

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO Pb-210 APLICADO NO ESTUDO DA
GÊNESE DE ESPELEOTEMAS ARENÍTICOS NA SERRA DE ITAQUERI – SP**

André Ponce Figols

Orientador: Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto

Rio Claro (SP)

2019

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

André Ponce Figols

O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO Pb-210 APLICADO NO
ESTUDO DA GÊNESE DE ESPELEOTEMAS ARENÍTICOS NA
SERRA DE ITAQUERI – SP

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista
Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP
2019

F473m	Figols, André Ponce O método geocronológico do Pb-210 aplicado no estudo da gênese de espeleotemas areníticos na Serra de Itaqueri - SP / André Ponce Figols. -- Rio Claro, 2019 53 p. : il., tabs., fotos Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Daniel Marcos Bonotto 1. Chumbo-210. 2. Geocronologia. 3. Espeleotemas. 4. Serra de Itaqueri (SP). I. Título.
-------	--

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

Folha de aprovação

ANDRÉ PONCE FIGOLS

O MÉTODO GEOCRONOLÓGICO DO Pb-210 APLICADO NO ESTUDO DA GÊNESE DE ESPELEOTEMAS ARENÍTICOS NA SERRA DE ITAQUERI – SP

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista
Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Marcos Bonotto (orientador)

Prof. Dr. Antônio Carlos Artur (IGCE / UNESP)

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto (IGCE / UNESP)

Rio Claro, ____ de _____ de 2019.

Assinatura do(a) aluno(a)

Assinatura do(a) orientador(a)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente minha família, que com toda dedicação, amor e confiança fez possível mais esta fase da minha vida: à minha mãe Eliana, meu pai Juan e minha irmã Isabel. Em especial também todos os demais parentes das famílias Ponce e Figols, que sempre me acompanharam nesta jornada.

Ao meu orientador, Professor Doutor Daniel Marcos Bonotto, e também ao servidor técnico do Laboratório de Isótopos e Hidroquímica (DPM/IGCE), Fábio de Oliveira Thomazini, por todo ensinamento, apoio e orientação durante a pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) sem a qual este trabalho não seria possível.

À Turma XLVI (ingressante em 2015) da Geologia UNESP e a demais agregados pelo companheirismo e aventuras marcantes durante toda a graduação. Impossível colocar em palavras o quão especial cada colega de turma foi, pois todos tiveram uma importância imensurável nesta etapa. Amo vocês!

A todos os moradores que passaram pela República Kaizuka, sobretudo aqueles que estiveram comigo desde o segundo ano da graduação: “Beck”, “Bigode”, “Chupeta”, “Job”, “Mundrongo”, Otávio e “Silte”. Obrigado por cada momento de alegria, apoio e convivência.

Aos colegas do PET, CAGEO, EGRIC, Comissão de Formatura Dezenove e SEMA pelos aprendizados extracurriculares que muito me fizeram crescer durante esses anos.

Aos membros da equipe Natação Cãibra pelos momentos de coletividade esportiva. Foi incrível de ver a evolução pessoal de cada um, além de ter sido um orgulho termos nos tornado uma família tão próxima. Um carinho especial pelos técnicos Niágara, Santiago e “Gabigol” por toda dedicação, perseverança e confiança.

Aos amigos de São José dos Campos e de Jacareí, que, por mais distantes estejam, sempre mantiveram contato e me apoiaram em qualquer decisão.

RESUMO

Espeleotemas carbonáticos apresentam excesso de concentração de Pb-210 em sua composição, e este excesso pode ser empregado na determinação de suas taxas de crescimento longitudinal recentes – em até 150 anos. Espeleotemas em cavernas de rochas de composições silicáticas também são passíveis de ocorrência, contudo sua gênese se dá maneira lenta e pouco desenvolvida em comparação às carbonáticas – consideradas mais solúveis do que a sílica. Assim, teve-se como objeto de estudo os espeleotemas de duas cavernas areníticas da Serra de Itaqueri, município de Ipeúna (SP), uma província turística espeleológica inserida no contexto geológico da Fm. Botucatu, Bacia Sedimentar do Paraná. Trata-se de uma aplicação inédita deste método geocronológico para espeleogênese silicática, o qual até então só havia sido utilizado para a determinação da taxa de crescimento de espeleotemas carbonáticos recentes. Devido ao caráter inovador da aplicação desta técnica analítica, propuseram-se modificações da metodologia como forma de se adequar ao sistema essencialmente silicático. Houve êxito na digestão química e na medição por espectrometria alfa dos exemplares, sendo possível quantificar a concentração de atividade do Pb-210 (dpm/g) para cada segmento longitudinal dos espeleotemas areníticos. De 5 estalactites amostradas, somente duas exibiram um comportamento ajustável à curva teórica de decaimento do radionuclídeo do Pb-210, exibindo as seguintes taxas de crescimento longitudinal: 0,39 mm/ano (Espeleotema 1 – caverna Paredão) e 0,18 mm/ano (Espeleotema 5 – caverna Fazendão). O primeiro apresenta 25 mm de comprimento, enquanto o segundo apresenta 17 mm; o que fornece idades de 64 anos e 92 anos, respectivamente.

Palavras-chaves: Chumbo-210; Geocronologia; Espeleotemas; Serra de Itaqueri (SP).

ABSTRACT

Carbonate speleothems contain high concentrations of excess Pb-210 and that amount of Pb-210 can be successfully employed to obtain growth rates of speleothems deposited during the last 150 years. Cave speleothems of silicatic lithologies are also prone to occur, but their genesis is slow and undeveloped when compared to carbonate lithologies - considered more soluble than the silica. Thus, the object of this study was the speleothems of two sandstone caves located in the Serra de Itaqueri (Ipeúna – SP), a speleological tourist province situated in the geological context of the Fm. Botucatu, Sedimentary Basin of Paraná. This is a new application of this geochronological method for silicate speleogenesis, which until then had only been used to determine the growth rate of recent carbonate speleothems. Due to the innovative application of this analytical technique, modifications of the methodology were proposed as a way to adapt to the essentially silicatic system. Chemical digestion and alpha spectrometry were successful in the specimens, and it was possible to quantify the Pb-210 activity concentration (dpm/g) for each longitudinal segment of the sandstone speleothems. Of the 5 stalactites sampled, only two exhibited a behavior adjustable to the theoretical Pb-210 radionuclide decay curve, exhibiting the following longitudinal growth rates: 0.39 mm/yr (Speleothem 1 - Paredão cave) and 0.18 mm/yr (Speleothem 5 - Fazendão cave). The first sample is 25 mm long, while the second is 17 mm; which provides ages of 64 years and 92 years respectively.

Keywords: Pb-210; Geochronology; Speleothems; Serra de Itaqueri (SP).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Localização da área de estudo – Serra de Itaqueri – com destaque para as cavernas amostradas.	12
Figura 1.2 A. Vias de acesso à área de estudo. B. Imagem de satélite em detalhe exibindo o trajeto de acesso às cavernas, localizadas dentro da Fazenda São João da Glória.	13
Figura 3.1. Série radioativa natural do urânio (U-238).	16
Figura 3.2. Ciclo Hidrogeoquímico do Pb-210.	17
Figura 3.3. Estabelecimento do equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po	18
Figura 3.4. Estrutura de um espeleotema que se forma a partir da queda de água na caverna (a-c). O tamanho mínimo é igual ao diâmetro de uma gota de água. Com a água descendo pelo canal central, a deposição ocorre ao longo da parede interna do canal, sendo possível quantificar o Pb-210 em sua composição.	20
Figura 4.1. Modelo digital de elevação na Serra de Itaqueri, dando destaque às cavernas da área de estudo.	23
Figura 4.2. Climograma do município de Ipeúna (SP), baseado pela coleta de dados em 2016.	24
Figura 4.3. Mapa topográfico da área de estudo, destacando a rede hidrográfica.	25
Figura 4.4. Localização e subdivisão aloestratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná.	27
Figura 4.5. Mapa geológico da Serra de Itaqueri, dando destaque em vermelho pelas principais ocorrências de cavidades naturais nos arenitos da Fm. Botucatu.	29
Figura 4.6. A. Seção esquemática do estado de São Paulo, com destaque para a região da Bacia do Corumbataí. B. Compartimentação geomorfológica a nível regional, com destaque para as duas unidades de relevo características da área de estudo.	31
Figura 4.7. A. Feições de dissolução no teto arenítico da caverna Fazendão, salão das Baleias; B. Ocorrência de estalactites no salão principal da caverna Paredão.	33
Figura 4.8. A. Imagem processada pelo <i>software</i> Spring referente à região da Serra de Itaqueri com as feições lineares delimitadas; B. Diagrama de rosetas, identificando o azimuth médio preferencial das feições lineares delimitadas em WNW.	34
Figura 5.1. Amostra de espeleotema número 3, coletado no salão principal da caverna Paredão – A. Registro pós coleta; B. Esquema mostrando a secção do espeleotema em 6 partes, com suas devidas medições de massa e comprimento em relação do topo para a base.	36
Figura 5.2. Esquema da sequência metodológica adotada para mensuração do Po-210.	37
Figura 5.3. Diagrama esquemático do sistema espectrométrico utilizado na espectrometria alfa para quantificação do Po-210.	38
Figura 6.1. A concentração de atividade Pb-210 vertical plotada <i>versus</i> a distância longitudinal em relação ao topo das amostras com ajuste à curva exponencial teórica. (A) “Espeleotema 1” coletado no salão principal da caverna Paredão ($R^2 = 0,5147$; $r = 0,7174$); (B) “Espeleotema 5” coletado no salão da Baleia da caverna Fazendão, exibindo o maior ajuste à curva dentre as demais amostras ($R^2 = 0,5632$; $r = 0,7505$).	41
Figura 6.2 A. Esquema especializando a origem de cada amostra. B. Teto do salão principal da caverna Paredão de onde foi coletado o Espeleotema 1; evidenciando a alta densidade de estalactites centimétricas com contato lateral. C. Teto do “Salão das Baleias”, da caverna Fazendão, de onde foi coletado o Espeleotema 5.	43

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Isótopos de chumbo presentes nas séries radioativas naturais (Adaptado de Nery, 2009).....	16
Tabela 6.1. Medidas da massa e taxa de contagem (Tc) dos isótopos de Polônio para a determinação da concentração de atividade do Pb-210 (dpm = desintegração por minuto) nos segmentos de espeleotemas coletados na caverna Paredão (1 a 4) e Fazendão (5) – Serra de Itaqueri, Município de Ipeúna (SP).	40

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1 Considerações gerais.....	10
1.2 Localização e acesso à área de estudo	11
2. OBJETIVO E JUSTIFICATIVAS	14
2.1 Objetivo.....	14
2.2 Justificativas	14
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
3.1 Considerações gerais sobre o chumbo e seus isótopos.....	15
3.2 O Pb-210 como traçador geocronológico	17
3.3 Aplicações do método geocronológico do Pb-210 na espeleogênese	19
3.4 Espeleogênese de cavernas areníticas	21
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	23
4.1 Aspectos fisiográficos e socioeconômicos	23
4.1.1 <i>Topografia</i>	<i>23</i>
4.1.2 <i>Clima</i>	<i>24</i>
4.1.3 <i>Hidrografia.....</i>	<i>24</i>
4.1.4 <i>Vegetação</i>	<i>26</i>
4.1.5 <i>Aspectos sociais e atividades econômicas.....</i>	<i>26</i>
4.2 Contexto geológico regional	26
4.3 Contexto geomorfológico e estrutural.....	29
4.4 Ocorrência de cavidades naturais	32
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	35
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	39
6.1 Taxa de crescimento longitudinal.....	41
6.2 Taxa de crescimento lateral	44
6.3 Valores incongruentes e <i>background</i> de radiação natural	44
6.4 Gênese das cavernas	46
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	48
8. REFERÊNCIAS	49
9. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA.....	53

1. INTRODUÇÃO

1.1 Considerações gerais

Geocronologia é o ramo da geociência que estuda a atividade dos radionuclídeos naturais presentes na Terra, correlacionando-a com os processos geológicos e as propriedades físico-químicas de determinados ambientes. Ultimamente, é crescente o interesse pelo estudo de radionuclídeos no meio ambiente, sobretudo pelo fato de cerca de 70% da dose total de radiação recebida pela população ser devida à radiação natural (ALMEIDA, 2003).

Com grande importância do ponto de vista de impacto ambiental, a área de geocronologia de sedimentos vem sendo amplamente aplicada, assim como métodos de análise têm sido aprimorados nas últimas décadas, sobretudo através da análise de radioisótopos presentes em amostras de sedimentos de ambientes aquáticos (MORA, 2015). No processo de acumulação sedimentar em ambientes aquáticos, a relação dos efeitos antrópicos com a ocorrência natural de deposição desses sedimentos pode ser identificada através da determinação da taxa de acumulação de sedimentos – que possui grande importância para o entendimento dos processos geoquímicos ocorridos ao longo do tempo (ROBBINS & EDGINGTON, 1975).

A presença de radioatividade é decorrente do decaimento dos elementos radioativos presentes originalmente nos sedimentos como também daqueles removidos da atmosfera, por precipitação, e que se depositam através de processos sedimentares. Os principais radionuclídeos, naturais ou antropogênicos, transportados pela atmosfera para os ambientes aquáticos e utilizados como traçadores em processos geocronológicos são: ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}Pu , ^{239}Pu , ^{240}Pu e ^7Be (NERY, 2009).

A aplicação desses radio-traçadores na datação é referente a uma escala de tempo de poucos anos a algumas décadas, sendo ideal para processos geodinâmicos recentes (BONOTTO & LIMA, 2006). Dentre eles, o chumbo-210 e o berílio-7 são dois radionuclídeos utilizados com menor frequência que os demais na identificação de origens e processos físicos atmosféricos do aerossol, sobretudo devido às dificuldades técnicas de análise para tais (RODRIGUES *et al.*, 2005).

Entretanto, a técnica de datação com o ^{210}Pb tem uma aplicabilidade de grande sucesso para a cronologia de sedimentos com idades de até cerca de 150 anos, e possui grande importância no estabelecimento do histórico ambiental de meios (NERY, 2009). O método geocronológico do Pb-210 tem aplicação na medida da taxa de acumulação de sedimentos nos

meios aquáticos, bem como em estudos do comportamento de aerossóis na atmosfera (RODRIGUES *et al.*, 2005).

Além das águas superficiais, tal atividade nuclear também é refletida nas águas subterrâneas, que são abastecidas pelas zonas de recargas e por processos de infiltração. Zonas de alta percolação e dissolução apresentam altas concentrações de tal radionuclídeo, e por isso são passíveis de datação.

Rochas passíveis de dissolução e precipitação química exibem concentrações quantificáveis de Pb-210, similar aos sedimentos. Conforme foi demonstrado e validado por Baskaran & Iliffe (1993), espeleotemas carbonáticos apresentam excesso de concentração de Pb-210 em sua composição, e este excesso pode ser empregado na determinação de taxas de crescimento de espeleotemas recentes.

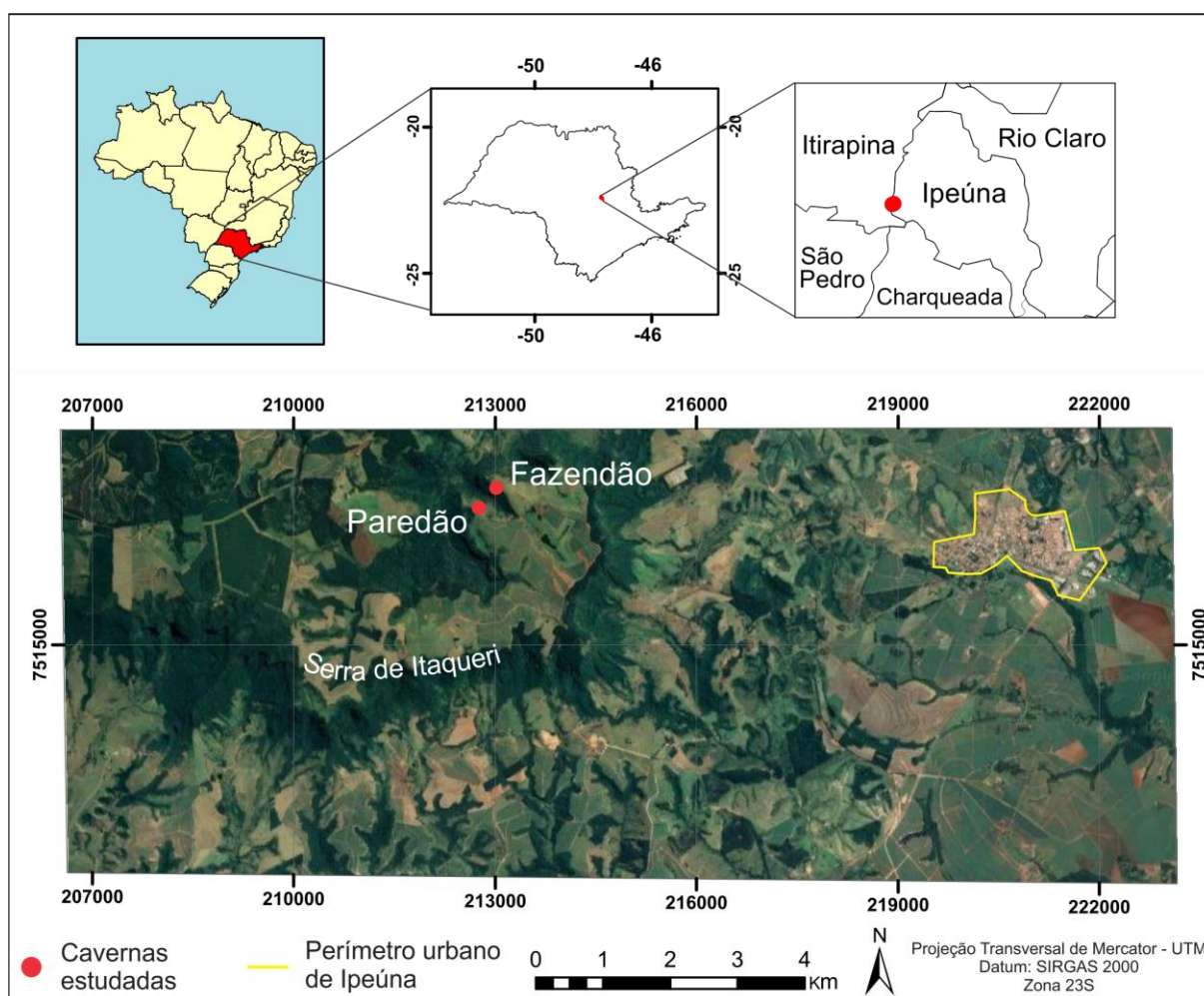
Contudo, o método geocronológico do Pb-210 – até então – só havia sido empregado para espeleogênese de rochas carbonáticas (BASKARAN & ILIFFE, 1993; TANAHARA *et al.*, 1998; CONDOMINES & RIHS, 2006; BONOTTO *et al.*, 2012); sendo o foco deste trabalho aplica-lo para espeleotemas oriundos da dissolução de rochas silicáticas.

1.2 Localização e acesso à área de estudo

O foco de estudo deste trabalho são os espeleotemas das cavernas da Serra de Itaqueri, uma província espeleológica turística localizada nos arredores dos municípios de Ipeúna e Itirapina (SP). A região está localizada na latitude 22°25'58.10"S e longitude 47°47'1.38"O, a aproximadamente 5 km a oeste do perímetro urbano de Ipeúna (Figura 1.1), e abriga cerca de 14 cavidades nos paredões de arenitos que afloram nas escarpas da serra (VIEIRA *et al.*, 2013).

O acesso à área é feito parcialmente por veículos, através de estradas de terra que servem as propriedades rurais existentes na serra, e parcialmente a pé. Algumas rotas são de fácil caminhamento, tais como estradas locais que cortam as pastagens e trilhas abertas diretamente nas matas das encostas. O acesso para as estradas de terra pode ser a partir do perímetro urbano de Ipeúna ou diretamente da Rodovia Wilson Finardi (SP-191), na saída do km 92 (Figura 1.2A).

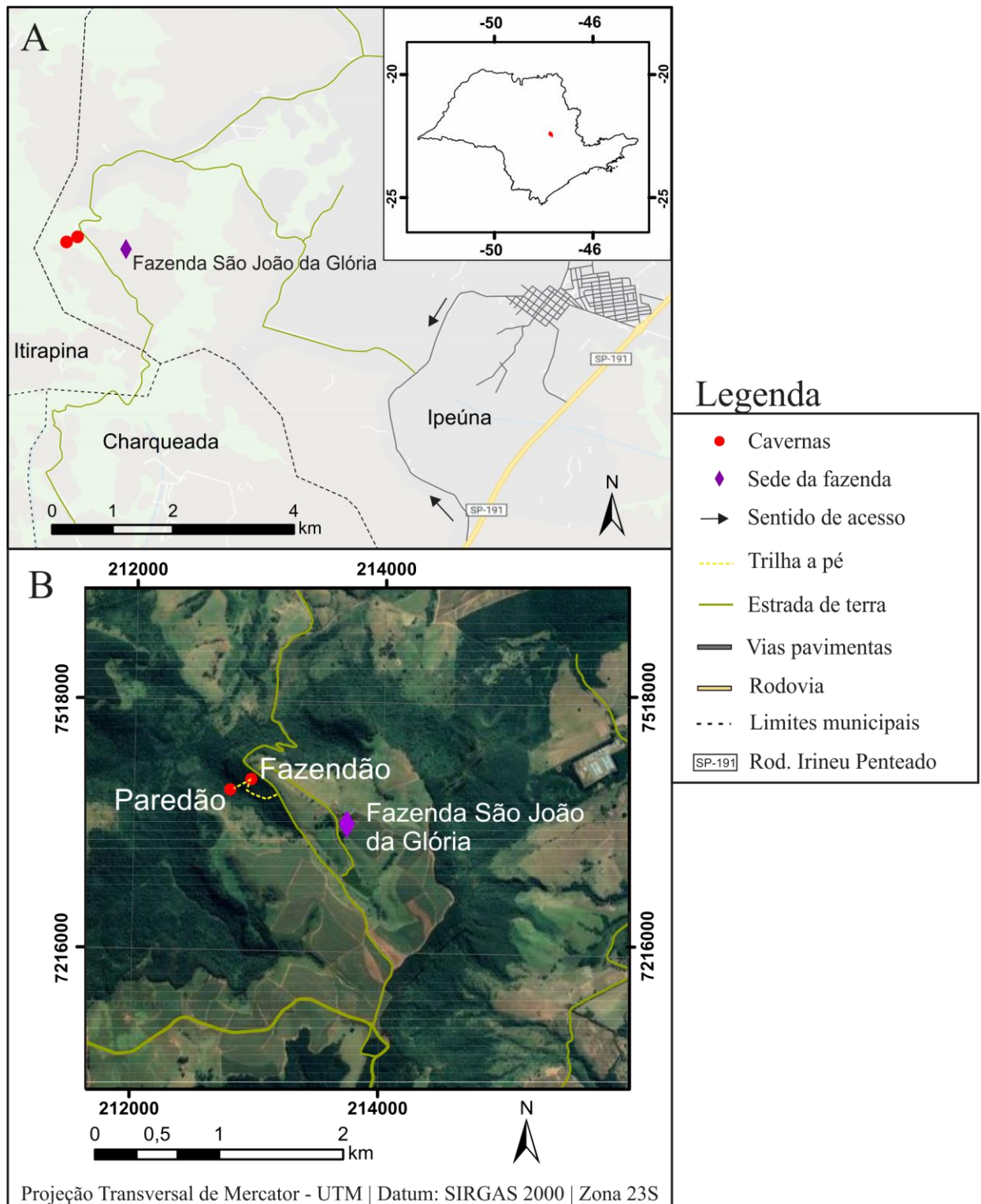
Figura 1.1. Localização da área de estudo – Serra de Itaqueri – com destaque para as cavernas amostradas.



Fonte: Elaborado pelo autor, com base nos dados do Google Earth.

Dentre as principais cavernas, se destacam a Fazendão e a Paredão, as quais se encontram frente a frente, localizadas dentro da Fazenda São José da Glória (Figura 1.2B), e exibem um maior desenvolvimento de relevo cárstico. As cavernas como um todo dessa região já provaram sua importância, representando o polo de cavernas areníticas mais importante próximo a capital paulista, cuja visitação constante em algumas destas indica a relevância turística para a comunidade local (VIEIRA *et al.*, 2013). Devido a isso, a acessibilidade até as cavernas Fazendão e Paredão é garantida por meio de trilhas a pé que se encontram em constante manutenção.

Figura 1.2 A. Vias de acesso à área de estudo. **B.** Imagem de satélite em detalhe exibindo o trajeto de acesso às cavernas, localizadas dentro da Fazenda São João da Glória.



Fonte: Elaborado pelo autor, com base nos dados do Google Earth.

2. OBJETIVO E JUSTIFICATIVAS

2.1 Objetivo

A partir da coleta de espeleotemas de cavernas areníticas, na região da Serra de Itaqueri – município de Ipeúna (SP) – almeja-se testar a validade do método geocronológico do Pb-210, cuja aplicação na espeleogênese foi desenvolvida por Baskaran & Iliffe (1993) somente para carbonatos. Assim, tem-se por objetivo aplicar tal metodologia radiométrica para a espeleogênese silicática a fim de se investigar e determinar a taxa de crescimento recente de tais espeleotemas da região.

2.2 Justificativas

Ao verificar a validade do método, torna-se possível comparar o processo de dissolução de rochas de composição silicática com a de estudos prévios aplicados para carbonatos. Além disso, trata-se de uma abordagem inovadora na região, pois não há trabalhos científicos deste caráter geocronológico nas cavernas da Serra de Itaqueri (SP).

A partir desta análise inovadora, torna-se necessário expandir tal aplicação do método em outras localidades com os mesmos aspectos químicos, como comparativo de parâmetro geoestatístico. O trabalho pode servir, também, para futuras pesquisas relacionadas à obtenção das taxas de crescimento de espeleotemas recentes com outros radionuclídeos traçadores.

Vale ressaltar que o estudo e o conhecimento de cavernas são de extrema importância para a preservação destas, pois apresentam sistemas bióticos endêmicos e informações paleoambientais relevantes sobre a dinâmica recente do tempo geológico. Devido ao fato de a província espeleológica da Serra de Itaqueri ser um polo de turismo ambiental desde a década de 1970 (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001), é imprescindível fomentar a geoconservação destas não só pela importância turística para a comunidade local, mas também pela preservação dos ecossistemas endêmicos atrelados ao carste. Logo, ao ressaltar a importância científica, há uma maior divulgação da região e uma consequente instigação pela preservação ambiental.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Considerações gerais sobre o chumbo e seus isótopos

Chumbo é um elemento químico do grupo dos metais, pertencente à família do carbono na tabela periódica. Trata-se de um metal pesado maleável que possui baixa condutividade elétrica e é altamente resistente à corrosão. Seu número atômico é 82 e o símbolo químico é Pb, derivado do latim *plumbum*. Apresenta uma vasta gama de aplicações e é um dos metais utilizados no mundo (ICZ, 2011).

Raramente é encontrado no seu estado elementar. O mineral de chumbo mais comum é o sulfeto denominado de galena (PbS) – com 86,6% deste metal. Outros minerais de importância comercial são o carbonato (PbCO₃, cerusita) e o sulfato (PbSO₄, anglesita), com teores de 77% e 68% de Pb na composição, respectivamente (MELLOR, 1958).

O chumbo possui três isótopos naturais estáveis pertencentes às séries radioativas naturais que são: ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb e ²⁰⁸Pb. Esses isótopos são os elementos finais das séries radioativas naturais do ²³⁸U (série do urânio), ²³⁵U (série do actínio) e ²³²Th (série do tório), cuja abundância na natureza é dada por 24%, 22% e 52%, respectivamente (NERY, 2009). Além disso, há o ²⁰⁴Pb, o único isótopo radioativo natural que, devido à sua longa meia-vida, pode ser considerado estável, tendo abundância natural de 1,4% (MELLOR, 1958).

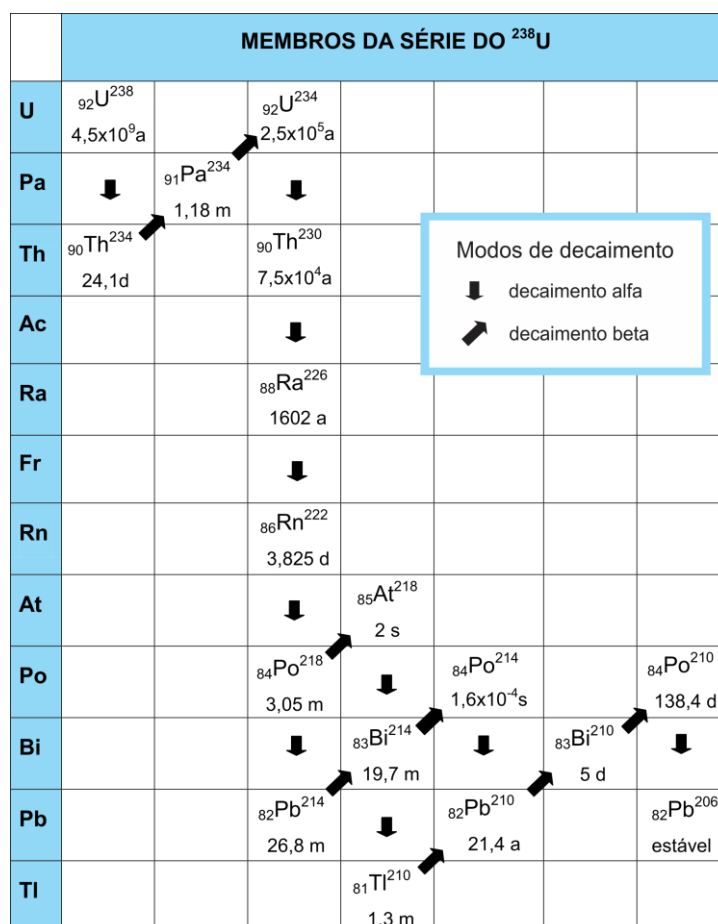
Além disso, o chumbo apresenta alguns radioisótopos presentes em todas as séries radioativas naturais. A Tabela 3.1 apresenta algumas informações sobre esses radioisótopos, sendo eles: ²¹⁰Pb, ²¹¹Pb, ²¹²Pb e ²¹⁴Pb.

Dentre tais isótopos radioativos, o ²¹⁰Pb é o que apresenta o maior tempo de meia-vida, perfazendo 22,26 anos. Trata-se de uma das principais propriedades que se combinam para torná-lo um importante traçador geocronológico, permitindo a datação de sedimentos com idades recentes – variando de 100 a 160 anos (SABARIS, 2010).

A Figura 3.1 mostra a série radioativa do ²³⁸U, em que são indicadas as meia-vidas dos elementos radiogênicos assim como os modos de decaimento. Vale ressaltar que o ²¹⁰Pb é um elemento radioativo intermediário desta série, sendo um radionuclídeo de ocorrência natural, com meia-vida relativamente longa em comparação aos demais da série.

Tabela 3.1. Isótopos de chumbo presentes nas séries radioativas naturais (Adaptado de Nery, 2009).

Série Radioativa	Nuclídeo	Tempo de meia-vida	Tipo de decaimento	Energia (MeV)
Urânio	Pb-204	26,8 minutos	β^-	0,21
				0,51
				0,69
				0,74
				1,03
	Pb-210	22,26 anos	β^-	~80 ~20
	Pb-206	Estável	-	-
Actínio	Pb-211	36,1 minutos	β^-	4,8
				1,4
				93
	Pb-207	Estável	-	0,8
				-
Tório	Pb-212	10,6 horas	β^-	5
				82
				13
	Pb-208	Estável	-	-

Figura 3.1. Série radioativa natural do urânio (U-238).

Fonte: Sabaris (2010).

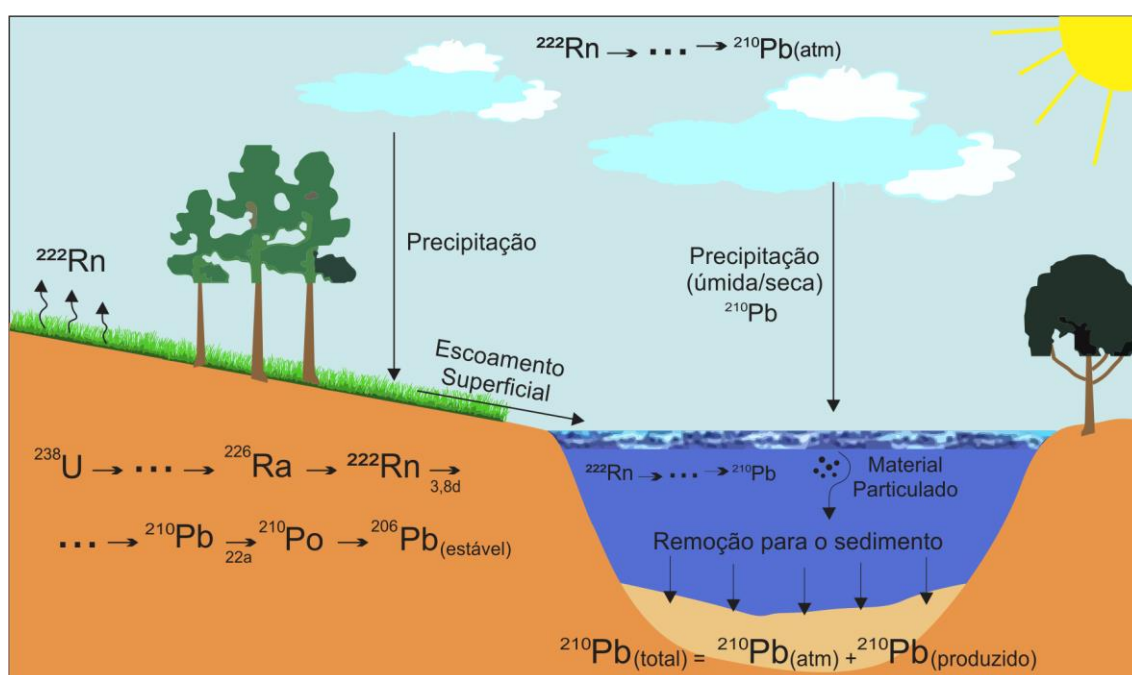
3.2 O Pb-210 como traçador geocronológico

O Pb-210 é facilmente encontrado no solo e nas rochas e contribui com a mais alta dose de radiação para o ser humano (SABARIS, 2010). Com sua meia vida de 22,26 anos, tal radionuclídeo é amplamente usado como um geocronômetro para processos geodinâmicos recentes, cujas principais aplicações incluem determinação de taxas de acumulação de neve ou sedimentos, e processos erosivos do solo (CONDOMINES & RIHS, 2006).

Sua presença no meio ambiente se deve ao Ra-226, que decai para o gás nobre radônio, Rn-222, cuja meia vida é de 3,8 dias. Na atmosfera, o Rn-222 sofre transmutação através de uma sucessão de decaimentos de meia vida curta, até à formação do Pb-210 (Figura 3.2). Este último é removido da atmosfera por precipitação, entrando em lagos e reservatórios através da chuva ou indiretamente pelo escoamento superficial na bacia hidrográfica (SABARIS, 2010). O Pb-210 quando entra em um lago ou oceano, acaba se depositando no fundo por processos de sedimentação e de trocas químicas, juntando-se as camadas de sedimentos.

Contudo, o suprimento de Pb-210 nos sedimentos se dá tanto por precipitação atmosférica como também pelo decaimento do Rádio-226 presente nas águas. O Pb-210 presente nos sedimentos proveniente da precipitação atmosférica é denominado ^{210}Pb “não produzido”, enquanto que o originado no ambiente aquático pelo decaimento do Ra-226 e incorporado aos sedimentos é denominado ^{210}Pb “produzido”. A quantidade total de Pb-210 presente nos sedimentos é a soma dessas duas frações (NERY, 2009).

Figura 3.2. Ciclo Hidrogeoquímico do Pb-210.



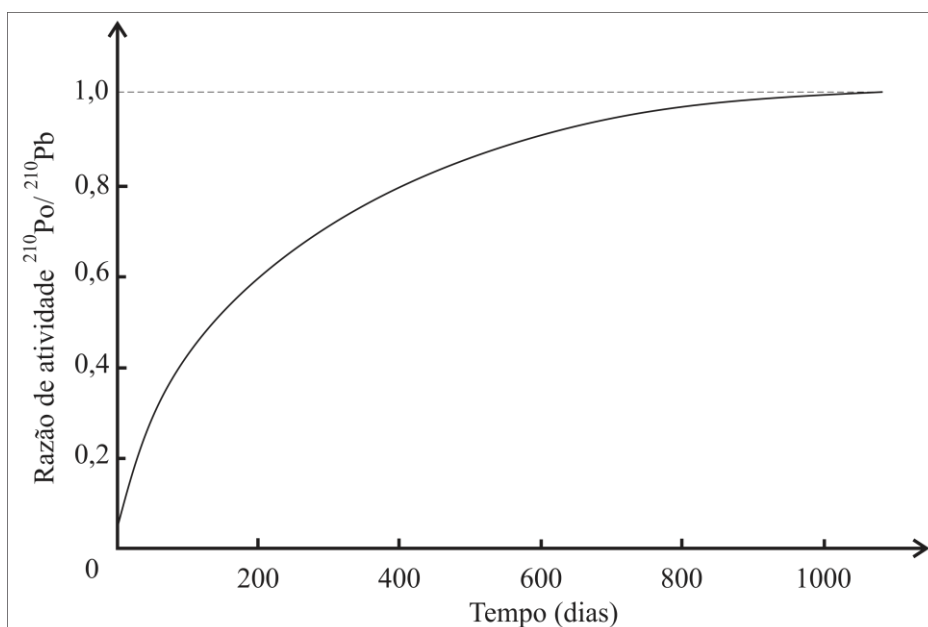
Fonte: Retirado de Nery (2009); modificado de Godoy *et al.* (2006).

No método de datação por Pb-210, assume-se que há condições de equilíbrio radioativo nos sedimentos entre as atividades deste radionuclídeo e de seus antecessores: Rn-222, Ra-226 e U-238 (SABARIS, 2010).

A quantificação deste radioisótopo presente nos sedimentos pode ser feita a partir de dois métodos: métodos radioquímicos e espectrometria gama. Os métodos radioquímicos exibem alta sensibilidade de mensuração, podendo ser empregados em pequenas quantidades de material amostrado. Entretanto, demandam um tempo bem maior, pois requerem um processo de separação química dos elementos e/ou a espera para o crescimento da atividade dos núclídeos filhos (LIMA, 2000; VERGOTTI, 2008; NERY, 2009; SABARIS, 2010).

Através dos métodos radioquímicos, a datação por meio do Pb-210 pode ser feita de forma indireta mediante a medida do Bi-210 (por contagem de partículas beta) ou do Po-210 – ambos elementos filhos do Pb-210 na série radioativa do urânio. O Po-210 é o que apresenta vantagens na mensuração, pois pode ser identificado sem erros por espectrometria alfa (técnica mais sensível) e sua extração dos sedimentos é simples (VERGOTTI, 2008). Além disso, o Po-210 exibe uma meia vida (138,4 dias) maior que o seu antecessor Bi-210 (5 dias), entrando em equilíbrio radioativo com o Pb-210 em, aproximadamente, 922 dias após o início da desintegração, conforme ilustra a Figura 3.3 (NERY, 2009).

Figura 3.3. Estabelecimento do equilíbrio radioativo entre o ^{210}Pb e o ^{210}Po .



Fonte: Nery (2009).

Já a determinação direta do Pb-210 é feita por intermédio da medida da radiação gama (energia de 46,51 keV) ou das partículas beta (energia de 18 keV) (VERGOTTI, 2008). Entretanto, as baixas concentrações de Pb-210 – geralmente encontradas na maioria das

amostras biológicas e ambientais (tipicamente de 1 a 100 Bq kg⁻¹) – a baixa energia da radiação emitida, a elevada radiação de *background* e a auto-absorção dos raios gama na amostra representam obstáculos significantes para a utilização da espectrometria gama, uma vez que impossibilitam suficiente precisão nas medidas (NERY, 2009).

Desta forma, a determinação indireta a partir do Po-210 foi a adotada nesse trabalho (conforme descreve o Capítulo 5 de Materiais e Métodos).

3.3 Aplicações do método geocronológico do Pb-210 na espeleogênese

A grande maioria dos trabalhos sobre a avaliação da taxa de sedimentação utilizando o método do Pb-210 vem sendo realizada em ambientes lênticos, tais como lagos e represas (VERGOTTI, 2008; NERY, 2009). Há poucos estudos que aplicam tal método na espeleogênese, sendo todos pautados nas rochas carbonáticas (BASKARAN & ILIFFE, 1993; TANAHARA *et al.*, 1998; CONDOMINES & RIHS, 2006; BONOTTO *et al.*, 2012).

Espeleotemas são depósitos minerais encontrados em cavernas, e por vezes em superfície, formados através de um processo iniciado pela dissolução de minerais das rochas pela água, transporte do material em solução por via de fraturas e precipitação em ambientes de condições favoráveis (MASSUQUETO *et al.*, 2011). Trata-se de feições comumente encontradas em cavernas calcárias, onde podem alcançar dezenas de metros de comprimento.

Foi demonstrado por Baskaran & Iliffe (1993) que espeleotemas carbonáticos apresentam excesso de concentração de Pb-210 em sua composição, e que este excesso pode ser empregado na determinação de taxas de crescimento de espeleotemas recentes. Trata-se de uma aplicação inovadora deste método geocronológico, que se mostra totalmente válido para tais estudos deposicionais nos relevos cársticos.

O carbonato de cálcio é insolúvel em água, contudo é solúvel em água com gás carbônico. Devido às grandes pressões, a água subterrânea contém uma grande quantidade de gás carbônico, fazendo com que haja altas concentrações de carbonato de cálcio nesta. Espeleotemas carbonáticos são formados quando as águas subterrâneas gotejantes da caverna – supersaturadas em CaCO₃ – começam a perder lentamente CO₂ dissolvido, diminuindo, assim, a solubilidade do carbonato de cálcio e havendo uma consequente deposição de calcita cristalina, conforme denota a Equação 3.1 (TANAHARA *et al.*, 1998).

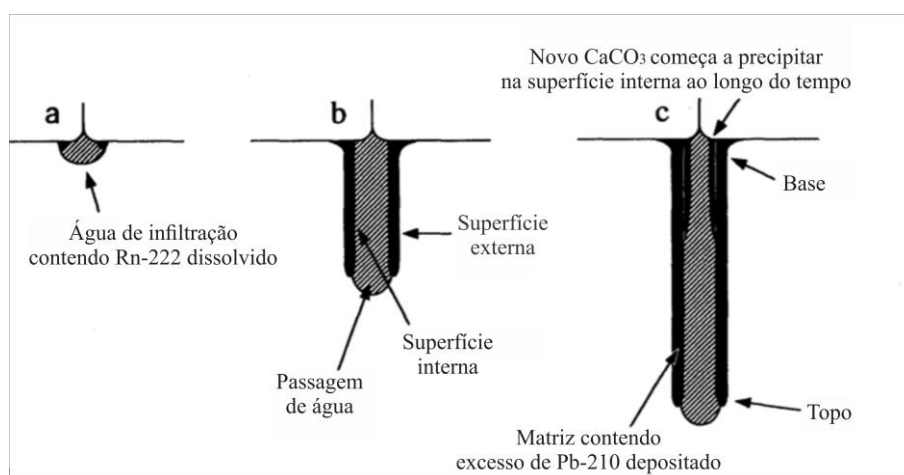


As águas subterrâneas apresentam concentrações muito altas de Rn-222, que são derivadas do recuo dos átomos de radônio na fase aquosa durante sua produção a partir da cadeia de decaimento da série do urânio (U-238). Além disso, quantidades mensuráveis deste

gás nobre foram encontradas no ar em cavernas de várias partes do mundo. A maior parte desse ar no interior da caverna provavelmente se desgaseificou das águas que corriam ou pingavam na caverna. (BASKARAN & ILIFFE, 1993; BONOTTO *et al.*, 2012).

Como as águas que escorrem de estalactites para estalagmites em cavernas apresentam Rn-222 dissolvido, o Pb-210, radiogênico filho da desintegração do Rn-222, deve se acumular na crescente rede cristalina carbonática (Figura 3.4). Assim, as concentrações de Pb-210 nos espeleotemas devem, teoricamente, oferecer um mecanismo de datar depósitos em cavernas relativamente jovens (BASKARAN & ILIFFE, 1993).

Figura 3.4. Estrutura de um espeleotema que se forma a partir da queda de água na caverna (a-c). O tamanho mínimo é igual ao diâmetro de uma gota de água. Com a água descendo pelo canal central, a deposição ocorre ao longo da parede interna do canal, sendo possível quantificar o Pb-210 em sua composição.



Fonte: Modificado de Tanahara *et al.* (1998).

Comprovando o êxito de quantificar Pb-210 em espeleotemas carbonáticos, tornou-se possível a datação por tal metodologia radiométrica desde a deposição tenha ocorrido nos últimos 150 anos (BASKARAN & ILIFFE, 1993). Entretanto, por estar em constante crescimento, cada segmento do espeleotema apresenta uma atividade de Pb-210 diferente, em que as camadas mais ao topo exibem uma maior atividade deste radionuclídeo devido ao fato de a deposição cristalina ser mais recente.

Desta forma, Baskaran & Iliffe (1993) desenvolveram a seguinte fórmula (Equação 3.2) referente à concentração da atividade de Pb-210 ao longo do comprimento de um espeleotema carbonático:

$$Pb_x = {}^{210}Pb_s \exp(-\lambda/s)d \quad \text{Equação 3.2}$$

Onde: Pb_x e ${}^{210}Pb_s$ são as atividades do Pb-210 na camada do segmento mais recente (s) e em outra camada qualquer de segmento (x); λ é a constante de decaimento do

radionuclídeo Pb-210 (no caso, equivale a $0,0311 \text{ ano}^{-1}$); d é a distância entre essas duas camadas; e s é a taxa de crescimento do espeleotema (mm/ano).

A taxa de crescimento vertical ou lateral do espeleotema corresponderá ao melhor ajuste à curva exponencial (Equação 3.2) referente à concentração da atividade de Pb-210 ao longo das camadas depositadas mais recentes para as mais antigas – em até 150 anos.

3.4 Espeleogênese de cavernas areníticas

O conceito de carste foi estabelecido tomando por base relevo desenvolvido em rochas solúveis, especificamente rochas carbonáticas (HARDT, 2003). Assim sendo, o estudo da gênese e dinâmica das formas desenvolvidas neste contexto, por muito tempo, foi estreitamente relacionado com a solubilidade química das rochas carbonáticas, a ponto de se excluir qualquer possibilidade de processos cársticos em outros tipos de rochas, como é o caso dos arenitos siliciclásticos (MASSUQUETO *et al.*, 2011).

A questão do carste não carbonático ainda é controversa nos meios acadêmicos. Foi somente a partir da década de 1950 que pesquisadores de diferentes partes do mundo começaram a estudar grandes relevos de dissolução desenvolvidos em rochas não carbonáticas, sobretudo em arenitos e quartzitos, concluindo que era passível de ocorrer carstificação em outros litotipos. (MASSUQUETO *et al.*, 2011).

Pontes & Melo (2009) descrevem que “os espeleotemas constituídos predominantemente de sílica mostram que a dissolução e reprecipitação dos minerais do arenito são significativas”. Desta forma, a presença de espeleotemas em sistemas silicáticos são possíveis e significativas, contudo, não de maneira tão desenvolvida e rápida como no caso de rochas carbonáticas.

Para a existência de sistemas cársticos, alguns fatores são indispensáveis, tais como: rochas minimamente solúveis com permeabilidade de fraturas; gradiente hidráulico elevado; e o clima, relacionado com a disponibilidade de água, sendo mais intenso o desenvolvimento de sistemas cársticos em climas úmidos (KARMANN, 2000 *apud* MASSUQUETO *et al.*, 2011). Assim, o relevo de um carste também pode se originar em rochas consideradas pouco solúveis, desde que o intemperismo químico condicione o surgimento da morfologia e a formação de condutos, organizando uma rede de drenagem ao menos parcialmente subterrânea (HARDT *et al.*, 2009).

Nesse sentido, independente do litotipo, a geomorfologia leva vantagem sobre outras abordagens do carste, pois se baseia em formas de relevo para inferir os processos de dissolução formadores (HARDT *et al.*, 2009). Ou seja, as cavernas podem resultar de vários

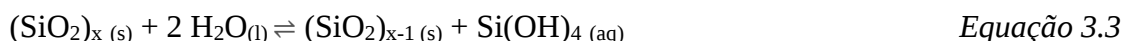
processos, tais como movimentos gravitacionais de massa, erosão, fragmentação da rocha e intemperismo químico – dissolução (MORAIS & SOUZA, 2009).

Embora seja mais comum em rochas carbonáticas, em rochas areníticas a gênese de uma caverna e a extensão de condutos são amplamente influenciados pelo padrão de fraturamento (RIBEIRO *et al.*, 2005), uma vez que se trata de uma rocha com alta presença de sílica, cuja solubilidade é bem mais baixa que a de minerais carbonáticos.

A origem e evolução das cavernas de arenito (ou areníticas) – assim como suas feições de dissoluções – são bastante complexas, uma vez que são condicionadas pelo padrão estrutural, geomorfológico, estratigráfico e climático da área de ocorrência (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001). Geralmente, o desenvolvimento de espeleotemas areníticos ocorre preferencialmente junto aos planos de estratificação sedimentar e planos de fraqueza estrutural da rocha (HARDT *et al.*, 2009; VIEIRA *et al.*, 2013).

Sob condições normais, a solubilidade da sílica na forma de quartzo (SiO_2) é de 6,5 mg/L, podendo aumentar de acordo com a composição, estrutura e granulometria dos diferentes minerais silicáticos. A solubilidade da sílica é constante na faixa de pH 2 a 9, sendo o pH ideal para a precipitação da sílica como coloide é próximo de 4,5 (GOMES *et al.*, 2018).

Como principal reação de dissolução dos silicatos tem-se a hidrólise, que se inicia quando as superfícies de contato dos minerais silicáticos desequilibram-se em suas valências e permitem a aproximação das moléculas de água, conforme a Equação 3.3 (GOMES *et al.*, 2018).



O Brasil apresenta uma vasta exposição superficial de rochas silicosas, e entre estas estão os arenitos. Diversas áreas areníticas já foram detalhadas e estudadas por serem conhecidas por suas expressões de relevo, sobretudo as cavernas, sugerindo potencial cárstico com desenvolvimento de espeleotemas. Pode ser citadas como principais ocorrências de cavernas em rochas areníticas no país: Serra de Itaqueri (SP), Chapada dos Guimarães (MT), Toca das Confusões (PI), Serra do Lajeado (TO), Campos Gerais (PR), as cavernas de Altamira (PA) e Altinópolis (SP) (HARDT *et al.* 2009; MORAIS & SOUZA, 2009; HARDT *et al.*, 2010; MASSUQUETO *et al.*, 2011).

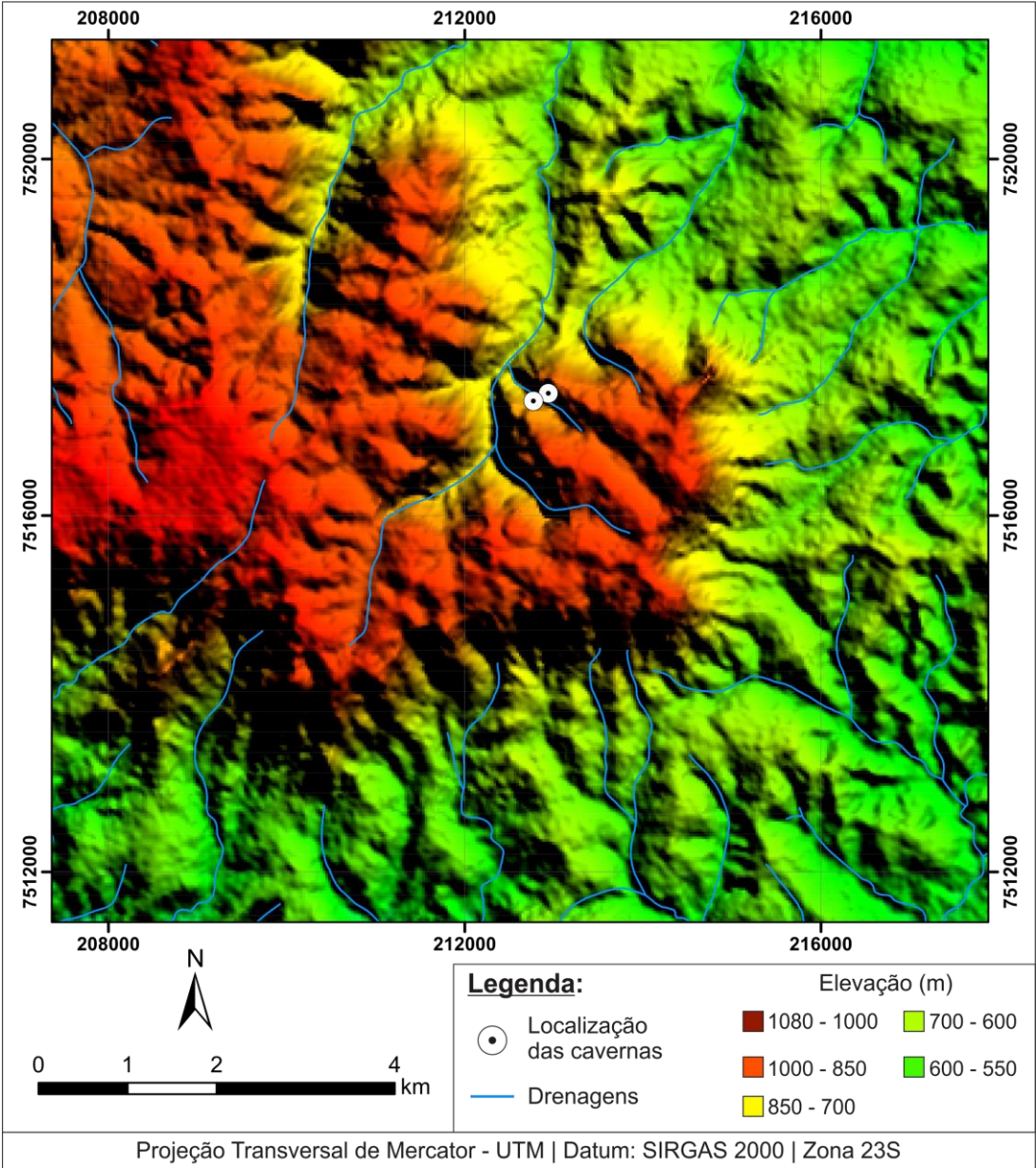
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Aspectos fisiográficos e socioeconômicos

4.1.1 Topografia

A Serra de Itaqueri apresenta uma grande amplitude topográfica, perfazendo aproximadamente 300 m desde o sopé da serra até a altitude máxima – a qual atinge valores superiores a 1000 m (Figura 4.1). A porção serrana exhibe irregularidades no relevo, com vertentes de alto grau de inclinação, enquanto ao seu redor o relevo é caracterizado por colinas suaves cuja altitude varia de 550 m a 650 m (RODRIGUES, 2009).

Figura 4.1. Modelo digital de elevação na Serra de Itaqueri, dando destaque às cavernas da área de estudo.

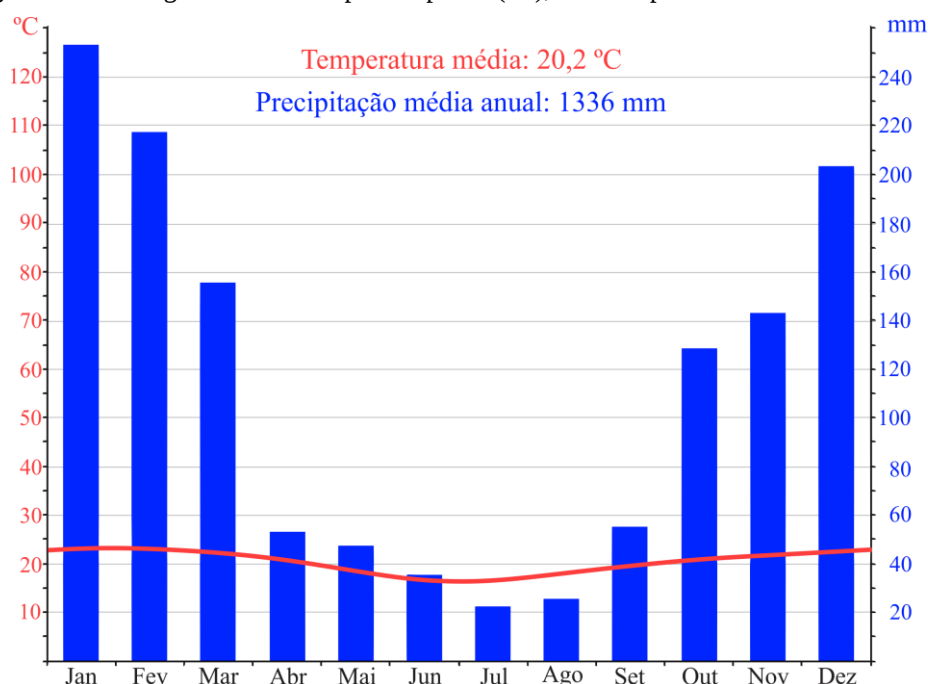


Fonte: Elaborado pelo autor com base nos dados em *raster* do IBGE (2015).

4.1.2 Clima

O clima da área de estudo é caracterizado por invernos secos e verões quentes, com cerca de 80% da precipitação pluviométrica anual concentrada nos meses de outubro a março (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001). A região serrana atinge uma média anual de 18 °C, enquanto nas regiões de menores cotas atinge média de aproximadamente 19,5 °C (ZONATTO, 2009). De acordo com o Climate-Data (2016), o município de Ipeúna como um todo exibe temperatura anual média de 20,2 °C e uma precipitação média anual de 1336 mm (Figura 4.2).

Figura 4.2. Climograma do município de Ipeúna (SP), baseado pela coleta de dados em 2016.



Fonte: Climate-Data.org. Disponível em: <<https://pt.climate-data.org/americas-do-sul/brasil/sao-paulo/ipeuna-286882/>>. Acesso em 28 de julho de 2019.

4.1.3 Hidrografia

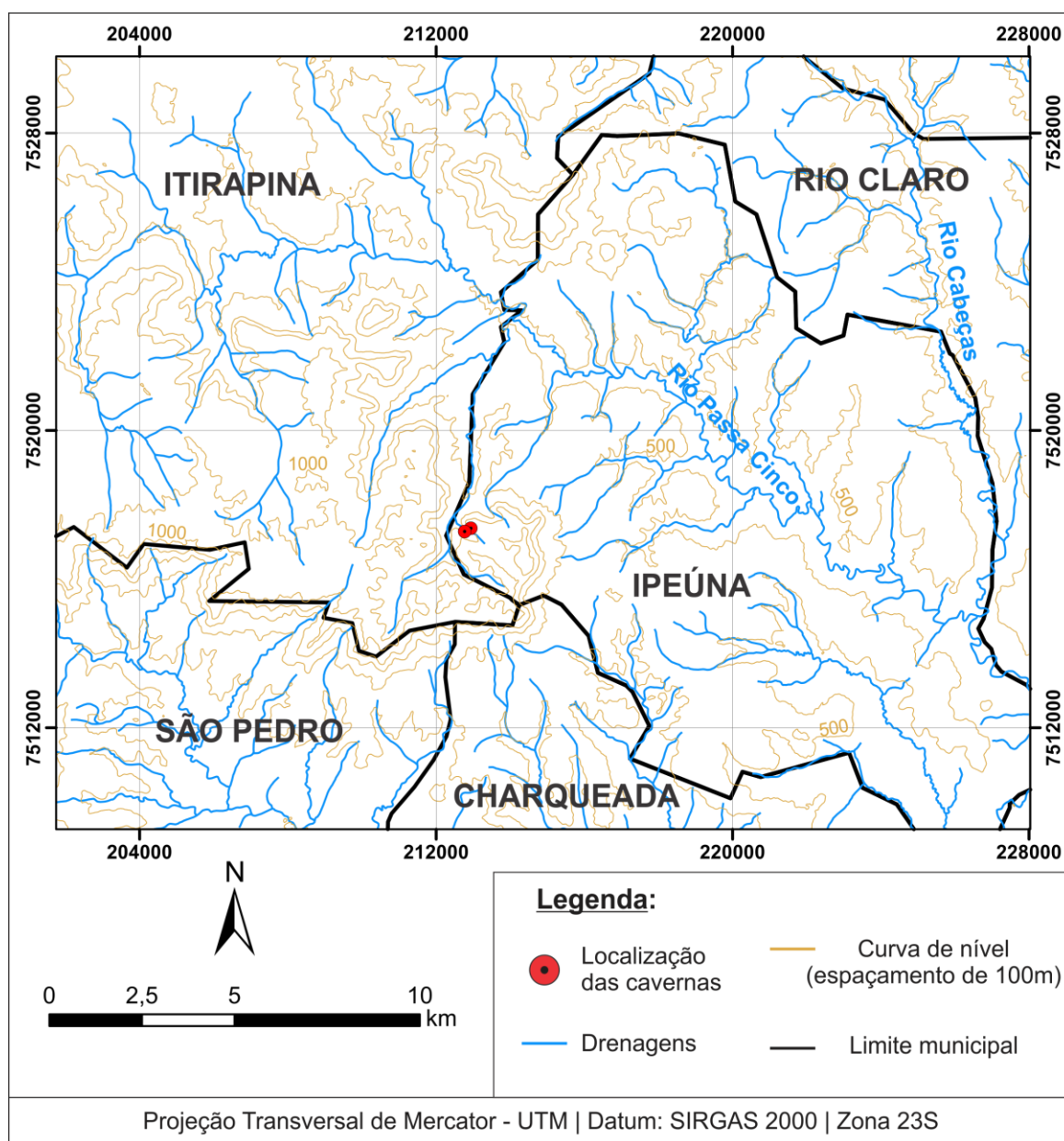
A região da Serra de Itaqueri se encontra em sua maior parte na Bacia do Rio Corumbataí e se limita ao sul com a Bacia do Rio Piracicaba. A área de estudo compreende a bacia do rio Corumbataí, que por sua vez está inserida na Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos número 5 (UGRH5) – Piracicaba/Capivari/Jundiaí (PCJ), e exibe uma vasta rede de drenagem superficial com cachoeiras na faixa de cabeceiras.

Os recursos hídricos da bacia do rio Corumbataí compreendem quatro rios formadores principais: Corumbataí, Passa Cinco, Cabeça e Ribeirão Claro. A área de estudo engloba diversas nascentes dos afluentes do rio Passa Cinco (Figura 4.3), um importante afluente do rio Corumbataí que nasce próximo a Itaqueri da Serra, em Itirapina (GIANGIULIO, 2009).

Além disso, a região de ocorrência das cavernas na Serra de Itaqueri possui grande importância nesse contexto hídrico, pois compreende os arenitos que compõem zona de recarga do “Megaquífero Guarani” (ROCHA, 1996) e deve ser preservada para manutenção da qualidade da água, utilizada para o abastecimento de milhões de pessoas pelo país.

De acordo com Vieira *et al.* (2013), os elementos da rede de drenagem da serra são em sua maioria dendríticos a subdendríticos e em alguns casos retangulares, com rios que correm no *front* da cuesta e na frente do *front* da cuestas. Quanto à morfologia das drenagens, observam-se vertentes de convexidade suave, geralmente sem concavidade basal, acabando em vales de fundo chato (FAGUNDES, 2011).

Figura 4.3. Mapa topográfico da área de estudo, destacando a rede hidrográfica.



Fonte: Elaborado pelo autor com base nos dados do IBGE (2015).

4.1.4 Vegetação

A área de vegetação natural em todo o interior do Estado de São Paulo é muito reduzida, comumente com ausência de mata ciliar nos médios e baixos cursos dos rios da Bacia do Rio Corumbataí – ocupados geralmente pelo cultivo de cana ou pastagens (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001). Alguns remanescentes de mata ciliar são encontrados ao longo do Rio Cabeça e Rio Passa Cinco (ZAINÉ, 1996).

Nos *fronts* da cuesta, área de mais difícil acesso, preserva-se ainda a mata original, mas modificada por ação antrópica a partir da abertura de trilhas, por exemplo, dado o potencial turístico da região (MONTEIRO & RIBEIRO 2001). Encontram-se também porções de floresta nativa, ocupando áreas de relevo acidentado e de difícil acesso como morros e porções serranas de alta amplitude topográfica (CORVALÁN, 2005). Estas formações vegetais ocorrem em fragmentos isolados de mata de encosta, mata ciliar, cerradão, cerrado, campos sujos, várzeas e capoeiras (RODRIGUES, 1991 *apud* CORVALÁN, 2005).

4.1.5 Aspectos sociais e atividades econômicas

As cavernas da Serra de Itaqueri se encontram nas áreas rurais dos municípios de Ipeúna e, sobretudo, Itirapina. O PIB per capita do município de Ipeúna é correspondente ao 23º maior do Estado de São Paulo, enquanto que o do município de Itirapina ocupa o 348º lugar no *ranking* (IBGE, 2015).

As atividades econômicas se resumem à agropecuária. Quanto ao uso e ocupação do solo desses municípios, segundo Zaine (1996 *apud* VIEIRA *et al.*, 2013), têm-se por ordem de grandeza decrescente por área: pastagem, cultura de cana de açúcar, silvicultura, mata, fruticultura, cerrado, cultura anual, ocupação urbana e outros.

Além disso, vale ressaltar o potencial turístico das cavernas areníticas e das cachoeiras desta região, atividade que se iniciou na década de 1970 e se intensificou a partir do século XXI, com o foco em turismo ambiental (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001). Contudo, o turismo ainda se mostra em um estado incipiente, quando confrontado com o potencial observado em toda região compreendida pela serra (RODRIGUES, 2009).

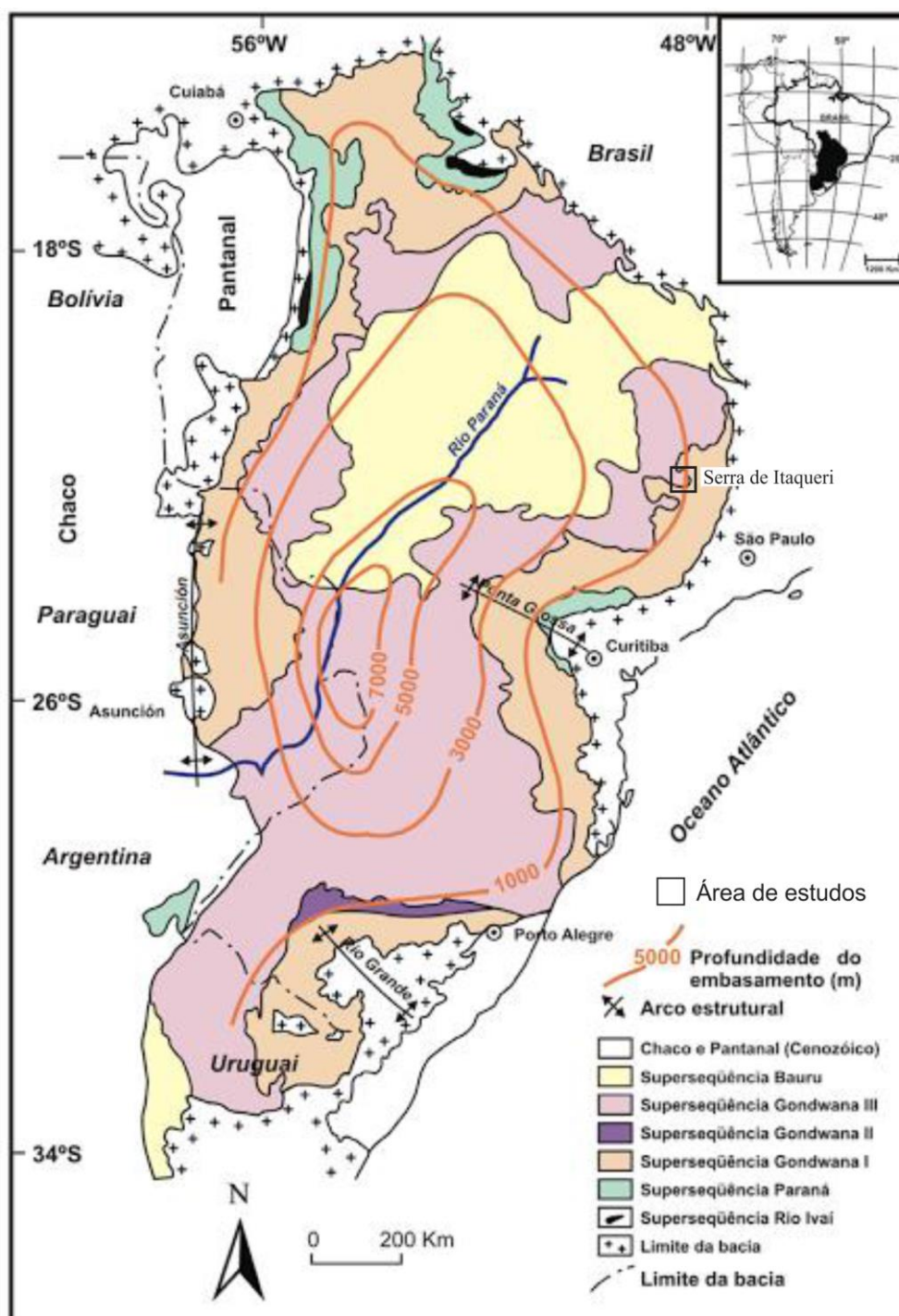
4.2 Contexto geológico regional

A Serra de Itaqueri está inserida no contexto geológico da Bacia Sedimentar do Paraná, uma ampla região sedimentar do continente sul-americano, que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (Figura 4.4), totalizando uma área que se aproxima dos 1,5 milhão de quilômetros quadrados

(MILANI *et al.*, 2007). Trata-se de uma bacia intracratônica de forma ovalada-irregular com eixo maior alongado segundo a direção NNE-SSW (1750 km de comprimento) e largura média de 900 km (ZALÁN *et al.*, 1987).

As unidades litoestratigráficas aflorantes na área de estudo são as Formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Itaqueri; sendo que as cavidades na região ocorrem nos arenitos eólicos de idade jurássica da Formação Botucatu (Figura 4.5).

Figura 4.4. Localização e subdivisão aloestratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná.



Fonte: Adaptada de Milani (1997).

Aflorando na porção basal da serra há a Formação Pirambóia, unidade de idade eotriássica que é constituída por arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados, médios e muito finos, silto-argilosos, de grãos polidos, subangulares e subarredondados, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Exibe como estruturas sedimentares estratificação cruzada, planar e acanalada, e estratificação plano-paralela nas porções litológicas siltoargilosas, sendo estas as estruturas mais comuns. Schneider *et al.* (1974) descreve o ambiente deposicional para a formação correspondendo a um ambiente continental fluvial e desértico de depósitos de rios meandantes associados a pequenas lagoas em clima oxidante.

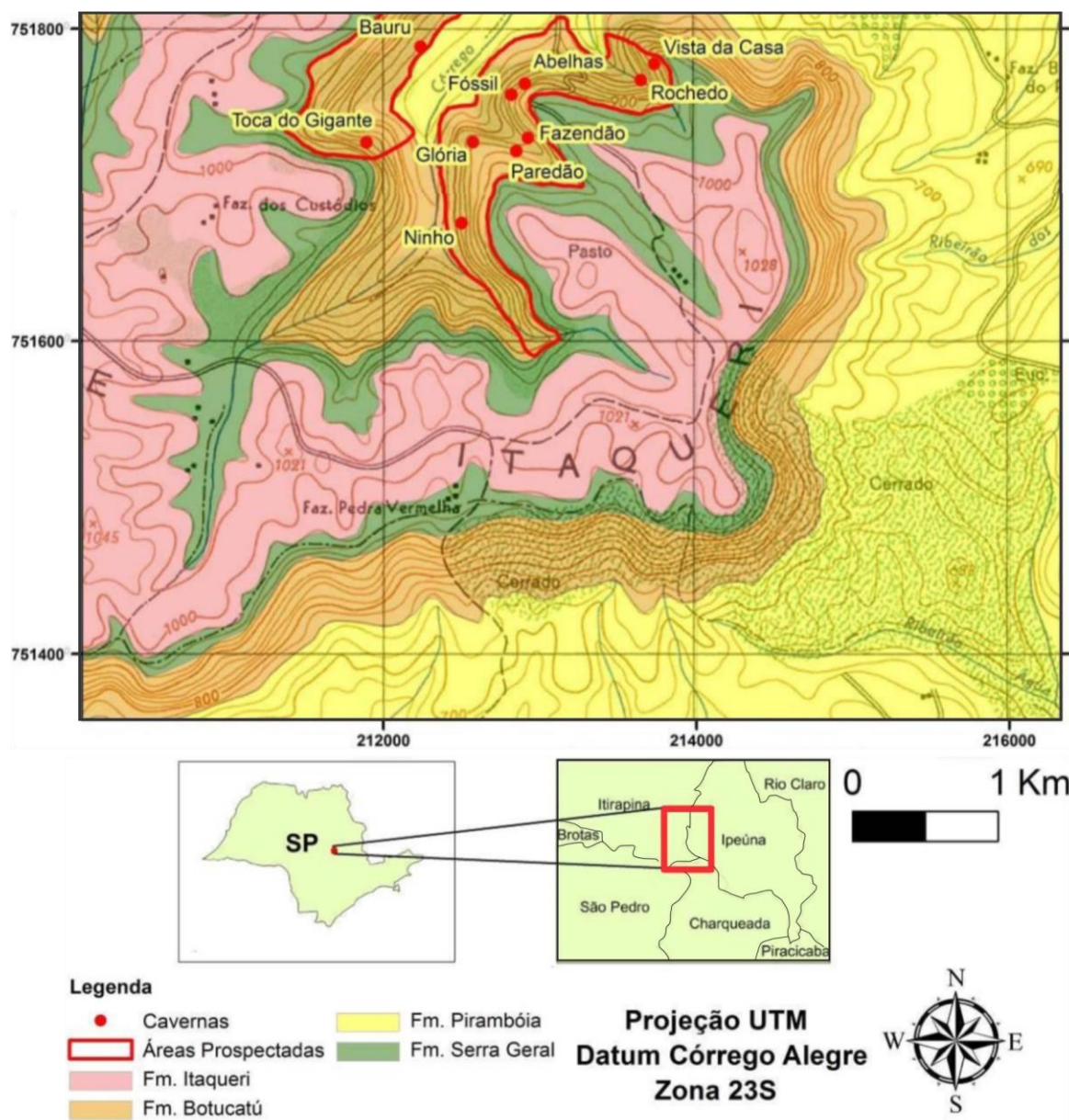
Entretanto, os arenitos que afloram nas escarpas da serra são os da Fm. Botucatu, sendo os mais representativos para o relevo cárstico. Trata-se de uma unidade geológica constituída, quase totalmente em sua ampla área de ocorrência, por arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte (MILANI *et al.*, 2007). Representam ambiente deposicional de deserto continental (PERINOTTO & ZAINÉ, 2008).

Já a Fm. Serra Geral constitui o conjunto de basaltos formados por derrames em extenso vulcanismo de fissura, sendo a maior manifestação ígnea não-oceânica durante o Fanerozoico vinculada aos campos tensoriais e fenômenos endógenos que levaram à desagregação do Pangea (MILANI *et al.*, 2007). Os derrames são formados por rochas de cor cinza-escuro a preto, afaníticas, com espessura individual variável, no geral de poucos metros a 50 ou 100 metros, datados do Cretáceo (MILANI *et al.*, 2007). Tal unidade ígnea extrusiva ocorre na porção superior da serra.

Por fim, a Fm. Itaqueri compreende depósitos rudáceos de leques aluviais de idade paleocênica-eocênica presentes sobre as serras de Itaqueri, São Pedro, São Carlos e Cuscuzeiro (RICCOMINI, 1997). Ainda para Riccomini (1997), a gênese desta é relacionada com a evolução da erosão pós-Serra Geral, que promoveu um aplainamento generalizado na bacia, removendo as irregularidades decorrentes das atividades tectônicas precedentes. A sedimentação da formação se deu na forma de leques aluviais rudáceos, em condições de média a alta energia, sobre os basaltos da Formação Serra Geral e localmente sobre os arenitos eólicos e flúvioeólicos das formações Botucatu e Pirambóia, respectivamente.

Deste modo, a área de estudo é representada basicamente pelas unidades que compõem o Grupo São Bento, evidenciando uma sedimentação exclusivamente continental, em clima árido a semiárido, encerrada por amplo vulcanismo basáltico, durante o Mesozoico.

Figura 4.5. Mapa geológico da Serra de Itaqueri, dando destaque em vermelho pelas principais ocorrências de cavidades naturais nos arenitos da Fm. Botucatu.



Fonte: Adaptado de Vieira *et al.* (2013).

4.3 Contexto geomorfológico e estrutural

Segundo Almeida (1964), o relevo do Estado de São Paulo é compartimentado em cinco províncias geomorfológicas: Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental (Figura 4.6 A).

A área de estudo corresponde a uma faixa de transição entre duas unidades geomorfológicas, a Depressão Periférica Paulista e as Cuestas Basálticas Paleozoicas da borda leste da bacia sedimentar do Paraná (VIEIRA *et al.*, 2013). O perímetro urbano de Ipeúna se encontra justamente próximo deste limite, sendo bordejado pelo relevo positivo das cuestas a leste, na própria Serra de Itaqueri (Figura 4.6 B).

A unidade geomorfológica Depressão Periférica Paulista corresponde a uma região deprimida nos sedimentos paleo-mesozoicos entre o Planalto Atlântico, a leste, e as Cuestas Basálticas a oeste; que se destaca por ser muito mais erodida, expondo consequentemente, mais altos topográficos representados por camadas mais resistentes ao intemperismo (ALMEIDA, 1964). Estes desníveis raramente ultrapassam os 100 m, apresentando relevo com morros suavizados e sem planícies aluviais importantes. Entretanto, segundo Penteado (1976 *apud* Sousa, 1997), destaca-se o nível de cota 600-630 m, representado por zonas aluvionares dos rios Corumbataí-Cabeça, Cabeça-Passa Cinco, Corumbataí-Ribeirão Claro e de seus afluentes. A rede de drenagem apresenta baixa densidade e alto grau de organização estrutural controlada pela presença de falhamentos verticais a sub-verticais relacionados a intrusão de diques e sills de diabásio (SOUZA, 1997).

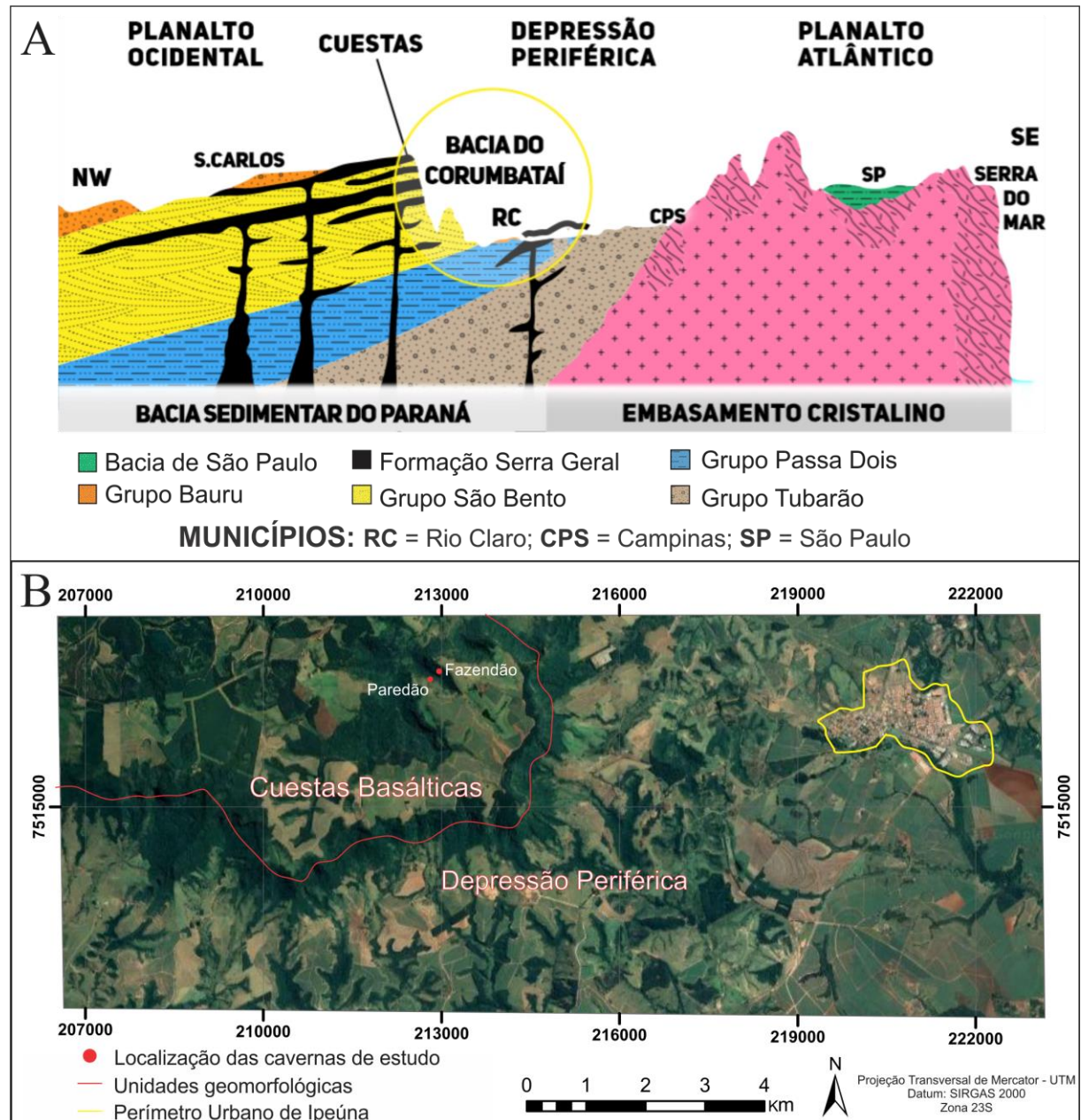
Já as Cuestas Basálticas são derrames basálticos que atuam como uma camada competente das formações areníticas subjacentes menos resistentes, gerando elevadas e festonadas cuestas. Esta província apresenta relevo muito acidentado, suas escarpas apresentam cortes abruptos e íngremes em sua parte frontal e um declive suave em seu reverso (VIEIRA *et al.*, 2013). Segundo Almeida (1964), tal relevo está associado a sucessão de camadas em que rochas pouco resistentes à erosão se alternam com outras, mais resistentes, que afloram em destaques topográficos, caracterizando a área com feições distintivas de relevos assimétricos e cuestas típicas.

Tipicamente, um relevo cuestiforme se desenvolve na borda de uma bacia sedimentar, apresentado uma depressão periférica, associado a um desnivelamento abrupto, denominado *front* de cuesta, seguido por um reverso de declividade suave em direção ao centro da bacia. A Serra de Itaqueri corresponde a um apêndice de um relevo cuestiforme típico, apresentando estas três unidades de relevo bem definidas na paisagem (HARDT *et al.*, 2009).

Depósitos de *talús* são observados continuamente no sopé das encostas da serra (VIEIRA *et al.*, 2013). A quebra de relevo representada pela mudança abrupta do paredão rochoso para o sopé deposicional do *talús* é facilmente detectável por sensoriamento remoto (Figura 4.6 B).

As drenagens da área se encontram encaixadas em vales medianamente desenvolvidos repletos de colúvios. Tal feição indica, além de um grande potencial erosivo (provavelmente ocasionado pela condicionante hidráulica), um regime de escoamento concentrado, com forte atuação das chuvas torrenciais no delineamento da paisagem (VIEIRA *et al.*, 2013).

Figura 4.6. A. Seção esquemática do estado de São Paulo, com destaque para a região da Bacia do Corumbataí. B. Compartimentação geomorfológica a nível regional, com destaque para as duas unidades de relevo características da área de estudo.



Fonte: A. Kolya (2019); B. Adaptado de Vieira *et al.* (2013).

Além disso, a Bacia do Paraná é marcada por um padrão de feições lineares em forma de “X”, dividido em 3 direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W, predominando a primeira orientação (ZALÁN *et al.*, 1987). Trata-se de zonas estruturais com maior mobilidade tectônica em comparação às áreas adjacentes, controlando a sedimentação durante a evolução da bacia. Desta forma, a geomorfologia da região é controlada fortemente por estas zonas de fraqueza, definidas pelos alinhamentos estruturais, controlando a sua drenagem e as áreas de rebordo das cuestas (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001).

Localmente, Hardt *et al.* (2009) listaram diversas feições atreladas à evolução do relevo, tais como: bancadas lateríticas, cabeceiras de drenagens superpostas, vales sem cabeceiras de drenagens, consumidas pela evolução da cuesta, dolinas e uvalas em pontos isolados da Serra de Itaqueri. Estes elementos, em conjunto, mostram que mudanças vêm ocorrendo na área de planalto, com capturas de rios pela evolução da cuesta, rebaixamento do freático e soerguimento tectônico, provocando o aparecimento de cabeceiras de drenagens truncadas, além da atividade química, que produz as depressões em vários arranjos e tamanhos (HARDT *et al.*, 2009).

4.4 Ocorrência de cavidades naturais

De acordo com Vieira *et al.* (2013), a Serra de Itaqueri abriga cerca de 14 cavidades na cota 850 m dos paredões de suas escarpas areníticas – e ainda há muitas outras para serem mapeadas e catalogadas. De maneira geral, as cavernas são pequenos condutos isolados, exceto pelas duas maiores – Fazendão e Paredão, que apresentam salões interconectados e condutos paralelos e semi-paralelos entre si (HARDT *et al.*, 2009).

Embora não sejam cavernas desenvolvidas, cujas dimensões médias variam de 5 m a 30 m de comprimento (MONTANO *et al.*, 2014), elas apresentam diversas feições de dissolução cárstica (Figura 4.7 A), assim como o desenvolvimento de espeleotemas (Figura 4.7 B). Existem nichos de dissolução (alvéolos) que acabam por se ligarem a outros por salões e condutos, indicando fases iniciais da espeleogênese; e algumas formas de dissolução encontrada nos tetos das cavernas (Figura 4.8 A) são características de fluxo lento, apesar das dimensões do conduto, evidenciando que a água se movimentava lentamente, não havendo, ainda, um fluxo turbulento (HARDT *et al.*, 2009).

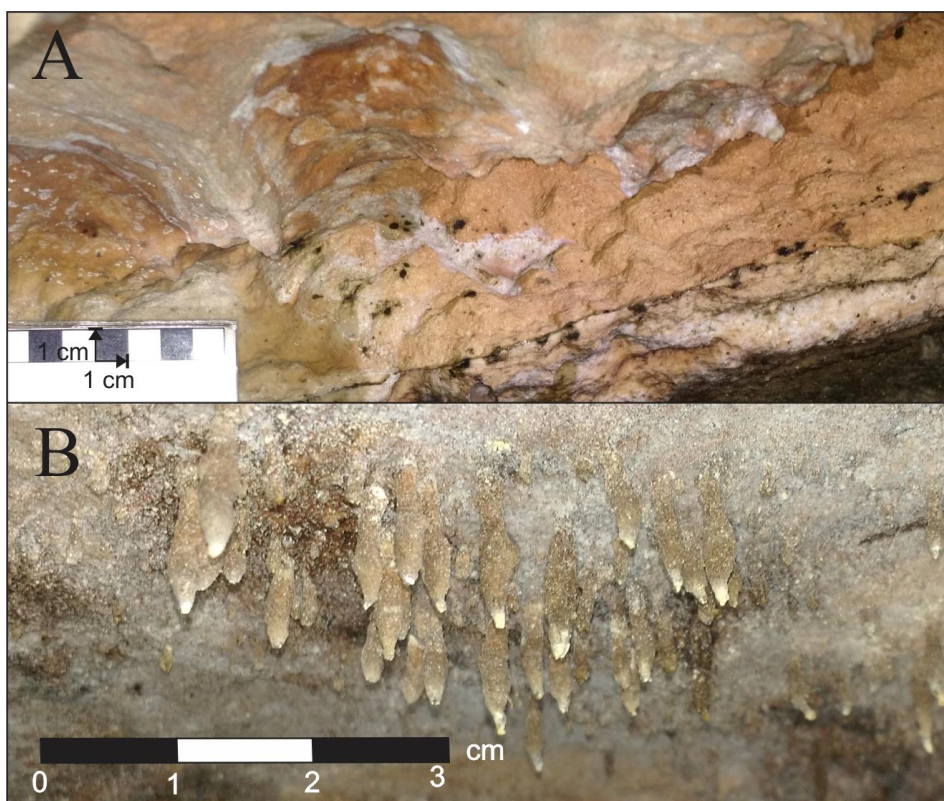
As cavidades de arenito têm seu início na ação erosiva do escoamento das águas superficiais meteóricas (*runoff*) ao longo das paredes onde há exposição das rochas, provocando remoção de grãos das paredes do arenito Botucatu que originam buracos, evoluindo então para depressões, tocas e até abrigos (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001).

Interpreta-se que os abrigos da área foram formados pelo resultado da infiltração e escoamento das águas superficiais nas proximidades das escarpas junto à percolação e infiltração de águas nos planos de falha e fraturas, com a consequente remoção e dissolução do material, por vezes formando espeleotemas essencialmente silicáticos – e até mesmo de ferro – subordinados a carbonato (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001; RIBEIRO *et al.*, 2005; MONTANO *et al.*, 2014).

Para haver a evolução desses abrigos até que se formem grutas, há fatores atendidos pelas características regionais, conforme cita Hardt *et al.* (2009): um grande desnível entre o lençol freático e o nível de base local, proporcionado pela cuesta; a presença de fraturas profundas, dado pelo intenso sistema de faturamento regional com predominância de direções NNE, NW e WNW; e clima chuvoso, fator este atendido pela distribuição anual de chuva. Além disso, vale ressaltar a questão de abatimento de blocos na região, o qual proporciona a abertura e expansão de novas cavidades (HARDT *et al.*, 2009).

As cavernas desta área apresentam um forte controle estrutural, como já observado por diversos autores (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001; RIBEIRO *et al.*, 2005; HARDT *et al.*, 2009; VIEIRA *et al.*, 2013), com predominância de direções NNE, NW e, sobretudo, WNW. Por trabalho de sensoriamento remoto, pode-se identificar as feições lineares na Serra de Itarequeri, sendo compatíveis com o controle estrutural evidenciado nas cavernas da área (Figura 4.8) e com as direções das drenagens encaixadas.

Figura 4.7. **A.** Feições de dissolução no teto arenítico da caverna Fazendão, salão das Baleias; **B.** Ocorrência de estalactites no salão principal da caverna Paredão.

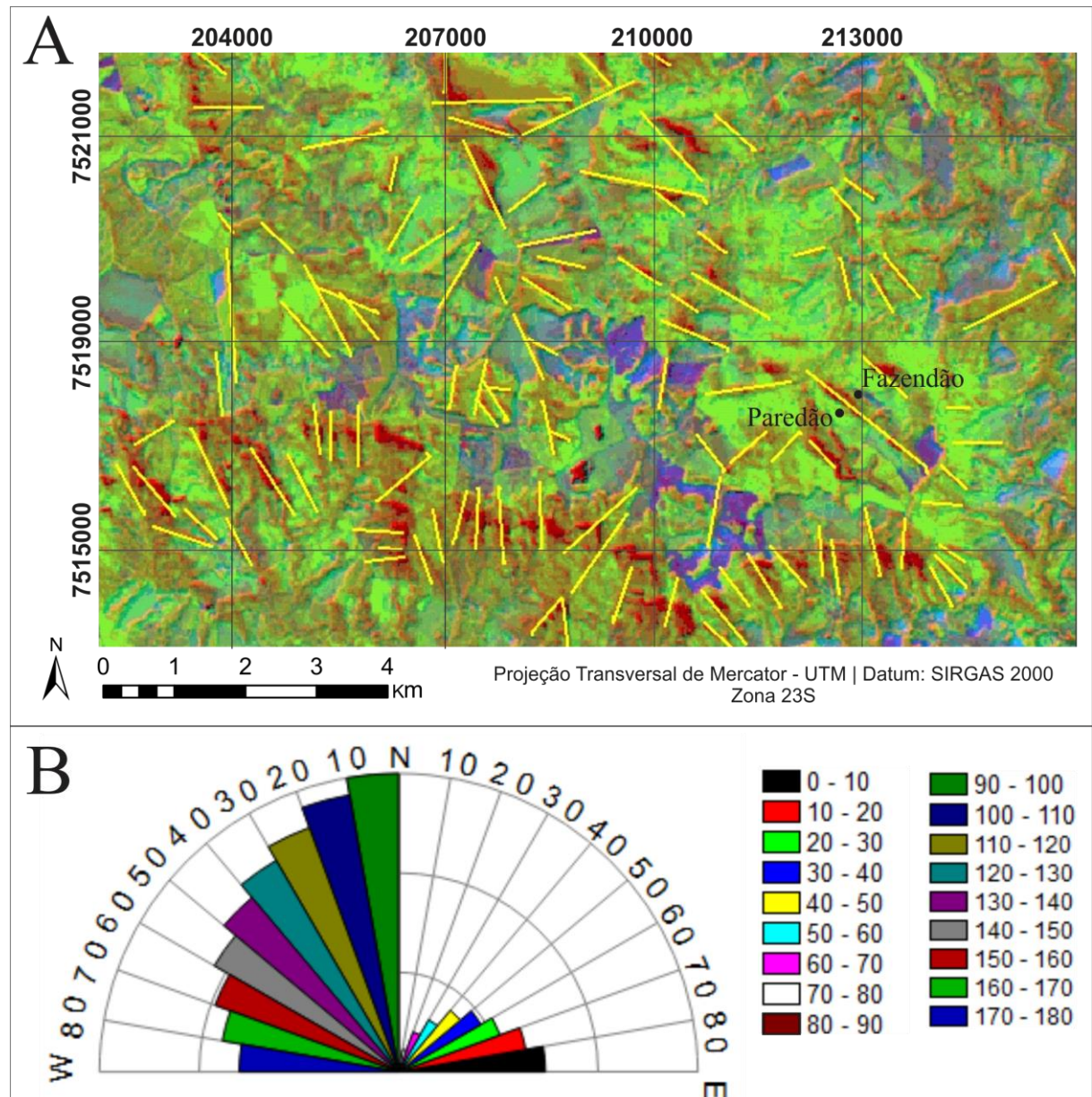


Fonte: Fotografias registradas pelo autor durante a expedição de campo.

Localmente, o desenvolvimento preferencial de espeleotemas junto aos planos de estratificação são evidentes nas cavidades da Serra (HARDT *et al.*, 2009; VIEIRA *et al.*, 2013). As cavernas Fazendão e Paredão são as que mais apresentam alta densidade de

espeleotemas dispersos pelos tetos e paredes da cavidade, além de haver pontos de gotejamento ativos (VIEIRA *et al.*, 2013). Desta forma, pode-se afirmar que as cavernas são controladas, principalmente, pela estruturação tectônica local e regional e subordinadamente pelas estruturas sedimentares (MONTEIRO & RIBEIRO, 2001).

Figura 4.8. A. Imagem processada pelo *software* Spring referente à região da Serra de Itaqueri com as feições lineares delimitadas; B. Diagrama de rosetas, identificando o azimute médio preferencial das feições lineares delimitadas em WNW.



Fonte: Elaborado pelo autor com base nos dados da imagem de satélite do Landsat 7 ETM no site oficial do Instituto Nacional de Pesquisa Espacial (INPE), com data de aquisição no dia 28 de outubro de 2017, correspondendo a órbita ponto 220/76, que teve sua passagem neste ponto no dia 16 de maio de 2003.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Como forma de validar a aplicação do método geocronológico do Pb-210 proposto por Baskaran & Iliffe (1993), coletaram-se espeleotemas, sobretudo estalactites, de duas cavidades areníticas localizadas na Serra de Itaqueri, município de Ipeúna (SP). As cavernas alvo para tais amostragem foram a Fazendão e a Paredão, pois são as que apresentam um maior desenvolvimento de feições de dissolução em comparação às demais cavernas areníticas da região (Figura 4.8, no capítulo anterior).

A coleta dos espeleotemas foi realizada manualmente, retirando-se o material de maneira representativa para as formas existentes na cavidade e de local de menor impacto visual. Evitou-se a retirada de exemplares exuberantes ou mais desenvolvidos. As amostras foram protegidas e transportadas por embalagens adequadas, dado sua delicadeza, e armazenadas em sacolas com lacres superiores.

O intuito da coleta é para as análises radioquímicas em laboratório relacionadas à determinação da atividade do Pb-210. Todos os procedimentos laboratoriais e de leituras analíticas foram realizados no LABIDRO – Laboratório Isótopos e Hidroquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (DPM/IGCE) – UNESP – Campus de Rio Claro.

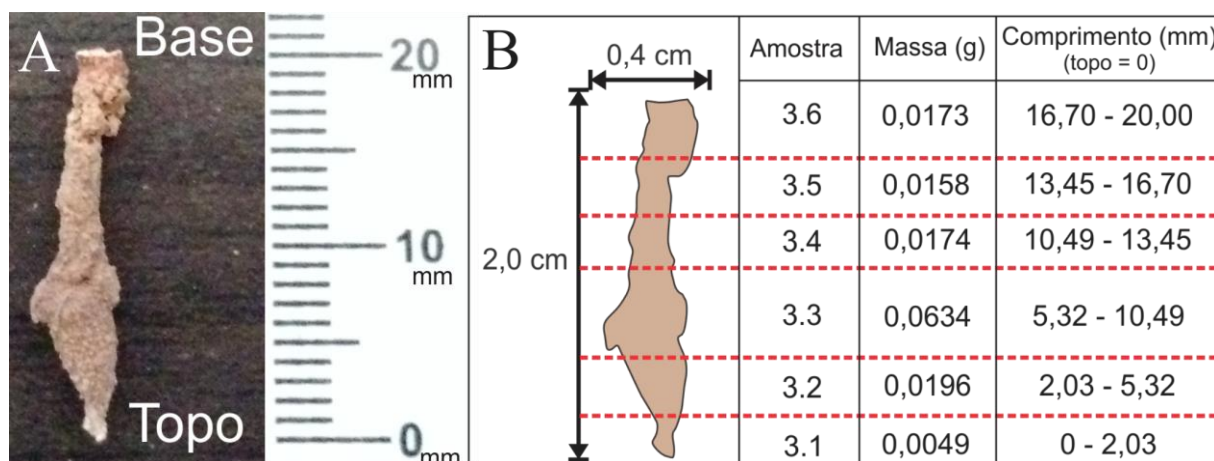
Como forma de testar o método geocronológico do Pb-210 pela primeira vez na espeleogênese dessas cavernas areníticas, seguiram-se os procedimentos preparatórios e analíticos conforme descreve Sabaris (2010). A princípio, utilizaram-se quatro amostras de estalactites da caverna Paredão e uma da caverna Fazendão. Tais amostras possuem composição essencialmente silicática, e, portanto, os métodos de preparo de Sabaris (2010) foram levemente alterados como forma de atender a composição dos espeleotemas.

A fim de se determinar a atividade de Pb-210 presente, utilizou-se, de maneira indireta, a espectrometria alfa. Tal técnica analítica possibilita a mensuração do Po-210, um radionuclídeo produto de decaimento da série radioativa do U-238 e “neto” do Pb-210. A meia-vida do Po-210 é de aproximadamente 138,4 dias, decaindo para o nuclídeo estável Pb-206 ao emitir uma partícula alfa de 5,4 MeV de energia (SABARIS, 2010).

Essa técnica consiste na digestão dos sedimentos dos espeleotemas por processos químicos para ser feita a extração do Po-210 e sua deposição em uma lâmina de cobre para, então, realizar sua quantificação através de espectrometria alfa. Sabendo-se que há a condição de equilíbrio radioativo, então, é possível determinar os teores de Pb-210 presentes nas amostras utilizando os valores medidos para o Po-210 (NERY, 2009).

A digestão dos sedimentos compreende o ataque químico das amostras, com o objetivo de separar o Po-210 e depositá-lo em lâmina de cobre para ser submetido à espectrometria alfa. Para isso, cada amostra foi seccionada em, no mínimo, 5 partes, de maneira que cada segmento fosse pesado na balança analítica e tivesse seu comprimento medido (Figura 5.1).

Figura 5.1. Amostra de espeleotema número 3, coletado no salão principal da caverna Paredão – **A.** Registro pós coleta; **B.** Esquema mostrando a secção do espeleotema em 6 partes, com suas devidas medições de massa e comprimento em relação do topo para a base.



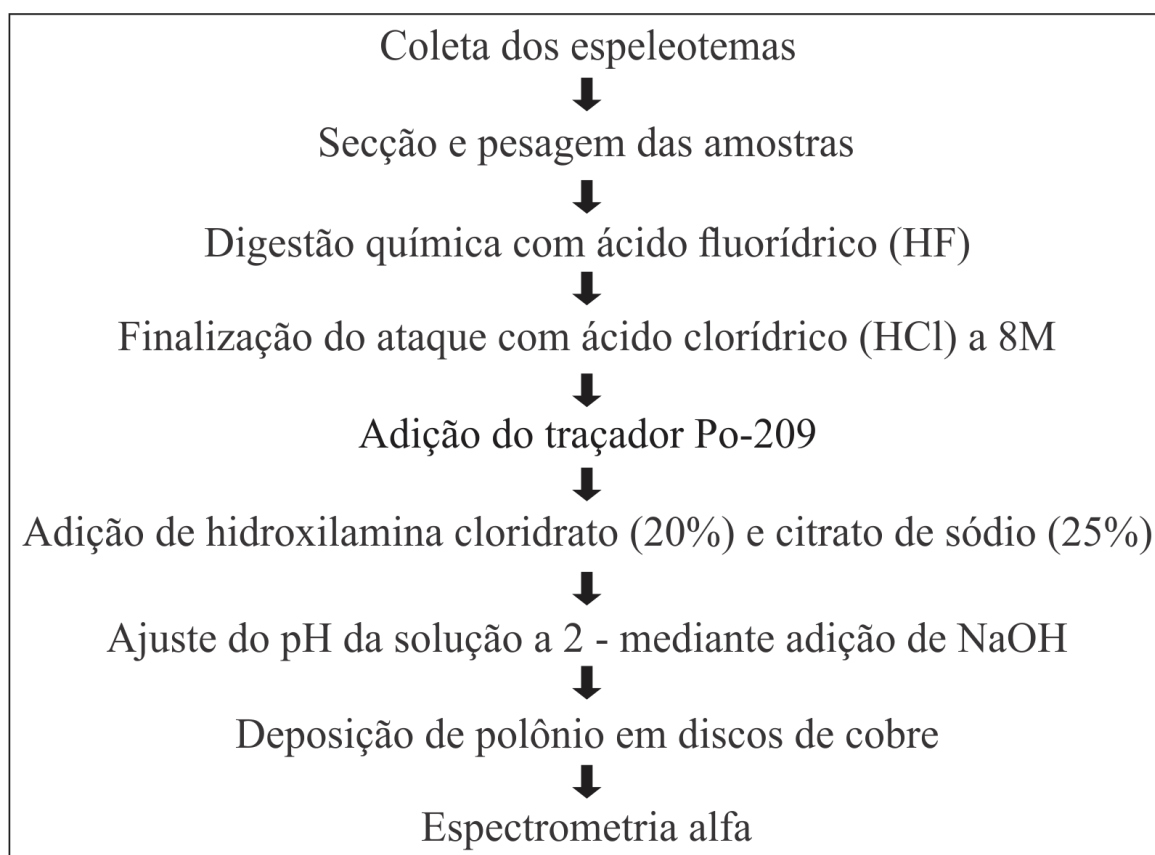
Fonte: Registrado e confeccionado pelo autor.

Em seguida, cada secção da amostra foi separada em diferentes béqueres de *teflon* para que ocorra a digestão total por ácido fluorídrico (HF), um ácido forte que promove a dissolução completa da sílica. Após a digestão dos sedimentos da amostra, adicionaram-se 15 mL de ácido clorídrico 8M ao resíduo seco. Nessa solução, adicionam-se 200 μ L do traçador radioativo (*spike*) Po-209 com atividade de 8 dpm/200 μ L, para possibilitar a quantificação do Po-210 através de espectrometria alfa. A energia de emissão alfa do Po-209 corresponde a 4,98 MeV, enquanto que a do Po-210 é de 5,4 MeV (SABARIS, 2010).

Nesta solução, conduziu-se a deposição dos isótopos de polônio em lâmina de cobre, isto após a adição de 5 mL de hidroxilamina cloridrato (20%) e 2 mL de citrato de sódio (25%), bem como do ajuste do pH para, aproximadamente 2, mediante adição de solução concentrada de amônia (NaOH). Depois, inseriu-se a lâmina (disco) de cobre na solução, mantendo-se uma face previamente polida e a outra vedada por resina. Efetuou-se, então, a deposição em chapa aquecedora magnética, mantida sob agitação constante por 90 minutos, numa temperatura de 90° C, procedendo-se a deposição somente na face polida do disco. Decorrido o tempo, retirou-se a placa da solução, submeteu-se a sua lavagem com água deionizada e, em seguida, levou-se à secagem sob lâmpada infravermelho.

A Figura 5.2 sintetiza esquematicamente todas as etapas deste método analítico.

Figura 5.2. Esquema da sequência metodológica adotada para mensuração do Po-210.



Fonte: Elaborado pelo autor com base na metodologia aplicada por Sabaris (2010).

Uma vez obtido o disco de cobre contendo Po-210, para a coleta de dados, efetuou-se a quantificação deste radionuclídeo a partir da caracterização de sua emissão alfa através de um detector de radiação, dentre os quatros disponíveis no sistema espectrométrico. Trata-se de detectores de Si(Au) da ORTEC: modelos BA-025-200-100 e com 200mm² de área ativa, 100µm de profundidade de depleção, 25 KeV de resolução no pico de 5,48 MeV, e modelo BA-026-450-300, com 450mm² de área ativa, 300 µm de profundidade de depleção e 26 KeV de resolução no pico de 5,48 MeV.

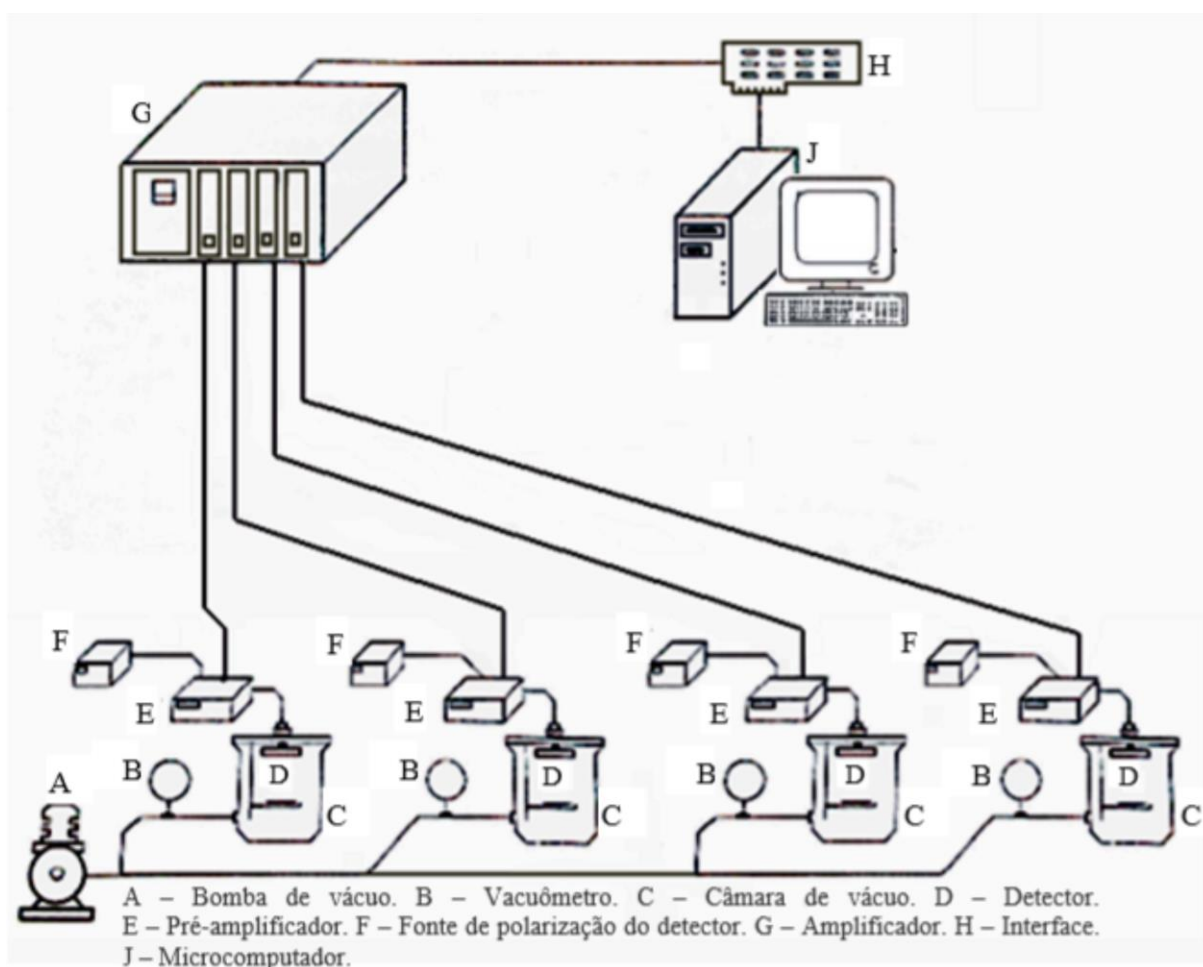
Os detectores trabalham sob polarização reversa de 50 ou 130 volts, sendo inseridos em câmaras de formato cilíndrico com duas saídas conectadas a um vacuômetro e bomba de vácuo. Cada câmara possui tampa com rosca, na qual se encontra instalado um conector BNC-Microdot e um porta amostra onde é colocado cada disco contendo o polônio extraído. O conector BNC está ligado diretamente a um pré-amplificador que converte os pulsos detectados num formato adequado para o amplificador, que amplifica o sinal até o nível requerido pela interface ACE 2k EG&G ORTEC acoplada a um microcomputador.

A Figura 5.3 mostra um diagrama esquemático do sistema espectrométrico.

Nesse ponto, a leitura de cada detector é registrada pelo *software* Maestro II (EG&G ORTEC), o qual acumula as contagens obtidas durante o tempo de medida – resultando na aquisição de dados.

Realizou-se o tratamento dos dados como forma de analisar o decaimento do Pb-210 e associá-lo quantitativa e cronologicamente à espeleogênese da região. Para a interpretação dos dados adotou-se a formulação proposta por Baskaran & Iliffe (1993), cuja taxa de crescimento do espeleotema será determinada a partir do melhor ajuste à curva exponencial referente à concentração da atividade de Pb-210, conforme a Equação 3.2.

Figura 5.3. Diagrama esquemático do sistema espectrométrico utilizado na espectrometria alfa para quantificação do Po-210.



Fonte: Nery (2009) – Adaptado de Lima (2000).

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Houve êxito na digestão química e na medição por espectrometria alfa dos exemplares, sendo possível quantificar a concentração de atividade do Pb-210 (dpm/g) para cada segmento longitudinal. Isso denota que espeleotemas de composições silicáticas também apresentam excesso de tal radionuclídeo em sua composição, similar aos carbonáticos. Possivelmente, tal concentração de Pb-210 seja decorrente da cimentação carbonática subordinada à composição essencialmente de sílica e sílica amorfa (opala?) dos espeleotemas (MONTANO *et al.*, 2014).

Devido ao caráter inovador da aplicação do método, houve uma certa dificuldade na análise radioquímica das amostras, sobretudo na digestão dos espeleotemas segmentados, uma vez que se tratava de uma composição mineralógica silicática pouco solúvel. Assim, o ataque químico se deu por modificações da técnica analítica proposta por Sabaris (2010), utilizando-se, para tanto, de ácido fluorídrico (HF). Apesar de o processo ter sido mais lento em relação ao descrito na literatura, a digestão foi efetiva para as amostras de espeleotemas areníticos.

Tendo sucesso na deposição do polônio (Po-210) na lâmina de cobre, a leitura por espectrometria alfa desse material se tornou possível (Tabela 6.1).

Vale ressaltar que em alguns casos ocorreu derivação eletrônica, que é quando o intervalo de aquisição de contagem dos canais iniciais e finais de um detector do espectrômetro alfa se encontra deslocado em relação ao seu usual valor. Trata-se das amostras 1-6, 2-3 e 4-5; com canais de aquisição de contagem acima dos 600. Isto ocorre devido a inconsistências na fonte de corrente elétrica a qual o equipamento está ligado – casos de alternância de corrente abruptamente; apagões durante o funcionamento do equipamento *etc.* Como a contagem de radionuclídeos costuma durar dezenas de horas, qualquer irregularidade na fonte elétrica pode comprometer o amplificador na hora de converter os pulsos elétricos.

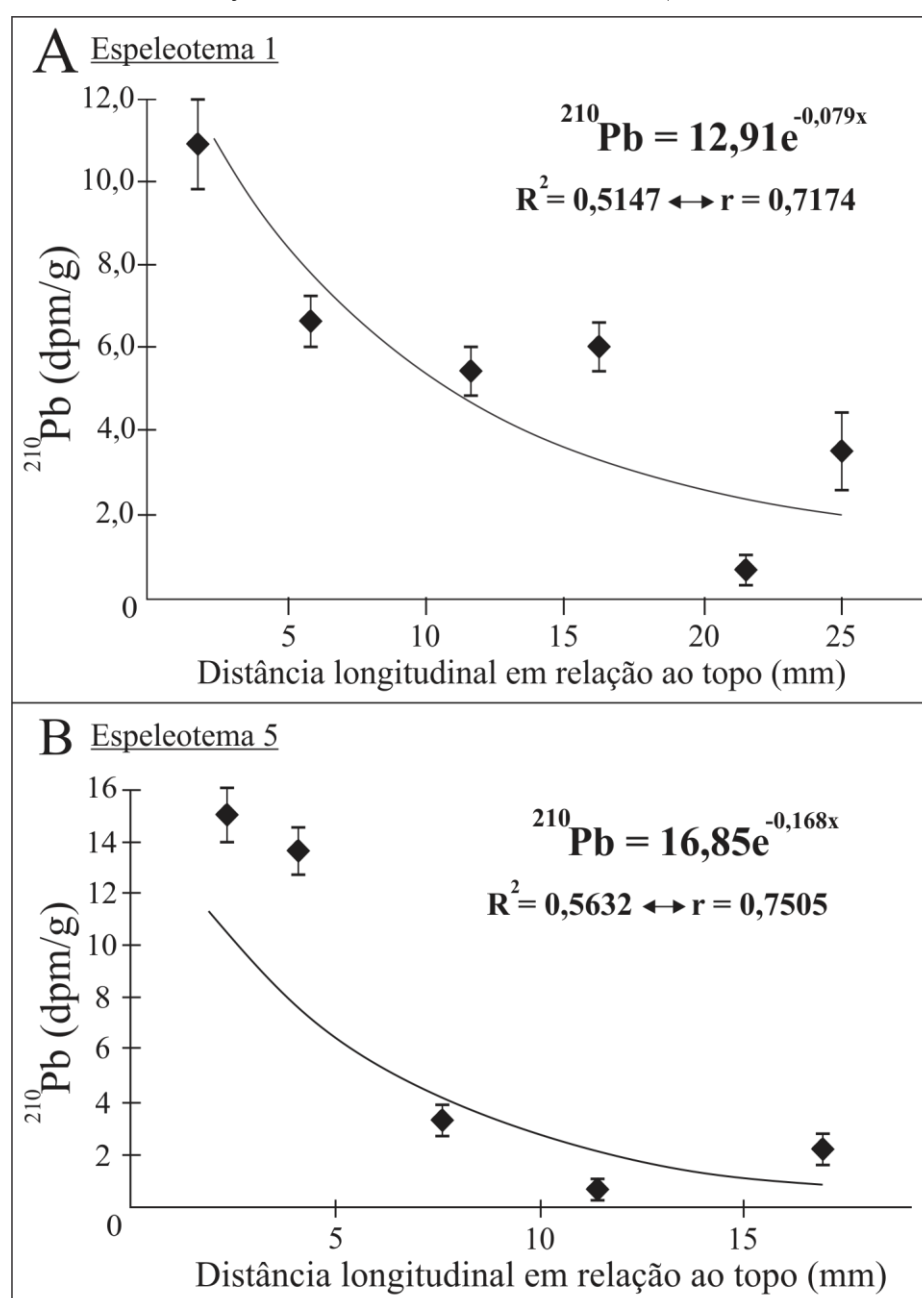
Tabela 6.1. Medidas da massa e taxa de contagem (Tc) dos isótopos de Polônio para a determinação da concentração de atividade do Pb-210 (dpm = desintegração por minuto) nos segmentos de espeleotemas coletados na caverna Paredão (1 a 4) e Fazendão (5) – Serra de Itaqueri, Município de Ipeúna (SP).

AMOSTRA	Comprimento (mm) Topo = 0	Massa (g)	Tempo (min)	Detector	Canal A	Canal B	Contagem de Po-209	Contagem de Po-210	Atividade Po-210 (dpm)	Atividade por concentração Pb-210 (dpm/g)
1-1	0 - 1,55	0,0137	1812,51	1	490	511	0,0058	0,00011	0,150 ± 0,017	10,97 ± 1,21
1-2	1,55 - 7,25	0,0791	1812,42	2	495	513	0,0059	0,00038	0,520 ± 0,044	6,58 ± 0,56
1-3	7,25 - 12,02	0,0351	1645,44	1	504	524	0,0039	0,00009	0,195 ± 0,023	5,55 ± 0,66
1-4	12,02 - 16,98	0,0239	1645,80	2	493	512	0,0082	0,00015	0,142 ± 0,016	5,95 ± 0,69
1-5	16,98 - 22,46	0,0784	1646,22	3	522	531	0,0130	0,00008	0,050 ± 0,003	0,64 ± 0,04
1-6	22,46 - 25,00	0,0063	1646,30	4	622	632	0,0060	0,00002	0,023 ± 0,007	3,65 ± 1,04
2-1	0 - 3,78	0,0194	3271,49	1	554	572	0,0058	0,00004	0,055 ± 0,011	2,85 ± 0,54
2-2	3,78 - 5,99	0,0265	3787,05	3	506	521	0,0147	0,00018	0,098 ± 0,006	3,72 ± 0,23
2-3	5,99 - 8,50	0,0208	3787,05	4	623	633	0,0170	0,00005	0,025 ± 0,003	1,20 ± 0,16
2-4	8,50 - 12,72	0,0086	3787,02	1	543	565	0,0058	0,00012	0,169 ± 0,018	19,63 ± 2,07
2-5	12,72 - 16,79	0,0059	3787,03	2	493	500	0,0098	0,00010	0,074 ± 0,010	12,59 ± 1,78
2-6	16,79 - 20,00	0,0205	3271,48	2	497	509	0,0121	0,00036	0,260 ± 0,022	12,69 ± 1,07
3-1	0 - 2,03	0,0049	1739,47	3	496	539	0,0287	0,00022	0,061 ± 0,003	12,55 ± 0,76
3-2	2,03 - 5,32	0,0196	2319,98	4	546	569	0,0272	0,00002	0,006 ± 0,001	0,32 ± 0,08
3-3	5,32 - 10,49	0,0634	2319,99	3	495	547	0,0193	0,00067	0,277 ± 0,017	4,37 ± 0,27
3-4	10,49 - 13,45	0,0174	413,09	4	588	608	0,0215	0,00020	0,074 ± 0,006	4,24 ± 0,34
3-5	13,45 - 16,70	0,0158	2581,11	4	537	564	0,0126	0,00010	0,063 ± 0,006	3,97 ± 0,40
3-6	16,70 - 20,00	0,0173	412,02	3	496	524	0,0267	0,00020	0,061 ± 0,004	3,50 ± 0,21
4-1	0 - 5,03	0,1168	1739,34	4	540	562	0,1008	0,00037	0,029 ± 0,002	0,25 ± 0,02
4-2	5,03 - 7,48	0,0291	4648,19	1	458	479	0,0117	0,00008	0,057 ± 0,007	1,95 ± 0,24
4-3	7,48 - 10,52	0,0247	2581,02	3	502	537	0,0719	0,00017	0,019 ± 0,001	0,79 ± 0,04
4-4	10,52 - 14,26	0,0380	969,25	1	452	470	0,0274	0,00006	0,018 ± 0,002	0,49 ± 0,07
4-5	14,26 - 18,19	0,0475	2580,94	1	623	644	0,1234	0,00011	0,007 ± 0,001	0,15 ± 0,01
4-6	18,19 - 22,00	0,0273	409,29	1	573	584	0,0655	0,00007	0,008 ± 0,001	0,29 ± 0,04
5-1	0 - 2,29	0,0143	2483,19	1	579	599	0,0059	0,00017	0,215 ± 0,20	15,01 ± 1,40
5-2	2,29 - 4,01	0,0373	2483,26	3	495	526	0,0119	0,00076	0,510 ± 0,031	13,67 ± 0,85
5-3	4,01 - 7,68	0,0454	2483,22	4	564	588	0,0090	0,00018	0,165 ± 0,014	3,63 ± 0,30
5-4	7,68 - 11,43	0,1142	1906,62	1	571	591	0,0062	0,00006	0,071 ± 0,011	0,62 ± 0,09
5-5	11,43 - 17,00	0,4403	1906,60	3	511	532	0,0057	0,00074	1,044 ± 0,065	2,37 ± 0,15

6.1 Taxa de crescimento longitudinal

Dentre os cinco amostrados, somente o comportamento dos valores de concentração de atividade de Pb-210 (dpm/g) longitudinal em função da distância vertical de dois espeleotemas se mostrou correspondente à curva exponencial teórica (Equação 3.2) – Espeleotemas 1 e 5 (Figura 6.1).

Figura 6.1. A concentração de atividade Pb-210 vertical plotada *versus* a distância longitudinal em relação ao topo das amostras com ajuste à curva exponencial teórica. **(A)** “Espeleotema 1” coletado no salão principal da caverna Paredão ($R^2 = 0,5147$; $r = 0,7174$); **(B)** “Espeleotema 5” coletado no salão da Baleia da caverna Fazendão, exibindo o maior ajuste à curva dentre as demais amostras ($R^2 = 0,5632$; $r = 0,7505$).



Fonte: Confeccionado pelo autor com base nos dados obtidos no LABIDRO.

Para avaliar a qualidade do ajuste, pode-se considerar a própria soma de quadrados dos resíduos, o desvio-padrão residual, os coeficientes de determinação (R^2) e de correlação (r), o erro quadrático médio de predição e a log-verossimilhança (ZEVIANI *et al.*, 2013). Embora em ambos os casos o coeficiente de correlação (r) tenha sido entre 70 e 75% – sendo uma correlação moderada; o ajuste estatístico à curva exponencial teórica já é considerado significativo para tais ($r > 0,64$ a partir de 5 valores amostrais plotados e $r > 0,70$ para 6 valores).

Desta forma, obtiveram-se as seguintes taxas de crescimento longitudinal para os Espeleotemas 1 e 5, respectivamente: 0,39 mm/ano e 0,18 mm/ano (Figura 6.2 A).

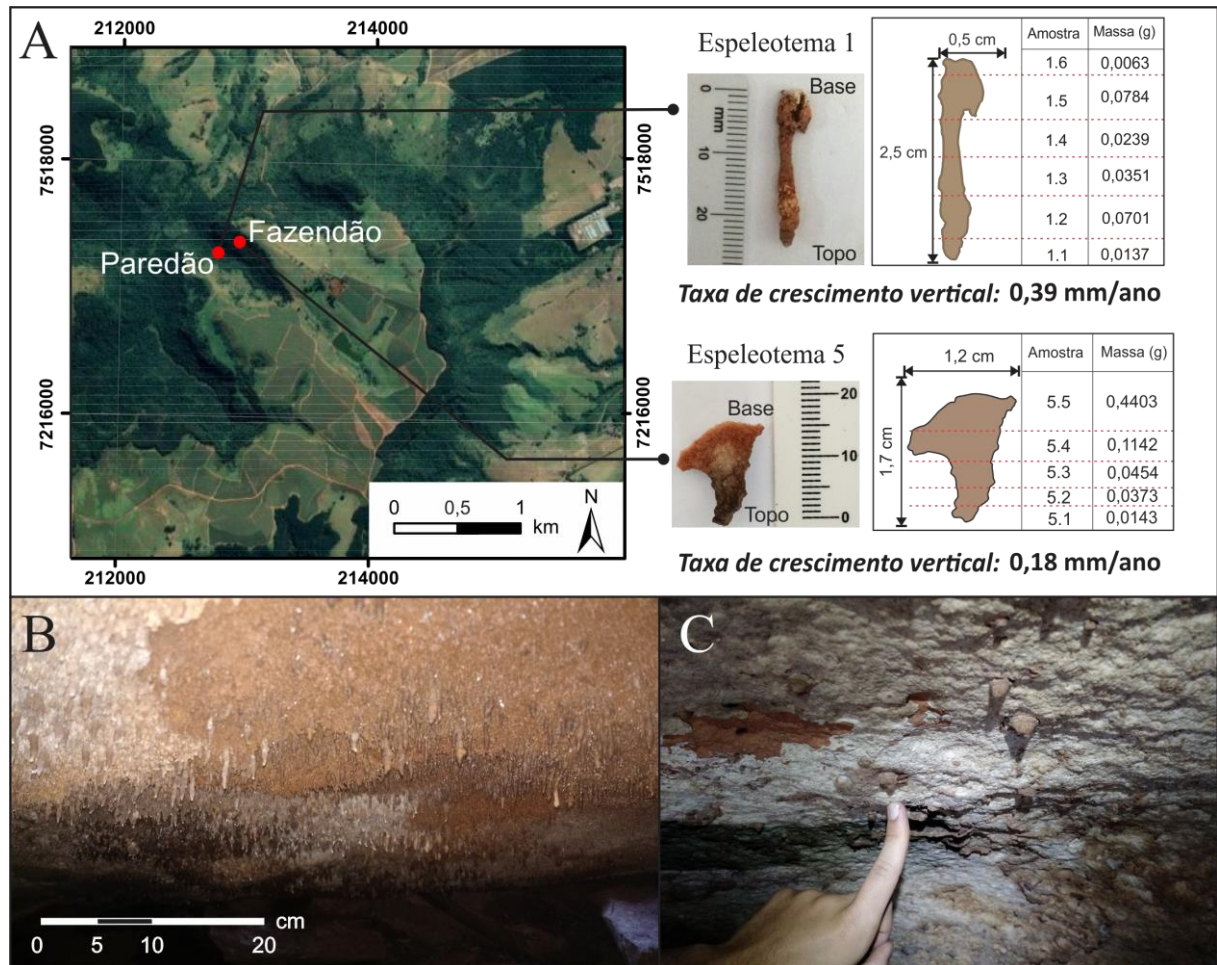
O Espeleotema 1 foi amostrado no salão principal da entrada da caverna Paredão, cujo teto exhibe o desenvolvimento de dezenas de estalactites centimétricas (com dimensões médias de 3 cm e 0,7 cm para comprimento e diâmetro, respectivamente) com alta densidade de distribuição espacial, no geral, exibindo contato lateral adjacente (Figura 6.2 B). Tal estalactite apresenta aproximadamente 25 mm de comprimento, o que fornece uma idade de 64 anos. Vale ressaltar que o teto de tal salão está em ativa espeleogênese, evidenciada pelo contínuo gotejamento nas estalactites.

O Espeleotema 5 foi coletado no teto “Salão das Baleias”, na caverna Fazendão, o qual exhibe incipientes espeleotemas centimétricos, com distribuição espacial mais esparsa em relação à caverna Paredão – com uma distância máxima de até 15 cm entre uma estalactite e outra, não tendo contatos laterais (Figura 6.2 C). As dimensões médias de comprimento e de diâmetro dos espeleotemas são, respectivamente, de 2 cm e 1 cm. A estalactite amostrada apresenta aproximadamente 1,7 cm de comprimento, o que fornece uma idade de 92 anos – sua taxa de crescimento vertical é praticamente a metade do valor da taxa do Espeleotema 1.

Na América do Sul, a única aplicação deste método foi registrada por Bonotto *et al.* (2012), a partir de uma estalactite carbonática tipo canudo com 91 mm de comprimento coletada no Salão das Flores, caverna de Santana (Vale do Ribeira – SP, Brasil). A taxa de crescimento longitudinal obtida foi de 1,3 mm/ano, o que forneceu uma idade de 71 anos para este canudo.

Embora seja um resultado isolado, tal dado é coerente com medidas obtidas em outras localidades do Hemisfério Norte, em ambiente temperado, cujas taxas variam de 0,1 a 1 mm/ano (PERRETE & JAILLET, 2010). A taxa mais elevada obtida por Bonotto *et al.* (2012) é devido ao clima subtropical úmido do local, com densa cobertura vegetal, o que produz soluções vadosas com altas concentrações saturadas de CaCO_3 que precipitam, consequentemente, mais rápidas (KARMANN, 2016).

Figura 6.2 A. Esquema especializando a origem de cada amostra. B. Teto do salão principal da caverna Paredão de onde foi coletado o Espeleotema 1; evidenciando a alta densidade de estalactites centimétricas com contato lateral. C. Teto do “Salão das Baleias”, da caverna Fazendão, de onde foi coletado o Espeleotema 5.



Fonte: Elaborado pelo autor – acervo pessoal.

A taxa obtida por Baskaran & Ilife (1993), precursores da aplicação de tal método geocronológico na espeleogênese, foi de 1,1 mm/ano para uma estalactite carbonática tubular de 121 mm de comprimento coletada numa caverna do Condado de San Saba (Texas – EUA). Tal taxa é aproximadamente similar à obtida por Bonotto *et al.* (2012), assim como as condições morfoclimáticas de ambas as localidades das cavernas amostradas por esses autores.

Perrette e Jaillet (2010) realizaram análises geoestatísticas das medições das taxas de crescimento longitudinal de 306 estalactites carbonáticas do tipo canudo em 1 m² de área do telhado do sistema cárstico da Caverna Choranche (Vercors, França) e encontraram três populações gaussianas: taxa de crescimento rápido (FGR - 0,92 mm/ano), taxa média de crescimento (MGR - média de 0,47 mm/ano) e baixa taxa de crescimento (LGR - 0,09 mm/ano). Entretanto, essas três classes se referem a sistemas químicos essencialmente carbonáticos, não sendo confiavelmente correlacionáveis às taxas obtidas por esta pesquisa.

Por este trabalho ser uma aplicação inédita a espeleotemas areníticos, não há parâmetros de referências na literatura de taxas de crescimento de outras localidades com os mesmos aspectos químicos essencialmente silicáticos. De certa forma, os dados aqui obtidos foram bem coerentes quando se comparados às taxas de espeleotemas carbonáticos, evidenciando uma espeleogênese mais lenta – o que era esperado conforme são descritos os processos formadores de cartes em arenitos na literatura (HARDT, 2003; HARDT *et al.*, 2009; HARDT *et al.*, 2010).

Constata-se, pois, que tais estalactites areníticas apresentam um desenvolvimento mais incipiente em comparação a espeleotemas carbonáticos, similar à classe de baixa taxa de crescimento classificada por Perrette e Jaillet (2010).

Nota-se, ainda, que a caverna Paredão apresenta uma espeleogênese mais acelerada do que a caverna Fazendão, evidenciada pela maior taxa de crescimento além também da maior ocorrência de estalactites por área no teto da caverna. Visto que tais cavernas se encontram nas mesmas condições morfoclimáticas e litoestruturais, tal diferença de processos cársticos pode ser associada à maior disponibilidade de água na caverna Paredão por infiltração e/ou nível freático.

6.2 Taxa de crescimento lateral

Embora diversos autores tenham obtido com êxito a taxa de crescimento lateral de espeleotemas carbonáticos (BASKARAN & ILIFFE, 1993; TANAHARA *et al.*, 1998; CONDOMINES & RIHS, 2006; BONOTTO *et al.*, 2012), não foi possível obter o mesmo para os espeleotemas areníticos objetos de estudo deste trabalho.

É notório que há um crescimento concêntrico em tais amostras, contudo, devido às dimensões inferiores a 1,5 cm de diâmetro e à dureza do material silicático, não foi exequível seccioná-las lateralmente, em função do raio, em no mínimo 5 partes representativas. Para fatores quantitativos, quando o número amostral de níveis é superior a quatro, é possível ajustar modelos de regressão não lineares (ZEVIANI *et al.*, 2013). Desta forma, a raspagem e secção lateral não forneceriam uma quantidade mínima de amostras para a análise radioquímica e posterior ajuste confiável à curva teórica (Equação 3.2).

6.3 Valores incongruentes e *background* de radiação natural

Vale ressaltar que são diversas as variáveis que influenciam na espeleogênese: tempo, temperatura, pressão de fluido, composição do fluido e pH, litotipo, geomorfologia, grau de fraturamento e estruturas primárias da rocha (HARDT *et al.*, 2010). Cada um desses

parâmetros reflete na velocidade de reação de dissolução da sílica assim como na mobilidade geoquímica dos radionuclídeos da série do U-238.

Os espeleotemas 2, 3 e 4 apresentaram valores oscilatórios de concentração de atividade do Pb-210 (dpm/g), uma vez que eles não decaem exponencialmente à medida que se analisa verticalmente os segmentos (Tabela 6.1). A camada mais recente não necessariamente é a que apresenta maior concentração de atividade de Pb-210, denotando que a espeleogênese de tal sistema silicático apresenta outra dinâmica geoquímica.

Os fatores associados a esta divergência comportamental podem ser: a composição mineralógica dos espeleotemas, erros analíticos e eletrônicos durante a metodologia radiométrica e/ou valores de atividade em função de outra direção de crescimento sem ser a longitudinal.

Ribeiro *et al.* (2005) e Montano *et al.* (2014) já descrevem espeleotemas compostos essencialmente por sílica, ferro e, subordinadamente, carbonato para ambas as cavernas Paredão e Fazendão, além da ocorrência de raízes calcificadas – substituição do material orgânico por carbonato e esporadicamente sílica. Durante a análise radioquímica, a presença de ferro e/ou matéria orgânica no sistema compromete a deposição do Po-210 na chapa de cobre, interferindo sua mensuração no espectrômetro alfa (SABARIS, 2010). Devida às alterações dos procedimentos analíticos aqui propostas (Capítulo 5), é possível que a falta de extração química de tais componentes na solução possa ter comprometido as análises.

Além disso, casos de deriva eletrônica possam ter deslocado os canais de recepção dos picos de contagem do Po-210 durante a espectrometria alfa, dando incongruência de valores. Erros humanos e analíticos são passíveis de terem ocorrido *idem*, devido ao caráter inovador. Problemas na preparação, sobretudo no corte dos espeleotemas, podem ter ocorrido resultando perda de material para a amostragem.

Outro fator a ser levado em consideração é um maior crescimento concêntrico em relação ao desenvolvimento vertical do espeleotema. Desta forma, a direção longitudinal levada em conta na hora da secção de amostras pode não ter sido a direção preferencial de crescimento de tais espeleotemas e, por isso, o comportamento das concentrações de atividade de Pb-210 não decaem exponencialmente à medida que se afasta do topo (suposta camada mais recente precitada).

Conceição (2004) descreve que os arenitos da Fm. Botucatu são empobrecidos em óxidos de sódio (NaO) e de cálcio (CaO) em relação as demais rochas aflorantes na bacia do Rio Corumbataí – bacia hidrográfica da área de estudo. O autor detalha ainda que as rochas areníticas (Formações Pirambóia, Botucatu e Rio Claro) são no geral mais empobrecidas nos

metais pesados que as rochas siltíticas/argilíticas (Sub-Grupo Itararé, Formações Tatuí, Irati e Corumbataí). Vale ressaltar que a Fm. Botucatu perfaz cerca de 6,5 % da Bacia (CONCEIÇÃO, 2004).

Quanto à radioatividade natural, todas as formações analisadas na bacia do Rio Corumbataí apresentam atividade de Raeq muito abaixo do valor médio da dose efetiva anual originada por fontes naturais (CONCEIÇÃO, 2004). Com isso, a bacia do Rio Corumbataí pode ser considerada como uma área com rochas de baixa radioatividade natural. Assim, a radiação externa adicional para a população devido às rochas sedimentares da bacia do Rio Corumbataí é considerada mínima (CONCEIÇÃO, 2004).

Conceição (2004) ainda obteve uma média de atividade por concentração dos principais radionuclídeos presentes nas rochas da bacia do Rio Corumbataí. Levando em conta a Fm. Botucatu, os valores médios obtidos pelo autor para os elementos U-238 e Ra-226 (isótopos pai do Pb-210 na série de decaimento radioativo do urânio) são:

- U-238 = 33 Bq/kg ~ 1,98 dpm/g
- Ra-226 = 18 Bq/kg ~ 1,1 dpm/g

A média dos valores de atividade por concentração de Pb-210 obtidos (Tabela 6.1) foi de 5,3 dpm/g. Trata-se de um valor coerente com o *background* de radiação natural da região ao levar em conta os tempos de meia vida dos radionuclídeos (U-238 = $4,5 \times 10^9$ a; Ra-226 = 1602 a; Pb-210 = 22 a).

Assim, o método geocronológico se mostrou efetivo e coerente para sistemas químicos essencialmente silicáticos, sobretudo para os arenitos da Fm. Botucatu. Contudo, novas aplicações e aperfeiçoamentos dos procedimentos analíticos ainda precisam ser feitos para que se atinjam um melhor comportamento teórico como a de Baskaran & Ilife (1993).

6.4 Gênese das cavernas

Ribeiro *et al.* (2005) e Hardt *et al.* (2009) descrevem que a caverna do Fazendão apresenta controle estrutural condicionado por um sistema de fraturamento com direção preferencial NE-SW e NW-SE. Além disso, os autores propõem que o desenvolvimento das cavidades da Serra de Itaqueri são resultado da infiltração e escoamento de águas superficiais nas proximidades das escarpas, ao longo dos planos de diaclasamento, com consequente remoção e dissolução do material arenoso. A gênese dessas cavernas é um processo recente e regional, não dependente da natureza estratigráfica do arenito onde se desenvolve (MOTANO *et al.*, 2014).

Veríssimo & Spoladore (1994) reafirmam o controle estrutural da Gruta do Fazendão e complementam as interpretações mostrando que a galeria principal dessa cavidade está controlada por uma falha subvertical, de movimentação dextral (sentido horário) de direção NE e pequeno rejeito. Os mesmos autores também concluem que a gênese da gruta é recente, a partir do Pleistoceno Médio, porém não apresentam datações geocronológicas absolutas e também não observam evidências diretas dos primeiros estágios de desenvolvimento, apenas etapas posteriores de alargamento sob condições vadasas.

Não há nenhum trabalho na literatura que afirme idades absolutas realizadas na área de estudo referente à gênese destas cavidades, somente análises relativas por geomorfologia estrutural e perturbações neotectônicas da estratigrafia da Bacia da Paraná. Pinheiro & Queiroz Neto (2014, 2015) sugerem que o início da escavação da Depressão Periférica Paulista e a formação de uma proto-escarpa das Cuestas Basálticas teriam acontecido entre o Paleoceno e o Eoceno num clima úmido, após a deposição da Formação Itaqueri. Contudo, trata-se de uma “*cuesta complexa*” cujo estabelecimento do relevo teria ocorrido após retrabalhamento neotectônico no Neógeno (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2014).

A partir de análises paleomagnéticas da Formação Rio Claro no município de Rio Claro (SP), Pimentel (2017) datou que esta tenha sido depositada entre 10 e 20 Ma, assim pertencendo ao Mioceno. Desta forma, os processos erosivos formadores das escarpas das Cuestas e da Depressão Periférica Paulista seriam posteriores à deposição da Fm. Rio Claro, tendo ocorridos no Neógeno Superior.

Embora as taxas obtidas por este trabalho sejam resultados isolados, trata-se do primeiro trabalho de datação absoluta realizado na Serra de Itaqueri. O método do Pb-210 é uma técnica adequada para datações dos últimos 100 anos, cujas variações de pequena escala nas composições isotópicas de espeleotemas podem ajudar a corroborar a validade dos registros paleoclimáticos obtidos por métodos geocronológicos de isótopos de longa meia-vida (BONOTTO *et al.*, 2012; KARMANN, 2016). Com a aplicação de novos métodos de datação na área de estudo, somado aos dados das taxas de crescimento dos espeleotemas areníticos, pode-se inferir a real idade dos processos genéticos das cavernas da Serra de Itaqueri (SP).

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Trata-se de uma aplicação inédita deste método geocronológico para espeleogênese silicática, o qual até então só havia sido utilizado para a determinação da taxa de crescimento de espeleotemas carbonáticos recentes (BASKARAN & ILIFFE, 1993; TANAHARA *et al.*, 1998; CONDOMINES & RIHS, 2006; PERRETE & JAILLET, 2010; BONOTTO *et al.*, 2012). Além disso, trata-se da segunda aplicação do método na América do Sul para obtenção de taxas de crescimento de espeleotemas, sendo a primeira realizada por Bonotto *et al.* (2012).

As taxas de crescimento longitudinais obtidas foram: 0,39 mm/ano (Espeleotema 1 – caverna Paredão) e 0,18 mm/ano (Espeleotema 5 – caverna Fazendão). O primeiro apresenta 25 mm de comprimento, enquanto o segundo apresenta 17 mm; o que fornece idades de 64 anos e 92 anos, respectivamente.

Apesar de serem dados isolados, são coerentes em comparação às taxas obtidas por espeleotemas carbonáticos – corroborando que os processos de dissolução de sistemas essencialmente silicáticos são mais lentos que os carbonáticos. Entretanto, são necessárias novas aplicações deste método geocronológico em outras localidades com os mesmos aspectos químicos como parâmetros geoestatísticos de referência (PERRETE & JAILLET, 2010).

Recomenda-se ainda aplicar métodos de datação absoluta dos processos cársticos das cavernas da Serra de Itaqueri (SP) como forma de complementar os resultados aqui obtidos, uma vez que não há nenhum trabalho deste caráter na área de estudo. Dado adicional do método Pb-210 é significativo para complementar reconstruções paleoclimáticas baseadas em datações U-Th que abrangem até o Pleistoceno Tardio, assim como entender as mudanças climáticas do último século (BONOTTO *et al.*, 2012).

8. REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, Boletim, 41, p.: 169-263. 1964.

ALMEIDA, K. Y. M. *Uso do Po-210 na avaliação da taxa de sedimentação na Floresta Estadual “Navarro de Andrade”, município de Rio Claro, São Paulo, SP.* 2003. 73 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Ecologia) – Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

BASKARAN, M.; ILIFFE, T. M. Age determination of recent cave deposits using excess ^{210}Pb - A new technique. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 7, p. 603-606, 1993.

BONOTTO, D. M.; KARMANN, I.; BASKARAN, M. M. Growth rates in modern speleothems from Santana Cave, Brazil, by the ^{210}Pb -method. **Radiation Measurements**, v. 47, n. 2, p. 168-177, 2012.

BONOTTO, D. M.; LIMA, J. L. N. ^{210}Pb -derived chronology in sediment cores evidencing the anthropogenic occupation history at Corumbataí River basin, Brazil. **Environmental Geology**, v. 50, p. 595-611, 2006.

BRASIL, IBGE, **Bases cartográficas 2015**. Disponível em: <www.mapas.ibge.gov.br>. Acesso em 30 de agosto de 2018.

BRASIL, IBGE, **Cidades 2010**. Disponível em: <www.cidades.ibge.gov.br>. Acesso em 30 de agosto de 2019

CLIMA IPEÚNA. **Climate-Data.org**. Disponível em <<https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/sao-paulo/ipeuna-286882/>>. Acesso em 28 de julho de 2019.

CONCEIÇÃO, F. T. *Comportamento geoquímico de radionuclídeos e metais pesados em solos da bacia do Rio Corumbataí (SP)*. 2004. 128f. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2004.

CONDOMINES, M.; RIHS, S. First ^{226}Ra – ^{210}Pb dating of a young speleothem. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 250, n. 1-2, p. 4-10, 2006.

CORVALÁN, S. B. *Levantamento e caracterização dos atrativos naturais da bacia do rio Passa Cinco, através de geoprocessamento*. 2005. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2005.

FAGUNDES, I. C. *Caracterização fisiográfica do município de Ipeúna-SP*. 83f. Trabalho de Conclusão de Curso em Biologia - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Biociências. 2011.

GIANGIULIO, A. R. *Gestão ambiental aplicada a prevenção, controle e recuperação de erosão linear acelerada no município de Ipeúna-SP*. 69f. Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 2009.

GOMES, L. S. *et al.* A Sílica e suas Particularidades. *Rev. Virtual Química*, v. 10, p. 4-26, 2018.

HARDT, R. Carste em arenito: considerações gerais. In: **Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Espeleologia**. p. 163-167. 2003.

HARDT, R. *et al.* Exemplos brasileiros de carste em arenito: Chapada dos Guimarães (MT) e Serra de Itaqueri (SP). **Espeleo-Tema**. Sociedade Brasileira de Espeleologia, v. 20, n. 1/2, p. 7-23, 2009.

HARDT, R.; RODET, J.; PINTO, S. A. F. O carste. produto de uma evolução ou processo? evolução de um conceito. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 3. Esp, p. 110-124, 2010.

ICZ, Instituto de Metais Não Ferrosos. 2011. **O chumbo e a indústria**. Disponível em: <<http://www.icz.org.br/chumbo-industria.php>>. Acesso em 30 de agosto de 2019.

KARMANN, I. *Carste e cavernas no Brasil: distribuição, dinâmica atual e registros sedimentares, breve histórico e análise crítica das pesquisas realizadas no âmbito do IGC USP*. 62p. Tese (Livre Docência). IGC - Universidade de São Paulo, São Paulo (SP). 2016.

KOLYA, A. A. *Inventário, quantificação e valorização do geopatrimônio na Bacia do Rio Corumbataí (SP): subsídios ao Projeto Geoparque Corumbataí*. 134p. Dissertação de mestrado - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. 2019.

LIMA, J. L. N. *Hidroquímica pluvial e fluvial na Bacia do Rio Corumbataí (SP) e relações com o uso do Pb-210 como geocronômetro*. 2000. 260 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

MASSUQUETO, L. L.; GUIMARÃES, G. B.; PONTES, H. S. Geossítio do Sumidouro do Rio Quebra-Perna (Ponta Grossa, PR, Brasil): relevante exemplo de sistema cárstico nos arenitos da Formação Furnas. **Espeleo-Tema: Campinas, SBE**, v. 22, n. 1, p. 099-110, 2011.

MELLOR, J. W. *Química inorgânica moderna*. 3. ed. Rio de Janeiro: Globo, 1958.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES; L.A.; FRANÇA, A. B. Baciado Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n.2, p.265-287, 2007.

MONTANO, L. F. M. *et al.* Panorama geoespeleológico das grutas da Serra de Itaqueri, SP. **Espeleo - Tema**. Sociedade Brasileira de Espeleologia. v.25, n.1. 2014.

MONTEIRO, R. C.; RIBEIRO, L. F. B. Espeleogênese de Cavernas Areníticas: algumas considerações aplicadas à Província Espeleológica da Serra de Itaqueri, Estado de São Paulo, Brasil. In: **XIII International Congress of Speleology**. (Anais). 2001.

MORA, T. A. *Avaliação da concentração de atividade de Ra-226, Ra-228 e Pb-210 em sedimentos provenientes da Antártica na região da Baía do Almirantado*. 2015. 101f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares - Universidade de São Paulo. São Paulo, SP. 2015.

MORAIS, F. & SOUZA, L. B. Cavernas em arenito na porção Setentrional da Serra do Lajeado Estado do Tocantins, Brasil. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 9, n. 2, p. 1-13, 2009.

NERY, J. R. C. *Determinação da taxa de sedimentação na Foz do Rio Amazonas usando o ^{210}Pb como geocronômetro*. 156 f. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2009.

PERRETTE, Y.; JAILLET, S. Spatial distribution of soda straws growth rates of the Coufin Cave (Vercors, France). **International Journal of Speleology**, v. 39, n. 2, p. 2, 2010.

PERINOTTO, J. A. J.; ZAINE, J. E. **Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Rio Claro**, com base em Soares & Landim (1975). 2008. Não publicado.

PIMENTEL, G. O. *Análise Paleomagnética da Formação Rio Claro no município de Rio Claro (SP)*. 60f. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 2017.

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J. P. Reflexões sobre a gênese da Serra Geral e da Depressão Periférica Paulista: O exemplo da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 35, n. 1, p. 47-59, 2014.

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J. P. Neotectônica e evolução do relevo da região da Serra de São Pedro e do baixo Piracicaba/Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 4, 2015.

PONTES, H. S; MELO, M. S. Processos erosivos superficiais e subterrâneos em arenitos da Formação Furnas na região dos Campos Gerais do Paraná. **In: Encontro Anual de Iniciação Científica**, 18, 2009, Londrina. **Anais**. Londrina: UEL/UEM/UEPG/UNIOESTE/UNICENTRO, 2009.

RIBEIRO, L. F. B; CRUZ, F. R. S; RIBEIRO, M. C. S; GODOY; D. F. Origem e controle estrutural e estratigráfico das cavernas, tocas, abrigos de Ipeúna e Itirapina –SP. **Congresso Brasileiro de Espeleologia**. Campinas SP; 07-10 julho 2005; Sociedade Brasileira de Espeleologia, p. 205-211. 2005.

RICCOMINI, C. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**. v. 18, n. 1-2, p. 41-48. 1997.

ROBBINS, J. A.; EDGINGTON, D. N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 39, p. 285-304, 1975.

ROCHA, G. A. Mega Reservatório de Água Subterrânea do Cone Sul: bases para uma Política de Desenvolvimento e Gestão. In: **Seminário Internacional “Aquífero Gigante do Mercosul”**, 1, Curitiba. UFPR. 25 p. 1996.

RODRIGUES, A. F. *et al.* Utilização de isótopos naturais como traçadores da dispersão de poeiras do Saara: um caso de estudo nos Açores-Portugal. **Engenharia Ambiental: Pesquisa e Tecnologia**, v. 2, n. 1, 2005.

RODRIGUES, F. H. *Diagnóstico ambiental do município de Ipeúna: subsídios para o planejamento do turismo*. 65f. Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental -

Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 2009.

SABARIS, T. P. P. *O método geocronológico do Pb-210 aplicado no estudo da taxa de sedimentação em uma porção da Bacia do Rio Atibaia (SP)*. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2010.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 28. Porto Alegre. Anais do... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41-65. 1974.

SOUSA, M. O. L. *Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga – SP*. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1997.

TANAHARA, A. *et al.* Application of excess 210Pb dating method to stalactites. **Geochemical journal**, v. 32, n. 3, p. 183-187, 1998.

VERGOTTI, M. *Uso do 210Pb no estudo de deposição de mercúrio em lagos da bacia do rio Madeira (RO)*. 126f. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2008.

VERÍSSIMO, C. U. V.; SPOLADORE, A. 1994. Gruta do Fazendão (SP-170): Considerações geológicas e genéticas. **Espeleo-Tema**, SBE, v.17. 1994. 7-17p.

VIEIRA, L. B. *et al.* Potencial espeleológico da Serra de Itaqueri (SP): trabalhos sistemáticos de exploração, mapeamento, coleta e análise de materiais e dados. In: **Congresso Brasileiro de Espeleologia**. Vol. 32. 2013.

ZAINE, M. F. *Patrimônios Naturais da região de Rio Claro, Ipeúna e Serra dos Padres – análise da compatibilidade com a ocupação atual e considerações sobre sua exploração e conservação*. 83 f. Relatório Final (Pós-Doutorado) - Centro de Análise e Planejamento Ambiental, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1996.

ZALÁN, P. V. *et al.* Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. **Simpósio Sul Brasileiro de Geologia**, v. 3, n. 1987, p. 441-473, 1987.

ZEVIANI, W. M.; RIBEIRO JÚNIOR, P. J.; BONAT, W. H. **Modelos de regressão não linear**. Apostila do curso apresentado no 58º RBRAS e 15º SEAGRO, 22 a 26 de julho de 2013. Universidade Federal do Paraná. Curitiba – PR. Disponível em: <<http://www.leg.ufpr.br/mrnl2013>>. Acesso em 29 de outubro de 2019.

9. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

APPLEBY, P. G.; OLDFIELDZ, F. The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. **Hydrobiologia**, v. 103, n. 1, p. 29-35, 1983.

BONOTTO, D. M. **Geoquímica do urânio aplicada a águas minerais**. UNESP, ed.3, 2006.

KARMANN, I. Ciclo da água: água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. Reimpressão, 2001. p. 113-138.