



Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN - Ciências da Matemática e da Terra
IGEO - Departamento de Geologia

Letícia Corrêa de Moura

**Significado das feições de carstificação na evolução da
Bacia de São José de Itaboraí, município de Itaboraí (RJ)**

Trabalho Final de Curso
(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2017



UFRJ

Letícia Corrêa de Moura

**Significado das feições de carstificação na evolução da
Bacia de São José de Itaboraí, município de Itaboraí (RJ)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos
Luís Henrique Sapiensa Almeida

Rio de Janeiro

Julho 2017

LETÍCIA, Corrêa de Moura

Significado das feições de Carstificação na Evolução da Bacia de São José de Itaboraí, município de Itaboraí (RJ)/ Letícia Corrêa de Moura -- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2017.

56 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2017.

Orientadores: Renato Rodriguez Cabral Ramos, Luís Henrique Sapiensa Almeida

1. Geologia. 2. Sedimentologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Renato Rodrigues Cabral Ramos. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Significado das feições de Carstificação na Evolução da Bacia de São José de Itaboraí, Itaboraí, Rio de Janeiro.

Letícia Corrêa de Moura

Significado das feições de carstificação na evolução da Bacia de São José de Itaboraí, Itaboraí, Rio de Janeiro

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos
Luís Henrique Sapiensa Almeida

Aprovada em:

Por:

Geol. *M.Sc.* Luís Henrique Sapiensa Almeida (PPGG/UFRJ)

Profa. Dra. Kátia Leite Mansur (Membro Interno)

Geol. *M.Sc.* Paula Braga Adler Pereira (Membro Externo)

UFRJ
Rio de Janeiro
2017

“E aquilo que nesse momento se revelará aos povos surpreenderá a todos. Não por ser exótico, mas pelo fato de poder ter sempre estado oculto. Quando terá sido o óbvio”

Caetano Veloso

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus orientadores por tornarem esse trabalho possível. Em especial ao Prof. Renato R. Cabral Ramos por toda atenção, disponibilidade, paciência e cuidado para comigo. Também agradeço por todos esses anos de trabalho e amizade em que muito aprendi seja como estudante de Geologia, ou como ser humano.

Aos colegas de graduação Marina Meloni, Rodrigo Fernandes, Julia Mascarenhas e Mauricius Menezes que muito contribuíram para o presente trabalho em nossas idas ao campo. Agradeço especialmente à geóloga Paula Adler por todo apoio, suporte e carinho.

Ao biólogo Luiz Otávio Resende Castro que sempre nos deu muita atenção ao abrir as portas do Parque Paleontológico de São José de Itaboraí para nós.

As queridas amigas e mestres em Geologia Julia Peixoto e Silvandira Góes pelo apoio incondicional, e por me mostrarem o caminho.

Obrigado aos colegas, professores e funcionários da UFRJ pela companhia nesses cinco anos de curso. Me fazendo crescer não só como profissional, mas sim como pessoa.

Agradeço também a todos da equipe AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) UFRJ por abraçarem o projeto e por confiarem em mim.

Agradeço aos meus amigos, que foram a minha família ao longo desses cinco anos. Em especial à Marina Cerqueira, Macarena Roca, Caroline Martins, Fernanda Schettini e Maria Helena por não me deixarem desistir ao longo dessa jornada.

Agradeço especialmente ao meu padrinho Antônio, por ser o meu maior incentivador, meu melhor amigo, e por nunca ter deixado me faltar amor.

Por fim, agradeço a minha família por me receber e caminhar junto comigo nessa jornada que é a vida.

Resumo

Moura, Letícia. **Significado das feições de carstificação na evolução da Bacia de São José de Itaboraí, Itaboraí, Rio de Janeiro**. 2017. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia de São José de Itaboraí (ou Bacia de Itaboraí) localiza-se no município de Itaboraí/RJ e foi descoberta em 1928, tendo sido explorada até 1985 para extração de calcário. Constitui uma pequena depressão tectônica com cerca de 1,5 km de comprimento e 0,5 km de largura, orientada segundo a direção NE-SW. A bacia é limitada a SE pela falha São José (com direção N62E), adjacentes a qual foram encontradas as maiores espessuras sedimentares, alcançando cerca de 140 m. A bacia destaca-se por possuir um riquíssimo acervo de fósseis. O preenchimento da bacia consiste em três intervalos sedimentares incluídos na Formação Itaboraí, sendo o Intervalo Inferior, de idade paleocênica, formado por calcários continentais, principalmente travertinos. O Intervalo Intermediário, também paleocênica, é representado por margas e brechas ricas em conteúdo fóssilífero, que preenchem cavidades produzidas pela carstificação dos calcários do Intervalo Inferior. No Intervalo Superior predominam sedimentos terrígenos e ankaramitos. Nos travertinos, foram identificados diversos níveis estratigráficos com feições de carstificação, sugerindo exposição subaérea prolongada dessas rochas. Desta forma, este trabalho baseia-se em encontrar e delimitar as superfícies cársticas presentes nos depósitos do setor oeste da bacia, através da descrição e da análise litofaciológica, bem como a interpretação de seus processos. Posteriormente, essas superfícies cársticas foram classificadas de acordo com as suas dimensões e sua relação com a taxa de denudação cárstica, usando como comparação diversos trabalhos sobre o assunto. No total dos três afloramentos estudados, observou-se superfícies cársticas com três dimensões distintas: pequeno porte, quando apresenta proporções milimétricas a centimétricas; médio porte, quando apresenta proporções centimétricas a métricas; e por fim, de grande porte, quando apresentam proporções em escala métrica (maiores que 1,5m). A partir dessa classificação podemos compreender a variação temporal dos momentos de quiescência ao longo da deposição da Bacia de Itaboraí. Portanto, segundo os dados de taxa de denudação cárstica obtida na bibliografia, as carstificações de grande porte são aquelas em que os calcários teriam sofrido uma exposição mais prolongada, e as de pequeno porte teriam se formado em hiatos temporais menos significativos, sofrendo assim uma exposição mais efêmera.

Palavras-chave: Carste; Travertinos; Paleoceno.

Abstract

Moura, Letícia. **The significance of karst features in evolution of São José de Itaboraí Basin - Itaboraí, Rio de Janeiro**. 2017. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The São José de Itaboraí Basin (or Itaboraí Basin) is located in county of Itaboraí/RJ, was discovered in 1928, and was exploited until 1985 for limestone extraction. It constitutes a small tectonic depression about 1.5 km long and 0.5 km wide, oriented in the NE-SW direction. The basin is limited to SE by the São José fault (with direction N62E), adjacent to which the largest sedimentary thicknesses were found, reaching about 140 m. The basin stands out for having a very rich collection of fossils. The filling of the basin consists of three sedimentary intervals included in the Itaboraí Formation, being the Lower Interval, of paleocentric age, formed by continental limestones, mainly travertines. The Intermediate Interval, also paleocentric, is represented by loams and gaps rich in fossiliferous content, which fill cavities produced by the carcassing of the limestones of the Lower Interval. In the Upper Interval, terrigenous and ankaramite sediments predominate. In the travertines, several stratigraphic levels with carcass characteristics were identified, suggesting prolonged sub aerial exposition of these rocks. In this way, this work is based on finding and delimiting the karstic surfaces present in the deposits of the western sector of the basin, through the description and the lithophyte analysis, as well as the interpretation of its processes. Subsequently, these karstic surfaces were classified according to their dimensions and their relationship with the karstic denudation rate, using as a comparison several works on this subject. In the studied three outcrops karst surfaces show classes of three distinct dimensions: small dimensions, presenting millimeter to centimetric proportions; medium dimensions when it presents centimetric to metric proportions; and finally, large dimensions, that presents metric scale proportions (>1,5m). Through related to this classifications that presentes the temporal variation of the moments of quiescence along the deposition of the Itaboraí Basin can be understand. Therefore, according to karstic denudation rate data obtained in the bibliography, the largest kartstifications are the limestones that have suffered a longer exposure, while those of small dimensions would have formed in less significant time gaps, thus suffering an exposure more ephemeral.

Key-Words: Karst; Travertine; Paleocene

Lista de Figuras

Figura 1.1	Localização da Bacia de São José de Itaboraí. Em azul temos a rota traçada a partir do prédio CCMN na Cidade Universitária/UFRJ. Imagem de satélite retirada do Google Earth em 11/04/2017.	2
Figura 1.2	(A) Parque Paleontológico de Itaboraí nos dias atuais, destacando-se a cava inundada utilizada para abastecimento d'água local. (B) Vista geral da Bacia na década de 1970 (imagem de Fausto L. Souza Cunha, Museu Nacional/UFRJ), retirada de Bergqvist (2006). A seta indica o mesmo monte para efeito de referência.	3
Figura 1.3	Vista para sudoeste da antiga frente de lavra da CNCPM, observando-se ao fundo a Serra de Cassorotiba. A área de estudo estaria aproximadamente na parte direita da fotografia (Acervo do Dept. de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional/UFRJ)	4
Figura 1.4	Gráfico em barras comparando a frequência das famílias de macrofósseis animais e vegetais procedentes da Bacia de Itaboraí. Modificado de Bergqvist (2001).	5
Figura 2.1	Mapa hipsométrico do Sudeste do Brasil com o arcabouço estrutural do SRCSB interpretado. Os números indicam os grábens dentro dos riftes: A) Paraíba do Sul: 1) São Paulo, 2) Taubaté, 3) Queluz, 4) Resende-Volta Redonda, 5) Baixo Paraíba do Sul. B) Litorâneos: 6) Barra de São João, 7) Guanabara, 8) Ubatuba, 9) Santos, 10) Ribeira do Iguapé (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).	7
Figura 2.2	Mapa estrutural da Bacia de Itaboraí. Traduzido de Pereira <i>et al.</i> (2016); modificado de Ferrari (2001)	10
Figura 2.3	Mapa Geológico da Bacia de Itaboraí Modificado de BERGQVIST (2006).	11
Figura 2.4	Coluna Estratigráfica da Bacia de São José de Itaboraí, considerando apenas a Formação Itaboraí (Modificado de MEDEIROS & BERGQVIST, 2006).	13
Figura 3.1	Exemplos de <i>shrubs</i> : (A) Shrub Bacteriano retirado de Chafetz & Guidry (1999); (B) Shrub encontrado na Bacia de Itaboraí	18
Figura 3.2	Algumas das principais feições do relevo cárstico (PRESS <i>et al.</i> , 2006).	20
Figura 3.3	Diagrama ilustrando os principais fenômenos encontrados em terrenos carsticos (Ford & Willians, 2007).	21
Figura 3.4	Representação de saliência epicarstica irregular. No item A	23

	temos a linha de cor magenta delimitando essa saliência no Afloramento B da Bacia de Itaboraí. No item B temos o modelo retirado de Sattler <i>et al.</i> (2005).	
Figura 3.5	Equação de Corbel de 1959, modificado de GABROVSEK(2007).	24
Figura 3.6	Relação entre precipitação efetiva (Average effective precipitation), produção anual de sedimentos em corpos silicáticos (Average yield) e carga anual de carbonato dissolvido provenientes das regiões de carste (Denudation rate) retirado de Ford & Willians (2007). A curva (a) e (b) são estimadas por Langbein and Schumn (1958) e Ohmori (1983), respectivamente, já os dados carbonáticos (c) são de Atkison & Smith (1967). A curva (b) é gerada unicamente a partir dos dados da precipitação efetiva proveniente da água da chuva, sem analisar nenhum fator externo. Enquanto a curva (a) leva em consideração outros fatores como vegetação e infiltração. Para Ohmori (1983), a vegetação começa a se formar a partir de um determinado valor de precipitação, o que diminui a taxa de infiltração da água e consequentemente a taxa de denudação também diminui.	25
Figura 4.1	Os pontos em laranja indicam a Localização dos afloramentos estudados. A linha tracejada amarela indica o acesso principal para a Bacia. A linha tracejada azul indica o contorno inferido do limite da Bacia	28
Figura 4.2	Parâmetros utilizados na <i>Regra de Três Números</i>	30
Figura 4.3	Parâmetros utilizados para os cálculos das taxas de denudação máxima e mínima.	31
Figura 5.1	Facies de travertinos encontrados nos afloramentos: (A) Travertino micrítico (M); (B) Travertino com estratificação grossa (T1); (C) Travertino com estratificação fina (T2); (D) Travertino intercalado com vaque seixosa (TV), encontrados nos afloramentos A e B.;	35
Figura 5.2	Sequências S2 e S3, onde: A)Fósseis de gastrópodes (ALS(C)m); B)Fósseis de gastrópodes (ALS(C)m); C)Conglomerado com imbricação (C); D) Conglomerado pedogenizado (Cmp).	36
Figura 5.3	Estruturas sin-sedimentares presente nos travertinos da litofácies T2	37
Figura 5.4	<i>Shrubs</i> presente em travertinos da litofácies T1	37
Figura 5.5	<i>Bolhas revestidas ou Coated Bubbles</i>	38
Figura 5.6	(A) Feição da calcita espática serrilhada (<i>bladed</i>) em cavidades abertas encontradas na Bacia de Itaboraí; (B)	38

	Zoom da cavidade representada em A, demarcado pelo segmento amarelo amarelo.	
Figura 5.7	(A) Seção do afloramento A. O retângulo vermelho indica a localização do item B.; (B) Imagem em “zoom” do afloramento A. Onde T1 representa o travertino com estratificação grossa. T2: Travertino com estratificação fina. TV: Travertino intercalado com vaque seixosa e ALSm: Arenito lamoso seixoso maciço.	40
Figura 5.8	Perfil Composto da borda oeste da Bacia de Itaboraí. RAMOS, R.C.C. <i>et al.</i> (2016). A seta verde corresponde ao perfil A, e a seta de cor magenta ao perfil B. São retratados também os perfis descritos por MELONI <i>et al.</i> ,(2014) e denominados Seção Central, Seção Norte e Seção Sul.	41
Figura 5.9	Perfil A com presença de carstificação, dobras e <i>shrubs</i> (litofácies T2 e T1).	42
Figura 5.10	O retângulo vermelho representa o “zoom” da área que apresenta carstificação	43
Figura 5.11	Superfície cárstica representada pela linha de cor amarelo, presente no afloramento A	44
Figura 5.12	Liofície TV: Travertino intercalado com vaque seixosa	44
Figura 5.13	(A) Superfície de carstificação de médio porte, indicada pela linha tracejada de cor amarelo; (B) Carstificação de grande porte, indicada pela linha tracejada de cor amarelo. A linha vermelha representa a escala no valor de 1 metro; (C) Superfície de carstificação de pequeno porte;	47

Lista de Quadros

Quadro 1.0	Sequência estratigráfica da Bacia de São José de Itaboraí	12
Quadro 2.0	Denudação em diferentes áreas. (Modificado de SWEETING, 1972)	26
Quadro 3.0	Litofácies descritas por Meloni (em andamento)	32

Lista de Tabelas

Tabela 1.0	Cálculo dos valores máximos e mínimos da taxa de denudação para a Bacia de Itaboraí.	46
------------	--	----

Lista de Abreviaturas e Siglas

CNCPM: Companhia Nacional de Cimento Portland Mauá

RCSB: *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

SRCSB: Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil

Sumário

Agradecimentos	VIII
Resumo.....	IX
Abstract	X
Lista de Figuras.....	XI
Lista de Quadros.....	XIV
Lista de Tabelas	XV
Lista de Abreviaturas e Siglas	XVI
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivo	1
1.2 Área de Estudo	2
1.3 Parque Paleontológico de Itaboraí	3
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	6
2.1 Geologia da Bacia	9
2.1.1 Embasamento Local.....	9
2.1.2 Aspectos tectônicos:	9
2.1.3 Estratigrafia da Bacia de Itaboraí:	11
2.1.3.2 Litotipos da Bacia de Itaboraí.....	14
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	17
3.1 Carbonatos Continentais	17
3.2 Carste	19
3.2.1 Superfícies cársticas e exposição subaérea:	22
3.2.2 Taxa de denudação e incisão fluvial em sistema cársticos	23
4 MATERIAIS E MÉTODOS	27
4.1 Levantamento bibliográfico:.....	27
4.2 Localização dos afloramentos:.....	27
4.3 Fotomosaico:	28

4.4 Perfis litofaciológicos:	28
4.5 Estimativa da taxa de denudação:	29
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	32
5.1 Descrição de litofácies	32
5.1.1 Texturas e estruturas observadas nos travertinos	36
5.2 Perfis da área de estudo:	39
5.3 Tipos de superfícies de carstificação:	45
5.4 Discussões e Significado das superfícies cársticas	47
6 CONCLUSÕES	49
Referências Bibliográficas	50

1 INTRODUÇÃO

Descoberta em 1928 por Carlos Euler, a Bacia de São José de Itaboraí está localizada no distrito São José, pertencente ao município de Itaboraí, que por sua vez é integrante do estado do Rio de Janeiro. A Bacia de Itaboraí - como é frequentemente denominada na literatura - é considerada uma das menores bacias brasileiras, e de fato, é a menor bacia componente do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Constitui a única bacia do RCSB que apresenta preenchimento carbonático expressivo, e foi o primeiro segmento a se abrir (BERGQVIST, 2006; RICCOMINI, 1989; RICCOMINI *et al.*, 2004).

Apesar da intensa extração de calcário pela Companhia Nacional de Cimento Portland Mauá (CNCPM) ter removido, entre 1928 e 1984, a maior parte do preenchimento da bacia, e de ter formado um lago na região de mais baixa altitude, dificultando o acesso aos já escassos afloramentos, a bacia ainda possui depósitos onde se podem extrair muitas informações importantes sobre sua gênese e evolução (ADLER, 2016).

Portanto, existe uma grande quantidade de trabalhos referentes a área, ainda que escassos aqueles que abordam os processos e produtos deposicionais (ADLER, 2016), e ausentes aqueles que tenham como foco as feições de carstificação.

1.1 Objetivo

O objetivo geral deste estudo foi caracterizar as feições cársticas existentes em depósitos sedimentares situados no setor noroeste da bacia, e realizar inferências a respeito de seus significados, no que se refere a sua evolução tectono-sedimentar.

Especificamente, os objetivos do trabalho são:

- a. Levantamento bibliográfico para determinar as taxas de denudação de sistemas cársticos;
- b. Levantar perfis sedimentares e identificar e classificar as feições cársticas, com a finalidade de correlacioná-las com as taxas de denudação encontradas na literatura.

1.2 Área de Estudo

Apresentando uma forma romboédrica (Figura 1.2), a Bacia de Itaboraí possui um eixo maior de aproximadamente 1.500m na direção NE-SW, um eixo menor na direção NE-SE, com cerca de 500m de extensão (ou seja, cerca de 1km²), e profundidade máxima de 125m, que pode ser observada junto à Falha São José em sua borda sul (RODRIGUES-FRANCISCO & SOUZA CUNHA, 1978; RODRIGUES-FRANCISCO *et al.*, 1982).

A borda noroeste da bacia, onde concentram-se os afloramentos estudados, apresenta coordenadas UTM 0717660 / 7472584 (23S, datum WGS 84).

O acesso pode ser realizado a partir da BR-101 em direção à São Gonçalo e, em seguida, uma estrada secundária que atravessa o Distrito de Cabuçu, chegando até o Bairro São José, onde localiza-se a Bacia de São José de Itaboraí (Figura 1.1).

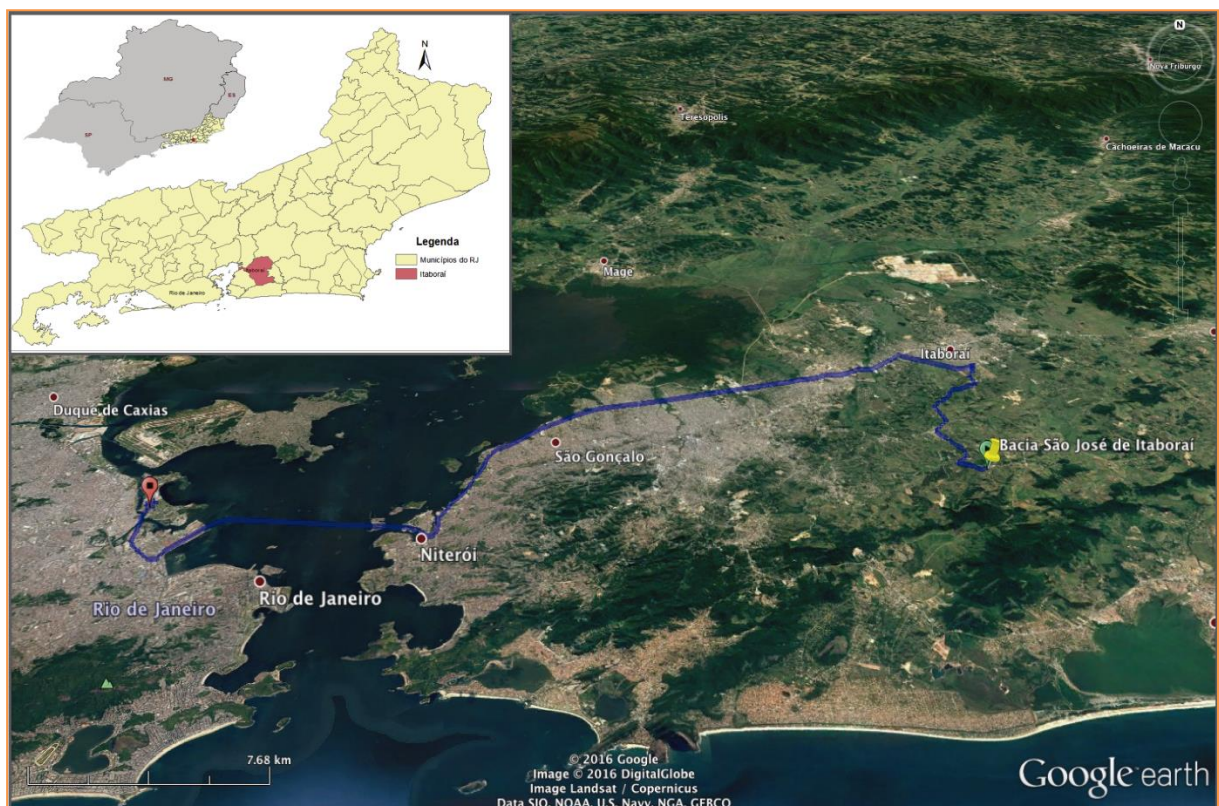


Figura 1.1: Localização da Bacia de São José de Itaboraí. Em azul temos a rota traçada a partir do prédio CCMN na Cidade Universitária/UFRJ. Imagem de satélite retirada do Google Earth em 11/04/2017.

1.3 Parque Paleontológico de Itaboraí

O Parque Paleontológico de Itaboraí (Figura 1.2) foi criado através da Lei Municipal de 1995 e ocupa área antes pertencente a CNCPM (Figura 1.3). Sua importância evidencia-se pela presença de animais e plantas fossilizados que viveram na região entre 65 e 53 milhões de anos (Paleoceno) e outros que ali habitaram no Pleistoceno Superior, há cerca de 1 milhão de anos – entre eles a preguiça gigante (*Eremotherium* sp.) (BELTRÃO *et al.*, 2001).

Foram encontrados na Bacia de Itaboraí registros do início da história de vários táxons animais, que hoje ajudam o Brasil a ostentar uma das maiores biodiversidades do planeta (ALBANI, 2012). O Sítio Paleontológico de São José de Itaboraí é o único depósito brasileiro conhecido que registra a primeira irradiação dos mamíferos após a extinção dos dinossauros. Por guardar fósseis dos primeiros grupos de mamíferos da linhagem moderna (Metatheria e Eutheria), é também conhecida como o “berço dos mamíferos”, uma metáfora em alusão à condição primitiva dos fósseis de mamíferos lá preservados (BERGQVIST, 2009).



Figura 1.2: (A) Parque Paleontológico de Itaboraí nos dias atuais, destacando-se a cava inundada utilizada para abastecimento d'água local. (B) Vista geral da Bacia na década de 1970 (imagem de Fausto L. Souza Cunha, Museu Nacional/UFRJ), retirada de Bergqvist (2006). A seta indica o mesmo monte para efeito de referência.



Figura 1.3: Vista para sudoeste da antiga frente de lavra da CNCPM, observando-se ao fundo a Serra de Cassorotiba. A área de estudo estaria aproximadamente na parte direita da fotografia (Acervo do Dept. de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional/UFRJ)

Devido à abundância, qualidade e diversidade de fósseis de mamíferos, e de sua importância para o entendimento da evolução dos mamíferos sul-americanos, uma das Idades Mamíferos-Terrestres Sul-Americanas (SALMA), foi nomeada Itaboraiense por Marshall (1985), em homenagem à Bacia de Itaboraí (BERGQVIST, 2009).

Segundo Bergqvist (2001), dentre todos os fósseis paleocênicos e pleistocênicos recuperados na Bacia de Itaboraí, os mamíferos são o grupo mais abundante e diversificado, representando cerca de 44% do total de famílias presentes na Bacia (Figura 1.2). Dentre estes, os marsupiais (mamíferos que levam seus filhotes em bolsas, como os gambás) são os mais diversificados. Ainda que mais abundantes, os ungulados (mamíferos com cascos, como os cavalos) são menos diversificados que os marsupiais. Todas as ordens de ungulados registradas na bacia se extinguíram antes dos tempos atuais. O fóssil de tatu mais antigo conhecido pela ciência foi encontrado em Itaboraí. Os gastrópodes (caracóis) constituem o segundo grupo mais diversificado, seguido pelos répteis (lagartos, cobras, crocodilos e tartarugas). Aves e anfíbios também estão presentes na bacia,

mas em número de fósseis e diversidade bem pequena. Dentre as aves, as espécies encontradas lembram o casuar, a seriema e o cuco, e dentre os anfíbios, parentes da cobra-cega e sapo atuais. Poucos fragmentos de troncos e folhas, mas abundantes sementes, de parentes do grão-de-galo-moido, inajarana, e goiabeira, representam os vegetais encontrados na Bacia de Itaboraí (BERGQVIST, 2009).

Nenhum resto de peixe foi encontrado na bacia, muito possivelmente devido ao lago que preenchia a depressão original, ter sido formado por águas bem quentes, e/ou à alta concentração de carbonato de cálcio dissolvido nesta água (BERGQVIST, 2009).

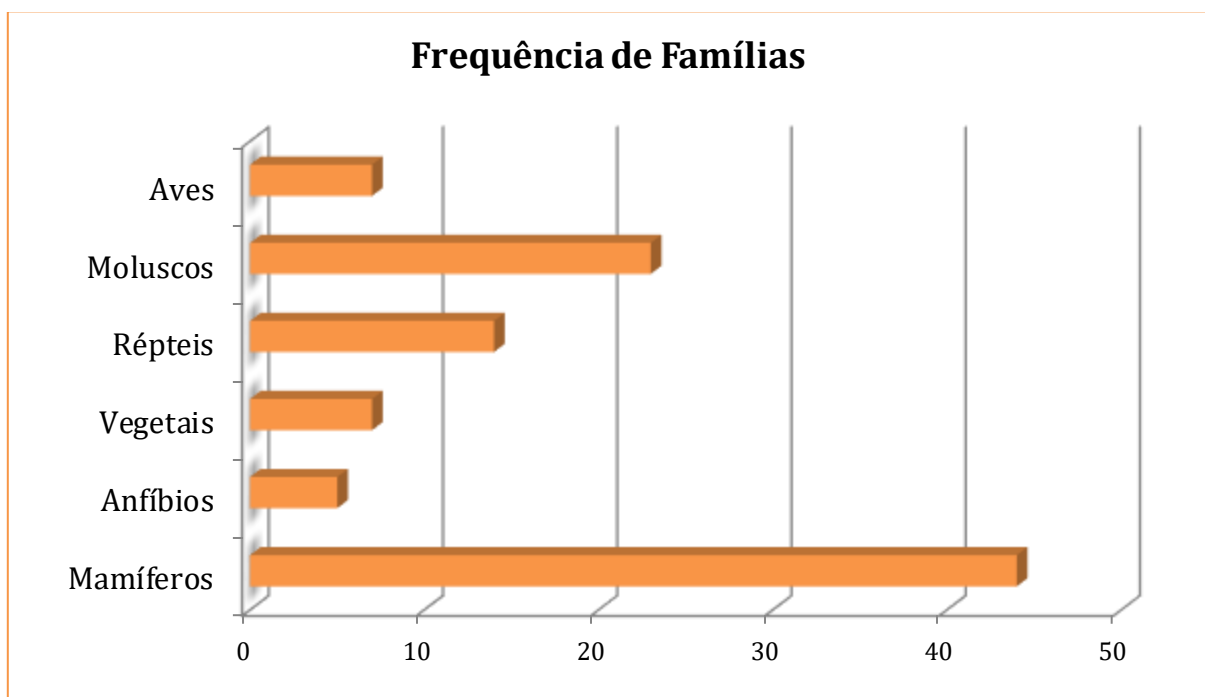


Figura 1.4: Gráfico em barras comparando a frequência das famílias de macrofósseis animais e vegetais procedentes da Bacia de Itaboraí. Modificado de BERGQVIST, 2001.

Embora a mineração (Figura 1.2 item B) tenha sido responsável pelo crescimento social, e econômico da região, já que o cimento foi utilizado para construção de grandes obras como por exemplo, o Maracanã e a ponte Presidente Costa e Silva (Rio-Niterói). A criação do Parque, que trouxe um desenvolvimento científico e cultural, se deu através dos esforços dos pesquisadores que trabalhavam na área juntamente com o apoio do CNPq, FAPERJ e da Petrobras. Atualmente, o Parque se encontra fechado por falta de incentivo governamental.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia de São José de Itaboraí, situada no interior do *rifte* da Guanabara (Figura 2.1), entre a Serra dos Órgãos e os Maciços Litorâneos (COUTO, 1953), desenvolveu-se sobre as rochas da Província Mantiqueira, que consiste em um sistema orogênico neoproterozoico situado no Sul e Sudeste do Brasil (Heilbron *et al.*, 2004). Esta província engloba diferentes orógenos como, por exemplo, o Araçuaí, Brasília Meridional, Dom Feliciano, São Gabriel e Ribeira, onde estão inseridas as bacias do RCSB (HEILBRON *et al.*, 2004).

Zalán & Oliveira (2005) apresentam o arcabouço regional do que denominaram Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB – Figura 2.1). Esta região, que abrange partes dos estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro foi anteriormente caracterizada como Sistema de Riftes da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), ou ainda, conforme Riccomini (1989), Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB).

O RCSB representa a feição tectônica cenozoica mais importante da margem continental, sendo morfologicamente constituído por uma faixa deprimida e alongada de direção geral ENE, com extensão aproximada de 900 km, abrange uma dezena de bacias sedimentares, desde Curitiba (Paraná) até Barra de São João (Rio de Janeiro) (HIRUMA *et al.*, 2010). Sendo assim, foi dividido por Riccomini *et al.* (2000) apud Riccomini *et al.* (2004) em três segmentos: Ocidental, Central e Oriental, onde a Bacia de Itaboraí está inserida junto com a Bacia de Macacu e o Gráben de Barra de São João.

A íntima relação entre um evento tectônico cenozoico e a formação das bacias continentais do sudeste brasileiro (Taubaté, São Paulo, Resende, Volta Redonda e Itaboraí) (ALMEIDA, 1967,1969,1976; ASMUS & FERRARI, 1978; MELO *et al.*, 1985), formou estas bacias tafrogênicas. Sendo assim, as bacias tafrogênicas se formaram a partir de uma complexa sucessão de eventos tectônicos rúpteis acompanhados de sedimentação, cujos registros se estendem até o Holoceno, relacionadas a atividade neotectônica no sudeste brasileiro (RICCOMINI *et al.*, 2004).

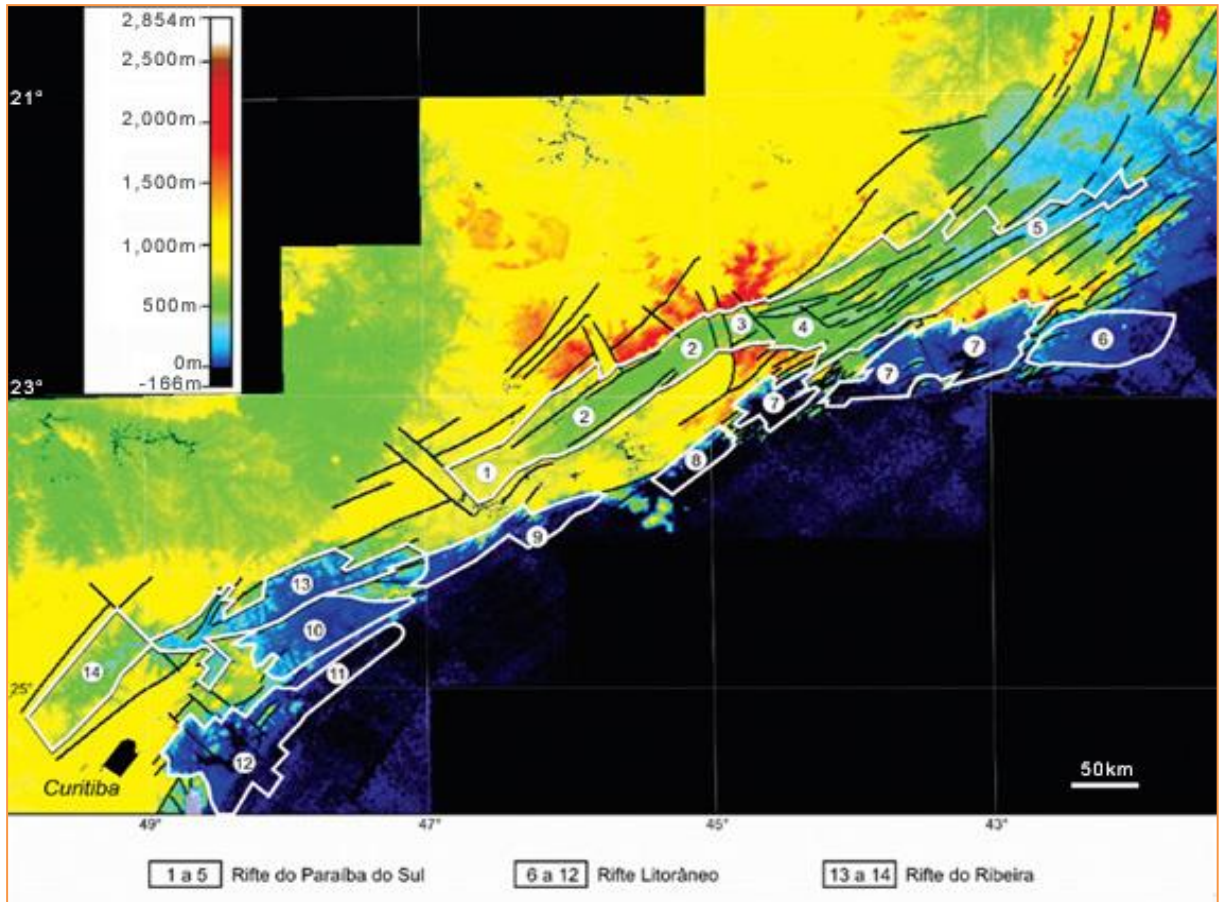


Figura 2.1: Mapa hipsométrico do Sudeste do Brasil com o arcabouço estrutural do SRCBS interpretado. Os números indicam os grábens dentro dos riftes: A) Paraíba do Sul: 1) São Paulo, 2) Taubaté, 3) Queluz, 4) Resende-Volta Redonda, 5) Baixo Paraíba do Sul. B) Litorâneos: 6) Barra de São João, 7) **Guanabara**, 8) Ubatuba, 9) Santos, 10) Ribeira do Iguapé (Zalán & Oliveira, 2005).

A instalação do *rift* se deu sobre gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, de idade arqueana a neoproterozoica, referíveis ao Cinturão de Dobramentos Ribeira (HASUI *et al.*, 1975), e suítes de rochas granitoides intrusivas, de idades neoproterozoica a eopaleozoicas (JANASI & ULBRICH, 1991; SANT'ANNA & RICCOMINI, 2001). Este conjunto é regionalmente recortado por numerosas zonas de cisalhamento, orientadas segundo ENE a E-W, ativas até o Cambro-Ordoviciano. Rochas alcalinas mesozoicas-cenozóicas, pertencentes à Província Serra do Mar (ALMEIDA, 1998) ocorrem ao longo de todo segmento central do RCSB, sendo que nas proximidades da área de estudo destacam-se os maciços alcalinos do Tanguá, Soarinho e Rio Bonito, bem como diversos corpos alcalinos pequenos, como *plug* alcalino de Jardim Cabuçu, localizado 4,7 km ao norte da bacia.

De acordo com Sant'Anna *et al.* (2001), a formação da depressão original do RCSB foi condicionada por um campo de esforços trativos imposto pelo

basculamento termomecânico da Bacia de Santos, como decorrência da abertura do Oceano Atlântico. Este evento distensivo promoveu a reativação normal de zonas de cisalhamento preexistentes e teve início provavelmente no Paleoceno.

Ainda de acordo com as afirmações de Sant'Anna *et al.* (2001), durante a principal fase de desenvolvimento do RCSB, no Eoceno, o quadro geológico regional apresentava condições favoráveis para circulação de soluções hidrotermais e cimentação, incluindo um regime tectônico distensivo de direção NNW-SSE que proporcionou a abertura de falhas de direção ENE a NE, aumento do fluxo térmico regional e magmatismo. Esse evento produziu um afinamento crustal máximo que produziu derrames de ankaramito na Bacia de Itaboraí, que seria cronologicamente correlacionáveis às rochas alcalinas da região de Cabo Frio, com idade média em torno de 51 Ma (AMARAL *et al.*, 1967 em RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO, 1992), e também o derrame de ankaramito da Bacia de Volta Redonda, datado de 49,5 Ma pelo método Ar-Ar (RAMOS *et al.*, 2008).

Nesse contexto, águas conatas, meteóricas e/ou magmáticas podem ter participado das soluções hidrotermais percolantes nos sedimentos. Entretanto, a presença de lavas ankaramíticas na Bacia de Itaboraí assinala um período de aumento do fluxo térmico no Eoceno, bem como o intenso tectonismo dessa época com o caráter penecontemporâneo da cimentação. A grande presença de veios em falhas e fraturas, mostram um quadro geológico favorável para a circulação de soluções hidrotermais, já que estas feições servem de conduto para a passagem do fluxo. Algumas dessas feições hidrotermais que possuem idade *pré-rift* e *sin-rifite* apresentam sílica, caulinita e barita, o que sugere a possibilidade desses eventos hidrotermais serem recorrentes (SANT'ANNA *et al.*, 2001).

2.1 Geologia da Bacia

2.1.1 Embasamento Local

A primeira determinação dos limites da bacia foi realizada pela CNCPM a partir de perfis de sondagem, que mostravam diferentes domínios de CaCO_3 (>60%, 30-60%, <30%). As rochas, ou intervalos, com baixo teor de carbonato, foram deixadas de fora nas delimitações do contorno da bacia (FERRARI, 2001). A reinterpretação dos perfis por Ferrari & Riccomini (2000) revela um contorno diferente para o embasamento da Bacia de Itaboraí, especialmente na porção oeste que se tornou 50% mais larga. Na parte sul o limite da Bacia de Itaboraí é marcado pela falha São José (ENE) que possui rejeito direcional sinistral coincidindo com a falha Transversal (NW). Na parte norte, o novo limite da bacia é definido por segmentos paralelos a falha São José.

De acordo com a síntese realizada por Adler (2016), no entorno da Bacia de Itaboraí ocorrem rochas metamórficas de idade meso a paleoproterozoica, suítes de rochas intrusivas granitóides neoproterozoicas, além de rochas alcalinas do Cretáceo tardio e Paleógeno. Segundo Klein & Bergqvist (2002), os sedimentos da bacia jazem sobre gnaisses pertencentes ao Grupo Paraíba do Sul. Estes gnaisses são designados como pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul (Figura 2.1). Na região de Itaboraí, são descritas intercalações de rochas metacarbonáticas (mármore) associadas a esses gnaisses. A dissolução destas rochas metacarbonáticas por fluidos aquecidos que percolaram pela Falha São José é assumida como origem dos travertinos da Bacia (KLEIN & VALENÇA, 1984; MEDEIROS & BERGQVIST, 1999; FERRARI, 2001; KLEIN & BERGQVIST, 2002)

2.1.2 Aspectos tectônicos:

Tratando-se de um pequeno hemigráben, a bacia está dividida longitudinalmente por uma falha transversal em duas porções desiguais. Na porção oeste, as camadas apresentam um nítido mergulho de 30° para sul, e no setor leste, uma inclinação de 10° para leste (BEURLLEN & SOMMER, 1954).

As dobras e as falhas reversas paralelas a Falha de São José (RODRIGUES-FRANCISCO & CUNHA, 1978) revelam uma bacia de inversão. Os veios horizontais de calcário travertino que atravessam tanto as camadas verticais de travertino bandados quanto o gnaisse do embasamento, próximo a falha São

José, indicam que a inversão foi, pelo menos parcialmente, síncrona com a atividade hidrotermal da bacia. A inversão da bacia está associada a uma rotação no sentido anti-horário de σ_1 , de NE para NNW. O registro da Falha de São José sugere que essa inversão estava relacionada a uma transição da faixa de liberação para a faixa de restrição em um regime de caimento sinistral. Posteriormente, no Pleistoceno, a bacia foi afetada também por uma compressão NW (FERRARI & RICCOMINI, 2000).

Essa rede de falhas e fraturas complexas (Figura 2.3) no embasamento, proporcionam os caminhos necessários para que os fluidos hidrotermais ascendam, permitindo então a formação e acumulação de corpos travertinos complexos (VAN NOTEN *et al.*, 2013).

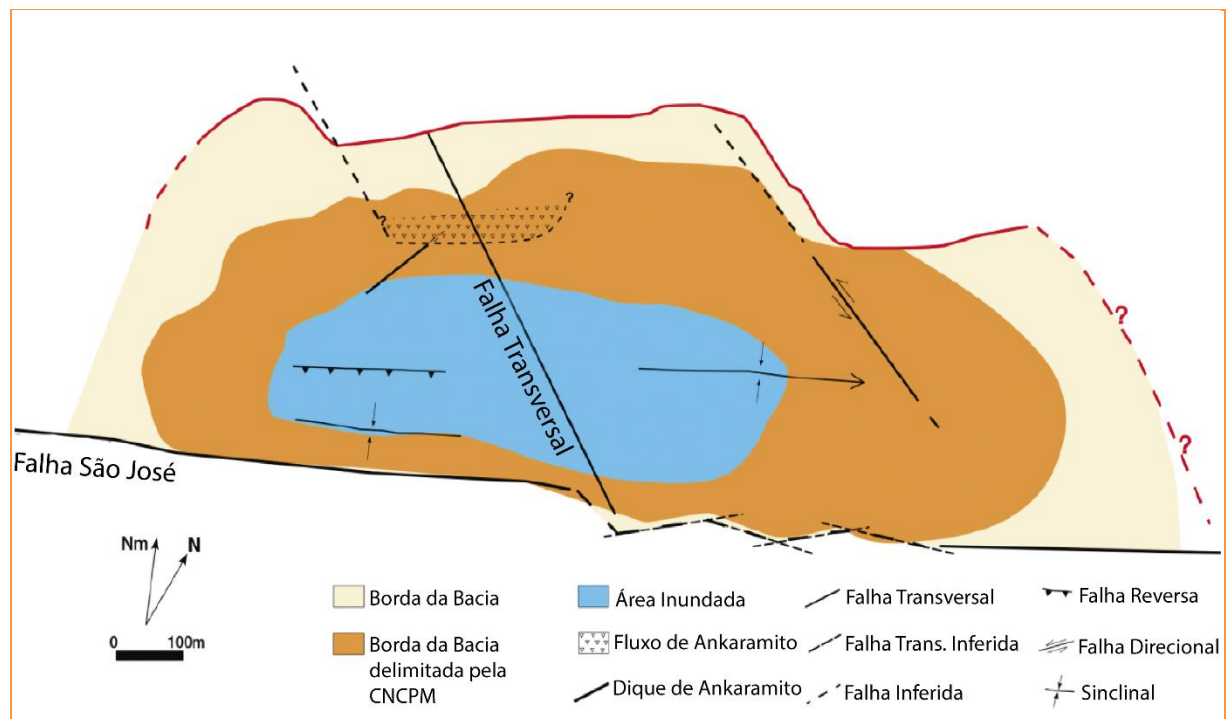


Figura 2.2: Mapa estrutural da Bacia de Itaboraí. Traduzido de Pereira *et al.* (2016) modificado de Ferrari (2001).

A Falha de São José teria atuado como o conduto principal de aporte para essas fluidos hidrotermais mencionada anteriormente. A maior espessura dos calcários associados a ela está localizada na borda sul (SANT'ANNA *et al.*, 2001). Já a Falha Transversal tem sua maior espessura de sedimentos localizada no centro da bacia, onde alcançou 125 m de profundidade, sendo 70 m de calcário (FERRARI, 2001).

2.1.3 Estratigrafia da Bacia de Itaboraí:

O preenchimento da Bacia de Itaboraí (Figura 2.2) compreende três sequências distintas, identificadas inicialmente por Leinz (1938) como: o calcário travertino (fitado) puro; o calcário cinzento maciço com fósseis de gastrópodes continentais; e, sedimento “eluvial” formado por mistura de lama com seixos arredondados e angulosos. Este autor também propôs que a origem da bacia é relacionada a formação de bancos de tufa calcária seguida de sedimentação lacustre. Os estudos foram endossados subsequentemente por vários autores, como Beurlen & Sommer (1954), Rodrigues-Francisco & Cunha (1978), Klein & Rodrigues-Francisco (1981). Medeiros & Bergqvist (1999), denominaram essas três sequências como S1, S2 e S3, atualizadas recentemente por Meneses *et al.* (2013).

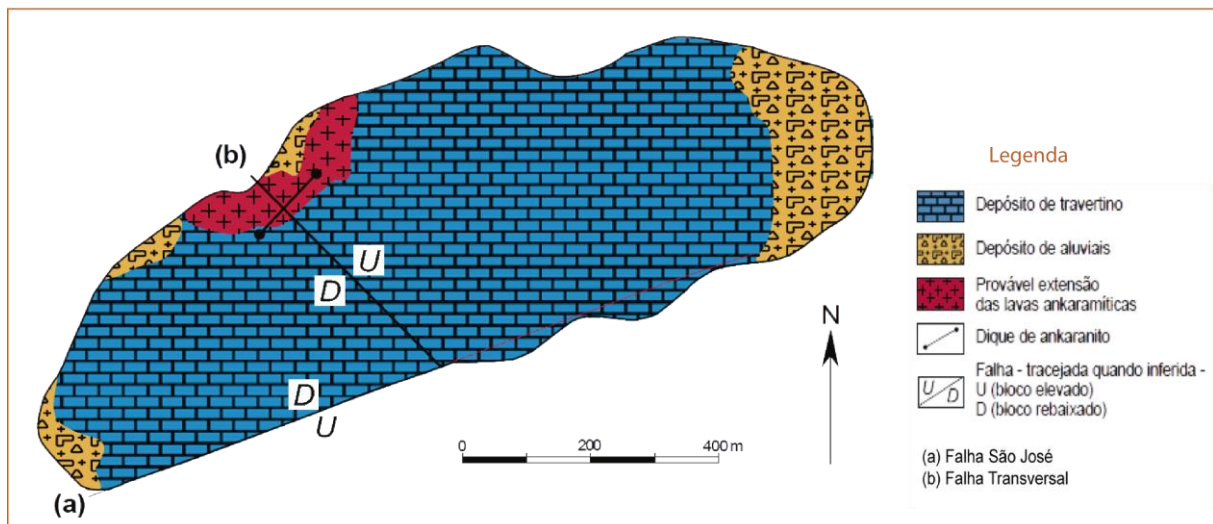


Figura 2.3: Mapa Geológico da Bacia de Itaboraí. Modificado de Bergqvist *et al.* (2006).

O preenchimento sedimentar da Bacia de Itaboraí (Figura 2.2) é representado principalmente por depósitos de travertinos, uma das rochas mais antigas da bacia e coetânea à fase inicial de geração do RCSB. Estes fazem parte da Formação Itaboraí, a qual foi conferida idade paleocênica devido ao seu conteúdo em vertebrados fósseis (Sant'Anna *et al.*, 2004). Além dos travertinos, há depósitos aluviais nas bordas da bacia e o derrame de ankaramito, na região centro-norte.

Para Bergqvist *et al.* (2008), a estratigrafia da Bacia Itaboraí (Figura 2.4) é bem simples, sendo composta apenas por uma unidade, a Formação Itaboraí, de

idade paleocênica-eocênica. A Formação Itaboraí é subdividida em três sequências litoestratigráficas:

- Sequência Inferior (S1): depositada sobre o embasamento cristalino, a mesma compreende três fácies: Fácies A – formada pelo calcário travertino; Fácies B – formada de calcário cinzento fossilífero; e Fácies C – formada por calcário oolítico-pisolítico. Dentre os restos fósseis são encontradas plantas, gastrópodes, répteis e alguns mamíferos.
- Sequência Média (S2): caracterizada pelas margas e brechas de colapso que preenchem as fissuras (canais de dissolução) no calcário cinzento e está agrupada em uma única Fácies D. Nesta são encontrados a maioria dos vertebrados, entre mamíferos, répteis e aves, além de plantas e invertebrados.
- Sequência Superior (S3): composta por sedimentos (para alguns, do Eoceno-Oligoceno, para outros, do Pleistoceno) terrígenos e conglomerados e apresenta apenas uma única Fácies E. Nesta fácies são encontrados fósseis de plantas, mamíferos e répteis.

Segundo Meneses *et al.* (2013), as sequências estratigráficas da Bacia de São José de Itaboraí, abrigam duas formações. A Formação Itaboraí, identificada por Bergqvist (2006) nas sequências S1, e a Formação Macacu, descritas anteriormente por MÉIS&AMADOR, 1977 e LIMA *et al.*, 1996 (ALMEIDA&CARNEIRO,1998), identificada na sequência S3. Entretanto, Meneses (2013) distribuí as rochas, assim como Bergqvist (2006), entre três unidades litoestratigráficas. A diferença se dá na interpretação dessas sequências, como pode ser observado no Quadro 1.0.

Quadro 1.0: Sequência estratigráfica da Bacia de São José de Itaboraí, esquematizada a partir dos dados retirados de Meneses *et al.* (2013) e Bergqvist *et al.* (2006).

Sequência	Idade	Unidade Litoestratigráfica	Descrição
S3	Eoceno ao Recente	Fm. Macacu	Conglomerados terrígenos, arenitos líticos
	Eoceno		Ankaramito (Rochas vulcânicas extrusivas)
S2	Paleoceno		Retrabalhamento da seq. S1: brechas colapsadas,

			margas e fosseis
S1	Paleoceno	Fm. Itaboraí	Travertino, Calcario cinza e calcarenito
	Pré-cambriano	Embasamento	Gnaisse e Mármore

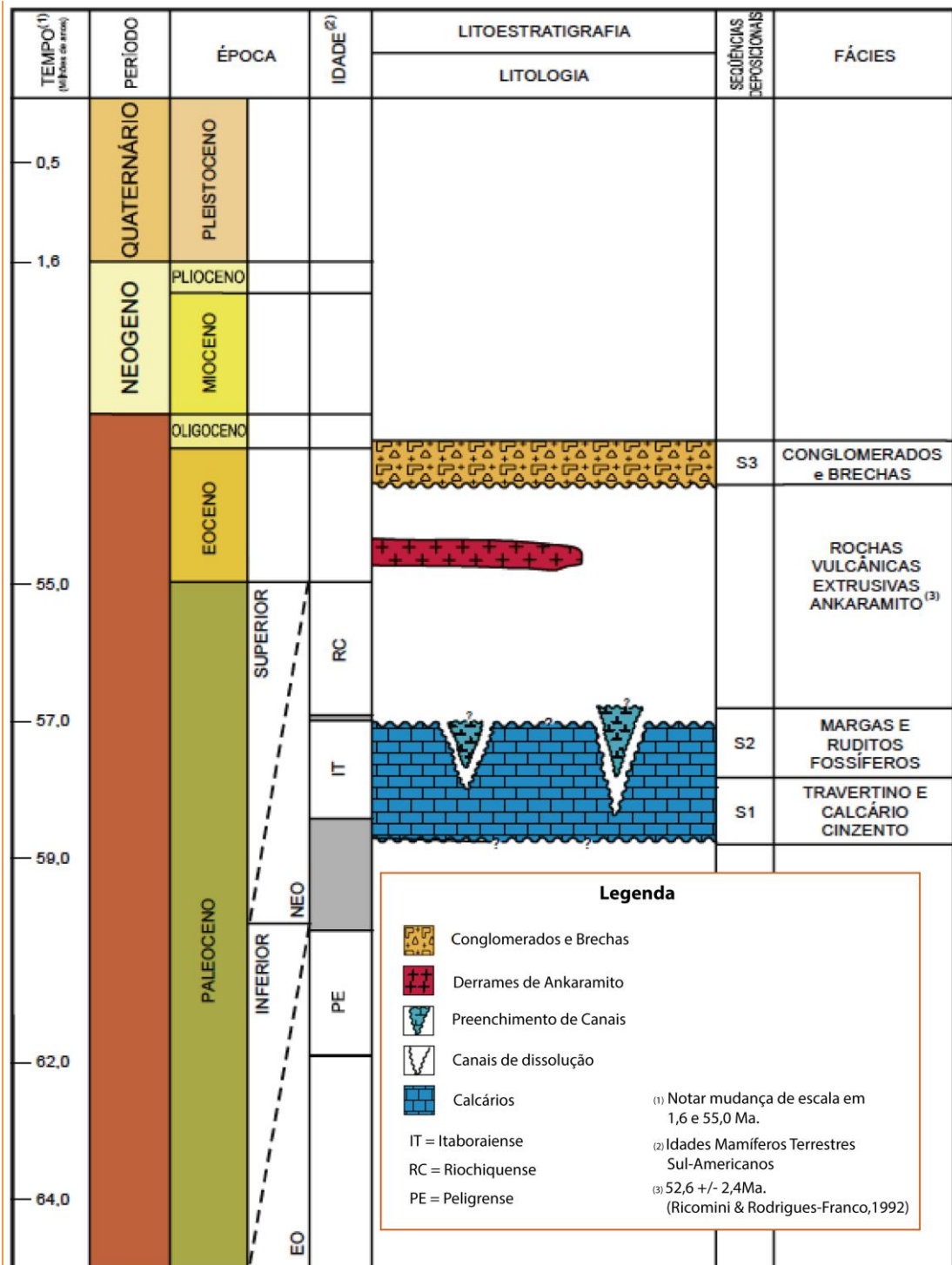


Figura 2.4: Coluna Estratigráfica da Bacia de São José de Itaboraí, considerando apenas a Formação Itaboraí (Modificado de Bergqvist *et al.*, 2006).

2.1.3.1 Rochas do embasamento

O embasamento cristalino da Bacia é constituído de rochas ígneas (básicas e alcalinas) e metamórficas, como gnaisses, migmatitos, granitos, pegmatitos e mármore do complexo Pré-Cambriano. As principais rochas desse embasamento são biotita-gnaisses, com intercalações de mármore lenticular, além de migmatitos, granitos e pegmatitos. Os sedimentos depositados no fundo da Bacia incluem clásticos grosseiros, constituídos basicamente de fragmentos de quartzo e feldspatos frescos, angulosos, além de fragmentos de rocha, em matriz pelítica, carbonática, contendo fósseis de gastrópodes em abundância (MENESES *et al.*, 2009).

2.1.3.2 Litotipos da Bacia de Itaboraí

Adler (2016) compilou diferentes trabalhos e sistematizou os litotipos apresentados a seguir. Apesar de haver diferenças quanto às designações, esses litotipos são pertencentes as sequências S1, S2 e S3 apresentadas no Quadro 1.0.

1. Calcário cinzento e calcário argiloso

Leinz (1938), em sua primeira definição, chama de calcário cinzento maciço uma rocha constituída por, “além de calcita”, grãos detríticos. Bergqvist *et al.* (2005) define que a fácies calcário cinzento é, na realidade, uma associação de fácies que grada lateralmente de calcirruditos, calcarenitos a calcários arenosos e argilosos, indicando que o calcário argiloso seria uma variação do calcário cinzento. Esses trabalhos também mencionam a presença de fragmentos de gastrópodes, ostracodes, fragmentos vegetais e ossos de vertebrados nestas rochas (ADLER, 2016).

2. Calcário travertino / crosta de calcita

São crostas cristalinas, de origem química, dispostas em camadas irregulares e lenticulares, ou sob a forma de veios que preenchem fraturas subhorizontais e sub-verticais, que cortam o embasamento e outras rochas sedimentares da Bacia (FERRARI, 2001; SANT'ANNA *et al.*, 2004). As camadas são compostas por agregados de cristais prismáticos a fibrosos de calcita, que são perpendiculares à superfície de deposição (LEINZ, 1938; TIBANA *et al.*, 1984;

SANT'ANNA *et al.*, 2004; ADLER, 2016).

3. Depósitos clásticos ricos em fósseis

Medeiros & Bergqvist (1999) os descrevem como “carbonatos arenosos a argilosos, localmente com clastos de calcário cinzento e de travertino, que erodem as fácies precedentes” (fácies D em seu trabalho), afirmando como notável o conteúdo fossilífero desses depósitos, mencionando a presença de restos de vertebrados (anfíbios, répteis, pássaros e mamíferos), além de plantas. Esses autores atribuem a origem desses depósitos à fluxos de lama e de detritos (*floods* e *debris flows*), além de colapso, que daria origem a brechas carbonáticas (ADLER, 2016).

4. Calcário oolítico/pisólítico

Estes depósitos ocorrem principalmente como lentes no travertino, mas também como bancos e, sob forma disseminada, no calcário argiloso (RODRIGUES FRANCISCO & CUNHA, 1978; SANT'ANNA *et al.*, 2004). As lentes de travertino pisólítico intercaladas nas crostas cristalinas são interpretadas como depositadas em pequenas piscinas, próximas às fontes termais (*springs*). A laminação concêntrica dos pisóides sugere que sua geração se deu em um ambiente aquoso agitado (FOLK & CHAFETZ, 1983; GUO & RIDING, 1998; SANT'ANNA *et al.*, 2004, (ADLER, 2016).

5. Depósitos conglomeráticos / sedimentos aluviais quaternários

Diversos autores descreveram que os depósitos conglomeráticos que capeiam a bacia contêm fósseis de mamíferos e répteis pleistocênicos (RODRIGUES FRANCISCO & CUNHA, 1978; BRITO, 1989; MEDEIROS & BERGQVIST, 1999), e são constituídos por matacões, calhaus e seixos, predominantemente angulosos, em “matriz” areno-argilosa (RODRIGUES FRANCISCO & CUNHA, 1978; MEDEIROS & BERGQVIST, 1999). Rodrigues Francisco & Cunha (1978) e Medeiros & Bergqvist (1999) interpretaram que esses depósitos são os mesmos que os designados por Leinz (1938) como “sedimento eluvial” (ADLER, 2016).

6. Ankaramitos

Na Bacia de Itaboraí, derrames de ankaramito ocorrem sobre rochas carbonáticas, originando distintas feições de interação sedimento-magma, descritas por Klein & Valença (1984). As datações pelo método K-Ar fornecem a idade de 52.6 ± 2.4 Ma em Itaboraí (RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO, 1992) e pelo método Ar-Ar, 50.23 ± 3.6 Ma (MOTA *et al.*, 2015).

Em termos regionais, o ankaramito da Bacia de Itaboraí seria cronologicamente correlacionável às rochas alcalinas da região de Cabo Frio, com idade média em torno de 51 Ma (AMARAL *et al.*, 1967 apud RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO, 1992), e ao derrame de ankaramito de Volta Redonda, datado de $49,5 \pm 0,4$ Ma pelo método Ar-Ar (RAMOS *et al.*, 2008).

7. Calcretes

Sant'Anna defende em seus trabalhos que os nódulos de calcrete pedogenéticos estariam presentes nos depósitos de leques aluviais que se encontram expostos na borda leste da Bacia de Itaboraí. Além disso, afirma que os calcretes teriam sido gerados pela dissolução de grãos carbonáticos disseminados na matriz dos lamitos, que seriam mais ricos em carbonos por serem cimentados pelos calcários fitados. De forma que as águas carbonatadas intraestratais exerceriam influência sobre os lamitos (SANT'ANNA, 1999; SANT'ANNA 2004; ADLER, 2016).

Segundo Adler (2016) os calcretes presentes na Bacia de Itaboraí possuem diferentes fácies, sejam elas freáticas ou pedogenéticas como por exemplo, pulverulenta, nodular, maciça, placosa, laminar, incipiente ou brechada, que foram classificadas segundo estágios morfenéticos. As principais feições microscópicas incluem nódulos, gretas de contração, pisolitos vadosos, rizocrecções, argilas infiltradas, grãos corroídos, micas expandidas, e agregados argilosos com fábrica bimassépica.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Carbonatos Continentais

É considerado carbonato continental qualquer tipo de rocha formada por precipitação de carbonato de cálcio e/ou cálcio magnésio sobre influência restrita de águas continentais (ALONSO-ZARZA & TANNER, 2009). Seguindo as definições de Pentecost (1995) e Ford & Pedley (1996):

- Travertinos: formados pela precipitação de água doce e quente (ou termais)
- Tufas: são precipitados por fontes de baixa temperatura, como lagos e rios associados a terrenos cársticos.
- Espeleotemas: são precipitados por águas de baixa a alta temperatura em cavernas ou em sistemas de fraturas cársticas.

O termo travertino é usado comumente em um sentido mais amplo para fazer referência a todos os calcários não-marinhos em córregos, lagos, nascentes e cavernas formados sob influências climáticas (SANDERS & FRIEDMAN, 1967).

O travertino é uma rocha calcária de origem continental, que se forma por precipitação química através da ação de águas termais. Pode ser composto por calcita e/ou aragonita, com bandas compactas, paralelas entre si, nos quais observam-se pequenas cavidades. Suas cores geralmente apresentam tons de branco, verde ou rosa (PENTECOST, 2005; PENTECOST, 1995; CHAFETZ & FOLK, 1984).

As águas termais que dão origem aos travertinos são demasiadamente quentes, tornando o ambiente desfavorável para o crescimento de plantas. No entanto, cianobactérias são capazes de colonizar este ambiente (FORD & PEDLEY, 1996; PEDLEY, 2009). A deposição de travertinos em ambiente superficial pode apresentar morfologia de montes/domos ou cumes, quando são próximos a nascente (CLAES *et al.*, 2017).

O termo “*shrub*” (Figura 3.1) foi introduzido no estudo dos travertinos por Kitano (1963), sendo até hoje utilizado por diversos autores, como Chafetz & Folk (1984) e Capezzuoli *et al.* (2014). Este termo foi criado tão somente para descrever as similaridades morfológicas das estruturas presentes nos travertinos com a aparência de plantas lenhosas (CHAFETZ & FOLK, 1984), ou de pequenas árvores,

lembrando a aparência de sucessivas florestas em miniatura (CHRISTIE & FLOODGATE, 1966; CLAES, 2017).

Chafetz & Guidry (1999), sistematizam os *shrubs* presentes em travertinos de águas quentes em três tipos:

- *Shrubs* bacterianos (CHAFETZ & FOLKS, 1984: possuem morfologia irregular sem influência da cristalografia. Apresenta grande quantidade de fósseis bacterianos que possuem uma grande influência na forma dos *shrubs*, fazendo assim uma analogia morfológica à vegetação. Possuem geralmente composição micrítica e aspecto empelotado e grumoso.

- *Shrubs* cristalinos (FOLK *et al.*, 1985): São similares em tamanho e morfologia ao *shrubs* bacterianos, entretanto apresentam um hábito cristalino. Podem ser formados tanto a partir da indução bacteriana quanto da precipitação abiótica. As terminações da calcita apresentam morfologias mais prismáticas.

- *Ray-crystal shrubs* (FOLK *et al.*, 1985): em geral possuem maiores dimensões do que os *shrubs* bacterianos e cristalinos, apresentando pequenas estruturas de micrita esferoidal na parte interior.

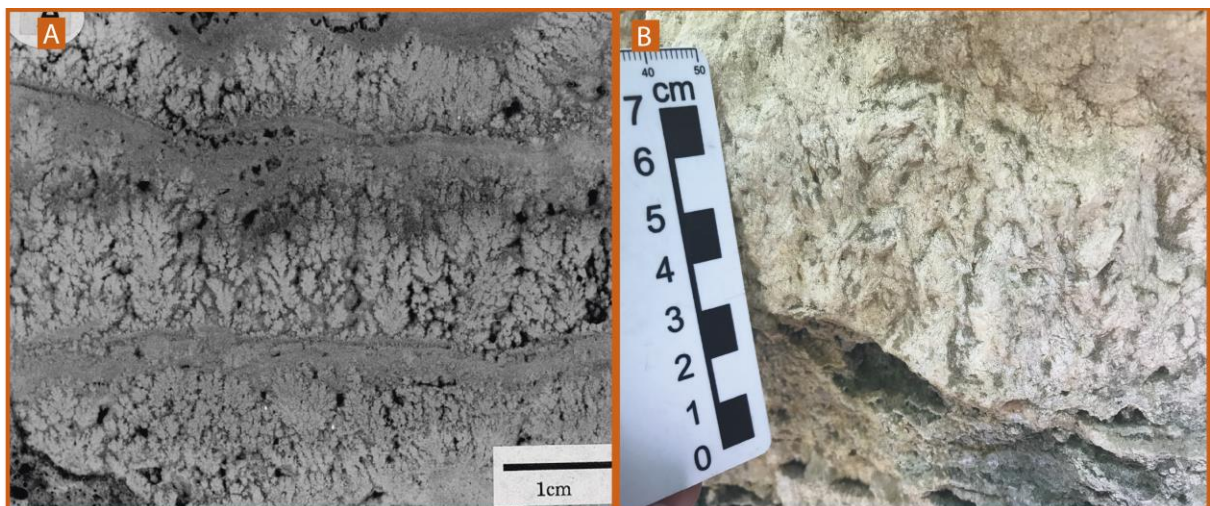


Figura 3.1: Exemplos de *shrubs*: (A) Shrub Bacteriano retirado de Chafetz & Guidry (1999); (B) Shrub encontrado na Bacia de Itaboraí

Diferentemente dos travertinos, as tufas consistem em calcários precipitados a partir de águas com temperatura ambiente (próximo a 21° C). São caracterizadas pela presença de micrófitas, macrófitas, invertebrados e bactérias (FORD & PEDLEY, 1996).

Segundo Ford & Pedley (1996), o termo “tufa” designa uma ampla variedade de depósitos calcários continentais recentes, formados sob climas diversos, desde temperados frios até semi-áridos. Pedley (1990) afirma, no entanto, que climas frios retardam o crescimento das tufas e que condições semi-áridas não sustentam um fluxo aquoso contínuo favorável à precipitação. Desta forma, climas temperados amenos e úmidos aparentemente favorecem o desenvolvimento de tufas.

Tufas são carbonatos continentais compostos predominantemente por calcita, além de ser proveniente de áreas tipicamente cársticas (CAPEZZUOLI *et al.*, 2014). As tufas se distinguem dos travertinos pela grande diversidade de restos de plantas, que podem conter, além das macrófitas, restos de animais (AVILÉS *et al.*, 2005), e também por serem tipicamente produzidas em temperaturas e/ou ambientes frios, contrastando com os travertinos.

Os espeleotemas são formações rochosas originadas da dissolução de carbonato de cálcio que sofrem uma recristalização posterior. Essa recristalização pode ocorrer no teto, paredes e chão das cavernas, formando essencialmente minerais de calcita ou aragonita (BRANCO, 2014). Os espeleotemas mais comuns são as estalagmites, estalactites e colunas.

3.2 Carste

O termo carste ou “*karst*” retrata uma topografia distinta que indica uma dissolução por rochas solúveis em água. O relevo cárstico ocorre predominantemente em terrenos constituídos de rocha calcária, mas também pode ocorrer em outros tipos de rochas carbonáticas, como o mármore e rochas dolomíticas, e pode ser também esculpido por evaporitos (PRESS *et al.*, 2006).

As feições cársticas (Figura 4.2) apresentam uma grande variedade morfológica de diversas proporções (desde micro a mesoformas), como por exemplo: cavidades, canais, cavernas, salões, até macroformas, como os cânions cársticos e dolinas.

O relevo cárstico é um terreno acidentado irregular caracterizado por dolinas, cavernas e ausência de rios superficiais, no qual os canais de drenagem subterrânea substituem o sistema de drenagem superficial de pequenos e grandes rios. Os cursos d’água curtos e escassos frequentemente terminam em dolinas, desaparecendo no sistema subterrâneo e, às vezes, reaparecendo quilômetros

adiante. O carste é encontrado em regiões com as seguintes características (PRESS *et al.*, 2006):

1. Clima de chuvas intensas, com abundante vegetação (fornecendo águas ricas em dióxido de carbono)
2. Formações calcárias intensamente fraturadas (bom gradiente hidráulico)

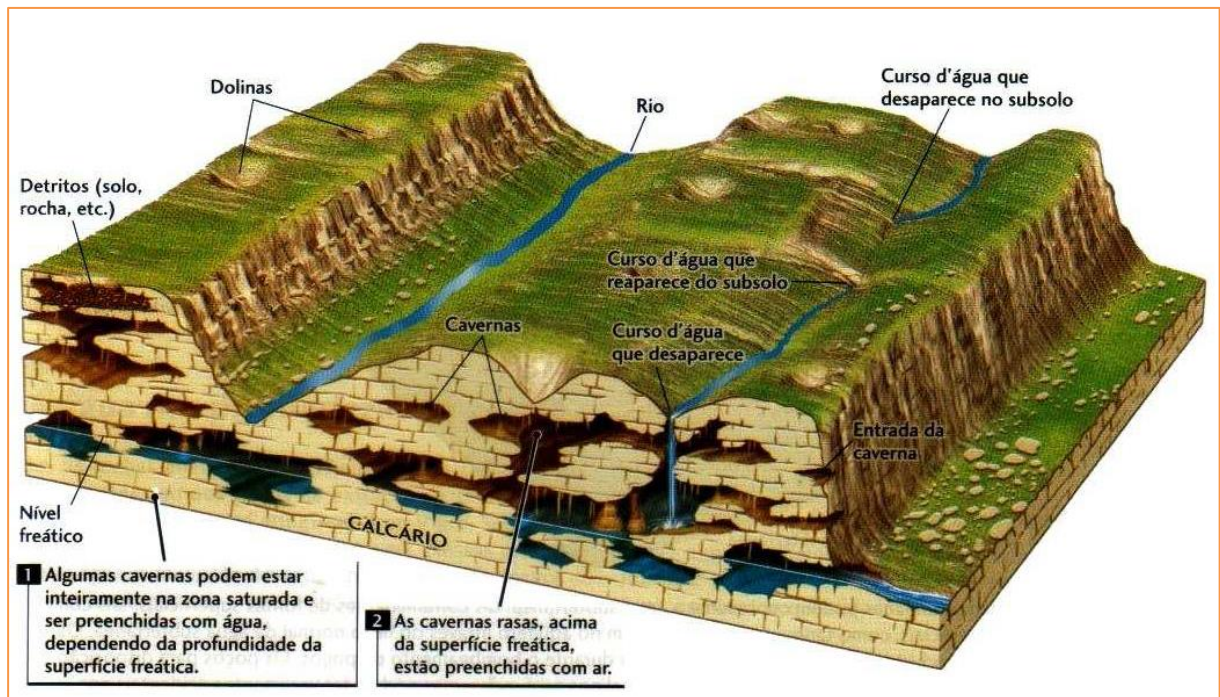


Figura 3.2: Algumas das principais feições do relevo cárstico (PRESS *et al.*, 2006).

O dióxido de carbono atmosférico contido na água da chuva acentua a dissolução do calcário, segundo Press *et al* (2006). A água que se infiltra no solo pode captar ainda mais o dióxido de carbono produzido por raízes de vegetais, bactérias e outros organismos que vivem no solo. Quando essa água rica em dióxido de carbono infiltra-se no nível freático, e percola através da zona não saturada, origina poros de dissolução, na medida em que dissolve os minerais carbonáticos. Esses poros são ampliados devido à dissolução do calcário, principalmente a partir de juntas e fraturas, formando uma rede de salões e passagens (PRESS *et al*, 2016).

Quando a água, que percola submetida a alta pressão litostática, encontra um espaço aberto, a pressão sob o líquido é reduzida, liberando o CO₂ antes dissolvido. A degaseificação de CO₂ torna o carbonato de cálcio em solução na água subterrânea menos solúvel e a cada gota de água que cai deixa precipitada uma

pequena quantidade de carbonato de cálcio no teto. Esses depósitos acumulam-se, num espigão estreito e alongado, suspenso no teto, chamado de estalactite. Quando parte da água cai no chão da caverna mais dióxido de carbono escapa e outra pequena quantidade de carbonato de cálcio fica ali precipitada, bem embaixo da estalagmite. Eventualmente, uma estalactite e uma estalagmite podem crescer juntas e formar uma coluna (PRESS *et al*, 2016).

Em alguns lugares, a dissolução pode adelgaçar de tal modo o teto de uma caverna de calcário que ela colapsa repentinamente, produzindo uma dolina (uma depressão íngreme na superfície, acima de formações calcárias cavernosas) (PRESS *et al.*, 2006).

As principais características de um sistema cárstico estão ilustradas na figura 3.3, que é dividido entre zonas erosivas e zonas deposicionais. Na zona erosional, há uma rede de remoção das rochas cársticas gerada a partir da dissolução. Pode ocorrer reprecipitação da calcita dissolvida. Nas zonas de deposição, que estão predominantemente em “*offshore*” ou plataformas marginais, são geradas novas rochas cársticas. Muitas dessas rochas apresentam evidências de episódios transicionais de dissolução (FORD & WILLIAMS, 2007).

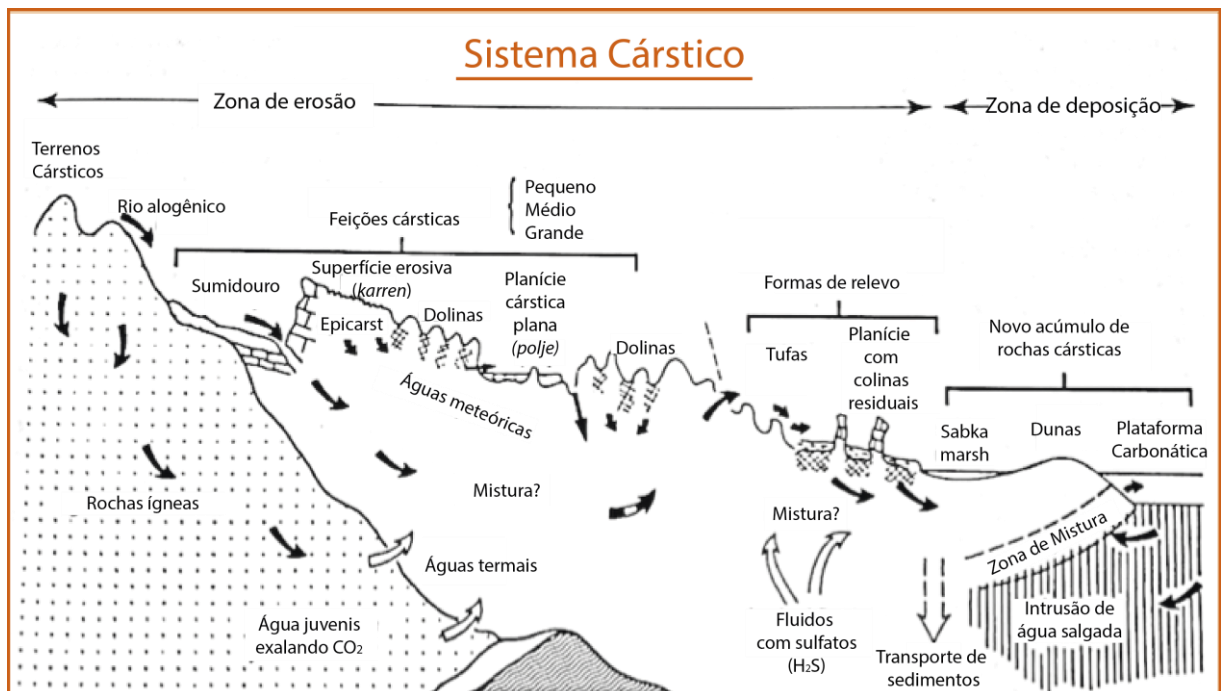


Figura 3.3: Diagrama ilustrando os principais fenômenos encontrados em terrenos carsticos (Traduzido de FORD & WILLIAMS, 2007).

3.2.1 Superfícies cársticas e exposição subaérea:

Os carstes continentais são formados a partir de dissolução por águas meteóricas. Estão contido em duas zonas:

- a. Zona de saturação: na qual todos os vazios existentes no terreno estão preenchidos com água. Situa-se abaixo da superfície freática (superfície em que a água encontra-se submetida à pressão atmosférica) (CAETANO & JUNIOR, 2010).
- b. Zona vadosa: está situada entre a superfície freática e a superfície do terreno, e nela os poros estão parcialmente preenchidos por gases (ar e vapor d'água) e por água (CAETANO & JUNIOR, 2010).

A zona vadosa é subdividida por Esteban & Klappa (1983) em três sub-zonas:

- i. Zona de infiltração ou vadosa superior: Os processos dominantes nessa zona são a dissolução físico-química e a corrosão biológica relacionada a intensa atividade orgânica.
- ii. Zona de percolação ou vadosa inferior: Nessa zona a dissolução ou precipitação de carbonato de cálcio é mínima (equilíbrio entre carbonato e ácido carbônico).
- iii. Zona lenticular ou freática superior: é caracterizada pela intensa formação de cavernas sub-horizontais através de erosão hidráulica e dissolução, como consequência da corrosão atrelada ao aumento da pressão hidrostática.

A superfície cárstica é, segundo Esteban & Klappa (1983), uma fácies diagenética, superimposta em corpos carbonáticos, produzida e controlada pela dissolução e pela migração de carbonato de cálcio em águas meteóricas, ocorrendo em uma grande variedade de condições tectônicas e climáticas, e gerando uma forma de relevo característica e reconhecível.

Sattler *et al.* (2005) apresenta superfícies de descontinuidade em carbonatos, dentre estas, depressões erosivas (Figura 3.4 A). Afirma que a variabilidade ao longo das superfícies é relacionada diretamente com o tipo de ambiente deposicional em que ela se encontra. Sendo assim, os autores concluem

que a descontinuidade dessas superfícies representa uma exposição subaérea que pode aparecer dentre outras formas, como uma saliência epicárstica irregular.

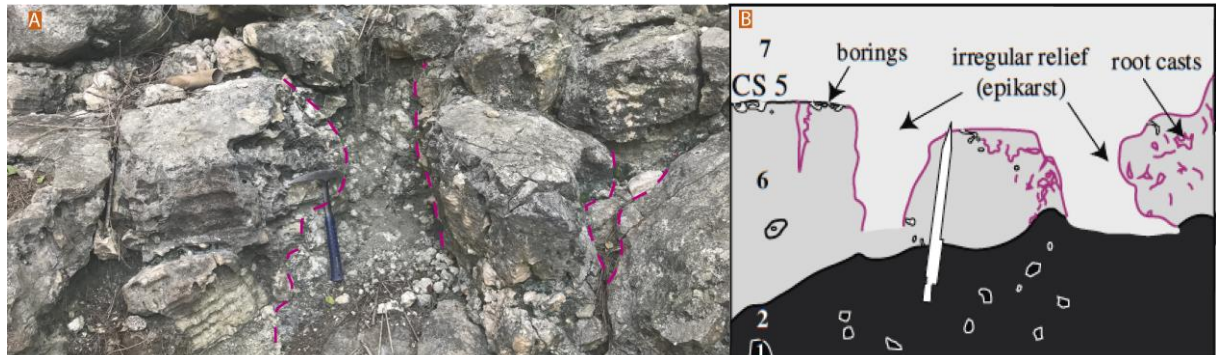


Figura 3.4: Representação de saliência epicarstica irregular. No item A temos a linha de cor magenta delimitando a depressão erosiva presente no Afloramento B da Bacia de Itaboraí. No item B temos o modelo retirado de SATTLER *et al.* (2005).

3.2.2 Taxa de denudação e incisão fluvial em sistema cársticos

O poder da água da chuva para dissolver as rochas cársticas tem sido apreciado há mais de 200 anos, como é evidente pelos comentários de James Hutton (1795) sobre formas de solução em calcários nos Alpes. As estimativas das taxas de solução natural foram feitas desde pelo menos 1854, quando, por algum cálculo extraordinário, Bischof afirmou que a carga anual de CaCO_3 dissolvida do rio Reno era equivalente a 332-539 milhões de ostras de tamanho usual (Ford & Willians, 2007).

Jean Corbel na década de 50 concluiu: (1) que as altas montanhas frias fornecem o ambiente mais favorável para a solução de calcário e (2) que há um fator em dez na diferença de taxas de solução entre regiões frias e quentes para uma dada precipitação anual, tendo as regiões mais quentes as menores taxas de solução cárstica. Ele inferiu disto que o principal controle sobre a denudação é a temperatura, provavelmente operando através de seu efeito inverso sobre a solubilidade do dióxido de carbono (FORD & WILLIANS, 2007).

A taxa de denudação é definida como a taxa de rebaixamento de uma superfície de carste devido à dissolução das rochas. Uma abordagem comum utilizada para estimar a taxa de denudação é baseada na concentração de equilíbrio (ou dureza) presumida e na quantidade de água que se infiltra na subsuperfície. Ela está demonstrada na famosa equação de Corbel (Figura 3.5) de 1959 (GABROVSEK, 2007):

$$D_c \text{ (m/Ma)} = \frac{(P-E)H}{1000 \cdot \rho} f$$

Água infiltrada (Precipitação – Evapotranspiração) → $(P-E)$
 Taxa de denudação ← $D_c \text{ (m/Ma)}$
 Fator de correção de unidades → 1000
 Dureza da Rocha → H
 Porção de minerais solúveis na rocha → f
 Densidade do Calcário → ρ

Figura 3.5: Equação de Corbel de 1959, modificado de GABROVSEK(2007).

A água infiltrada em mm/ano representa a diferença entre a precipitação P e evapotranspiração E . H é a concentração de equilíbrio (Dureza) em mg/L de rocha dissolvida, ρ é a densidade de calcário em g/cm^3 , f indica a porção de solução solúvel Mineral na rocha. O fator 1000 corrige a mistura de unidades usadas na equação (GABROVSEK, 2007).

Em uma investigação sobre os fatores responsáveis pela variabilidade observada nas taxas de denudação de calcário, Bakalowicz (1992) concluiu que, embora o clima seja importante por determinar a disponibilidade de água e a quantidade de produção de CO_2 , ele não é necessariamente o fator primordial. Os condições geológicas e morfológicas também são significativas porque podem aumentar consideravelmente a transmissão da água através do carste (encorajando o fluxo superficial para desviar o subgrupo). Além disso a evolução regional e a neotectônica podem criar condições que podem modificar profundamente a P_{CO_2} (FORD & WILLIAMS, 2007).

As taxas de denudação de carbonato e silicato em função da precipitação efetiva são comparadas na Figura 3.6, embora os valores de silicato se refiram principalmente à erosão mecânica. Os córregos de cavernas incidem como consequência do processo químico e mecânico. A incisão fluvial é equivalente ou inferior à taxa de elevação tectônica. Em áreas estáveis como Alpes e crátons, a denudação e a elevação tendem a se equilibrar a longo prazo e podem ser estimadas por taxas de incisão na passagem da caverna (FORD & WILLIAMS, 2007).

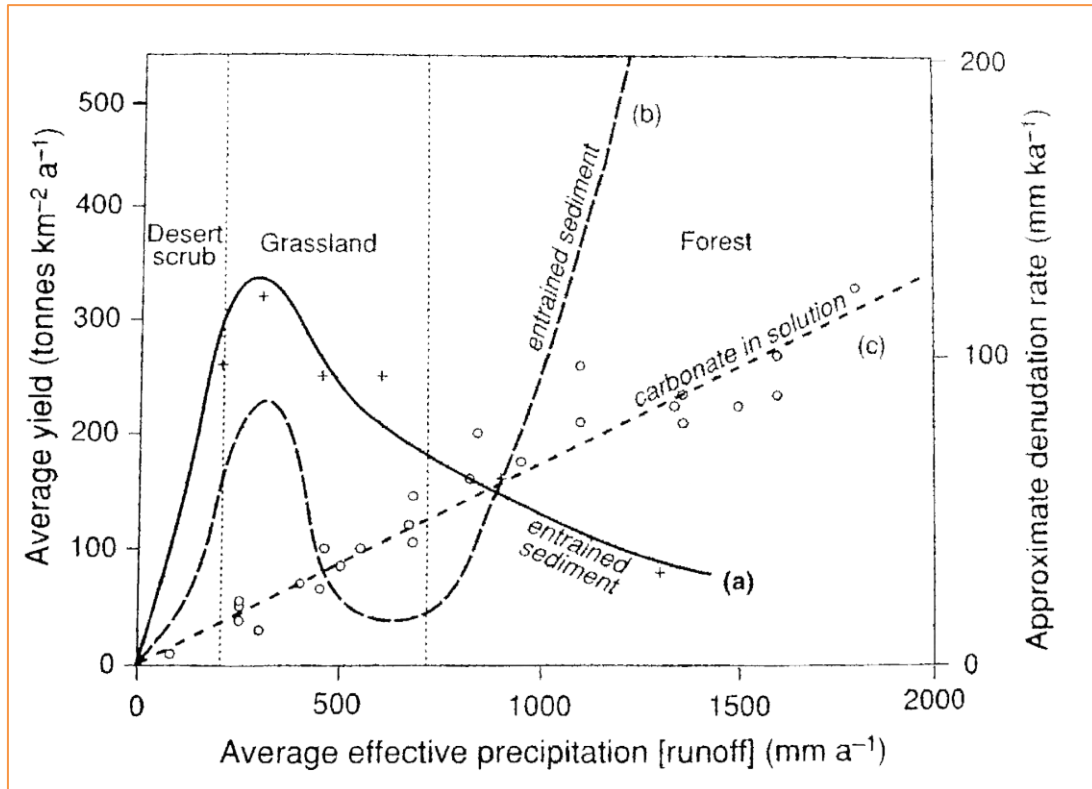


Figura 3.6: Relação entre precipitação efetiva (Average effective precipitation), produção anual de sedimentos em corpos silicáticos (Average yield) e carga anual de carbonato dissolvido provenientes das regiões de carste (Denudation rate) retirado de Ford & Willians (2007). A curva (a) e (b) são estimadas por Langbein and Schumn (1958) e Ohmori (1983), respectivamente, já os dados carbonáticos (c) são de Atkison & Smith (1967). A curva (b) é gerada unicamente a partir dos dados da precipitação efetiva proveniente da água da chuva, sem analisar nenhum fator externo. Enquanto a curva (a) leva em consideração outros fatores como vegetação e infiltração. Para Ohmori (1983), a vegetação começa a se formar a partir de um determinado valor de precipitação, o que diminui a taxa de infiltração da água e conseqüentemente a taxa de denudação também diminui.

No entanto, deve-se ter cuidado ao assumir que a taxa de rebaixamento de um lençol freático é sempre devida ao resultado de incisão do vale, porque às vezes ela pode ser atribuída a um aumento da condutividade hidráulica ao longo do tempo, como Ford *et al.* (1993) demonstraram no caso do aquífero Wind Cave nas Black Hills de Dakota do Sul (FORD & WILLIANS, 2007).

Sweeting (1972) e Ford & Willians (2007) defendem que as taxas de incisão fluvial (*downcutting*) de $50 - 1000 \text{mMa}^{-1}$ são típicas para áreas montanhosas tectonicamente ativas, enquanto as taxas de valor inferior a 5mMa^{-1} podem ser encontradas em áreas cratônicas estáveis. No entanto, mesmo as maiores taxas de incisão em rochas de carbonato são apenas uma fração do que pode ser alcançado em carstes salinos, ainda que eles estejam em condições climáticas áridas. Assim, Frumkin (2000) avaliou as taxas de incisão de águas subterrâneas a longo prazo no diapiro de *Mount Sedom* perto do Mar Morto e encontrou um valor próximo a

20mm⁻¹ (FORD & WILLIAMS, 2007). Sweeting (1972) reúne diversas áreas com a taxa de denudação estimada a partir do método explicado anteriormente, exposto no Quadro 2.0 a seguir.

Quadro 2.0: Denudação em diferentes áreas cársticas (modificado de Sweeting, 1972).

Autor	Localidade	Clima	Taxa de denudação em mm/1000 anos
V. Williams	S. Wales	Temperado oceânico	18
P. W. Williams	Co.Clare, Ireland	Temperado continental	55
Sweeting	N.W. Yorkshire	Temperado mediterrâneo	49-50
Gams	Slovenia	Temperado mediterrâneo	77-80
Pigott	Derbyshire	Temperado oceânico	55-100
Bogli	Glattalp, Lucerne	Montanhoso	15
Bingelli	S. Alps	Montanhoso	250-333
Perrin	E. Anglia (Chalk)	Temperado continental	25
Versey	White Limestone, Jamaica	Equatorial	72
Pitty	Peak District, Derbyshire	Temperado oceânico	75-83

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados no processo de aquisição dos dados e coleta de amostras em campo foram: martelo, marreta, GPS, bússola, escada, trena e câmera fotográfica. Os métodos adotados nesse trabalho são descritos a seguir:

4.1 Levantamento bibliográfico:

Realizado durante todo o processo de construção deste trabalho, constituiu-se em buscar e reunir dados a partir de livros, artigos e mapas sobre a geologia da Bacia de Itaboraí, seu contexto geotectônico, suas unidades litoestratigráficas e litotipos principais. Também utilizou-se dados da literatura sobre a taxa de denudação e incisão fluvial em ambientes cársticos, com a finalidade de comparação dos mesmos processos na bacia de Itaboraí.

4.2 Localização dos afloramentos:

Após entrar no Parque Paleontológico de Itaboraí, há um acesso principal que leva até o mirante com vista para o lago (N-S). O acesso ao lago se dá ao norte do mirante principal através de uma longa escada de madeira. Todos os afloramentos retratados no presente trabalho se encontram ao longo ou bem próximo dessa escada.

Os afloramentos estudados em conjunto com Meloni (em andamento) receberam o nome de Sul (Ponto 1), Central (Ponto 2) e Norte (Ponto 3), representados na Figura 4.1 a seguir. Entretanto, o presente trabalho focou seus estudos em trechos do afloramento Sul e do afloramento Central. Sendo assim, esses trechos foram nomeados a fim de facilitar o entendimento de suas localizações. O trecho que se encontra no afloramento Sul recebeu o nome de afloramento B, e o que se encontra no afloramento central recebeu o nome de afloramento A.



Figura 4.1: Os pontos em laranja indicam a Localização dos afloramentos estudados. A linha tracejada amarela indica o acesso principal para a Bacia. A linha tracejada azul indica o contorno inferido do limite da Bacia.

4.3 Fotomosaico:

Foram construídos para facilitar o reconhecimento dos pacotes sedimentares e, conseqüentemente, a interpretação e a compreensão das seções de cada afloramento estudado. As fotografias tiradas em campo foram traçadas para realçar estruturas utilizando *softwares* como o *Adobe Illustrator*.

4.4 Perfis litofaciológicos:

Após reconhecimento da área, foram selecionados dois afloramentos com maior espessura vertical, para que pudesse ser realizado um perfil mais detalhado possível. Apesar da intensa pedogenização e calcetização que afetou as litologias da bacia de Itaboraí, buscou-se enfatizar nos perfis os protólitos sedimentares, de forma a compreender melhor os processos deposicionais originais. A análise litofaciológica desta sucessão está sendo realizada no âmbito do TCC de Marina Meloni (em andamento), cujos resultados preliminares já foram apresentados em Jornada de Iniciação Científica da UFRJ (MELONI *et al.*, 2014). Ao longo do perfil, foram enfatizadas neste trabalho as superfícies de carstificação e quaisquer outras feições indicativas de exposição subaérea e dissolução dos calcários. Dessa

forma, a descrição das rochas não carbonáticas não foram detalhadas neste trabalho, pois fazem parte do objetivo de pesquisa do TCC de Meloni.

O perfil composto (Figura 5.8) apresentado nos resultados também foi gerado em afloramentos ao longo da escada de madeira, assim como os demais perfis apresentados. Este perfil, que possui trinta e um metros de espessura, foi gerado através de visadas a fim de conectar todos os afloramentos descritos.

Parte dos resultados já foi inclusive publicado em trabalho de congresso (Ramos *et al.*, 2016), como é o caso do perfil composto

A caracterização das fácies sedimentares está embasada no conceito de Selley (1970) e Borghi (2000), que define o termo fácies sedimentar como “uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais por seus atributos litológicos, geometria estratal, estruturas sedimentares, composição mineralógica, cores, conteúdo fossilífero e pelos seus atributos direcionais”. A partir de sua interpretação, é possível obter o processo deposicional que a gerou, do ponto de vista sedimentológico.

A cada fácies sedimentar caracterizada foi atribuído um código representando-a de uma forma simplificada. Neste estudo procurou-se atribuir às fácies códigos que estivessem de acordo com a proposta de Miall (1985). Segundo esse autor, a primeira letra, em maiúsculo, representa a litologia dominante; a segunda e terceira letra, está última se necessário, aparecem em minúsculo e representam as estruturas sedimentares, aspectos texturais ou outra característica diagnóstica presente (Exemplo: Ccm - conglomerado, sustentado pelos clastos, maciço). Para a classificação granulométrica das rochas sedimentares foi utilizada a escala de Wentworth (1922), sendo que a fração rudito foi descrita baseando-se em Blair & McPherson (1999).

As descrições utilizaram como base a cor das amostras - baseado na escala de cores da Sociedade Americana de Geologia, conhecida como *Rock Color Chart with genuine Munsell®*, granulometria (WENTWORTH, 1922; BLAIR & MCPHERSON, 1999), estruturas, composição, textura e aspectos diagenéticos.

4.5 Estimativa da taxa de denudação:

A partir da interpretação de estudos pré-existentes referente as taxas de denudação em diferentes áreas cársticas do mundo (SWEETING, 1972; FORD &

WILLIANS, 2007) foi adicionado o campo “Clima” ao Quadro 2.0, já que este é um fator relevante para a carstificação (FORD & WILLIANS, 2007). Seguindo no objetivo de encontrar um análogo a Bacia de Itaboraí.

Foram analisadas as rochas das áreas retratadas, e escolhida a que continha uma geologia mais próxima da geologia da bacia. Nesse caso, foi escolhido o White Limestone Jamaicano, que apresenta um calcário branco com presença de fósseis, similar aos carbonatos encontrados na bacia. Além disso, o White Limestone Jamaicano apresenta clima Equatorial, que possui temperatura mais relativamente próximas ao encontrado atualmente na Bacia (Tropical úmido) do que os climas presentes nas outras áreas. A taxa de denudação estimada por Sweeting (1972) para o White Limestone Jamaicano é de 72mm por cada 1000 anos. Vale ressaltar que Adler (2016) defende que o clima na época de deposição da Bacia de Itaboraí era semiárido.

Após essa etapa, foram feitos cálculos utilizando a *Regra de Três Números Conhecidos* (Figura 4.2), difundida por Leonardo de Pisa, no século XVIII em seu livro *Liber Abaci*, que consiste em descobrir um valor a partir de outros três. Relacionam-se quatro valores, divididos em dois pares de mesma grandeza e unidade interdependentes e relacionadas.

72mm – 1000 anos	72mm – 1000 anos
500mm – X	1500mm – X
Carst. de Pequeno Porte	Carst. De Médio Porte

Figura 4.2: Parâmetros utilizados na *Regra de Três Números*

Para efeito de comparação foi gerado uma tabela (Tabela 1.0), retratando os cálculos da taxa de denudação com os valores máximos (250mm) e mínimos (18mm) encontrados em estudos anteriores de diferentes áreas carsticas e que estão contidos no Quadro 2.0. Nesse caso, o valor máximo é o valor resultante do cálculo aplicado à *Regra de Três Números Conhecidos*, utilizando como base o menor valor de taxa de denudação encontrado em estudos anteriores. Dessa forma, o valor mínimo, é resultado do mesmo cálculo porém, utilizando como base o maior valor de taxa de denudação encontrado (Figura 4.3).

$18\text{mm}/250 - 1000 \text{ anos}$	$18\text{mm}/250 - 1000 \text{ anos}$
$500\text{mm} - X$	$1500\text{mm} - X$
Carst. de Pequeno Porte	Carst. De Médio Porte
Valor Mínimo	Valor Máximo
X = Valor encontrado da taxa de denudação em mm/ano	

Figura 4.3: Parâmetros utilizados para os cálculos das taxas de denudação máxima e mínima.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Segundo as sequências definidas por Meneses *et al.* (2013) e Bergqvist *et al.* (2008), somado a classificação de litofácies (Quadro 3.0) descritas por Meloni *et al.* (2014) em conjunto com o presente trabalho, foi gerado um perfil composto (Figura 5.8) que sintetiza o setor oeste da Bacia de Itaboraí. Esse tem como finalidade localizar espacialmente a posição dos perfis apresentados em maior detalhe no presente trabalho.

5.1 Descrição de litofácies

O quadro 3.0 a seguir mostra a descrição e interpretação das diversas litofácies identificadas nos afloramentos A e B, situados na borda oeste da bacia de Itaboraí e objeto de estudo deste trabalho. Este quadro apresenta tanto as unidades siliciclásticas quanto as carbonáticas, mas a ênfase deste trabalho se dá nas rochas carbonáticas (de cor azul no Quadro 3.0), incluídas nas fácies T1, T2, Tv e M, que serão melhor discutidas.

Quadro 3.0: Litofácies descritas por Meloni *et al.* (2014) em conjunto com o presente trabalho.

CODIGO	DIAGNOSE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
C	Conglomerado com imbricação	Conglomerado com clastos angulosos de quartzo e feldspato tamanho seixo médio, matriz arenosa. Apresenta níveis de travertino.	Fluxo trativo unidirecional em pequenos canais distributários.

CODIGO	DIAGNOSE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Cmp	Conglomerado maciço pedogenizado	Conglomerado com arcabouço constituído por seixos finos a médios de calcário branco, subarredondados a subangulosos, e clastos angulosos de quartzo e feldspato, com matriz de marga arenosa. A proporção de quartzo é maior que a de feldspato. Tem cor cinza esverdeado e é maciço. Apresenta forte pedogenização (calcretes) e transiciona lateralmente para a litofácies ALSm.	Fluxo gravitacional. A forte pedogenização e cimentação, entretanto, obliteram eventuais estruturas primárias. A presença de seixos de calcário subarredondados a arredondados pode caracterizar fluxo trativo.
D(C)	Diamictito calcretizado	Conglomerado com matriz de vaque, fortemente cimentado por cálcita, com clastos angulosos de quartzo, feldspato, pegmatito, muscovita e biotita. Com nódulos carbonáticos de origem pedognética.	Fluxo gravitacional (fluxos de detritos)
ALS(C)m	Arenito lamoso seixoso maciço calcretizado	Arenito com matriz margosa, com clastos de quartzo e feldspato angulosos, variando o tamanho de areia fina a seixo médio. Fortemente cimentado por cálcita. Cor verde acinzentado com drusas preenchidas por calcita e fósseis de gastrópodes espalhados. Estrutura maciça. Com presença pontual de gastrópodes e carbonáticos de origem pedognética.	Fluxos gravitacionais (corridas de lama) com modificações pós-deposicionais (calcretização)

CODIGO	DIAGNOSE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
ALSm	Arenito lamoso seixoso maciço	Arenito lamoso muito mal selecionado, com matriz margosa e arcabouço formado por clastos de quartzo e feldspato tamanho areia fina a média. Apresenta bioclastos de gastrópode tamanho seixo fino a médio. Há nódulos pedogenéticos (calcretas) e revestimento intempérico de enxofre. Transiciona lateralmente para a litofácies Cmp.	Fluxos gravitacionais (corridas de lama)
TV	Travertino intercalado com vaque seixosa	Calcário branco laminado com intercalação de sedimentos terrígenos finos (vaque seixosa).	Precipitação química hidrotermal de CaCO ₃ intercalada com pequenos fluxos gravitacionais (corridas de lama)
Tv	Travertino com <i>vugs</i>	Calcário micrítico maciço, com grandes poros ou visículas.	Precipitação química de CaCO ₃ com geração de macroporosidade digenética
T1	Travertino com estratificação grossa	Calcário branco a rosado, maciço, formado por calcita fibrorradial.	Precipitação química
T2	Travertino com estratificação fina	Calcário amarelado, com estratificação planar formado por calcita com hábito fibrorradial.	Precipitação química
M	Calcário micrítico	Calcário micrítico maciço, com grãos de quartzo angulosos dispersos, de coloração creme.	Precipitação química por fluxo hidrotermal

Os travertinos da Bacia de Itaboraí, inicialmente incluídos na sequência S1 (travertinos, calcáreo crinza, calcarenito) de (MENESES *et al.*, 2013; BERGQVIST, 2006), foram aqui subdivididos em diferentes fácies. Por exemplo, ocorrem micritos maciços (Figura 5.1C) e travertinos estratificados (Figura 5.1A e D), assim como uma fácies de travertino intercalado com vaque seixosa (Figura 5.1B).

A Figura 5.2 apresenta algumas das rochas pertencentes a Sequência S2 (brechas colapsadas, margas e fósseis) e S3 (Conglomerados terrígenos, arenitos líticos) de Meneses *et al.* (2013) e Bergqvist (2006), inclusas nos perfis e afloramentos levantados.



Figura 5.1: Fácies de travertinos encontrados nos afloramentos: (A) Travertino micrítico (M); (B) Travertino com estratificação grossa (T1); (C) Travertino com estratificação fina (T2); (D) Travertino intercalado com vaque seixosa (TV), encontrados nos afloramentos A e B.;



Figura 5.2: Sequências S2 e S3, onde: A) Fósseis de gastrópodes(ALS(C)m); B) Fósseis de gastrópodes(ALS(C)m); C) Conglomerado com imbricação (C); D) Conglomerado pedogenizado (Cmp).

5.1.1 Texturas e estruturas observadas nos travertinos

Na litofácies T2, que consiste em travertino com estratificação fina, encontramos pequenas estruturas de dobras sin-sedimentares (Figura 5.3), provavelmente refletindo o relevo da superfície de escoamento da água termal. Podem ser correlacionados às crostas abióticas de Capezzuoli *et al.* (2014).

Outra estrutura marcante é o *shrub*, presente nos travertinos da fácies T1 (Figura 5.4), marcado por calcita em forma de arbustos, conforme discutido no capítulo 3.1.2.



Figura 5.3: Estruturas sin-sedimentares presente nos travertinos da litofácies T2.



Figura 5.4: *Shrubs* presente em travertinos da litofácies T1.

Também foi encontrada a estrutura definida por Chafetz & Folk (1984) como bolha revestidas, - do inglês *coated bubbles* - (Figura 5.5), tipicamente de um ambiente de formação de travertinos, pois com a água quente o CO₂ escapa mais facilmente, e a deposição é rápida, ficando algumas bolhas aprisionadas no cimento carbonático.



Figura 5.5: Bolhas revestidas ou *Coated Bubbles*.

A calcita espática serrilhada (*bladed*) foi encontrada em cavidades abertas no afloramento A (Figura 5.6) e sugere, segundo Calner *et al.* (2010), uma influência meteórica atrelada as origens carstícas.

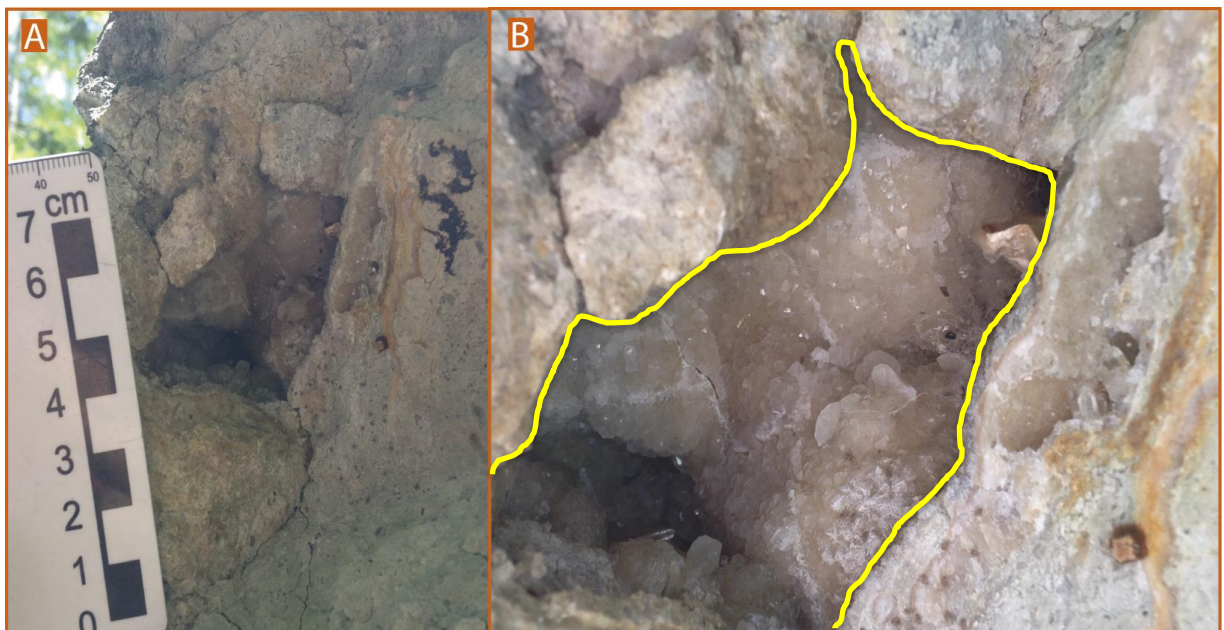


Figura 5.6: (A) Feição da calcita espática serrilhada (*bladed*) em cavidades abertas encontradas na Bacia de Itaboraí; (B) Zoom da cavidade representada em A, demarcado pelo segmento amarelo.

5.2 Perfis da área de estudo:

A Figura 5.7A refere-se ao afloramento A para que seja possível compreender melhor as alternâncias de ambientes deposicionais presentes na Bacia. Pode-se observar a partir da seção, as sequências descritas pela bibliografia, no afloramento estudado. Na parte inferior ocorre a sequência S2, com um material pedogenizado. Mais acima temos a sequência S1 com seus intervalos carbonáticos e no topo encontramos a sequência S3 apresentando matérias terrígenos. A Figura 5.7B retrata um “zoom” da Figura 5.7A para que seja possível visualizar as rochas.

A partir da sucessão das litofácies descritas foram elaborados perfis estratigráficos (Figuras 5.8, 5.9 e 5.10).

O perfil composto retratado a seguir (Figura 5.8) possui aproximadamente 30 metros de espessura vertical, confeccionado numa escala de detalhe inferior em relação aos perfis dos afloramentos A e B da Figura 5.9 e 5.10.

Podemos localizar os perfis do presente trabalho no perfil composto a partir das setas indicadas, no qual a seta de cor verde indica a localização vertical do Perfil A (Figura 5.9) e da Seção A referentes ao afloramento A, e a seta de cor magenta indica o Perfil B (Figura 5.10) referente ao afloramento B.

Podemos observar também barras de cores azul e vermelha ao lado do perfil. Para Ramos *et al.* (2016) elas indicam os tipos de fluxos do momento de deposição, onde a cor vermelha indica os momentos de fluxo gravitacional e a cor azul indica os momentos de fluxo hidrotermal.

Os Perfis A e B foram realizados em escala 1:20 a fim de encontrar as superfícies cársticas (Figura 5.11). E a partir deles podemos observar que essas superfícies se encontram presentes nas sequências S1, descrita por MENESES *et al.* (2013) e por BERGQUIVST (2008), onde temos majoritariamente rochas calcárias.

Vale ressaltar que as rochas da litofácia TV (Figura 5.12) (travertinos intercalados com vaque presentes na sequência S1) estão inseridas em um período que encaramos como de transição da sequência carbonática (S1) para as demais sequências, e vice-versa, já que deixa de existir predominância de apenas um tipo de rocha, seja ela carbonática ou terrígena, passando a ocorrer uma intercalação cíclica/rítmica entre camadas (milimétricas) de travertino e camadas de sedimentos

terrígenos. Essa interpretação é possível devido ao fato de existir ao longo dos diversos pulsos hidrotermais que abasteciam a bacia com CaCO_3 formando os travertinos, a chegada de um pequeno aporte de sedimentos terrígenos, como representado no perfil B (Figura 5.10). Esse momento de transição foi caracterizado neste trabalho como litofácies TV.

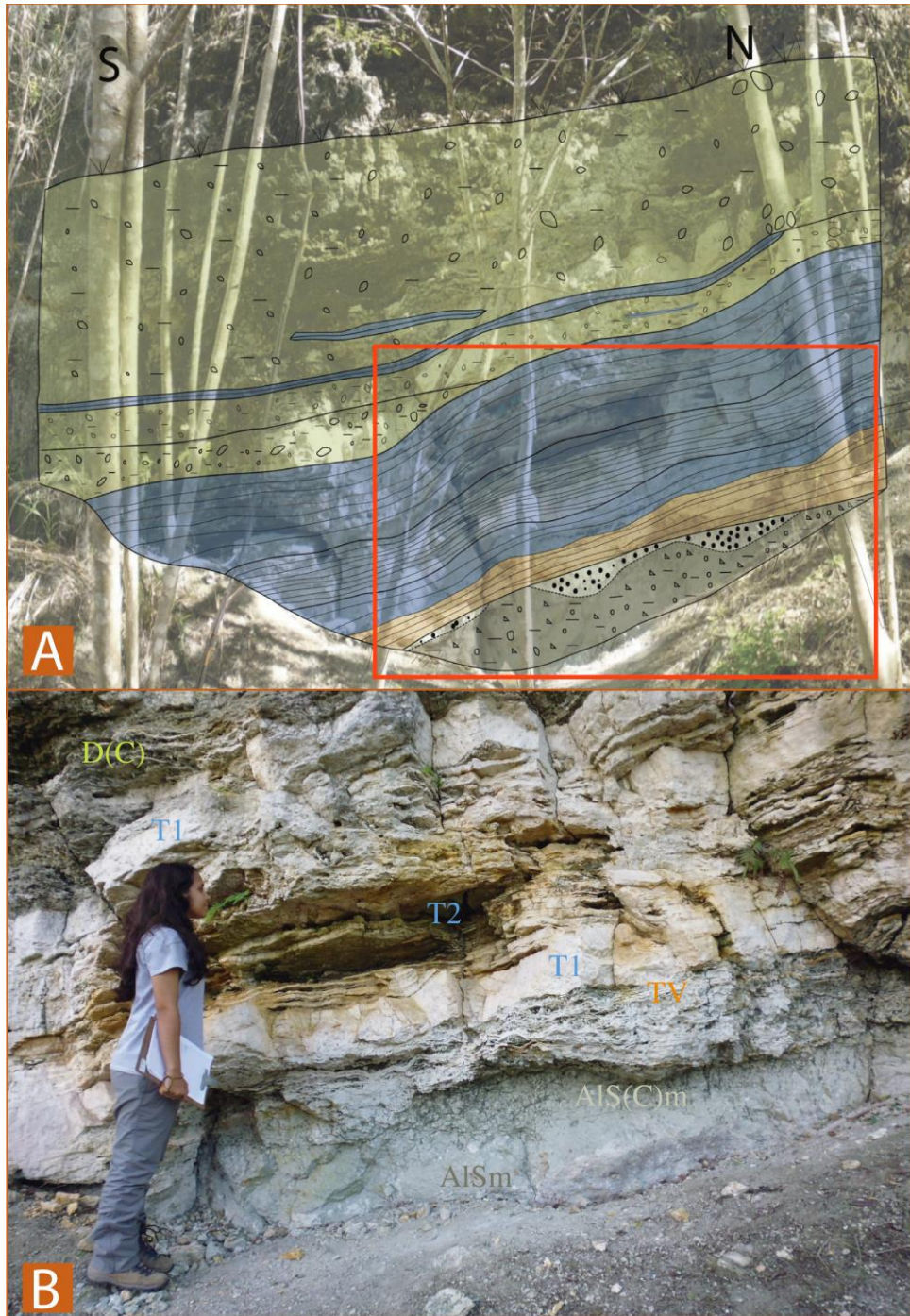


Figura 5.7: (A) Seção do afloramento A. O retângulo vermelho indica a localização do item B.; (B) Imagem em “zoom” do afloramento A. Onde T1 representa o travertino com estratificação grossa. T2: Travertino com estratificação fina. TV: Travertino intercalado com vaque seixosa e AISm: Arenito lamoso seixoso maciço.

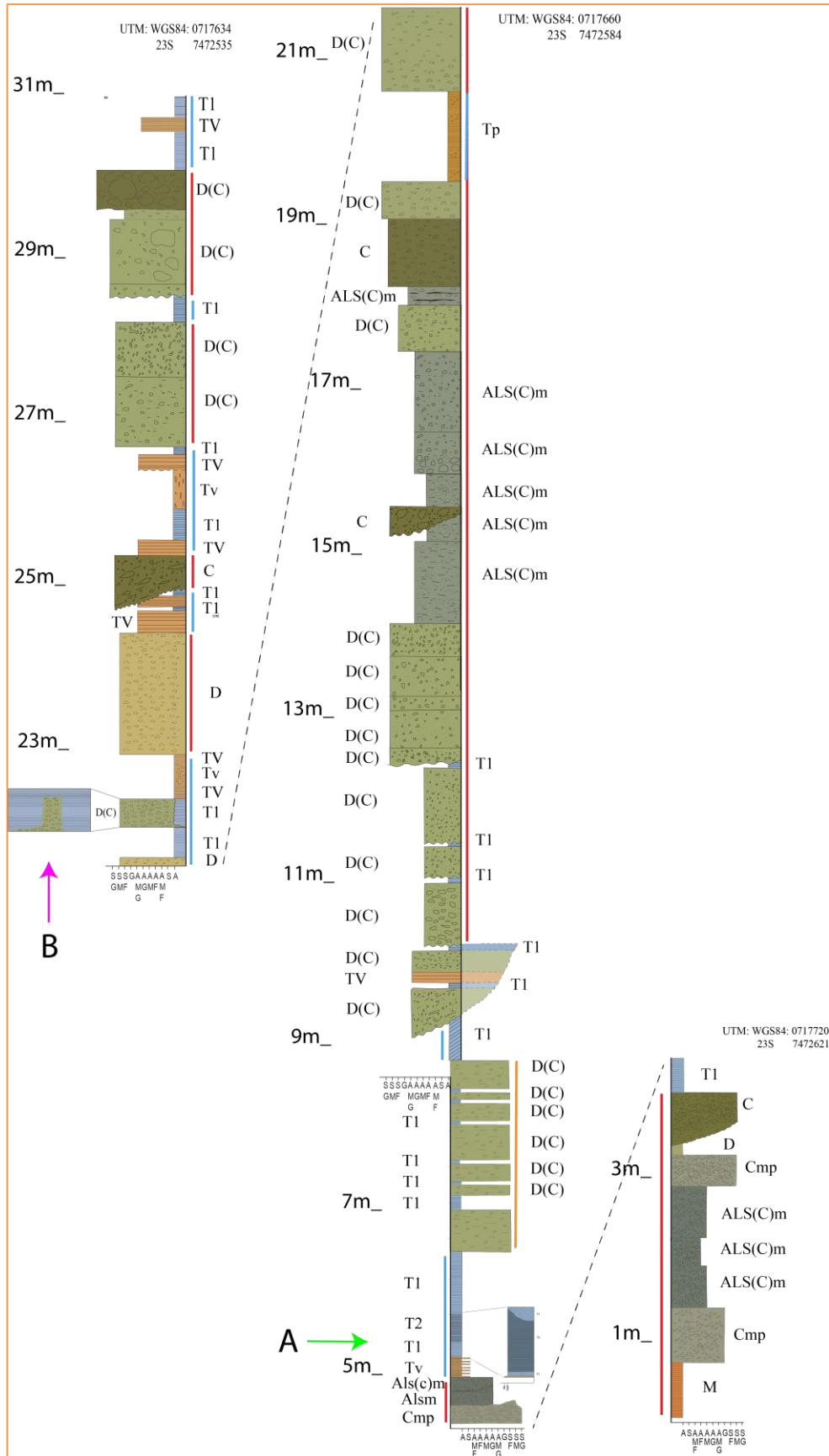


Figura 5.8: Perfil Composto da borda oeste da Bacia de Itaboraí. RAMOS, R.C.C. *et al.* (2016). A seta verde corresponde ao perfil A, e a seta de cor magenta ao perfil B. São retratados também os perfis descritos por MELONI *et al.*, (2014) e denominados Seção Central, Seção Norte e Seção Sul.

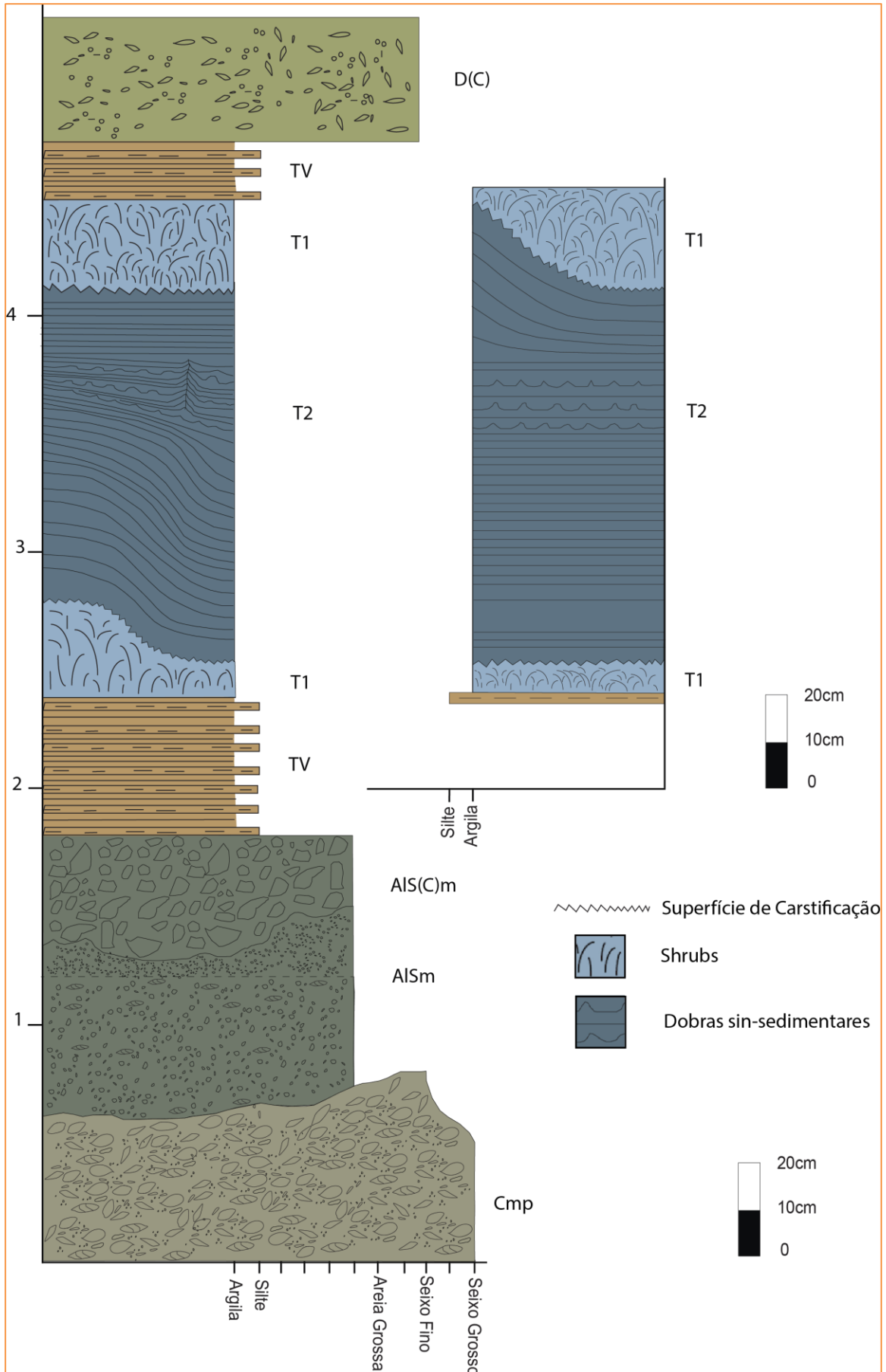


Figura 5.9: Perfil A com presença de carstificação, dobras e *shrubs* (litofácies T2 e T1).

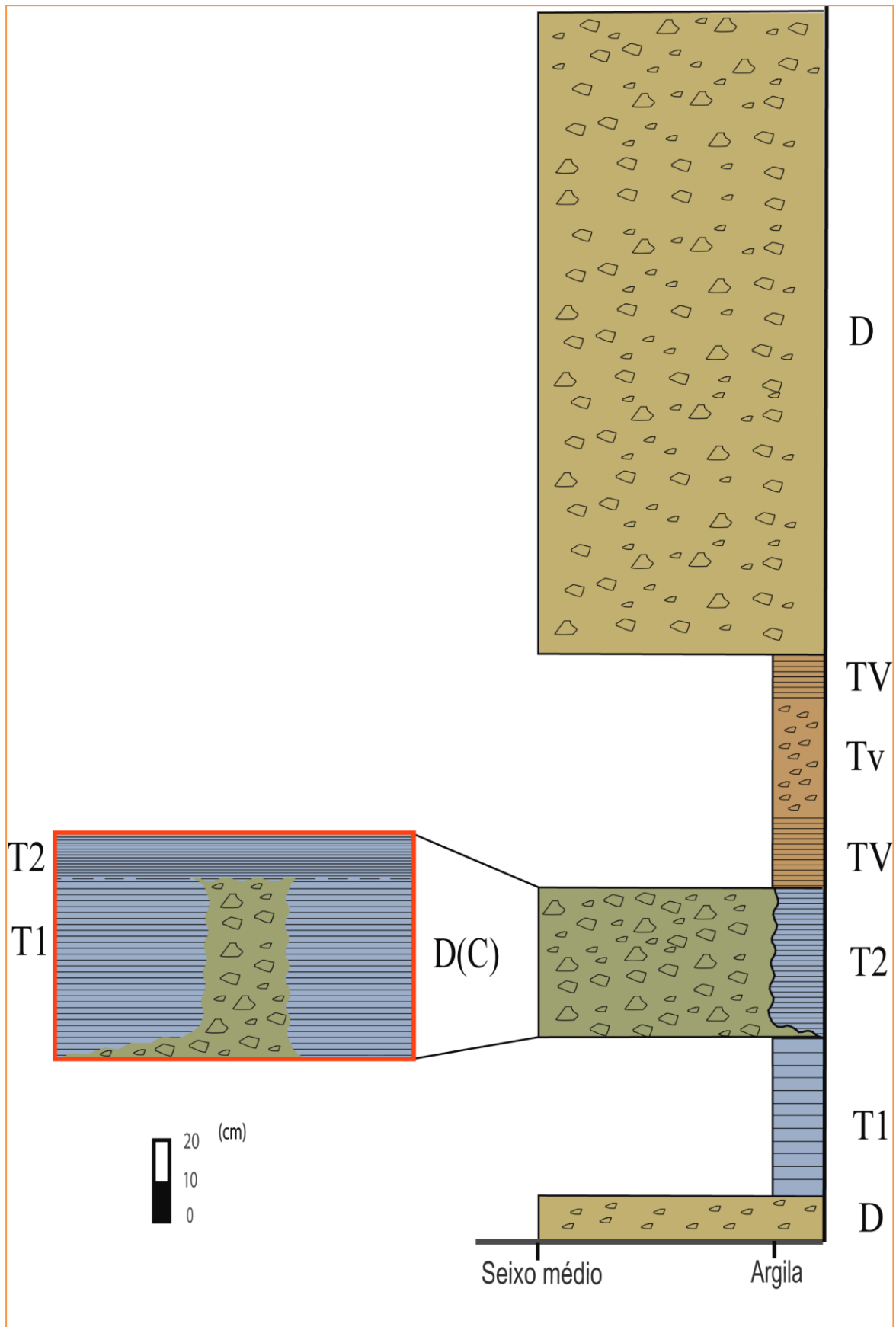


Figura 5.10: Perfil B. O retângulo vermelho representa o “zoom” da área que apresenta carstificação

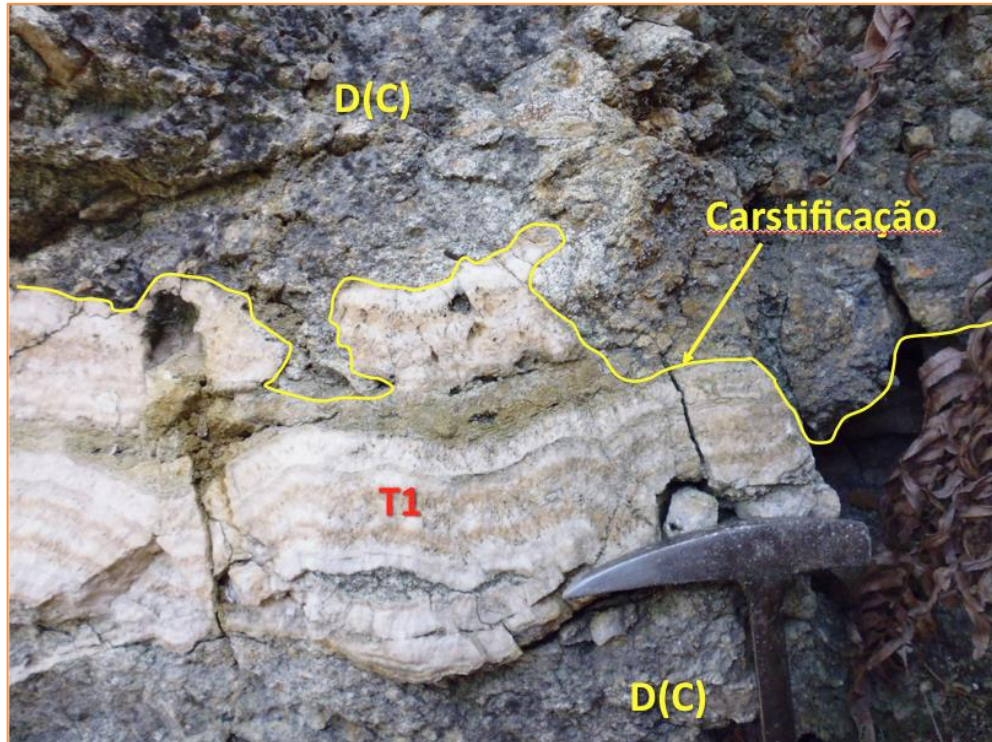


Figura 5.11: Superfície cárstica representada pela linha de cor amarelo, presente no afloramento A.



Figura 5.12: Liofície TV: Travertino intercalado com vaque seixosa

5.3 Tipos de superfícies de carstificação:

Ao longo dos perfis A e B foram identificadas diversas superfícies cársticas, ou seja, superfícies erosivas relacionadas a dissolução da rocha carbonática, conforme discutido no capítulo 3.2.1. As superfícies de carstificação foram classificadas a partir das suas dimensões em de pequeno, médio e grande porte:

- *Pequeno porte:* são as que apresentam proporções milimétricas a centimétricas, variando de 0 a 50 centímetros. Se parecem com as camadas de paleossolos descritas por Guo & Riding (1998), pois apresentam as mesmas dimensões e mesmo tipo de feição (fragmentos de travertino envolto por material sedimentar/solo) (Figura 5.13A).
- *Médio porte:* são as que apresentam proporções centimétricas a métricas, variando de 50 centímetros a 1,5 metro. Já tem uma escala mais próxima de um canal de dissolução, ou seja, ou ambiente de maior energia alterando o depósito (Figura 5.13C).
- *Grande porte:* apresentam espessura maior que 1,5 metro. Indicam uma proximidade maior com a área fonte dos fluxos hidrotermais, devido a maior sua maior espessura. (Figura 5.13B).

Estudos anteriores sobre denudação em terrenos cársticos (SWEETING, 1972; FORD & WILLIAMS, 2007) mostram que existe relação entre a taxa de denudação e a espessura do registro encontrado (vide Quadro 2.0, no item 3.2.2). Sendo assim, analogamente à bacia de Itaboraí, esses estudos levam a crer que a carstificação de pequeno porte (0 a 0,5 metro) levou até aproximadamente 7.000 anos para ser formada. Enquanto a carstificação média (0,5 a 1,5 metro) leva aproximadamente entre 7.000 e 21.000 anos para ser formada. Já a carstificação de grande porte (maior que 1,5 metro) leva pelo menos 21.000 anos para ser formada. Os parâmetros utilizados estão presentes na Figura 4.2.

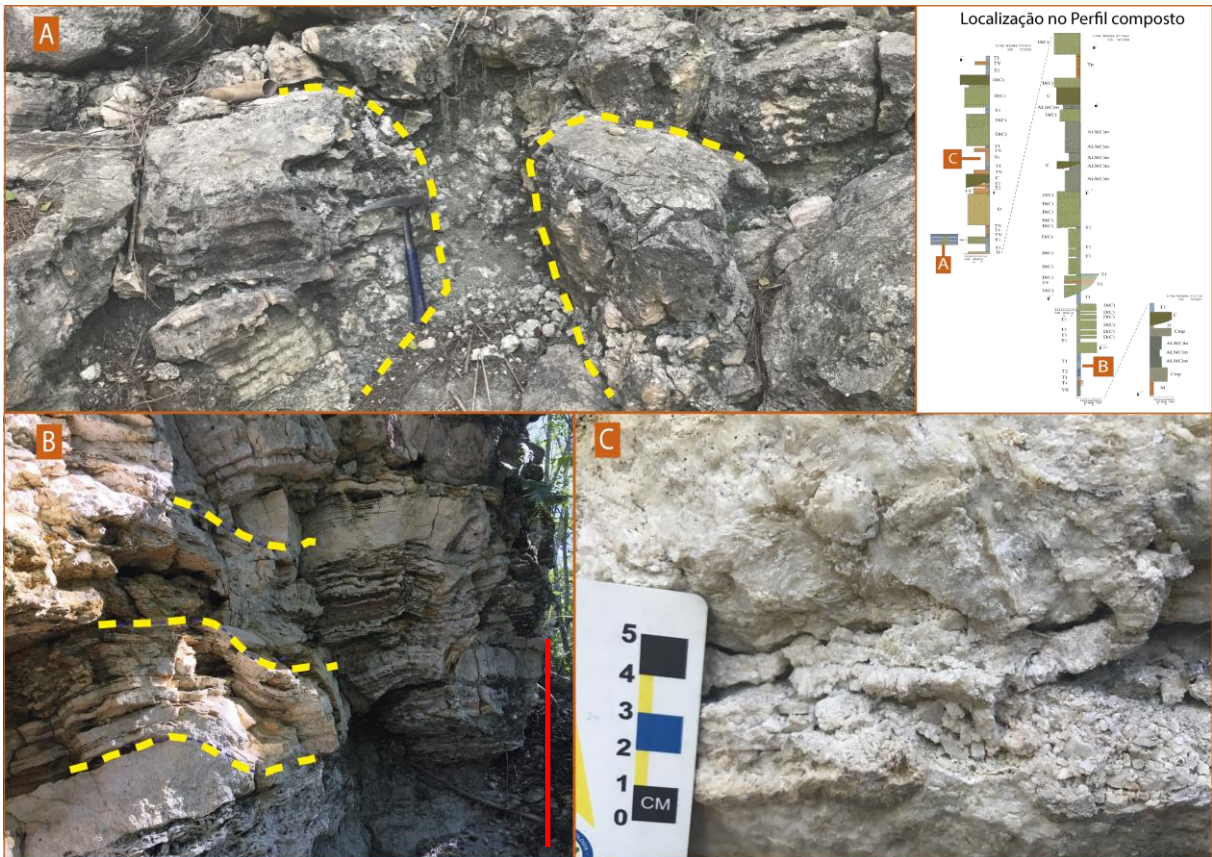


Figura 5.13: (A) Superfície de carstificação de médio porte, indicada pela linha tracejada de cor amarelo; (B) Carstificação de grande porte, indicada pela linha tracejada de cor amarelo. A linha vermelha representa a escala no valor de 1 metro; (C) Superfície de carstificação de pequeno porte;

Para efeito de comparação, a Tabela 1.0 a seguir foi gerada a partir dos parâmetros encontrados na Figura 4.3. Ela retrata de forma análoga, a taxa de denudação gerada para a Bacia de Itaboraí com base nos valores máximos e mínimos encontrados, em diferentes áreas cársticas contidas em estudos anteriores (SWEETING, 1972; FORD & WILLIANS, 2007).

Tabela 1.0: Cálculo dos valores máximos e mínimos da taxa de denudação para a Bacia de Itaboraí.

Carstificação	Valor Mínimo (mm/anos)	Valor Máximo (mm/anos)
Pequeno porte	0 – 2.000	0 – 28.000
Médio porte	2.000 – 6.000	28.000 – 84.000
Grande porte	> 6.000	> 84.000

Vale ressaltar que diversos fatores controlam a dissolução do carbonato, e que os testes de campo com taxa de denudação calculada mostraram que há variações locais, sendo os testes nem sempre representativos da bacia de

drenagem (PLAN, 2005). Logo, os valores acima representam estimativas a partir do modelo da literatura.

Sobre a exposição subaérea, Calner *et al.* (2010) dizem que as feições características desse processo incluem: morfologias do tipo lapiás (*karren-like*), presença de calcita espática serrilhada (*bladed*) em cavidades abertas, encontrada na Bacia de Itaboraí, entre outras morfologias.

5.4 Discussões e Significado das superfícies cársticas

Segundo Sant'Anna *et al.*, (2004), a atividade tectônica sin-sedimentar controla a subsidência da bacia, o que é indicado pelo aumento da espessura dos travertinos próximo à borda da falha principal, de direção ENE (Falha São José), e também pela presença de veios de calcita relacionados aos travertinos cortando as rochas do embasamento e os depósitos do leque aluvial. A importância da Falha de São José para a geração do sistema de travertinos da Bacia de Itaboraí já percebida anteriormente por outros autores como Rodrigues-Francisco (1978) e Medeiros & Bergqvist (1999). Estes autores também a reconheceram como conduto principal para o transporte de águas termais até a borda sul da Bacia – um lugar de subsidência primária, onde os travertinos cristalinos são abundantes.

A partir do entendimento das sequências existentes associadas ao perfil descrito no presente trabalho e à bibliografia, conclui-se que nos momentos de baixa atividade tectônica da bacia, aconteciam dois processos:

- Carstificação de rochas carbonáticas existentes na bacia naquele período, ou seja, das rochas que integram a sequência S1.
- Pedogenização (ADLER, 2016): tanto nos sedimentos terrígenos, quanto nos travertinos

A variação do hiato temporal nos momentos de quiescência refletem diretamente na proporção das superfícies de carstificação. Sendo assim, utilizando os perfis realizados na bacia e os estudos de denudação (SWEETING, 1972; FORD & WILLIAMS, 2007) como base, podemos concluir que os intervalos em que a carstificação apresenta maior espessura refletem em um maior período de tempo em que vigora baixa atividade tectônica. Ou seja, segundo a classificação realizada no presente trabalho, as carstificações de grande porte (maiores que 1,5 metro) são aquelas em que os calcários teriam sofrido uma exposição mais prolongada (levando

pelo menos 20.833 anos para ser formada), e as de pequeno porte (entre 0 e 0,5 metro) teriam se formado em hiatos temporais menos significativos (de até 6.944 anos), sofrendo assim uma exposição mais efêmera.

Algumas sucessões com travertinos derivados de múltiplos eventos de deposição interrompidos por períodos de não deposição, apresentam pedogênese e deposição coluvial que ocorreram durante os hiatos deposicionais, que também indicam longos períodos de inatividade das fontes termais ou desvio de fluxos hidrotermais (CAPEZZUOLI *et al.*, 2011).

Algumas estruturas encontradas na área e apresentadas no presente trabalho, reforçam que durante os momentos de quiescência ocorreram exposições subaéreas, como por exemplo a saliência epicarstica irregular equivalente ao modelo de Sattler *et al.* (2005) encontrada no afloramento B.

Sendo assim, podemos observar de acordo com os perfis e com respaldo da bibliografia que esses momentos de tectônica ativa podem ser divididos em:

- Grande atividade de falha São Jose: levando um grande aporte de sedimentos de tamanhos diversificados para dentro da bacia
- Intenso fluxo hidrotermal: ascendência, pelas falhas, de soluções supersaturadas em carbonato de cálcio, provavelmente proveniente da dissolução do mármore que constitui o embasamento. Também há possibilidade desses fluxos estarem associados ao magmatismo gerado pelo ankaramito ou por outras rochas ígneas presentes na área.
- Hiato tectônico (quiescência): exposição subaérea e carstificação.

Houve também momentos de transição (RAMOS, *et al.*, 2016) entre o momento de quiescência e o de atividade da falha, onde durante um certo intervalo de tempo, os depósitos tinham seus registros sendo alternados ritmicamente entre calcários ou sedimentação terrígena, como pode ser percebido através da Figura 5.12.

Após a identificação e distinção dos tipos de carstificação quanto a espessura e localização nas sequências pré-definidas ilustradas acima, tendemos a acreditar que os canais de dissolução mencionados são os mesmos canais de dissolução definidos por Medeiros & Bergqvist (1999) e apresentados por Bergqvist *et al.* (2006) em sua coluna estratigráfica (Figura 2.4).

6 CONCLUSÕES

Este trabalho permitiu que a dimensão temporal das superfícies cársticas, fosse inferida, ou seja, que fosse estimado o tempo necessário para a formação dessas feições. O resultado obtido no presente trabalho condiz com demais estudos sobre o tema, como por exemplo em travertinos italianos e em calcários jamaicanos. Estes estudos assumem, de uma forma geral, um hiato temporal médio de 20.000 anos entre dois eventos tectônicos associados à formação de travertinos (CAPEZZUOLI *et al.*, 2011; SWEETING, 1972; FORD&WILLIAMS, 2007).

A relevância do trabalho se dá por realizar, pela primeira vez, esse tipo de análise na Bacia de Itaboraí, embora haja uma grande quantidade de trabalhos publicados em diversos temas sobre a bacia.

Para trabalhos futuros a serem realizados na Bacia de Itaboraí, no âmbito da carstificação, sugere-se procurar outras superfícies, em outros afloramentos da Bacia, para que se crie termos de comparação para futura correlação. Em contexto com outros afloramentos, e dentro de uma abordagem integrada, os resultados aqui apresentados poderão ser melhor sustentados.

Referências Bibliográficas

- ADLER, P. 2016. Calcretes e travertinos da Bacia de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. 489p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- ALBANI, S., MAHOWALD, N.M.; DELMONTE, B.; MAGGI, V.; WINCKLER, G. 2012. Comparing modeled and observed changes in mineral dust transport and deposition to Antarctica between the Last Glacial Maximum and current climates. *Clim. Dyn.*, **38**(9):1731–1755.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 58:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):135-150.
- ALONSO-ZARZA, A.M. & TANNER, L.H., 2009. *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Elsevier, Amsterdam vol. 61.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K; REYNOLDS, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**:117-142
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a Causa do Tectonismo Cenozoico na Região Sudeste do Brasil. *Aspectos Estruturais da Margem Continental Brasileira*. Projeto REMAC, **4**: 75-88.
- AVILÉS, R.M.; PUY-ALQUIZA, M.J.; BERARDI-CAMPESI, H.; CARREÑO, A.L. 2005. Estromatólitos, tufas y travertinos de la sección El Morro: Depósitos relacionados con la primera incursión marina en la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **22**(2), 2005, p. 148-158
- BATISTA, A.C.S. 2009. Reavaliação da evolução deposicional da Bacia de São José de Itaboraí com base em dados geológicos e geofísicos. 306p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Rio de Janeiro.
- BELTRÃO, M.C.M.C., RODRIGUES FRANCISCO, B.H., PEREZ, R. A. R., BEZERRA, F.O.S., CARVALHO, B.; CANINÉ, J.M.M. & KOATZ, G.D. 2001. O Parque Paleontológico de São José de Itaboraí (Rio de Janeiro) e seu entorno. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**: 53-55.
- BERGQVIST, L.P. 2001. Advantages and restrictions in the use of postcranial skeleton in phylogenetical analysis: the example of the “Condylarthra” of Itaboraí Basin. *Arquivos do Museu Nacional*, **60**(3): 183-187.
- BERGQVIST, L. P.; MOREIRA, A.L. & PINTO, D.R. 2006. Bacia de São José de Itaboraí: 75 anos de história e ciência. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 84p.

- BERGQVIST, L.P.; MANSUR, K.; RODRIGUES, M.A.; RODRIGUES-FRANCISCO, B.H.; PEREZ, R.A.R.; BELTRÃO, M.C.M.C. 2008. Bacia São José de Itaboraí, RJ - Berço dos mamíferos no Brasil. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; SOUZA, C.R.G.; FERNANDES, A.C.S.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E.T.; (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 25/04/2008 no endereço: <http://sigep.cprm.gov.br/sitio123/sitio123.pdf>
- BEURLEN, K. & SOMMER, F.W. 1954. Restos vegetais fósseis e tectônica da Bacia calcárea de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **149**: 1-27.
- BLAIR, T.C. & McPHERSON, J.G. 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, **69(1)**: 6-19.
- BORGHI, L. 2000. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. *Boletim do Museu Nacional*, **53**: 1-26.
- BRANCO, P. M. 2014. Espeleologia: o estudo das cavernas. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Publicado na internet em 18/08/2014 no endereço: <http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Canal-Escola/Espeleologia%3A-o-estudo-das-cavernas-1278.html>
- BRITO, I.M. 1989. Geologia e paleontologia da bacia calcária de São José de Itaboraí, estado do Rio de Janeiro, Brasil. Anuário do Instituto de Geociências, UFRJ, 12: 56-64.
- CAPEZZUOLI, E.; BROGI, A.; RICCI, M.; BERTINI, A. 2011. Travertines and Calcareous tufa in Southern Tuscany (Central Italy). Field Trip Guide Book. *International School of Travertine and Tufa*. **2**
- CAPEZZUOLI, E.; GANDIN, A.; PEDLEY, M. 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates in the sedimentary record: the state of the art. *The journal of the International Association of Sedimentologist*. **61(1)**: 1-21
- CAETANO, L. C. & JUNIOR, L.O.S. 2010. Ciclo Hidrológico. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Publicado na Internet em 27/01/2010 no endereço: <http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Canal-Escola/Ciclo-Hidrologico-1376.html>
- CHAFETZ, H.S. & FOLK, R. L. 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Research*, **54**: 289-316. Tulsa.
- CHRISTIE, A.O. & FLOODGATE, G.D., 1966. Formation of microtrees on surfaces submerged by the sea. *Nature Science*, 212: 308-310. London.

- CLAES, H.; ERTHAL, M.M.; SOETE, J.; OZKUL, M.; SWENNEN, R. 2017. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballik-Belevi área (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International*, **437**: 147-163.
- COUTO, C.P. 1953. Une chauvre-souris possible des argiles feuilletées, pleistocène de Tremembé, Etat de São Paulo (Brésil). In: CONGRES INTERNATIONAL DU QUATERNAIRE, 4, Rome-Pisa. Actes... Rome, 1956, 1: 343-347.
- ESTEBAN & KLAPPA. 1983. Subaerial Exposure Environment. The American Association of Petroleum Geologists.
- FERRARI, A.L. 2001. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. São Paulo, 412p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FORD, T.D. & PEDLEY, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, **41(3)**: 117-175,
- FORD, D. & WILLIAMS, P. 2007. Karst hydrogeology and Geomorphology. Wiley Press, Chichester, 562p.
- FERRARI A.L & RICCOMINI, C. 2000. The inversion of São José the Itaboraí Paleocene basin (RJ) in a strike-slip regime. 601p. An Acad. Bras. Ci. **72(4)**
- GBROVSEK, F. 2007. On denudation rates in Karst. *Karst Research Institute ZRC SAZU*, Postojna, Slovenia.
- GIANNINI, P.C.F. & RICCOMINI, C. 2000. Sedimentos e processos sedimentares. In: Teixeira, W.; Fairchild, T.R.; Toledo, M.C.; Taioli, F. (eds.). *Decifrando a Terra*. São Paulo, Oficina de Textos. p.167-180
- GUO, L. & RIDING, R. 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, **45**: 163–180.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geociências, **5(4)**: 257-266.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.D.C.; SILVA, L.D.; TROUW, R.A.J. & JANASI, V.D.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-235.
- HIRUMA, S. T., RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI M. C., HACKSPACHER, P. C., NETO, J. C. H., & FRANCO-MAGALHAES, A. O. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development *Gondwana Research*. **18(4)**, 674-687.
- HOLZ, M. 2012. Estratigrafia de Sequências: Histórico, Princípios e Aplicações. Rio de Janeiro: Interciência. 272p. ISBN 9788571932906.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state

- of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **51(1-4)**: 351-374.
- KITANO, Y., 1963. Geochemistry of calcareous deposits found in hot springs. *J. Earth Sci.* 11, 68e100. Nagoya University
- KLEIN, V.C. & VALENÇA, J.G. 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXIII, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 9, p. 4335-4339.
- KLEIN, V. C. & BERGQVIST, L. P. 2002. Excursão à bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **60(3)**: 245-256.
- KOBAN, C.G. & SCHWEIGERT, G. (1993, in press): Süddeutsche Travertinvorkommen im Vergleich—Stuttgarter Travertine (Mittel-Pleistozän) und Riedöschinger Travertin (Mittel-Miozän). —N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **189**, 171–197 6 Figs., Stuttgart.
- LEINZ, V. 1938. Os calcários de São José, Niterói, Estado do Rio. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, **3(15)**: 153-155.
- MACBRIDGE, E. 1963. A classification of common sandstones. University of Texas. Austin, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33(3)**: 664-669p.
- MEDEIROS, R.A. & BERGQVIST, L.P. 1999. Paleocene of the São José do Itaboraí Basin, Rio de Janeiro, Brazil: Lithostratigraphy and Biostratigraphy. *Acta Geologica Leopoldensia*, **22(48)**: 3-22.
- MENESES, R.; ABREU, C.J.; MENDES, J.C.; ROCHA, P.L.F. 2013. Petrophysic and Petrologic Characterization of Carbonate Rocks of the São José do Itaboraí Basin, RJ. *13th International Congress of Geophysical Society*, Anais, 1120-1123. Rio de Janeiro.
- MENESES, R.M.X. 2009. Levantamento por eletroresistividade na Bacia de São José de Itaboraí – Rio de Janeiro. 36p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Instituto de Geociências, Departamentode Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- MELO, M.D.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. D. & COIMBRA, A. M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **15(3)**: 193-201.
- MELONI, M; MOURA, L.; RAMOS, R.R.C.; MANSUR, K.; SILVA, P.R. 2014. Análise Litofaciológica de Depósito Carbonático-Epiclástico da Bacia de São José de Itaboraí (Paleoceno), Itaboraí (RJ). XXXVI Jornada Giulio Massarani de Iniciação Científica, Tecnológica, Artística e Cultural UFRJ. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Código 3258
- MIALL, A.D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, **22**: 261-308.
- MOTA, C.E.; GERALDES, M.C.; JOURDAN, F.; BERGAMASCHI, S. & MOTOKI, A. 2015. Idade Ar/Ar do Ankaramito de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro: Considerações

acerca do magmatismo Pós-Cretáceo. In: XV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, IX Internacional symposium on tectonics, 2015, Vitória. Resumos expandidos...Vitória, p. 646-649.

- NICHOLS, G. 2009. Sedimentology and stratigraphy. 2nd ed. United Kingdom: Wiley-Blackwell.
- PEDLEY, M. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology* **56**: 221-246.
- PENTECOST, A. 1995. The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, **14(10)**, 1005-1028.
- PENTECOST, A. 2005. Travertine. London, School of Health and Life Sciences, King's College London. 445p.
- PLAN, L. 2005. Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian alps. *Geomorphology*, **68**. p 201-212.
- PEREIRA, G.C.R. 2015. Estudo Sedimentológico e Petrográfico dos carbonatos continentais da Bacia de Itaboraí. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 153p
- PEREIRA, G.C.R.; OLIVEIRA, E.C.; BERGAMASCHI, S. 2017. Continental carbonates from Itaboraí Formation in southeastern, Brazil. *Quaternary International*, **437**: 199-211.
- PRESS, FRANK *et al.*, 2006. Para Entender a Terra. 4.ed. Porto Alegre: Bookman, 656p. ISBN 9788536306117
- RAMOS, R.R.C.; ÁVILA, C.A.; VASCONCELOS, P.M.P; THIEDE, D.; VASQUES, F.S.G.& ROCHA, F.M. 2008. Magmatismo Meso-Cenozóico na Região das Bacias de Resende e Volta Redonda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. Anais... Curitiba, SBG, p. 559-559.
- RAMOS, R.R.C.; MOURA, L.; MELONI, M.; FREITAS, R. 2016. Aspectos da evolução tectono-sedimentar da Bacia de São José de Itaboraí, Município de Itaboraí (RJ). Poster- 48º Congresso Brasileiro de Geologia, 2016, Porto Alegre. Boletim de Resumos Expandidos.. Porto Alegre, SBG.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, 256p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI, C; MELO, M.S.; COUTINHO, J.M.V. 1991. Late cretaceous early tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the State of Rio de Janeiro, Brazil. São Paulo. Bol.IG-USP, Publ.Esp.,**10**:77-84
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G. & FERRARI, A. L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Montesso-Neto, V.; Bartorelli A., Carneiro C.D.R.; Brito-Neves B.B (Ed.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, p. 283-405.

- RICCOMINI, C. & RODRIGUES FRANCISCO, B. H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXVII, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SBG, p. 469-470.
- RODRIGUES FRANCISCO, B.H. & CUNHA, F.L.S. 1978. Geologia e estratigrafia da bacia de São José, município de Itaboraí, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro*, **50(3)**: 381-416.
- RODRIGUES FRANCISCO, B.H.; KLEIN, V.C. & CUNHA, F.L.S. 1982. Novas descobertas de rochas alcalinas na bacia de São. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Rio de Janeiro.
- SANT'ANNA, L.G. & RICCOMINI, C. 2001. Cimentação hidrotermal em depósitos sedimentares paleogênicos do Rift Continental do Sudeste do Brasil: mineralogia e relações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31(2)**: 231-240.
- SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C.; RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. & SIAL, A.N.; CARVALHO, M.D.; MOURA, C.A.V. 2004. The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18(1)**: 11-25.
- SATTLER, U.; IMMENHAUSER, A.; HILLGARTNER, H.; ESTEBAN, M. 2005. Characterization lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *International Association of Sedimentologists. Sedimentology*. Holanda. **52**, 339-361p. Publicado na internet em abril de 2005. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/227669049>
- SANDERS, J.E., FRIEDMAN, G.M., 1967. Origin and occurrence of limestones, in: Chilingar, G.V., Bissel, H.J., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Carbonate Rocks Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, **9A**: 169-265.
- SELLEY R. C. 1970. *Ancient Sedimentary Environments*. 237 pp., figs. Chapman & Hall Ltd. London. **108(6)**.
- SWEETING, M.M. 1972. Karst landforms. MacMillan Press, London, 362p.
- TANNER, L. H. 2009. Continental carbonates as indicators of paleoclimate. *Developments in Sedimentology*, **62**: 179-214,
- TIBANA, P.; CASTRO, J. C. & BARROCAS, S.L.S. 1984. Bacia de Itaboraí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXIII, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, p. 5309-5316.
- VAN NOTEN, K., CLAES, H., SOETE, J., FOUBERT, A., ÖZKUL, M., & SWENNEN, R. 2013. Fracture networks and strike-slip deformation along reactivated normal faults in Quaternary travertine deposits, Denizli Basin, western Turkey. *Tectonophysics*, 2013. **588**: 154-170p.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, **30(5)**: 377- 392.

ZALÁN, P. & OLIVEIRA, J. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **13(2)**: 269-300.