.1. Contextualização espacial e geomorfológica da área de estudo no Vale do Ribeira de Iguape. (A) Localização da área de estudo no contexto do território brasileiro. (B) Localização da área de estudo no Estado de São Paulo. (C) Mapa hipsométrico da área de estudo, indicando a distribuição das cavernas e dos terraços fluviais amostrados. Terraços fluviais: 1 – Aterro Sanitário; 2 – Entrada de Iporanga (SP); 3 – proximidades da caverna Couto; 4 – proximidades da caverna Alambari. Cavernas: 5 – Morro Preto; 6 – Diabo; 7 – Alambari; 8 – Couto; 9 – Santana; 10 – Cafetal; 11 – Paivas; 12 – Espírito Santo; 13 – Chapéu. Pontos de Controle: C1 a C12. (D) Vista do rio Ribeira de Iguape, principal eixo de drenagem regional. (E) Vale encaixado do rio Betari, exemplificando a forte dissecação do relevo e o controle fluvio-carstico da paisagem no Vale do Ribeira.

O clima regional é classificado como subtropical úmido, com taxa de pluviosidade de 1900 mm e temperaturas que variam entre 20 e 22°C (Alvares et al., 2013; Karmann e Ferrari, 2002). A cobertura vegetal é predominantemente composta por Mata Atlântica, com áreas remanescentes preservadas em algumas porções, incluindo o Parque Estadual Caverna do Diabo - PECD (Bacia Hidrográfica do Rio Tapagem/Ostra), o Parque Estadual Intervalas - PEI

(Bacia do Rio Pilões) e o Parque Estadual do Alto Ribeira – PETAR (Bacia do Rio Betari e Iporanga).

Tabela 3.1 Caracterização quantitativa das sub-bacias do rio Ribeira de Iguape, com destaque para a área, o número absoluto de cavernas e a densidade de cavernas por km<sup>2</sup>

<b>Bacia Hidrográfica</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Quantidade de caverna</b>	<b>Densidade de cavernas/km<sup>2</sup></b>
Ribeira de Iguape	28631,04	829	0,029
Betari	178,10	214	1,202
Iporanga	188,74	125	0,662
Pilões	608,36	178	0,293
Tapagem/Ostra	26,56	11	0,414

Do ponto de vista geológico, a área insere-se na porção sudoeste da Faixa Ribeira, Domínio Apiaí, representada por rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórficos do Supergrupo Açungui, associadas a embasamento Gnáissico-migmatítico, intercalações variadas de metassedimentos, e núcleos charnockíticos em algumas porções (Campanha, 2002; Campanha e Sadowski, 1999). A Faixa Ribeira pertence a uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NE, marcada por contatos tectônicos e extensas zonas de rejeito, que resultam em lenticularização tectônica regional (sigmóides) (Campanha, 1991, 2002; Campanha e Sadowski, 1999). O Supergrupo possui idade meso a neoproterozóica, no qual são observadas várias intrusões de corpos granitóides do Proterozóico Médio a Superior (Campanha, 1991, 2002).

A área cárstica no PETAR e PEI está associada ao Grupo Lajeado, constituído por uma sequência metassedimentar caracterizada pela alternância de pacotes de composição carbonática e psamopelítica, como, por exemplo, metalcalcarenito, metacalcilutitos impuros calcíticos, dolomíticos e calcilutitos laminados, (Campanha, 1991, 2002; Karmann e Ferrari, 2002), Figura 3.2 e no Material Suplementar -Figura 3.9. Na porção sudeste da região, no PCD, os terrenos cársticos correspondem à Sequência Andorinhas, representada pelo Mármore da Tapagem - mármore fino a grosso, dolomítico, localmente calcítico (Faleiros e Pavan, 2013).

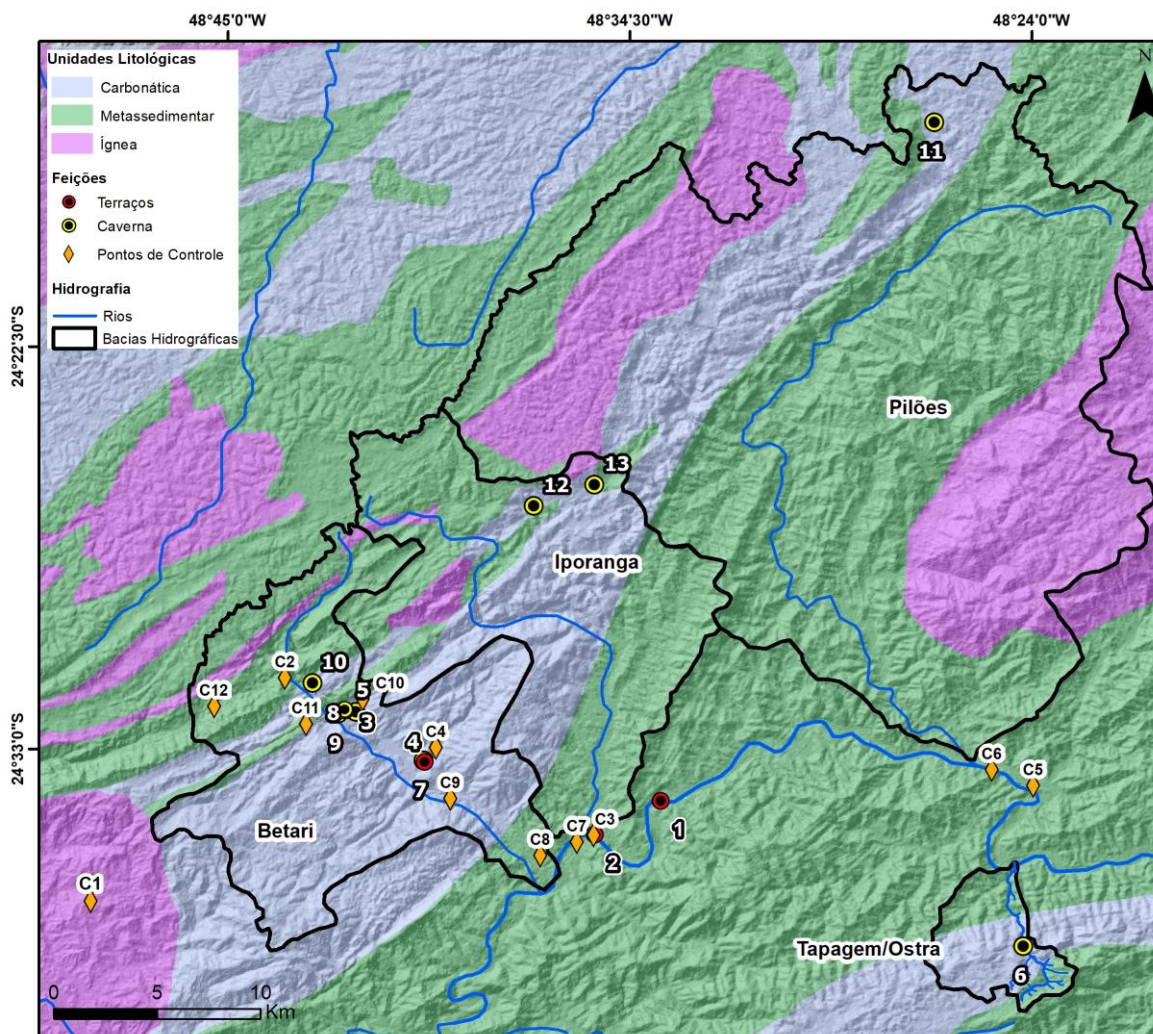


Figura 3.2 Mapa geológico simplificado da área de estudo, localizada no Supergrupo Açungui, região de Iporanga (SP). As unidades litoestratigráficas foram agrupadas em unidades litológicas (carbonáticas, metassedimentares e ígneas) para fins de clareza cartográfica. Terraços fluviais: 1 – Aterro Sanitário; 2 – Entrada de Iporanga (SP); 3 – proximidades da caverna Couto; 4 – proximidades da caverna Alambari. Cavernas: 5 – Morro Preto; 6 – Diabo; 7 – Alambari; 8 – Couto; 9 – Santana; 10 – Cafezal; 11 – Paivas; 12 – Espírito Santo; 13 – Chapéu. Pontos de Controle: C1 a C12.

De modo geral, a maior parte das cavernas estudadas associa-se à unidade carbonática Furnas Lajeado (metacalcarenito, metacalcilutito), pertencente ao Grupo Lajeado, presente em uma faixa de direção NE/SW na região central da área de estudo (Figura 3.2 e no Material Suplementar -Figura 3.9), concentrando-se em baixos topográficos ou zonas intermediárias, principalmente na sub bacia do rio Betari. Em localização distinta das demais bacias, destaca-se a caverna do Diabo, associada ao rio Tapagem/Ostra, que se desenvolve em mármore dolomítico na transição de cotas topográficas mais altas para as mais baixas. Em termos morfológicos, as cavernas exibem dois padrões associados ao mergulho do acamamento: (i) aquelas com mergulhos altos e padrão planimétrico retilíneo e anguloso (por exemplo, a caverna

Santana); e (ii) cavernas com mergulho baixo a moderado, que exibem um padrão sinuoso e curvilíneo (Karmann, 1994). Geralmente, os registros sedimentares nessas áreas estão bem preservados, facilitando o desenvolvimento da pesquisa.

O relevo na bacia do Rio Ribeira de Iguape resulta de influências tectônicas pré-cambrianas, durante o Ciclo Brasileiro, marcado por dobramentos, metamorfismos regionais, sistemas complexos de falhas e fraturas, magmatismos sintectônicos, além de fases de reativação tectônica (meso-cenozóico), juntamente com aspectos climáticos e atividades oceânicas (Ross, 2002). Nesse contexto, a morfologia do relevo resulta da erosão diferencial regressiva da Serra do Mar, que a depender da heterogeneidade das rochas, provoca o rebaixamento ao longo do tempo de áreas com litologia menos resistentes, deixando em evidência estruturas rochosas sustentadas, por exemplo, por granitos, quartzitos e gnaisse (Almeida e Carneiro, 1998; Ross, 2002).

A área de estudo encontra-se no divisor do Planalto de Guapiara (porção Norte da área - estado de São Paulo) e Serra de Paranapiacaba (porção Sul - estado do Paraná). O Planalto localiza-se no estado de São Paulo, sendo representado por morros com topos convexos e altitudes que variam de 700 a 1000 metros (Lenhare e Sallun Filho, 2014). Nesse cenário, o substrato rochoso encontra-se razoavelmente exposto, ocasionando o forte entalhamento do relevo resultante do dessecamento do Planalto Guapiara (Campanha, 1991).

### **3.3 METODOLOGIA**

#### **3.3.1 Amostragem**

A metodologia baseou-se na caracterização integrada de sedimentos clásticos depositados no interior de cavernas, em terraços fluviais e em pontos de controles no exocarste, todos localizados na bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape. Foram utilizadas múltiplas abordagens metodológicas, incluindo análises granulométricas, geoquímicas, mineralogia de argilas por difração de raios X (DRX) e datação por luminescência opticamente estimulada (LOE), com o objetivo de compreender os processos deposicionais em ambiente cavernícola, a proveniência e a dinâmica geomorfológica regional.

A escolha das cavernas para esse estudo se deu em função de: (i) existência e preservação das sequências sedimentares; (ii) posição altimétrica em relação ao nível de base atual; (iii)

localização dos depósitos sedimentares no interior das cavernas; (iv) evidências de deposição alóctone; (v) representatividade das unidades geológicas; (vi) relevância hidrosedimentológica; (vii) existência de dados cronológicos e composicionais prévios na mesma caverna; e (viii) facilidade de acessos aos depósitos sedimentares. A partir desses critérios, foram selecionadas nove cavernas, distribuídas entre as sub-bacias dos rios Betari, Iporanga, Pilões e Tapagem/Ostras, e quatro terraços fluviais, associados aos cursos d'água na região, objetivando a compreensão da sedimentação fluvial e dinâmica do nível de base (Figura 3.3 e Tabela 3.2).

Tabela 3.2 Síntese das informações espaciais e geológicas das cavernas e dos terraços fluviais amostrados no Vale do Ribeira, incluindo sub-bacia hidrográfica, unidade geológica e coordenadas geográficas.

Sub-bacia Hidrográfica	Descrição		Código	Coordenadas latitude/longitude		Unidade Geológica
Rio das Tapagem/Ostra	Caverna do Diabo	-	CD	24°38'09.13"	48°24'13.25"	Serra das Andorinhas
Rio Ribeira de Iguape	Cascalheira - Aterro Sanitário Iporanga (Terraço)	-	AS	24°34'21.5"	48°33'41.9"	Iporanga - metapelítica
	Terraço - Entrada Iporanga	-	TE	24°35'15.33"	48°35'25.39"	Iporanga - metapelítica
Rio Betari	Caverna Alambari de Baixo	-	AL	24°33'18.80"	48°39'53.39"	Furnas Lageado - Carbonática
	Caverna Couto	Base	CB	24°32'02.39"	48°41'39.62"	Betari
		Topo	CT	24°32'02.39"	48°41'39.62"	
	Caverna Santana	-	ST	24°32'05.78"	48°42'07.13"	Furnas Lageado - Carbonática
	Caverna Cafezal	-	CF	24°31'17.32"	48°42'47.36"	Furnas Lageado - Carbonática
	Caverna Morro Preto	-	MP	24°31'58.60"	48°41'56.90"	Furnas Lageado - Carbonática
	Terraço Caverna Couto	-	TC	24°32'00.2"	48°41'56.1"	Furnas Lageado - Carbonática
	Terraço Caverna Alambari	-	TA	24°33'20.90"	48°39'52.10"	Betari
Rio Iporanga	Caverna Espírito Santo	Base	ESB	24°26'40.00"	48°37'0.70"	Furnas Lageado - Carbonática
		Topo	EST	24°26'40.00"	48°37'0.70"	
	Caverna Chapéu	-	CH	24°26'6.79"	48°35'25.58"	Furnas Lageado - Carbonática
Rio dos Pilões	Gruta dos Paivas	Base	PB	24°16'39.0"	48°26'32.9"	Furnas Lageado - Carbonática
		Topo	PT	24°16'39.0"	48°26'32.9"	

Tendo estes aspectos como norteadores da escolha das cavernas a sub-bacia do Betari concentrou grande parcela dos pontos amostrais. Essa concentração decorre da elevada densidade de cavernas por quilômetro quadrado (Tabela 3.1), da disponibilidade de depósitos sedimentares preservados e do atendimento aos critérios de amostragem. Além disso, a existência de estudos pretéritos detalhados, inclusive com marcadores geocronológicos (Karmann, 1994), possibilitou a ampliação do potencial de interpretação resultando em maior relevância científica à sub-bacia do Betari.

Em acréscimo, foram definidos doze pontos de controle no exocarste, referentes a solos e rochas representativos das principais unidades geológicas aflorantes na área (Figura 3.2, Figura 3.9 e Tabela 3.3 ). Esses dados tiveram por finalidade caracterizar possíveis áreas-fontes dos sedimentos alóctones cavernícolas e fornecer dados para comparação e interpretação dos gráficos de elementos maiores, permitindo compreender similaridades e diferenças entre os materiais do exocarste e aqueles presentes nos condutos.

Tabela 3.4 Pontos de controle no exocarste utilizados na caracterização das áreas-fonte e na comparação geoquímica com os depósitos cavernícolas.

<b>Pontos de Controle</b>	<b>Ambiente</b>	<b>Tipo de material</b>	<b>Formação/Unidade Geológica</b>
C1	Exocarste	Sedimento	Granito Itaóca
C2	Exocarste	Rocha	Serra da Boa Vista
C3	Exocarste	Rocha	Iporanga - metapelítica
C4	Exocarste	Rocha	Betari
C5	Exocarste	Rocha	Nhungara
C6	Exocarste	Rocha	Piririca
C7	Exocarste	Rocha	Turvo Catuji
C8	Exocarste	Rocha	Iporanga- metaconglomerado
C9	Exocarste	Rocha	Betari
C10	Exocarste	Rocha	Furna Lageado - unidade Carbonática
C11	Exocarste	Rocha	Furna Lageado - unidade Terrígena
C12	Exocarste	Rocha	Passa Vinte

### 3.3.2 Descrição estratigráfica e amostragem

Antes de iniciar a amostragem, as sequências sedimentares foram cuidadosamente limpas, medidas, descritas e desenhadas. As seções estratigráficas foram caracterizadas com base em aspectos como espessura, coloração, granulometria aparente, presença de estruturas sedimentares e tipo de contato entre os níveis. A amostragem foi realizada de forma sistemática ao longo dos perfis, priorizando a coleta representativa de cada nível, tanto nos depósitos cavernícolas quanto nos terraços fluviais. Em algumas cavernas, coletou-se amostra no topo (porção mais superficial) e na base (porção mais profunda do perfil) indicados nos resultados.



Figura 3.3 Cavernas e terraços fluviais estudados no Vale do Ribeira: (A) Caverna do Diabo; (B) terraço fluvial no Aterro Sanitário de Iporanga/SP; (C) terraço fluvial na entrada de Iporanga/SP; (D) Caverna Alambari de Baixo; (E) Caverna Couto; (F) Caverna Santana; (G) Caverna Cafezal; (H) Gruta dos Paivas; (I) Caverna Espírito Santo; (J) Caverna Morro Preto; (K) terraço fluvial próximo à Caverna Alambari; (L) terraço fluvial próximo à Caverna Couto.

### 3.3.3 Análise Granulométrica

As análises granulométricas de sessenta amostras (n=60) foram realizadas por meio do método LALLS (Low Angle Laser Light Scattering), que se baseia no fato do ângulo de difração ser inversamente proporcional à dimensão da partícula a ser analisada, para os sedimentos menores que 1mm. As frações sedimentares com diâmetro entre 1 e 2 mm foram peneiradas e pesadas. As amostras passaram por processos padronizados de preparação que incluíram secagem, desagregação, pesagem, eliminação de matéria orgânica e dispersão das amostras, sendo posteriormente analisadas no Granulômetro Betterzise ST a laser no Laboratório de Geoquímica (LAGEQ) da Universidade de Brasília (UnB). Os resultados foram classificados com base na escala granulométrica de Wentworth, permitindo a obtenção do percentual de argila, silte, areia e grânulos (Tabela 3.5).

Tabela 3.5 Escala de Wentworth simplificada utilizada para a classificação granulométrica do tamanho dos grãos sedimentares.

Escala Wentworth (mm)			
Argila	<0,004	Areia Muito Fina	0,06-0,125
Silte Muito Fino	0,004-0,008	Areia Fina	0,125-0,25
Silte Fino	0,008-0,016	Areia Média	0,25-0,5
Silte Médio	0,016-0,031	Areia Grossa	0,5-1,0
Silte Grosso	0,031-0,062	Areia Muito Grossa	1,0-2,0
		Grânulo	>2,0

### 3.3.4 Análise Geoquímica de elementos maiores

A análise química de elementos maiores foi realizada por espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES), utilizando o equipamento Agilent 5100 no LAGEQ/UnB. A preparação compreendeu as etapas de secagem natural das amostras, maceração utilizando o almofariz de ágata, digestão por fusão de borato de lítio, dissolução, leitura dos dados, compilação e tratamento dos dados. Os resultados das vinte amostras de cavernas (n=20) e 12 de pontos de controle (n=12) foram expressos em percentuais de óxidos, incluindo SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Mn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e posteriormente combinados na forma de gráfico, com o objetivo de auxiliar na compreensão da proveniência sedimentar e dos processos de intemperismo.

### **3.3.5 Análise mineralógica por Difração de Raio-X (DRX)**

Análises mineralógicas qualitativas em amostras totais foram realizadas por meio de difração de raio X (DRX) em dezoito níveis sedimentares (n=18), no Laboratório de Difractometria de Raios X/ UnB. Os preparativos incluíram maceração das amostras, disposição em lâminas de vidro e posteriormente análise no difratômetro RIGAKU, modelo ULTIMA IV com radiação de  $\text{CuK}\alpha$ , a uma velocidade de varredura de  $2\theta$  por minuto, em um intervalo de varredura de  $2$  a  $65^\circ$ . A interpretação dos difratogramas e a identificação dos minerais foram possíveis com auxílio do Software Jade XRD 9.0 Windows, com banco de dados ICDD pdf-2 e pdf-4 (Power Diffraction File – PDF para PC – ICDD).

### **3.3.6 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)**

Amostras em perfis no interior das cavernas e em terraços fluviais foram encaminhadas para o laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA em São Paulo, Brasil. No total, dez amostras (n =10) foram datadas por meio do método Luminescência Opticamente Estimuladas utilizando o protocolo SAR (protocolo de dose regenerativa de alíquota única) para o cálculo da Dose Equivalente (De), (Murray e Wintle, 2000). O protocolo SAR foi testado por meio do Teste de Recuperação, que verifica a presença de armadilhas profundas capazes de fornecer elétrons adicionais e superestimar as idades, e através do Teste de Reciclagem, que avalia se a resposta da luminescência não muda devido aos vários processos que a amostra sofre durante o ciclo do protocolo SAR. Para cada amostra, utilizou-se 15 alíquotas, sendo os resultados foram modelados no Central Age Model (CAM). A taxa de radiação Gama/Beta/Cósmica foi determinada por espectroscopia gama a partir da concentração de radioisótopos (tório, urânio e potássio). As concentrações de radionuclídeos foram convertidas em taxas de dose por meio de fatores de conversão (Prescott e Hutton, 1994) considerando parâmetros como profundidade, tamanho de grão, teor de água, além de latitude e longitude.

## **3.4 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES**

### **3.4.1 Análise Granulométrica**

Os resultados das análises granulométricas dos sedimentos das cavernas e dos terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape demonstram uma variação textural, nos quais predominam depósitos mal selecionados e com características distintas ao longo das sucessões

sedimentares analisadas (Figura 3.4 a Figura 3.6, Material Suplementar). De modo geral, os resultados indicam que os depósitos sedimentares cavernícolas registram a variação do regime deposicional controlado por mudanças na competência hidráulica ao longo do tempo (Gillieson, 1996). Na área de estudo, as amostras de cavernas apresentam uma presença marcante de granulometria tamanho cascalho (>2mm), indicando condições hidrodinâmicas de deposição variadas, frequentemente de alta energia.

Nas cavernas associadas à sub-bacia do rio Betari, as sucessões sedimentares apresentam uma heterogeneidade granulométrica, marcada pela alternância entre níveis siltosos e extratos com maior quantidade de cascalho (Figura 3.4). Em cavernas como Cafezal e Santana, predominam sucessões ricas em silte, enquanto cavernas como Alambari e Morro Preto exibem maior proporção da fração cascalho, com percentuais acima de 40%. Essa variabilidade reflete a alternância na intensidade dos fluxos hídricos, gerando eventos deposicionais distintos ao longo da sub-bacia.

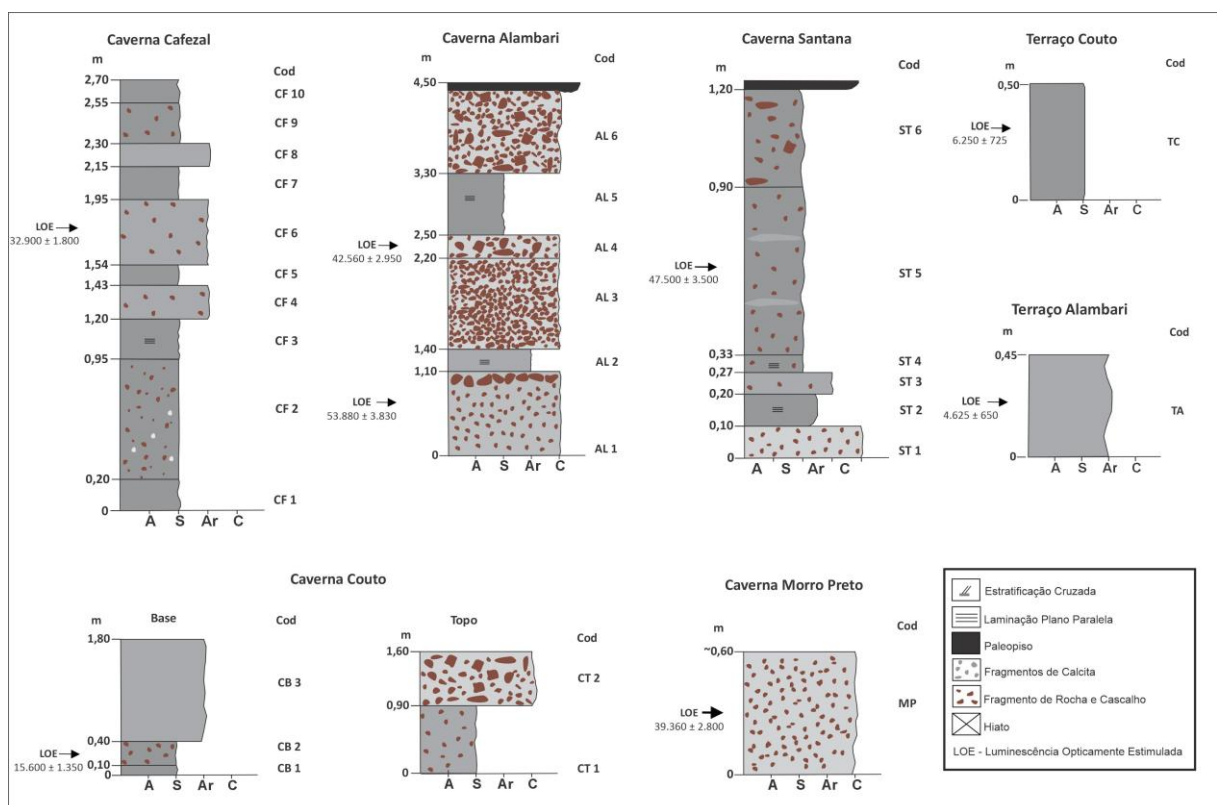


Figura 3.4 Perfis granulométricos dos sedimentos cavernícolas da sub-bacia do rio Betari, expressos em frações de argila, silte, areia e cascalho.

Nos depósitos vinculados à sub-bacia do rio Iporanga (Figura 3.5), predominam frações arenosas em cavernas como Espírito Santo e Chapéu. Na caverna Espírito Santo, observa-se

zonas com granoascendência ao longo da sequência sedimentar (ESB1, ESB2 e ESB3), caracterizadas pelo aumento progressivo do tamanho do grão no sentido vertical, variando de silte a cascalho, o que pode indicar aumento gradual da energia do fluxo hidráulico durante a deposição, inclusive com capacidade de transportar sedimentos grossos. Em contraste, na Gruta dos Paivas, registra-se uma diminuição repentina da granulometria, exemplificada pelos níveis de cascalho (PB2) sobrepostos por nível silteoso (PB3), evidenciando mudanças hidrodinâmicas abruptas.

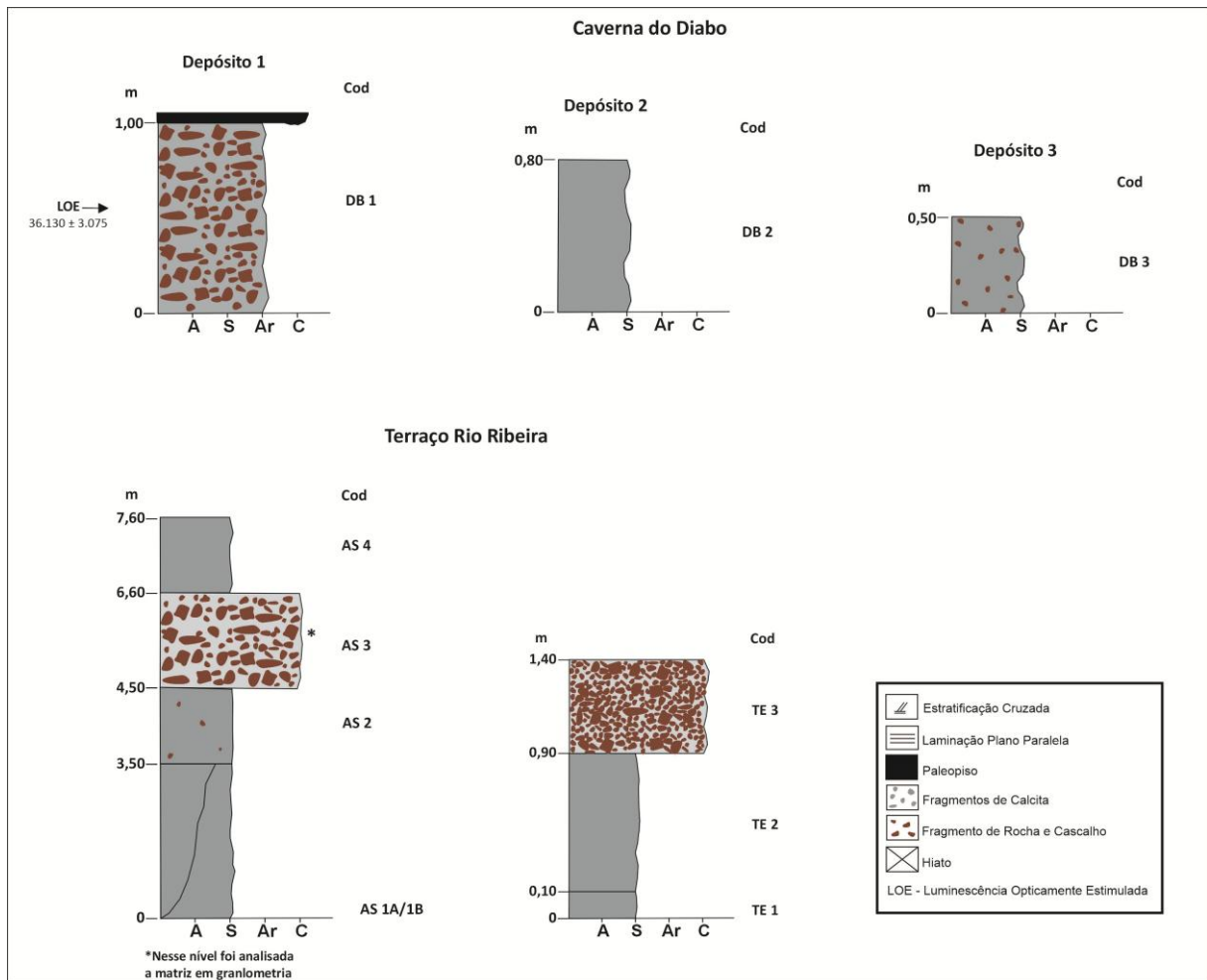


Figura 3.5 Perfis granulométricos dos sedimentos cavernícolas das sub-bacias dos rios Iporanga (cavernas Espírito Santo e Chapéu) e Pilões (Gruta dos Paivas), expressos em frações argila, silte, areia e cascalho.

Na Caverna do Diabo, associada à sub-bacia do rio Tapagem/Ostra, as sucessões sedimentares apresentam menor extensão vertical e são marcadas pela heterogeneidade granulométrica entre os três perfis analisados (Figura 3.6). Destacam-se os depósitos DB1 e DB3 pela presença expressiva de granulometria tamanho cascalho, que atinge, em determinados níveis, percentuais acima de 30%, reforçando o caráter episódico.

Por fim, os terraços fluviais, pertencentes ao rio Ribeira de Iguape, exibem padrão deposicional relativamente consistente entre os perfis, apesar da diferença na profundidade observada entre as sucessões (Figura 3.6). Nos dois terraços, predominam níveis siltosos na base dos depósitos sedimentares que se estendem até a região mediana do perfil, os quais são interrompidos por camadas enriquecidas em cascalho, localmente clastosuportada (TE). Essa situação sugere a alternância entre as fases de sedimentação de baixa energia e episódios de maior competência hidráulica, compatíveis com variações no regime hidrossedimentológico fluvial (Farrant e Smart, 2011; White, 2007).

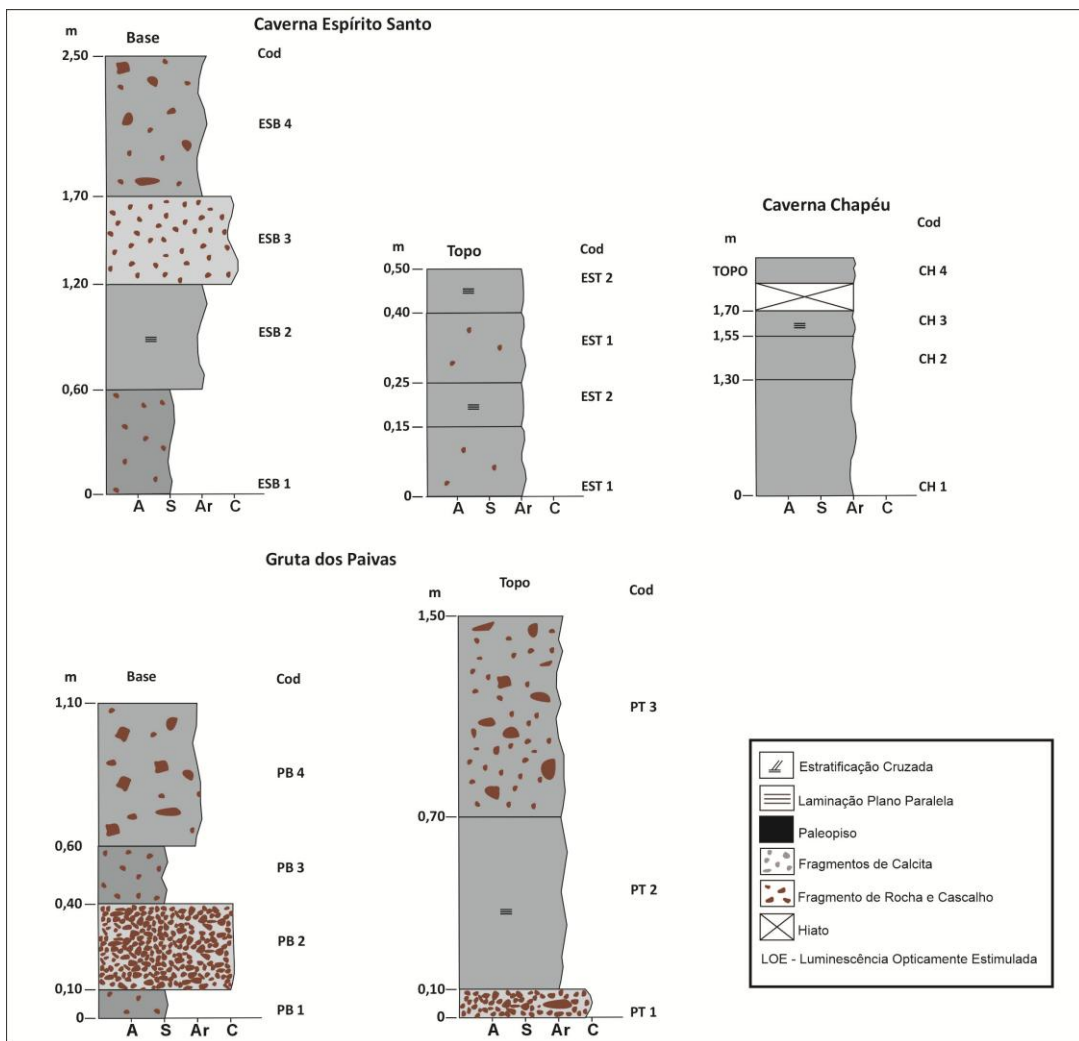


Figura 3.6 Perfis granulométricos dos sedimentos dos terraços fluviais associados ao rio Ribeira de Iguape e a sub-bacia do rio Tapagem/Ostra (Caverna do Diabo), expressos em frações argila, silte, areia e cascalho.

### 3.4.2 Análise Geoquímica

Os resultados dos elementos maiores nos sedimentos clásticos cavernícolas, nos terraços fluviais e nos pontos de controles no exocarste da bacia do Rio Ribeira de Iguape, refletem uma variação composicional entre os ambientes amostrados (Tabela 3.6 e Tabela 3.7). Os percentuais de óxidos refletem tanto a diversidade litológica na área quanto a influência de processos locais relacionados à deposição e à preservação das sequências sedimentares. Essas diferenças composicionais destacam o caráter heterogêneo das amostras, de modo que possa ser estabelecida, para cada ambiente, uma assinatura geoquímica própria, em função das especificidades associadas às rochas-fonte e aos processos de transporte e deposição sedimentar.

#### 3.4.2.1 Sedimentos cavernícolas e terraços fluviais

As amostras provenientes de cavernas e terraços fluviais apresentam teores expressivos de CaO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabela 3.6). Os valores de CaO apresentam ampla dispersão, com percentuais acima de 20%, em alguns níveis, refletindo o contexto carbonático, e podem ser organizadas em quatro situações: (i) sedimentos em contato direto com a rocha carbonática (DB 3 – 16,55%); (ii) sedimentos expostos por longos períodos de forma que foram recobertos por “capas carbonáticas” (MP – 24,79%); (iii) sedimentos localizados próximo a rochas carbonáticas e em contato direto com a água (CB 2 – 76,38%); e (iv) sedimentos que estão no topo de sucessões sedimentares (EST 1 – 112,47%). Em contrapartida, em alguns níveis são encontrados percentuais de CaO abaixo de 5%, demonstrando pouca influência direta dos carbonatos.

Os percentuais Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variaram, de modo geral, entre 4 e 15%, sendo encontradas em maiores proporções em cavernas como Couto (CT 2 e CB 2), Cafezal (CF 4) e Chapéu (CH1). Já os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> exibem variação entre as sucessões sedimentares, com percentuais entre 9 e 18% detectados em algumas cavernas da sub-bacia do Rio Betari (AL 1, CT 2, CB 2 e ST6) e do rio Tapagem/Ostra (DB3). Contudo, os valores mais baixos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, variando entre 2 e 7%, correspondem às demais amostras ao longo das bacias hidrográficas analisadas.

No geral, SiO<sub>2</sub> corresponde ao óxido dominante na maior parte das amostras analisadas, com maiores proporções em quase todos os pontos amostrados, com destaque para o Terraço Ribeira (TE3 - 83,34% e AS2 - 8,61%) e as cavernas Espírito Santo (ESB 4 – 78,72%) e Diabo

(DB 1 – 76,61%). Em contraste, dois níveis destacam-se pela quantidade proporcionalmente mais baixa de SiO<sub>2</sub>, (AL1 – 36,45% e MP- 41,84%). Nessas amostras, além de níveis baixos de SiO<sub>2</sub>, ocorrem elevados teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Tabela 3.6 Concentração de elementos maiores expressos como óxidos (%) nos sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape

Microbacia	Local	Código da Amostra	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	K <sub>2</sub> O (%)	Mg O (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	SOMA	
Rio Betari	Caverna Alambari	AL 6	10,78	10,05	3,74	<ld	1,35	0,12	74,83	1,36	102,24	
		AL 1	7,17	4,93	14,52	<ld	1,09	0,80	36,45	2,39	67,35	
	Caverna Cafezal	CF 8	6,48	0,20	3,15	<ld	0,31	0,29	44,58	0,34	55,36	
		CF 4	13,52	5,04	7,11	<ld	1,03	0,62	71,12	0,63	99,06	
	Caverna Couto	CT 2	15,11	4,47	9,01	<ld	0,51	0,56	51,82	1,04	82,51	
		CB 2	15,88	76,38	8,79	<ld	2,85	1,17	59,24	1,02	165,32	
	Caverna Santana	ST 6	4,88	2,82	18,26	<ld	0,55	1,06	64,23	0,43	92,24	
	Caverna Morro Preto	MP	8,86	24,79	4,65	<ld	1,97	0,48	41,84	0,61	83,21	
	Rio Ribeira	Terraço Ribeira	TE 3	6,47	0,10	1,79	<ld	0,06	1,33	83,34	0,47	93,56
			AS 2	11,76	9,44	4,60	<ld	0,48	0,33	78,61	0,62	105,84
Rio das Tapagem/Ostra	Caverna do Diabo	DB 1	9,36	5,64	7,70	<ld	0,66	0,82	76,61	0,47	101,27	
		DB 2	9,50	0,97	4,42	<ld	0,88	1,32	66,73	0,74	84,57	
		DB 3	12,32	16,55	10,47	<ld	1,90	0,24	66,08	0,61	108,18	
Rio Iporanga	Caverna Espírito Santo	EST 1	6,31	112,47	2,75	<ld	4,57	1,63	46,48	0,25	174,47	
		ESB 4	8,71	0,44	5,50	<ld	0,25	0,30	78,72	0,51	94,43	
	Caverna Chapéu	CH 2	9,40	2,92	2,97	<ld	0,76	0,60	57,88	0,32	74,85	
		CH 1	15,98	5,54	5,08	<ld	1,19	0,20	65,49	0,49	93,98	
Rio Pilões	Gruta dos Paivas	PT 3	4,83	5,90	5,87	<ld	2,70	1,04	72,16	0,43	92,92	
		PB 4	5,65	5,06	4,56	<ld	0,68	0,61	76,46	1,38	94,40	

(i) Os valores correspondem à concentração de elementos maiores em porcentagem (%).

(ii) Valores abaixo do limite de detecção analítica estão indicados por <ld.

Os óxidos MgO, Na<sub>2</sub>O e TiO<sub>2</sub>, ocorrem, de modo geral, em percentuais baixos, com valores inferiores a 5% (Tabela 3.6). O K<sub>2</sub>O, por sua vez, não foi detectado nas amostras de cavernas e de terraços fluviais, permanecendo abaixo do limite de detecção para os dados analisados.

Ressalta-se que, em algumas amostras, a soma de alguns óxidos não totaliza 100%, ou, em certos casos, o ultrapassam (Tabela 3.6), refletindo uma presença significativa de carbonatos e a ausência de correção por perda de fogo (LOI).

### **3.4.2.2 Pontos de Controle no exocarste**

As amostras dos pontos de controle no exocarste apresentam composição geoquímica distinta daquelas presentes nos sedimentos de cavernas e terraços fluviais, exibindo variações nos percentuais em função do tipo litológico (Tabela 3.7). Essa variabilidade reflete as diferenças composicionais associadas a litologia, e resulta, principalmente, no contraste entre os percentuais de elementos maiores.

Com base na composição química, as amostras foram separadas em três principais grupos distintos: (i) o primeiro grupo é representado pelos altos valores de SiO<sub>2</sub> (71 e 82 %) e baixos percentuais para os demais elementos, incluindo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; (ii) segundo, caracterizado por percentuais intermediários de SiO<sub>2</sub> (54 a 64%), associados a concentrações elevadas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13 a 21%) e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (até 10%), além de teores expressivos de K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, MgO e TiO<sub>2</sub>, que, embora baixos, em termos absolutos, representam os maiores valores entre os dados obtidos; (iii) o terceiro e último grupo destaca-se por baixos valores de SiO<sub>2</sub>, inferiores a 10%, e elevados percentuais de CaO, aproximadamente 48%, com concentração reduzida para os demais elementos.

Destaca-se que, diferente das amostras provenientes de cavernas e terraços fluviais, as amostras do exocarste possuem teores detectáveis de K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O, compatível com a preservação de minerais primários, como feldspatos e micas.

Tabela 3.7 Concentração de elementos maiores expressos como óxidos (%) nas amostras dos pontos de controle do exocarste, representativas das principais litologias aflorantes na bacia do rio Ribeira de Iguape.

Material	Código da Amostra	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	CaO (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	K <sub>2</sub> O (%)	MgO (%)	Na <sub>2</sub> O (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	TiO <sub>2</sub> (%)	SOMA
Sedimento Superficial	C1	18,79	2,53	7,66	1,60	2,30	2,95	62,72	1,60	100,16
Rocha	C2	5,61	0,16	3,14	0,50	0,22	0,50	82,23	0,37	92,74
Rocha	C3	9,49	0,21	7,92	0,85	1,44	0,31	71,16	0,65	92,01
Rocha	C4	0,45	48,00	0,81	<ld	0,61	0,55	6,78	0,03	57,23
Rocha	C5	17,11	4,24	10,81	1,43	0,18	0,82	54,02	2,16	90,78
Rocha	C6	13,79	0,61	10,66	1,27	3,15	0,92	64,51	0,67	95,57
Rocha	C7	19,85	0,20	7,69	1,56	1,65	0,37	63,36	1,10	95,79
Rocha	C8	17,03	0,32	7,44	1,48	1,44	0,44	61,82	0,94	90,91
Rocha	C9	18,31	0,36	5,83	1,40	0,87	0,79	62,66	1,00	91,22
Rocha	C10	1,10	47,94	0,60	<ld	3,51	0,37	7,49	0,07	61,08
Rocha	C11	21,59	1,03	6,94	1,89	0,47	0,72	58,54	1,35	92,53
Rocha	C12	13,96	0,23	5,67	1,42	3,60	0,32	63,55	0,74	89,50

- (i) Os valores correspondem à concentração de elementos maiores em porcentagem (%).  
(ii) Os dados não foram normalizados para 100% e não incluem correção por perda ao fogo (LOI).  
(iii) Valores abaixo do limite de detecção analítica estão indicados por <ld

### 3.4.3 Análise mineralógica por Difração de Raio-X(DRX)

Os resultados qualitativos das análises por difração de raios X (XRD) das amostras coletadas nas cavernas podem ser observados na Tabela 3.8. A mineralogia identificada reflete uma assembleia mineralógica homogênea entre as sequências sedimentares, composta, predominantemente, por quartzo, filossilicatos, óxido/hidróxidos de ferro e alguns nívéis com carbonato.

Tabela 3.8 Mineralogia qualitativa determinada por difração de raios X (XRD) em sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape

Sub-bacia	Localização	Código da Amostra	Minerais	
Rio Betari	Caverna Alambari	AL 1	Quartzo Caulinita Ilita Albita	Hematita Goethita Montmorilonita Gipsita
		AL 6	Quartzo Caulinita Ilita	Goethita Calcita
	Caverna Cafezal	CF 4	Quartzo Ilita Muscovita	Caulinita Hematita
		CF 8	Quartzo Ilita Muscovita	Caulinita Hematita
	Caverna Couto	CB 2	Quartzo Caulinita Hematita	Rutilo Ilita
	Caverna Morro Preto	MP	Quartzo Caulinita Ilita Hematita	Calcita Montmorilonita Clinocloro
Caverna Santana	ST 6	Quartzo Caulinita Ilita	Hematita Goethita	
Rio Ribeira	Terraço Ribeira	TE 3	Quartzo Caulinita Ilita	Muscovita Goetita
	Terraço Ribeira	AS 3	Quartzo	Caulinita
Rio das Tapagem/Ostra	Caverna do Diabo	DB 1	Quartzo Caulinita	Ilita Goethita
		DB 2	Quartzo Caulinita Hematita	Orientita Anortita
		DB 3	Quartzo Caulinita Ilita Calcita	Hematita Goethita Dolomita
Iporanga	Caverna Chapeu	CH 1	Quartzo Caulinita Ilita	Muscovita Ortoclasio
		CH 2	Quartzo Caulinita Ilita	Muscovita Ortoclasio
	Caverna Espírito Santo	ESB 4	Quartzo Ilita Hematita	Calcita Muscovita
		EST 1	Quartzo Ilita Hematita	Calcita Muscovita
Rio Pilões	Gruta Paivas	PB 4	Quartzo	Ilita
		PT 3	Quartzo	Ilita

O quartzo está presente em todos os níveis amostrados, tanto em cavernas como terraços fluviais. Entre os filossilicatos, destacam-se a caulinita e illita, que podem ocorrer de forma isolada ou em conjunto. Essa associação mineralógica é recorrente e marcada pela tríade quartzo-caulinita-illita, observada de maneira sistemática. Ademais, os óxidos e hidróxidos de ferro, principalmente hematita e goethita, são recorrentes, mas com distribuição variável entre os níveis sedimentares.

Minerais como montmorilonita, ortoclásio, albita, anortita, gipsita, rutilo, orientita e clinocloro ocorrem em níveis específicos, não constituindo minerais dominantes. Algumas sucessões sedimentares apresentam mineralogia ainda mais simplificada. Na Gruta dos Paivas, localizada na sub-bacia do rio Pilões, por exemplo, os sedimentos são constituídos apenas de quartzo e illita, demonstrando menor diversidade mineralógica se comparada com as demais. De modo geral, a distribuição da assembleia mineralógica consiste em minerais siliciclásticos e argilominerais, com ocorrências pontuais de carbonatos e minerais acessórios.

#### **3.4.4 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)**

Os resultados das datações por luminescência estimulada dos sedimentos clásticos coletados em cavernas e em terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape são apresentados na Tabela 3.9. As idades obtidas apresentam uma variabilidade temporal, abrangendo desde o Holoceno até o Pleistoceno Superior. O conjunto de idades calculadas contribuem para estabelecer relações cronológicas nas sub-bacias amostradas, nos condutos cavernícolas e nos ambientes superficiais, refletindo diferentes fases de deposição associadas aos diferentes contextos geomorfológicos analisados.

Os valores de dispersão observados para os sedimentos cavernícolas variam, no geral, entre 12 e 24%, caracterizando uma dispersão moderada e compatível com a utilização do CAM. Entretanto, para as amostras mais superficiais, especialmente aquelas oriundas dos terraços fluviais, o percentual de dispersão possui valores mais elevados, entre 39 e 49%, conforme Tabela 3.9.

Tabela 3.9 Resultados da datação por luminescência opticamente estimulada (LOE/OSL) dos sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape.

Sub-bacia	Ambiente	Código Amostra	Profundidade (m)	Alíquotas	Dispersão (%)	Água (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K%	Taxa Dose Anual mGy/ano	De (Gy) – (CAM)	Idade (anos)
Betari	Caverna	AL 1	3.4	15/15	14 ± 3	8,6 ± 0,9	2,359 ± 0,163	7,88 ± 0,34	1,112 ± 0,07	2.160 ± 80	116,4 ± 7,0	53.880 ± 3.830
	Caverna	AL 4	2	15/15	12 ± 3	3,7 ± 0,4	1,709 ± 0,131	7,73 ± 0,33	1,100 ± 0,07	2.120 ± 80	90,0 ± 5,1	42.560 ± 2.950
	Caverna	CB 2	1.4	15/15	19 ± 4	14,8 ± 1,5	0,504 ± 0,109	0,68 ± 0,33	1,01 ± 0,08	1.530 ± 80	23,8 ± 1,6	15.600 ± 1.350
	Caverna	ST 5	0.3	15/15	17 ± 4	11,4 ± 1,1	2,306 ± 0,148	9,6 ± 0,39	1,19 ± 0,07	2.330 ± 80	110,6 ± 7,2	47.500 ± 3.500
	Caverna	MP	3.5	15/15	12 ± 4	12,2 ± 1,2	2,317 ± 0,173	9,6 ± 0,42	1,33 ± 0,09	2.360 ± 100	93,0 ± 5,4	39.360 ± 2.800
	Terraço Fluvial	TC	0.3	15/15	39 ± 8	11,4 ± 1,1	1,975 ± 0,149	8,92 ± 0,38	1,78 ± 0,08	2.720 ± 90	17,0 ± 1,9	6.250 ± 725
	Terraço Fluvial	TA	0.3	15/15	49 ± 11	17,4 ± 1,7	2,173 ± 0,15	9,08 ± 0,38	1,35 ± 0,08	2.270 ± 80	10,5 ± 1,4	4.625 ± 650
	Caverna	CF 6	0.75	15/15	-	0,6 ± 0,1	3,336 ± 0,187	10,24 ± 0,39	1,94 ± 0,07	3.600 ± 100	118,6 ± 5,6	32.900 ± 1.800
Tapagem/Ostra	Caverna	DB 1	0.5	15/15	24 ± 5	6,8 ± 0,7	3,163 ± 0,19	9,28 ± 0,38	1,81 ± 0,08	3.180 ± 100	114,9 ± 9,1	36.130 ± 3.075
	Caverna	DB 4	1.5	15/15	-	20,0 ± 2,0	2,812 ± 0,176	10,63 ± 0,42	1,79 ± 0,08	2.750 ± 90	83,1 ± 4,5	30.200 ± 1.900

–: valor de OD não calculado devido ao comportamento estatístico da distribuição de De.

Na sub-bacia do rio Betari, os sedimentos cavernícolas resultaram predominantemente em idades correspondentes ao Pleistoceno Superior, variando entre 30 e 50 mil anos. As amostras AL1, AL4, ST5, MP e CF6 apresentaram idades superiores a 32 mil anos, enquanto uma amostra apresentou idade em torno de 15,6 mil anos. Em contraste, as amostras originárias de terraços fluviais vinculadas às cavernas Alambari (TA) e Couto (TC), apresentaram idades inferiores a 10 mil anos, correspondentes ao Holoceno. Já na sub-bacia do rio Tapagem/Ostras, as amostras da caverna do Diabo (DB1 e DB4) resultaram em idades concentradas no intervalo entre aproximadamente 30 e 36 mil anos, também associadas ao Pleistoceno Superior.

Os parâmetros de controle de qualidade utilizados para avaliação do protocolo SAR mostraram-se adequados para a maioria das alíquotas analisadas. Os testes de reciclagem apresentaram, de modo geral, valores dentro da proporção aceitável, 0,90 e 1,10 (Murray e Wintle, 2000). De modo semelhante, os testes de recuperação apresentaram valores abaixo de

10%, sendo considerados insignificantes e indicativos de estabilidade do sinal de luminescência (Murray e Wintle, 2000).

### **3.5 DISCUSSÃO**

Os sedimentos na área de estudo apresentam-se de forma heterogênea, indicando processos deposicionais distintos e, conseqüentemente, condições ambientais diversas. Essa característica possibilita o acesso a inúmeras informações a respeito dos processos atuantes na deposição de sedimentos nas cavernas do Vale do Ribeira, bem como demonstra implicações relacionadas à geomorfologia local, como se pode conferir nos tópicos a seguir.

#### **3.5.1 Processos de sedimentação, deposição e erosão e interpretações ambientais**

No vale do Ribeira, as várias metodologias aplicadas fornecem resultados que ampliam e complementam as informações previamente realizadas em outros estudos na área (Cordeiro, 2013; Karmann, 1994). Dentre as sub-bacias estudadas, a do rio Betari, em particular, destaca-se pela maior quantidade de cavernas por quilômetro quadrado e maior número de pontos amostrados (Tabela 3.1), possibilitando comparações diretas entre cavernas desenvolvidas predominantemente na Formação Furnas-Lajeado. Nessa sub-bacia também se desenvolveu um dos estudos mais detalhados sobre o sistema cárstico regional, abrangendo temas como áreas de captação, datações de espeleotemas e evolução geomorfológica (Karmann, 1994). Esse estudo fornece uma base comparativa significativa para o desenvolvimento das discussões e interpretações dos resultados apresentados no presente estudo, uma vez que, à exceção da Caverna do Diabo - que se forma sobre o mármore dolomítico da Formação Serra das Andorinhas -, as demais cavernas estudadas estão associadas à Formação Furnas-Lajeado.

As seqüências sedimentares analisadas destacam-se, de modo geral, por sedimentos mal selecionados, com pouca ou nenhuma estrutura sedimentar preservada, e por alternância recorrente entre frações grossas (areia e cascalho) e níveis enriquecidos em silte e argila, indicando flutuações na condição dos fluxos hidrodinâmicos. Essas características demonstram mudanças na competência hidráulica dos sistemas subterrâneos, associadas a fluxos hidrológicos episódicos de maior descarga, intercalados com períodos de menor energia deposicional. Nesse contexto, o transporte e a deposição de sedimentos grossos, incluindo cascalhos, fornecem uma ideia das condições de fluxos, indicando condições hidráulicas mais

intensas, como grandes tempestades, que os mobilizam até serem depositados e posteriormente novamente retrabalhados por um novo evento hidrológico (White, 2007). A morfologia da bacia do rio Ribeira de Iguape, marcada por vales encaixados e declividade média elevada, favorece a ocorrência de cheias capazes de mobilizar e transportar os sedimentos de maior granulometria (Santana, 2008). Em contrapartida, depósitos siltosos e argilosos sugerem fases de fluxos reduzidos, estagnação parcial de água parada ou deposição por decantação (White, 2007), sendo igualmente importantes do ponto de vista ambiental.

Os dados de análise granulométrica apresentados indicam a ocorrência de, no mínimo, duas fases principais de sedimentação: uma associada a fluxos de maior energia, capazes de transportar sedimentos grossos, principalmente areia grossa cascalho; e outra fase relacionada a fluxos hidráulicos de menor intensidade, responsáveis por conduzir sedimentos de frações mais finas, representados por silte e argila. Em alguns níveis, observa-se uma variação abrupta entre as fases, enquanto em outros a transição ocorre de forma gradual. Na caverna Espírito Santo, por exemplo, os níveis ESB1, ESB2 e ESB3 registram um episódio de granoascendência, interpretados como resultado de pulsos hidrológicos de alta energia, seguido por diminuição progressiva da intensidade ao longo do tempo, finalizando com a deposição de sedimentos mais finos. Essa alternância pode relacionada a variações climáticas e hidrológicas, porém nem sempre é possível associar tais sequências sedimentares a fatores climáticos específicos (Arriolabengoa et al., 2015; Dandurand et al., 2011; White, 2007).

Os sucessivos níveis de cascalhos presentes em algumas sequências sedimentares (por exemplo, caverna Alambari), bem como a presença desses depósitos em diferentes níveis (como na caverna Espírito Santo) demonstram que a diminuição gradual do fluxo foi interrompida por pulsos hidráulicos de maior energia (Figura 3.4 e Figura 3.5). A deposição de sedimentos de maior granulometria (por exemplo, areia grossa e cascalho) pode indicar que a caverna estava no nível de base do rio, ou bem próximo a ele, de modo que as águas fluviais fosse capaz de transportar tais materiais para o interior dos condutos (Stock et al., 2005).

A análise dos dados de mineralogia evidenciou uma fonte de sedimento alóctone, composta predominantemente por minerais como quartzo, muscovita, caulinita e ilita, que podem ser advindos das atividades fluvio cársticas, bem como de processos como queda de blocos, infiltração e outros observados na área. A variação dos sedimentos alóctones ocorre em

função do tipo de sedimentos e rochas que ocorrem na bacia na qual as cavernas estão inseridas (White, 2007). A recorrência de quartzo, caulita e illita ao longo das sucessões sedimentares sugere que os sedimentos exógenos passaram por processos de intemperismo, retrabalhamento e transporte antes de serem depositados no interior das cavernas. Isso porque níveis de quartzo representam o final dos processos intempéricos, enquanto caulinita e illita são produtos de ações intempéricas. Essa diferenciação mineralógica e geoquímica nos diversos níveis das sucessões sedimentares contribui para compreender os diferentes processos ocorridos com esse sedimento, bem como de sua área de origem (Arriolabengoa et al., 2015).

Do mesmo modo, distinguiu-se uma fonte autóctone marcada principalmente por minerais ricos em cálcio, como calcita e dolomita, que refletem fases diferentes da dinâmica hidrológica do sistema cárstico. A precipitação de carbonatos e o desenvolvimento de espeleotema, por exemplo, podem indicar períodos quentes e úmidos, com aumento de infiltração e condições geoquímicas favoráveis à deposição de  $\text{CaCO}_3$ , associadas a fases de maior umidade no sudeste do Brasil (Auler et al., 2009). Em certas ocasiões, esses depósitos carbonáticos recobrem sequências sedimentares clásticas, evidenciando mudanças nas condições ambientais após a deposição sedimentar detrítica, situação observada no Vale do Ribeira (Karmann, 1994).

Remanescentes de sedimentos podem ser observados em algumas porções do teto e das paredes, como observado na caverna Alambari, bem como a existência de cavernas extremamente úmidas, nas quais a presença de espeleotemas pode ser vista em grande quantidade (por exemplo, na caverna Santana e do Diabo). Em alguns casos, ainda que ausentes os escorrimentos e gotejamentos de água (umidade) de forma intensa atualmente, os espeleotemas estão presentes em larga escala, e, por vezes recobrendo pacotes sedimentares extensos (por exemplo, caverna Morro Preto). A coexistência, em uma mesma caverna, de depósitos clásticos, espeleotemas e remanescentes sedimentares, reforçam a suposição de que as cavernas do Vale do Ribeira passaram por múltiplas fases de ativação hidrológica, abandono de condutos e reorganização do nível de base

Em linhas gerais, os dados de mineralogia, geoquímica e granulometria das sucessões sedimentares amostradas, demonstram que os sedimentos de cavernas do Vale do Ribeira refletem, de forma integrada, a ocorrência conjunta de variações hidrológicas e controle

geomorfológicos, atrelados à incisão dos vales. Em acréscimo, o comportamento heterogêneo observado entre os dados, permite inferir que ocorreram modificações climáticas ou alguma variação hidrossedimentar, bem como indicar a existência de vários processos e áreas fontes (Arriolabengoa et al., 2015; Knapp et al., 2004). Desse modo, esses depósitos cavernícolas constituem importantes registros da evolução paleoambiental e geomorfológica regional, desde que interpretados de forma integrada e cautelosa, em consonância com as discussões sobre a proveniência sedimentar (tópico 3.5.2) e sobre as taxas de acumulação dos sedimentos e incisão do talvegue (3.5.3).

### **3.5.2 Implicações para a proveniência e processos sedimentares**

Nesse subtópico, discute-se a questão da proveniência sedimentar em conjunto com os dados geoquímicos, mineralógicos e sedimentológicos, considerando não apenas a origem das fontes litológicas, mas também os processos de transporte, retrabalhamento e alterações intempéricas, que interferem na composição e no estado de preservação dos sedimentos clásticos depositados no interior das cavernas do Vale do Ribeira. Nesse cenário, os resultados dos elementos maiores (Tabela 3.6 e Tabela 3.7) foram reorganizados em diagramas geoquímicos ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{K}_2\text{O}$ ), Figura 3.7, de forma a estabelecer conexões acerca da origem dos sedimentos clásticos, avaliar a herança sedimentar e a intensidade dos processos de intemperismo atuantes. A interpretação conjunta desses resultados permite iniciar uma discussão acerca da proveniência, dos controles litológicos e da dinâmica de deposição de sedimentos clásticos no contexto da província cárstica do Supergrupo Açungui, caracterizada pela alternância entre unidades pelíticas, psamíticas e carbonáticas (Campanha, 1991, 2002; Karmann e Ferrari, 2002). De modo geral, os elementos maiores podem ser utilizados tanto em estudos de proveniência sedimentar, quanto para compreender o estágio das alterações de processos intempéricos (Beckford et al., 2021).

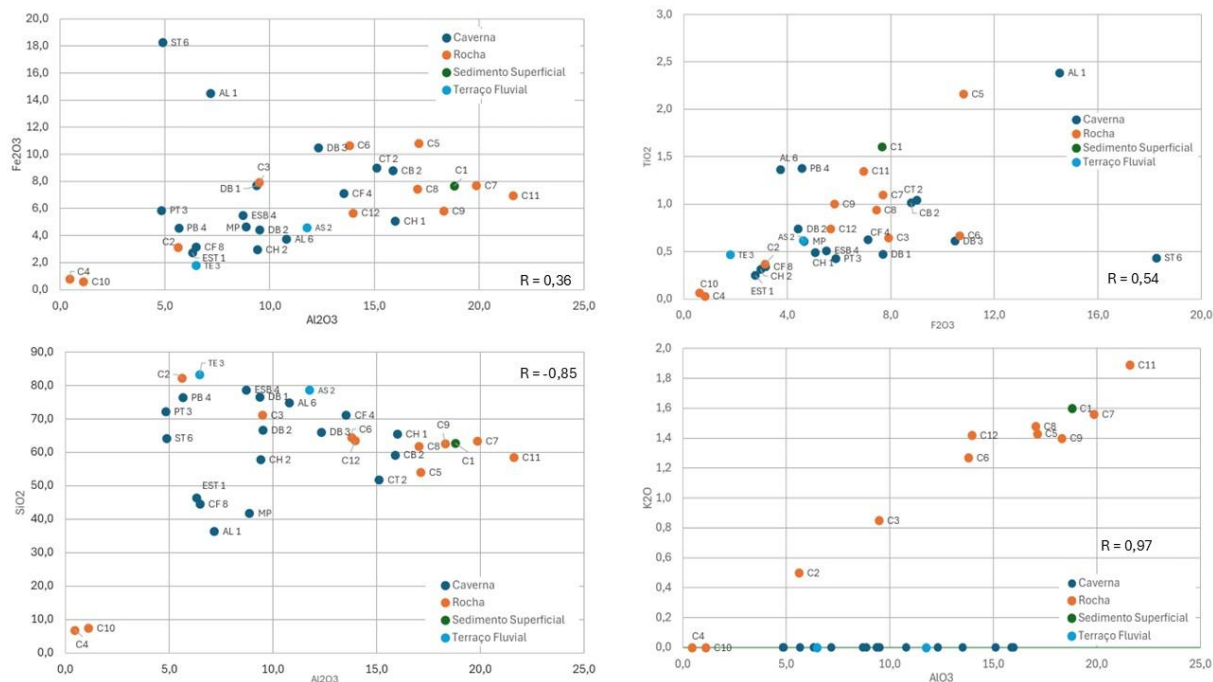


Figura 3.7 Diagramas bivariados entre óxidos maiores ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{TiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{K}_2\text{O}$ ) para sedimentos de cavernas, terraços fluviais, sedimentos superficiais e rochas da bacia do rio Ribeira de Iguape

O gráfico de  $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$  apresenta, para a maior parte das amostras, uma tendência positiva fraca, demonstrando aumento simultâneo dos teores entre alumínio (Al) e ferro (Fe). Essa situação é típica de sedimentos oriundos de matriz pelítica, comuns em metapelitos e metassiltitos, tendo em vista que elementos como Al e Fe tendem a se concentrar em minerais micáceos, argilominerais e óxidos/hidróxidos de ferro (Entrena et al., 2022; Martini, 2011). A recorrência dessa relação para os quatro tipos de amostras - cavernas, terraços fluviais, sedimentos superficiais e rochas - aponta para uma contribuição significativa de pelitos e xistos do Supergrupo Açungui, como observado nas formações Iporanga e Serra da Boa Vista (Figura 3.7). Observa-se esse comportamento em estudos regionais de outros sistemas cársticos, nos quais a composição ferruginosa e de argilominerais constituem a principal fonte dos depósitos clásticos externos (como em Dandurand et al., 2011 e Liao et al., 2024). Nesse cenário, algumas amostras, como ST6 e AL1, destacam-se por exibirem teores relativamente elevados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  em comparação com  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , sugerindo uma concentração seletiva de ferro em determinados níveis e cavernas.

O acúmulo de ferro nos níveis sedimentares pode estar relacionado à atuação de vários processos (geoquímicos, hidrológicos e biológicos) de forma conjunto, dependendo das condições ambientais que os sedimentos se encontram (Beckford et al., 2021; Parker et al.,

2022; Freitas et al., 2024) . Para algumas situações, a formação de óxidos de ferro pode ser proveniente de depósitos superficiais intemperizados, que podem estar associados à presença de matéria orgânica oriunda de processos de decomposição, posteriormente, esses sedimentos são transportados e depositados no interior das cavernas (Gillieson, 1996). Em regiões tropicais, o intemperismo químico auxilia no processo de lixiviação de elementos móveis, como a sílica, resultando na concentração residual de óxidos de Fe e Al e, localmente, na formação de crostas lateríticas (Barry et al., 2021). As amostras da base da caverna Alambari (AL1) e do topo da Santana (ST6), possuem mineralogia composta por hematita e goethita, minerais resistentes ao intemperismo, o que sugere alterações locais, em conjunto com a influência de processos de concentração mineralógica.

A relação entre  $Fe_2O_3$  x  $TiO_2$  apresenta uma tendência positiva moderada, geralmente associada à contribuição de minerais pesados resistentes aos processos intempéricos, como rutilo e ilmenita. Esses minerais foram identificados, por exemplo, na Caverna Couto (CB-2) e são compatíveis com fontes metassedimentares, quartzíticas e filíticas, típicas do Supergrupo Açungui. No entanto, de modo geral, nota-se que esses minerais estão ausentes nos demais níveis analisados, apesar de algumas amostras apresentarem percentuais detectáveis de  $TiO_2$  (Tabela 3.6 e Tabela 3.8). Uma das explicações para esse comportamento é que a natureza geoquímica do titânio (Ti), e as dinâmicas específicas de ambientes cársticos, visto que o titânio pode incorporar-se, em alguns níveis, a argilominerais ou concentrar-se em virtude de processos externos superficiais, como a laterização (Chapela Lara, Buss e Pett-Ridge, 2018; Zanardo et al., 2017). Nos ambientes cársticos, o Ti pode associar-se a frações finas, podendo ser transportada para a caverna em matrizes compostas de argilominerais (por exemplo, caulinita e illita), quartzo ou carbonatos, dependendo do material disponível (Aarons et al., 2023; Entrena et al., 2022). Os baixos percentuais de  $TiO_2$  observados nos terraços fluviais do rio Ribeira de Iguape corroboram a interpretação de que o aporte sedimentar é dominado por sedimentos de matriz fina e diluída (Figura 3.6 e Figura 3.7).

O diagrama de  $SiO_2$ – $Al_2O_3$  apresenta uma correlação negativa, em conjunto com vários pontos dispersos, estes últimos relacionados principalmente às amostras de caverna (por exemplo, DB1, DB2, ST6, PB4, dentre outras), (Figura 3.7). O padrão observado indica um sistema misto de contribuição sedimentar, no qual a proporção de quartzo (percentuais elevados de  $SiO_2$ ) e argilominerais (ricos em  $Al_2O_3$ ) varia a depender da origem, dos mecanismos de

transporte e episódios de aporte sedimentar (Auler et al., 2009; White, 2007). Em cavernas, a variação de composição entre Si e Al relaciona-se às condições hidrológicas, topográficas, à disponibilidade sedimentar e ao fato de que frequentemente a deposição sedimentar está relacionada a múltiplos pulsos hidrossedimentológicos, o que resulta na superposição de materiais de diferentes origens e históricos de intemperismos, que contribui para a falta de correlação entre o silício e alumínio (Bosch e White, 2004). A diversidade mineralógica encontrada (Tabela 3.8) reforça essa interpretação para uma origem mista, envolvendo contribuições tanto de solos lateríticos quanto de rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui.

A distribuição de amostras no gráfico  $K_2O$  x  $Al_2O_3$  demonstra uma correlação positiva, restrita às amostras de rochas e sedimentos superficiais, em contraste com os dados de cavernas e terraços fluviais, que, em geral, apresentam percentuais de  $K_2O$  abaixo do limite de detecção e ampla variação de  $Al_2O_3$ , formando um zoneamento horizontal dos pontos (Tabela 3.6 e Figura 3.7). A presença de níveis relativamente mais altos de  $K_2O$  e  $Al_2O_3$  em rochas e sedimentos superficiais indica uma assinatura geoquímica primária das fontes siliciclásticas, ricas em feldspatos potássicos e micas (ilita, muscovita), ainda pouco modificadas por processos intempéricos (Aranbarri et al., 2024; Arriolabengoa et al., 2015). Em contrapartida, os valores baixos de  $K_2O$  e a variabilidade de  $Al_2O_3$  em cavernas e terraços fluviais refletem a atuação de intemperismo químico, processos de lixiviação e retrabalhamento de sedimentos em clima úmido, no qual o potássio é rapidamente lixiviado, enquanto o alumínio tende a se concentrar, refletindo na formação de minerais secundários, como a caulinita, típica representante de um estágio mais avançado do intemperismo (Aristizábal, Roser e Yokota, 2005; Freitas et al., 2024).

Destaca-se que, embora a ilita, argilomineral rico em potássio, tenha sido apontada por DRX na maioria das amostras de cavernas, os percentuais de  $K_2O$  permaneceram abaixo do limite de detecção nos dados geoquímicos (Tabela 3.6 e Figura 3.7). Essa situação pode ser resultado de processos de alteração de solos e perfis sedimentares em ambientes tropicais, nos quais o potássio é lixiviado durante a alteração de feldspato e micas, enquanto o alumínio tende a se acumular residualmente ou na forma de argilominerais neoformados (Buggle et al., 2011; Chapela Lara, Buss e Pett-Ridge, 2018). Desse modo, a ilita encontrada nos sedimentos em cavernas pode ser entendida como uma fase herdada, estruturalmente empobrecida em potássio,

não raro associada à caulinita (Vide Tabela 3.8), e, portanto, possível de ser identificada por DRX, mas com percentuais baixos de elementos maiores (Won, Hong e Pak, 2020). Em áreas cársticas, os sedimentos depositados no interior de cavernas preservam, em grande medida, os registros geoquímicos de processos intempéricos ocorridos nas áreas fonte, constituindo uma herança sedimentar dos processos externos às cavidades (Bosch e White, 2004; Sasowsky e Mylroie, 2004).

Nesse contexto, as amostras de rochas demonstram controles geoquímicos primários, com baixa ocorrência de processos sedimentares, evidenciadas por correlações fortes entre determinados óxidos, como, por exemplo,  $K_2O$  e  $Al_2O_3$ . No entanto, os sedimentos de cavernas apresentam correlações fracas ou pouco definidas, apontando para um sistema misto, complexo, com ocorrência de intemperismo químico e retrabalhamento sedimentar, como observado no diagrama  $SiO_2-Al_2O_3$ , Figura 3.7. Esses dados reforçam a ideia do modelo evolutivo proposto para a área, no qual os sedimentos erodidos na bacia hidrográfica são transportados e depositados nas cavernas (Karmann, 1994). Destaca-se ainda a semelhança geoquímica entre os sedimentos provenientes de diferentes sub-bacias hidrográficas, sugerindo que esses materiais podem ter sido submetidos a condições semelhantes de intemperismo e controles ambientais.

A integração dos dados geoquímicos com as cronologias obtidas por luminescência opticamente estimulada demonstra que os sedimentos analisados, principalmente de cavernas, possuem assinatura geoquímica mais intemperizada correspondente majoritariamente ao Pleistoceno Superior, sugerindo a exposição, retrabalhamento e transporte por longos períodos até sua deposição final (Tabela 3.9).

### **3.5.3 Taxa de acumulação dos sedimentos / incisão do talvegue**

O rebaixamento dos níveis de base contribui para o desenvolvimento de condutos horizontais formando sistemas de cavernas em vários níveis (Häuselmann et al., 2020). Na sub-bacia do rio Betari, foram encontradas evidências de sistemas multifásicos (cavernas com condutos inativos sobrepostos aos ativos) e da retração das encostas na região a jusante, que geram entalhamento a montante (Karmann, 1994). No mesmo trabalho, constatou-se que a evolução das depressões fechadas, como dolinas, contribui para a geração de superfície de rebaixamento através de processos de inversão do relevo, de modo que as zonas poligonais mais

otimizadas demonstram ter condutos subterrâneos e escoamento superficial mais eficientes, como na região da caverna Santana.

Os resultados obtidos por meio das datações de luminescência opticamente estimulada (LOE) possibilitam uma interpretação preliminar da deposição sedimentar no interior das cavernas associadas aos afluentes do rio Ribeira de Iguape (Figura 3.8). De modo geral, as idades dos sedimentos dentro das cavernas variam entre 30 e 50 mil anos, enquanto os terraços fluviais, externos às cavernas, apresentam idades mais jovens, menores que 10 mil anos. Esse padrão sugere a ocorrência de constantes processos de incisão e aprofundamento do rio principal ao longo do Quaternário.

Localmente, as idades encontradas nas sucessões sedimentares cavernícolas apresentam uma ordem de deposição esperada, na qual os sedimentos mais antigos ocorrem na base e os mais jovens no topo (Figura 3.8). É o que ocorre, por exemplo, na caverna Alambari, que resultou em uma idade de  $53.880 \pm 3.830$  anos no nível mais basal (AL1) e  $42.560 \pm 2.950$  anos para os sedimentos localizados em camadas mais superiores no perfil (AL4), Figura 3.4 e Figura 3.8. Essa situação possibilitou o cálculo da deposição sedimentar para a caverna, levando em consideração a diferença em centímetros entre as amostras AL 1 e AL 4 (140 cm) e das idades (11.320 anos), conforme dados da Tabela 3.9, resultando em uma taxa de 0,0124 cm/ano (12,4 cm/kyr). Todavia, estes dados refletem apenas uma fase de deposição sedimentar específica para este perfil. Dada as condições geomorfológicas heterogêneas entre as cavernas estudadas, estender esta análise para toda a bacia pode fornecer interpretações equivocadas.

Na caverna do Diabo, também se observou uma relação esperada entre a deposição e a idade dos sedimentos. Duas amostras foram coletadas: uma na área mais elevada da caverna (DB1) e outra próximo ao fluxo fluvial ativo (DB4), em um nível mais basal. A primeira datou em  $36.130 \pm 3.075$  anos; já a segunda, separada por um desnível de aproximadamente 30 (trinta) metros, resultou em uma idade de  $30.200 \pm 1.900$  anos. Ressalta-se que, com relação a amostra mais basal, não há dúvidas sobre uma possível associação ao fluxo d'água e, portanto, o depósito ser de origem fluvial. No entanto, os depósitos do topo ficam próximos a uma grande quantidade de sedimentos colapsados que formam uma coluna de detritos. A falta de organização de sedimentos em estruturas fluviais identificáveis, juntamente com a presença de

sedimentos de diversas granulometrias, levanta a hipótese de que os sedimentos podem ter origem distinta da fluvial, possivelmente relacionados a colapsos (Figura 3.3A).

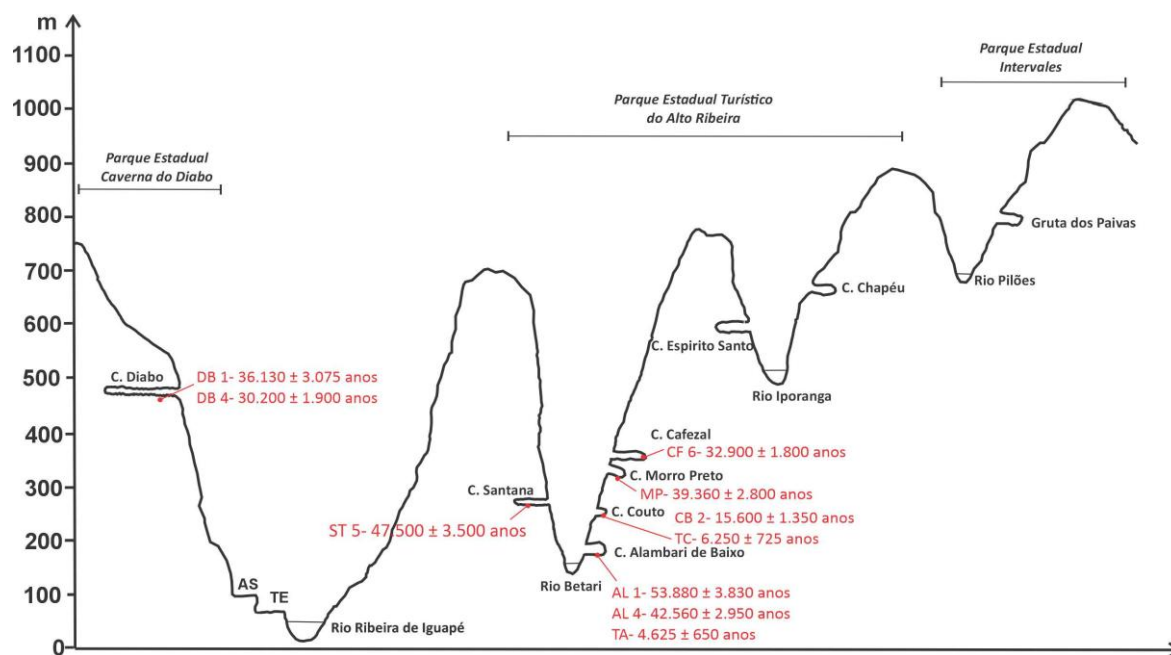


Figura 3.8 Esquema das cavernas localizadas nas três sub-bacias amostradas. Os valores em vermelho correspondem às datações por luminescência opticamente estimulada (LOE). DB – Caverna do Diabo; ST – Caverna Santa; CF – Caverna Cafezal; MP – Caverna Morro Preto; CB – Caverna Couto; TC – Terraço fluvial da Caverna Couto; AL – Caverna Alambari; TA – Terraço da Caverna Alambari

Apesar de análises locais apresentarem alguns dados coerentes, percebe-se que, em escala regional, não existe uma correspondência sistêmica entre a posição topográfica dos níveis das cavernas e as idades obtidas por LOE (Figura 3.8). Cavernas nas porções mais superiores topograficamente, como na Cafezal, apresentam idades mais jovens do que aquelas localizadas em porções intermediárias, como a caverna Santana, ou nas porções mais baixas do relevo, como a Alambari de Baixo. Alguns fatores podem explicar esse evento, no que se refere ao método de datação, incluindo problemas com a coleta inadequada das amostras, branqueamento anterior à deposição final “diminuindo” a idade final encontrada, remobilização de material sedimentar por eventos posteriores, mistura de sedimentos no interior da caverna ou, ainda, algum fenômeno desconhecido que pode ter atuado em grãos de quartzo, dentre outras situações (Arnold et al., 2014; Demuro et al., 2019; Lawson, Daniels e Rhodes, 2015; Mahan et al., 2023; Munroe, Perzan e Amidon, 2016; Wood et al., 2010).

No entanto, para algumas cavernas estudadas, como a Couto, o resultado pode estar intrinsecamente ligado a uma deposição sedimentar recente. Nessa caverna, o nível do curso

d'água, que varia a depender a época do ano, atravessa os condutos, transportando sedimentos mais recentes, que podem contribuir com uma possível contaminação de sedimentos jovens em meio aos mais antigos. Todavia, com exceção de duas amostras dos terraços fluviais (TA e TC, Tabela 3.9), todos os demais resultados possuem taxas de dispersão da Dose Equivalente (De) abaixo do máximo indicado na literatura (35%), percentual aceitável na literatura para representar sedimentos bem branqueados (Arnold e Roberts, 2009; Ribeiro et al., 2015). Ademais, cavernas como a Santana podem indicar eventos de um paleo-afluente (Karmann, 1994), que não está, necessariamente, atrelado ao rio principal, ainda que compartilhem os mesmos processos de evolução do relevo.

As idades obtidas por LOE, no geral, são mais jovens do que aquelas adquiridas por U/Th em trabalhos anteriores realizados em algumas cavernas da área estudada (Karmann, 1994). Tais datações foram realizadas em depósitos calcínicos, como espeleotemas, que recobriam depósitos fluviais no interior das cavernas, fornecendo idades mínimas para a deposição sedimentar. Ressalta-se que as amostras datadas por LOE neste trabalho (Tabela 3.10) não correspondem exatamente aos mesmos locais analisados em pesquisas anteriores, de sorte que o propósito, aqui, não foi realizar uma análise comparativa ponto a ponto, mas usar os dados para compreensão do contexto evolutivo do sistema cárstico.

Tabela 3.10 Demonstrativo das idades obtidas pelo método U/Th em depósitos calcínicos que recobrem depósitos fluviais (Karmann, 1994) e das idades obtidas por luminescência opticamente estimulada (LOE) nas mesmas cavernas, obtidas em sedimentos clásticos, determinadas neste estudo.

Caverna	Datações U/Th (Karmann 1994)		Dados LOE	
	Código	Idade x10 <sup>3</sup> anos	Código	Idade em anos x10 <sup>3</sup> anos
Santana	C1 (Pata de Elefante)	33,1** +6,6/ -10,7	ST5	47,5 ± 3,5
	C2 (Gal. Acesso Salão São Paulo)	238,2* +121,3/ -57,9		
	C5 (Salão São Paulo)	118,3** +47,6/ -36,3		
Chapéu	CC2	142,7* +8,7/ -8,2	-	-
Alambari de Baixo	CA3	165,5** +43,7/ -33,8	AL 1	53,88 ± 3,83
			AL 4	42,56 ± 2,95
Morro Preto	C11	>350,00	MP	39,36 ± 2,8

\* Idade Calculada, \*\* Idade Corrigida

Os dados obtidos por U/Th em conjunto com os novos dados de LOE demonstram um sistema ativo de evolução da paisagem com processos contínuos de incisão e deposição sedimentar ocorrendo ao longo do Quaternário Tardio. As variações de idades observadas em uma mesma caverna, em diferentes áreas, bem como as mudanças nas características dos níveis analisados, podem indicar a existência de vários eventos sedimentares, controlados por diferentes processos geológicos, geomorfológicos e climáticos.

Estudos anteriores indicam que a taxa de rebaixamento do nível de base e soerguimento tectônico moderado acarretaram no desenvolvimento de cânions com até 50 metros de entalhamento vertical e uma taxa média de 0,0042 cm/ano, obtida por meio de datações de U/Th em calcita (Karmann, 1994). Dados sobre a taxa máxima de entalhamento vertical do rio (ou taxa de erosão) nas cavernas da região do Betari, calculados a partir da datação de U/Th para os últimos 240 mil anos, variaram entre 0,0029 e 0,0052 cm/ano (Karmann, 1994). Esses dados corroboram a hipótese de que a variação do nível de base influenciou significativamente na paisagem geomorfológica da região. Dessa forma, têm-se dois componentes principais atuantes nas modificações da paisagem: (i) variação do nível de base em decorrência das oscilações do nível do mar; e (ii) movimentos tectônicos verticais.

Nesse contexto, destaca-se que as taxas de erosão também podem ser inferidas a partir da produção de nuclídeos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ ), a qual está relacionada à proximidade dos sedimentos com a superfície (Granger e Schaller, 2014). Essa metodologia tem sido amplamente utilizada nas últimas décadas para quantificar taxas de erosão em ambientes cársticos (Granger, Fabel e Palmer, 2001; Häuselmann *et al.*, 2020; Mihevc *et al.*, 2015; Yang, Y. *et al.*, 2021)

No Brasil, pode-se citar trabalhos que empregam datação de nuclídeos cosmogênicos a partir de sedimentos para cálculo das taxas de erosão de cavernas, como no Cráton São Francisco (Laureano *et al.*, 2016). Nesse estudo, a taxa de erosão estimada a partir de sedimentos cavernícolas foi de  $1,85 \pm 0,11$  m/Ma, corroborando a ideia geral de que regiões mais estáveis possuem valores mais baixos quando comparadas à média dos continentes ( $\sim 1\text{--}10$  m/Ma) (Granger e Schaller, 2014). Desse modo, cavernas em áreas cratônicas tendem a refletir a influência da área de origem e das condições de escoamento dos sedimentos, por um tempo maior, em comparação com áreas geologicamente mais ativas, como o Vale do Ribeira (Auler

et al., 2009). Em tais contextos, a evolução da paisagem ocorre com modificações graduais caracterizada por baixo relevo topográfico (por exemplo, Rovey et al., 2017) e por menor reorganização das bacias hidrográficas, seja pela tectônica ou pelo clima (Wagner et al., 2010). Dessa forma, os dados obtidos para a região de estudo (Karmann, 1994), embora com uso de outra metodologia, refletem um ambiente com mudanças na paisagem mais intensas do que aquelas observadas em zonas tectonicamente estáveis, porém menos intensas quando comparadas com áreas tectonicamente mais ativas, como os Alpes (por exemplo, Haeuselmann et al., 2007).

De modo geral, os resultados obtidos por meio das datações de LOE permitem interpretações preliminares sobre as tendências de deposições sedimentares fluviais no interior de cavernas e a relação com a incisão de talvegue em áreas cársticas. Assim, as idades obtidas por meio de LOE contribuem para a discussão sobre tendências de deposições e auxiliam na compreensão dos processos de incisão do talvegue, mas não devem ser interpretadas como taxas contínuas de incisão fluvial, devido ao carácter episódico da sedimentação em caverna e das limitações encontradas para aplicação do método neste estudo. Sendo assim, para o avanço na discussão é necessário obter mais dados, com LOE e outras metodologias de datações, especialmente em sistemas topográficos conectados, como das cavernas Couto-Santana-Morro Preto, bem como em outras cavernas ao longo do vale do Ribeira, com intuito de refinar as interpretações acerca da evolução geomorfológica regional.

### **3.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A caracterização integrada dos sedimentos presentes nas cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape permitiu compreender os principais controles sedimentares, litológicos, geoquímicos e mineralógicos que integram o sistema cárstico desenvolvido no contexto do Supergrupo Açungui. Os resultados obtidos demonstram que as sequências sedimentares estão condicionadas à atuação conjunta de diversos fatores, como a dinâmica hidrológica, a conexão entre condutos, os processos atuantes no exocarste e no endocarste, bem como a evolução geomorfológica regional.

De modo geral, a proveniência sedimentar é caracterizada por aportes locais e regionais associados às unidades metapelíticas, metapsamíticas e carbonáticas do Supergrupo Açungui, marcada pela influência significativa de processos de intemperismo. A recorrência da tríade de

minerais - quartzo, caulinita e illita - em conjunto com os padrões geoquímicos identificados, sugere uma herança de áreas fonte marcada por processos intempéricos em clima tropical úmido, retrabalhamento de sedimentos e lixiviação de alguns elementos móveis.

A análise, em conjunto, de dados de granulometria, geoquímica, mineralogia e geocronológicos obtidos por luminescência opticamente estimulada demonstra uma diferenciação temporal marcada por depósitos sedimentares cavernícolas predominantemente associados ao Pleistoceno Superior, em contraste com depósitos de terraços fluviais do Holoceno. Tais observações reforçam a importância dos arquivos sedimentares preservados em sistemas cársticos para a compreensão da evolução fluvio-cárstica e dos processos de incisão do talvegue no Vale do Ribeira durante o Quaternário.

Por fim, embora o número limitado de datações represente uma restrição para o estabelecimento da correlação de eventos em escala regional, os dados obtidos expressam o potencial significativo da integração entre as diversas metodologias, para a reconstrução das dinâmicas sedimentares e geomorfológicas no carste tropical. Nesse sentido, pesquisas futuras focadas na compreensão das áreas fonte poderão refinar e espacializar as interpretações aqui propostas, aprofundando o entendimento da dinâmica do sistema cárstico da região do Vale do Ribeira.

### **3.7 FINANCIAMENTO**

Este projeto foi financiado pelo Edital de Chamada Pública nº 01/2021 referente ao TCCE Nº01/2021 que teve por objetivo, custear, por meio de edital público, projetos de estudo e pesquisa sobre o patrimônio espeleológico do Supergrupo Açungui. Ademais, o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

### **3.8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

AARONS, S. M.; DAUPHAS, N.; GREBER, N. D.; ROSKOSZ, M.; BOUCHEZ, J.; CARLEY, T.; LIU, X.; RUDNICK, R. L.; JÉRÔME, G. Titanium transport and isotopic fractionation in the Critical Zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 352, May, p. 175–193. 2023

ALMEIDA, F. F. M. De; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 28, 2, p. 135–150. 1998

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*. v. 22, 6, p. 711–728. 2013

ARANBARRI, J.; ARRIOLABENGOA, M.; RIOS-GARAIZAR, J.; ARANBURU-MENDIZABAL, A.; UZQUIANO, P.; ARRANZ-OTAEGUI, A.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; GARATE, D. Human colonisation and vegetation response to Late Pleistocene to mid-Holocene climate variability in Northern Iberia based on a multiproxy analysis of the Atxurra cave-fill. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 637, p. 1–23. 2024

ARISTIZÁBAL, E.; ROSER, B.; YOKOTA, S. Tropical chemical weathering of hillslope deposits and bedrock source in the Aburra Valley, northern Colombian Andes. *Engineering Geology*. v. 81, p. 389–406. 2005

ARNOLD, L. J.; DEMURO, M.; PARÉS, J. M.; LUIS, J. Luminescence dating and palaeomagnetic age constraint on hominins from Sima de los Huesos, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*. v. 67, p. 85–107. 2014

ARNOLD, L. J.; ROBERTS, R. G. Stochastic modelling of multi-grain equivalent dose (De) distributions: Implications for OSL dating of sediment mixtures. *Quaternary Geochronology*. v. 4, 3, p. 204–230. 2009

ARRIOLABENGOA, M.; IRIARTE, E.; ARANBURU, A.; ARRIZABALAGA, A. Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). *Quaternary International journal*. v. 364, p. 231–243. 2015

AUDRA, P.; BINI, A.; GABROVŠEK, F.; HÄUSELMANN, P.; HOBLÉA, F.; JEANNIN, P. Y.; KUNAVÉR, J.; MONBARON, M.; ŠUŠTERŠIČ, F.; TOGNINI, P.; TRIMMEL, H.; WILDBERGER, A. Cave genesis in the Alps between the Miocene and today: A review. *Zeitschrift für Geomorphologie*. v. 50, 2, p. 153–176. 2006

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*. v. 106, p. 142–153. 2009

BARRY, A. D.; CISSÉ, M.; PARFAIT, M. M.; HALLAROU, M. M. Mineralogical and Geochemical Characteristics of the Sangarédi Bauxite Deposit, Boké Region, Republic of Guinea. *Environmental and Earth Sciences Research Journal*. v. 8, 1, p. 11–22. 2021

BECKFORD, H. O.; CHU, H.; SONG, C.; CHANG, C.; JI, H. Geochemical characteristics and behaviour of elements during weathering and pedogenesis over karst area in Yunnan–Guizhou Plateau, southwestern China. *Environmental Earth Sciences*. v. 80, 2, p. 1–21. 2021

BELLA, P.; GRADZIŃSKI, M.; HERCMAN, H.; LESZCZYŃSKI, S.; NEMEC, W. Sedimentary anatomy and hydrological record of relic fluvial deposits in a karst cave conduit. *Sedimentology*. v. 68, 1, p. 425–448. 2021

BOSCH, R. F.; WHITE, W. B. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. (orgs.). New York: Kluwer Academic / Plenum Publishers, 2004. p. 1–22

- BUGGLE, B.; GLASER, B.; HAMBACH, U.; GERASIMENKO, N.; MARKOVIĆ, S. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International*. v. 240, 1–2, p. 12–21. 2011
- CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M. Dinâmica dos sedimentos clásticos cavernícolas : Potencialidade para estudo paleoambientais. *Espaço & Geografia*. v. 22, p. 153–189. 2019
- CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M.; GARNIER, J.; SAWAKUCHI, A. O.; HUSSAIN, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. *Quaternary International*. v. 580, November 2020, p. 22–37. 2021
- CAMPANHA, G. A. da C. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Universidade de São Paulo (USP). 2002
- CAMPANHA, G. A. da C. Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Universidade de São Paulo. 1991
- CAMPANHA, G. A. da C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Research*. v. 98, 1–2, p. 31–51. 1999
- CHAPELA LARA, M.; BUSS, H. L.; PETT-RIDGE, J. C. The effects of lithology on trace element and REE behavior during tropical weathering. *Chemical Geology*. v. 500, January, p. 88–102. 2018
- CHENG, L.; BAE, C. J.; HONG, H.; HUANG, S.; WANG, W.; YIN, K.; WANG, C. Environmental fluctuation impacted the evolution of Early Pleistocene non-human primates: Biomarker and geochemical evidence from Mohui Cave (Bubing, Guangxi, southern China). *Quaternary International*. v. 563, September 2019, p. 64–77. 2020
- CORDEIRO, B. M. Planalto carbonático do André Lopes (Sp): geomorfológica cárstica e geoespeleologia da Gruta da Tapagem (Caverna do Diabo). Universidade de São Paulo. 2013
- CUENCA, J. J.; ROBLEDO, P. A.; DURÁN, J. J.; PARDO-IGÚZQUIZA, E.; CHENG, H.; MARTOS, S.; LUQUE, J. A.; MORENO, L. Paleoclimatic inferences from the study of a sedimentary sequence alternating detrital sediments and speleothemes in Sima Engañá, Sierra de las Nieves (Málaga). *Cuaternario y Geomorfología*. v. 32, 1–2, p. 75–89. 2018
- CURNOE, D.; ZHAO, J. xin; AUBERT, M.; FAN, M.; WU, Y.; BAKER, A.; MEI, G. H.; SUN, X. feng; MENDOZA, R.; ADLER, L.; MA, S.; KINSEY, L.; JI, X. Implications of multi-modal age distributions in Pleistocene cave deposits: A case study of Maludong palaeoanthropological locality, southern China. *Journal of Archaeological Science: Reports*. v. 25, August 2018, p. 388–399. 2019
- DANDURAND, G.; DEVÈS, G.; MAIRE, R.; ORTEGA, R.; GENTY, D.; GHALEB, B. Morphosedimentary study of a cave deposit at Bois du Clos cave (Charente, France): geometric constraints and hydrological dynamics. *Quaternaire*. v. 22/4, September 2016, p. 285–306. 2011

- DEMURO, M.; ARNOLD, L. J.; ARANBURU, A.; SALA, N.; ARSUAGA, J. New bracketing luminescence ages constrain the Sima de los Huesos hominin fossils ( Atapuerca , Spain ) to MIS 12. *Journal of Human Evolution*. v. 131, p. 76–95. 2019
- ENTRENA, A.; FORNÓS, J. J.; AUQUÉ, L. F.; GRÁCIA, F.; LAITA, E. Mineralogical and Sedimentological Characterization of the Clay-Rich Sediments from Ases Cave (Cova Dets Ases, Mallorca, Spain): Origin and Classification. *Minerals*. v. 12, p. 1473. 2022
- FALEIROS, F. M.; PAVAN, M. Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista – SG.22-X-B-VI, estado de São Paulo, Escala 1:100.000. São Paulo, 2013. p. 128
- FARRANT, A. R.; SMART, P. L. Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*. v. 134, 1–2, p. 79–93. 2011
- FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. 1. ed. Chichester, UK: John Wiley & Sons. 2007
- FREITAS, C. A.; HORBE, A. M. C.; ALBUQUERQUE, M. F. dos S.; CASTRO, R. T. Unraveling Parent Rock and Mineral Influences in Tropical Weathering Profiles: REE, Nd and Sr Isotopic Geochemistry. *Minerals*. v. 14, 5. 2024
- GILLIESON, D. *Caves: Processes, Development and Management*. 1o. Massachusetts: Blackwell. 1996
- GONZÁLEZ-LEMONS, S.; JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M.; STOLL, H. M. Sediment transport during recent cave flooding events and characterization of speleothem archives of past flooding. *Geomorphology*. v. 228, p. 87–100. 2015
- GRANGER, D. E.; FABEL, D.; PALMER, A. N. Pliocene - Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  in Mammoth Cave sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*. v. 113, 7, p. 825–836. 2001
- GRANGER, D. E.; SCHALLER, M. Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale. *Elements*. v. 10, 5, p. 369–373. 2014
- HAEUSELMANN, P.; GRANGER, D. E.; JEANNIN, P. Y.; LAURITZEN, S. E. Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology*. v. 35, 2, p. 143–146. 2007
- HARMAND, D.; ADAMSON, K.; RIXHON, G.; JAILLET, S.; LOSSON, B.; DEVOS, A.; HEZ, G.; CALVET, M.; AUDRA, P. Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*. v. 166, p. 38–56. 2017
- HÄUSELMANN, P.; PLAN, L.; POINTNER, P.; FIEBIG, M. Cosmogenic nuclide dating of cave sediments in the eastern alps and implications for erosion rates. *International Journal of Speleology*. v. 49, 2, p. 107–118. 2020
- HUANG, S.; HONG, H.; LIAO, W.; WANG, C.; CHENG, L.; HAO, X.; LI, D.; BAE, C. J.;

- WANG, W. Late Pleistocene paleoenvironment of southern China: Clay mineralogical and geochemical analyses from Luna Cave, Guangxi, China. *Quaternary International*. v. 563, July 2019, p. 78–86. 2020
- KARMANN, I. Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do Ribeira de Iguapé, sudeste do estado de São Paulo. Universidade de São Paulo. 1994
- KARMANN, I. K.; FERRARI, J. A. Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP: Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas. In: SCHOBHENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; QUEIROZ, E. T. De; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. (orgs.). Brasília: DNPM/CPRM, 2002. p. 401–413
- KLIGMANN, D. M. Archaeological applications of micro vertebrate analysis: Reconstruction of natural and anthropic processes. *Archaeofauna*. v. 24, June 2015, p. 315–339. 2015
- KNAPP, E. P.; TERRY, D. O.; HARBOR, D. J.; THREN, R. C. Reading Virginia's paleoclimate from the geochemistry and sedimentology of clastic cave sediments. In: SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. (orgs.). New York, 2004. Springer Sp. 95–106
- LAUREANO, F. V.; KARMANN, I.; GRANGER, D. E.; AULER, A. S.; ALMEIDA, R. P.; CRUZ, F. W.; STRÍCKS, N. M.; NOVELLO, V. F. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. *Geomorphology*. v. 273, p. 63–77. 2016
- LAWSON, M. J.; DANIELS, J. T. M.; RHODES, E. J. Assessing Optically Stimulated Luminescence (OSL) signal contamination within small aliquots and single grain measurements utilizing the composition test. *Quaternary International*. v. 362, 1, p. 34–41. 2015
- LENHARE, B. D.; SALLUN FILHO, W. O carste nas cabeceiras dos rios das almas, São José de Guapiara (Planalto de Guapiara) e do rio pilões (Serra de Paranapiacaba), SP. *Geociencias*. v. 33, 4, p. 686–700. 2014
- LIAO, W.; TIAN, C.; LIANG, H.; YAO, Y.; LI, J.; YAN, Y.; HUANG, S.; BAE, C. J.; WANG, W. Provenance geochemical detection of soil deposits from archaeological limestone caves in the Bubing Basin, tropical China. *Quaternary International*. v. 714, p. 109580. 2024
- MAHAN, S.; WOOD, J. R.; LOVELACE, D. M.; LADEN, J.; MCGUIRE, J. L.; MEACHEN, J. A. Luminescence ages and new interpretations of the timing and deposition of Quaternary sediments at Natural Trap Cave, Wyoming. *Quaternary International*. v. 647–648, p. 22–35. 2023
- MARTINI, I. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*. v. 134, 3–4, p. 452–460. 2011
- MIHEVC, A.; BAVEC, M.; HÄUSELMANN, P.; FIEBIG, M. Datacija konglomeratne terase Udin boršt in njena uporaba za določitev tektonskega dvigovanja v severozahodnem delu Ljubljanske kotline (Slovenija). *Acta Carsologica*. v. 44, 2, p. 169–176. 2015

- MOLDOVAN, O. T.; MIHEVC, A.; MIKO, L.; CONSTANTIN, S.; MELEG, I. N.; PETCULESCU, A.; BOSÁK, P. Invertebrate fossils from cave sediments: A new proxy for pre-Quaternary paleoenvironments. *Biogeosciences*. v. 8, 7, p. 1825–1837. 2011
- MUNROE, J. S.; PERZAN, Z. M.; AMIDON, W. H. Cave sediments constrain the latest Pleistocene advance of the Laurentide Ice Sheet in the Champlain Valley, Vermont, USA. *Journal of Quaternary Science*. v. 31, p. 893–904. 2016
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*. v. 32, 1, p. 57–73. 2000
- PARÉS, J. M.; CAMPAÑA, I.; DUVAL, M.; SIER, M. J.; ORTEGA, A. I.; LÓPEZ, G. I.; ROSELL, J. Comparing depositional modes of cave sediments using magnetic anisotropy. *Journal of Archaeological Science*. v. 123, p. 105241. 2020
- PARKER, C. W.; SENKO, J. M.; AULER, A. S.; SASOWSKY, I. D.; SCHULZ, F.; WOYKE, T.; BARTON, H. A. Enhanced terrestrial Fe(II) mobilization identified through a novel mechanism of microbially driven cave formation in Fe(III)-rich rocks. *Scientific Reports*. v. 12, 1, p. 1–14. 2022
- PLOTNICK, R. E.; KENIG, F.; SCOTT, A. C. Using the voids to fill the gaps: Caves, time, and stratigraphy. *Geological Society Special Publication*. v. 404, 1, p. 233–250. 2015
- POLK, J. S.; VAN BEYNEN, P.; ASMEROM, Y.; POLYAK, V. J. Reconstructing past climates using carbon isotopes from fulvic acids in cave sediments. *Chemical Geology*. v. 360–361, p. 1–9. 2013
- PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. . Cosmic Ray Contributions to Dose-Rates for Luminescence and ESR Dating: Large Depths and Long Terms Time Variations. *Radiation Measurements*. v. 23, p. 497–500. 1994
- RIBEIRO, L. M. A. L.; SAWAKUCHI, A. O.; WANG, H.; SALLUN FILHO, W.; NOGUEIRA, L. OSL dating of Brazilian fluvial carbonates (tufas) using detrital quartz grains. *Quaternary International*. v. 362, p. 146–156. 2015
- ROSS, J. A morfogênese da bacia do Ribeira do Iguape e os sistemas ambientais. *GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)*. 12, p. 21–46. 2002
- ROVEY, C. W.; BALCO, G.; FORIR, M.; KEAN, W. F. Stratigraphy, paleomagnetism, and cosmogenic-isotope burial ages of fossil-bearing strata within Riverbluff Cave, Greene County, Missouri. *Quaternary Research*. v. 87, 3, p. 516–528. 2017
- SANTANA, C. L. Geomorfologia da planície fluvial do rio Ribeira de Iguape entre Sete Barras e Eldorado (SP): Subsídios ao planejamento físico-territorial de áreas inundáveis. Universidade de São Paulo. 2008
- SARTÉGOU, A.; BLARD, P. H.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D. L.; SORRIAUX, P.; ZIMMERMANN, L.; LAFFITTE, A.; TIBARI, B.; LEANNI, L.; GUILLOU, V.; BOURDET, A. Late Cenozoic evolution of the Ariège River valley (Pyrenees) constrained by cosmogenic  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$  dating of cave sediments. *Geomorphology*. v. 371. 2020

SASOWSKY, I. D. Clastic sediments in caves - Imperfect recorders of processes in karst. *Acta Carsologica*. v. 36, 1, p. 143–149. 2007

SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. *Studies of Cave Sediments*. Springer S. New York. 2004

STOCK, G. M.; GRANGER, D. E.; SASOWSKY, I. D.; ANDERSON, R. S.; FINKEL, R. C. Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*. v. 236, 1–2, p. 388–403. 2005

STRATFORD, D.; BRAUN, K.; MORRISSEY, P. Cave and rock shelter sediments of southern africa: A review of the chronostratigraphic and palaeoenvironmental record from marine isotope stage 6 to 1. *South African Journal of Geology*. v. 124, 4, p. 879–914. 2021

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

WON, C. D.; HONG, H.; PAK, K. R. Origin of clay minerals on section of Luochuan loess-palaeosol in Shaanxi Province , northwest China. *Frontiers in Earth Science*. v. 14, 4, p. 684–694. 2020

WOOD, J. R.; FORMAN, S. L.; EVERTON, D.; PIERSON, J.; GOMEZ, J. Lacustrine sediments in Porter Cave , Central Indiana , USA and possible relation to Laurentide ice sheet marginal positions in the middle and late Wisconsinan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 298, 3–4, p. 421–431. 2010

YANG, G.; ZHANG, X.; TIAN, M.; PING, Y.; CHEN, A.; GE, Z.; NI, Z.; YANG, Z. Geomorphological and sedimentological comparison of fluvial terraces and karst caves in Zhangjiajie, northwest Hunan, China: An archive of sandstone landform development. *Environmental Earth Sciences*. v. 64, 3, p. 671–683. 2011

YANG, Y.; LIU, Y.; MA, Y.; XU, S.; LIU, C. Q.; WANG, S. J.; STUART, F. M.; FABEL, D. In situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ , and  $^{21}\text{Ne}$  dating in sediments from the Guizhou Plateau, southwest China. *Science China Earth Sciences*. v. 64, 8, p. 1305–1317. 2021

ZANARDO, A.; NAVARRO, G. R. B.; MONTIBELLER, C. C.; ROCHA, R. R. Da; MORENO, M. M. T.; ROVERI, C. DEL; AZZI, A. de A. Geoquímica e proveniência dos sedimentos da Formação Corumbataí na região de Rio Claro / SP. *Geociências*. v. 36, p. 30–47. 2017

### 3.9 MATERIAL SUPLEMENTAR

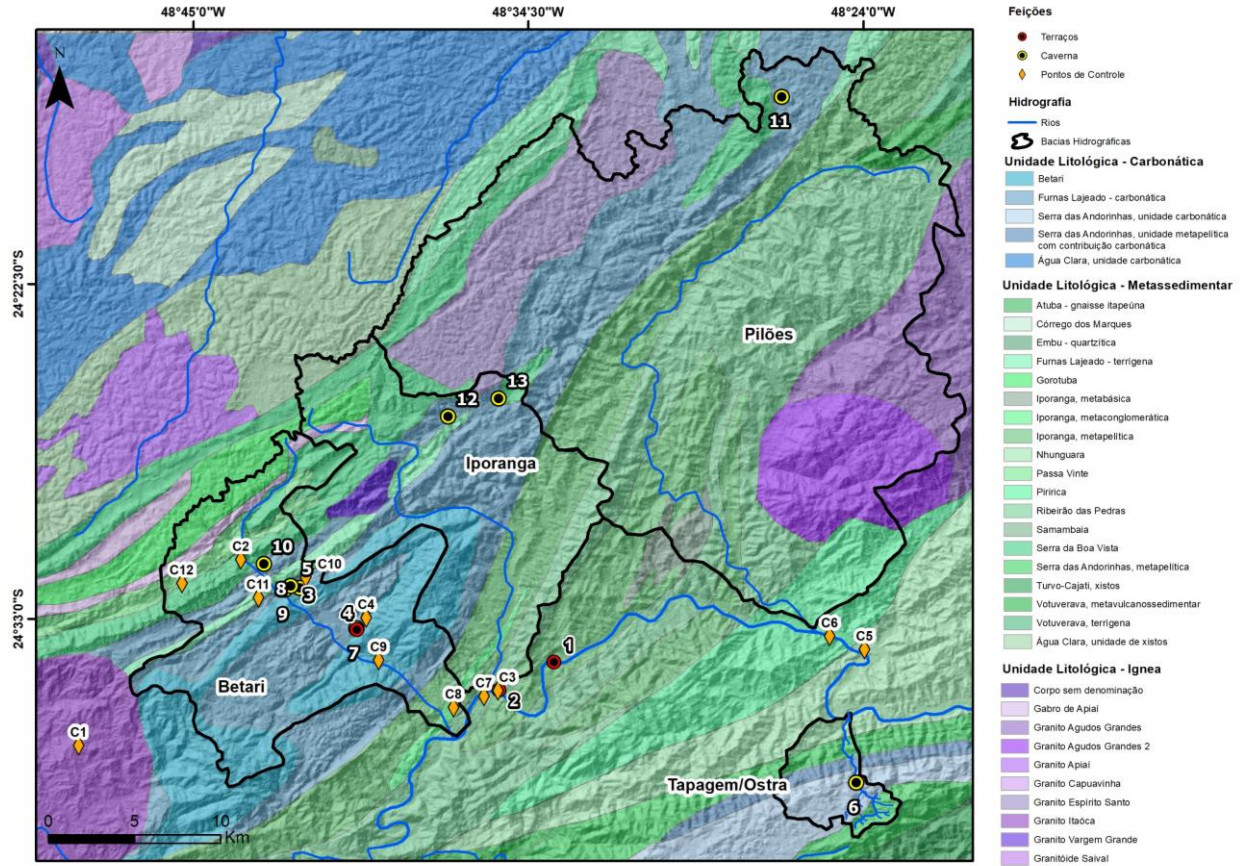


Figura 3.9 Mapa geológico detalhado da área de estudo, localizada na região de Iporanga (SP), no contexto do Grupo Açungui. O mapa apresenta a distribuição das unidades litoestratigráficas individualizadas, conforme mapeamentos geológicos regionais, agrupadas por rochas carbonáticas, metassedimentares e ígneas. Terraços fluviais: 1 – Aterro Sanitário; 2 – Entrada de Iporanga (SP); 3 – proximidades da caverna Couto; 4 – proximidades da caverna Alambari. Cavernas: 5 – Morro Preto; 6 – Diabo; 7 – Alambari; 8 – Couto; 9 – Santana; 10 – Cafezal; 11 – Paivas; 12 – Espírito Santo; 13 – Chapéu. Pontos de Controle: C1 a C12.

Tabela 3.11 Resultados completos das análises granulométricas dos sedimentos clásticos coletados em cavernas e terraços fluviais da bacia do rio Ribeira de Iguape

Microbacia (Rio)	Local	Código	RESULTADO WENTWORTH SIMPLIFICADO (%)				Total
			Argila	Silte	Areia	Granulo	
			<0,004	0,004-0,062	0,062-2,0	>2,0	
Rio Betari	Caverna Alambari	AL 1	7,05	26,58	25,10	41,28	100,00
		AL 2	7,72	39,51	44,36	8,41	100,00
		AL 3	9,33	27,61	11,15	51,91	100,00
		AL 4	6,39	20,64	38,20	34,76	100,00
		AL 5	11,49	51,33	37,18	0,00	100,00
		AL 6	5,53	21,91	37,86	34,69	100,00
	Caverna Cafezal	CF 1	49,56	50,44	0,00	0,00	100,00
		CF 2	9,87	40,89	25,96	23,27	100,00
			10,58	40,26	25,77	23,38	100,00
		CF 3	18,01	71,79	7,14	3,06	100,00
		CF 4	5,72	24,74	50,43	19,11	100,00
		CF 5	10,29	44,31	38,18	7,22	100,00
		CF 6	6,36	26,70	37,92	29,02	100,00
		CF 7	21,27	78,00	0,73	0,00	100,00
		CF 8	10,28	27,65	52,50	9,57	100,00
		CF 9	10,01	38,64	24,61	26,75	100,00
	CF 10	20,07	66,04	8,48	5,40	100,00	
	Caverna Couto	CB 3	7,32	31,37	52,39	8,93	100,00
		CB 2	9,69	48,36	16,64	25,32	100,00
		CB 1	13,58	79,49	4,71	2,22	100,00
		CT 1	8,33	55,43	10,75	25,49	100,00
		CT 2	9,14	39,18	10,58	41,10	100,00
		ST 1	16,45	29,16	19,15	35,24	100,00

	Caverna Santana	ST 2	15,00	41,97	41,24	1,79	<b>100,00</b>
		ST 3	3,74	9,39	61,09	25,78	<b>100,00</b>
		ST 4	6,04	37,77	29,63	26,56	<b>100,00</b>
		ST 5	13,07	43,14	13,63	30,15	<b>100,00</b>
		ST 6	6,94	31,83	31,46	29,78	<b>100,00</b>
	Caverna Morro Preto	MP	5,79	31,83	18,47	43,91	<b>100,00</b>
	Terraço Caverna Couto	TC	7,56	41,61	37,94	12,89	<b>100,00</b>
	Terraço Caverna Alambari	TA	7,74	29,12	37,28	25,86	<b>100,00</b>
Rio Ribeira	Terraço Ribeira	TE 1	22,54	46,26	22,13	9,07	<b>100,00</b>
		TE 2	34,61	40,78	21,45	3,16	<b>100,00</b>
		TE 3	15,32	21,40	19,68	43,60	<b>100,00</b>
	Terraço Ribeira	AS 1A	19,99	63,92	16,08	0,00	<b>100,00</b>
		AS 1B	15,99	57,85	21,80	4,36	<b>100,00</b>
		AS 2	30,20	54,81	10,94	4,05	<b>100,00</b>
		AS 3	22,84	67,84	8,02	1,30	<b>100,00</b>
		AS 4	23,06	41,19	34,04	1,71	<b>100,00</b>
	Rio Tapagem/Ostra	Caverna Do Diabo	DB 1	3,96	19,63	38,28	38,13
DB 2			17,50	67,76	14,74	0,00	<b>100,00</b>
DB 3			13,65	40,20	22,72	23,44	<b>100,00</b>
Rio Iporanga	Caverna Espírito Santo	ESB 1	18,50	48,11	11,52	21,87	<b>100,00</b>
		ESB 2	6,53	23,86	66,79	2,82	<b>100,00</b>
		ESB 3	5,49	20,56	34,79	39,16	<b>100,00</b>
		ESB 4	4,28	17,95	49,80	27,98	<b>100,00</b>
		EST 1	7,69	30,47	53,18	8,66	<b>100,00</b>
		EST 2	10,46	35,57	41,28	12,69	<b>100,00</b>
	Caverna Chapéu	CH 1	5,76	31,60	60,46	2,18	<b>100,00</b>
		CH 2	2,50	25,42	70,22	1,86	<b>100,00</b>

		CH 3	3,84	34,63	60,99	0,54	<b>100,00</b>	
		CH 4	6,92	34,55	58,53	0,00	<b>100,00</b>	
Rio Pilões	Gruta Paivas	Dos	PT 1	4,14	13,21	35,75	46,90	<b>100,00</b>
			PT 2	5,45	25,12	59,51	9,91	<b>100,00</b>
			PT 3	4,97	16,28	40,19	38,56	<b>100,00</b>
			PB 1	11,75	36,96	30,05	21,24	<b>100,00</b>
			PB 2	8,69	18,50	21,97	50,85	<b>100,00</b>
			PB 3	14,75	51,80	9,80	23,65	<b>100,00</b>
			PB 4	11,57	29,35	37,04	22,05	<b>100,00</b>
			PR	10,48	30,10	59,42	0,00	<b>100,00</b>

## 4 SEDIMENTOS CLÁSTICOS CAVERNÍCOLAS NO CERRADO BRASILEIRO: FONTE E RESULTADOS PALEOAMBIENTAIS

### RESUMO

O estudo de geoquímica em sedimentos clásticos de cavernas fornece importantes registros que auxiliam na compreensão das condições paleoambientais da área. O presente estudo realizou-se na caverna Rio das Pedras, inserida no sistema cárstico de Mambáí (Goiás/Brasil), pertencente à Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho. O objetivo foi identificar variações nos índices geoquímicos em escala centimétrica, compreender a dinâmica da deposição sedimentar e avaliar a proveniência sedimentar no contexto de cavernas tropicais. Um conjunto de metodologias foi utilizado de forma complementar, incluindo análises granulométrica, faciológica, mineralógica e geoquímica. Os resultados da granulometria indicam alternância de sedimentos arenosos, vinculadas a fácies de maior energia, e sedimentos silto-argilosos, que refletem períodos de baixa intensidade atrelada a fácies de decantação. Os dados mineralógicos indicam um predomínio de minerais de quartzo, argilominerais e óxidos de Fe-Al, reflexo do intemperismo tropical. Informações de geoquímica de elementos maiores, indicam uma concentração em frações mais finas, enquanto TiO<sub>2</sub>, MnO, SiO<sub>2</sub> estão vinculadas as frações maiores, tamanho areia. Elementos-traço como Th e Rb demonstram uma contribuição de solos lateríticos alterados e razões de terras raras (La/Yb e Yb/Sm) apontam para um fracionamento ligado ao intemperismo tropical, no qual ocorre um enriquecimento de LREE (Elementos Terras Raras Leves) em frações de sedimentos finas e superficiais e empobrecimento de HREE (Elementos Terras Raras Pesados). De modo geral, os padrões observados indicam a existência de vários processos de entrada e retenção de sedimentos, que são controlados por fatores externos, como hidrologia e clima. Os resultados demonstram que a caverna Rio das Pedras resguarda arquivos sedimentares importantes para compreensão da dinâmica sedimentar e paleoambiental do carste de Mambáí.

**Palavras-chave:** Elemento traço, geomorfologia cárstica, origem de sedimentos, sedimentos clásticos, caverna.

### ABSTRACT

The study of geochemistry in clastic sediments from caves provides important records that aid in understanding the paleoenvironmental conditions of the area. This study was conducted in the Rio das Pedras cave, located within the Mambáí karst system (Goiás/Brazil), which belongs to the Nascentes do Rio Vermelho Environmental Protection Area. The objective was to identify variations in geochemical indices on a centimeter scale, understand the dynamics of sedimentary deposition, and evaluate sedimentary provenance in the context of tropical caves. A set of complementary methodologies were used, including granulometric, facies, mineralogical, and geochemical analyses. The granulometry results indicate an alternation of sandy sediments, linked to higher energy facies, and silty-clayey sediments, which reflect periods of low intensity associated with settling facies. Mineralogical data indicate a predominance of quartz minerals, clay minerals, and Fe-Al oxides, reflecting tropical weathering. Geochemical information on major elements indicates a concentration in finer fractions, while TiO<sub>2</sub>, MnO, and SiO<sub>2</sub> are associated with larger, sand-sized fractions. Trace elements such as Th and Rb demonstrate a contribution from altered lateritic soils, and rare earth ratios (La/Yb and Yb/Sm) point to fractionation linked to tropical weathering, in which there is an enrichment of LREE (Light Rare Earth Elements) in fine and superficial sediment fractions and a depletion of HREE (Heavy Rare Earth Elements). In general, the observed patterns indicate the existence of various sediment input and retention processes, which are controlled by external factors such as hydrology and climate. The results demonstrate that the Rio das Pedras cave preserves sedimentary archives important for understanding the sedimentary and paleoenvironmental dynamics of the Mambáí karst.

**Keywords:** Trace elements, karst geomorphology, sediment source, clastic sediments, cave.

## 4.1 INTRODUÇÃO

As paisagens cársticas podem ser caracterizadas como sistemas dinâmicos, nos quais a interação entre processos superficiais e subterrâneos moldam feições geomorfológicas que são capazes de controlar a dinâmica sedimentar (Ford e Williams, 2007). No contexto das regiões tropicais, como em alguns locais no Brasil, tais sistemas mostram-se complexos, devido a interação de múltiplos processos como intemperismo químico, mudanças geomórficas, erosão fluvial, transporte de sedimentos e alteração em taxas geoquímicas (Auler et al., 2009; Laureano et al., 2016; Stephens, Rose e Gilbertson, 2017). Em muitos casos, os resultados dos processos atuantes podem ser identificados por meio de escarpas, vales secos e cavernas. Tais feições funcionam, frequentemente, como repositório para o sedimentos e refletem condições paleoambientais, mecanismos de transporte e indicadores de processos sedimentares em andamento (Caldeira *et al.*, 2021; Nogueira *et al.*, 2025). Nesse sentido, torna-se um desafio quantificar as taxas de produção, transporte e armazenamento sedimentar, em particular nas áreas onde os processos de formação do carste interagem com processos coluviais e fluviais (Uagoda et al., 2025).

Os processos de sedimentação pós-deposicional podem comprometer o entendimento e a interpretação da dinâmica de deposição sedimentar no interior de cavernas, uma vez que existem diversos fatores que alteram as características físicas, químicas e estruturais dos sedimentos (Stephens, Rose e Gilbertson, 2017). Isso ocorre porque as cavernas funcionam como bacias sedimentares confinadas, nas quais os depósitos ficam suscetíveis a processos erosivos, transporte e retrabalhamento, em pequena, média e/ou grande escala (Campaña et al., 2023). Assim sendo, a utilização de abordagens multiproxy torna-se uma alternativa para adquirir informações sob várias óticas e preencher possíveis lacunas existentes (por exemplo, Caldeira et al. 2021; Onac et al. 2025).

Compreender o ambiente regional de forma mais ampla implica a necessidade de conhecer o contexto geomorfológico da área adjacente à caverna, uma vez que os processos sedimentares em seu interior são inerentes às transformações ambientais que ocorrem no ambiente externo, sendo sensíveis, por exemplo, às variações hidrológicas, climáticas e geomorfológicas (Arriolabengoa et al., 2018). Por esse motivo, frequentemente os registros sedimentares do interior das cavernas são utilizados como arquivos paleoambientais (Farrand,

2001). Nesse cenário, os métodos geoquímicos podem fornecer dados mais sensíveis e precisos (Skaberne, Turk e Turk, 2015) e, quando utilizados em conjunto com outras análises - como granulometria, datações e análises isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  -, produzem resultados mais consistentes sobre as paisagens cársticas, especialmente porque, em muitos casos, o material sedimentar se encontra mal ou parcialmente preservado.

Os sedimentos clásticos em cavernas podem apresentar diferentes fontes, o que torna o estudo da sua proveniência, um aspecto importante para a reconstrução dos processos de transporte e de deposição. Entretanto, essa abordagem, é invariavelmente complexa e desafiadora, principalmente em função dos processos hidrológicos, geoquímicos e sedimentares que ocorrem nesses ambientes (Liao et al., 2024). Nesse sentido, uma abordagem integrada do estudo de proveniência dos sedimentos clásticos em ambientes cavernícolas possibilita a distinção entre as fontes (origem litológica) e aportes sedimentares (mecanismos de transporte) (Dandurand et al., 2011; Zupan Hajna et al., 2020).

Em regiões tropicais úmidas, as altas temperaturas e os elevados teores de umidade favorecem maiores taxas de alteração geoquímica e promovem mudanças geomórficas (Stephens, Rose e Gilbertson, 2017). Nesse sentido, as análises químicas são frequentemente empregadas para compreender as origens dos sedimentos depositados nesses ambientes (por exemplo, Forbes e Bestland, 2007; Skaberne, Turk e Turk, 2015). Além disso, algumas técnicas, como análises isotópicas e detecção de elementos-traço, podem ser utilizadas em estudos voltados à reconstrução e às mudanças paleoclimáticas, bem como marcadores de atividade biológica (Torok et al., 2024). Contudo, no caso de sistemas cársticos, a interpretação desses dados requer uma investigação que abranja a complexidade dos dados geoquímicos, apoiada por ferramentas estatísticas, tais como os métodos quimiométricos não supervisionados, a exemplo da Análise de Componentes Principais (ACP) (Torok et al., 2024).

Pesquisas recentes realizadas na região central do Brasil destacam a importância dos sistemas cársticos, visto que esses ambientes podem influenciar a dinâmica de transporte sedimentar e servir como registros das modificações da paisagem (Cherem et al., 2025; Nogueira et al., 2025; Padoan et al., 2025; Uagoda et al., 2025). Na Gruna Tarimba, localizada em Mambáí, por exemplo, os sedimentos depositados no interior da caverna foram agrupados em três fases deposicionais, correlacionadas a alterações climáticas e geomorfológicas,

abrangendo o período do Pleistoceno Médio ao Superior (Caldeira *et al.*, 2021). Esse estudo demonstrou que os depósitos em cavernas possuem a capacidade de registrar variações nos regimes fluviais, desde fluxos de baixa energia, como eventos de inundação, até fluxos de detritos de maior intensidade, fornecendo evidências para uma interpretação empírica sobre a variação hidrológica ao longo do tempo. De modo semelhante, estudos realizados em vales secos na mesma região demonstraram mudanças na interação entre a drenagem fluvial, os processos de carstificação e a dinâmica subterrânea (Nogueira *et al.*, 2025). Esses estudos enfatizam a necessidade da utilização de uma abordagem com múltiplas metodologias associadas aos registros sedimentares para a reconstrução da paisagem cárstica.

Estudos anteriores baseados na utilização de nuclídeos cosmogênicos na região (por exemplo, Laureano *et al.*, 2016; Uagoda *et al.*, 2025), identificaram diferenças marcantes entre as áreas submetidas a processos de erosão ativa e zonas de deposição prolongada, resultando em uma compartimentação sedimentar controlada tanto pelas características geomorfológicas superficiais quanto pela dinâmica subterrânea. Embora o presente artigo não utilize nuclídeos cosmogênicos como metodologia, os resultados decorrentes do desdobramento dessas pesquisas contribuem para o avanço da investigação dos padrões de proveniência e os processos de redistribuição sedimentar recente em cavernas localizadas na mesma região.

Apesar dos avanços recentes das pesquisas em áreas cársticas a partir de sedimentos em cavernas na região tropical brasileira, ainda são escassos os trabalhos que utilizam, de forma sistemática e integrada, múltiplas metodologias em sequências sedimentares, especialmente no centro-oeste do país. Desse modo, o presente artigo propõe realizar um estudo geoquímico detalhado de um perfil de sedimentos clásticos no interior da caverna Rio das Pedras, em Mambá/Goias, visando detalhar as variações composicionais em escala centimétrica e identificar episódios de entrada e retenção do material clástico. A distribuição vertical e espacial dos dados geoquímicos ao longo das sucessões sedimentares é utilizada como base para a investigação dos mecanismos de entrada, mistura e deposição no interior dos condutos, contribuindo para estabelecer correlações com eventos no exocarste. Ademais, objetiva-se investigar a proveniência e as trajetórias do transporte sedimentar em cavernas da região de Mambá, no contexto da Serra Geral do Goias, por meio de análise geoquímica de elementos-traço e maiores em diferentes sítios (solos, sedimentos fluviais, coluviais, rochas e cavernícolas), em conjunto com a caracterização dos sedimentos (análises granulométricas, de

fácies e mineralógicas). Ao integrar esses dados, este trabalho busca compreender os processos relativos ao transporte e deposição sedimentar em paisagens cársticas.

## 4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

A bacia do rio das Pedras localiza-se no centro-oeste do Brasil, no noroeste do estado de Goiás, próximo à cidade de Mambaí, a cerca de 500 quilômetros da capital goiana. A região está inserida no setor leste da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), e apresenta uma morfologia marcada por vertentes escarpadas, associadas à Serra Geral de Goiás (Figura 4.1A). A área integra a bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia, localizando-se a oeste da Serra, onde os fluxos d'água escoam para a bacia do rio Corrente, pertencente à bacia do rio Vermelho (Figura 4.1B).

Do ponto de vista geológico, a região localiza-se na borda oeste do Cráton São Francisco e corresponde aos sedimentos da Bacia do São Francisco, cujo embasamento é constituído por sucessões carbonáticas e siliciclásticas do Grupo Bambuí, de idade Neoproterozoica, as quais são sobrepostas por sedimentos da Bacia Sanfranciscana, representada principalmente pelas coberturas fanerozoicas do Grupo Urucua (Campos e Dardenne, 1997; Dardenne, 1978), Figura 4.1. Dentre as unidades carbonáticas, localmente, destaca-se a Formação Lagoa do Jacaré, composta majoritariamente pela alternância entre calcários cinzentos laminados, siltitos e margas, nas quais se desenvolvem prioritariamente as cavernas da região, incluindo a caverna do rio das Pedras. Os arenitos quartzosos do Grupo Urucua, de idade cretácea, oriundos da deposição eólico fluvial, localizam-se predominante em áreas mais elevadas, marcadas por espessos mantos de intemperismo, que contribuem para geração de material coluvial (Iglesias e Uhlein, 2009).

O transecto geológico-geomorfológico caracteriza-se pela presença de vertentes com fortes declividades, associadas à erosão regressiva da Serra Geral de Goiás, marcada pelo relevo tabuliforme, com aproximadamente 400 quilômetros de extensão, (Cherem e Varajão, 2014), Figura 4.2. Esse contexto resulta em uma rede de drenagem superficial desorganizada, devido aos processos de captura fluvial em áreas cársticas e ocorrências de morros testemunhos (inselbergs), por exemplo. Nessas áreas, fatores como a forte declividade, presença de vales secos e uma rede de cavernas ativas/inativas sugerem como o sistema de armazenamento, transporte e deposição pode ser complexo com a atuação de diferentes fatores. Assim, por

exemplo, os processos erosivos que ocorrem nas vertentes, em conjunto com o transporte do material fluvial, gerado a partir das coberturas sedimentares inconsolidadas, resultam na deposição de sedimentos em condutos subterrâneos, os quais frequentemente atuam como sumidouros ativos (Caldeira *et al.*, 2021; Nogueira *et al.*, 2025).

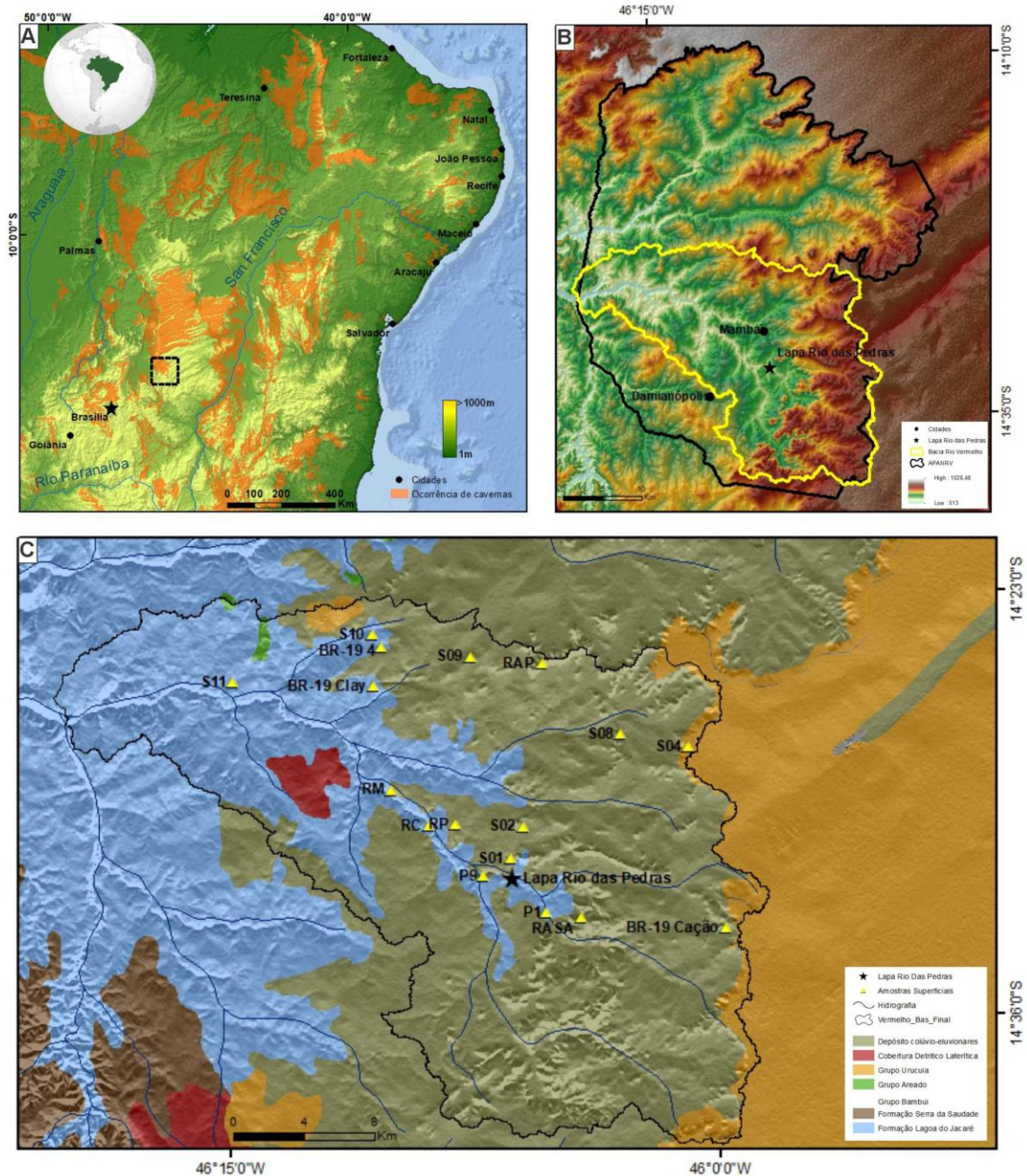


Figura 4.1. A- Localização da área de estudo em mapa topográfico do Brasil, com destaque para as regiões com altitudes superiores a 1000 m e áreas com ocorrência de cavernas; B – mapa hipsométrico da Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho, com ênfase na bacia do rio Vermelho e a caverna estudada, Lapa Rio das Pedras; C - mapa geológico da bacia do rio das Pedras, afluente da bacia do rio Vermelho, com destaque para a localização da caverna Rio das Pedras, das amostras coletadas e dos principais cursos d’água.

O clima na região é tropical com inverno seco, caracterizado por dois períodos: um seco e outro chuvoso, com precipitação média anual de aproximadamente 1260mm (Alvares et al., 2013). A vegetação típica é Cerrado, no qual se destacam solos como Cambissolo, Chernossolo, Latossolo, Organossolo e Neossolo Litólico e Quartzarênico (Hussain et al., 2020).

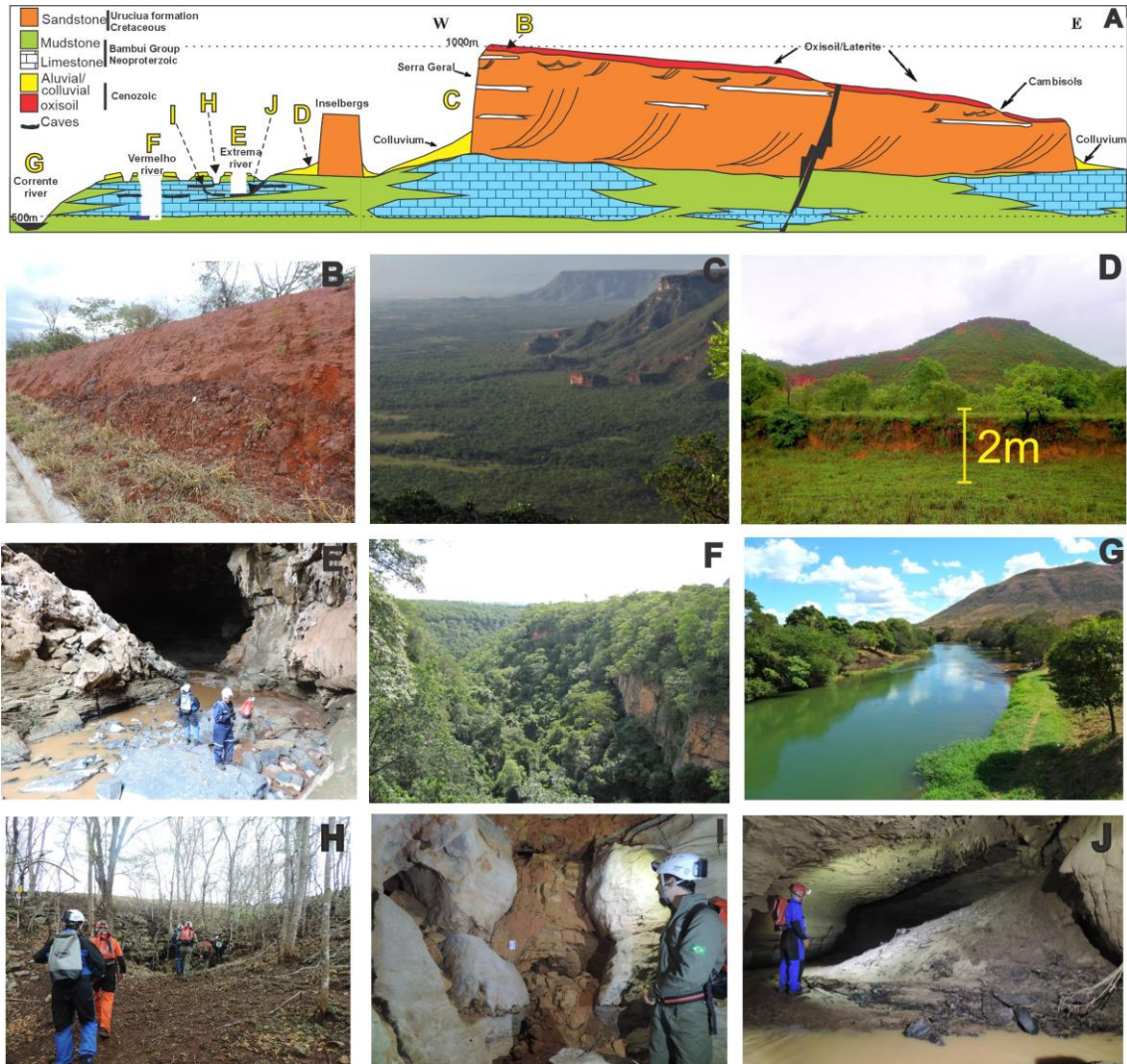


Figura 4.2 A) Perfil geológico esquemático da Bacia do Rio Vermelho e da Escarpa da Serra Geral, evidenciando os arenitos do Grupo Uruçuia, que constituem o Planalto do Oeste da Bahia, e a escarpa regional. A escarpa inferior é constituída por leques coluviais. O recuo da escarpa em longo prazo gerou uma superfície regional aplainada sobre a inconformidade entre os arenitos cretáceos e as pelitos carbonatados Neoproterozoicos do Grupo Bambuí, onde se desenvolvem os sistemas de cavernas e cânions estudados. B) Crosta duricrustal recobrimdo a Serra Geral. C) Vista da Serra Geral, evidenciando a escarpa e o patamar coluvial) (Dornas et al., 2022). D) Depósitos coluviais envolvendo uma mesa. E) Paisagem fluviocárstica, com rio emergindo em uma ressurgência cárstica. F) Cânion no qual o rio Vermelho encontra-se encaixado ao longo de seu médio e baixo curso. G) Relevo erodido do rio Corrente, no qual o rio Vermelho deságua no Vão do Paranã. H) Entrada de galeria superior de uma caverna associada a uma dolina no topo de uma vertente. I) Conduitos superiores de uma caverna preenchidos por sedimentos clásticos. J) Leque aluvial formado por material sedimentar externo depositado no interior de um rio subterrâneo.

Na região, as cavernas tendem a se formar de duas maneiras: (i) em zonas de transição entre os terrenos cársticos e depósitos alúvio-coluvionares, oriundos do Grupo Urucuia, gerando cavernas vadasas e meândricas, frequentemente preenchidas por sedimentos e com sinais de paragênese; e (ii) cavernas próximas aos cânions, com reduzida deposição sedimentar (Hussain et al., 2020). A caverna Rio das Pedras enquadra-se no primeiro grupo, em que são observadas sequências sedimentares, algumas delas compostas por material inconsolidado.

O sistema de cavernas da Lapa do Rio das Pedras compreende pelo menos seis cavernas mapeadas, identificadas entre I e VI, variando na extensão de poucos a centenas de metros, localizada na porção sudeste da APANRV, em uma propriedade pertencente a uma mineradora de calcário na região do entorno de Mambá/GO. A caverna estudada, Rio das Pedras, ou Lapa do Rio das Pedras, localiza-se nas coordenadas (14°31'54.73"S/ 46° 6'18.38"O) e é a primeira do sistema, com aproximadamente 486,8 metros de comprimento e desnível de 6,7 metros, desenvolvendo-se ao longo de tributários de primeira ordem (Motta, 2003). Caracteriza-se por uma morfologia predominantemente retilínea, desenvolvida no sentido noroeste-sudeste, com famílias de fraturas observadas no teto dos condutos (Motta, 2003).

No vale do rio das Pedras são observadas feições típicas de reorganização da drenagem superficial, em que o canal fluvial principal foi abandonado e o fluxo hidráulico redirecionado para o endocarste. Esse comportamento foi observado em estudos anteriores na área, por meio das análises estratigráficas e sedimentológicas, que evidenciaram múltiplas fases da deposição fluvial (por exemplo, Caldeira et al., 2021).

A caverna apresenta fluxo d'água perene no seu nível mais basal, com correnteza moderada, que ainda atua em condutos por vezes preenchidos por sedimento finos (Figura 4.3A), além da presença de pequenas estalagmites e scallops no teto e paredes da galeria. Notam-se blocos decamétricos de carbonato caídos na entrada da caverna, bem como fragmentos carbonáticos de diversos tamanhos em conjunto com sedimentos finos, além de depósitos organizados em forma de leque (Figura 4.3B). Também são observadas porções com sedimentos de coloração mais escura, grande quantidade de vegetação e matéria orgânica no entorno da caverna (Figura 4.3C-D). Trabalhos realizados na área evidenciam a existência de depósitos sedimentares em vales secos, que indicam a existência de fluxo d'água superficiais a pelo menos 3 mil anos (Nogueira et al., 2023, 2025).



Figura 4.3 Caverna Rio das Pedras I. A – Vista parcial de terraço lateral em níveis preservados no interior da caverna; B - sedimentos clásticos depositados na entrada da caverna; C – blocos carbonáticos decimétricos colapsados na entrada da caverna; e D – vegetação típica de Cerrado nas adjacências da caverna

A evolução do carste no rio Vermelho é episódica, havendo eventos de capturas e deposições em cavernas fluviais. Os sedimentos fluviais e fluviocársticos vêm sendo objeto de datação na bacia do Rio Vermelho. Caldeira et al. (2021) demonstraram que a Gruna Tarimba possui câmaras suspensas datadas de ~197 mil anos antes do presente até ~52 mil anos antes do presente, divididas em três fases episódicas que demonstram a resposta do carste as mudanças ambientais superficiais. Atualmente os rios que drenam no Chapadão de arenito, correspondente ao Grupo Urucuia, sofrem intensa carstificação quando ingressam nos calcários do Grupo Bambuí, evidenciando uma dinâmica recente de capturas e ressurgências, com abertura de cavernas vadosas ou freáticas associadas a grandes cavernas fluviais, quando essas capturam rios superficiais. É o caso da caverna do rio das Pedras, que capturou o rio homólogo tendo abandonado sedimentos superficiais do leito fluvial superficial que datam entre 3,1 e 0,5 milhares de anos antes do presente (Nogueira et al., 2025). Provavelmente, já existiam condutos subjacentes preenchidos por água, mas mudanças de nível de base a jusante podem ter levado a captura abrupta do rio pela caverna, formado, assim, sedimentos fluviais recentes em terraço no interior da caverna, mais jovens que os sedimentos superficiais e que constituem o objeto de estudo desse trabalho.

## **4.3 MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.3.1 Estratégia de coleta e amostragem**

A escolha da caverna Lapa Rio das Pedras se deu com base nos seguintes critérios: (i) importância hidrossedimentológica; (ii) existência de estudos contemporâneos realizados na área; (iii) facilidade de acesso à caverna; e (iv) presença de depósitos sedimentares expressivos. Optou-se pela utilização de múltiplas metodologias, incluindo análises granulométricas, geoquímicas de detalhe, análise de fácies e mineralogia por difração de raios X (DRX), com o objetivo de caracterizar os sedimentos clásticos depositados no interior da caverna Lapa Rio das Pedras. Nesse sentido, selecionou-se um depósito sedimentar lateral contínuo no interior da caverna, localizado a aproximadamente cem metros da entrada, com cerca de 1,20 metros de profundidade. Essa sequência sedimentar foi descrita em detalhe e amostrada, objetivando distinguir variações texturais, composicionais e estruturais ao longo do perfil estratigráfico.

A estratégia de amostragem priorizou a coleta de sedimentos inconsolidados, os quais foram registrados conforme sua posição estratigráfica, descrição macroscópica, classificação textural aparente e identificação de possíveis estruturas sedimentares. De forma complementar, foram coletadas nove amostras de rochas e dezesseis amostras de solos na parte externa à caverna, com o objetivo de fornecer subsídios às análises de proveniência sedimentar e ao estabelecimento de conexões entre os sedimentos superficiais e aqueles depositados no interior dos condutos cavernícolas.

### **4.3.2 Análise granulométrica**

A análise granulométrica de fração fina ( $< 1\text{mm}$ ) foi realizada no Laboratório de Geoquímica e Águas (LAGEQ) da Universidade de Brasília (UnB), a partir de amostras coletadas em intervalos regulares de 2 cm (totalizando, 59 amostras), apenas ao longo do perfil sedimentar no interior da Lapa Rio das Pedras. O pré-tratamento das amostras consistiu em secagem ao ar, desagregação e pesagem. Utilizou-se peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ), para extração de matéria orgânica, seguido da aplicação de dispersante químico (pifosfato de sódio –  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) e físico (ultrassom de 50 W por 30 minutos). O tamanho das partículas foi determinado por meio do método LALLS (Low Angle Laser Light Scattering), que se baseia na relação inversa entre o ângulo de difração e a dimensão da partícula.

### 4.3.3 Elementos-traço e elementos maiores

Cinquenta e nove amostras (n=59) da caverna, oito amostras de rochas (n=8) e treze de solos (n=16) foram preparadas por secagem ao ar, trituração e homogeneização em moinho de ágata, seguidas por digestão química. Os elementos maiores (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Mn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) foram determinados por fusão alcalina com metaborato de lítio, realizada em forno a 950 °C por 60 minutos. Após a fusão, o material foi submetido a dissolução em HCl 2 mol L<sup>-1</sup>, e as concentrações foram quantificadas por espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES), por meio do equipamento Agilent 5100 no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília (LAGEQ/UnB).

Os demais elementos maiores e todos os elementos-traço foram determinados a partir de digestão ácida total em quatro etapas, incluindo o uso de ácido fluorídrico (HF) em reator Savillex® PFA, conforme descrito por Tonhá et al. (2021). As amostras digeridas foram analisadas por espectrometria de massas com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS), utilizando o equipamento Thermo Scientific, modelo Q, no laboratório HydroSciences Montpellier (HSM), em Montpellier, França.

A acurácia das análises foi verificada com o uso do material de referência certificado NIST 1646a, que foi digerido e analisado seguindo o mesmo protocolo aplicado às amostras, apresentando taxas de recuperação entre 92% e 106% (n = 3). Os níveis de precisão foram avaliados através do desvio padrão relativo (RSD) da média de duas duplicatas, sendo inferiores a 3% para a maioria dos elementos, incluindo os traços, e inferior a 5% para todos os elementos analisados.

#### 4.3.3.1 Análise de Componente Principal (ACP)

Os dados de geoquímica foram tratados por meio da Análise de Componentes Principais (ACP), que é uma técnica estatística que utiliza um conjunto de dados originários multivariados, com variáveis reagrupadas em um conjunto menor, frequentemente denominados componentes principais. Cada componente principal corresponde a uma nova variável criada, resultando na combinação de uma ou mais variáveis originais. Em ambientes cársticos, a ACP é utilizada para compilar dados adquiridos tanto no interior da caverna como dados externos superficiais (Onac et al., 2025; Sousa et al., 2023; Torok et al., 2024).

### **4.3.3.2 Mineralogia**

As análises qualitativas de mineralogia de argilas foram realizadas em amostras selecionadas do perfil sedimentar na Lapa Rio das Pedras, bem como em amostras coletadas na bacia do Rio Vermelho. No total, dezenove amostras foram submetidas à difração de raios X da fração argila, no Laboratório de Difractometria de Raios X/UnB. A preparação das amostras consistiu em macerar os sedimentos e depois dispor o material em lâminas de vidro. As análises foram realizadas em difratômetro RIGAKU, modelo ULTIMA IV, com radiação de  $\text{CuK}\alpha$ , a uma velocidade de varredura de  $2\theta$  por minuto, em um intervalo de varredura de  $2$  a  $65^\circ$ . As interpretações dos difratogramas e as identificações dos minerais foram realizadas com o auxílio do software Jade XRD 9.0 (Windows).

### **4.3.4 Análise de fácies**

A análise faciológica foi realizada a partir de características litológicas e sedimentológicas, conforme conceito de unidades sedimentares preconizado por Anderton (1985) e definições específicas aplicada a cavernas (White, 2007). Observou-se características como granulometria, textura, presença de estruturas sedimentares e cor. Possíveis correlações com outras fácies previamente identificadas na região (Caldeira *et al.*, 2021; Nogueira *et al.*, 2023, 2025) foram estabelecidas com base na associação de fácies, no qual pode ser entendida como um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas (Martini, 2011). De modo geral, o estabelecimento de fácies sedimentares contribui para a interpretação dos ambientes de sedimentação, com foco na origem dos sedimentos, podendo ser associada a dados geocronológicos, auxiliando também para o entendimento da evolução da paisagem (Hubbe *et al.*, 2011).

## **4.4 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES**

### **4.4.1 Estratigrafia e textura**

Os resultados de granulometria indicam predominância das frações do tamanho areia fina e média, além de silte e argila, que refletem variações sistemáticas ao longo do perfil sedimentar, permitindo segregar os dados em três seções: base (PB-01 a PB-29), meio (PB-30 a PB-44) e topo (PB-45 a PB-59), Figura 4.4. De modo geral, observa-se uma alteração na

textura ao longo do perfil sedimentar, com predomínio de sedimentos siltosos (0,80% a 77,72%, e média acima de 50% seguido de fração areia fina (4,38 a 69,15%) e argila (0,16 a 19,86%). Em níveis sedimentares específicos, são observados incremento da fração areia média, que atingem um percentual próximo a 40 %, enquanto, a fração grossa apresenta índices abaixo de 5%.

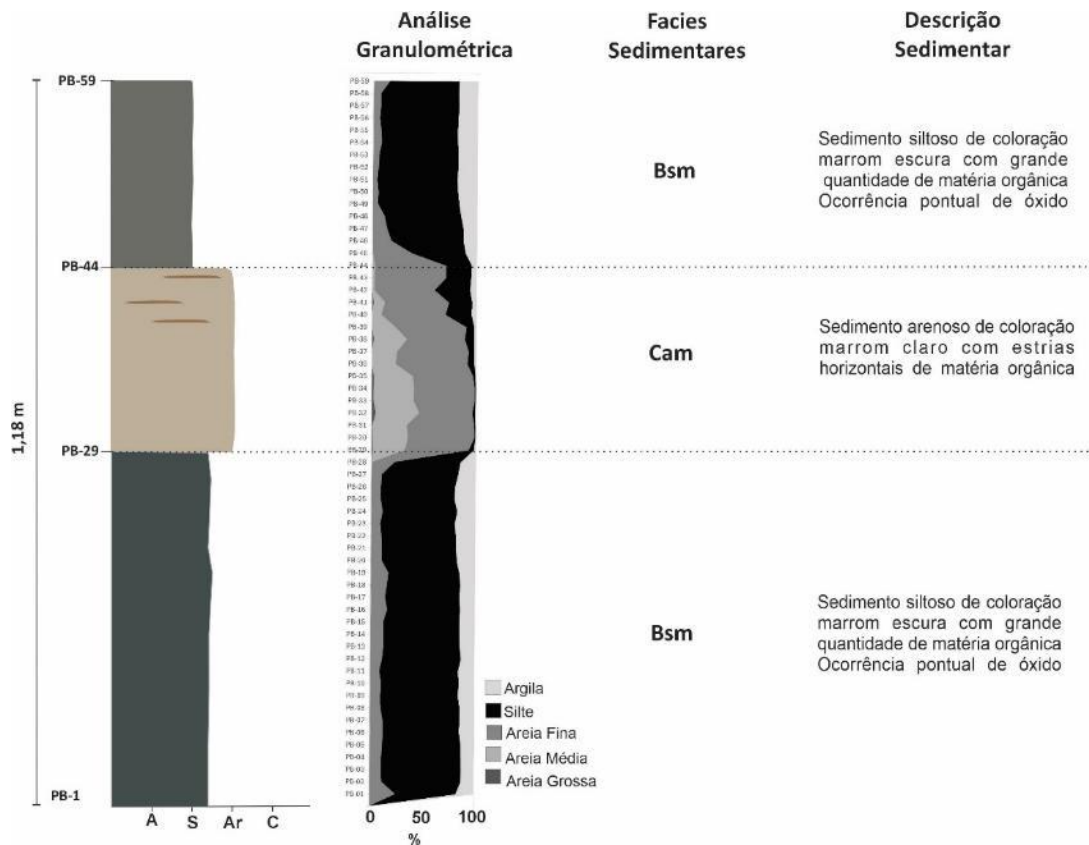


Figura 4.4 Perfil estratigráfico do depósito sedimentar na Lapa Rio das Pedras, demonstrando a variação vertical da granulometria, a interpretação de fácies sedimentares e a descrição macroscópica dos níveis deposicionais.

Nas amostras da base do perfil, observa-se o predomínio de sedimentos siltosos (57,58 a 76,49%), com valores reduzidos de argila (12,22 a 19,86%) e areia fina (8,68 a 24,75%), além de percentuais pouco representativos de areia média (0,11 a 1,29%) e ausência de areia grossa. Na seção intermediária, ocorre diminuição nos teores de silte (0,80 a 33,95%) e argila (0,16 a 6,24%), associados a incremento no percentual de areia fina (50,80 a 69,15%) e areia média (1,99 a 41,64%). Areia grossa ocorre exclusivamente nessa porção do perfil sedimentar, ainda que em baixos percentuais (entre 0,12 e 4,24%). Na porção superior, verifica-se um aumento dos teores de areia finas, especialmente silte (51,42 a 77,72%) e argila (10,66 a 18,90%).

Concomitantemente, percebe-se um declínio, em comparação ao nível intermediário, nos valores de areia fina (4,38 a 37,32%) e média (0,02 a 1,23%), além da ausência de areia grossa.

De modo geral, a sequência sedimentar apresenta alternância entre níveis mais arenosos e silto-argilosos, o que pode indicar mudanças nos processos deposicionais atuantes na região. O comportamento granulométrico na base e no topo é semelhante, com predomínio de sedimentos mais finos e percentuais mais baixos de fração do tamanho areia, esta última composta principalmente por areia fina.

#### 4.4.2 Análise de Fácies

No depósito sedimentar da Lapa Rio das Pedras foram identificadas duas fácies de origem alóctone (Tabela 4.1 e Figura 4.4). A primeira correspondente à fácies de Decantação (Backswamp), representada por sedimentos que foram transportados, predominantemente, em suspensão e posteriormente depositados pelo processo de decantação (Campaña et al., 2017). Essa fácies ocorre na base e no topo da sequência sedimentar (Figura 4.4) e é caracterizada por altos teores de silte, que podem atingir percentuais próximo ao máximo de 77,72% (PB-49), associadas a teores mais baixos de argila (até 19,86%) e areia (máximo de 37,32% para areia fina). Sedimentos como areia média (máximo de 1,29%) e grossa são pouco expressivos, com valores inferiores a 2%. No geral, são sedimentos de coloração escura, sem estruturas sedimentares aparentes e ocorrências pontuais de óxido.

Tabela 4.1 Análise de fácies sedimentares identificadas nos depósitos da caverna Rio das Pedras.

Fácies	Tipo de fluxo	Código	Descrição	Estrutura
Decantação (Backswamp)	Fluxo Fluvial	Bsm	Silte, areia fina, argila	Maciça
Canal	Fluxo Fluvial	Cam	Areia fina a grossa, silte, argila	Maciça

A fácies de Canal (Cam) representa a principal fácies encontrada nas cavernas, corresponde aos sedimentos transportados por correntes e depositados em função da diminuição de energia do fluxo (Herman, Toran e White, 2012). No caso em estudo, essa fácies representa um fluxo fluvial, que ocorre restrita à porção intermediária do perfil. Sua composição

corresponde à fração arenosa, com valores que podem chegar a 69,15% de areia fina, 41,64% de areia média e 4,24% de areia grossa, sendo esta última exclusiva dessa porção do perfil. Os percentuais de silte são baixos, no entanto, nos níveis PB-40 a PB-44, os teores são acima de 20%. Os valores de argila não ultrapassam 7%, com destaque para a amostra PB-42, que apresenta um percentual de 6,24%. No geral, os sedimentos são de cor marrom claro, com algumas estrias horizontais de material mais escuro no topo da fácies, sem desenvolvimento de estruturas sedimentares.

#### 4.4.3 Análise mineralógica

Os resultados da análise mineralógica de amostras do solo (n=13), rocha (n=3), sedimentos fluviais (n=2) e da caverna Rio das Pedras (Figura 4.5) demonstraram uma predominância de minerais primários, com destaque para o quartzo, presente em todos os dezenove níveis. Esse predomínio ocorre devido à alta resistência desse mineral ao intemperismo e sua abundância em grupos geológicos da região. Em seguida, destaca-se a presença de filossilicatos, como a caulinita (n=14), o clinocloro (=10) e a illita (n=8), seguida de polimorfos de dióxido de titânio, representados pela anatase (n=9) e rutilo (n=11), sendo que este último ocorre nos quatro tipos de amostras analisadas.

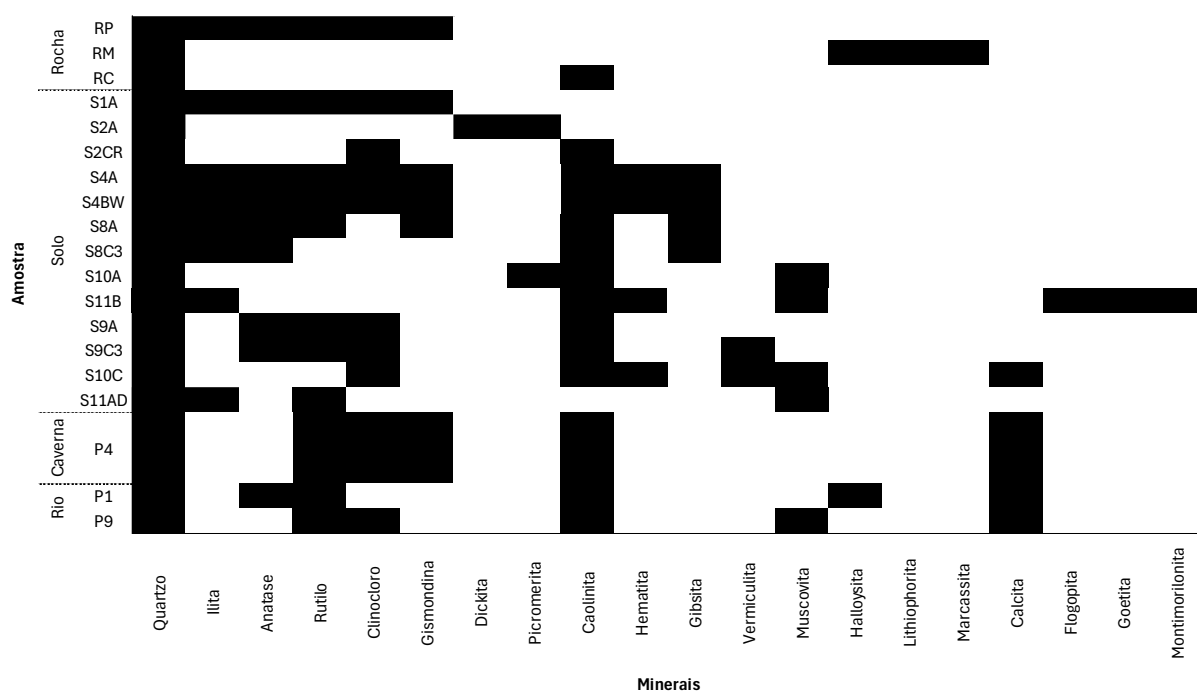


Figura 4.5 Matriz de Presença/Ausência de minerais por amostra

As análises realizadas em solos apresentam a maior diversidade mineral, caracterizada pela presença de quartzo, filossilicatos (caulinita, clinocloro e ilita) e minerais de titânio (anatase e rutilo). Minerais de óxido de ferro, especialmente a hematita, e hidróxido de alumínio, representados pela gibsitita, demonstram a existência de processos de oxidação e intemperismo químico, típicos na região. Além disso, alguns minerais ocorrem pontualmente como a dicrita, picromerita, vermiculita, flogopita, goethita e montmorilonita.

Nas rochas, a mineralogia encontrada é mais simples, com predomínio de minerais primários, pouca evidência de intemperismo e ausência de padrão bem definido entre os dados. Minerais como halloysita, lithiophorita e marcassita têm ocorrência pontual (amostras RM), assim como clinocloro e gismondina (amostra RP), além de caulinita (amostra RC). As amostras da Lapa Rio das Pedras (P-4) e as dos sedimentos fluviais (P-1 e P-9) apresentam baixa diversidade mineralógica, com destaque para a gismondina e calcita, associadas à presença de cálcio (Ca) em suas fórmulas químicas, além de rutilo e caulinita.

#### **4.4.4 Análise Geoquímicas**

A análise do perfil sedimentar no interior da caverna Lapa Rio das Pedras demonstrou informações relevantes sobre o comportamento dos óxidos ao longo do perfil. Percebe-se que, de maneira semelhante à análise de fácies (Figura 4.4), os principais óxidos revelam um padrão de percentuais que se assemelha entre a base e o topo do perfil, em contraponto à porção mediana (Figura 4.6). Elementos como  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$  apresentam mudanças acentuadas nos teores conforme avançam na transição entre base e porção intermediária, bem como desta zona para o topo. Entretanto, essa mudança ocorre sem muita variação para  $SiO_2$ . Os maiores percentuais entre os óxidos correspondem aos níveis de  $SiO_2$  (alguns níveis atingem mais de 90%) e a  $Al_2O_3$ .  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  e  $TiO_2$  alcançam teores próximos de 5% e os demais óxidos como  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$  e  $MnO$  apresentam valores abaixo de 1%.

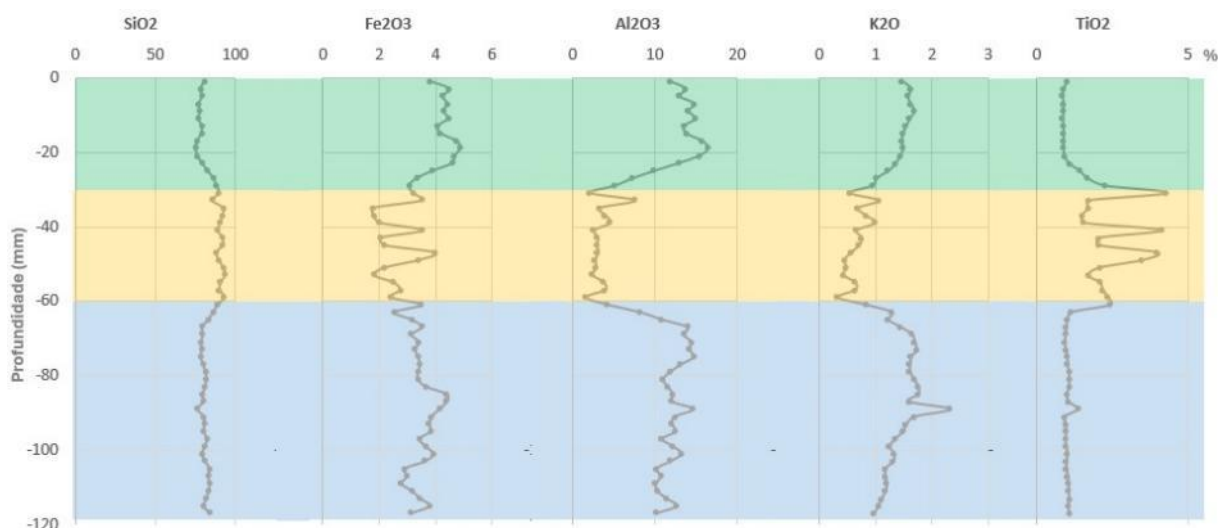


Figura 4.6. Perfis verticais (profundidade x concentração) de elementos maiores expressos como óxidos ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ) com faixas demarcando os seguimentos de base (azul), meio (amarelo) e topo (verde).

Os dados geoquímicos referentes às razões ou concentrações de elementos-traço na Lapa Rio das Pedras exibem boa concordância com o padrão de compartimentação ao longo do perfil e refletem as condições ambientais do sistema cárstico estudado (Figura 4.7). Observa-se que os níveis intermediários concentram a maior quantidade de variações nos percentuais. Para as concentrações de rubídio (Rb) observa-se picos de até 80.000 ppm, os quais podem indicar presença de minerais com esse elemento em sua composição. Ao longo do perfil sedimentar, os valores são mais elevados no topo e na base, o que pode indicar maior influência de intemperismo químico nessas áreas. O tório (Th) apresentou teores próximos de 30.000 ppm, com maior variação no nível intermediário, e frequentemente é associado a minerais pesados, resistentes ao intemperismo, podendo ser conservado em ambientes oxidantes com pouca mobilização pós deposicional (Veeramy et al., 2020).

As razões como La/Yb e Yb/Sm podem ser utilizadas para a compreensão da proveniência mineralógica e do fracionamento dos elementos terras raras (ETR), Figura 4.7. Os dados de La/Yb indicam uma variação no grau de fracionamento dos elementos terras raras, de modo que valores maiores, como base e topo do perfil, podem indicar heterogeneidade das fontes de sedimentos e/ou diferentes processos geoquímicos. A proporção entre Yb/Sm fornece informações acerca do enriquecimento ETR leves e pesados. Nesse sentido, observa-se enriquecimento de ETR leves (Light Rare Earth Elements - LREE) na base e no topo da sucessão, em contraste com enriquecimento de ETR pesado (Heavy Rare Earth Elements -

HREE) na porção intermediária do perfil. Os valores de Yb/Sm são mais estáveis, ou seja, com pouca variação ao longo do perfil se comparado com a razão La/Yb.

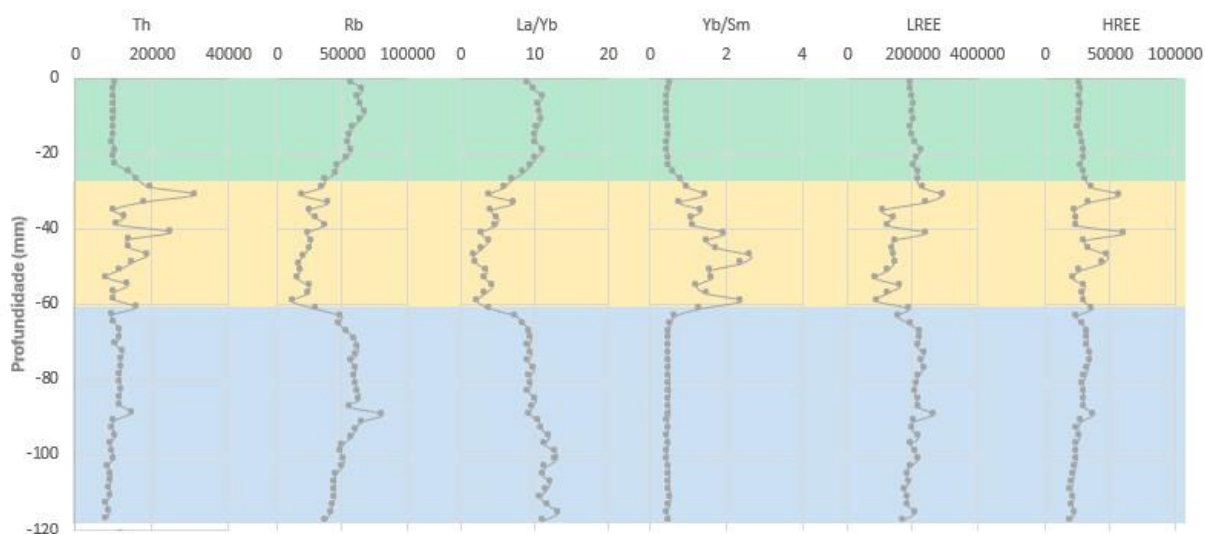


Figura 4.7. Perfis verticais de profundidade versus concentração (em escala linear) para elementos selecionados com faixas demarcando os seguimentos de base (azul), meio (amarelo) e topo (verde), com destaque para variações marcantes de Th, Rb e razões de ETR (La/Yb, Yb/Sm) nas camadas superiores

Os teores de LREE apresentam picos que alcançam 300.000 ppm, enquanto os HREE giram em torno de 60000 ppm, indicando um enriquecimento relativo de LREE em detrimento de HREE. Observa-se maior constância dos valores no topo e na base do perfil, com pouca variação em comparação com a porção intermediária da sequência sedimentar. No geral, as variações entre LREE, HREE e elementos-traço podem ser resultado de ambientes específicos, intemperismo, pedogênese, influência do material de origem, uso da terra, os quais interferem na composição dos sedimentos (Bispo et al., 2021; Chang et al., 2019; Chapela Lara, Buss e Pett-Ridge, 2018). Assim, as diferenças observadas entre base, meio e topo da sequência sedimentar na Lapa Rio das Pedras indicam a atuação de diferentes processos geoquímicos e de mobilização de elementos.

A Análise de Componentes Principais (ACP) identificou dois componentes principais, denominados Dimensão 1 (Dim1) e Dimensão 2 (Dim2), Figura 4.8. A Dim1 explica 65,1% da variância total e está relacionada a óxidos ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ), LREE, elementos-traços (Pb, Ba e Rb) e frações granulométricas finas (argila e silte). A Dim2 explica 19,2% da variância e é representada por HREE, óxidos ( $TiO_2$  e  $SiO_2$ ) e sedimentos tamanho areia.

Os valores de cosseno ( $\cos^2$ ) indicam boa qualidade da representação fatorial que, no caso da Lapa Rio Das Pedras, exibem-se elevados para grande parte das variáveis como, por exemplo, para HREE,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  com valores superiores a 0,8. Este resultado possibilita identificar dois processos resultantes: (i) enriquecimento em minerais secundários como argilas e óxidos, que podem estar associados a processos como intemperismo, pedogênese e alterações químicas; e (ii) outro decorrente da preservação e aporte de minerais detríticos mais resistentes.

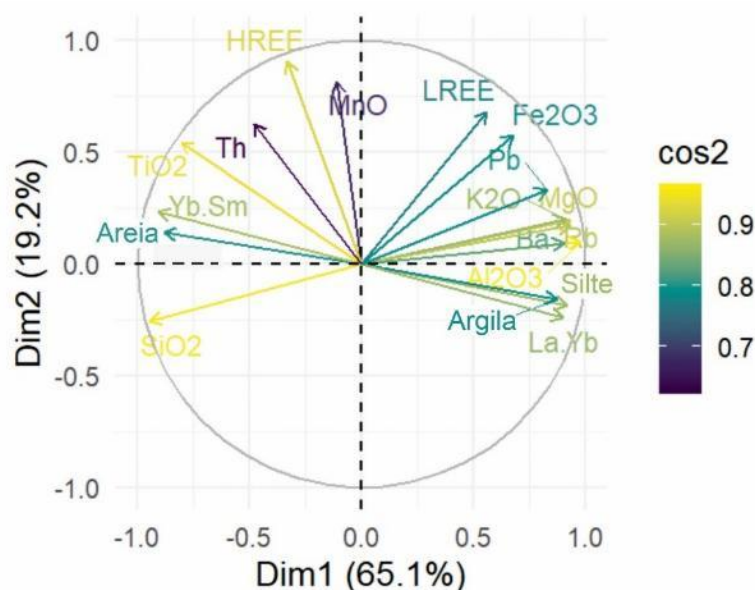


Figura 4.8 Teores de elementos maiores expressos como óxidos ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) em diferentes camadas do perfil sedimentar da Lapa Rio das Pedras (base, intermediária e topo), comparados a amostras de solo e rocha da área de recarga por meio da análise de componentes principais. Os dados indicam variação composicional vertical e distinções claras entre o material cavernícola e os potenciais materiais fonte.

## 4.5 DISCUSSÃO

### 4.5.1 Dinâmica sedimentar na caverna Rio das Pedras

Os sedimentos clásticos da Lapa Rio das Pedras apresentam alternância no tamanho do grão, o que pode indicar a ação de processos deposicionais diferentes no interior da caverna. Os resultados da análise granulométrica demonstram que os sedimentos estudados são essencialmente siltosos e argilosos na base e no topo, enquanto na porção mediana do perfil ocorre predomínio de frações arenosas. Essa variação deposicional origina-se da mudança do fluxo de água, que pode ter energia suficiente ou não, para transportar determinados tamanhos de sedimentos, a depender da velocidade e do tipo do fluxo, da morfologia dos condutos e da existência de bloqueios sedimentares (Bosch e White, 2004; White, 2007).

As fácies sedimentares distinguem-se em duas unidades principais: uma composta por sedimentos mais finos, fruto de processos de decantação (Bsm); e outra essencialmente arenosa, típica de fácies de canal (Cam), ambas caracterizadas pela ausência de estrutura sedimentar, apresentando estrutura maciça. A presença textura maciça pode indicar uma rápida deposição sedimentar, incapaz de gerar estruturas sedimentares (Ballesteros et al., 2023). As fácies de canal representam fluxos ativos, capazes de transportar sedimentos de maior granulometria (como areia grossa), enquanto as fácies de água parada representam sedimentos menores, como silte e argila, transportados predominantemente por suspensão em regime de fluxo reduzido ou águas paradas (Bosch e White, 2004).

A ausência de sedimentos maiores, como areia grossa ou cascalho, ao longo do perfil sedimentar pode indicar a inexistência de fluxos mais intensos no interior da caverna. No entanto, fácies oriundas de eventos deposicionais episódicos atreladas a eventos hidráulicos de maior intensidade já foram observadas na região estudada (Caldeira *et al.*, 2021; Nogueira *et al.*, 2023). Uma possível explicação para essa ausência de sedimentos de frações granulométrica maiores pode ser o fenômeno de “peneiramento” de sedimentos grosseiros, que ocorre à medida que o fluxo d’água avança pela caverna e deposita as partículas sedimentares maiores progressivamente, restando os sedimentos mais finos, que são preferencialmente depositados distantes da entrada da caverna (Bosch e White, 2004; White, 2007). Como resultado, esse processo pode dificultar a deposição de cascalho, ainda que fluxos de alta energia ocorram dentro da caverna (Campaña et al., 2023).

Em sistemas fluviais de áreas cársticas, os fluxos que ocorrem em zonas freáticas ou epifreáticas, bem como no interior das cavernas, são impulsionados por gradientes de pressão, fazendo com que a água se movimente através dos condutos (Holzer, Plan e Gier, 2025). Não raramente, em cavernas brasileiras, observa-se a coexistência de depósitos de sedimentos grossos, transportados por um fluxo mais forte, e depósitos mais finos, frutos de condições hidráulicas de água mais calmas e estagnadas (por exemplo, Haddad-Martim et al., 2017). Na região centro-oeste do Brasil, a dinâmica da deposição sedimentar em cavernas está intimamente relacionada à evolução dos sistemas fluviocársticos e eventos hidrológicos na área (por exemplo, Caldeira et al., 2021).

Os sedimentos depositados no interior das cavernas podem ser classificados em autóctones (formados no interior da caverna, como o guano) e alóctones (oriundos de zonas externas da caverna e transportados para seu interior) (White, 2007). As mudanças granulométricas, juntamente com as análises químicas ao longo da sucessão sedimentar na Lapa Rio das Pedras (Figura 4.4, Figura 4.6 a Figura 4.8), demonstram um comportamento fluvial típico da região e sugerem um aporte de sedimentos predominantemente, ou totalmente, alóctone. A composição mineralógica dos sedimentos, em conjunto com dados geoquímicos, fornece informações sobre as condições de intemperismo, contribuindo para interpretações paleoambientais (Caldeira *et al.*, 2021; Sousa *et al.*, 2023).

A sucessão sedimentar estudada caracteriza-se como um depósito pouco desenvolvido, associado a um curso d'água ativo e a processos de deposições recentes. Em contraste, a Gruna Tarimba localizada na mesma região de estudo, apresenta depósitos sedimentares métricos, mais antigos e litificados, nos quais o curso d'água encontra-se a alguns metros abaixo do nível deposicional (Caldeira *et al.*, 2021). Nesse estudo, a alternância de fácies compostas por sedimentos finos (Bsm) e grossos (Cam) foi identificada em uma das sequências sedimentares (Perfil 3), fornecendo idades mínimas de aproximadamente 60 mil anos, obtidas por meio de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) (Caldeira *et al.*, 2021). Ademais, identificou-se uma fase de deposição em torno de 197 mil anos, marcada por períodos de oscilações no fluxo hidráulico e, conseqüentemente, pela deposição de sedimentos com granulometrias variadas. No entanto, depósitos superficiais próximos à Lapa Rio das Pedras, indicam idades mais jovens que  $504 \pm 121$  (anos), vinculadas à captura do rio das Pedras e ao abandono do paleocanal, ligado a um regime hidráulico contemporâneo (Nogueira *et al.*, 2023).

O desenvolvimento das cavernas e a deposição de sedimentos em seu interior, estão correlacionados a processos geomórficos superficiais, que interferem diretamente nos processos sedimentares (Onac *et al.*, 2025). A área cárstica na bacia hidrográfica do Rio Vermelho funciona como uma zona de amortecimento para os sedimentos transportados pelo fluxo fluvial oriundo da erosão da escarpa, uma vez que esses são depositados no interior dos condutos subterrâneos após serem erodidos e transportados a partir das encostas (Uagoda *et al.*, 2025). Nesse sentido, a erosão fluvial de fontes externas, localizada a montante dos sumidouros, interfere nos processos erosivos locais, contribuindo para a formação de vales secos,

direcionamento de fluxos d'água e de sedimentos, que alimentam os sistemas fluviocársticos regionais (Nogueira et al., 2025; Uagoda et al., 2025).

De modo geral, os resultados de caracterização dos sedimentos demonstram um comportamento cíclico, composto por duas unidades principais, marcadas pela heterogeneidade. Os sedimentos depositados são predominantemente de origem alóctone, e as diferenças encontradas são fruto da atuação de processos externos, sugerindo variações na proveniência sedimentar ao longo do perfil. Os resultados obtidos demonstram similaridade com os estudos regionais, nos quais predominam o transporte fluvial de sedimentos clásticos para o interior das cavernas da região de Mambaí (Caldeira *et al.*, 2021).

#### **4.5.2 Proveniência sedimentar no carste de Mambaí – razões elementares específicas**

Os resultados das análises geoquímicas nos sedimentos alóctones da Lapa Rio das Pedras demonstram variações ao longo do perfil sedimentar, resultantes de processos externos que interferem na distribuição de elementos maiores e traços (Figura 4.6 a Figura 4.8). Isso pode ser explicado pelas águas meteóricas em áreas cársticas, que são ricas em CO<sub>2</sub> e formam uma solução fraca de H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, capaz de provocar a dissolução das rochas, controlando a liberação e o transporte de solutos (Auler et al., 2022; Covington et al., 2023). Esse fato, combinado com as reações microbianas e químicas de oxirredução durante a pedogênese, contribui para neoformação mineral, que por sua vez interfere na distribuição de elementos-traço ao longo das camadas (Durn et al., 2021).

As análises realizadas na caverna demonstram certa complexidade da deposição sedimentar, da origem do material, bem como dos processos paleoambientais que ocorrem na área. Os dados analisados demonstram as variações granulométricas e texturais ao longo do perfil vertical, que influenciam na concentração de óxidos e elementos maiores (Figura 4.4, Figura 4.6 e Figura 4.7), permitindo a distinção em base, meio e topo do ponto de vista geoquímico.

Nesse cenário, os dados de elementos maiores, em específico, indicam variações bem-marcadas ao longo do perfil sedimentar (Figura 4.6 e Figura 4.9). A diferença entre componentes geoquímicos de óxidos, como SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O e TiO<sub>2</sub>, entre base e topo e a porção intermediária, demonstra que as camadas de sedimentos são oriundas de locais e

processos diferentes, refletindo mudanças na composição sedimentar detrítica, atividades exógenas, como intemperismo, e transporte fluvial (Addesso et al., 2022; Arriolabengoa et al., 2015), Figura 4.6. Por exemplo, os níveis crescentes do  $K_2O$ , na base e topo da sucessão estratigráfica, são consistentes com uma deposição de sedimentos de granulção mais fina, que pode estar associado a ambientes de menor energia hidráulica, à medida que o fluxo migra em condições mais calmas, Figura 4.6 e Figura 4.8 (Onac et al., 2025).

Óxidos como  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  e  $TiO_2$  são móveis durante o intemperismo químico e, por isso, são comumente empregados no estudo de proveniência sedimentar, bem como para estabelecer o grau de alterações intempéricas (Beckford et al., 2021). Razões entre  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3$  podem ser utilizadas para identificar fontes de sedimentos e avaliar o intemperismo in situ (Beckford et al., 2021; Ji et al., 2004). Os dados obtidos neste estudo revelam que esses elementos podem estar associados a minerais de argila e óxidos de ferro, como goethita e hematita, formados durante o intemperismo químico em rochas, provavelmente derivado do Grupo Urucuia (Figura 4.9). Essa correlação fraca a moderada positiva ( $R=0,49$ ) é mais pronunciada entre os elementos da base e do topo do perfil sedimentar, reafirmando a similaridade geoquímica entre os parâmetros já observados. Cabe pontuar que os dados da porção intermediária do perfil encontram-se mais próximos de amostras de rochas, enquanto as amostras de solos não apresentam uma correlação bem definida, embora permaneçam próximas as amostras do topo e da base. Amostras específicas, como S4, S10 e S8, podem indicar uma contribuição ou influências externas adicionais.

Os processos intempéricos provocam a liberação do ferro no solo, onde sua acumulação pode ser potencializada pela presença de matéria orgânica e de atividade microbiana (Onac et al., 2025). O ferro possui a tendência de adsorver em partículas no solo, em especial, nos minerais de tamanhos argila, óxidos e oxi-hidróxidos, com tendência para teores mais elevados em condições superficiais que no interior de caverna (Onac et al., 2025). Esse comportamento se repete na área de estudo, que apresenta correspondência positiva de  $Fe_2O_3$  e sedimentos de frações menores; em acréscimo, as amostras de solo apresentam os maiores percentuais (Figura 4.8 e Figura 4.9).

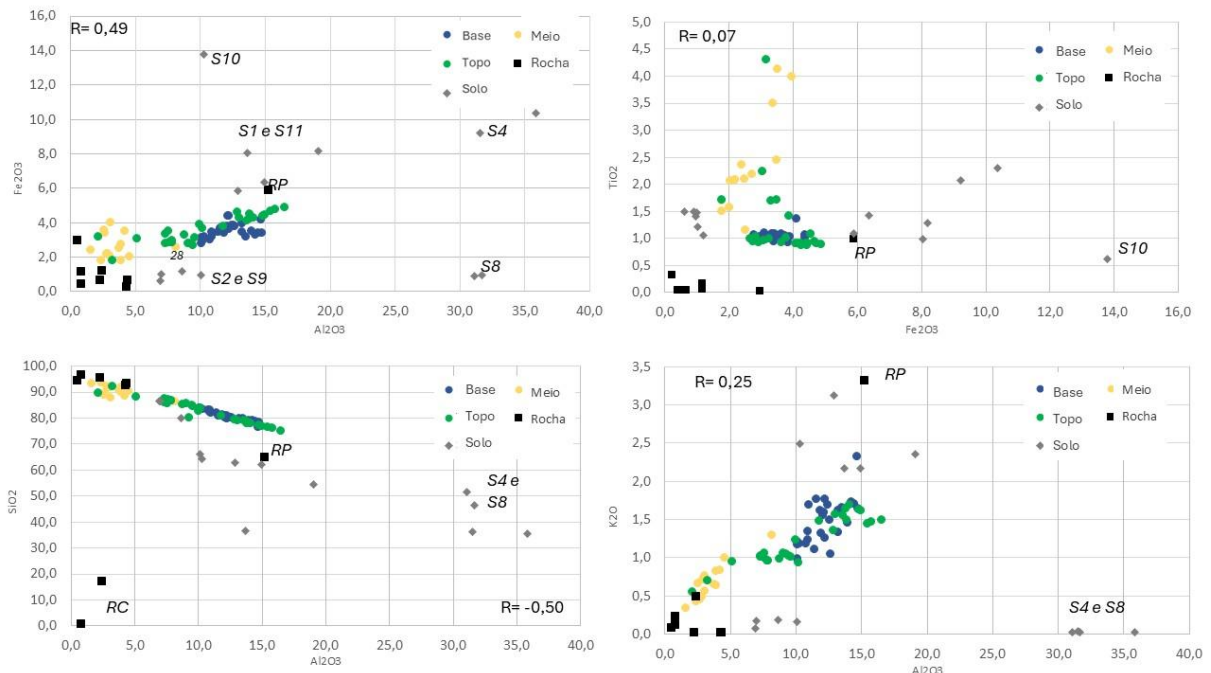


Figura 4.9 Relação entre pares de elementos maiores expressos como óxidos ( $Fe_2O_3$  vs.  $Al_2O_3$ ;  $SiO_2$  vs.  $Al_2O_3$ ;  $K_2O$  vs.  $Al_2O_3$ ) ao longo do perfil cavernícola e amostras externas.

A tendência inversa, representada pelo aumento de  $SiO_2$  e pela diminuição de  $Al_2O_3$ , aponta para uma variação entre frações mais arenosas em detrimento das argilosas, que pode indicar impurezas em rochas carbonáticas ou contribuição de material silicástico (Addesso et al., 2022), Figura 4.9. Nota-se correlação moderada negativa ( $R = -0,50$ ) de modo geral e uma associação entre os sedimentos da porção média do perfil com as amostras de rochas, sugerindo uma afinidade direta com a área fonte, poucos e rápidos processos intempéricos e transporte limitado dos sedimentos depositados no interior da caverna. Os altos teores de  $SiO_2$  combinados com a predominância de frações tamanho areia, apontam para a existência de fluxos d'água com pulsos de maior energia, possivelmente em períodos chuvosos, (Figura 4.4). Tal característica corrobora o caráter climático da região, caracterizado pela presença de uma estação seca e outra chuvosa, capaz de controlar a granulometria e composição química dos depósitos.

Dados de  $TiO_2$  (elemento de baixa mobilidade durante o intemperismo) e  $Fe_2O_3$  (elemento relativamente móvel sob condições de redox) demonstram uma correlação inexistente ( $R=0,07$ ). Algumas porções é marcada pelo aumento concomitante dos dois óxidos, em parte das amostras, o que pode inferir em controle sedimentar parcialmente compartilhado. No

entanto, observa-se que muitos pontos estão dispersos, indicando que, para algumas amostras, a variação de Ferro (Fe) não pode ser explicada pela do Titânio (Ti), Figura 4.9 .

Destaca-se que os sedimentos do nível intermediário apresentam percentuais estáveis de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2–4%) com variação nos teores de  $\text{TiO}_2$ . Como o  $\text{TiO}_2$  é um elemento de baixa mobilidade, essas variações podem ser explicadas pelo aporte detrítico de minerais pesados, como rutilo, ilmenita e anatase, refletindo mudanças na intensidade do fluxo e/ou no tipo de material transportado (Gaspar et al., 2022; Pereira e Storey, 2023), conforme Figura 4.6. Entretanto, as amostras da base e do topo apresentam comportamento inverso, que pode indicar proveniência distinta para esses níveis sedimentares. Nesses intervalos, observa-se a estabilização de elemento de  $\text{TiO}_2$  e variação de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , que pode ser explicada pela mobilidade de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sob condições de oxidação e redução intrinsecamente controladas por processos pedogenéticos e diagenéticos, enquanto o  $\text{TiO}_2$  permanece imobilizado (Beckford et al., 2021)

No diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  x  $\text{K}_2\text{O}$ , os dados de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  representam a existência de minerais alterados, em conjunto com feldspatos aluminosos, enquanto os teores de  $\text{K}_2\text{O}$  apontam para existência de minerais potássicos, como ilita, muscovita e feldspato potássico (microclínio e ortoclásio), situação comprovada por meio da análise mineralógica (Figura 4.5 e Figura 4.9) . A correlação fraca positiva entre  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $R=0,25$ ), obtidos ao longo da sucessão sedimentar, sugere origem comum de sedimentos, com preservação de minerais primários, indicando baixo a moderado grau de intemperismo químico, em que parte porque o potássio ainda não foi lixiviado (Figura 4.9) (Coimbra, Olóriz e Rocha, 2024; Robert e Chamley, 1991). Tal cenário pode refletir fluxos d'água episódicos, porém mais energéticos, capazes de transportar o material menos alterado para o interior da caverna. Isso ocorre porque a perda de potássio, um elemento móvel, acontece principalmente por meio do processo de lixiviação a depender do grau de intemperismo. Já o teor elevado de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , por ser um elemento menos móvel, observado principalmente em solos e em algumas amostras do topo e da base, também pode indicar avanço do intemperismo químico, bem como formação de produtos residuais (Sousa et al., 2023), Figura 4.9. Esse contraste de mobilidade entre Al e K contribui para quantificar o grau de alteração dos sedimentos, bem como identificar a proveniência sedimentar (Liao et al., 2024).

Geralmente, os gráficos apresentados indicam que a porção mediana do perfil apresenta maior correspondência química com as rochas amostradas. De maneira oposta, os sedimentos da base e do topo demonstram boa correlação entre si, em quase todas as análises, mas com pouca ou nenhuma correspondência com amostras de rochas e solos. As amostras de solo, por sua vez, exibem vários pontos de dispersão, sem correlação entre os pontos coletados.

Elementos-traço em sedimentos e rochas permitem realizar reconstruções paleodeposicionais, uma vez que podem ser liberados naturalmente por processos intempéricos ou sofrer interferência de atividade humana (Amin-Rasouli et al., 2023). No perfil sedimentar da Lapa Rio das Pedras, identificou-se variações verticais nos elementos-traço tório (Th) e rubídio (Rb), bem como em razões de ETR (Figura 4.7), consistentes com alterações na proveniência sedimentar, intensidade do intemperismo e outros processos atuantes. O Th é um elemento insolúvel, de baixa mobilidade e resistente a processos intempéricos, comumente associado a minerais acessórios e resistentes, ao passo que o Rb tende a ser lixiviado durante processos de alteração de feldspatos e micas (Freitas et al., 2024; Sun et al., 2024). Os intervalos com elevados níveis de Rb e de  $Al_2O_3/K_2O$ , base e topo do perfil sedimentar, indicam intenso aporte sedimentar intemperizado, ricos em fração argilosa (Figura 4.7 e Figura 4.9). Ademais, a porção intermediária do perfil apresenta um comportamento de oscilação tanto de Th como de Rb, o que corrobora a interpretação de proveniência distinta ou variações climáticas já interpretada para a região de Mambai (Caldeira *et al.*, 2021; Nogueira *et al.*, 2023, 2025).

A variação vertical dos elementos terras raras (ETR) pode fornecer indicadores de proveniência e evolução dos sedimentos no carste de Mambai, Figura 4.10. A partir da análise dos dados da natureza das fontes sedimentares (razões entre Yb/Sm e La/Yb), foi possível distinguir ao menos duas fases referentes a origem e condições ambientais: uma caracterizada pela acumulação de frações mais finas (teores elevados de La/Yb e baixo de Yb/Sm), favorecendo a mobilização de solos lateríticos ou condições de maior estabilidade vegetal, inferindo períodos mais úmidos, contribuindo com a pedogênese, presente nos sedimentos da base, do topo e algumas amostras de rochas e solos; e outra marcada por uma contribuição de material sedimentar mais proximal e resistente ao intemperismo (teores elevados de Yb/Sm e baixos de La/Yb) possivelmente em condições climáticas mais secas, frequentemente derivado da erosão de arenitos do Grupo Urucuia, Figura 4.10 (Chang et al., 2019; Duddy, 1980; Ji et al., 2004; Uagoda et al., 2025) .

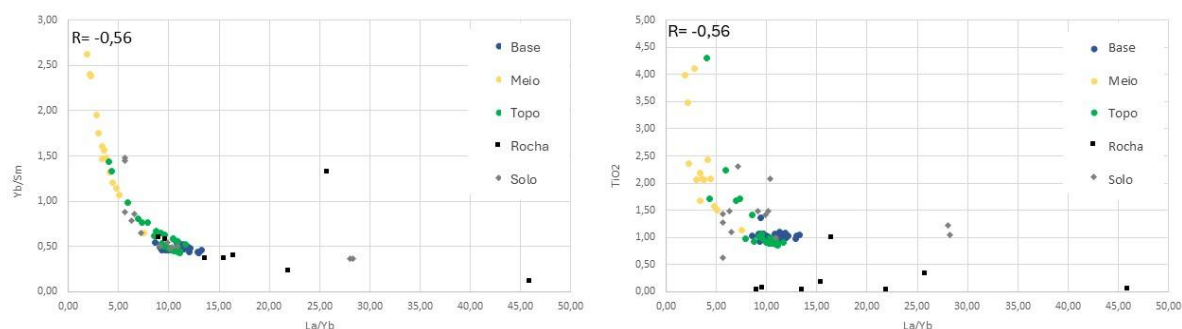


Figura 4.10 Razões entre elementos terras raras (Yb/Sm e La/Yb), comparadas entre as camadas do perfil, solos e rochas da área.

O padrão exibido sugere variação na composição do material fonte e/ou na intensidade dos processos de fracionamento químico, indicando alternância entre fases de baixa energia e intenso intemperismo (que favorece o enriquecimento de LREE) e outras de maior energia e contribuição detrítica de fonte proximal, ligada a sedimentos mais grossos com aporte de HREE (por exemplo, Chen et al., 2023; Liu e Han, 2021). Cabe ressaltar que, em climas secos, como no Centro-Oeste brasileiro, a pouca vegetação, em conjunto com processos erosivos do solo, favorece o aporte de sedimentos clásticos para o interior de cavernas (Auler et al., 2009). A interpretação em conjunto dos dados elevados La/Yb,  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3$  (Figura 4.6, Figura 4.9 e Figura 4.10) demonstra que os sedimentos da base e do topo provavelmente advêm de uma contribuição de material intemperizado, compatível com o laterítico, no qual ocorre retenção de fração fina proveniente do material alterado.

O gráfico de  $TiO_2$  x La/Yb contribui para a discussão sobre proveniência do material sedimentar, à medida que utilizam tanto um elemento de baixa mobilidade ( $TiO_2$ ) como um indicador de fracionamento de elementos terras raras, sensível ao tipo da rocha de origem e ao grau de intemperismo, na região de Mambai (Beckford et al., 2021; Uagoda et al., 2025), Figura 4.10. Nota-se uma correlação negativa fraca no gráfico ( $R=-0,56$ ), no qual novamente os sedimentos da porção intermediária se destacam por um comportamento marcadamente inverso (apresentam alto teor de  $TiO_2$  e baixo de La/Yb), em contraste com os da base e do topo (baixo teor de  $TiO_2$  e maiores de La/Yb). Esses dados indicam mudança de material da área fonte, uma vez que tanto as concentrações como as razões de La/Yb variam em função das rochas de origem e da maturidade sedimentar em relação ao grau de intemperismo (Beckford et al., 2021; Uagoda et al., 2025). Ademais, os percentuais de  $TiO_2$  associam-se a minerais pesados, nos quais os altos valores podem indicar acumulação detrítica residual durante o intemperismo, tendo em vista que o Ti é um elemento inerte (Liu, Y. et al., 2022). Em contrapartida, a razão

La/Yb constitui uma ferramenta para compreender as relações geoquímicas a partir do fracionamento dos elementos, auxiliando na interpretação mais aprofundada do intemperismo, uma vez que a razão varia durante esses processos, inclusive na região do carste de Mambaí (Uagoda et al., 2025). Em particular, o comportamento de  $TiO_2$  e La/Yb para os sedimentos da Lapa Rio das Pedras fortalece a ideia de diferentes áreas para proveniência sedimentar, além de variação na intensidade do intemperismo nos níveis amostrados, demonstrando que o sistema cárstico de Mambaí é dinâmico e sensível às variações ambientais.

#### **4.5.3 Processos sedimentares e implicações geoquímicas**

Os sedimentos presentes no perfil sedimentar distribuem-se em diferentes domínios geoquímicos conforme as análises de elementos-traço e elementos maiores. Tais análises permitem caracterizar a composição geoquímica dos sedimentos clásticos e, a partir desses dados, inferir áreas de origem, processos de intemperismo e paleoclima, que influenciaram a deposição desses materiais (Shekhar, Shukla e Kumar, 2018). A ciclicidade observada na variação dos componentes químicos ao longo da coluna sedimentar na Lapa Rio das Pedras sugere a ocorrência de oscilações ambientais e distintas fases de aporte sedimentar. A setorização de componentes geoquímicos, entre base e topo e a porção intermediária, apoia a interpretação no sentido de que as camadas sedimentares são oriundas de locais e processos diferentes (Figura 4.4). Como por vezes não existe uma correlação direta com as rochas amostradas, infere-se que os sedimentos presentes na caverna passaram por processos externos, como intemperismo, para em seguida serem transportados e depositados nos condutos cavernícolas.

Após a deposição, a textura e a estrutura podem sofrer modificações durante a diagênese, processo responsável por alterar o arranjo mineral e a organização física das camadas sedimentares (Skaberne, Turk e Turk, 2015). As condições de redox em solos são diferentes em regiões tropicais e subtropicais quando comparadas com as de zonas temperadas, e essa variabilidade afeta diretamente a mobilidade dos elementos, em especial os metais e terras raras (Chang et al., 2019). Nesse cenário, as concentrações de elementos terras raras variam durante o intemperismo químico, a depender da rocha fonte e das condições de alteração (Beckford et al., 2021). Desse modo, as diferenças observadas entre os níveis do perfil podem refletir tanto

mudanças paleoambientais quanto processos pós-deposicionais associados à circulação de fluidos e variação do potencial redox no interior da caverna.

A conclusão a partir dos dados de ACP (Figura 4.8) é que a associação de  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  e frações finas (argila e silte) auxilia na formação de minerais secundários e na concentração de óxido de ferro, processos típicos de carste tropical. A separação entre LREE e HREE sugere fracionamento geoquímico, isso porque, enquanto o LREE tende a ser adsorvido por óxidos e argilas, o HREE vincula-se a fases mais resistentes ao intemperismo, condizente com o modelo global (Borst et al., 2020). Em regiões subtropicais, como na China, observou-se o mesmo padrão, no qual a distribuição dos elementos terras raras foi controlado por fatores ambientais durante o intemperismo (Liu, W. et al., 2022). De modo geral, os resultados obtidos indicam que o carste de Mambaí é um sistema em que a circulação de água atua em conjunto com o gradiente hidráulico e controla o processo de carstificação (Deng et al., 2023; Ford e Williams, 2007). Nesse cenário, na área de estudo, os sedimentos são predominantemente alóctones e passam por processos geoquímicos, como precipitação, adsorção e transporte, o que contribui para a diversidade geoquímica observada nos perfis sedimentares.

#### **4.5.4 Implicações paleoambientais e geomorfológicas do carste tropical**

Em regiões geologicamente estáveis, como no interior do Cráton São Francisco, os processos geomorfológicos de recuo de escarpa são importantes para a evolução da paisagem, transportando os sedimentos do Grupo Urucuia e expondo as rochas do Grupo Bambuí (Nogueira et al., 2025). As taxas de denudação (isto é, erosão) estimadas para o Centro-Oeste brasileiro são de aproximadamente  $84,4 \pm 3,8$  m/  $Ma^{-1}$  para encostas íngremes, e variam entre 30 a 90 m/  $Ma^{-1}$  para o recuo da escarpa (Cherem et al., 2025).

Na região de Mambaí, a evolução do relevo é controlada pelo recuo da escarpa da Serra Geral de Goiás, processo que disponibiliza sedimentos arenosos do Grupo Urucuia e pelito-carbonatado do Grupo Bambuí, que em seguida são mobilizados e transportados inclusive para o interior de cavernas (Caldeira et al., 2021; Nogueira et al., 2025). A topografia local, revelada por meio da hipsometria (Figura 4.1), em conjunto com a morfologia da área contribuem para que as cavernas localizadas em cotas topográficas mais baixas recebam expressiva quantidade de sedimentos alóctones oriundos de processos erosivos (Arriolabengoa et al., 2015). Essa evolução geomorfológica condiciona-se a litologia e estrutura do carste, além da erosão química

de carbonatos, que contribui para o rebaixamento do nível de base (Cherem et al., 2025; Cherem e Varajão, 2014).

Na área de estudo, grande parcela do território é desenvolvida sobre o Grupo Urucuia, predominantemente composto por arenito, associado a mantos espessos de intemperismo. Solos formados a partir de substrato siliciclástico possui maior susceptibilidade de erosão do que os solos desenvolvidos sobre calcário, uma vez que estes podem ser protegidos por estruturas típicas do carste como o “karren”(microformas de dissolução que se desenvolvem diretamente na superfície composta por rochas carbonáticas que são expostas à superfície) (Arriolabengoa et al., 2015). Em regiões tropicais, o intemperismo químico é dominante, resultando em contextos de solo e regolito bem desenvolvidos (Chapela Lara, Buss e Pett-Ridge, 2018). Em alguns locais no Brasil, as altas temperaturas e os teores umidade provocam maiores taxas de geoquímica e mudança geomórfica (Stephens, Rose e Gilbertson, 2017). Esse fato pode ser corroborado por meio dos altos índices de intemperismos identificados em Mambaí associados ao predomínio de clima quente e úmido nos últimos 200 mil anos (Caldeira *et al.*, 2021).

Nesse sentido, a vegetação cumpre função relevante no controle do intemperismo e da erosão, uma vez que durante períodos secos ocorre redução da cobertura superficial, deixando o solo exposto e passível de remoção durante chuvas episódicas de alta energia, como já identificado nas deposições a Gruna Tarimba (Auler *et al.*, 2009; Caldeira *et al.*, 2021). As análises de  $\delta^{13}\text{C}$  em sedimentos superficiais próximos à Lapa Rio Das Pedras indicam predomínio de clima úmido, com plantas arbóreas e arbustivas (Nogueira et al., 2023).

O transporte hidrológico influencia na composição dos sedimentos, visto que a dinâmica do fluxo de água subterrânea contribui para a seleção dos sedimentos, funcionando tanto como agente de transporte como de concentração (Parker et al., 2022; Werner, Jazayeri e Ramirez-Lagunas, 2020). Em Mambaí, a presença de uma estação seca e outra chuvosa favorece a redistribuição de sedimentos e elementos, deixando o registro sedimentar sensível a estas variações, padrão também observado em outras regiões brasileiras e em trabalhos internacionais (Auler et al., 2009; Winkler et al., 2016). Para os depósitos sedimentares nos vale secos, não foi possível estabelecer uma relação direta com eventos climáticos, no entanto, estudos regionais indicam uma deposição recente, durante o Holoceno, com condições climáticas semelhantes às atuais (Nogueira et al., 2023).

Os sedimentos de cavernas indicam proveniência e o histórico dos processos físicos de transporte e deposição. Após a deposição sedimentar, a textura e a estrutura dos sedimentos podem sofrer modificações durante a diagênese (Skaberne, Turk e Turk, 2015). A análise mineralógica local corrobora esse entendimento, uma vez que são encontrados minerais resistentes, como quartzo (predominante em todos os níveis) e rutilo, além minerais produtos do intemperismo, como a caulinita e a gibsita acompanhados de óxi-hidróxidos de ferro (hematita e goethita), evidenciando a influência do clima tropical sobre rochas sedimentares e metassedimentares (Freitas et al., 2024), Figura 4.5. A análise mineralógica apoia este entendimento ao revelar uma predominância de minerais como quartzo e caulinita, atribuída ao processo de intemperismo das amostras do Grupo Urucuia (Uagoda et al., 2025).

#### **4.6 CONCLUSÃO**

O estudo de sedimentos clásticos no carste de Mambáí indica uma variação entre processos externos superficiais e subterrâneos que influenciam as características geoquímicas dos sedimentos. A análise, em conjunto de dados geoquímicos, faciológicos, mineralógicos e granulométricos, fornece evidências da existência de múltiplos processos sedimentares.

A análise detalhada do perfil sedimentar na Lapa Rio das Pedras revelou semelhanças entre base e topo da sequência sedimentar, em contraste ao comportamento adverso observado na porção intermediária, indicando a existência de ao menos duas fases de sedimentação, associadas a variações paleoambientais, proveniências e condições hidrológicas distintas.

As informações coletadas de elementos-traço e de elementos maiores corroboraram a identificação de várias fontes para o material sedimentar e a forte atuação do intemperismo químico. Dados como  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  e LREE, em conjunto com dados de granulometria, demonstram um controle químico e textural em que óxidos se concentram em frações finas. Entretanto,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $SiO_2$  e HREE possuem relação direta com sedimentos maiores, tamanho areia. Em acréscimo, as razões de La/Yb e Yb/Sm reforçam a questão da influência do intemperismo em áreas tropicais, que interferem na distribuição dos elementos terras raras, ao longo do perfil e entre as amostras da região, evidenciando um enriquecimento em LREE e empobrecimento de HREE.

Os resultados obtidos confirmam o entendimento de pesquisas regionais no sentido de que a disponibilidade de sedimentos estaria condicionada à evolução da escarpa da Serra Geral de Goiás. Os processos erosivos no Grupo Urucuia (arenitos) e no Grupo Bambuí (pelito carbonatado), em conjunto com os mecanismos de transporte sedimentar, favorecem a remoção desses sedimentos para o interior das cavernas, localizadas em regiões topograficamente mais baixas.

Em resumo, a geoquímica de sedimentos da caverna Rio das Pedras demonstra que as deposições sedimentares estão vinculadas a processos superficiais e subterrâneos, e que as variações ambientais refletem as diferenças de composição químicas, mineralógicas e texturais. Esses resultados reafirmam a potencialidade dos sedimentos de cavernas para estudos paleoambientais e o entendimento das condições geomorfológicas da região.

Por fim, a incorporação de dados geocronológicos, como datações por luminescência opticamente estimulada (LOE), dentro e fora da caverna, poderá aprimorar o entendimento de processos regionais, da cronologia dos episódios de entrada e deposição sedimentar, contribuindo para o avanço do conhecimento sobre os sistemas cársticos tropicais brasileiros, ainda pouco estudados na literatura internacional.

#### **4.7 AGRADECIMENTOS**

Os autores são gratos pelo apoio dos órgãos ambientais Instituto Chico Mendes (ICMBio) e Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV). Este trabalho faz parte do Projeto de Compensação Espeleológica 014/18, TCCE ICMBio/Vale: “Suscetibilidade, hidrologia e geomorfologia de transporte aplicadas à conservação do patrimônio espeleológico da Área de Proteção Ambiental das Nascentes do Rio Vermelho, processo n. 02667.000110/2017–10. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

#### **4.8 DECLARAÇÃO DE INTERESSES CONFLITANTES**

Os autores declaram não ter quaisquer interesses financeiros concorrentes ou relacionamentos pessoais que possam ter influenciado o trabalho relatado neste artigo.

#### 4.9 REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

ADDESSO, R.; DE WAELE, J.; CAFARO, S.; BALDANTONI, D. Geochemical characterization of clastic sediments sheds light on energy sources and on alleged anthropogenic impacts in cave ecosystems. *International Journal of Earth Sciences*. v. 111, 3, p. 919–927. 2022

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*. v. 22, 6, p. 711–728. 2013

AMIN-RASOULI, H.; MINAMI, M.; ARMSTRONG-ALTRIN, J. S.; JOU, N. H.; MORADI, M. Geochemistry and <sup>14</sup>C dating of guano deposits in the Karaftu Cave, Kurdistan, Iran: implication for paleoenvironment. *Environmental Monitoring and Assessment*. v. 195, 10. 2023

ANDERTON, R. Clastic facies models and facies analysis. Geological Society, London, Special Publications. v. 18, 1, p. 31–47. 1985

ARRIOLABENGOA, M.; IRIARTE, E.; ARANBURU, A.; ARRIZABALAGA, A. Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). *Quaternary International journal*. v. 364, p. 231–243. 2015

ARRIOLABENGOA, M.; IRIARTE, E.; ARANBURU, A.; YUSTA, I.; ARNOLD, L. J.; DEMURO, M.; ARRIZABALAGA, A. Reconstructing the sedimentary history of Lezetxiki II cave (Basque Country, northern Iberian Peninsula) using micromorphological analysis. *Sedimentary Geology*. v. 372, p. 96–111. 2018

AULER, A. S.; BARTON, H. A.; ZAMBELLI, B.; SENKO, J.; PARKER, C. W.; SASOWSKY, I. D.; SOUZA, T. A. R.; PUJONI, D.; PEÑARANDA, J.; DAVIS, R. Silica and iron mobilization, cave development and landscape evolution in iron formations in Brazil. *Geomorphology*. v. 398, p. 108068. 2022

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*. v. 106, p. 142–153. 2009

BALLESTEROS, D.; FARRANT, A.; SAHY, D.; GENUITE, K.; BEJARANO, I.; NEHME, C. Going with the flow: Sedimentary processes along karst conduits within Chalk aquifers, northern France. *Sedimentary Geology*. v. 452, p. 106422. 2023

BECKFORD, H. O.; CHU, H.; SONG, C.; CHANG, C.; JI, H. Geochemical characteristics and behaviour of elements during weathering and pedogenesis over karst area in Yunnan–Guizhou Plateau, southwestern China. *Environmental Earth Sciences*. v. 80, 2, p. 1–21. 2021

BISPO, F. H. A.; DE MENEZES, M. D.; FONTANA, A.; SARKIS, J. E. de S.; GONÇALVES, C. M.; DE CARVALHO, T. S.; CURI, N.; GUILHERME, L. R. G. Rare earth elements (REEs): geochemical patterns and contamination aspects in Brazilian benchmark soils. *Environmental Pollution*. v. 289, May. 2021

BORST, A. M.; SMITH, M. P.; FINCH, A. A.; ESTRADE, G.; VILLANOVA-DE-BENAVENT, C.; NASON, P.; MARQUIS, E.; HORSBURGH, N. J.; GOODENOUGH, K. M.; XU, C.; KYNICKÝ, J.; GERAKE, K. Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits. *Nature Communications*. v. 11, 1, p. 1–15. 2020

BOSCH, R. F.; WHITE, W. B. Lithofacies and transport of clastic sediments in karstic aquifers. In: SASOWSKY, I. D.; MYLROIE, J. (orgs.). New York: Kluwer Academic / Plenum Publishers, 2004. p. 1–22

CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; NOGUEIRA, A. M.; GARNIER, J.; SAWAKUCHI, A. O.; HUSSAIN, Y. Late Quaternary episodes of clastic sediment deposition in the Tarimba Cave, Central Brazil. *Quaternary International*. v. 580, November 2020, p. 22–37. 2021

CAMPAÑA, I.; BENITO-CALVO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; ORTEGA, A. I.; ÁLVARGALLO, A.; MIGUENS-RODRÍGUEZ, L.; IGLESIAS-CIBANAL, J.; DE CASTRO, J. M. B.; CARBONELL, E. Reconstructing depositional environments through cave interior facies: The case of Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Spain). *Geomorphology*. v. 440, August. 2023

CAMPAÑA, I.; BENITO-CALVO, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; ORTEGA, A. I.; BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M.; CARBONELL, E. Pleistocene sedimentary facies of the Gran Dolina archaeo-paleoanthropological site (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*. v. 433, p. 68–84. 2017

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 27, 3, p. 269–282. 1997

CHANG, C.; SONG, C.; BECKFORD, H. O.; WANG, S.; JI, H. Behaviors of REEs during pedogenetic processes in the karst areas of Southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*. v. 185, 30, p. 104023. 2019

CHAPELA LARA, M.; BUSS, H. L.; PETT-RIDGE, J. C. The effects of lithology on trace element and REE behavior during tropical weathering. *Chemical Geology*. v. 500, January, p. 88–102. 2018

CHEN, H.; CHEN, L.; ZHANG, L.; GUO, M. Spatial Heterogeneity of Rare Earth Elements: Implications for the Topsoil of Regional Ion-Adsorption Type Rare Earth Deposit Areas in Southern China. *Minerals*. v. 13, 6. 2023

CHEREM, L. F. S.; SIAME, L. L.; DE CAMPOS ZANCOPE, M. H.; BUENO, G. T.; BRAUCHER, R.; GODARD, V.; LEANNI, L.; GUILLOU, V. Long term evolution of an escarpment in a tableland landscape (Serra Geral de Goiás, Brazil): Insights from in situ-produced cosmogenic nuclides. *Geomorphology*. v. 478, March. 2025

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da lito-estrutura do carste na morfodinâmica cenozóica da Serra Geral de Goiás (GO/TO/BA): Aproximações iniciais. *Geonorte*. v. 10, p. 180–184. 2014

COIMBRA, R.; OLÓRIZ, F.; ROCHA, F. Controls on the terrigenous fractions in Early Kimmeridgian shallow-water carbonate deposits in Southern Iberia. *Journal of Iberian Geology*. v. 50, 3, p. 411–429. 2024

COVINGTON, M. D.; MARTIN, J. B.; TORAN, L. E.; MACALADY, J. L.; SEKHON, N.; SULLIVAN, P. L.; GARCÍA, A.; HEFFERNAN, J. B.; GRAHAM, W. D. Carbonates in the Critical Zone. *Earth's Future*. v. 11, 1. 2023

DANDURAND, G.; DEVÈS, G.; MAIRE, R.; ORTEGA, R.; GENTY, D.; GHALEB, B. Morphosedimentary study of a cave deposit at Bois du Clos cave (Charente, France): geometric constraints and hydrological dynamics. *Quaternaire*. v. 22/4, September 2016, p. 285–306. 2011

DARDENNE, M. A. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paranã (Goiás). In: XXX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 1978, Recife.

DENG, X.; XING, L.; ZHANG, F.; XING, X.; ZHANG, Y.; YU, M.; LIU, S.; PAN, W. Mapping regional and nested flow systems in the karst aquifers of Jinan spring using hydrochemical and isotope data. *Water Supply*. v. 23, 8, p. 3323–3344. 2023

DORNAS, T.; BRITO, C.; SEVERO, J.; SEVERO, H.; JOAQUIM, D.; NOGUEIRA, L. C. Avifauna preliminar da Serra Geral, região central do Brasil: conservação de aves campestres no bioma Cerrado e a contribuição das brigadas de incêndio no conhecimento da biodiversidade. *Acta Ambiental Catarinense*. v. 19, p. 1–31. 2022

DUDDY, L. R. Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*. v. 30, 4, p. 363–381. 1980

DURN, G.; PERKOVIĆ, I.; STUMMEYER, J.; OTTNER, F.; MILEUSNIĆ, M. Differences in the behaviour of trace and rare-earth elements in oxidizing and reducing soil environments: Case study of Terra Rossa soils and Cretaceous palaeosols from the Istrian peninsula, Croatia. *Chemosphere*. v. 283, April. 2021

FARRAND, W. R. Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics. *Geoarchaeology - An International Journal*. v. 16, 5, p. 537–557. 2001

FORBES, M. S.; BESTLAND, E. A. Origin of the sedimentary deposits of the Naracoorte Caves, South Australia. *Geomorphology*. v. 86, 3–4, p. 369–392. 2007

FORD, D.; WILLIAMS, P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. 1. ed. Chichester, UK: John Wiley & Sons. 2007

FREITAS, C. A.; HORBE, A. M. C.; ALBUQUERQUE, M. F. dos S.; CASTRO, R. T. Unraveling Parent Rock and Mineral Influences in Tropical Weathering Profiles: REE, Nd and Sr Isotopic Geochemistry. *Minerals*. v. 14, 5. 2024

GASPAR, M.; GRÁCIO, N.; SALGUEIRO, R.; COSTA, M. Trace Element Geochemistry of Alluvial TiO<sub>2</sub> Polymorphs as a Proxy for Sn and W Deposits. *Minerals*. v. 12, 10. 2022

HADDAD-MARTIM, P. M.; HUBBE, A.; GIANNINI, P. C. F.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; HUBBE, M.; MAYER, E.; WANG, X.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; NEVES, W. A. Quaternary depositional facies in cave entrances and their relation to landscape evolution: The example of Cuvieri Cave, eastern Brazil. *Catena*. v. 157, p. 372–387. 2017

HERMAN, E. K.; TORAN, L.; WHITE, W. B. Clastic sediment transport and storage in fluviokarst aquifers: An essential component of karst hydrogeology. *Carbonates and Evaporites*. v. 27, 3–4, p. 211–241. 2012

HOLZER, F.; PLAN, L.; GIER, S. Constructing a cave sediment stratigraphy for the Dachstein Massif sheds light on landscape evolution (Eastern Alps). *Depositional Record*. May, p. 1–30. 2025

HUBBE, A.; HADDAD-MARTIM, P. M.; HUBBE, M.; MAYER, E. L.; STRAUSS, A.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B.; NEVES, W. A. Identification and importance of critical depositional gaps in pitfall cave environments: The fossiliferous deposit of Cuvieri Cave, eastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 312, 1–2, p. 66–78. 2011

HUSSAIN, Y.; UAGODA, R.; BORGES, W.; NUNES, J.; HAMZA, O.; CONDORI, C.; ASLAM, K.; DOU, J.; CARDENAS-SOTO, M. The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration: a case study from Mambaí, Brazil. *Water*. v. 12, p. 1–19. 2020

IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 39, 2, p. 256–266. 2009

JI, H.; WANG, S.; OUYANG, Z.; ZHANG, S.; SUN, C.; LIU, X.; ZHOU, D. Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau II. The mobility of rare earth elements during weathering. *Chemical Geology*. v. 203, 1–2, p. 29–50. 2004

LAUREANO, F. V.; KARMANN, I.; GRANGER, D. E.; AULER, A. S.; ALMEIDA, R. P.; CRUZ, F. W.; STRÍCKS, N. M.; NOVELLO, V. F. Two million years of river and cave aggradation in NE Brazil: Implications for speleogenesis and landscape evolution. *Geomorphology*. v. 273, p. 63–77. 2016

LIAO, W.; TIAN, C.; LIANG, H.; YAO, Y.; LI, J.; YAN, Y.; HUANG, S.; BAE, C. J.; WANG, W. Provenance geochemical detection of soil deposits from archaeological limestone caves in the Bubing Basin, tropical China. *Quaternary International*. v. 714, p. 109580. 2024

LIU, M.; HAN, G. Distribution and fractionation of rare earth elements in suspended particulate matter in a coastal river, Southeast China. *PeerJ*. v. 9. 2021

LIU, W.; LI, Y.; WANG, X.; CUI, L.; ZHAO, Z.; LIU, C.; XU, Z. Weathering stage and topographic control on rare earth element (REE) behavior: New constraints from a deeply weathered granite hill. *Chemical Geology*. v. 610, p. 121066. 2022

LIU, Y.; WANG, S.; XU, S.; FABEL, D.; STUART, F. M.; RODÉS, Á.; ZHANG, X.; LUO, W. New chronological constraints on the Plio-Pleistocene uplift of the Guizhou Plateau, SE margin of the Tibetan Plateau. *Quaternary Geochronology*. v. 67, p. 101237. 2022

MARTINI, I. Cave clastic sediments and implications for speleogenesis: New insights from the Mugnano Cave (Montagnola Senese, Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*. v. 134, 3–4, p. 452–460. 2011

MOTTA, J. A. O. (org). Projeto cavernas de Mambaí: caracterização do ecossistema cárstico localizado no município de Mambaí e entorno. Brasília. 2003

NOGUEIRA, A. M.; CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; MENDES, L. C. The Pleistocene-Holocene history of a fluviokarst landscape in Central Brazil: An analysis of the river sediments of the Extrema, das Pedras and Ventura dry valleys. *Quaternary International Journal*. v. 725–726. 2025

NOGUEIRA, A. M.; CALDEIRA, D.; UAGODA, R.; MENDES, L. C.; PUPIM, F. N. Sedimentary records in dry karstic valleys: The case of Mambaí, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 128, August, p. 104338. 2023

ONAC, B. P.; FEURDEAN, A.; HALIUC, A.; HUTCHINSON, S. M.; FORRAY, F. L.; DEMJÉN, A.; VULPOI, A.; DUMBRAVĂ, R.; LÓRINCZ, A.; GHEMIŞ, C.; NAE, A.; LASCU, V. T.; GOGĂLTAN, F.; MELEG, I. N. Environmental changes in East-Central Europe from a Middle to Late Holocene Romanian cave sediment record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 659, p. 112672. 2025

PADOAN, L.; KARMANN, I.; GRANGER, D.; LAUREANO, F. V.; ALMEIDA, R. P. De; JR, F. W. C.; SAWAKUCHI, A. O.; JR, E. S. F.; MEZA, A. B.; GALLAS, J. D. F. Cave sediment chronology and erosion rates in the São Desiderio karst reveal a million-year-scale landscape evolution of the Central Brazilian Plateau. *Geomorphology*. v. 483, p. 109820. 2025

PARKER, C. W.; SENKO, J. M.; AULER, A. S.; SASOWSKY, I. D.; SCHULZ, F.; WOYKE, T.; BARTON, H. A. Enhanced terrestrial Fe(II) mobilization identified through a novel mechanism of microbially driven cave formation in Fe(III)-rich rocks. *Scientific Reports*. v. 12, 1, p. 1–14. 2022

PEREIRA, I.; STOREY, C. D. Detrital rutile: Records of the deep crust, ores and fluids. *Lithos*. v. 438–439, p. 107010. 2023

ROBERT, C.; CHAMLEY, H. Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 89, 4, p. 315–331. 1991

SHEKHAR, S.; SHUKLA, A.; KUMAR, P. Geochemical and petrographic interpretation of Sandhan Formation: An insight into provenance, tectonics and paleoclimatic conditions. *Earth Science India*. v. 11, 3. 2018

SKABERNE, D.; TURK, I.; TURK, J. The Pleistocene clastic sediments in the Divje babe I cave, Slovenia. *Geochemical characterisation and provenance (Part 2)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 438, p. 379–394. 2015

SOUSA, D. V. De; SPINOLA, D.; DOS SANTOS, J. C.; HATSUI TATUMI, S.; YEE, M.; ALINE PESSOA OLIVEIRA, R.; ELTINK, E.; DO VALE LOPES, D.; SPÖTL, C.; CHERKINSKY, A.; FIGUEIRADO REIS, H.; DE OLIVIERA SILVA, J.; AULER, A.; WILLIAN CRUZ, F. Relict soil features in cave sediments record periods of wet climate and dense vegetation over the last 100 kyr in a present-day semiarid region of northeast Brazil. *Catena*. v. 226, p. 107092. 2023

STEPHENS, M.; ROSE, J.; GILBERTSON, D. D. Post-depositional alteration of humid tropical cave sediments: Micromorphological research in the Great Cave of Niah, Sarawak, Borneo. *Journal of Archaeological Science*. v. 77, p. 109–124. 2017

SUN, Y.; LIU, B.; ZHENG, H.; ZOU, Y.; YANG, J.; LI, Q. Trace element geochemistry of sediments in the Pearl River Estuary and its implication for provenance. *Regional Studies in Marine Science*. v. 70, p. 103388. 2024

TONHÁ, M. S.; ARAÚJO, D. F.; ARAÚJO, R.; CUNHA, B. C. A.; MACHADO, W.; PORTELA, J. F.; PR SOUZA, J.; CARVALHO, H. K.; DANTAS, E. L.; ROIG, H. L.; SEYLER, P.; GARNIER, J. Trace metal dynamics in an industrialized Brazilian river: A combined application of Zn isotopes, geochemical partitioning, and multivariate statistics. *Journal of Environmental Sciences (China)*. v. 101, p. 313–325. 2021

TOROK, A. I.; CASONI, D.; SENILA, M.; TANASELIA, C.; COVACI, E.; HOAGHIA, M. A.; NEAG, E.; CADAR, O.; LEVELI, E. A.; ARGHIR, R.; MOLDOVAN, O. T.; CONSTANTIN, S.; FRENTIU, T. Spatial variability and hydro/geochemical profiling of the elemental composition of mineral deposits and drip water from caves using unsupervised chemometric modelling. *Chemical Geology*. v. 646, p. 121903. 2024

UAGODA, R.; SIAME, L. L.; GARNIER, J.; LEANNI, L.; CALDEIRA, D.; BRAUCHER, R.; FREYDIER, R.; SEYLER, P.; TEAM, A. Decoding surface processes from escarpment to watershed: Insights from karst landscapes using cosmogenic nuclides and geochemical data. *Geomorphology*. v. 482, p. 109794. 2025

VEERASAMY, N.; SAHOO, S. K.; INOUE, K.; ARAE, H.; FUKUSHI, M. Geochemical behavior of uranium and thorium in sand and sandy soil samples from a natural high background radiation area of the Odisha coast, India. *Environmental Science and Pollution Research*. v. 27, 25, p. 31339–31349. 2020

WERNER, A. D.; JAZAYERI, A.; RAMIREZ-LAGUNAS, M. Sediment mobilisation and release through groundwater discharge to the land surface: Review and theoretical development. *Science of the Total Environment*. v. 714, p. 136757. 2020

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

WINKLER, T. S.; VAN HENGSTUM, P. J.; HORGAN, M. C.; DONNELLY, J. P.; REIBENSPIES, J. H. Detrital cave sediments record Late Quaternary hydrologic and climatic variability in northwestern Florida, USA. *Sedimentary Geology*. v. 335, p. 51–65. 2016

#### 4.10 MATERIAL SUPLEMENTAR

Tabela 4.2 Resultado da análise granulométrica da Lapa Rio das Pedras em porcentagem (%)

Amostras	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Silte	Argila	Total
PB-01	0,00	0,30	24,75	57,58	17,37	100
PB-02	0,00	0,11	11,64	75,77	12,47	100
PB-03	0,00	0,11	11,18	76,49	12,22	100
PB-04	0,00	0,11	11,37	75,97	12,54	100
PB-05	0,00	0,11	12,07	75,09	12,72	100
PB-06	0,00	0,86	12,04	72,85	14,25	100
PB-07	0,00	0,51	11,93	73,62	13,94	100
PB-08	0,00	0,52	10,04	75,58	13,86	100
PB-09	0,00	0,43	9,81	74,17	15,59	100
PB-10	0,00	0,47	10,52	74,33	14,68	100
PB-11	0,00	0,37	8,68	75,34	15,62	100
PB-12	0,00	0,78	10,89	75,54	12,79	100
PB-13	0,00	0,55	12,37	72,93	14,15	100
PB-14	0,00	0,52	12,28	72,64	14,56	100
PB-15	0,00	0,52	12,05	72,88	14,55	100
PB-16	0,00	0,74	15,60	69,66	14,00	100
PB-17	0,00	0,95	13,32	70,98	14,74	100
PB-18	0,00	0,34	15,48	70,32	13,86	100
PB-19	0,00	1,23	16,07	67,86	14,84	100
PB-20	0,00	0,45	10,19	71,78	17,58	100
PB-21	0,00	0,72	10,19	71,11	17,97	100
PB-22	0,00	0,73	9,73	71,18	18,36	100
PB-23	0,00	0,39	8,78	71,33	19,50	100
PB-24	0,00	0,80	10,57	71,38	17,25	100
PB-25	0,00	0,56	8,91	70,67	19,86	100
PB-26	0,00	0,41	9,30	70,93	19,36	100
PB-27	0,00	0,43	9,96	73,17	16,44	100
PB-28	0,00	1,29	21,30	63,15	14,27	100

PB-29	1,27	31,24	60,95	4,88	1,66	100
PB-30	1,07	34,10	63,72	0,86	0,26	100
PB-31	0,92	32,80	65,05	0,80	0,42	100
PB-32	4,24	41,64	50,80	2,54	0,79	100
PB-33	1,77	38,46	58,62	0,95	0,19	100
PB-34	1,79	39,02	58,06	0,97	0,16	100
PB-35	2,08	37,48	57,65	2,23	0,56	100
PB-36	0,12	22,53	69,15	6,47	1,74	100
PB-37	0,12	24,40	68,38	5,23	1,87	100
PB-38	1,99	31,78	55,40	9,02	1,81	100
PB-39	0,12	22,23	68,36	7,24	2,04	100
PB-40	0,00	8,90	61,64	24,71	4,74	100
PB-41	1,54	11,00	61,12	22,21	4,13	100
PB-42	0,00	1,99	57,82	33,95	6,24	100
PB-43	0,00	2,56	68,25	23,98	5,21	100
PB-44	0,00	2,78	67,89	24,70	4,63	100
PB-45	0,00	0,60	37,32	51,42	10,66	100
PB-46	0,00	0,07	18,20	68,85	12,88	100
PB-47	0,00	0,00	13,96	73,02	13,03	100
PB-48	0,00	0,49	11,14	73,02	15,34	100
PB-49	0,00	0,02	5,18	77,72	17,08	100
PB-50	0,00	0,04	5,48	76,13	18,36	100
PB-51	0,00	0,02	4,38	76,71	18,88	100
PB-52	0,00	0,04	5,55	76,18	18,24	100
PB-53	0,00	0,12	6,06	75,71	18,11	100
PB-54	0,00	0,35	8,08	72,90	18,67	100
PB-55	0,00	0,37	7,54	73,19	18,90	100
PB-56	0,00	0,04	6,46	75,21	18,29	100
PB-57	0,00	0,29	7,29	74,73	17,68	100
PB-58	0,00	0,28	7,11	74,53	18,07	100
PB-59	0,00	1,23	14,85	66,36	17,56	100

Tabela 4.3 Resultado dos elementos óxidos da Lapa Rio das Pedras em porcentagem (%)

Local	Amostra	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	SiO <sub>2</sub>	Total
Caverna Rio das Pedras	PB-01	10,1	3,1	0,39	0,32	0,97	0,10	1,09	0,26	0,03	83,57	100,0
	PB-02	12,7	3,8	0,51	0,39	1,05	0,11	1,04	0,28	0,03	80,15	100,0
	PB-03	11,4	3,4	0,45	0,37	1,11	0,10	1,08	0,26	0,03	81,72	100,0
	PB-04	10,3	3,2	0,44	0,35	1,18	0,11	1,06	0,25	0,03	83,11	100,0
	PB-05	10,1	2,8	0,40	0,34	1,20	0,11	1,06	0,25	0,03	83,70	100,0
	PB-06	10,8	3,0	0,43	0,37	1,18	0,10	1,03	0,25	0,03	82,83	100,0
	PB-07	10,2	2,9	0,39	0,35	1,17	0,10	1,00	0,24	0,03	83,66	100,0
	PB-08	11,9	3,6	0,43	0,40	1,31	0,12	0,99	0,30	0,03	80,88	100,0
	PB-09	13,2	3,9	0,44	0,45	1,33	0,11	1,03	0,27	0,03	79,18	100,0
	PB-10	12,3	3,6	0,45	0,42	1,25	0,10	0,99	0,26	0,03	80,61	100,0
	PB-11	10,9	3,4	0,38	0,38	1,34	0,11	0,95	0,26	0,03	82,21	100,0
	PB-12	12,6	3,8	0,41	0,44	1,49	0,09	0,99	0,20	0,03	79,98	100,0
	PB-13	12,1	3,8	0,39	0,47	1,55	0,06	0,98	0,10	0,03	80,57	100,0
	PB-14	12,4	3,8	0,39	0,49	1,69	0,06	0,92	0,10	0,04	80,05	100,0
	PB-15	14,7	4,1	0,43	0,55	2,32	0,08	1,36	0,11	0,05	76,27	100,0
	PB-16	12,1	4,4	0,35	0,38	1,59	0,06	1,06	0,10	0,06	79,88	100,0
	PB-17	12,3	4,4	0,41	0,45	1,76	0,07	1,01	0,13	0,06	79,47	100,0
	PB-18	11,6	3,7	0,39	0,42	1,76	0,07	1,07	0,11	0,04	80,88	100,0
	PB-19	11,0	3,4	0,35	0,41	1,68	0,08	1,07	0,15	0,04	81,84	100,0
	PB-20	11,9	3,4	0,34	0,43	1,61	0,06	1,07	0,08	0,03	81,10	100,0
	PB-21	13,2	3,4	0,37	0,47	1,61	0,06	1,02	0,08	0,04	79,69	100,0
	PB-22	14,8	3,4	0,37	0,50	1,63	0,06	1,03	0,08	0,04	78,12	100,0
	PB-23	14,2	3,3	0,38	0,49	1,72	0,06	0,98	0,07	0,03	78,75	100,0
	PB-24	14,5	3,4	0,41	0,51	1,70	0,06	0,93	0,08	0,04	78,38	100,0
	PB-25	13,5	3,1	0,44	0,48	1,65	0,06	0,97	0,07	0,05	79,63	100,0
	PB-26	14,0	3,5	0,47	0,46	1,45	0,05	0,98	0,08	0,04	78,98	100,0
	PB-27	10,9	3,1	0,38	0,37	1,23	0,05	1,03	0,07	0,04	82,78	100,0
	PB-28	8,2	2,5	0,35	0,34	1,29	0,05	1,14	0,05	0,04	86,02	100,0
	PB-29	4,3	3,5	0,18	0,18	0,83	0,04	2,44	0,04	0,07	88,48	100,0
	PB-30	1,6	2,4	0,09	0,09	0,33	0,02	2,35	0,02	0,06	93,02	100,0
	PB-31	3,9	2,7	0,27	0,21	0,64	0,03	2,18	0,04	0,05	89,93	100,0
	PB-32	3,8	2,5	0,18	0,21	0,64	0,04	2,09	0,03	0,05	90,51	100,0
	PB-33	2,4	1,8	0,13	0,14	0,42	0,03	1,69	0,02	0,04	93,37	100,0
	PB-34	2,9	2,2	0,15	0,15	0,48	0,03	2,08	0,02	0,05	91,99	100,0
	PB-35	2,7	3,4	0,10	0,16	0,44	0,03	3,49	0,02	0,08	89,61	100,0
	PB-36	3,1	4,0	0,17	0,16	0,56	0,11	3,99	0,03	0,09	87,81	100,0
	PB-37	2,9	2,2	0,13	0,15	0,71	0,04	2,07	0,02	0,04	91,71	100,0
	PB-38	3,1	2,0	0,12	0,18	0,76	0,04	2,06	0,02	0,04	91,69	100,0
	PB-39	2,6	3,5	0,10	0,18	0,66	0,04	4,12	0,03	0,09	88,66	100,0
	PB-40	4,6	2,0	0,18	0,26	0,99	0,04	1,57	0,03	0,03	90,31	100,0
	PB-41	3,9	1,8	0,14	0,20	0,82	0,04	1,50	0,03	0,03	91,52	100,0
	PB-42	3,3	1,8	0,13	0,17	0,69	0,03	1,71	0,02	0,04	92,14	100,0
	PB-43	7,6	3,5	0,21	0,33	1,05	0,04	1,71	0,06	0,06	85,46	100,0

PB-44	2,2	3,2	0,09	0,15	0,55	0,03	4,30	0,03	0,08	89,43	100,0
PB-45	5,2	3,0	0,19	0,28	0,94	0,04	2,24	0,04	0,06	88,02	100,0
PB-46	7,3	3,3	0,20	0,31	1,02	0,04	1,68	0,05	0,06	85,97	100,0
PB-47	10,0	3,9	0,28	0,41	1,23	0,05	1,42	0,07	0,07	82,57	100,0
PB-48	12,9	4,6	0,34	0,47	1,35	0,05	1,07	0,08	0,08	79,10	100,0
PB-49	15,5	4,7	0,38	0,54	1,44	0,05	0,93	0,09	0,08	76,37	100,0
PB-50	16,5	4,9	0,40	0,58	1,49	0,05	0,89	0,10	0,08	75,01	100,0
PB-51	15,8	4,7	0,38	0,56	1,47	0,05	0,90	0,09	0,08	75,94	100,0
PB-52	13,9	4,2	0,35	0,53	1,48	0,05	0,90	0,08	0,07	78,50	100,0
PB-53	13,6	4,1	0,35	0,56	1,54	0,05	0,90	0,08	0,07	78,75	100,0
PB-54	15,0	4,4	0,42	0,65	1,61	0,05	0,87	0,09	0,07	76,82	100,0
PB-55	14,1	4,3	0,41	0,63	1,69	0,05	0,90	0,09	0,07	77,76	100,0
PB-56	14,8	4,4	0,42	0,64	1,62	0,05	0,90	0,09	0,07	76,99	100,0
PB-57	13,0	4,2	0,44	0,57	1,57	0,06	0,86	0,09	0,07	79,05	100,0
PB-58	13,8	4,5	0,47	0,60	1,63	0,05	0,90	0,09	0,07	77,87	100,0
PB-59	11,8	3,8	0,46	0,50	1,47	0,05	1,00	0,08	0,06	80,77	100,0
BR19- Clay	0,55	2,96	0,360	0,117	0,073	0,037	0,03	0,130	0,026	94,29	98,6
BR19 -4 BR19- SS1	2,44	1,15	41,340	0,673	0,483	0,063	0,17	0,193	0,054	16,77	63,3
RASA	4,40	0,61	0,042	0,012	0,011	0,012	0,03	0,043	0,001	93,06	98,2
RAP	2,31	0,66	0,032	0,007	0,015	0,006	0,04	0,018	0,006	95,46	98,6
RP	4,33	0,23	0,018	0,011	0,018	0,007	0,33	0,004	0,001	92,57	97,5
RM	15,27	5,88	0,425	1,685	3,315	0,446	1,00	0,058	0,070	64,68	92,8
RC	0,85	1,15	0,075	0,117	0,228	0,026	0,07	0,010	0,016	96,48	99,0
	0,84	0,41	55,000	1,758	0,112	0,017	0,04	0,014	0,016	0,48	58,7
S1A	13,65	8,04	0,468	1,002	2,163	0,040	0,99	0,086	0,270	36,71	63,4
S10A	12,89	5,88	0,496	1,640	3,127	0,061	1,10	0,159	0,110	62,88	88,3
S10Ca	10,29	13,77	0,229	1,552	2,495	0,042	0,62	0,162	0,067	64,42	93,7
S11AB	14,91	6,36	0,576	0,899	2,173	0,075	1,43	0,064	0,083	61,97	88,5
S11B	19,06	8,17	0,558	1,166	2,353	0,060	1,28	0,056	0,080	54,62	87,4
S2A	8,62	1,18	0,232	0,115	0,188	0,016	1,05	0,036	0,019	80,00	91,5
S2CR	6,99	1,01	0,048	0,089	0,180	0,014	1,22	0,020	0,020	86,51	96,1
S4A	31,53	9,21	0,040	0,032	0,038	0,009	2,07	0,090	0,009	36,36	79,4
S4BW	35,83	10,36	0,036	0,023	0,025	0,006	2,31	0,064	0,010	35,66	84,3
S8A	31,66	0,98	0,075	0,021	0,024	0,005	1,48	0,080	0,002	46,38	80,7
S8C3	31,08	0,91	0,058	0,020	0,022	0,006	1,49	0,062	0,001	51,46	85,1
S9A	10,09	0,97	0,086	0,155	0,159	0,013	1,41	0,105	0,014	66,10	79,1
S9C3	6,90	0,60	0,035	0,093	0,076	0,010	1,49	0,024	0,013	86,73	96,0

Tabela 4.4 Concentrações de elementos traço (Rb, Th, La, Yb e Sm) em ppm, razões geoquímicas entre elementos traço e elementos terras raras (ETR) das amostras analisadas.

Local	Amostra	85Rb	232Th	139La	147Sm	172Yb	La/Yb	Yb/Sm	LREE	HREE
Caverna Rio das Pedras	PB-01	37258,77	8415,88	38987,34	6550,28	3439,33	11,34	0,53	170986,73	19516,64
	PB-02	40985,95	9038,45	47823,39	7899,02	3611,00	13,24	0,46	208616,70	22087,23
	PB-03	41853,17	8209,12	42170,93	7071,54	3555,50	11,86	0,50	184022,39	20629,38
	PB-04	44454,39	9196,97	41420,33	7141,97	3819,64	10,84	0,53	183842,63	21587,39
	PB-05	43806,98	9005,36	40380,54	6810,87	3481,46	11,60	0,51	177247,26	19954,66
	PB-06	44458,70	9401,65	42453,45	7277,23	3510,23	12,09	0,48	187905,25	21028,46
	PB-07	44876,58	9352,14	40834,40	7291,04	3672,07	11,12	0,50	181527,68	21918,82
	PB-08	49681,02	8690,85	42392,65	7853,63	3691,72	11,48	0,47	190061,72	22923,82
	PB-09	51549,69	10254,72	48321,98	8723,41	3730,83	12,95	0,43	217441,78	24111,18
	PB-10	48987,28	9584,36	47077,99	8254,71	3661,50	12,86	0,44	208720,47	23291,37
	PB-11	50608,91	9306,79	43108,39	8069,94	3764,06	11,45	0,47	195405,35	23637,40
	PB-12	56917,64	10699,66	48703,94	9226,24	4063,35	11,99	0,44	220436,95	26127,78
	PB-13	60555,49	9674,16	43290,79	8418,22	3932,93	11,01	0,47	198590,48	24892,81
	PB-14	64701,80	10498,57	43876,86	9095,34	4131,06	10,62	0,45	202946,83	27258,85
	PB-15	80912,56	14972,31	57120,49	11921,29	6051,25	9,44	0,51	265645,66	36864,59
	PB-16	55788,51	11745,06	46037,90	9657,93	4750,27	9,69	0,49	216119,35	29679,94
	PB-17	63401,22	11793,70	46296,20	9807,78	4535,83	10,21	0,46	215479,20	29376,06
	PB-18	62165,67	11891,09	44104,05	9299,00	4781,94	9,22	0,51	205752,10	29350,38
	PB-19	60393,38	11770,69	45274,88	9413,07	4727,98	9,58	0,50	209871,18	28835,02
	PB-20	59007,25	11706,39	46691,78	9983,67	4949,81	9,43	0,50	218316,91	30833,11
	PB-21	60321,42	12127,68	49683,15	10887,16	4996,36	9,94	0,46	233636,13	32662,77
	PB-22	57118,83	11925,09	48165,98	10740,53	5262,03	9,15	0,49	228045,05	33915,34
	PB-23	61468,03	12615,39	49915,89	11140,46	5168,70	9,66	0,46	236223,33	34184,03
	PB-24	62192,61	10783,64	44778,60	10471,68	4827,02	9,28	0,46	214531,67	32228,95
	PB-25	59433,64	11624,63	47030,42	10414,39	4892,13	9,61	0,47	221450,67	32145,51
	PB-26	53590,51	11529,89	46793,22	10430,28	4990,12	9,38	0,48	221328,56	32320,96
	PB-27	47514,39	10428,31	40468,97	8579,77	4702,27	8,61	0,55	189697,23	28331,63
	PB-28	49272,87	9786,84	33061,98	6770,65	4412,55	7,49	0,65	154036,33	24227,59
	PB-29	29225,05	15961,12	39367,61	7249,32	9591,88	4,10	1,32	187025,36	36598,23
	PB-30	11661,56	10446,77	19258,02	3621,97	8633,56	2,23	2,38	89976,78	29027,51
	PB-31	23694,80	10436,80	25809,46	5209,65	7638,24	3,38	1,47	120723,72	28859,42
	PB-32	24112,94	13786,18	33254,28	6297,38	7590,63	4,38	1,21	160716,08	29906,29
	PB-33	15680,02	8289,74	19090,83	3537,11	5693,21	3,35	1,61	86724,46	21119,89
	PB-34	17885,76	11659,50	25621,17	4630,34	7252,94	3,53	1,57	121302,23	26733,00
	PB-35	16397,72	15171,18	28592,42	5535,45	13277,34	2,15	2,40	142318,08	44318,99
	PB-36	20349,38	19031,15	28293,11	5685,00	14915,86	1,90	2,62	140910,70	47763,59
	PB-37	24566,70	14017,80	28282,66	5364,08	9398,65	3,01	1,75	135475,48	33671,98
	PB-38	26013,56	13866,36	31120,96	5557,14	8217,44	3,79	1,48	145359,11	30897,66
	PB-39	23132,78	25133,38	50741,28	9135,93	17875,00	2,84	1,96	240064,39	61081,71
	PB-40	36463,06	11032,41	26801,00	4924,94	5604,52	4,78	1,14	121107,00	23103,19
	PB-41	29930,10	13067,25	29698,08	5426,62	5813,14	5,11	1,07	138568,76	24044,12
	PB-42	24420,48	10257,23	24189,40	4247,25	5655,34	4,28	1,33	107803,96	22396,91
	PB-43	38832,63	18040,45	51252,81	9117,53	7007,40	7,31	0,77	237581,69	33337,01

	PB-44	19183,26	31473,04	62339,56	10867,15	15577,49	4,00	1,43	292420,75	57369,86
	PB-45	34394,37	19556,81	50078,92	8567,63	8488,21	5,90	0,99	230614,58	35929,79
	PB-46	37820,65	16458,47	46583,55	8278,48	6680,21	6,97	0,81	213971,61	31126,77
	PB-47	45368,30	14397,52	46828,34	8873,42	5452,01	8,59	0,61	217252,80	29026,12
	PB-48	46264,04	10834,89	43235,23	8970,13	4551,15	9,50	0,51	201966,05	27540,80
	PB-49	53430,34	9960,02	45807,84	9514,12	4446,14	10,30	0,47	212450,45	29124,52
	PB-50	57043,30	10627,86	49043,07	10177,05	4414,44	11,11	0,43	227547,46	29670,68
	PB-51	54057,64	9750,82	44583,69	9494,97	4347,85	10,25	0,46	208139,75	28584,55
	PB-52	55747,53	9922,54	42646,27	8770,07	4231,35	10,08	0,48	197255,22	27059,55
	PB-53	58273,74	9921,61	41508,01	8507,20	3945,69	10,52	0,46	192060,19	25738,13
	PB-54	63945,29	9867,11	43401,31	9086,93	3977,05	10,91	0,44	201589,73	26866,45
	PB-55	67539,65	10502,72	42921,20	8870,14	3993,71	10,75	0,45	198589,15	26536,68
	PB-56	63483,39	10218,70	43660,79	9175,37	4138,63	10,55	0,45	202167,30	27656,19
	PB-57	62416,76	10298,42	43326,53	8728,22	3905,59	11,09	0,45	200491,82	25990,59
	PB-58	65253,85	9892,06	42097,08	8820,51	4226,50	9,96	0,48	195245,55	27699,81
	PB-59	56939,62	10776,33	41025,21	8317,42	4409,55	9,30	0,53	189683,12	26465,30
Rochas	<b>BR19-Clay</b>	3756,86	679,20	936,50	175,28	103,86	9,02	0,59	4188,14	628,59
	<b>BR19 -4</b>	20630,55	1671,87	10155,47	1778,27	655,94	15,48	0,37	37054,12	5198,40
	<b>BR19-SS1</b>	841,96	485,57	4469,21	879,94	204,09	21,90	0,23	21079,52	1632,22
	<b>RASA</b>	1005,07	274,86	8978,58	1769,75	195,28	45,98	0,11	47399,18	2201,69
	<b>RAP</b>	988,13	3298,30	12687,56	371,80	491,93	25,79	1,32	30168,25	2001,01
	<b>RP</b>	147002,83	10851,40	49840,99	7547,16	3022,68	16,49	0,40	229727,64	19581,10
	<b>RM</b>	12398,93	1840,42	2475,61	447,61	256,80	9,64	0,57	12198,48	1547,93
	<b>RC</b>	6270,46	809,71	3654,18	737,81	268,90	13,59	0,36	16747,56	2282,54
Solos	<b>S1A</b>	130616,42	12587,28	40802,62	7506,21	3746,49	10,89	0,50	182251,04	24327,08
	<b>S10A</b>	11413,77	7411,97	21646,53	3860,91	3318,59	6,52	0,86	89306,73	15129,35
	<b>S10Ca</b>	9766,51	11256,37	23645,35	4754,69	4187,73	5,65	0,88	102969,75	19075,36
	<b>S11AB</b>	1704,17	26071,64	12433,03	1524,50	2204,26	5,64	1,45	48555,38	8995,11
	<b>S11B</b>	1035,54	30287,21	13773,07	1649,13	2434,57	5,66	1,48	54089,13	9847,79
	<b>S2A</b>	987,21	15956,99	51201,48	4947,20	1810,08	28,29	0,37	189024,91	10562,21
	<b>S2CR</b>	873,23	16294,47	50447,46	4948,79	1796,05	28,09	0,36	186810,88	10546,11
	<b>S4A</b>	140964,03	10563,11	38360,15	7556,82	3701,51	10,36	0,49	178777,64	25344,98
	<b>S4BW</b>	104294,17	7852,77	27230,05	5805,22	3785,55	7,19	0,65	124021,08	23071,57
	<b>S8A</b>	133755,64	13258,95	42099,91	8628,25	4148,41	10,15	0,48	200522,41	27557,20
	<b>S8C3</b>	151002,28	13738,79	38219,67	8290,89	4204,07	9,09	0,51	189086,79	26767,83
	<b>S9A</b>	13172,49	5875,53	19973,78	3678,40	2019,42	9,89	0,55	83492,22	10073,47
	<b>S9C3</b>	5615,65	6772,35	15827,59	3207,10	2529,08	6,26	0,79	69003,31	11212,91

## 5 CONCLUSÃO GERAL

O entendimento do paleoambiente permite compreender tanto os processos pretéritos quanto atuais. Nesse sentido, esta tese teve como premissa norteadora a análise da dinâmica paleoambiental e paleohidrológica a partir dos registros de sedimentos clásticos preservados no interior de cavernas desenvolvidas nas províncias cársticas tropicais sobre rochas carbonáticas do Supergrupo Açungui, no Vale do Ribeira de Iguape (sudeste do Brasil), e do Grupo Bambuí, Área de Proteção Ambiental Nascentes do Rio Vermelho (APANRV), (Centro-Oeste do país). A abordagem adotada desenvolveu-se a partir de dois contextos geológicos e geomorfológicos com características distintas.

Pesquisas na temática, consolidadas por meio do artigo teórico, evidenciam uma variedade de metodologias aplicáveis aos sedimentos cavernícolas contemplando diversos campos de atuação para os dados. Nesse contexto, a escolha das metodologias mostrou-se fundamental para realizar as análises e interpretações. Esse aspecto foi norteador para a escolha de uma abordagem integrada dos dados sedimentológicos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos que permitiram demonstrar como os sedimentos em cavernas representam arquivos paleoambientais relevantes, capazes de resguardar informações de variações hidrológicas, geomorfológicas e ambientais ocorridas tanto em ambientes superficiais quanto subterrâneos.

Embora apresentem diferenças geológicas e estruturais, as duas áreas estudadas exibem dinâmica geomorfológica semelhante no que se refere à redistribuição sedimentar, na medida em que grande parcela dos sedimentos erodidos nas encostas e escarpas de terrenos mais elevados é transportada e depositada em áreas topograficamente mais baixas, incluindo os condutos cavernícolas. Os sedimentos presentes nas duas regiões são majoritariamente alóctones, resultantes de processos ambientais externos às cavernas, que foram transportados e depositados, predominantemente, por fluxo fluvial, no interior das cavidades. Em ambas as regiões, a mineralogia recorrente é composta por quartzo e caulinita, além de ilita e/ou rutilo, que associados aos dados de elementos maiores e traços, refletem processos intempéricos intensos, retrabalhamento sedimentar e lixiviação de elementos móveis em clima tropical.

As cavernas do Vale do Rio Ribeira de Iguape estão inseridas em um contexto geológico mais complexo do Supergrupo Açungui, marcado por intenso metamorfismo em determinadas

áreas, vegetação do tipo Mata Atlântica e clima mais úmido. Os resultados obtidos demonstram sedimentos com maior heterogeneidade composicional, associados às unidades pelíticas, psamíticas e carbonáticas. A presença de níveis com fração granulométrica mais grossa, como cascalho, indica pulsos hidráulicos de alta energia, relacionados a dinâmica paleohidrológica. As datações de luminescência opticamente estimulada (LOE) indicam uma diferenciação temporal, no qual os sedimentos holocênicos estão preservados nos terraços fluviais e aqueles depositados no interior de caverna são do Pleistoceno Superior.

No contexto do Grupo Bambuí, as cavernas desenvolvem-se em uma região cratônica geologicamente mais estável, com vegetação típica do Cerrado e um clima tropical sazonal, situadas na APANRV, pertencentes à bacia do rio Vermelho. Os sedimentos depositados também são majoritariamente alóctones, no entanto, predomina frações silto-argilosa e arenosas, com ausência de frações grossa, indicando fluxos de menor energia e/ ou processos de hidrodinâmicos no interior da caverna, como peneiramento granulométrico ao longo dos condutos. Ainda assim, a associação entre dados de elementos maiores, frações granulométricas e mineralogia permitiu identificar múltiplas fases de intemperismo químico e físico, deposição e reorganização diagenética, que caracterizam os ambientes cársticos tropicais analisados.

O registro histórico obtido por meio dos sedimentos alóctones no contexto de regiões tropicais traz nova luz à possibilidade de uso desses dados em investigações ambientais. Apesar de se tratar de duas cavernas em contextos geológicos e ambientais diferentes, os resultados demonstram que os dados sedimentares podem ser utilizados em discussões ambientais relacionadas ao intemperismo, a aspectos hidrossedimentar e à temporalidade dos eventos deposicionais. Esses dados são suficientes para subsidiar discussões robustas sobre ambientes paleoambientais, reforçando a ideia de que as cavernas funcionam como arquivos sedimentares, principalmente no contexto tropical, no qual as ações climáticas e os processos geomorfológicos são mais atuantes e, frequentemente, os registros superficiais são removidos.

Os resultados obtidos demonstram a diversidade de dados que podem ser extraídos dos sedimentos clásticos depositados em cavernas. Esses registros, combinados com dados geocronológicos, permitem estabelecer vínculos temporais capazes de auxiliar na compreensão da evolução geomorfológica da área. Ainda assim, quando o componente cronológico não está

associado, é fornecida uma gama de informações que, em conjunto, permitem compreender a dinâmica fluviocárstica da área.

Enquanto muitos trabalhos nessa seara atuam em outras latitudes, as pesquisas desenvolvidas no Sudeste e no Centro-Oeste brasileiro fornecem dados inéditos e relevantes para os sistemas cársticos em região tropicais. Nesse contexto, a presente tese contribui para o entendimento da dinâmica sedimentar em cavernas tropicais e reafirma a versatilidade do uso de sedimentos clásticos como arquivos paleoambientais, tornando-se um importante subsídio para pesquisas futuras. No entanto, embora haja um avanço considerável nessa temática, é notória a necessidade de estudos adicionais, com maior quantitativo de datações, análises quantitativas de mineralogia, registros isotópicos, estimativas das taxas de intemperismo e aplicação de metodologias complementares, de modo a refinar e robustecer os dados para subsidiar discussões e interpretações ambientais.