UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O REGISTRO SEDIMENTAR CLÁSTICO ASSOCIADO AOS SISTEMAS DE CAVERNAS LAPA DOCE E TORRINHA, MUNICÍPIO DE IRAQUARA, CHAPADA DIAMANTINA (BA).

Fernando Verassani Laureano

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O REGISTRO SEDIMENTAR CLÁSTICO ASSOCIADO AOS SISTEMAS DE CAVERNAS LAPA DOCE E TORRINHA, MUNICÍPIO DE IRAQUARA, CHAPADA DIAMANTINA (BA)

FERNANDO VERASSANI LAUREANO

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 2680
U. S. P.

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Ivo Karmann	
Examinadores:	Prof. Dr. José Antonio Ferrari	
	Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini	

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005094

O REGISTRO SEDIMENTAR CLÁSTICO ASSOCIADO AOS SISTEMAS DE CAVERNAS LAPA DOCE E TORRINHA, MUNICÍPIO DE IRAQUARA, CHAPADA DIAMANTINA (BA).

Fernando Verassani Laureano

Orientador: Prof. Dr. Ivo Karmann

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
TZ680
U. S. P.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1998

"_ Péra aí que eu já vou !!". Gritava e corria o menino.
Seguia, olhando na Terra, as pegadas do pai e da montaria
que carregava seu avô.

Este trabalho é dedicado a meu pai.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com o suporte finaceiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, através dos auxílios concedidos junto ao processo 96/05686-0, sem os quais, as atividades necessárias a esta pesquisa não seriam concretizadas.

Ao Criador, pela existência e possibilitadade da vida.

A minha família, pelas bases e por todas as demonstrações de amor.

Ao meu orientador, "sócio", cúmplice e acima de tudo, amigo Ivo Karmann. Parabéns !

É com muito prazer que me refiro aqui aos colegas da *primeira turma do carste* do IGUSP: Soraya, Ricardo e Chico. Que turma braba ! Valeu demais, gente!

Faço aqui um agradecimento especial a dois amigos baianos, sem os quais, este trabalho não se realizaria: Aloísio Cardoso, quem me apresentou a região de Iraquara e Clóvis Antônio de Jesus, cuja disposição, experiência e responsabilidade tornaram possíveis as escavações no interior das cavernas.

Durante a preparação deste texto, colaboraram com sugestões e críticas, os geólogos Paulo Cesar Gianinni, Henry Dupont, Luciano Versiani, Fernando Cançado e André Klumb. A todos meus sinceros agradecimentos.

Agradeço a todos os amigos caverneiros que etiquetaram e carregaram amostras, pincelaram degraus de trincheiras, esticaram trena, enfim, deram "aquela força" nos trabalhos de campo: Murilo, Lobinho, Apum, Tibúrcio, Rafa e Frigo. E também a todos os professores e técnicos responsáveis pelos laboratórios utilizados: Prof. Lilian (MALVERN), Verônica (impregnação), Samuel (preparação), Flávio (raio X), Isaac (MEV), Gatão (laminação) e ao pessoal da gráfica do IGUSP. Pelo profissionalismo e por todas as dicas.

Finalmente, gostaria de agradecer aos tantos novos amigos conquistados nestes últimos anos em terras pauistanas, que, sem dúvida, contribuiram neste processo de formação, tornando os pesares mais amenos e o passar dos dias mais feliz. Alegria geral, salve salve !

Índice

Índices de figuras, tabelas e fotos
Resumo
Abstract
Capítulo 1 - Introdução
1.1 Apresentação 1
1.2 Localização da área de estudo 2
1.3 Objetivos da pesquisa 2
1.4: Métodos e técnicas 4
Capítulo 2 – Ambiente da área de estudo
2.1 Contexto geológico 9
2.2 Contexto geomorfológico 13
2.3 Clima e hidrografia 16
2.4 O sistema cárstico local 18
2.4.1 A superfície cárstica 18
2.4.2. Aspectos do aquífero cárstico 20
2.4.3 Os sistemas de cavernas 22
O sistema Lapa Doce 23
Gruta da Torrinha 27
Capítulo 3 – O registro sedimentar
3.1 Sedimentação em cavernas – uma revisão 31
3.1.1 Aspectos históricos 32
3.1.2 Classificação e processos de deposição 33
3.1.3 Ambientes de sedimentação 36
3.1.4 Estratigrafia 37
3.1.5 Diagênese 39
3.2 Fácies sedimentares descritivas 40
3.2.1 Brechas 40
3.2.2 Areias 42
3.3.3 Lamas 45
3.3 As seções levantadas 51
3.3.1 Sistema Lapa Doce 51
O conduto da Lapa do Sol 52
Lapa Dois 55
O Sifão de Areia 58
3.3.2 Gruta da Torrinha 62
Salão da Pedra furada 62
Conduto da Interseção 65
O Salão do Vale 66
3.4 Estruturas pós-deposicionais e diagênese 69
Capítulo 4 – Discussões e interpretações
4.1 Associações de fácies e estratigrafia 73
4.2 Estágios de sedimentação: uma aproximação paleo-ambiental 79
4.3 Implicações espeleogenéticas 82
4.4 O registro sedimentar no quadro da evolução do relevo 85
Capítulo 5 – Conclusões 88
6 – Referências bibliográficas 90

Índice de Figuras

Figura 1.1: Localização da área de estudo 3
Figura 2.1: A Chapada Diamantina do contexto do Cráton do São Francisco 9
Figura 2.2: Mapa geológico da porção meridional da Bacia de Irecê 11
Figura 2.3: Coluna estratigráfica da Formação Salitre 12
Figura 2.4: Contexto geomorfológico regional 14
Figura 2.5: Mapa de feições superficiais da bacia do rio Santo Antônio, na região de Iraquara 17
Figura 2.6: Perfil geomorfológico ABC 19
Figura 2.7: Disposição das principais rotas de fluxo 21
Figura 2.8: Distribuição de condutos na porção SE da área de estudo 23
Figura 2.9: Sistema Lapa Doce – Planta Baixa 26
Figura 2.10: Sequência evolutiva para os condutos do Sistema Lapa Doce 27
Figura 2.11: Gruta da Torrinha – Planta Baixa 29
Figura 3.1: Análises granulométricas MALVERN para as amostras da fácies lamas maciças (Lm) 48
Figura 3.2: Análises granulométricas MALVERN para as amostras da fácies lamas arenosas (Lar) 49
Figura 3.3: Legenda para as seções esquemáticas e colunas estratigráficas 50
Figura 3.4: Localização das trincheiras no Sistema Lapa Doce 51
Figura 3.5: Seção esquemática do conduto da Lapa do Sol 52
Figura 3.6: Coluna estratigráfica para a trincheira da Lapa do Sol (seção inferior) 53
Figura 3.7: Coluna estratigráfica para a trincheira da Lapa do Sol (seção superior) 54
Figura 3.8: Seção esquemática para o local da escavação da Lapa Dois, Sistema Lapa Doce 56
Figura 3.9: Coluna estratigráfica da seção da Lapa Dois, Sistema Lapa Doce. 57
Figura 3.10: Perfil esquemático para a escavação do Sifão de Areia – Sistema Lapa Doce 58
Figura 3.11:Coluna estratigráfica para a escavação do Sifão de Areia – Sistema Lapa Doce 60
Figura 3.12: Localização das escavações e classificação de condutos na Gruta da Torrinha 62
Figura 3.13: Seção esquemática do local da escavação no Salão da Pedra Furada – Gruta da torrinha 63
Figura 3.14: Coluna estratigráfica para a escavação do Salão da Pedra Furada, Gruta da Torrinha 64
Figura 3.15: Seção esquemática do local da escavação do Conduto da Interseção, Gruta da Torrinha 65
Figura 3.16: Coluna estratigráfica para a escavação do Conduto da Interseção, Gruta da Torrinha 66
Figura 3.17: Seção esquemática do local da escavação do Salão do Vale, Gruta da Torrinha 67
Figura 3.18: Coluna estratigráfica para a escavação do Salão do Vale, Gruta da Torrinha 68
Figura 3.19: Imagens geradas pelo Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)
Figura 4.1: Associações de fácies – Sistema Lapa Doce 74
Figura 4.2: Associações de fácies – Gruta da Torrinha 75
Figura 4.3: Sequências sedimentares identificadas 78
Figura 4.4: Estágios de sedimentação e implicações paragenéticas. 81
Figura 4.5: Configuração atual dos condutos após a erosão dos sedimentos. Conduto da Interseção, Gruta da Torrinha. 84

Índice de Tabelas e Quadros

Tabela 1.1: Bases cartográficas disponíveis 5
Tabela 2.1: Estratigrafia do SupergrupoEspinhaço na região centro-leste da Chapada Diamantina 10
Quadro 3.1: Principais tipos de depósitos em cavernas 31
Quadro 3.2: Classificação dos sedimentos clásticos em cavernas 33
Quadro 3.3: Fácies sedimentares identificadas 41
Quadro 3.4: Caracterização petrográfica por microscopia ótica das amostras impregnadas Anexo 1
Quadro 3.5: Resultados de difração de raios X em amostra total 50

Índice de Fotos

Foto 2.1: Conduto principal, Sistema Cão-Talhão 24
Foto 2.2: Entrada principal do Sistema Lapa Doce, trecho turístico 24
Foto 2.3: Agulhas de gipsita, Gruta da Torrinha 24
Foto 2.4: Galerias menores, Gruta da Torrinha 24
Foto 3.1: Brechas de intraclastos, fácies B int (microfotografia). Amostra LS13. Lado maior da foto 2,5mm. 44
Foto 3.2: Grão de quartzo policristalino (microfotografia).Amostra L210. Lado maior da foto 2,5mm. 44
Foto 3.3: Crescimento silicático erodido ,em borda de grão de quartzo (microfotografia). Amostra L210. Lado maior da foto 2,5mm. 44
Foto 3.4: Fácies lama-areia, lenticular na base e plano paralelo no topo. Degrau 7, Salão do Vale. Escala: filme fotográfico. 44
Foto 3.5: Lamas laminadas, fácies Lm, subfácies Llm (microfotografia). Amostra L204. Lado maior da foto 2,5mm. 47
Foto 3.6: Lamas arenosas, fácies Lar (microfotografia). Amostra PF23. Lado maior da foto 1mm. 47
Foto 3.7: Escavação em forma de escada. Conduto da Lapa do Sol, seção de topo. 47
Foto 3.8: Falha com feição lístrica. Variação na forma da cimentação, homogênea na base passando a nódulos para o topo. Degrau 4, trincheira da Lapa Dois 47
Foto 3.9: O Sifão de Areia. Interseção entre uma grande galeria preenchida e um conduto inferior, que possibilita a retirada dos sedimentos. 61
Foto 3.10: Esmagamento de grãos lamosos, gerando pseudomatriz. Amostra SA13. Lado maior da foto 2,5mm. 61
Foto 3.11: Trincheira do Salão da Pedra Furada (galerias maiores), Gruta da Torrinha. 61
Foto 3.12:Variação lateral de fácies. Fácies Acr e Aint(brancas) no primeiro plano e fácies lama/areia (L/A), no espelho do degrau ao fundo. 61
Foto 3.13: Cimento silicático (Si) com coloração amarelada, luz transmitida. Amostra PF2-1B, lado maior da foto 1mm. 71
Foto 3.14:Cimento silicático (Si) apresentando paletas de filossilicatos não orientadas, luz polarizada. Amostra PF2-1B, lado maior da foto 1mm. 71
Foto 3.15: Cimento ferruginoso (Fe) de coloração avermelhada e resina em tons de cinza preenchendo a porosidade. Amostra SA16, lado maior da foto 2,5mm. 71
Foto 3.16: Cimento ferruginoso (Fe) apresentando forma pendular. PF09. Lado maior da foto 0,5mm. 71
Foto 4.1: Aspecto bem preservado e aproximadamente articulado, na qual se dispõe a megafauna pleistocênica, no topo da Associação de Fácies C. Buraco do Nestor, nas proximidades da Gruta da Torrinha. 85
Foto 4.2: Crânio de tigre de dente de sabre (Smilodon Populator). Buraco do Nestor,Iraquara. 85

Resumo

A região de Iraquara situa-se na porção meridional da Bacia de Irecê, onde afloram as rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Salitre (Grupo Una), formando um planalto bordeado pelas serras e morros desenvolvidas, principalmente, nas sequências mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço. Neste platô carbonático são conhecidas dezenas de cavernas de grande porte, onde associam-se extensas pilhas de sedimentos clásticos, muitas vezes, preenchendo os condutos até o teto.

O enfoque do presente trabalho foi de aplicar a metodologia de análise de fácies a estes sedimentos, nos dois maiores sistemas de cavernas desta região (Lapa Doce e Torrinha), de forma a promover uma caracterização sedimentológica e estratigráfica dos mesmos, disponibilizando sua inserção no quadro de evolução das cavernas e do relevo local.

Foram individualizadas treze fácies sedimentares descritivas, baseando-se em critérios texturais e estruturas internas, as quais podem ser agrupadas em brechas, areias e lamas. Sucessões verticais destas fácies permitiram o reconhecimento de três associações de fácies (A, B e C), com a predominância de depósitos por suspensão, tração e por gravidade, respectivamente. Três estágios de sedimentação são propostos: (i) por atuação de rios subterrâneos; (ii) por atuação de cursos efêmeros em enchentes bruscas e (iii) pela injeção gradativa de fluxos de lama em condutos inundados. Os dados cronológicos disponíveis indicam a atuação deste último estágio até o Pleistoceno terminal. A expressão regional deste registro leva a sugestão de mudanças climáticas envolvidas nas transições entre os estágios de sedimentação.

Os dois primeiros estágios de sedimentação requerem um vazio inicial, com exposição sub-aérea, para instalação de rios subterrâneos, sendo característicos da zona vadosa. Uma ampliação paragenética é assumida durante o último estágio, dado as características dos sedimentos e a posição relativa do nível d'água.

A exposição vadosa destes condutos e o seu assoreamento estão temporalmente situados entre o início do entalhamento da Superfície Sul-Americana e a instalação da superfície desenvolvida sobre os carbonatos. A erosão parcial destes sedimentos está vinculada ao rebaixamento do nível de base local, gerado pela conexão do aquífero cárstico à bacia hidrográfica do rio Paraguaçu, através do entalhamento vertical da rochas siliclásticas, na borda leste do sinforme de Iraquara.

Abstract

Neoproterozoic carbonate rocks of the Salitre Formation (Una Group), form an elevated plain in the Iraquara region, southern portion of the Irece Basin. Several kilometric caves are known in this area, most of which exhibit a sedimentary infilling which usually reaches the top of the conduits.

This dissertation applied facies analysis to the sediments, along the two longest cave systems of this region (Lapa Doce and Torrinha) in order to understand the sedimentology and stratigraphy of the caves, as well to relate sedimentation with cave development and geomorphological evolution.

Thirteen facies have been described, based on textural parameters and internal structures. These facies fall into three groups: breccias, sands and muds. Vertical successions of these facies allowed the distinction of three facies associations, relate to suspension, traction, and gravity deposits.

Three successive stages of sedimentation are proposed: (i) by subterranean rivers; (ii) by the action of ephemeral streams and (iii) by the gradual injection of mud flows through flooded conduits. Available chronological data indicate that this last stage was active until the end of Late Pleistocene. Climatic changes are invoked as responsible for these different sedimentary environments.

The two first stages of sedimentation, of necessity, require the presence of air in the conduits, so that, deposition did not take place within a water-filled cavities. The third stage is compatible with hydraulic paragenetic conditions leading to the upward expansion of the cave systems.

Vadose exposure of these conduits and their silting-up were part of a continuous event, that occurred between the start of erosion of the Sul-Americana Surface and the installation of a younger surface, developed upon the carbonate rocks. Partial erosion of the cave sediments is linked to the lowering of the local base level, associated with the connection of the karstic aquifer to the Rio Paraguaçu basin, with the entrenchment of the underlying terrigenous rocks (Espinhaço Supergroup), that crop out along the eastern border of the Iraquara synform.

Capítulo 1. Introdução

1.1 Apresentação

Em janeiro de 1995, através de uma excursão de mapeamento espeleológico (Guano Speleo-IGC/UFMG - Expedição Iraquara 95) teve-se o primeiro contato com as grutas da região de Iraquara. Os grandes volumes das cavernas visitadas, sua morfologia e a quantidade de sedimentos detríticos associados às mesmas, passaram a absorver as atenções daqueles "quase-geólogos", ali dispostos a viajar pelas entranhas da Terra. Neste quadro inicial, visualizou-se um relevo com história muito antiga, já que, pelo conhecimento até então adquirido, as galerias teriam uma etapa de abertura, uma de preenchimento e posteriormente, seu reentalhamento (Laureano *et alli,* 1995, 1996). No entanto, nasceu ali a convicção da necessidade da caracterização daquele registro sedimentar, pela sua importância no quadro da geologia do Quaternário continental brasileiro e, sem o qual, qualquer modelo seria mera especulação.

A pesquisa sistemática dos aspectos geológicos que cercam os terrenos cársticos e suas feições são incipientes no Brasil, onde o quadro relativo aos estudos de depósitos sedimentares, associados ao carste, é composto pelos trabalhos de Ferrari (1990), Barbieri (1993); Karmann (1994) e Piló (1998). No que tange os sedimentos clásticos associados às cavernas, estes vêem sendo estudados com objetivos arqueológicos e paleontológicos, desde o século passado.

Numa visão mais global, os sedimentos clásticos associados aos condutos subterrâneos são contextualizados na evolução do relevo cárstico desde o trabalho clássico de Davis (1930), discussão esta, que se extende até os dias de hoje com abordagens principalmente morfológicas (Renault, 1968; Ford & Williams, 1989, Springer *et alli,* 1997). Caracterizações petrográficas e estratigráficas geraram importantes contribuições na análise de proveniência, bem como sua utilização, como registros, no quadro paleoambiental do Quaternário (Bull, 1980, 1981; Milske *et alli,* 1983; Webb *et alli,*1992; Sasowsky et al.,1995; Moeyerson, 1997; Quinif & Maire, 1998).

Por outro lado, a compreensão da relação entre os processos de sedimentação e seus produtos são insuficientes, considerando as cavernas como um ambiente de deposição. Tal observação pode ser constatada através da análise da bibliografia a cerca dos ambientes continentais de sedimentação, onde os sistemas cársticos com suas variadas formas de aprisionamento e preservação de sedimentos, não são sequer mencionados.

Procurando contribuir neste quadro, a presente dissertação apresenta um levantamento estratigráfico de sedimentos de cavernas, utilizando-se da abordagem de análises de fácies sedimentares. Junto com seus objetivos específicos, este trabalho carrega também o desejo de apresentar, mais uma vez, à comunidade geológica brasileira, uma imensa riqueza científica, ainda inexplorada, de nosso território: nossas tantas grutas por este Brasil afora.

"Cave sediments provide us with a potential library of environmental information - if we can read the language in wich they are written."(Gillieson, 1996, p144).

1.2 - Localização da área de estudo

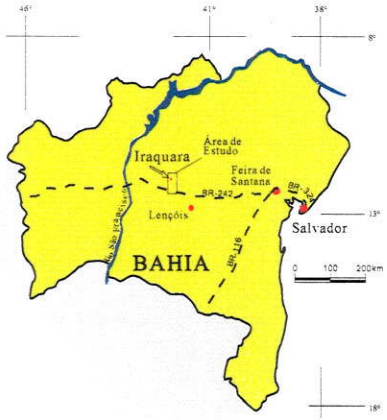
Iraquara situa-se na porção central do estado da Bahia (Figura. 1.1) e possui hoje uma posição de destaque no cenário espeleológico brasileiro, constituindo, possivelmente, o local de maior densidade de galerias subterrâneas, por unidade de área (Auler & Farrant, 1996). Está inserida na região centro-norte da Chapada Diamantina, distando aproximadamente 60 km da cidade de Lençois e 40 Km de Seabra. O acesso à região é feito através da BR242 (Brasília-Salvador) até a localidade denominada Carne Assada, de onde segue-se pela BR122 (Estrada do Feijão) até Iraquara.

Para a realização dos levantamentos propostos foram selecionados os dois maiores sistemas de cavernas conhecidos na região: o Sistema Lapa Doce e a Gruta da Torrinha (Figura 1.1). Ambos possuem atualmente atividade turística implantada e o acesso pode ser feito por estradas secundárias, a partir da BR122, até as proximidades das entradas principais.

1.3 - Objetivos da pesquisa

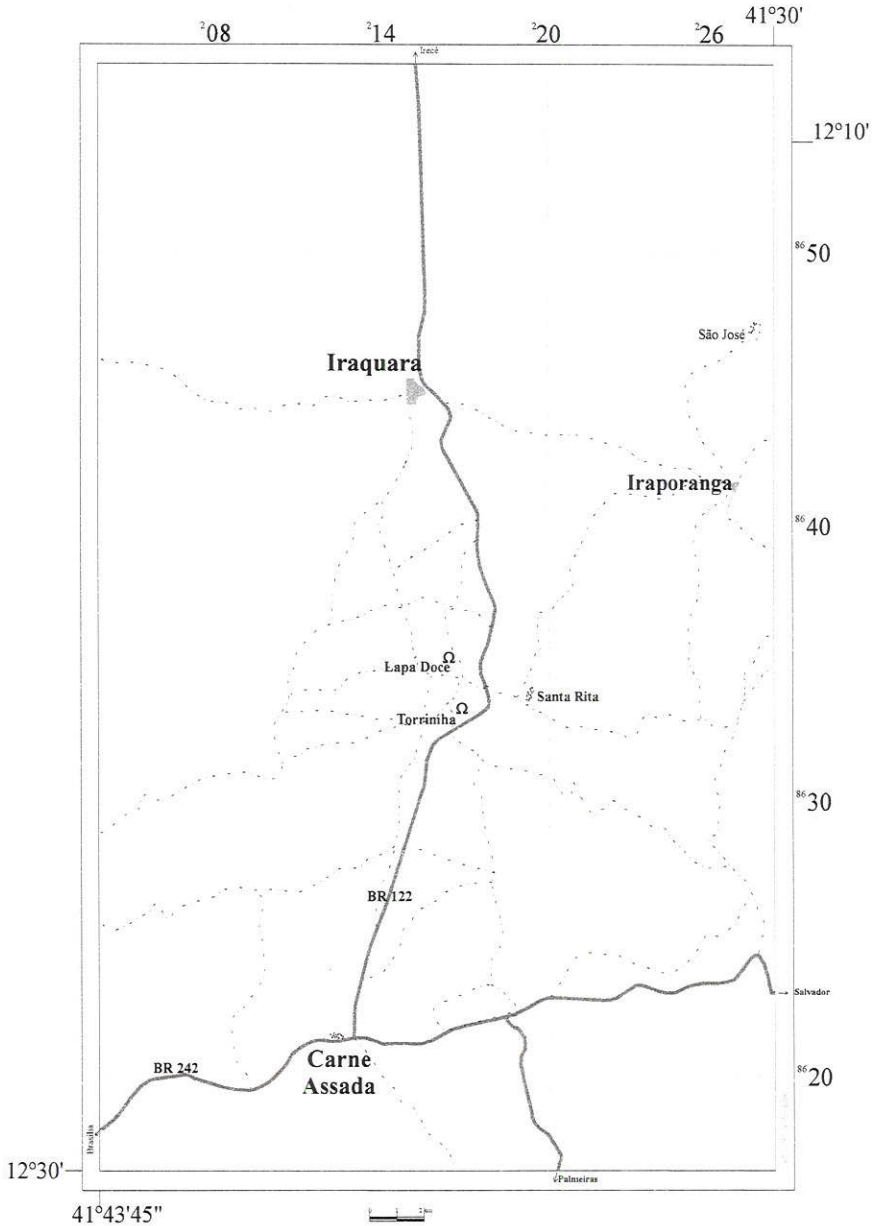
- Caracterizar os sedimentos dispostos nos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, através da sua composição, textura e estruturas sedimentares. Verificar seu empilhamento e se existe continuidade lateral ao longo dos condutos.
- Aplicar e avaliar a metodologia de análise faciológica para o estudo de sedimentos clásticos de cavernas.
- Identificar a relação entre a sedimentação e o desenvolvimento dos sistemas de cavernas estudados.
- Inserir os eventos de erosão e sedimentação subterrâneas na evolução do relevo externo.

Figura 1.1 - Localização da área de estudo



Convenções

- Estradas principais
- Estradas secundárias
- Cidades
- Povoados
- Entrada de caverna



1.3 - Métodos e Técnicas

Visando alcançar os objetivos propostos foram desempenhadas uma série de atividades que encontram-se detalhadas no texto a seguir.

1.3.1 - Levantamento bibliográfico

No sentido de compor um embasamento teórico referente ao tema de pesquisa, foi realizado um constante levantamento bibliográfico a cerca de evolução de sistemas cársticos e sedimentação associada, geologia do Quaternário e seus registros brasileiros, metodologias de análise sedimentar e estratigráfica, além dos trabalhos pertinentes ao contexto da pesquisa, já realizados na região de trabalho.

1.3.2 - Atividades de campo

1.3.2.1 Reconhecimento do sistema cárstico local

De posse das bases cartográficas disponíveis (Tabela 1.1), passou-se, em cada etapa de campo, a estabelecer um reconhecimento *in situ* das feições de relevo consideradas relevantes ao desenvolvimento dos trabalhos, num total de 35 dias de campo. Dentre outras feições observadas constam como principais: (i) a rede de drenagem: suas características de desenvolvimento em superfície, formato de canais, leitos e sedimentos associados; (ii) a superfície cárstica: morfologia e cobertura associada e (iii) os sistemas de cavernas: sua configuração espacial e sedimentação associada.

Considera-se importante aqui salientar que este trabalho desenvolveu-se em paralelo com a dissertação de mestrado do geólogo Francisco William da Cruz Jr., sob a mesma orientação, a qual prioriza as características geoespeleológicas dos mesmos sistemas de cavernas estudados. O desenvolvimento em conjunto possibilitou uma grande troca de informações, no sentido do reconhecimento do sistema cárstico local.

Tabela 1.1: Bases cartográficas disponíveis para a região de Iraquara.

Bases cartográficas	**Fonte**
Carta Topográfica SEABRA - escala: 100.000	SUDENE
Plantas e secções do Sistema Santa Rita, Gruta da Torrinha e Gruta Azul	Panchaut & Panchaut (1995)
Planta e perfil longitudinal do Sistema Santa Rita; Esboço Geomorfológico da Região de Iraquara, escala 1:60.000	Ferrari (1990)
Grutas Santa Marta, Conceição, Fumaça do Taião, Zé Conrado I e II, Buraco de Zé Libano e Buraco do Detinho	Guano Speleo - IGC/UFMG
Grutas Ioio, Impossível e Lapa do Diva	GBPE

1.3.2.2 - Análise dos sedimentos

A escolha do Sistema Santa Rita e da Gruta da Torrinha para o levantamento sedimentar sistemático foram balizados nos seguintes critérios: (i) disponibilidade das bases cartográficas geradas por Panchaut & Panchaut (1995), Ferrari (1990) e Auler & Farrant (1996); (ii) relevância em relação à rede de drenagem superficial e subterrânea; (iii) ampla distribuição das pilhas de sedimentos ao longo de suas galerias e (iv) facilidade de escavação e transporte de amostras.

Tendo em vista a existência de depósitos de talus que recobrem as pilhas sedimentares fez-se necessário a escavação dos taludes em forma de escadas, em cujos espelhos realizaram-se o reconhecimento e amostragem dos sedimentos. Estas "trincheiras" foram escavadas com a utilização de ferramentas manuais (enchada, pá, picareta e furador), sob a orientação e fiscalização do presente autor, utilizando-se para tal mão de obra local. Tal atividade foi licenciada e regulamentada pelo IBAMA, através do processo CECAV-02001.003869/97-82, licença nº 005/97.

No Sistema Lapa Doce foram realizadas três escavações buscando-se reconhecer a distribuição dos sedimentos de montante para jusante do sistema, considerada como uma provável rota de fluxo principal. Na Gruta da Torrinha dado a distribuição de condutos de mais de uma geração foram estabelecidas duas trincheiras em pacotes sedimentares em condutos de grande porte e uma terceira escavação em um conduto de dimensões inferiores aos primeiros.

Para a descrição dos sedimentos foram realizadas as seguintes etapas com todos os degraus escavados:

- registro fotográfico com câmera Polaroid;

- confecção de croquis na escala 1:10 onde eram representados a disposição espacial das unidades, suas estruturas contemporâneas ou não a deposição;
- descrição das unidades sedimentares com a determinação granulométrica a partir da utilização sistemática da tabela de campo utilizada por geólogos da PETROBRAS;
- amostragem das unidades.

1.3.3 - Atividades de gabinete

1.3.3.1 Análise faciológica

O termo fácies vem sendo utilizado com uma grande diversidade de formatações e conotações, desde sua introdução na abordagem estratigráfica no século passado (Mendes, 1984). Para a realização do presente trabalho procurou-se abster-se de conotações genéticas, correlações e modelos.

Desta forma o termo fácies, aqui empregado, foi adaptado da definição **de fácies sedimentares descritivas** apresentada por Anderton (1986), a partir dos critérios inicialmente estabelecidos por Walker (1979). Define-se então fácies, como: "um certo volume de sedimentos que pode ser caracterizado por um conjunto de feições (tamanho do grão; geometria e estrutura), que o diferencie de outra unidade de sedimentos" (Anderton, op.cit., pag32).

1.3.3.1 - Confecção das seções e perfis

De posse dos croquis adquiridos em campo, passou-se a construção das seções esquemáticas e as colunas estratigráficas aqui apresentadas. A construção das seções constituiu basicamente da representação gráfica das trincheiras, através do empilhamento dos degraus e reconstituição do talude natural. Foram representadas as variações granulométricas, os contatos e as superfícies erosivas detectadas em campo. As colunas estratigráficas consistem no empilhamento vertical da representação das fácies, cujos limites de superposição constituiram das superfícies erosivas detectadas em campo.

Este processo passou por várias etapas, em termos de instrumentos utilizados e formas de apresentação. Os modelos definitivos foram digitalizados através da aquisição em scanner e vetorização pelo software Corel Draw 7.0, disponível no IGUSP.

1.3.3.3 - Análises petrográficas

A diversidade composicional e textural encontrada e ainda a existência de amostras em variados estados de consolidação, obrigou a utilização de vários métodos de análise destes sedimentos, não havendo desta forma um contexto único de preparação de amostras. As técnicas utilizadas foram:

Difração de Raios X

Vinte e quatro amostras na fração fina (silte-argila) foram submetidas a análise de Difração de Raios X em amostra total. Os exemplares foram moídos em almofariz de ágata e submetidos ao difratômetro disponível no Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGUSP. Foi possível identificar, qualitativamente, minerais e grupos de argilo-minerias presentes nas amostras.

Microscopia Ótica

As amostras que apresentavam algum grau de consolidação foram submetidas a um processo de impregnação com resina, possibilitando a confecção de lâminas delgadas que foram descritas ao microscópio petrográfico. Na análise das lâminas constaram: composição relativa do arcabouço, identificação mineralógica dos grãos, parâmetros texturais (variação granulométrica, presença de matriz, selecionamento, e arredondamento) e ainda possíveis aspectos diagenéticos.

Neste processo foram descritas 41 (quarenta e uma) lâminas, utilizando-se o sistema de análise digital de imagem (modelo Q500MC da Leica-Cambridge Ltda.), acoplado ao microscópio petrográfico, que possibilita a quantificação de fatores como granulometria, arredondamento e ainda a impressão de imagens das lâminas.

A escala granulométrica adotada corresponde ao modelo de Wentworth (1922, *apud* Fritz & Moore, 1988). A maturidade textural foi designada conforme os parâmetros estabelecidos por Folk (1974), trabalho este em cujo texto encontrou-se também as tabelas de determinação quantitativa, para análise visual, em lâminas delgadas.

Análise granulométrica por difração laser (MALVERN)

Dezenove amostras, situadas entre os intervalos granulométricos areia muito fina a argila, foram submetidas a análise granulométrica por difração laser. As amostras foram dispersadas em meio aquoso e submetidas ao equipamento *Droplet and Particle Analyser* MALVERN (série 2600), disponível no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da USP.

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A fim de identificar a natureza do agente consolidante de algumas amostras da fração areia e ainda possíveis feições autigênicas nos pacotes argilosos, foram realizadas quatro seções de microscopia eletrônica de varredura em duas amostras consolidadas da fração areia e duas amostras da fração fina (silte-argila), no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IGUSP.

Capítulo 2 – Ambiente da área de estudo

2.1. Contexto geológico

A Chapada Diamantina corresponde a uma região topograficamente alçada, compreendendo um conjunto de serras e planaltos que recobre aproximadamente 20% do estado da Bahia. Neste contexto afloram as seqüências mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço e as coberturas neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco (Inda & Barbosa, 1978).

Toda esta área perfaz a porção centro-norte do Cráton do São Francisco, naquele estado, cujas sínteses de evolução geológica podem ser encontradas nos trabalhos de Almeida (1977), Alkmim *et alli* (1993) e Dominguez (1993), entre outros. A região estudada está situada na porção meridional da Bacia de Irecê (Figura 2.1), onde assentam-se as rochas do Grupo Una em discordância angular ou desconformidade, sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço, mais especificamente sobre o Grupo Chapada Diamantina (Pedreira da Silva, 1994). Estas unidades estruturam-se segundo uma ampla sinforme, que atinge na altura da cidade de Iraquara, 20 Km de largura (Figura 2.2).

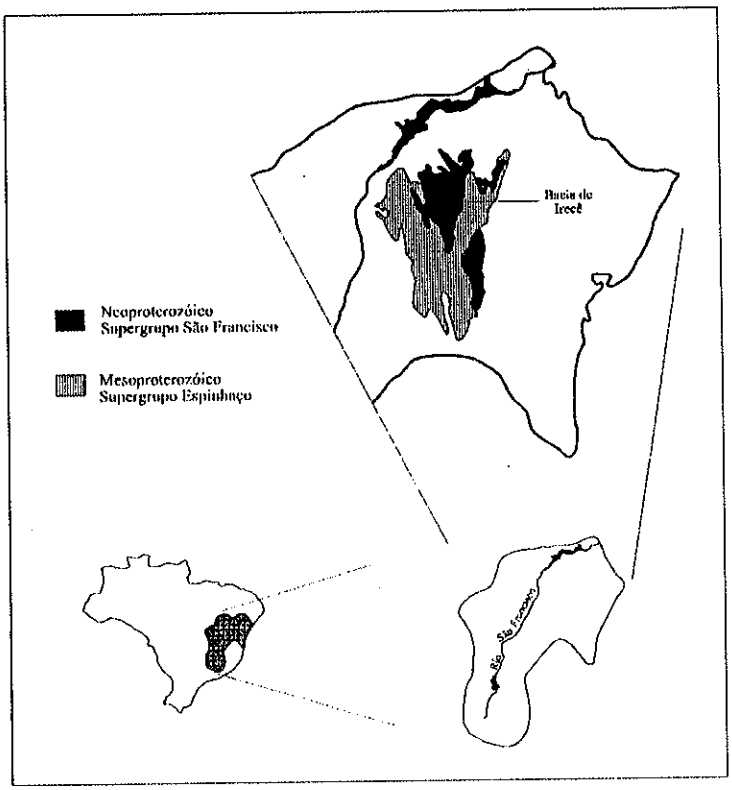


Figura 2.1: A Chapada Diamantina no contexto do cráton do São Francisco.

O quadro estratigráfico que compõe o Supergrupo Espinhaço na região centro-oriental da Chapada Diamantina (Tabela 2.1) é dado pelos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina (Pedreira da Silva, op.cit.). O Grupo Rio dos Remédios é composto por rochas intrusivas ácidas xistificadas e metarenitos com estratificação cruzada de grandes porte. O Grupo Paraguaçu é composto pelas formações Oiricuri do Ouro, Mangabeira e Guiné onde associam-se arenitos diversos e pelitos lenticulados que remetem a ambientes marinhos/transicionais. O Grupo Chapada Diamantina é divido nas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, unidades estas que bordejam o sinclinal de Iraquara e sobre as quais nascem e desenvolvem-se os cursos d'água que penetram no sistema cárstico estudado.

Tabela 2.1: Estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na região centro leste da Chapada Diamantina (extraído de: Pedreira da Silva, 1994).

GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO
Chapada Diamantina	Morro do Chapéu Caboclo Tombado	 Lavras
Paraguaçu	Guiné Mangabeira Oiricuiri do Ouro	
Rio dos Remédios		

A Formação Tombador é constituída essencialmente de arenitos e conglomerados, com fácies argilosas extremamente subordinadas. Os arenitos são bem selecionados de granulometria bimodal, compostos por grãos de quartzo e alguns de feldspato, ou mal selecionados a seixosos, podendo ser feldspáticos. Os conglomerados podem ser (i) de grânulos e pequenos seixos sustentados pela matriz, ou (ii) sustentados pelos seixos ou pela matriz, com estratificação grosseira e seixos ocasionalmente imbricados. Pedreira da Silva (1994) designa de Membro Lavras, os conglomerados descritos desde o início do século por Derby como *Lavras group*, compostos por conglomerados sustentados pelos clastos ou pela matriz arenosa, apresentando clastos de arenitos rosados, quartzitos verdes e brancos, onde associam-se, subordinadamente, arenitos seixosos ou não e diques básicos. Estes conglomerados do membro Lavras constituem os repositores dos diamantes explorados nos aluviões da Chapada Diamantina, como já indicava Derby (1906, *apud* Pedreira da Silva, op.cit).

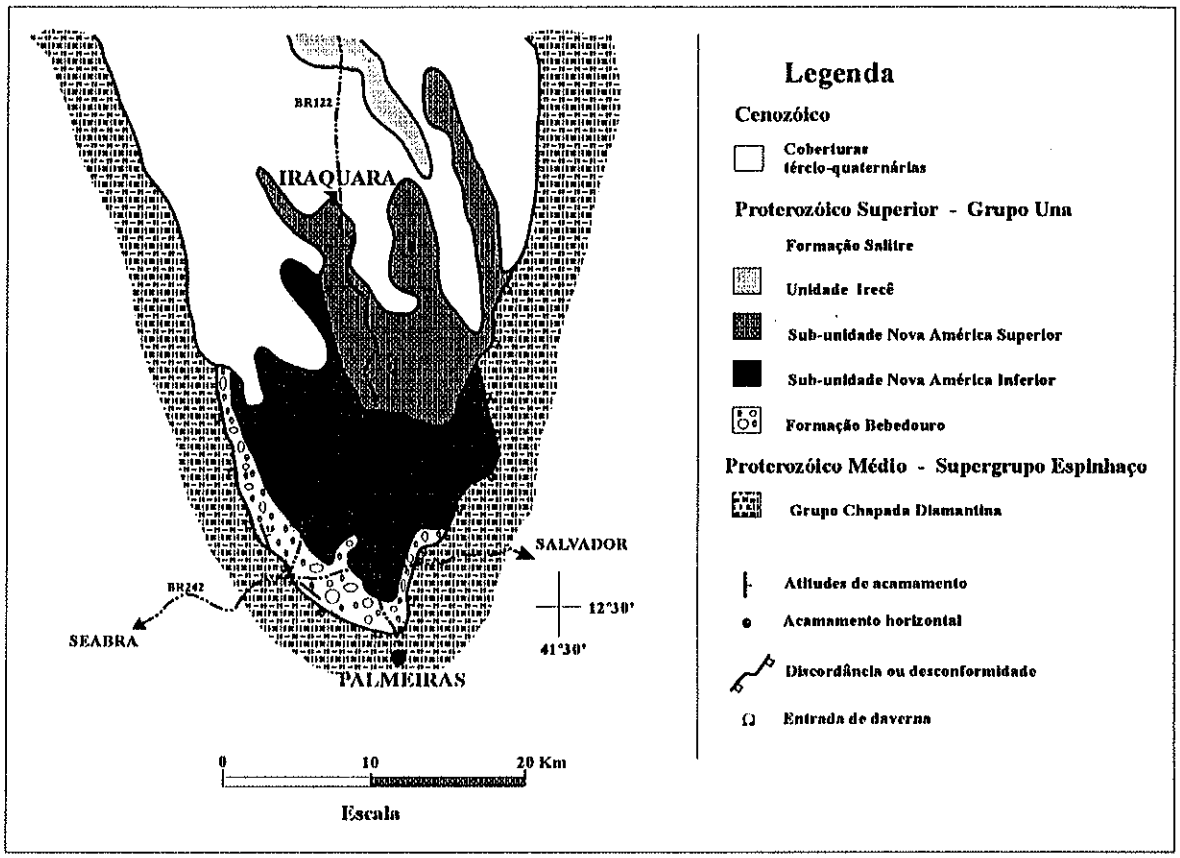


Figura 2.2: Mapa geológico (modificado de Souza *et alli*, 1993).

A Formação Caboclo consiste essencialmente de arenitos e pelitos, com conglomerados subordinados. Os arenitos possuem granulometria areia fina a média, bem selecionada, com coloração avermelhada ou são finos com palhetas de mica branca. Os pelitos apresentam-se em camadas laminadas, lateralmente contínuas. Pedreira da Silva (op.cit.) descreve ainda a ocorrência de calcários silicificados próximo a base da formação, sendo estes notados em apenas dois afloramentos.

A Formação Morro do Chapéu é composta por conglomerados, ortoquartzitos brancos e róseos com estratificação plano-paralela e cruzadas, possuindo intercalações de argilitos roxos micáceos. Os conglomerados são polimíticos, cinza claros a róseos, com matriz de granulação entre fina a grossa, mal selecionada. Os clastos são de quartzo, sílex, quartzito e arenito, subangulares e com diâmetro máximo de 5 cm. Os arenitos tem granulometria média a fina, são rosados a avermelhados, apresentando às vezes alguma matriz argilosa e palhetas de mica dispersas. Os pelitos ocorrem associados a arenitos com marcas onduladas e ocasionalmente estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe.

O Grupo Una é composto, na base, pela Formação Bebedouro, caracterizada pela associação de rochas sedimentares clásticas terrígenas como pelitos, arenitos e diamictitos

interpretados como de origem glacial, depositados em ambientes deltáicos e marinhos. A Formação Salitre (Figura 2.3), que recobre a primeira, é essencialmente carbonática com pequenas intercalações de rochas terrígenas, ocupando a maior parte da Bacia de Irecê.

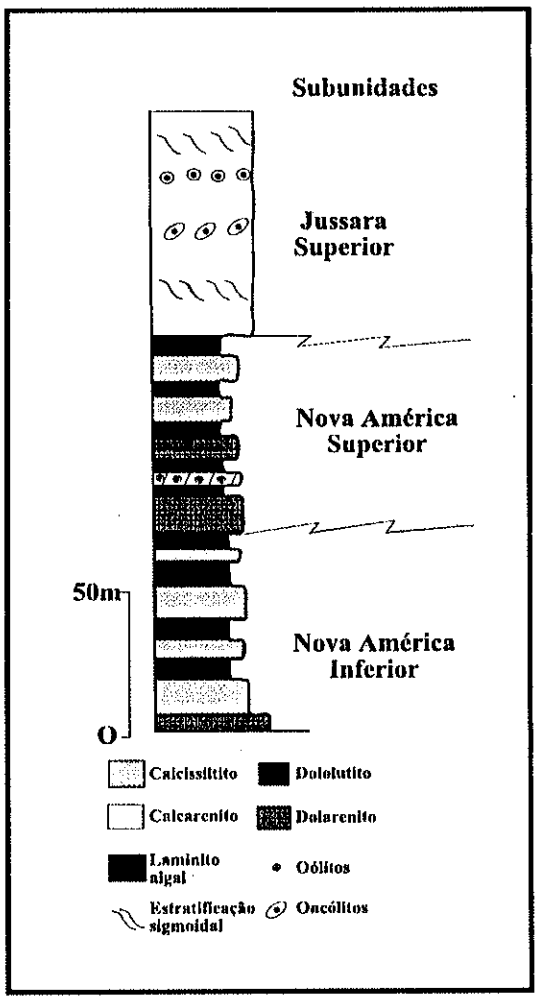


Figura 2.3: Coluna estratigráfica da Formação Salitre. (Pedreira da Silva,1994)

Pedreira da Silva (1994,pg 86) caracterizando a Formação Bebedouro na extremidade meridional da Bacia de Irecê, descreve: " a formação aflora sobre as formações Caboclo e Morro do Chapéu e em áreas isoladas sobre a primeira. É composta por diamictitos, siltitos calcíferos e pelitos. Os diamictitos podem ser maciços ou estratificados. Os maciços têm estrutura desorganizada, com cerca de 5% de clastos. Estes são de gnaisse, pegmatito, silex, argilito, quartzito e calcário. Os clastos de rochas sedimentares predominam sobre os de rochas ígneas e metamórficas. Os diamictitos estratificados afloram próximo ao acesso para a cidade de Palmeiras, em ciclos alternados com areia fina e pelitos. Nestes diamictitos existe gradação normal. A matriz dos diamictitos é roxa, argilosa ou arenosa. No primeiro caso notam-se grãos de areia flutuando na matriz, os quaispodem também formar leitos delgados com espessura de uns poucos grãos. Próximo à base da formação, existe uma intercalação espessa de siltitos calcíferos e folhelhos nos diamictitos. Essas rochas estão retrabalhadas por ondas, formando truncamentos."

Souza *et alli* (1993), analisando os recursos minerais da Bacia de Irecê, reconheceram três unidades estratigráficas para a Formação Salitre designadas por Nova América, Jussara e Irecê. Suas características paleoambientais e distribuição na bacia remetem a quatro ciclos de deposição, sendo o primeiro regressivo, o segundo transgressivo, o terceiro regressivo e o quarto novamente transgressivo.

Segundo estes autores as rochas depositadas nos ciclos regressivos correspondem aos calcissiltitos, laminitos algais, dolomitos e brechas da unidade Nova América. Suas estruturas sedimentares apontam para deposição em água rasa com exposição subaérea. Associam-se

ainda colônias de estramatólitos colunares. Os ciclos transgressivos são representados pelos calcilutitos, calcissiltitos, calcarenitos e arenitos arcoseanos da Unidade Jussara. Outras características distintivas desta unidade são a ausência de dolomitização e ocorrência de extensas colônias de estromatólitos. A Unidade Irecê é representada por alternância de níveis centimétricos carbonáticos e terrígenos, onde ocorrem seqüências de Bouma, sugerindo deposição em águas mais profundas.

As mineralizações identificadas na Bacia de Irecê são do tipo estratiforme (barita, sulfetos e fosfato) e filoneano (barita e sulfetos), ocorrendo também minério rolado (barita) e com enriquecimento supergênico (fosfato). O fosfato está associado a estromatólitos colunares, sendo a barita de origem diagenética. As reservas de fosfato, na região de Irecê, alcançam 43 milhões de toneladas; as reservas de barita (atualmente garimpadas) e sulfetos não foram avaliadas (Souza *et alli*, 1993).

Os litotipos encaixantes dos sistemas de cavernas investigados (Figura 2.2), correspondem àqueles descritos por Souza *et alli* (*op.cit*) para a Subunidade Nova América Inferior, referentes ao primeiro ciclo de deposição. Afloram intercalações decimétricas a métricas entre (i) calcissiltitos cinza-azulados com laminação plano-paralelas e (ii) laminitos algais de tonalidade negra, com laminações mais claras de marga. Ocorrem ainda pacotes de até dois metros de brechas intraformacionais, interpretadas por este autor como resultado do retrabalhamento destas rochas em exposições subaéreas. No interior destes condutos, as rochas possuem acamamento sub-horizontal a inclinado, apresentando valores de mergulhos inferiores a 15° para ESE.

2.2 Contexto Geomorfológico

De uma forma geral, as observações sobre a evolução do relevo da região da Chapada Diamantina foram associadas ao quadro evolutivo da paisagem do Brasil oriental apresentado por King (1956).

Pedreira da Silva (1994) comenta que as formas de relevo, nesta região, são condicionadas pela litologia e estruturas combinadas, remanescentes dos ciclos de denudação que atuaram entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio. Para este autor atuaram, na região centro oriental da Chapada Diamantina, os ciclos Post-Godwana (cretáceo superior), Sul-Americano (Terciário) e Velhas (Terciário Inferior), de King (op.cit). A figura 2.4 apresenta a distribuição em planta das áreas, cujos relevos, seriam testemunhos da atuação destes ciclos.

Acredita-se que o esboço apresentado, diretamente correlacionado a tais ciclos de denudação deva ser considerado como preliminar, principalmente tendo-se em vista que os objetivos do autor (Pedreira da Silva,*op.cit*) não eram propriamente geomorfológicos. No entanto, o esquema reflete uma real compartimentação do relevo, possibilitando sua visualização a nível regional.

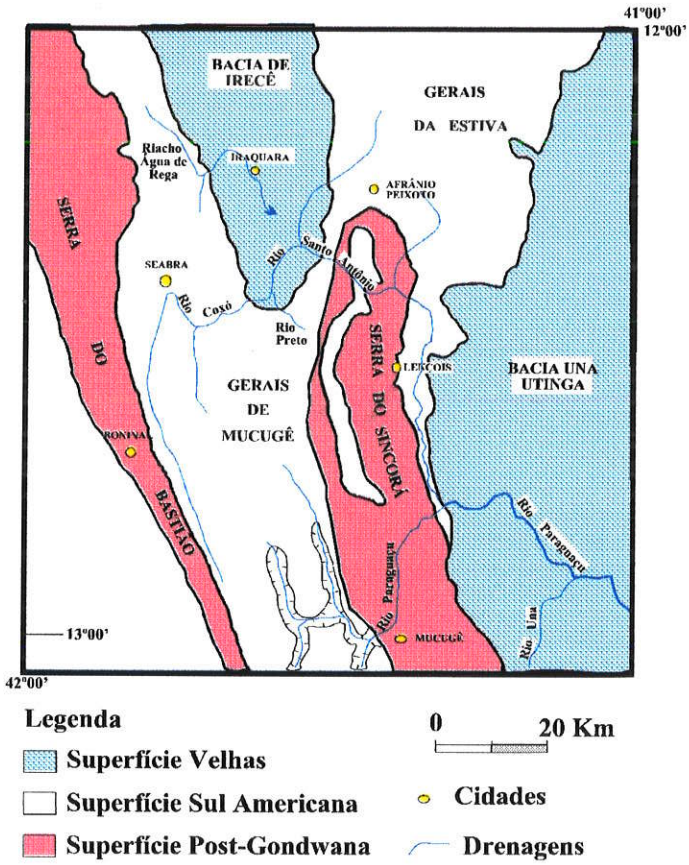


Figura 2.4: Contexto geomorfológico regional (extraído de Pedreira da Silva, 1994)

A superfície post-Gondwana, para Pedreira da Silva (*op.cit*) é representada pelos terrenos acidentados das serras do Sincorá e do Bastião, onde as altitudes variam entre 1000 e 1200 metros, podendo alcançar 1700 metros em pontos isolados. A superfície Sul-Americana, aplainada entre o Cretáceo e o início do Mioceno, atualmente forma chapadas que se elevam sobre sistemas de vales e planícies onduladas. Suas altitudes variam entre 900 e 1000 metros, sendo representada por vastas área planas com coberturas arenosas, que recebem a denominação local de "gerais", sendo seus principais testemunhos os "gerais da" Estiva e de Mucugê. A superfície Velhas, do Terciário superior, está representada nas bacias carbonáticas de Irecê e Una-Utinga, onde as altitudes variam entre 650 a 800 metros e 350 a 600 metros, respectivamente.

Para Nunes *et alli* (1981) a superfície que se posiciona acima dos 800 metros, expressa em planaltos e chapadas, tem idade eógena e teria se desenvolvida em condições de clima chuvoso com estação seca, o que teria favorecido a formação de couraças sobre materiais detríticos previamente acumulados. Esta superfície, correlacionável com a superfície Sul-Americana de King (1956), teria sofrido um soerguimento acompanhado de uma profunda retomada de erosão. Os planaltos cársticos das bacias de Irecê e Una Utinga, teriam sido submetidos a uma evolução neógena, após este evento epirogenético.

Souza *et alli* (1993) reconheceram, na Bacia de Irecê, coberturas tércio-quaternárias relativas à fase de agradação dos ciclos Sul-Americano, Velhas e Paraguaçu de King (*op.cit*), desenvolvidos respectivamente no Eoterciário, Neoterciário e Quaternário. Sedimentos detríticos areno-argilosos de coloração clara, amarela ou marrom, aflorantes nas cotas mais elevadas (900-1.050 metros) correspondem aos pediplanos cimeiros do Ciclo Sul-Americano. As coberturas do Ciclo Velhas consistem de sedimentos areno-argilosos possuindo, na base, um nível conglomerático cimentado por óxido de ferro. As coberturas relacionadas ao Ciclo Paraguaçu incluem a Formação Caatinga, dunas desérticas e a Formação Vazantes, além de depósitos eluvionares e colúvio-aluvionares.

A Bacia de Irecê compreende um extenso planalto, com aproximadamente 30 mil metros quadrados, apresentando valores de altitute variando entre 600 a 800 metros. Este platô apresenta em suas bordas um contraste com a paisagem montanhosa desenvolvida sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço, onde destacam-se serras e mesetas, cujos valores de altitude atingem 1200 metros. Este planalto apresenta uma compartimentação geomorfológica e hidrológica, a qual foi notada por Guerra (1986). Sua porção centro norte, inserida na bacia hidrográfica do rio São Francisco, abrange uma extensa área coberta, de feições suaves de relevo. As regiões sul e nas proximidade do contato entre as rochas carbonáticas e siliclástica o relevo é mais dissecado

Tal compartimentação do relevo cárstico foi reconhecida em campo, através da observação de feições ao longo da BR122, tomando-se o rumo norte, a partir de Iraquara até Salobo. Notou-se uma suavização generalizada no perfil das dolinas e um aumento da espessura da cobertura de solo. A densidade de cavernas conhecidas, ou pelo menos acessíveis, muda bruscamente para o norte, a partir de Iraquara. São conhecidos pequenos salões de abatimento, por vezes preenchidos por sedimentos provenientes da cobertura. A única caverna, com desenvolvimento suficiente que justificasse um reconhecimento foi a Caverna do Morro Vermelho, localizada na encosta da feição homônima, a aproximadamente

5 Km a norte de Salobo. Possui um padrão de desenvolvimento que difere totalmente daquelas observadas ao sul de Iraquara, atingindo formas semelhantes ao padrão ramiforme/esponjiforme, de Palmer (1991), não estando integrada em nenhum sistema atual de fluxo da água subterrânea.

2.3.Clima e Hidrografia

A Bacia de Irecê apresenta valores de precipitação anual que não excedem 700 mm/ano, em quase sua totalidade, a não ser pela região sul e borda leste. Secas prolongadas constituem eventos comuns, causando sérios perjuízos a economia local, ainda fortemente agrícola. A estação metereológica da cidade de Irecê chega a mostrar valores de evapotranspiração três vezes maior que a média anual de precipitação (Guerra, 1986). A região de Iraquara, no entanto, situada na transição do platô para as montanhas com maiores valores de altitude, apresenta médias pluviométricas anuais superiores a 750 mm/ano, estando compreendida regionalmente no tipo climático AW-Tropical quente úmido, com chuvas de novembro a abril.

A região está inserida na bacia hidrográfica do rio Paraguaçu (Figura 2.4). Toda a rede de drenagem local converge para o seu afluente de primeira ordem, o rio Santo Antônio que atravessa a borda leste do sinforme, entalhando as rochas quartzíticas do Grupo Chapada Diamantina sob uma forma de garganta, seguindo em curso encaichoeirado em direção ao nível de base local, o rio Paraguaçu.

A rede de drenagem local é composta por cursos efêmeros e intermitentes que formam o rio Santo Antônio, de caráter perene. Os cursos efêmeros, representados pelos riachos do Gado e das Almas, são típicos vales cegos, apresentando curso superficial interrompido sobre as rochas carbonáticas. Os cursos intermitentes são marginais ao planalto cárstico, sendo representados pelo Riacho das Almas e os rios Coxó e Preto (Figura 2.5).

Os vales cegos, riachos Água de Rega e das Almas, embora constituídos por cursos efêmeros, sugerem corresponder às rotas injetoras das águas provenientes da borda oeste da sinforme. Têm forma de canyon, com paredes laterais apresentando de 5 a 50 metros de altura e fundo plano associado a material aluvionar. O Riacho das Almas apresenta um desenvolvimento bastante restrito, tendo suas cabeceiras ainda na borda da sinforme, não sendo conhecidos grandes sistemas de cavernas associadas a seu curso. O Riacho Água de Rega apresenta uma grande área de captação, extendendo-se por dezenas de quilômetros a

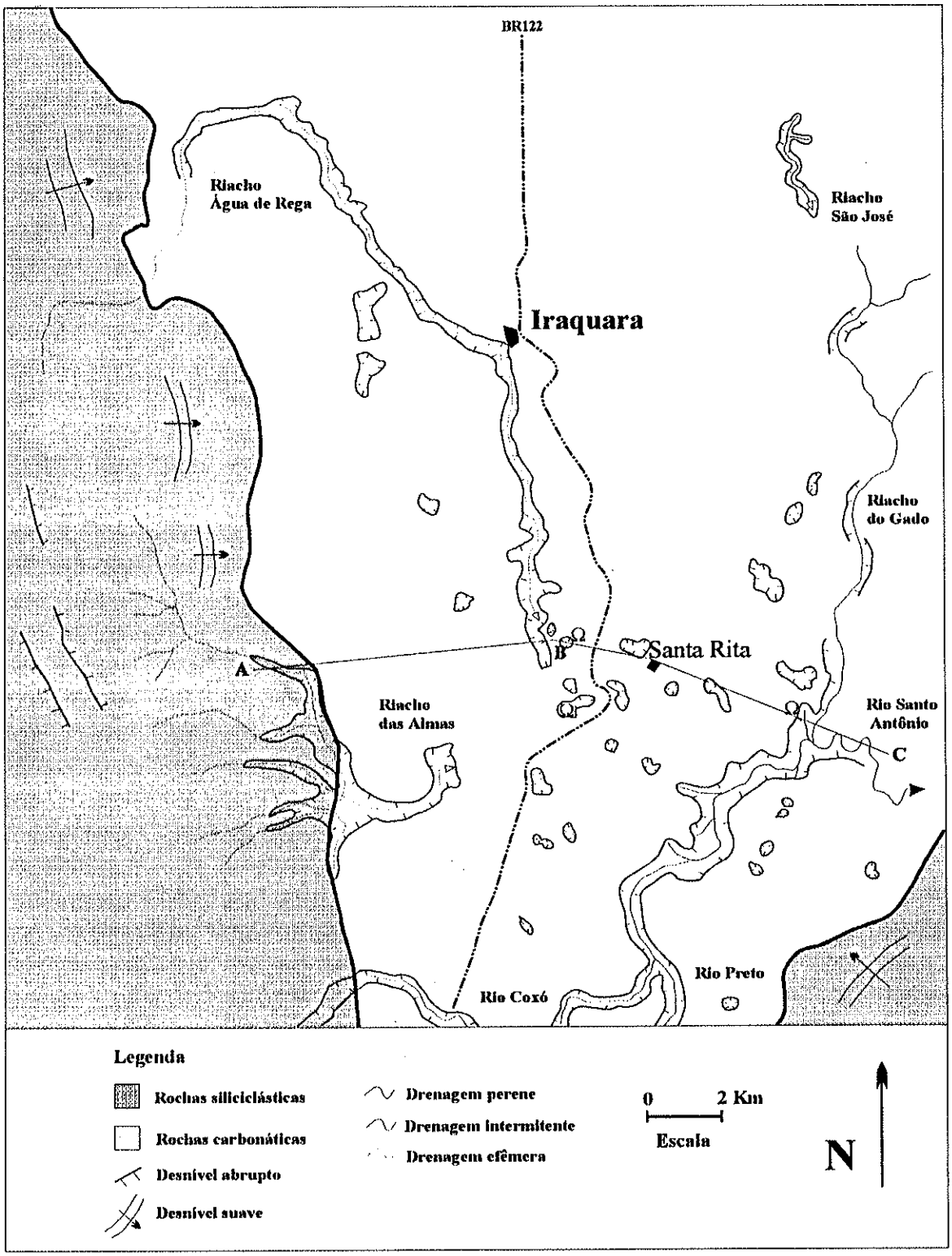


Figura 2.5: Mapa de feições superficiais da bacia do rio Santo Antônio na região de Iraquara

montante, sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço (Figura 2.4). Seu curso superficial é interrompido e aparentemente substituído pelo sistema de cavernas da Lapa Doce.

Os cursos marginais, compostos pelos rios Coxó, Preto e o Riacho do Gado, constituem aqueles que contornam o extremo sul e sudeste do planalto cárstico, desenvolvendo-se nas proximidades dos contatos sul e leste (Figura 2.5). Constituem cursos intermitentes e são formadores do rio Santo Antônio a partir de suas confluências na região sudeste da área. O Riacho do Gado apresenta um leito amplo e assimétrico, coberto por material aluvionar, onde revezam-se pequenos cursos d'água, lagoas e charcos. Coleta as águas provenientes da serra a leste do platô, direcionando-as para sul. O rio Preto nasce na região do morro do Pai Inácio, tendo desenvolvimento superficial bastante restrito na área de análise. O rio Coxó possui dezenas de quilômetros de extensão a montante da região de Iraquara, constituindo drenagem significativa já na cidade de Seabra (Figura 2.4).

2.4. O Sistema Cárstico Local

2.4.1 A Superfície Cárstica

O planalto cárstico da porção meridional da Bacia de Irecê, possui um relevo suavemente ondulado, apresentando valores de altitude entre 600 e 750 metros. A superfície cárstica é do tipo arrasada onde ocorrem somente as formas embutidas como dolinas, vales e *canyons* (Figuras 2.5 e 2.6). Esta superfície está, via de regra, coberta por solo vermelho a alaranjado cuja espessura, visualizada em campo, varia de poucos centímetros a vários metros de local para local.

Além da cobertura elúvio-coluvial caracterizada por solo amarelo-avermelhado e conhecida na literatura geral sobre carste como "terra rossa", foram reconhecidos, em campo, três outros tipos de materiais que afloram na superfície cárstica, associando-se à primeira, ou mesmo, recobrindo-a. São estes:

- Campos de Murundus: restos de construções biogênicas, semelhantes a cupinzeiros, que chegam a atingir 2 metros de altura (individualmente), formando agrupamentos que ocupam vários hectares de extensão. O material que compõe estes cones é essencialmente arenoso e de coloração amarelo pálido, sendo possível reconhecer estruturas interiores de habitação e deslocamento. Ocorrem nas bordas do planalto cárstico e também em uma extensa área imediatamente a noroeste da cidade de Iraquara, sempre em regiões com valores de altitude em torno de 750m.

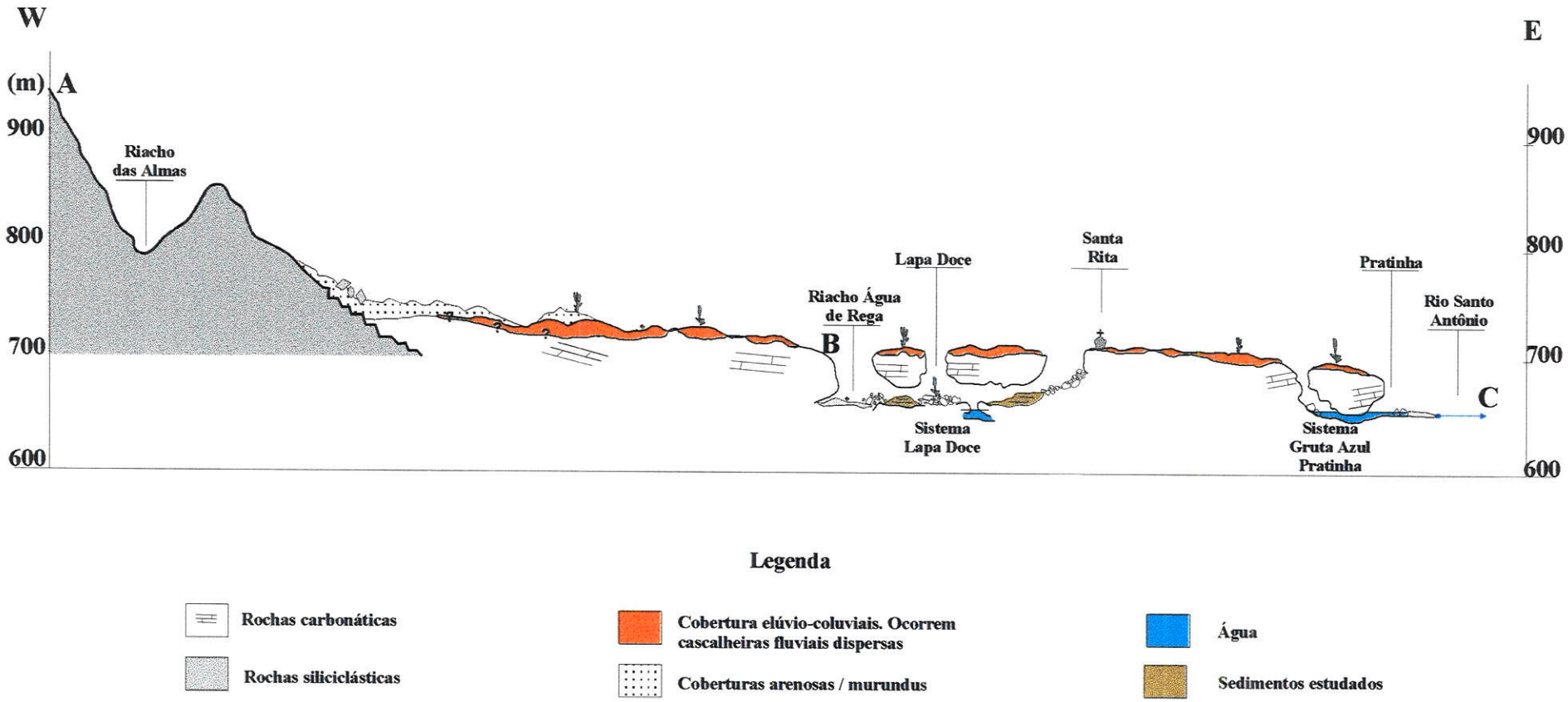


Figura 2.6: Perfil geomorfológico ABC

(Para localização vide fig. 2.5)

- Crostas silicosas (silexitos) : foram reconhecidas em blocos e matacões isolados e espalhados aleatoriamente sobre a superfície cárstica. Estes blocos são constituídos de seixos a blocos de calcário intemperizado cimentados por sílica amorfa, de coloração cinza-azulada.
- Cascalheiras fluviais: são constituídos por seixos arredondados de quartzo, quartzito e carbonatos que ocorrem soltos sobre o solo, em bordas de grandes e suaves depressões, que parecem constituir testemunhos de sedimentos em leitos fluviais abandonados.

As depressões cársticas constituem a feição mais abundante na paisagem, onde destacam-se dolinas de abatimento com valores de diâmetro e profundidade superando 50 metros, ocorrendo na porção central da área (Figura 2.5). O desenvolvimento destas depressões parece estar associado a um processo atualmente ativo, dado a notificação e reconhecimento de várias formas recentemente instaladas. Há recorrência de notificações de aberturas de novos "buracos fundiados" há seis e três anos atrás, respectivamente, por parte dos moradores locais.

Dolinas de subsidência lenta, caracterizadas por depressões de perfil suave e comatadas pelo material da coberta, são também feições comuns e distribuem-se por toda a superfície cárstica. Algumas destas feições apresentam dimensões e morfologia incompatíveis com a denominação clássica de dolinas, uvalas ou mesmo polies. Em duas destas feições foram ainda identificadas, em suas bordas, seixos rolados dispersos sobre a cobertura de solo. Estas formas foram interpretadas como antigos leitos fluviais que, abandonados, não atingiram os valores de entalhamento vertical apresentado pelos cursos atuais.

2.4.2. Aspectos do aquífero cárstico

A região de Iraquara apresenta uma quase total ausência de circulação de águas superficiais. Todavia, a população local encontra no aquífero cárstico o suprimento de água necessário para o consumo doméstico e para irrigação. A cidade de Iraquara é abastecida por dois poços tubulares e por uma sisterna situados no leito do riacho Água de Rega. Nesta sisterna pode-se visualizar o nível piezométrico a 3 metros de profundidade do solo, apresentando um fluxo muito lento para jusante do curso superficial. Os distritos rurais são abastecidos por poços tubulares, com profundidade inferior a 100 metros, que alimentam reservatórios locais. A água para irrigação é comumente retirada do interior de cavernas,

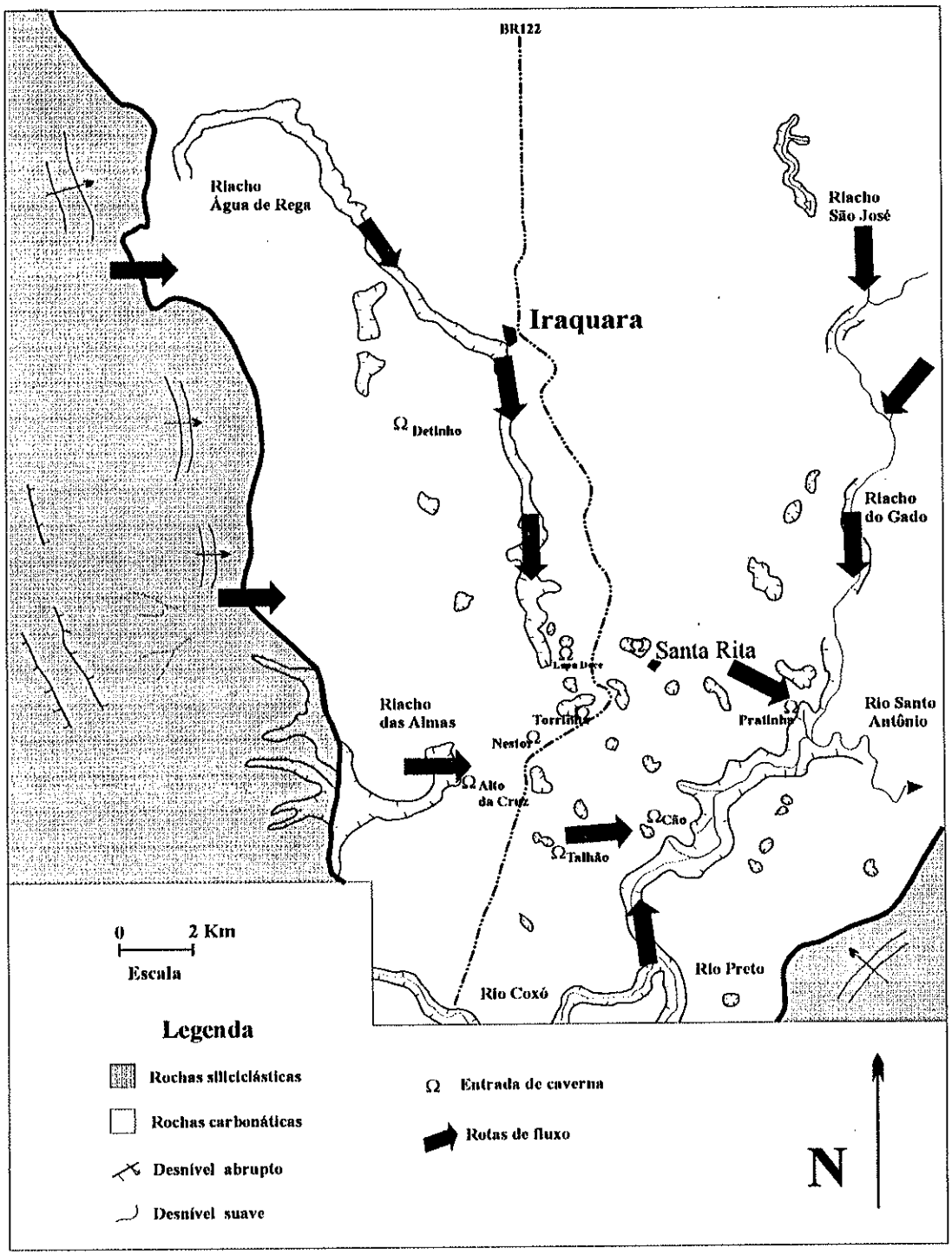


Figura 2.7: Disposição das principais rotas de fluxo identificadas

através de bombas e/ou motores instalados no interior das mesmas. No sistema Lapa Doce (Figura 2.6), por exemplo, são bombeados periodicamente, para irrigação, 60 m^3/hora, sem rebaixamento notável do nível estático.

Este aquífero pode ser caracterizado como livre e de recarga mista. A contribuição alogênica é dada pela disposição estrutural na qual se encontra encaixada as rochas carbonáticas, associada ainda ao traçado da rede de drenagem local. A área central do platô, a norte da cidade de Iraquara, não está associada, aparentemente, a rotas de fluxo injetoras de águas provenientes das rochas siliciclásticas. A figura 2.7 apresenta um esquema preliminar da circulação das águas subterrâneas na região. As rotas foram ali esquematizadas através da disposição superficial da rede de drenagem e ainda alguns sentidos de fluxo identificados em cavernas visitadas, como os sistemas Talhão-Cão e Gruta Azul-Pratinha.

Nota-se uma convergência centrípeta das rotas de fluxo, em direção a região situada entre a Gruta da Pratinha e o Buraco do Cão (Figura 2.7). Neste local são conhecidas algumas surgências que aparecem associadas à margem esquerda do rio Santo Antônio, onde destaca-se a gruta da Pratinha. Segundo Guerra (1986), esta fonte tem uma descarga pontual, em torno de 1.700 l/s, formando um lago em frente de sua entrada, cujo conjunto paisagístico, vem sendo aproveitado turisticamente.

2.4.3 Os sistemas de cavernas

A região de Iraquara possui atualmente um posicionamento de destaque no quadro espeleológico brasileiro, com mais de cem cavidades cadastradas e dezenas de quilômetros de grandes galerias mapeadas. A figura 2.7 apresenta a localização das entradas de algumas cavernas visitadas durante os trabalhos de campo. Foram recohecidos salões abatidos, de porte variado e grandes galerias horizontais, que podem evoluir para sistemas de cavernas interrompidos por abatimentos, ou por preenchimento por sedimentos clásticos.

A figura 2.8 apresenta uma distribuição em planta dos principais sistemas mapeados. Os sistemas de cavernas situados na região central da área de estudo, como a Torrinha e a Lapa Doce, possuem suas grandes galerias secas, onde o nível piezométrico pode ser atingido em locais específicos como lagos ou condutos inferiores submersos. Nas cavernas da região sudeste da área, como os sistemas Gruta Azul-Pratinha e Ioiô-Impossível, revesam-se condutos submersos e periodicamente inundados, com poucas ou nenhuma galeria seca. Entre a localidade de Santa Rita e o rio Santo Antônio, ocorrem cavernas cujas galerias são

parcialmente inundadas representantes permanentes da zona vadosa, como o Sistema Cão-Talhão (Foto 2.1).

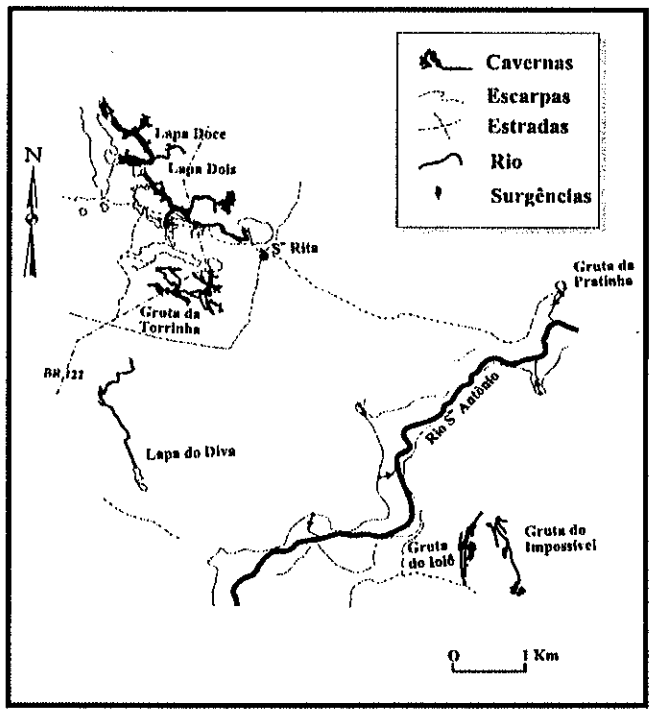


Figura 2.8: Distribuição de condutos na porção SE da área de estudo (extraído de Auler & Farrant, 1996)

O Sistema Lapa Doce

O sistema de cavernas Lapa Doce (Figura 2.9-Foto 2.2) constitui o maior sistema de caverna da região de Iraquara, com 16.400 metros de galerias topografadas (Auler, 1998). O sistema é dividido em duas cavernas (Lapa Doce e Lapa Dois), dado a superação do valor do diâmetro pela profundidade junto da entrada principal. Os condutos podem também ser acessados por outras cinco entradas (Pedra Furada, Lapão, Lapa D'água, Salão Gigante e Santa Rita), todas caracterizadas por interseções com a superfície cárstica através de colapso do teto.

Foi designado por Panchaut & Panchaut (1995) e Ferrari (1990) como Sistema Santa Rita, devido a localização de uma de suas entradas junto ao distrito homônimo. No entanto, a denominação Lapa Doce, referente a seu trecho inicial e turisticamente aproveitado, é mais antiga do que os trabalhos realizados pelos referidos autores, além de constituir o nome popularmente divulgado a milhares de pessoas que por ali passam todo ano. Por estes motivos adotou-se, neste trabalho, a denominação de Sistema Lapa Doce.

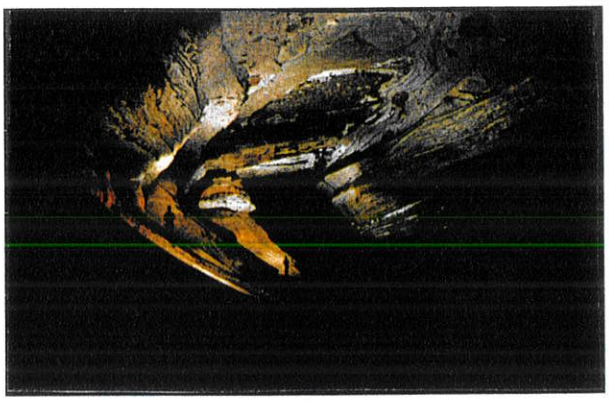


Foto 2.1

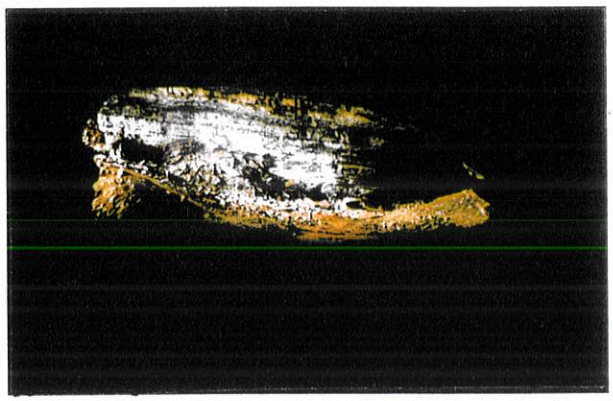


Foto 2.2

Foto 2.3

Foto 2.4

Foto 2.1: Conduto principal, Sistema Cão-Talhão

Foto 2.2: Entrada principal do Sistema Lapa Doce, trecho turístico

Foto 2.3: Agulhas de gipsita, Gruta da Torrinha

Foto 2.4: Galerias menores, Gruta da Torrinha

A simples visualização da morfologia dos condutos principais do sistema em planta (Figura 2.9) sugere sua caracterização como de padrão dendrítico (branchwork de Palmer, 1991). No entanto, o sentido de fluxo apontado pelas marcas de corrente (*scallops*), observados nas paredes dos condutos, apresentam um sentido oposto ao que era de se esperar para um sistema dendrítico, ou melhor, um curso principal e seus afluentes. Tal configuração caracteriza um fluxo distributário a partir de rota(s) principal (is).

O registro da sedimentação é uma constante neste sistema de cavernas, sendo expresso por bancos em formas de terraços além de galerias parcial e totalmente entupidas (Figura 2.9). Ferrari (1990) realizou uma série de análises granulométricas nestes sedimentos, reconhecendo a predominância de depósitos arenosos, com variação de brechas de grânulos a lama. Este autor encontrou no topo desta sedimentação moluscos, cuja idade por C^{14}, apresentou valor de 16.800 ± 1000 anos.

O padrão em seção apresentado pelo Conduto do Hagar (Figura 2.9), levou Ferrari (*op.cit*) a estabelecer um esquema evolutivo baseado em seis fases para o Sistema Lapa Doce (Figura 2.10):

- Fase 1:Iniciação e desenvolvimento freático;
- Fase 2: Rebaixamento do nível de base e entalhamento vadoso;
- Fase 3:Estabilização do nível de base e desenvolvimento em condições freáticas;
- Fase 4: Rebaixamento do nível de base e retomada do entalhamento vadoso;
- Fase 5: Sedimentação e preenchimento;
- Fase 6:Erosão e retrabalhamento dos sedimentos

Devido a conjugação destes eventos erosivos e construtivos, a disposição altimétrica atual do Sistema Lapa Doce é compartimentada, embora a caverna tenha um desenvolvimento preferencialmente horizontal. Para a decrição desta compartimentação podem ser designados níveis, que são relativos ao nível do piso das galerias.

As grandes galerias, como o conduto principal da Lapa Doce, o conduto do Hagar e parte do conduto principal da Lapa Dois constituem o 1° nível. Apresentam altura de teto entre 6 e 20 metros e o piso recoberto por areia quartzosa, onde aparecem afloramentos de rocha isolados (Figura 2.9). Em alguns locais, como na Entrada Principal (Lapa Doce) e na passagem Lapa Dois-Lapa D'água, este nível encontra-se entalhado dando origem ao nível inferor. O 2° nível, é caracterizada pelos mesaninos formados sobre os bancos residuais de sedimentos e pelas galerias parcialmente preenchidas, como o caso dos condutos que dão

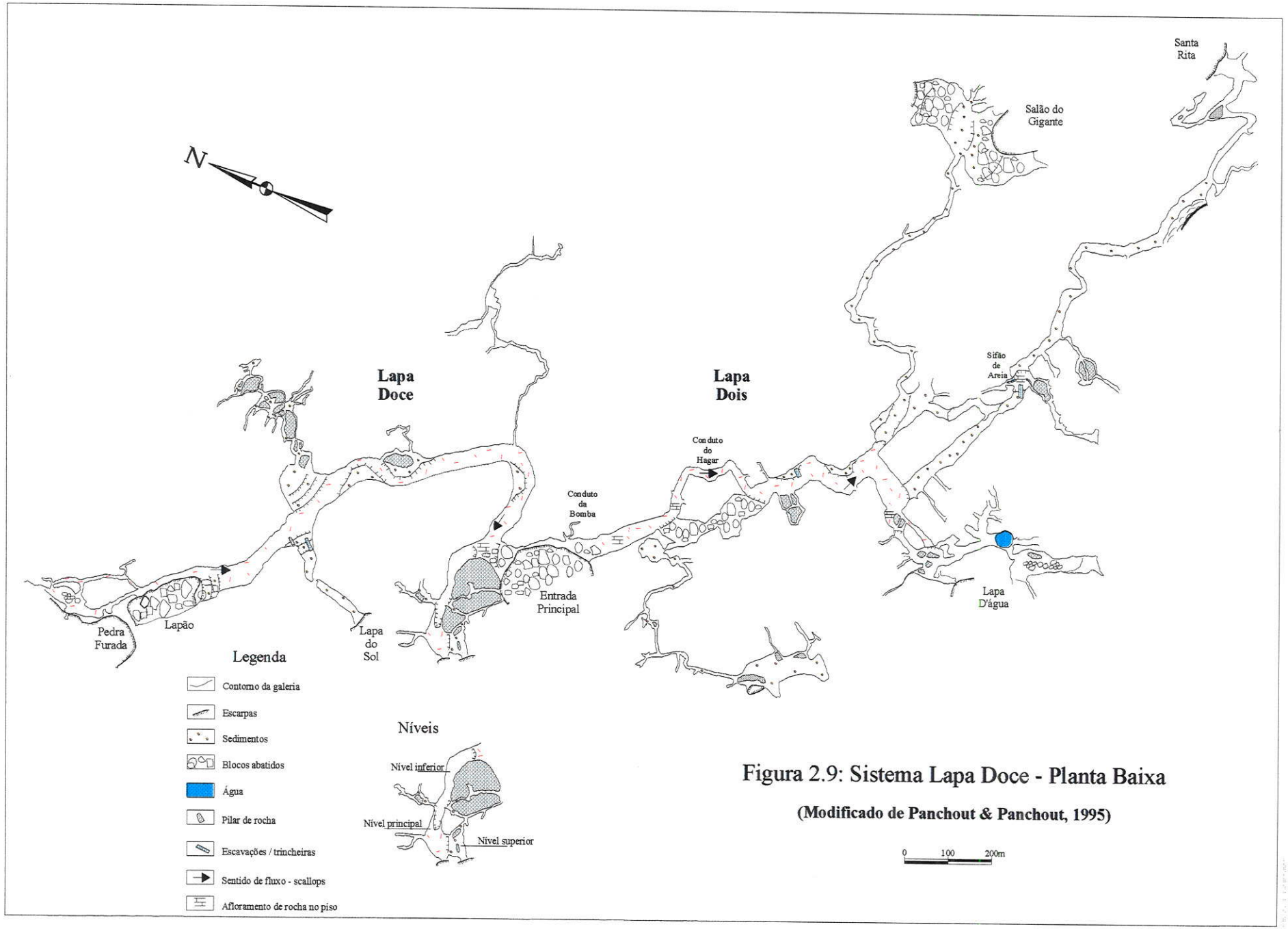


Figura 2.9: Sistema Lapa Doce - Planta Baixa

(Modificado de Panchout & Panchout, 1995)

acesso às entradas do Salão do Gigante e da Santa Rita. O projeto HIDROCARSTE realizou, recentemente, atividades de exploração subaquática no Conduto da Bomba, início da Lapa Dois (Figura 2.9). Tal atividade, documentada em vídeo, mostrou uma rede de galerias submersas cujo o padrão muito se assemelha com o observado em sua porção vadosa. São consitituídas por fendas verticais, com altura aparente entre 2 a 4 metros, largura de até 2 metros, dimensão esta que pode aumentar em alguns pontos, provavelmente associada a interseção de estruturas como fraturas e pequenas falhas. No trecho filmado não foram encontrados depósitos sedimentares associados aos condutos.

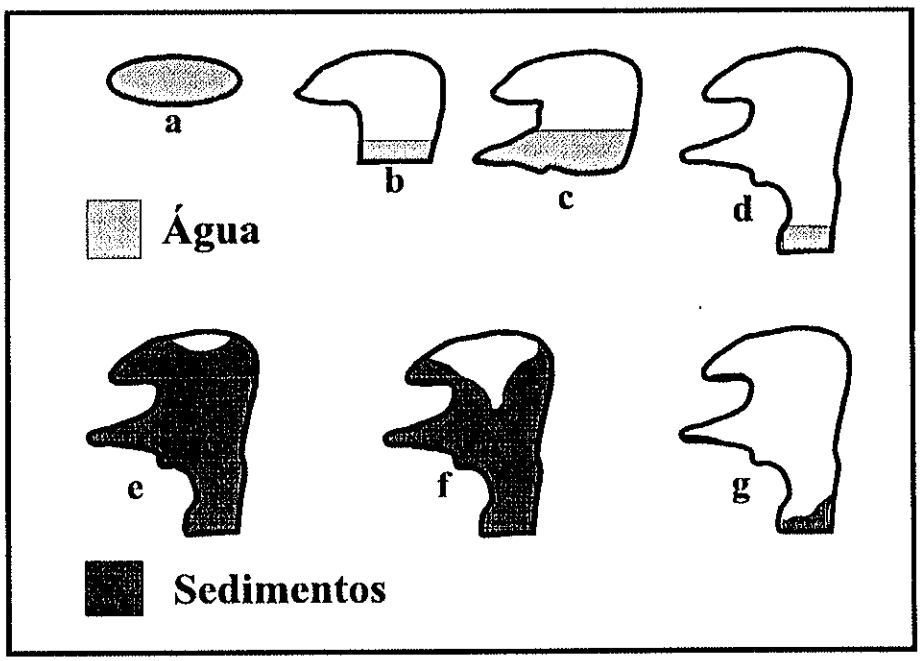


Figura 2.10: Sequência evolutiva para os condutos do Sistema Lapa Doce, segundo Ferrari (1990).

A Gruta da Torrinha

Esta caverna tem sua entrada principal junto ao paredão de uma uvala com comprimento superior a 200 metros e escarpas da ordem de 50 metros. O acesso às galerias é feita por um amplo abrigo em forma de arco, onde existem vários sinais de ocupação/utilização antrópica. Foram observados: pinturas ruprestres; uma escavação do solo para retirada de salitre do final do século e ainda a extração de água para o consumo da comunidade local através de bombeamento. Além da entrada principal existem outros dois acessos aos condutos, ambos próximos à BR122, cujos valores de desnível e situação de risco,

devido a constante presença de blocos em abatimento, tornam-as desfavorávies e não recomendadas.

Possui atualmente 7700 metros de galerias topografadas (Auler, 1998) e além de vários outros condutos já conhecidos e não mapeados. A rede de labirintos explorada durante os trabalhos de campo não atigiu ainda a parte terminal, portanto, esta caverna ainda não é conhecida na totalidade. A conjugação de condutos parcialmente preenchidos e em desentupimento inibe e confunde o explorador, possibilitando ainda uma extensa trama para novas descobertas. Se possível fosse, retirar os sedimentos desta caverna, com certeza, ela iria tomar outra posição no ranking de maiores cavernas do Brasil, possuindo atualmente a 13ª posição. Em vários pontos é possível visualizar continuidade de condutos, inacessíveis pelo preenchimento total da galeria.

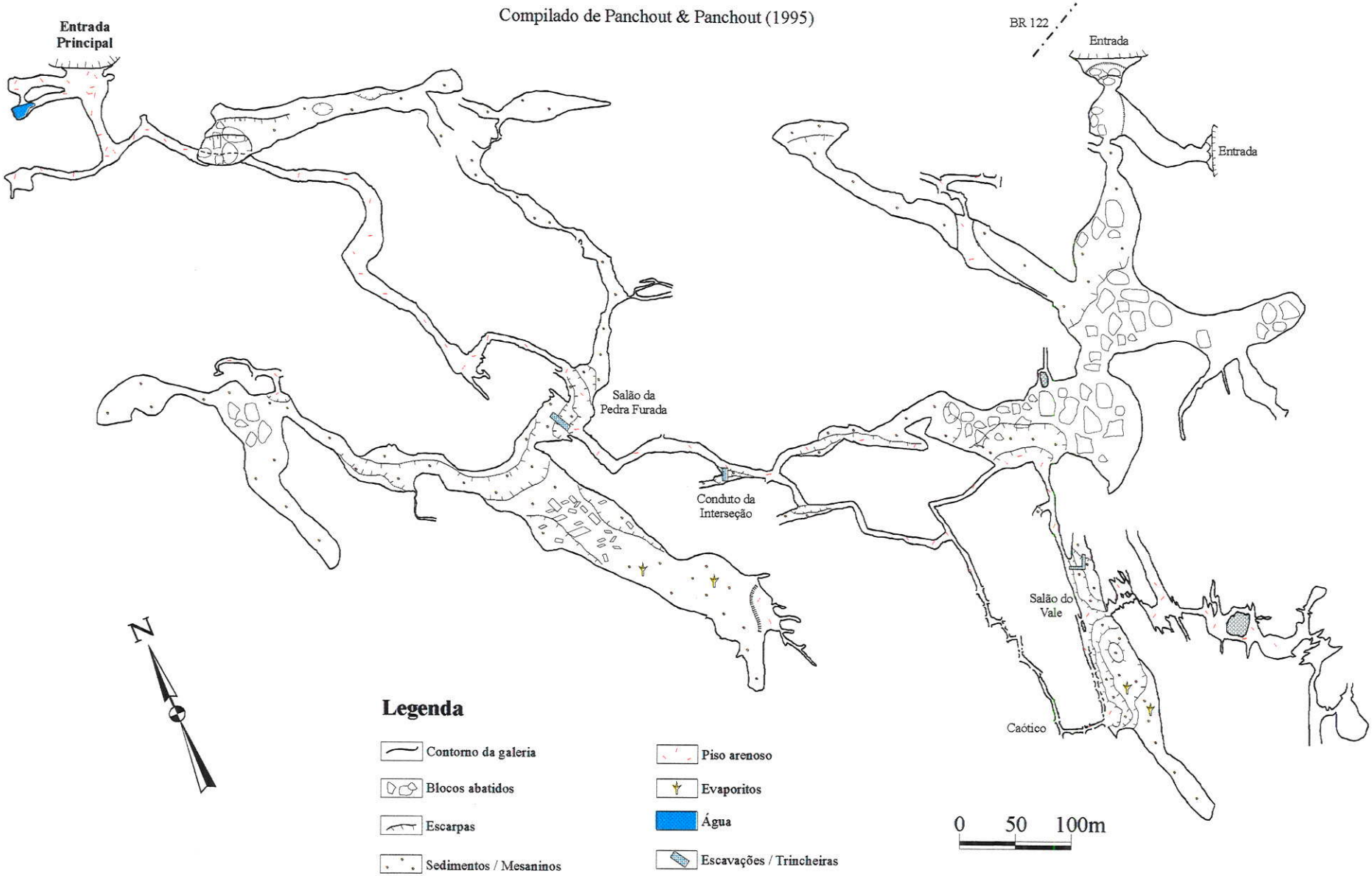
O sistema possui galerias de mais de uma geração que se interceptam formando um aparente e sinuoso labirinto, onde galerias grandes e menores truncam-se (Figura 2.11). Estes dois padrões de condutos possuem dimensões de largura e altura do teto diferentes, embora sejam todos acessíveis por um nível horizontalizado que compreende o piso principal, sempre coberto por areias quartzosas. Somente pisa-se na rocha nesta gruta, em cortes nas paredes e em blocos abatidos.

As grandes galerias possuem altura de teto superior a 10 metros e largura de condutos que superam os 50 metros em alguns pontos. São portadoras de um explêndido registro sedimentar, apresentando-se em bancos de sedimentos que têm em média 8 metros de altura. Mesmo onde os sedimentos foram parcialmente erodidos, formando as atuais passagens, é possível seguir sua continuidade lateral, através de testemunhos na forma de crostas que continuam presos nas paredes das galerias. Onde estes sedimentos encontram-se preservados na totalidade os condutos desenvolvem-se no nível dos mesaninos (nível superior), a semelhança do sistema Lapa Doce. Um fato que chama a atenção de todos que visitam esta gruta é a ocorrência de depósitos de agulhas de gipsita, que ocorrem em alguns locais sobre o topo dos sedimentos (Foto 2.3). Apresentam comprimento de 3 a 25 cm em um sítio próximo ao Salão da Pedra Furada, chegando a atingir valores de 50 cm nas proximidades do Salão do Vale.

As galerias menores possuem altura de teto que variam entre 2 a 5 metros (Foto 2.4), largura dos condutos que atingem no máximo 10 metros, onde é possível visualizar galerias de acesso lateral totalmente preenchidas por sedimentos, que ali, apresentam-se essencialmente arenosos. Alguns bancos de sedimentos laterais às galerias também podem ser vistos, atualmente entalhadas por um fluxo posterior a sua sedimentação. Em alguns locais

Figura 2.11 :Gruta da Torrinha - Planta Baixa

Compilado de Panchout & Panchout (1995)



associam-se a trechos labirínticos, como na região do Caótico (Figura 2.11), trecho este em mapeamento (vide Cruz Jr., 1998).

Torna-se sugestivo, através das observações de campo, que a fase de desentupimento parcial destas galerias tenha também ampliado alguns condutos, que constituem o atual acesso aos demais. Estes possuem altura de teto de até 3 metros e largura nunca superior a 5 metros.

Capítulo 3: O registro sedimentar

3.1. Sedimentação clástica em cavernas - uma revisão

É notório que o termo carste, ou terrenos cársticos, carrega consigo uma conotação erosiva, dado a atuação principalmente de processos de dissolução, no intemperismo de rochas solúveis. Contudo, suas feições embutidas na superfície (dolinas, uvalas, vales cegos) e os condutos subterrâneos constituem armadilhas naturais, que podem aprisionar e preservar sedimentos autóctones (elúvio e fragmentos da rocha carstificada) ou alóctones, transportados das adjacências.

Restringindo-se aqui às cavernas, é importante ressaltar que as mesmas representam rotas de fluxo em condições freáticas ou vadosas, ativas ou abandonadas. Desta forma, constituem ou constituiram, ambientes associados a transporte de material detrítico e, em determinadas condições, ambientes de deposição. Numa visão mais ampla, depósitos de cavernas são todos os sedimentos químicos, clásticos ou orgânicos a estas associadas (quadro 3.1).

Provavelmente a beleza cênica das formas e cores dos espeleotemas, tenham favorecido a curiosidade humana sobre os materiais que os compõem e os mecanismos de formação dos depósitos químicos. Os estudos, embora longe de serem esgotados, já proporcionam boas sínteses (Hill & Forti 1986, 1996). Os sedimentos orgânicos constituem prioritariamente objeto de estudos biológicos ou paleontológicos.

Quadro 3.1: Principais tipos de depósitos de cavernas.

	Tipo	Depósitos
Sedimentos em cavernas	Orgânicos	Guano, fragmentos de madeira, ossos
	Químicos	Carbonatos, sulfatos, nitratos
	Clásticos	Elúvio, colúvio e alúvio

Os sedimentos clásticos compreendem todos os detritos transportados e depositados ao longo dos condutos cársticos. Assim sendo, são imediatamente considerados como tal os depósitos químicos e orgânicos retrabalhados por ação da gravidade ou de processos fluvais, no interior das grutas.

3.1.1. Aspectos históricos

Estes detritos são, há mais de um século, analisados sob o ponto de vista arqueológico e paleontológico. Somente nas últimas décadas é que os geocientistas reconheceram tais depósitos como importantes ferramentas na análise de processos cársticos e paleoambientais. O trabalho de Davis (1930), parece constituir o primeiro estudo a incluir os sedimentos de cavernas, na análise da evolução do relevo. King (1956) também utilizou-se dos depósitos fossilíferos descritos por Peter Lund, na região de Lagoa Santa (MG), para balizar cronologicamente a atuação do Ciclo de Denudação Velhas, na evolução da paisagem da porção oriental do Brasil.

Ao longo das décadas de 50 e 60, estudos petrográficos iniciam, o que pode ser chamado, de fase de caracterização geológica, na análise dos sedimentos clásticos de cavernas, onde investigações pontuais surgem de várias partes do globo (Milske *et alli*, 1983). A evolução das caracterizações e dos métodos de investigação petrográfica culminam nas importantes contribuições apresentadas nos trabalhos de Bull (1976, 1978, 1980,1981) e Bull *et alli*(1989).

Ainda no final da década de 60, inicia-se mais uma linha de abordagem envolvendo os sedimentos clásticos de cavidades em terrenos cársticos: sua contribuição no processo de iniciação e desenvolvimento do aquífero cárstico, ou seja, a espeleogênese. Tal preocupação reflete-se a partir dos trabalhos de White & White (1968) e Renault (1968). Este último trabalho é responsável pela apresentação do modelo espeleogenético denominado paragênese, onde a colmatação do piso das galerias por sedimentos finos impermeávies, impede sua corrosão e dissecação, favorecendo a dissolução da rocha no teto dos condutos e o desenvolvimento ascendente das galerias. Ao modelo convencional, com iniciação e entalhamento vadoso, designou-se singênese. Desde então, a discussão teórica a cerca do papel da paragênese na evolução das cavernas vem evoluindo (Ford & Ewers, 1978; Ford & Williams, 1989, Lauritsen & Lauritsen, 1995), contudo, a caracterização dos sedimentos envolvidos nos processos vem sendo neglicenciada.

A atual fase destas análises é caracterizada pelo reconhecimento deste tipo de depósito como fundamental no resgate da evolução de sistemas cársticos, além de constituir importante registro paleoambiental de tempos quaternários. O advento de técnicas de datação radiométricas em crostas calcíticas, principalmente a série de desequilíbrio do Urânio, a obtenção de curvas de variação paleomagnética em sedimentos finos e a palinologia vêm proporcionando correlações estratigráficas (Schmidt, 1982; Milske *et alli*, 1983; Schoreder &

Ford, 1983; Schmidt et al, 1984; Maire & Quinif, 1988; Sasowsky *et alli*, 1995; Springer et al,. 1997 e Quinif & Maire 1986, 1998).

3.1.2 Classificação e processos de sedimentação

Todas as classificações de sedimentos de cavernas encontradas na bibliografia consultada, priorizam a sua proveniência, se oriundo de uma fonte autóctone ou alóctone (Ford, 1975; White, 1988; Ford & Williams, 1989). No entanto, o grau de remobilização e mistura a que estão sujeitos os detritos dispostos em cavernas, principalmente pela atuação de processos fluviais inviabilizam tais classificações, do ponto de vista de sua praticidade e utilização. A classificação apresentada no quadro 3.2 procura distinguir os sedimentos clásticos, associados aos condutos cársticos, em função do processo de sedimentação pelo qual os fragmentos foram depositados nas galerias, reconhecendo os mecanismos envolvidos no seu transporte e deposição.

Quadro 3.2: Classificação dos sedimentos clásticos de cavernas

Classe	Mecanismo (s) de Transporte	Origem	Morfologia e Textura
Fluviais	tração, saltação e suspensão (acresção paralela)	alóctone com contribuição autóctone	bancos e leitos fluviais em canais ativos; bancos e terraços em canais abandonados. Ampla vairação textural: argila a seixo.
Gravitacionais	abatimentos (queda livre)	autóctone	cones e pilhas irregulares, de tamanho variado, compostos por brechas de colapso, de teto ou parede. Grânulos a matacões.
	fluxo de detritos (corrida de lama)	alóctone com contribuição autóctone	cones, bancos e pilhas de sedimentos, muitas vezes preenchendo galeria. Diamictons, brechas matriz e clastossuportada.

Umas das características peculiares do carste, sob o ponto de vista hidrológico, é a circulação preferencial das águas em sub-superfície, através da captura de cursos superficias pelos condutos subterrâneos. Desta forma, os **depósitos fluviais** constituem um dos mais expressivos tipos de registros sedimentares neste ambiente. Segundo Gillieson (1996) as cavernas podem ser vistas como *canyons* ou planícies de inundação, onde a sedimentação procede de forma análoga aos cursos de superfície. A principal diferença entre os sistemas fluviais de superfície e os subterrâneos é que, no segundo, água e sedimento estão confinados a um espaço delimitado pela rocha. Torna-se possível então, flutuações dramáticas do nível

d'água do curso, causando represamentos ou sifonamentos, devido à estágios de inundação ou mesmo à morfologia da galeria.

Para White (1988) os sedimentos fluviais de cavernas são equivalentes aos aluviões de superfície, os quais podem ser transportados por condutos em condições freáticas (*water-filled*) ou vadosos (rios subterrâneos). Alguns parâmetros e morfologias resultantes do transporte de sedimentos em condições de conduto totalmente inundado, foram avaliadas nos experimentos teóricos realizados por Newitt *et alli* (1955, *apud* Ford & Williams, 1989). Todavia, não foi obtida nenhuma referência a registros sedimentares gerados em tais condições, na bibliografia disponível.

White & White (1968) concluíram que o processo de transporte de sedimentos em canais subterrâneos processa-se de forma análoga ao da superfície, onde atuam os mecanismos de tração/saltação (carga de leito) e suspensão. White (1988) lembra ainda que cursos subterrâneos normalmente desenvolvem-se sobre leitos de sedimentos, exatamente da mesma forma como ocorrem em superfície. Como conseqüência, as formas de leito também são móveis e equivalentes às de superfície, exceto as causadas por vegetação. O efeito de achatamento (perda da esfericidade) de clastos na granulometria seixo a calhau, dado a maior suscetibilidade à fricção (abrasão, choque) existente nos cursos subterrâneos foi cogitado por alguns autores (Lawson, 1995). Alguns livros textos mantêm esta caracterização para os depósitos rudáceos (Bögli, 1980; Ford & Williams, 1989), mas, na análise realizada por Bull (1978), os parâmetros de arredondamento e esfericidade de seixos são controladas inicialmente pelas características da rocha geradora. Na recente análise de Jaroslav (1997), o transporte e as conseqüentes mudanças na forma e no arredondamento de seixos são dependentes das condições hidráulicas do ambiente, o que não diferencia os canais subterrâneos dos de superfície. Talvez seja na deposição de sedimentos finos, principalmente em condições de fluxo estagnado (ausente) é que as características dos sedimentos de cavernas se diferenciam dos de superfície, dado a recorrência de deposição por acresção paralela (Bull, 1976,1980, 1981). Este mecanismo é caracterizado pela superposição de lâminas, de partículas na granulometria silte fino a argila, propagando a geometria da superfície de deposição. Tais lâminas permanecem estáveis em taludes com inclinação superior a 70°, comumente associadas a estruturas do tipo *surge marks* (Bull, 1976.).

A caracterização de depósitos como de origem fluvial, em condutos cársticos, tem sido estabelecida através da simples constatação de feições correspondentes aos de superfície, seja através de critérios morfológicos, como a presença de níveis de terraços (Huang, 1993; Quinif and Maire, 1996), ou pela presença de estruturas sedimentares relativas ao transporte por

fluxo aquoso unidirecional, como marcas onduladas assimétricas e seixos imbricados (Valen & Lauritzen, 1989; Pinedo, 1989). Os depósitos fluviais de superfície, por outro lado, possuem uma vasta literatura, decorrente de séculos de observações e trabalhos realizados. O estado da arte é refletido pela concepção de diferentes sistemas fluviais (meandrante, entrelaçado, anastomosado, leque aluvial), reconhecidos através de suas associações ou modelos de fácies e seu estilo de agradação, cujos processos de desenvolvimento e produtos são influenciados por condições climáticas, tectônicas, hidráulicas e geomórficas (Flores *et alli*, 1985).

O tipo mais comum de **depósito gravitacional** nos condutos subterrâneos são as brechas de colapso. Constituem depósitos autóctones, sendo que grande parte das grutas só oferecem acesso ao homem, devido a processos de abatimentos. Estes podem ser encontrados no interior das galerias, muitas vezes como parte terminal de acesso e principalmente nos grandes salões. O fenômeno dos abatimentos ocorre devido ao rearranjo morfológico da cavidade, na busca do equilíbrio de tensões no entorno do conduto. Este processo tende a formas dômicas, mas o mergulho do acamamento da rocha pode exercer uma influência na seção resultante. Seus depósitos ocorrem em forma de pilhas cônicas, inclinadas ou eventualmente horizontais, sendo extremamente mal selecionadas e altamente permeáveis; o acamamento é de difícil distinção, por vezes não existente (White, 1988).

As conexões entre a rede de condutos subterrâneos e a superfície cárstica são ambientes favoráveis para captação de detritos, onde o seu transporte, para o interior das cavernas, ocorre através da ação gravitacional. Estes sedimentos, designados como fluxo de detritos, geram depósitos constituídos predominantemente de brechas matriz ou clasto suportados, geralmente sem nenhuma organização interna, dispostos em pacotes discordantes. Dado a ampla ocorrência em "bocas" de cavernas e sua comum associação com registros humanos, *o talus de entrada* tem sido mais analisado em pesquisas arqueológicas.

Fluxos de sedimentos também podem ser gerados pela fluidização de massas de solo, por exemplo, levando a um transporte também regido pela força gravitacional. Os registros sedimentares estudados por Gillieson (1986), no carste tropical de Nova Guiné (pluviosidade de 3500-9000 mm/ano), confirma o quadro de que esta classe de depósito não é exclusividade das regiões de entrada de cavernas. As brechas matriz suportados, apresentando variação textural de silte a calhau, não estratificadas, foram designadas de"*diamictons*" e extendem-se por mais de 3 Km no interior das galerias. Na interpretação do autor os depósitos são gerados

durante o período de alta intensidade do regime de chuvas e transportados para as cavernas, como fluxos de lamas.

Na região de Itaetê, Bahia, o material da cobertura (solos) vem sendo transportado para o interior de condutos no subsolo, a partir de sua mobilização em períodos de chuvas intensas, formando dolinas na superfície e cones de sedimentos no interior das grutas (cones de injeção), impedindo muitas vezes o prolongamento das cavidades. Segundo Pereira (1998) estes eventos catastróficos são gerados pela má distribuição de chuvas, tendo como gatilho, a retirada da cobertura vegetal pré-existente.

3.1.3 Ambientes de sedimentação

Em sistemas de cavernas é possível distinguir dois ambientes principais de mobilização e deposição de detritos: a rede de galerias subterrâneas e as suas conexões com a superfície cárstica. Os condutos podem oferecer uma gama variada de ambientes, a depender da morfologia e sua posição em relação ao nível piezométrico. Já as conexões podem ser acessíveis ao homem através das entradas de cavernas, podem possuir uma dimensão que inviabilize seu acesso, ou mesmo estarem recobertas.

As galerias desconectadas do nível d'água (NA) e os abismos, são somente propícios a deposição por ação gravitacional, sejam por efeito dos abatimentos locais ou fluxos de detritos mistos (material autóctone com contribuição alóctone), provenientes de alguma conexão com a superfície.

Os condutos na zona de oscilação do NA, sejam portadores de um curso subterrâneo, sejam periodicamente inundados, constituem ambientes semelhantes aos leitos fluviais de superfície, onde conjugam-se os canais e as planícies de inundação. Podem também receber os detritos gravitacionais, a semelhança das galerias acima do NA.

Depósitos lacustres parecem constituir um tipo comum de sedimentos de cavernas, assim como também são relativamente comuns, os lagos subterrâneos. Estes podem constituir represas (por efeito de entupimento ou sifonamento) ou mesmo serem relativos a superfície piezométrica, a partir da qual, desenvolvem-se os condutos inundados. A grande quantidade de depósitos argilosos que associam-se às cavernas, levaram alguns autores a interpretá-las como resíduos do processo de dissolução (Davis, 1930). No entanto, estudos petrográficos posteriores mostram que constituem materais alóctones. Bögli (1980) chama ainda a atenção para o fato de que o volume destes depósitos é sempre superior à quantidade de resíduos insolúveis presentes na rocha.

Os sedimentos que depositam-se em lagos subterrâneos, são transportados até eles através de processos fluviais ou gravitacionais. Os diamictons descritos por Gillieson (1986), avançam pelas galerias, depositando-se finalmente em "piscinas", gerando associações litológicas e estruturas sedimentares semelhantes as dos turbiditos. Bull (1980, 1981), estudando as extensivas "capas de lama", cujas laminações haviam sido antes interpretadas como varves, em Agen Allwedd, South Wales (Inglaterra), sugeriu que as mesmas constituem o resultado da deposição em lagos subterrâneos (condutos inundados), através de pulsos de múltiplas fontes de água transportando sedimentos, ao longo de fissuras da rocha. Lawson (1995), estudando depósitos semelhantes, na região de Assynt, na Escócia, concluiu que o mecanismo de pulsos de injeção, sugerido por Bull (op.cit.), deve ser controlado, pela presença ou não, de água no estado líquido (*meltwater*) na porção basal das geleiras, sendo portanto, dependende de variáveis glaciológicas, como a temperatura e espessura da geleira.

Embora o emprego do termo varve, aplicado a sedimentos finos laminados, tenha sido contestado na escola européia, no Canadá, sedimentos lacustres, compostos por seqüências rítimicas de laminações siltosas e argilosas, foram interpretadas como verdadeiras varves na Castleguard Cave (Schroeder & Ford, 1983; Ford & Williams, 1989).

As entradas de cavernas em paredões, em vertentes inclinadas, ou em vales cegos, estão normalmente associadas a escarpas, onde desevolvem-se sistemas de leques aluviais. Estes podem ter sua porção distal associada a sistemas fluviais ou lacustres, que remobilizam os materiais provenientes da encosta, transportando-os ou não para o interior das galerias. Da mesma forma, os fundos de depressões na superfície cárstica, constituem locais de absorção de detritos, que podem se depositar nas fissuras das rocha, ou no interior dos condutos, formando os cones de injeção. Depósitos de morenas e till's podem ser encontradas nestes ambientes, em regiões temperadas (Ford & Williams, 1989).

3.1.4 Estratigrafia

Frente ao apresentado, pode-se então imaginar os sistemas de cavernas como um complexo ambiente de sedimentação, cuja dinâmica pode propiciar a preservação de significativos depósitos, dependendo de fatores que controlam a geomorfologia. Evoluções policíclicas (em relação a variação do nível de base local) e a constante presença de processos erosivos, podem gerar depósitos com relações geométricas complexas, conforme o grau de remobilização ao longo dos condutos. Osborne (1984) chama a atenção para a importância das discordâncias na análise estratigráfica em registros subterrâneos, observando também as

variações laterais de fácies e suas implicações nas análises estratigráficas de seções colunares. O autor descreve também a chamada estratigrafia reversa, onde registros mais recentes podem ocorrer sob registros mais antigos.

O termo fácies foi até o momento pouco utilizado nos estudos realizados, sendo que, quando empregado, faz-se com uma conotação interpretativa, i.e. fácies de entrada, fácies fluviais. Os termos "*entrance facies* e *interior facies*" foram sugeridos por Kukla & Lozek (1958, *apud*: Ford & Williams, 1989) para classificar estes depósitos, devido a abundância de elementos de ocupação junto aos talus de entrada. Em um raciocínio semelhante, pode-se distinguir os registros gerados nos vários ambientes deposicionais contidos nos sistemas de cavernas, através de suas características sedimentares, onde ganha destaque a análise faciológica, como descrita por Walker (1979) e Anderton (1985). Imaginando-se os ambientes de deposição conjuntamente envolvidos na evolução de uma rede de condutos cársticos (entradas, galerias, salões, sifões), e os seus respectivos depósitos, os sistemas de cavernas podem ser considerados como um sistema deposicional, aproximando-se sensivelmente da definição[1] apresentada por Ethridge (1985, in Flores *et alli,* 1985). Para tal, torna-se essencial que os trabalhos de caracterização destes registros sigam as análises faciológicas, para que se possa melhor compreender os processos de sedimentação e os ambientes de deposição: suas relações espaciais e temporais.

No que diz respeito a abrangência temporal dos testemunhos sedimentares, encontrados no interior das grutas, faz-se necessário lembrar o leitor de que o carste corresponde a um ambiente erosivo, cuja evolução está restrita a poucos milhões de anos. No Brasil, fósseis da megafauna pleistocênica (Cartelle, 1994), ocorrem nos depósitos sedimentares nas cavernas de Minas Gerais e Bahia. Os registros de ocupação humana (sepultamentos, e utensílios) encontrados nos talus de entrada das cavernas brasileiras, possuem datações relativas que conferem uma deposição acontecida no máximo, no Pleistoceno terminal (Prous, 1998).

O aperfeiçoamento de técnicas de datação absoluta, principalmente o U/Th, vêm proporcionando correlações laterais entre eventos de deposição, ao longo de galerias. Em regiões temperadas os registros vêm sendo associados aos avanços e recuos das geleiras, principalmente no Pleistoceno Inferior (Milske *et alli,* 1983; Lawson, 1995; Quinif & Maire, 1998). Ao aplicar a magnetoestratigrafia (paleomagnetismo) aos sedimentos dispostos nos vários níveis da Mamuth Cave - EUA, Schmidt (1982) obteve uma curva de variação da posição do pólo magnético concordante com a curva anteriormente estabelecida para todo o

[1] "Assembléias de ambientes deposicionais co-relatos são referidas como Sistemas Deposicionais" (Ethridge, 1985).

Pleistoceno, ou seja, as argilas depositadas no nível de caverna mais alto teriam aproximadamente 2 milhões de anos.

3.1.5. Diagênese

Os processos de transformação a que estão sujeitos os sedimentos, uma vez estacionados nas cavernas, foram pouco estudados, até o momento. As condições ambientais de total ausência de luz, alta umidade e temperatura aproximadamente constante não inibem os processos de alteração química a que estão sujeitos os materiais na região supérgena da crosta. Bancos e camadas de sedimentos são normalmente cimentados por bandas de óxido de ferro ou calcita. Não são esperadas, por outro lado, significativas alterações por compactação, já que a espessura de sedimentos é restrita ao conduto.

Para Gillieson (1996) a migração de soluções através destes depósitos pode ocorrer, como um resultado de oscilação do nível d'água (inundações). Neste contexto, a porosidade e o tamanho médio dos grãos tem grande influência na intensidade da diagênese. Em Selminum Tem, Nova Guiné, o autor notou que as condições redutoras são mantidas em sedimentos argilosos, sendo dominados por sais ferrosos, enquanto nos níveis siltosos, o aumento da porosidade permite a oxidação e a predominância de Fe^{+3}.

Segundo Ford & Williams (1989) a precipitação química constitui o principal processo de cimentação nestes sedimentos, onde a calcita é o mineral mais abundante. O grau de endurecimento, neste sentido, pode variar desde incipiente até a transformação do sedimento em uma rocha sólida, com muito pouca porosidade.

3.2. Fácies sedimentares descritivas

As pilhas sedimentares analisadas apresentaram uma ampla variação textural, de cor e estruturas sedimentares além de variados estados de consolidação. Em termos texturais são encontradas brechas matriz e clasto suportadas, areias com variados tipos de estruturas internas e ainda lamas, maciças ou associadas a lentes de areia. A coloração predominante tende para tons avermelhados, devido a intensidade dos processos de oxidação, seguida de camadas amarelas e, com menos freqüência, camadas alvas de areia. Os efeitos de cimentação são principalmente notados no campo das areias, as quais podem ser encontradas desde forma totalmente desagregadas até fortemente consolidadas, oferecendo dificuldades a sua quebra por instrumentos como a picareta. Várias formas intermediárias de cimentação estão presentes, até mesmo a bizarra passagem lateral de areias inconsolidadas a nódulos cimentados, na mesma unidade faciológica.

As fácies sedimentares foram caracterizadas a partir da sua classe granulométrica, estruturas internas e composição, este último, no caso dos depósitos rudáceos. A geometria de algumas formas de leito foram utilizadas para definir subfácies, no caso das associações lama/areia e ainda nas areias com estratificações cruzadas. O grupo total de fácies identificadas encontra-se sumarizada no quadro 3.3. Genericamente, pode-se classificar os sedimentos descritos em três grandes classes: as brechas, as areias e as lamas.

3.2.1 Brechas

Brechas de grânulos líticos (Bgr) foi o termo utilizado para caracterizar pequenos pacotes de brechas matriz ou clasto suportadas, que ocorrem na base das trincheiras da Lapa do Sol (LS) e Sifão de Areia (SA), ambas no Sistema Santa Rita. A composição predominante dos grânulos é de chert e calcário, mas no Sifão de Areia, quartzo e fragmentos de calcita secundária (espeleotemas) também foram notados. O tamanho máximo dos clastos é de 2 cm apresentando-se angulosos, embora bem selecionados. A matriz é arenosa e mal selecionada.

Quadro 3.3: Fácies sedimentares indentificadas

(LS: Lapa do Sol, L2: Lapa Dois; SA: Sifão de Areia;
PF: Pedra Furada; CI: Conduto da Interseção, SV: Salão do Vale)

Lamas

Facies	Descrição	Ocorrência	Subfácies
L m	Lama maciça	LS,L2,SA,PF, CI e SV	L lm: lama com laminações pelíticas
L / A	Lama com camadas ou lentes centimétricas de areia, com estratificação plano-paralela, lenticular ou ondulante	LS,L2,SA,PF, CI e SV	pp - plano-paralelo lt - lenticular wv - ondulante
L ar	Lama com grãos de silte grosso a areia fina dispersos	LS,L2,SA,PF e SV	

Areias

Fácies	Descrição	Ocorrência	Subfácies
A m	areia maciças - finas ou grossas	L2;SA e CI	
A f //	areia fina com estratificação plano-paralelo	L2; SA	
A pp	areia fina a grossa com estratificação plano-paralelo	L2; PF; SV e LS	
A rip	areia fina a muito grossa com marcas onduladas assimétricas	LS,SV,SA e L2	
A cav	areia média a grossa com marcas onduladas cavalgantes	SV, CI, PF	
A cr	areia fina a muito grossa com estratificações cruzadas tabulares, tangenciais ou acanaladas	PF; LS; CI; SA;	tb - tabular tg - tangencial acan - acanalada
A can	areia fina a grossa com estruturas de canal: festons e corte/preenchimento	SA; PF	
A int	camadas centimétricas de areias finas intergiditadas a areias grossas e/ou lascas de lamas	SA; PF	

Brechas

Facies	Descrição	Ocorrência	Subfácies
B gr	Brecha de grânulos líticos	SA e LS	
B int	Brechas de intraclastos	LS; SA e L2	

As brechas de intraclastos (Bint) podem ser encontradas nas seções levantadas no Sistema Lapa Doce, ocorrendo sempre no topo das mesmas. São compostas por grânulos a seixos de material preferencialmente argiloso, proveniente da própria pilha de sedimentos estudados, suportados por matriz fina argilosa, mal selecionada (Foto 3.1). No Sifão de Areia o conteúdo de clastos apresenta 30% de grãos de chert arredondados junto aos fragmentos argilosos. Estas brechas apresentam cimentação carbonática.

Via de regra, estes pacotes possuem até 0,5 metro de espessura ao longo das galerias. No entanto, na trincheira da Lapa do Sol podem ser encontradas várias camadas que chegam a atingir 2 metros de espessura no total. Neste local, a geometria concâva para cima, na qual se dispõem os acamamentos, sugere uma deposicação por mecanismo de escorregamento (*slumping*). Mais para o topo, ainda no mesmo pacote, clastos negros tabulares demonstram pouco ou nenhuma movimentação, como se fossem, fragmentos individualizados pela gretação de argilas que foram envolvidas pela matriz.

3.2.2 Areias

A caracterização petrográfica destas unidades foi realizada com o auxílio da descrição sistemática de lâminas delgadas, preparadas através de impregnação das amostras com resina. O quadro 3.4 apresenta uma tabela síntese com os resultados da petrografia ótica (Anexo 1). A determinação dos tamanhos máximo e mínimo dos grãos foi realizada através do analisador, as determinações de quantidade, bem como de maturidade textural foram efetuadas a partir de estimativa visual.

A composição do arcabouço apresenta grande variação sendo encontradas desde areias consolidadas totalmente sustentadas pelos grãos, até valores de porosidade de 50%. A presença de matriz foi notada em algumas lâminas, no entanto, a análise de sua natureza sugere sua entrada posterior à deposição, caracterizando uma epimatriz ou ainda, pseudomatriz. A quantidade de cimento encontrada varia entre zero e 15%.

Foi constatada uma alta maturidade na composição desta classe granulométrica, já que são compostos sempre por, no mínimo 95 % de quartzo. Grãos policristalinos deste mineral, são extremamente comuns, apresentando-se como fragmentos de arenitos (Foto 3.2) e sílica microcristalina, provavelmente proveniente de veios de quartzo. Alguns grãos de quartzo (mono e policristalinos) apresentam crescimento secundário de sílica (Foto 3.3), contornando irregularmente suas bordas, devido a sua erosão. Tal fato indica que estes grãos passaram por um processo de cimentação intermediário entre sua remoção da rocha fonte, e sua deposição

nas cavernas. Feldspatos alcalinos, plagioclásios, fragmentos líticos e grãos arredondados de material muito fino marron-avermelhado (finos MA) compõem o restante dos minerais presentes. A turmalina é de longe o mineral pesado mais comum, atingindo valores de até 1 %, mas zircões também fazem-se presentes. Não foi observada uma amarração composicional destas areias em função da fácies na qual se encontram. No entanto, foi notada uma variação composicional em função da posição estratigráfica: as areias da base da segunda seqüência apresentam maiores quantidades de grãos de intraclastos. O fato será discutido mais detalhadamente no item estratigrafia, ainda neste capítulo.

As fácies arenosas apresentam uma variação de maturidade textural, conforme os parâmetros de Folk (1974), de submaturas a supermaturas. Novamente, não foi notada nenhuma relação entre a fácies e maturidade. As areias que apresentam predominância de granulometria areia fina tendem a ser submaturas devido ao mal arredondamento de seus grãos, enquanto as areias médias, apresentam um melhor selecionamento, arredondamento e esfericidade levando a seu estágio de maior maturidade.

A **fácies (Am)** refere-se a areias maciças, ou seja não estratificadas, encontradas em camadas de até 10 cm. Apresentam variação granulométrica de areia fina a grossa e estão regularmente consolidadas. A amostra CI(05) (vide Quadro 3.4 – Anexo 1), embora com aproximadamente 20% de porosidade apresentou dois tipos distintos de cimentos.

Areias mal selecionadas, com granulometria variando de silte grosso a areia média, portando estratificação plano-paralelo, foram agrupadas na **fácies (App)**. São, provavelmente, relativas ao regime de fluxo inferior e apresentam graus diferenciados de consolidação devido a cimentação. As amostras L2(05) e SA(21) (Quadro 3.4 – Anexo 1) são submaturas.

Areias finas apresentando estratificação plano-paralelo foram contextualizadas separadamente na **fácies (Af//)**, devido a sua conotação de regime de fluxo superior. São extremamente bem selecionadas, brancas e desagregadas (não cimentadas).

Marcas onduladas assimétricas (*ripples*) constituem a estrutura sedimentar mais abundante no campo das areias, sendo que nos sedimentos estudados apresentam-se sob 2 aspectos: (i) totalmente preservada: *lee side e stoss side* e (iii) como laminações cruzadas, quando houve erosão de algum ou ambos os lados da forma de leito. A **fácies (Arip)**, relativa

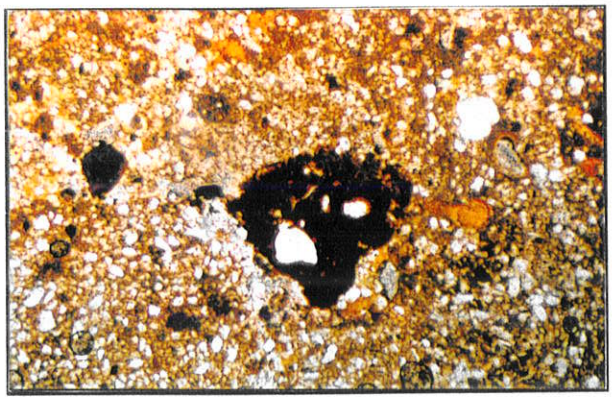


Foto 3.1

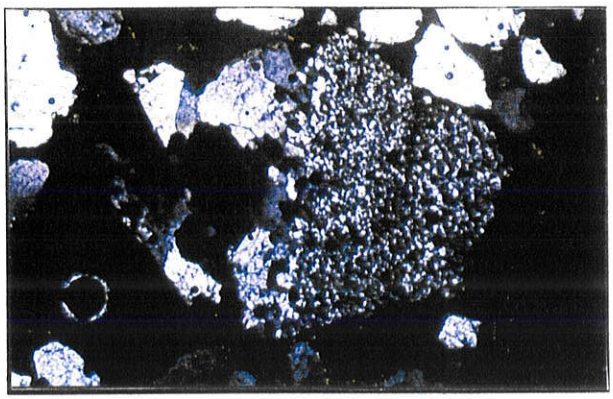


Foto 3.2

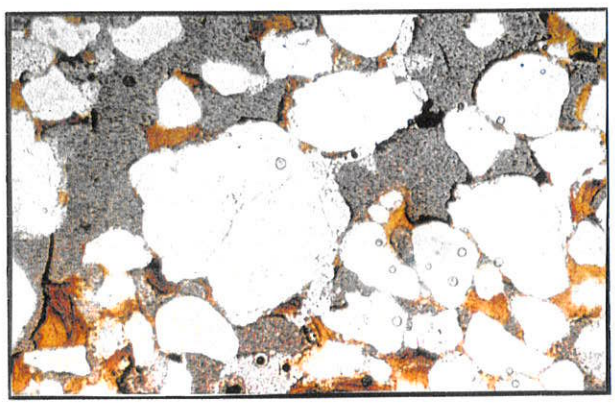


Foto 3.3

Foto 3.4

Foto 3.1: Brechas de intraclastos, fácies B int (microfotografia). Amostra LS13. Lado maior da foto 2,5mm.

Foto 3.2: Grão de quartzo policristalino (microfotografia). Amostra L210. Lado maior da foto 2,5mm.

Foto 3.3: Crescimento silicático erodido ,em borda de grão de quartzo (microfotografia). Amostra L210. Lado maior da foto 2,5mm.

Foto 3.4: Fácies lama-areia, lenticular na base e plano paralelo no topo. Degrau 7, Salão do Vale. Escala: filme fotográfico.

a esta classe de areias, distribui-se por quase todo o pacote sedimentar, apresentando ampla variação composicional e diversos graus de maturidade textural (vide Quadro 3.4).

A **fácies (Acav)** foi invocada para agrupar as areias com marcas onduladas cavalgantes (*climbe ripples*). Tal característica é relativa a correntes de fluxo desacelerantes, onde os efeitos de agradação superam a progradação. Foi assumida sempre que fosse possível constatar o ângulo de cavalgamento das cristas, ou visualizar o efeito de deriva da forma ondulada (*ripple drift*). Esta fácies é constiuída por areias mal selecionadas, finas a grossas, submaturas, sendo notadas as formas subcríticas e supercríticas de cavalgamento das cristas.

Areias com estratificações cruzadas constituem um registro comum nas pilhas arenosas estudadas e foram aqui agrupadas na **fácies (A cr)**, sua estruturação interna foi utilizada para caracterizar as subfácies: tabular, tangencial ou acanalada. As camadas possuem espessura superior a 20 cm, apresentam-se, em campo, como areias mal selecionadas, de coloração amarelo a vermelho, em variados estados de consolidação. Em lâmina são essencialmente compostas por quartzo, variando texturalmente de submaturas a maturas, com porosidade variando entre 10 e 40 % (Quadro 3.4).

Duas feições observadas em perfis distintos levaram ao estabelecimento da **fácies (A can)**, relativa a sedimentos arenosos com morfologia de canal, foram elas: (i) uma feição de corte e preenchimento - seção da pedra furada e (ii) a propagação vertical da forma côncava para cima, semelhante a amplos canais, no Sifão de Areia.

Pacotes de até 50 cm de camadas centimétricas de areias finas e grossas interdigitadas, onde associam-se ainda finas lascas de lamas foram agrupadas na **fácies (A int)**, relativo a areias interdigitadas. Encontram-se rigidamente cimentados, apresentando em campo uma coloração branca. Estes sedimentos não apresentando estruturas sedimentares internas e são extremamente semelhantes aos depósitos de talus atuais das pilhas sedimentares analisadas.

3.2.3 Lamas

Ritmos centimétricos entre sedimentos finos (silte-argila) e areias (Foto 3.4) ocorrem indistintamente em todos os perfis levantados e caracterizam a **fácies lama/areia (L/A)**. Podem ser encontrados em acamamentos plano-paralelos, lenticulares ou ainda ondulados

(*wavy*), cujas geometrias caracterizam as subfácies homônimas. As camadas arenosas apresentam variação granulométrica entre silte grosso e areia fina, enquanto as porções mais finas possuem variações na quantidade relativa entre argila e silte (amostras SV 23 e 28, PF14 e 18- Quadro 3.4, Anexo 1).

Pacotes contínuos de lamas maciças, **fácies (L m)**, ocorrem em quase todas as seções levantadas. A ocorrência de laminações pelíticas internas aos pacotes, designaram a subfácies lama laminada (L lm – Foto 3.5). Variam em coloração de cinza claro a vermelho, com freqüentes sinais de oxidação (vênulas e pátinas) sendo constituídos por 25 a 50 % de fragmentos na granulometria argila (Figura 3.1), sendo portanto decorrentes de deposição por suspensão.

As lamas arenosas, **fácies (L ar)**, são macroscopicamente idênticas à fácies Lm , sendo provavelmente a unidade mais abundante em relação às demais. Estão distribuídas no topo das pilhas, onde via de regra encontram com o teto das galerias, associando-se às brechas de intraclastos. Foram diferenciadas pela presença constante de grãos de silte grosso a areia fina, dispersos na matriz argilosa, em lâmina delgada (Foto 3.6) e também pelo carater polimodal de suas curvas de distribuição granulométrica (Figura 3.2).

Do ponto de vista composicional estas lamas (fácies L/A; Lm e Lar) são essencialmente compostos por quartzo, minerais dos grupos da caulinita e das micas, como indicado por análises de difração de raios X em amostra total (Quadro 3.5). Minerais do grupo do talco fazem-se sistematicamente presentes nas amostras da Lapa do Sol e em uma amostra do Salão do Vale. Subordinadamente ocorrem minerias dos grupos da clorita, esmectita, vermiculita e interestratificados

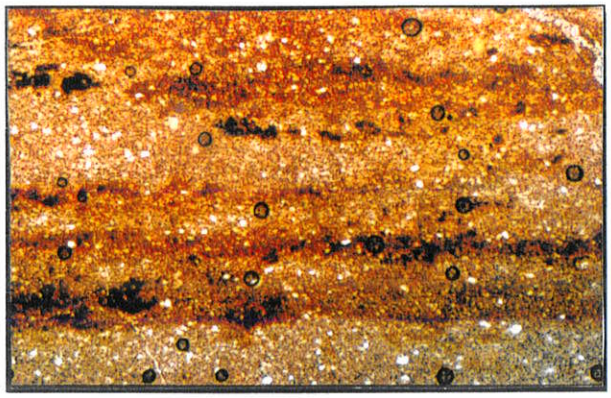


Foto 3.5

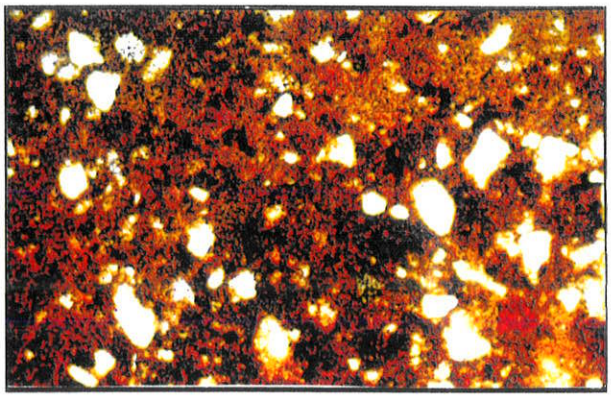


Foto 3.6

Foto 3.7

Foto 3.8

Foto 3.5: Lamas laminadas, fácies Lm, subfácies Llm (microfotografia). Amostra L204. Lado maior da foto 2,5mm.

Foto 3.6: Lamas arenosas, fácies Lar (microfotografia). Amostra PF23. Lado maior da foto 1mm.

Foto 3.7: Escavação em forma de escada. Conduto da Lapa do Sol, seção de topo.

Foto 3.8: Falha com feição lístrica. Variação na forma da cimentação, homogênea na base passando a nódulos para o topo. Degrau 4, trincheira da Lapa Dois.

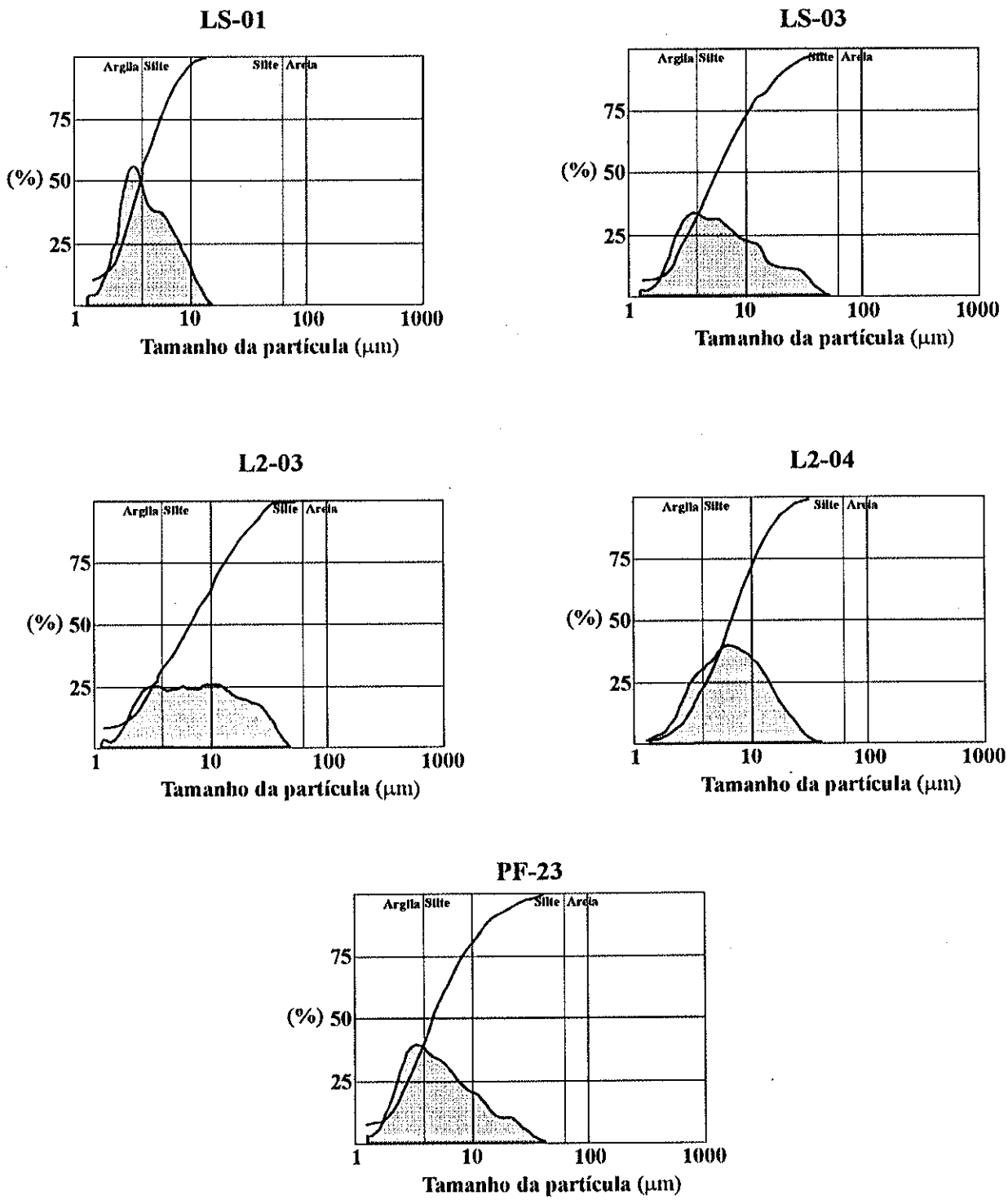


Figura 3.1: Análises granulométricas (MALVERN) para amostras da Fácies Lamas Maciças - Lm

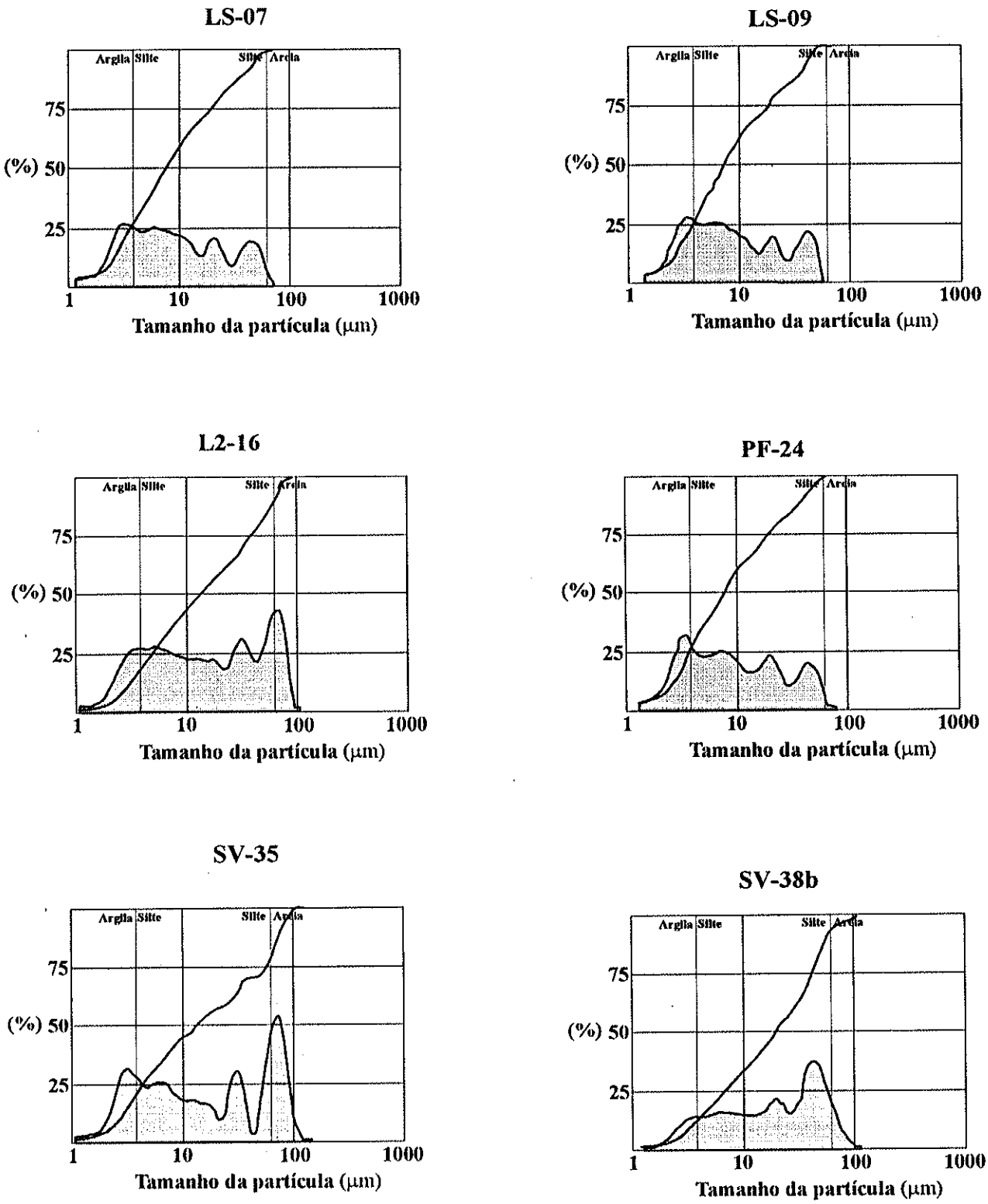


Figura 3.2: Análises granulométricas (MALVERN) de amostras da Fácies Lamas Arenosas - L ar

Quadro 3.5: Resultados de difrações de raios X em amostra total

	Quartzo	Grupo da Caulinta	Grupo da Esmectita	Grupo da Mica	Grupo da Clorita	Inter-estratificados	Grupo do Talco	Outros
L2 02	X	X						
L2 03	X	X		X		X		
L2 07	X	X		X				
L2 08	X	X		X				
L2 16	X	X						
SV 38a	X	X	X	X			X	
SV 38b	X	X						
SV 38c	X	X						
PF 09c	X	X						
PF 18	X	X						
PF 23	X	X		X				
LS 01	X	X		X			X	vermiculita
LS 02	X	X		X	X		X	
LS 04	X	X		X	X		X	
LS 05	X	X		X			X	
LS 05a	X	X		X			X	
LS 05b	X	X		X			X	calcita
LS 06	X	X		X			X	microclina
LS 07	X	X		X			X	
LS 08	X	X		X			X	
LS 09	X	X		XX			X	

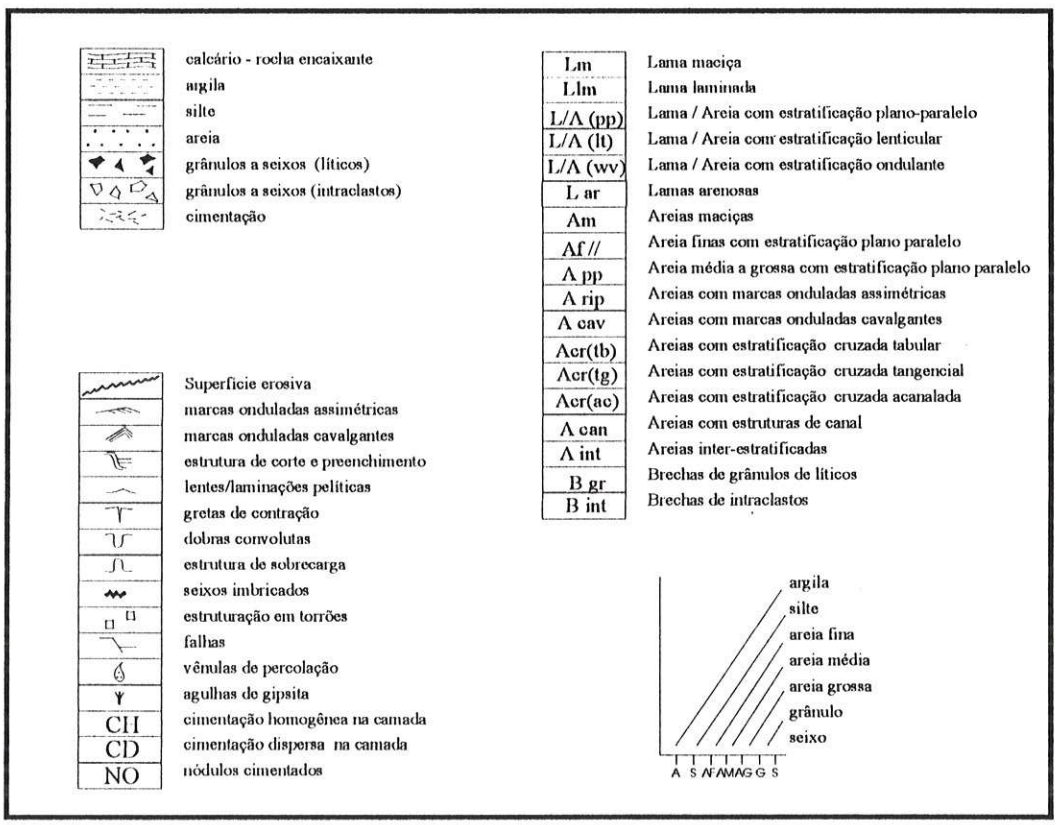


Figura 3.3: Legenda para as seções esquemáticas e colunas estratigráficas

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

3.3. As seções levantadas

Para o levantamento dos perfis de detalhe foram selecionados seis taludes de sedimentos no interior dos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, os quais foram então escavados, resultando em trincheiras em forma de escadas (Foto 3.7). Os perfis sedimentares obtidos são apresentados a seguir, seguindo-se as convenções estabelecidas na Figura 3.3.

3.3.1 Sistema Lapa Doce

Este sistema de cavernas apresenta uma morfologia de canal distributário que desenvolve-se a partir de sua interseção com o riacho Água de Rega, nas proximidades do Lapão, em direção a saída da Santa Rita (Figura 3.4), ou seja, seguindo um fluxo NW-SE. Neste local foram realizadas três escavações de forma a seguir a distribuição dos sedimentos de montante para jusante nesta rota, aqui considerada como principal, dentro do quadro morfológico atual do sistema. São elas, as trincheiras: do conduto da Lapa do Sol; da Lapa Dois e do Sifão de Areia (Figura 3.4).

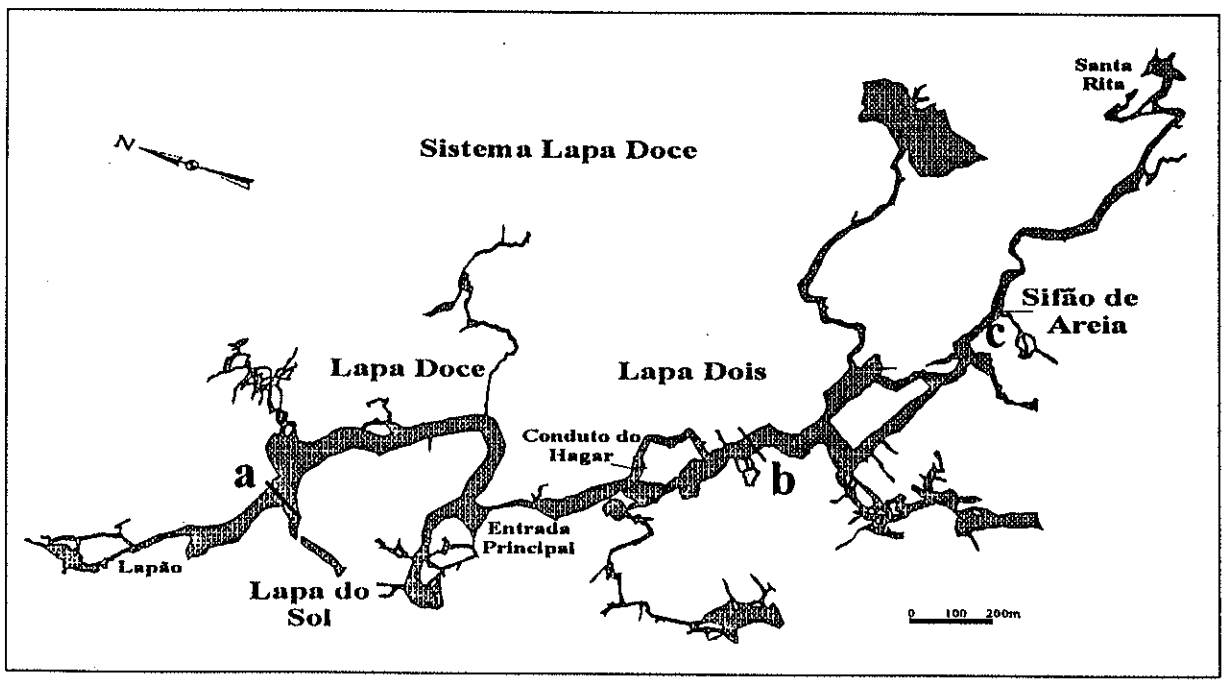


Figura 3.4: Localização das trincheiras no Sistema Lapa Doce

O conduto da Lapa do Sol (LS)

Situada a aproximadamente 200 metros do Lapão, saída do trajeto turístico, a trincheira da Lapa do Sol, constitui a amostragem mais a montante deste sistema de cavernas (Figuras 2.9 e 3.4). Os levantamentos foram realizados no talude natural do nível de sedimentos, que constitui o piso da galeria obstruída que daria acesso à Lapa do Sol[2], há 8 metros acima do nível do piso da galeria principal (Figura 3.5). É um dos trechos de maior volume da Lapa Doce. A seção do conduto é delineada pela rocha no teto e em uma das laterais, por sedimentos no piso e na outra lateral, apresentando feição geral relativa ao abatimento de blocos. *Scallops* encontrados na parede, próximos a interface sedimento/rocha, indicam paleo-fluxo no sentido da Lapa do Sol. Foram aí realizadas duas escavações, uma para cada nível de sedimentos, não alinhadas e com distanciamento de 20 metros.

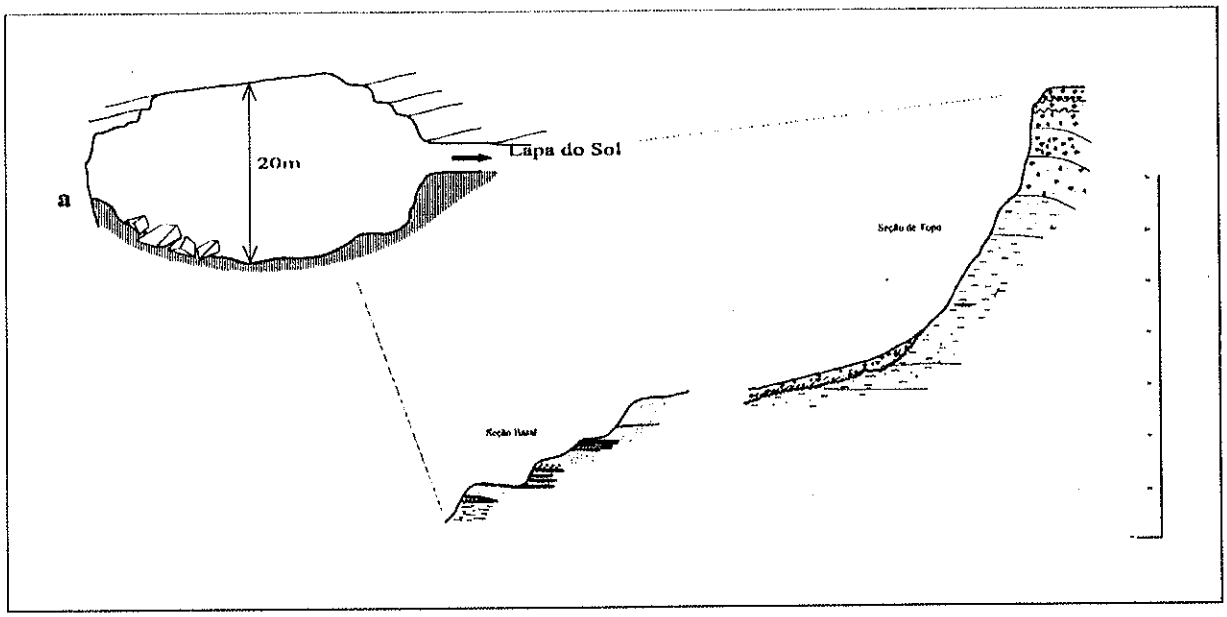


Figura 3.5: Seção esquemática do conduto da Lapa do Sol – Sistema Lapa Doce. Para localização vide Figura 3.4, para legenda vide Figura 3.3.

A seção basal (Figura 3.6) apresenta uma predominância de fácies arenosas e horizontalizadas, onde o contato com a rocha carstificada não foi alcançado, devido a dificuldades impressas pela escavação manual. A seqüência incia-se com 30 cm de silte/argila amarelada, sobre a qual foram encontrados dois ciclos granodecrescentes que se sobrepõe

[2] A Lapa do Sol é uma gruta cujo acesso se faz na margem esquerda do riacho Água de Rega. Tem desenvolvimento restrito, obstruído por espeleotemas e possui variadas pinturas rupestres nas paredes e tetos da entrada.

concordantemente. O primeiro está compreendido entre a lente de brechas de grânulos, fácies (B gr) na base e a fina camada de lama maciça marrom (L m) no topo, entre as quais podem ser encontradas areias amarelas granodecrescentes apresentando marcas onduladas assimétricas, com geometria externa plano-paralela. Tal estrutura indica sentido de paleocorrente para o interior da caverna, ou seja, para a Lapa Dois (Figura 3.4).

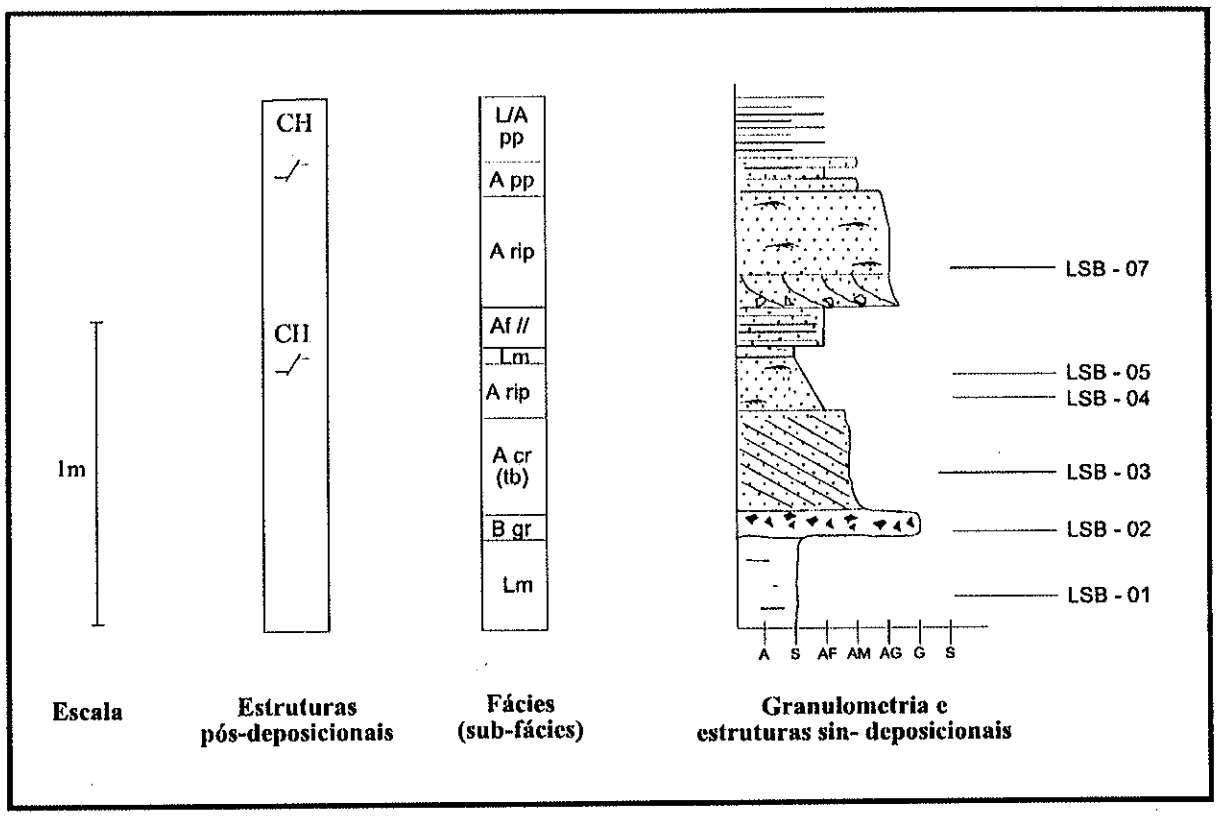


Figura 3.6: Coluna estratigráfica para a trincheira da Lapa do Sol (seção basal). Para localização vide Figura 3.4 e para legenda vide Figura 3.3.

O segundo ciclo inicia-se com a presença de areias finas com estratificação plano paralelo (fácies Af // - regime de fluxo superior). É sobreposta por areias granodecrecentes apresentando marcas onduladas assimétricas na base, passando para o topo a estratificações plano paralelo, culminando na fácies lama/areia (L/A pp). Uma falha normal secciona o pacote, apresentando deslocamento vertical de camadas em torno de 2 cm.

A seção de topo (Figura 3.7, Foto 3.7) é, por outro lado, predominantemente composta por lamas, pelo menos na composição dos detritos. Inicia-se na base, com lamas maciças, passando para um pacote de aproximadamente 3 metros de lamas arenosas, variando em cor de negro (na base) para tons mais amarelados (no topo). A variação textural pode ser comprovada através das análises granulométricas (amostras LS, figuras 3.1 e 3.2), já que

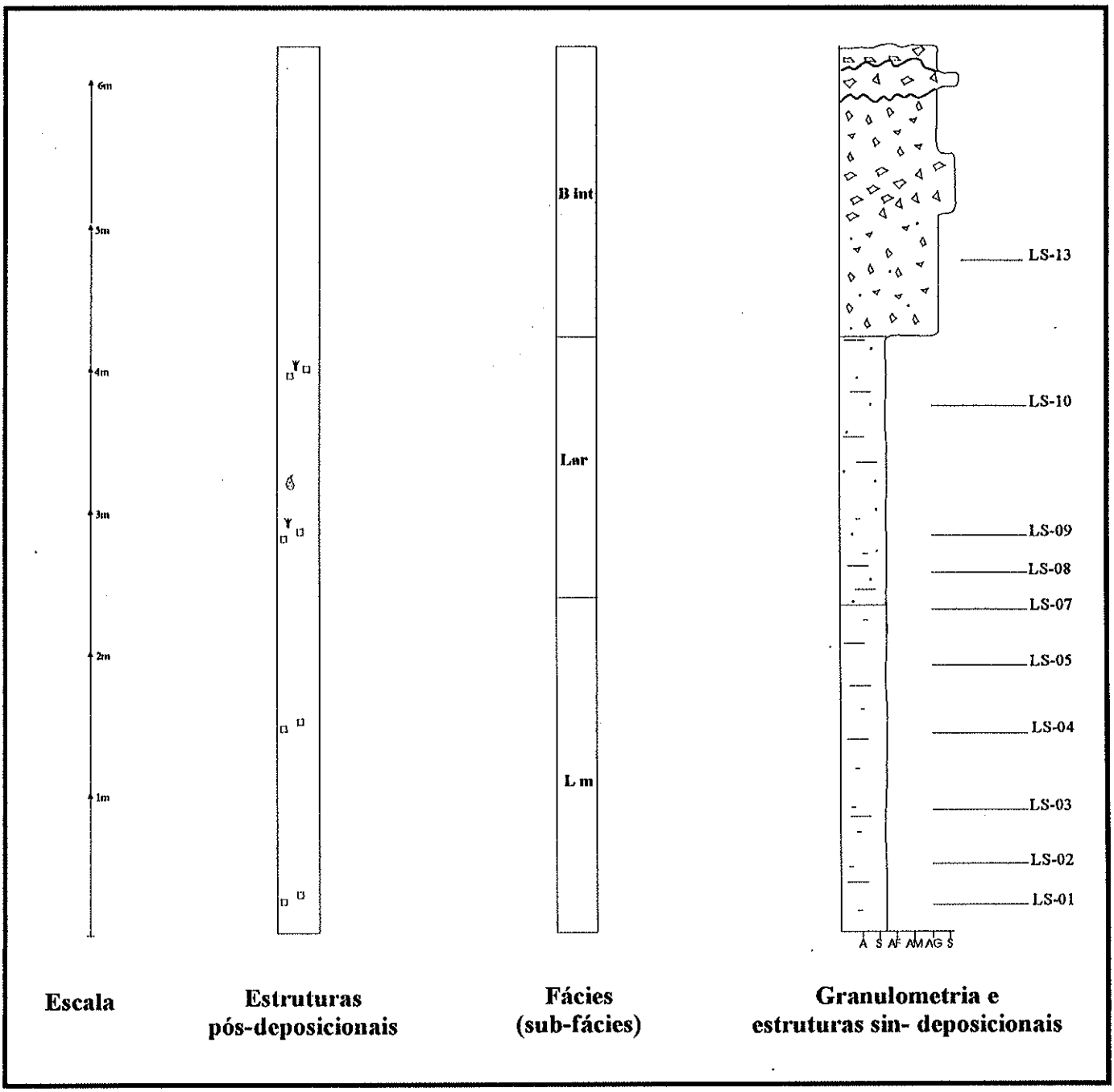


Figura 3.7: Coluna estratigráfica para a trincheira da Lapa do Sol (seção de topo). Para localização vide Figura 3.4, para legenda vide Figura 3.3.

macroscopicamente estas lamas são muito semelhantes. Lentes arenosas com dimensões milimétricas a centimétricas ocorrem na transição entre as lamas maciças e as brechas do topo. Do ponto de vista petrográfico, o sedimento que compõe a fácies (B int), localizada no topo desta seção, caracteriza um *diamicton*, apresentando clastos angulosos (grânulos a seixos) de sedimentos finos variados, suportados por matriz fina. O acamamento possui uma forma abaulada, provavelmente relativo a frentes de escorregamento. Fechando a seção, as duas camadas discordantes desta fácies, apresentam clastos tabulares onde pode-se notar pouco ou nenhum deslocamento, sendo possível rescontituir a camada original consituída pelos fragmentos.

A passagem dos ciclos granodecrescentes da seção basal para as lamas maciças dá-se através de um contato abrupto, tendo sido observado a aproximadamente 100m a jusante das escavações, devido a grande quantidade de cobertura de talus que ocorre naquele local. Embora esta passagem ocorra de uma forma brusca, a exposição não foi suficiente para caracterizar o caráter discordante ou concordante desta mudança.

Lapa Dois (L2)

Correspondendo a seção intermediária levantada neste sistema de cavernas, situa-se no interior da Lapa Dois, a pouco mais de 200m a jusante do Conduto do Hagar (Figuras 3.4 e 2.9). O corte transversal da galeria revela uma morfologia assimétrica, dado pelo presença de sedimentos do piso ao teto em uma lateral, e condutos secundários preenchidos na outra (Figura 3.8). O teto é praticamente plano, concordante com o acamamento da rocha encaixante, apresentantdo caimento suave para ESE.

A escavação foi realizada neste talude, não sendo observada nehuma superfície erosiva no seu interior (Figura 3.9). Os contatos são concordantes, dando-se preferencialmente de forma abrupta, exibindo uma alternância entre sedimentos trativos e de suspensão. A seqüência inicia-se com siltes maciços cinza a amarelos, surgindo para o topo, laminações pelíticas avermelhadas. Passam, para topo, a areias submaturas em intercalações entre níveis ou lentes centimétricas de mesma composição e textura, porém formando nódulos endurecidos em meio a material incorente (Foto 3.8). A geometria geral da estratificação é plano-paralela, onde ocorrem marcas onduladas assimétricas. As porções cimentadas apresentam uma coloração vermelha intensa .Pequenas falhas normais com feição lístrica, apresentam extensão de 0,5 metro e rejeitos em torno de 2 cm (Foto 3.8). Os sedimentos

expostos no degrau imediatamente superior, são representados pela fácies lama/areia; o acamamento passa de plano paralelo para lenticular.

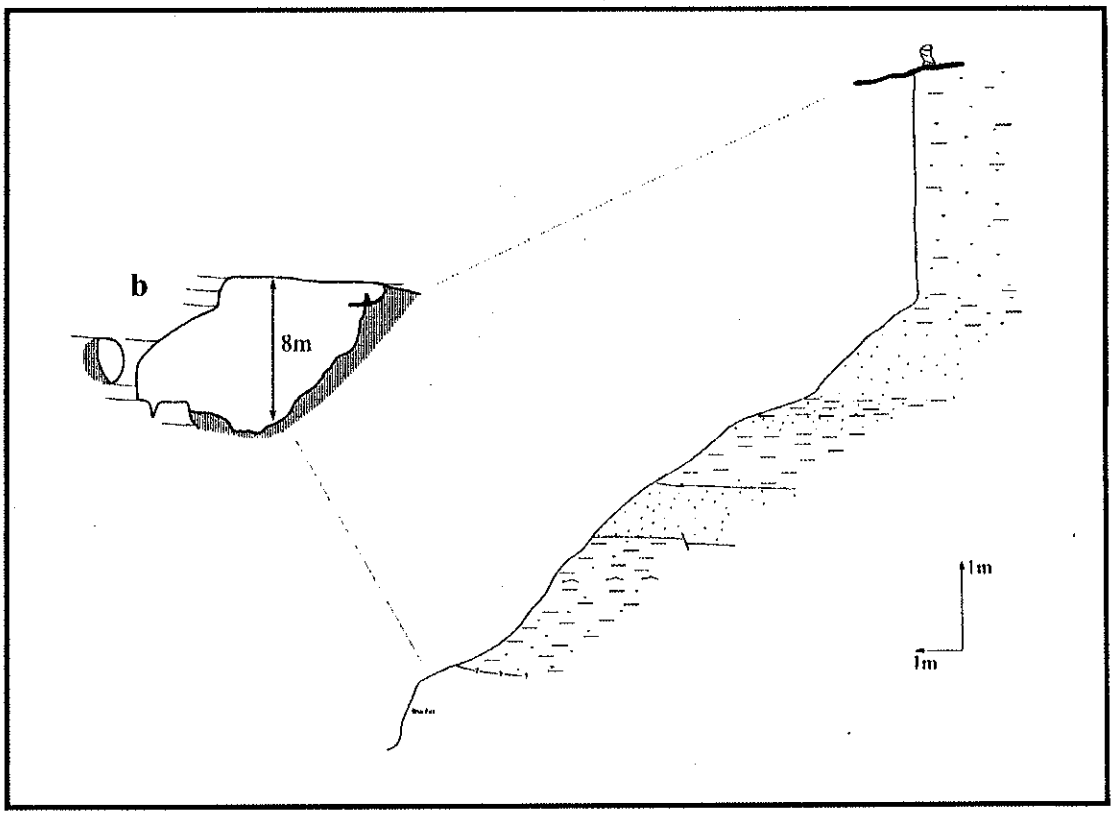


Figura 3.8: Seção esquemática para o local da escavação da Lapa Dois, Sistema Lapa Doce. Para localização vide Figura 3.4, para legenda Figura 3.3.

O pequeno degrau 6 (Figura 3.9) apresentou uma curiosa sucessão de sedimentos. Areias submaturas com estratificação plano-paralelo (vide quadro 3.4: amostras L2-09 e 10) apresentam granocrescência ascendente, sendo sobreposta por uma camada de 10cm de ritmos lama/areia apresentando dobras convolutas. Recobrem estas unidades areias grossas a muito grossas, não consolidadas, apresentando marcas onduladas assimétricas; seguidas para o topo de areias maciças.

Um corte vertical na parte superior da pilha de sedimentos, foi utilizado como o último degrau analisado (Figura 3.8), expondo mais de 3 metros de lamas arenosas, são sobrepostos, em discordância erosiva, por arenito imaturo, contendo grânulos de chert e fragmentos de espeleotemas e intensamente cimentado por $CaCO_3$.

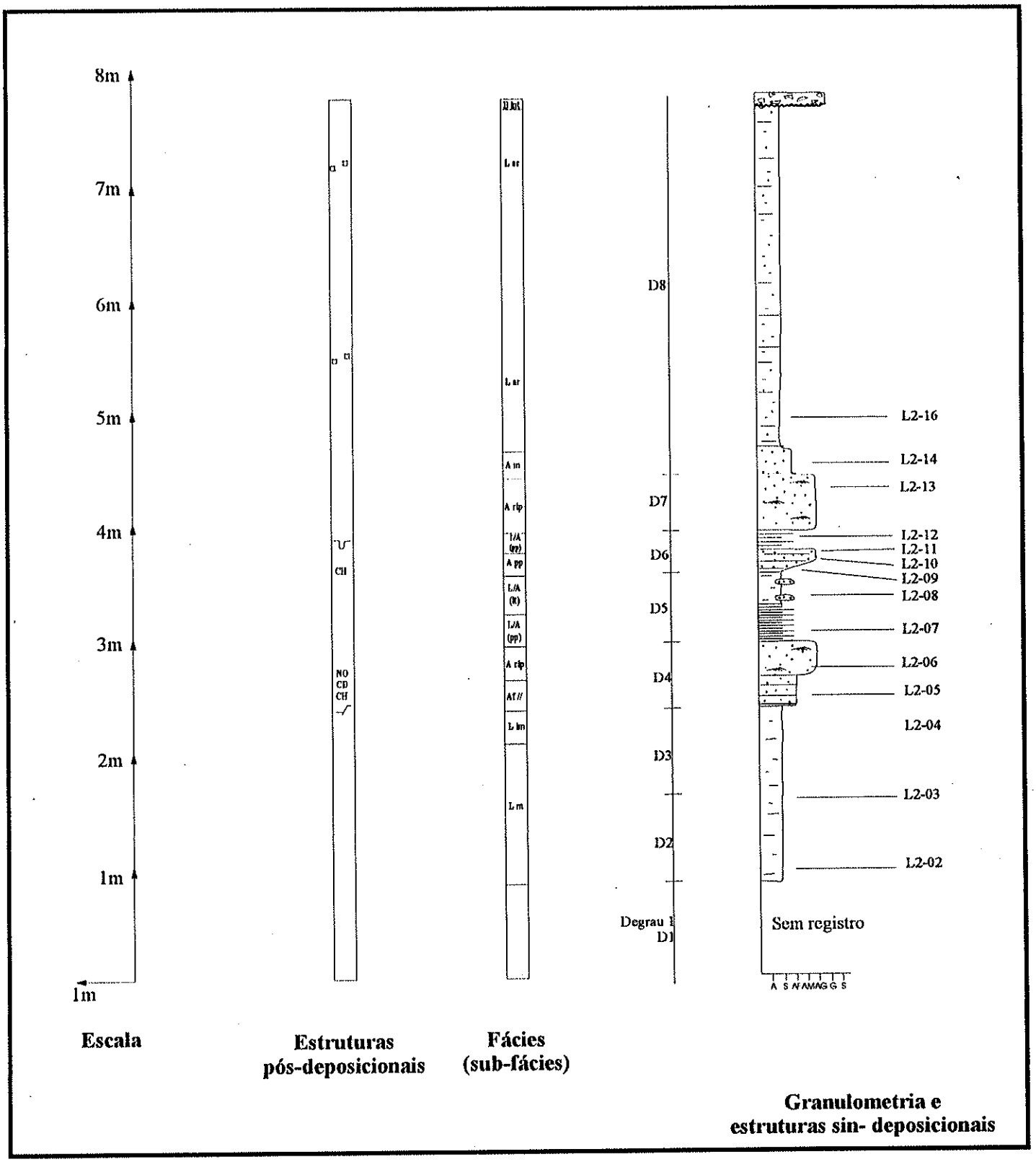


Figura 3.9: Coluna estratigráfica da seção da Lapa Dois, Sistema Lapa Doce. Localização na Figura 3.4 e legenda na Figura 3.3

O Sifão de Areia

Este perfil constitui a amostragem mais a jusante do Sistema Lapa Doce, sendo realizado no ramo que dá acesso à localidade de Santa Rita (Figuras 3.4 e 2.9). Neste conduto, o piso é relativo ao nível superior, ou seja, caminha-se sobre as pilhas de sedimentos, já em parte erodidos nos condutos principais da Lapa Doce e Lapa Dois. Neste local, ocorrem afunilamentos neste piso, pela retirada destes sedimentos, nas interseções com condutos inferiores de direção NE-SW. O Sifão de Areia (Foto 3.9), designado por Ferrari (1990), corresponde a exposição completa (sedimentos, piso rochoso e nível d'água - Figura 3.10), gerada numa destas intervenções.

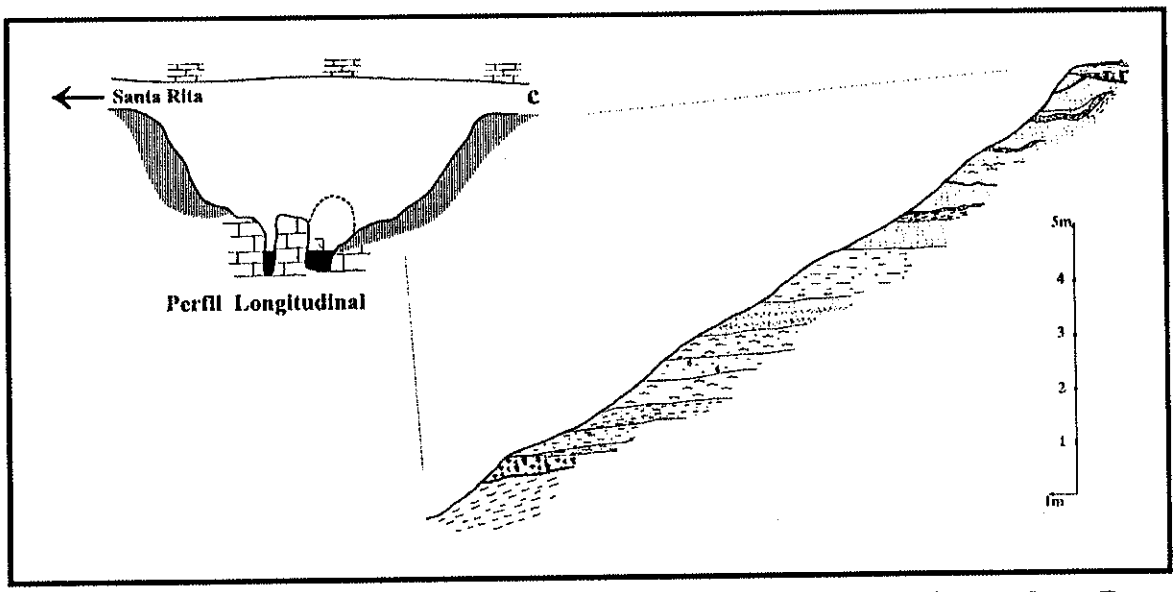


Figura 3.10: Perfil esquemático para a escavação do Sifão de Areia – Sistema Lapa Doce. Para localização vide Figura 3.4, para legenda Figura 3.3.

Foram reconhecidas três sucessões de sedimentos limitadas por superfícies erosivas (Figura 3.11). A primeira, da base para o topo e menor destas, corresponde ao pacote de silte arenoso, que recobre o piso rochoso, sob a forma de um material maciço de coloração amarelada.

Ainda no primeiro degrau, ocorre a discordância que delimita as duas primeiras sucessões, onde dispõe-se uma brecha de grânulos clasto-suportada, com matriz arenosa e clastos angulosos a tabulares de calcário, chert, fragmentos de espeleotemas e quartzo, apresentando estratificação plano-paralelo. Inicia-se, a partir de então, a exposição de camadas que variam em espessura de 10 a 50 cm, de sedimentos finos, caracterizados por

silte/argila; silte /areia muito fina ou ainda areia fina maciça. Os contatos são bruscos , configurando uma estruturação plano paralela, com mergulhos suaves, no sentido da Santa Rita. Esta relativa monotonia é quebrada com o surgimento das areias granocrescentes com marcas onduladas assimétricas, apresentado nódulos cimentados por material vermelho, enriquecido em ferro. Estas areias são recobertas por 40 cm de um pacote intergitado de areias grossas, areias finas e lascas de lamas, em camadas individuais de 2 a 4 cm de espessura, a fácies A(int). Finalmente, uma areia grossa vermelha (SA 16), com boa coesão, possui marcas onduladas assimétricas tendo limite superior completamente irregural. As amostras SA13 e SA16 apresentam, compondo seu arcabouço, grãos de intraclastos lamosos na granulometria areia muito grossa, os quais são esmagados, passando então a pseudomatriz (Foto 3.10).

Sobre uma nítida discordância erosia acentam areias muito finas, claras com estratificação plano-paralelo, dando início à sucessão de topo. Esta última seqüência apresenta outras discordâncias erosivas, que separam pequenos ciclos de granocrescência ascendente. Esta, sucessão apresenta alguns características peculiares: possui uma série de discordâncias internas, recorrência da fácies (A int) , além de preservar a forma de canal (em seção), tanto em lamas quanto em areias (fácies Acan).

Fecham a seção, representando a situação do piso "superior" das galerias preenchidas, camadas discordantes de areias grossas avermelhadas e brechas portando grânulos de intraclastos e chert. O pacote de sedimentos argilosos negro-avermelhados que recobrem praticamente todas as seções descritas, não foi alcançada por esta escavação, devido a seu posicionamento na borda de um talude já exposto. Estes depósitos ocorrem, propagando-se por todo o restante do conduto em pacotes de aproximadamente 1 m, que compõem a interseção entre o teto e a borda da galeria.

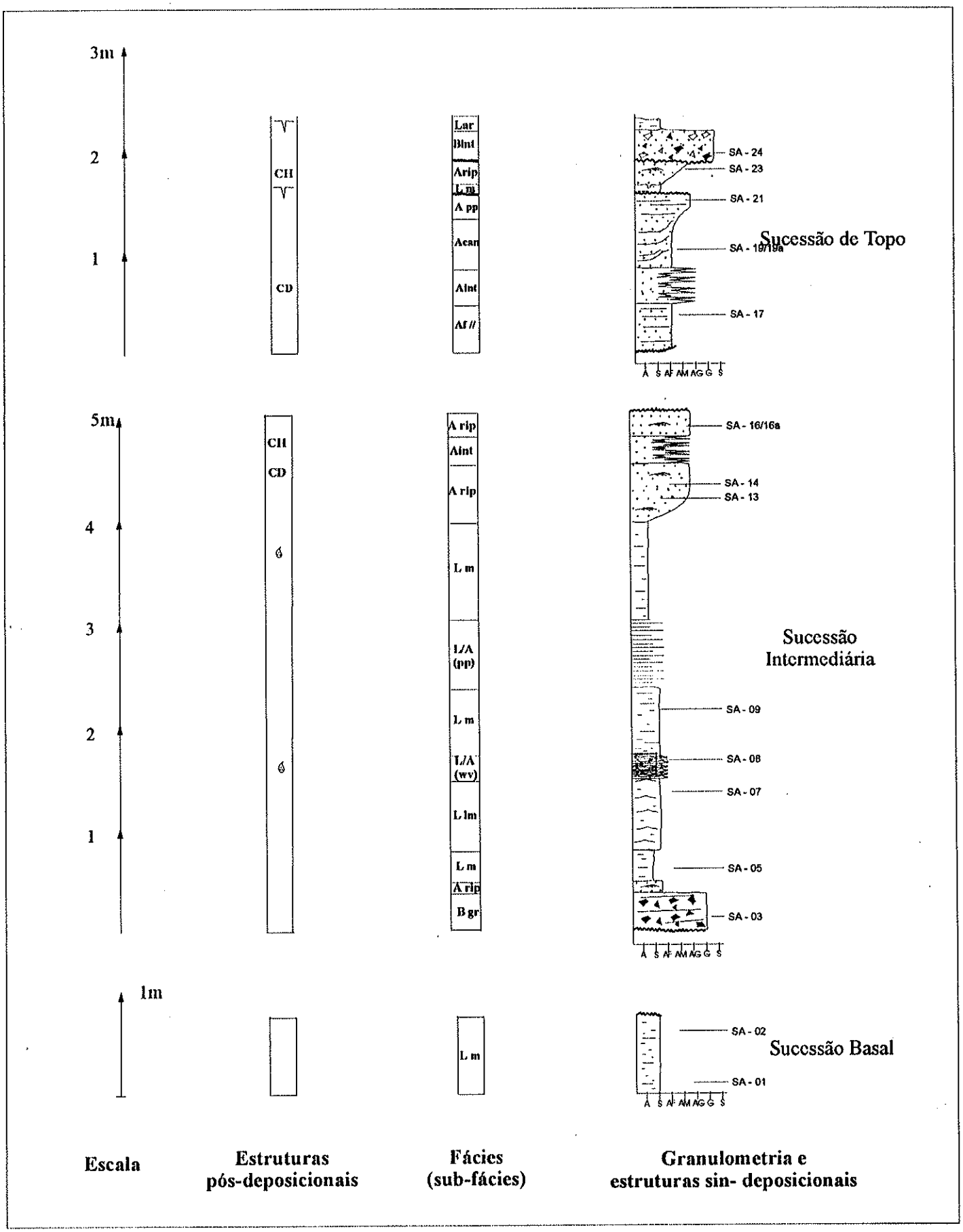


Figura 3.11: Coluna estratigráfica da escavação do Sifão de Areia, Sistema Lapa Doce. Para localização vide Figura 3.4,legenda na Figura 3.3..

Foto 3.9

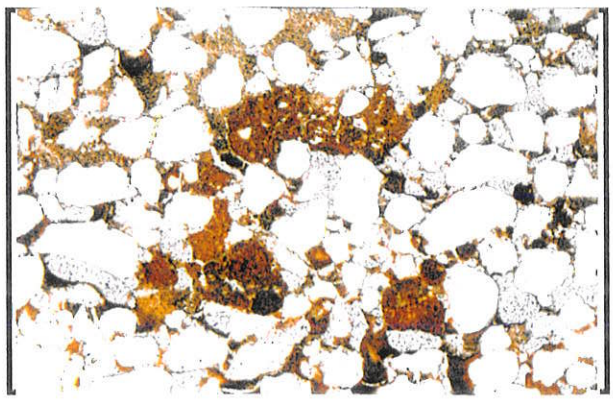


Foto 3.10

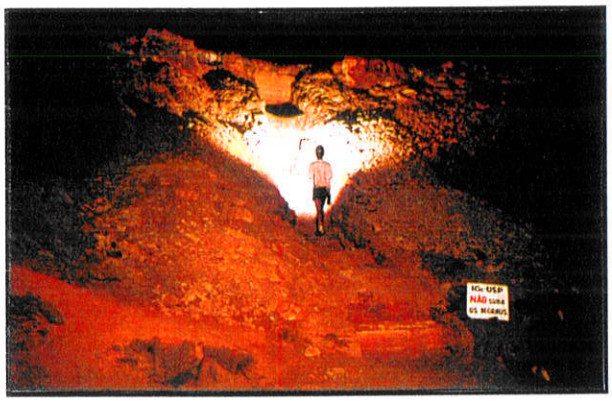


Foto 3.11

Foto 3.12

Foto 3.9: O Sifão de Areia. Interseção entre uma grande galeria preenchida e um conduto inferior, que possibilita a retirada dos sedimentos.

Foto 3.10: Esmagamento de grãos lamosos, gerando pseudomatriz. Amostra SA13. Lado maior da foto 2,5mm.

Foto 3.11: Trincheira do Salão da Pedra Furada (galerias maiores), Gruta da Torrinha.

Foto 3.12: Variação lateral de fácies. Fácies Acr e Aint(brancas) no primeiro plano e fácies lama/areia (L/A), no espelho do degrau ao fundo.

3.3.2 Gruta da Torrinha

Como discutido no capítulo 2, este sistema de cavernas possui um quadro morfológico que não possibilita o estabelecimento de um ou mais condutos principais. A cronologia sugerida pelas diferenças nas alturas do teto, leva a mais de uma geração de galerias. Foram então distintos os condutos maiores e os menores (Figura 3.12). As escavações foram realizadas de forma a possibilitar uma comparação entre a sedimentação entre estes dois padrões de conduto, sendo realizadas então as seções da Pedra Furada e do Salão do Vale, nos condutos maiores (M) e no Conduto da Interseção, como representante dos condutos menores (m).

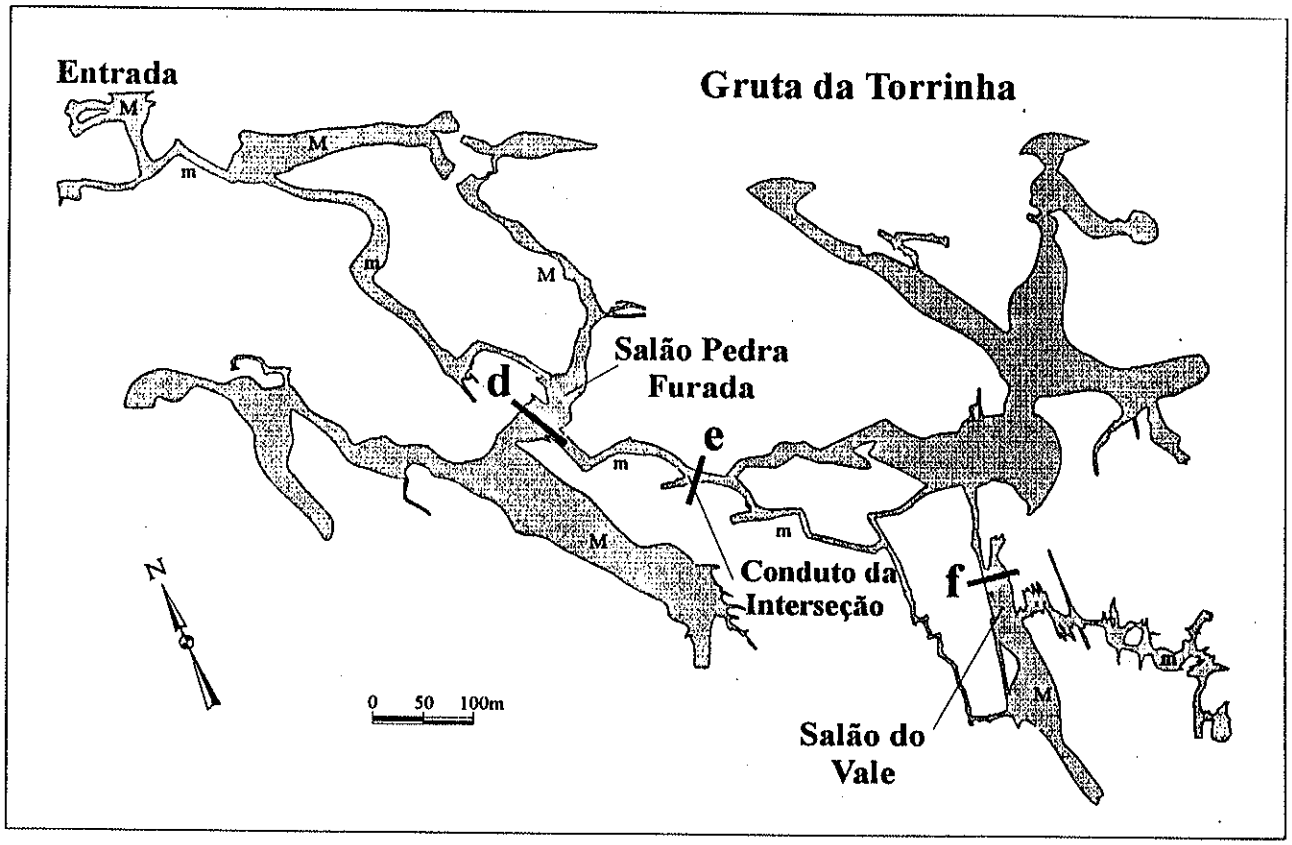


Figura 3.12: Localização das escavações e classificação de condutos na Gruta da Torrinha.

Salão da Pedra Furada

Este salão constitui um local memorável para quem visita a Gruta da Torrinha, pois é aí que pode-se ficar de pé após dezenas de metros de caminhada em teto baixo, no conduto que lhe dá acesso, a partir da entrada. Constitui o prolongamento de uma ampla galeria parcialmente preenchida por sedimentos, cuja remoção parcial dos mesmos proporcionou a

forma de salão (Figuras 3.12 e 3.13). A escavação (Foto 3.11), revelou um pilha com duas superfícies erosivas internas, as quais dividem o pacote em três sucessões sedimentares (Figura 3.14).

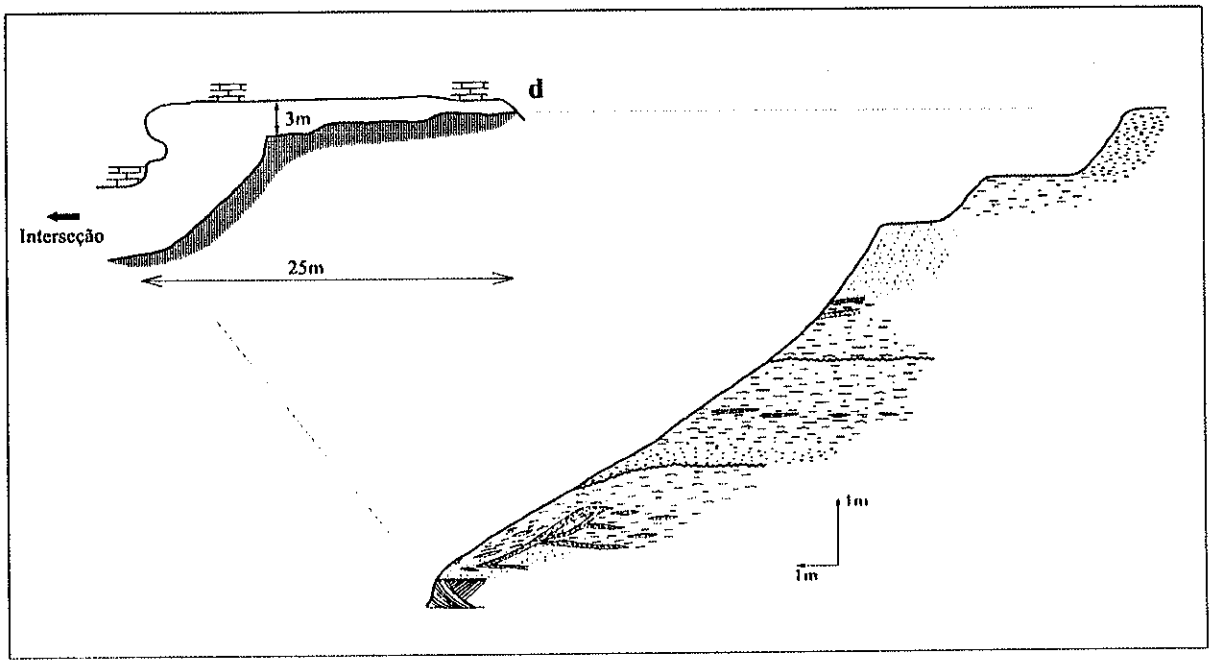


Figura 3.13: Seção esquemática do local da escavação no Salão da Pedra Furada, Gruta da Torrinha. Para localização vide Figura 3.12 e para legenda 3.3.

A sucessão basal inicia-se com areias amarelas com estratificações cruzadas acanaladas, interdigitam-se a areias interestratificadas (Aint), intensa e homegeneamente cimentadas e apresentando uma coloração branca. O aprofundamento desta escavação permitiu a constatação de que estas areias cimentadas passam lateralmente a fácies L/A (lt) (Foto 3.12), onde a cimentação é dispersa no pacote.

A sucessão intermediária apresenta uma predominância de depósitos finos. Acentada diretamente sobre a discordância, encontra-se uma camada de 10 cm de silte/argila de coloração esverdeada a qual passa a siltes cinza claros apresentando pequenas lentes de areia muito fina. Estas lentes aumentam sua proporção até consituir uma camada de 10 cm, que é recoberta por uma camada argilosa marrom (fácies L m). Extendem-se para o topo siltes cinza claros com lentes mili a centimétricas de areia muito fina. Foram encontradas porções oxidadas em forma de vesículas nos sedimentos finos, não ultrapassando 5 cm no maior comprimento. Gretas de dissecação foram observados no topo desta sucessão.

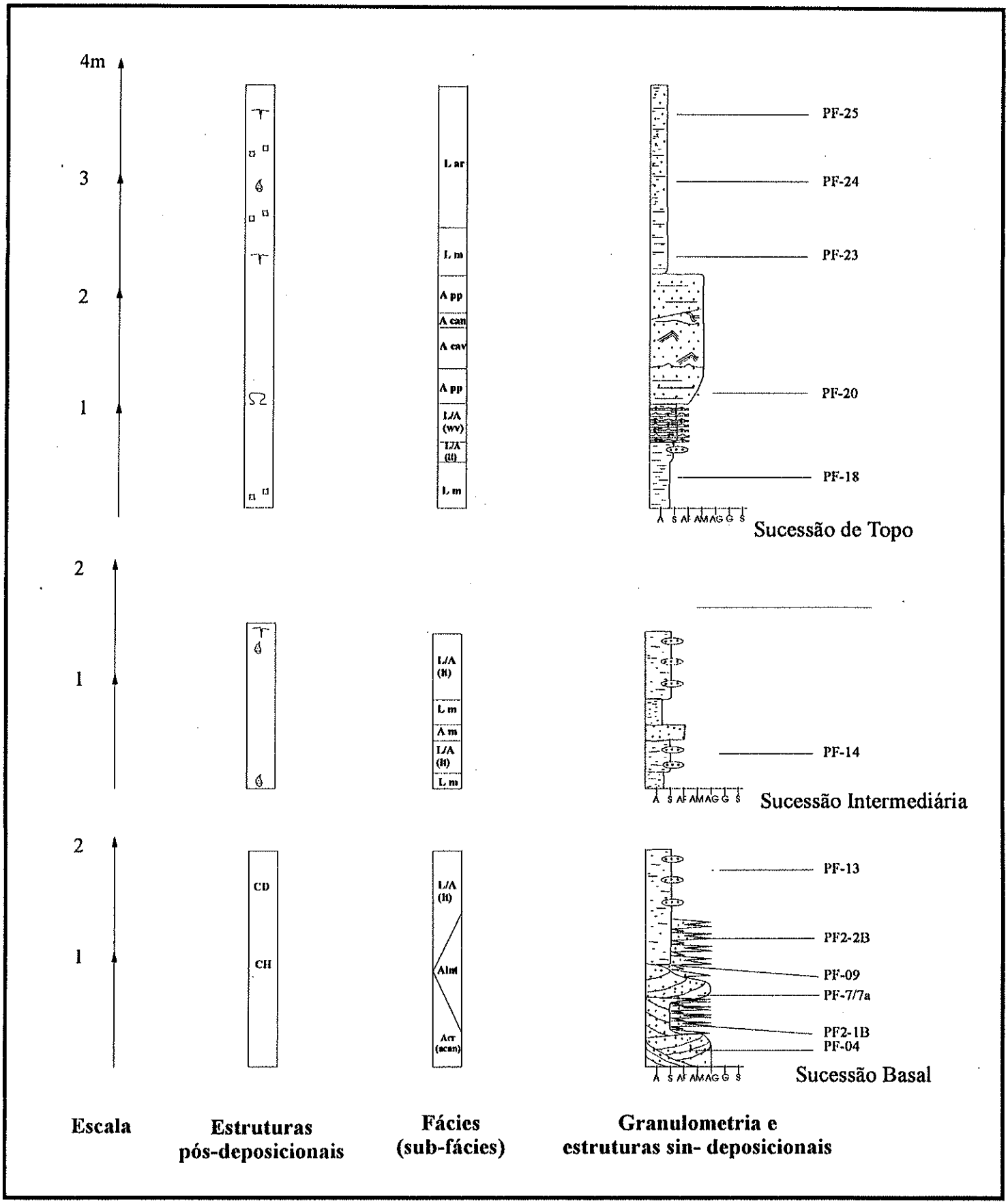


Figura 3.14: Coluna estratigráfica para a escavação do Salão da Pedra Furada, Gruta da Torrinha. Para localização vide Figura 3.12, legenda Figura 3.3

Novamente um pacote de sedimentos argilosos recobre a discordância erosiva que dá início a sucessão de topo. São representados por silte/argila marrom, com um aspecto quebradiço que passa gradacionalmente para o topo a areias grosseiras mal selecionadas, apresentando marcas onduladas cavalgantes. Sobre estas areias formam-se uma éspecie de piso plano, onde assentam-se, mais afastado da escavação do talude, as lamas arenosas que fecham a seção.

O Conduto da Interseção (Cl)

O conduto da interseção representa uma das galerias menores (em volume) da Gruta da Torrinha. O termo interseção refere-se à junção de um conduto preenchido com a galeria de acesso, cujo o teto é ainda mais baixo do que a primeira (Figura 3.12 e 3.15). Mais uma vez o piso rochoso não foi atingido pela escavação, que revelou uma seqüência apresentando uma série de discordâncias erosivas internas e ainda uma predominância de fácies arenosas (Figura 3.16).

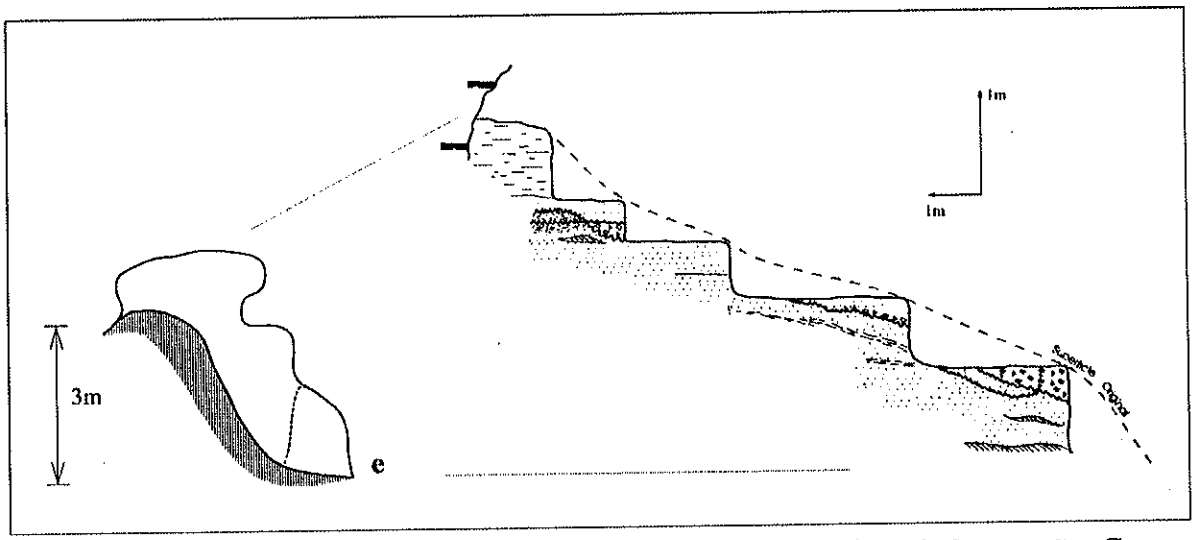


Figura 3.15: Seção esquemática do local da escavação no Conduto da Interseção, Gruta da Torrinha. Para localização vide Figura 3.12, para legenda Figura 3.3.

O registro inicia-se na base com areias submaturas, levemente consolidadas, de coloração branca, apresentando marcas onduladas assimétricas com geometria externa plano-paralelo. São recobertas, em discordância erosiva, por areias grossas mal selecionadas, amarelas, apresentando estratificações cruzadas acanaladas. Segue então, uma série de camadas arenosas com marcas onduladas assimétricas, ou preferencialmente, cavalgantes.

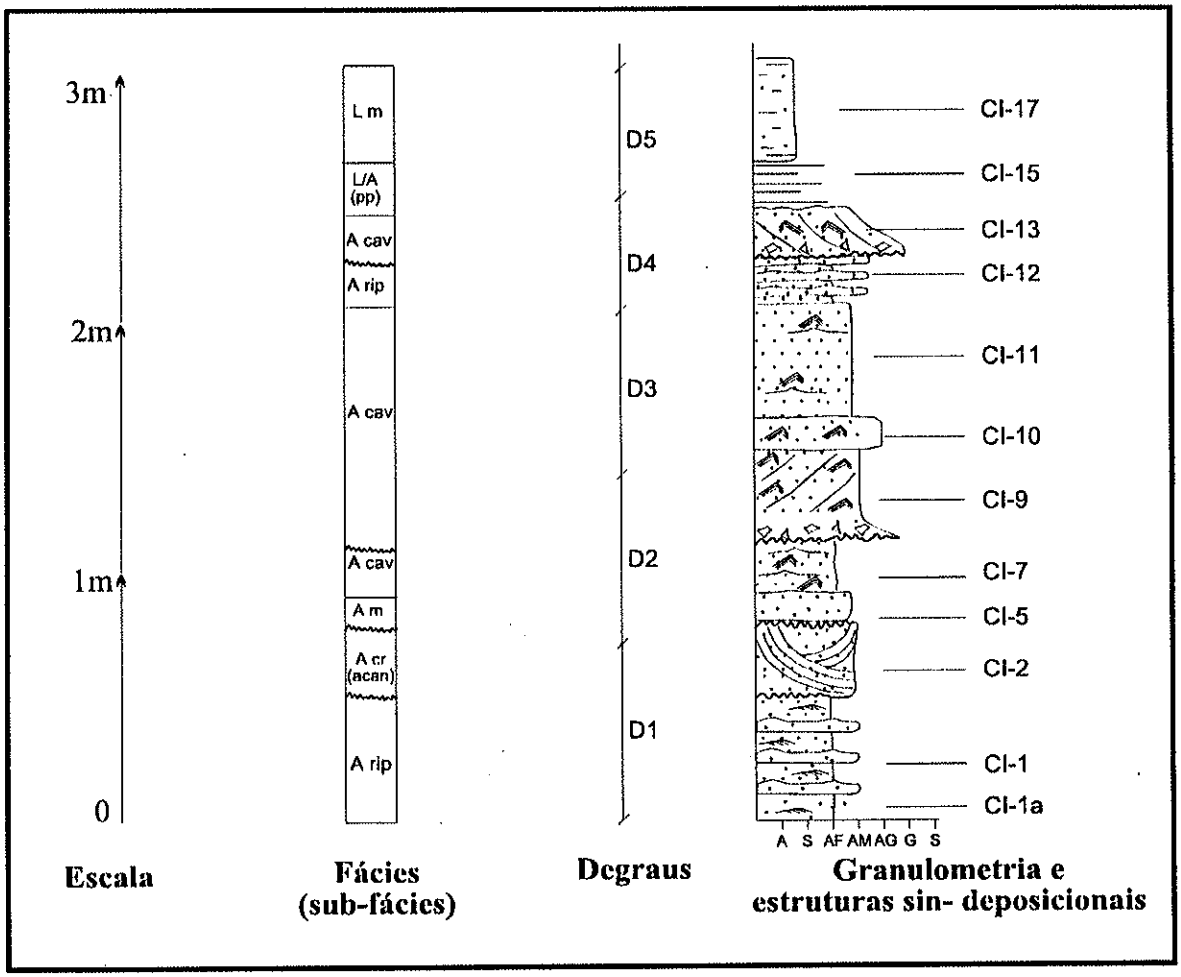


Figura 3.16: Coluna estratigráfica para a escavação do Conduto da Interseção, Gruta da Torrinha. Para localização vide Figura 3.12, para legenda Figura 3.3.

Fechando a seção, no topo, foi detectado um ciclo granodecrescente, acentado também em discordância erosiva sobre o restante do pacote. Areias com grânulos e marcas onduladas cavalgantes passam a um nível interestratificados de lama/areia e finalmente o pacote de lamas maciças (ou arenosas), cuja projeção para o interior do conduto, encontra com o teto da galeria.

Salão do Vale (SV)

Este local, a exemplo da Pedra Furada, também consitui uma ampla galeria preenchida por sedimentos, cuja remoção parcial proporcionou a forma de salão (Figuras 3.12 e 2.11). A escavação realizada, em forma de L, apresentou uma sucessão única de sedimentos que gradam entre si. Os primeiros seis degraus não atingiram os sedimentos de interesse,

restringindo-se a exibir os depósitos de *talus* referentes a sua erosão (Figura 3.17). Foram encontradas ali brechas discordantes e inconsolidadas, cujos mergulhos de acamamento são concordantes com o talude atual.

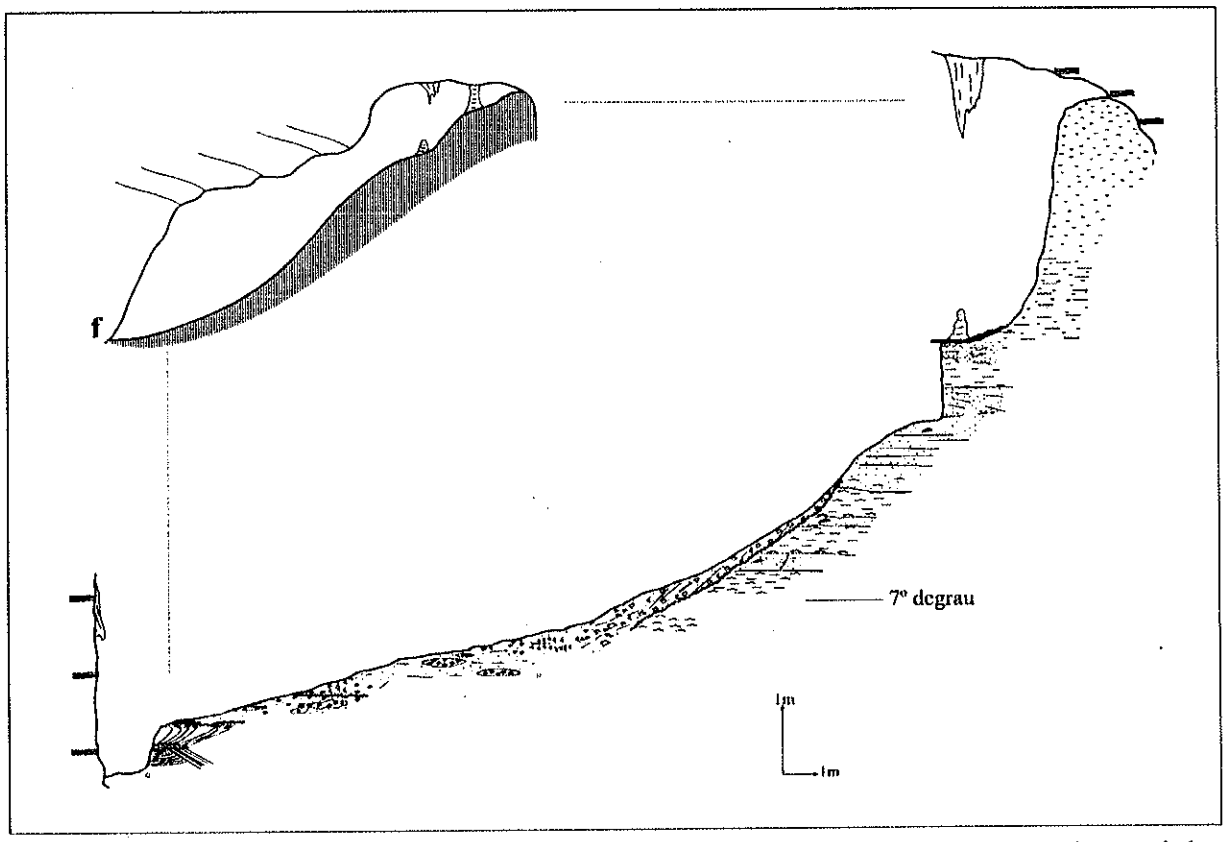


Figura 3.17: Seção esquemática do local da escavação do Salão do Vale, Gruta da Torrinha. Para localização vide Figura 3.12, para legenda Figura 3.3.

Siltes esverdeados a amarronzados (quando mais alterados), com lentes a camadas centimétricas de areias finas de coloração branca, dão início a visualização da pilha de sedimentos, já no 7º degrau. A geometria do acamamento varia de ondulado (*wavy*) a lenticular (Figura 3.18). Pequenas falhas normais e estruturas de escape de fluidos deformam as lentes.

Gradacionalmente passam a um pacote de aproximadamente 1 m de areias grossas estratificadas com grânulos de calcário, apresentando abundância de marcas onduladas cavalgantes e localmente, estratificações cruzadas tangencias de pequeno porte.

A passagem para o espesso pacote de lamas arenosas do topo dá-se também de forma gradacional, através das alternâncias apresentadas por: 50 cm de intercalações mili a centimétricas entre areias finas brancas a média e silte marron, cujos acamamentos dispõem-

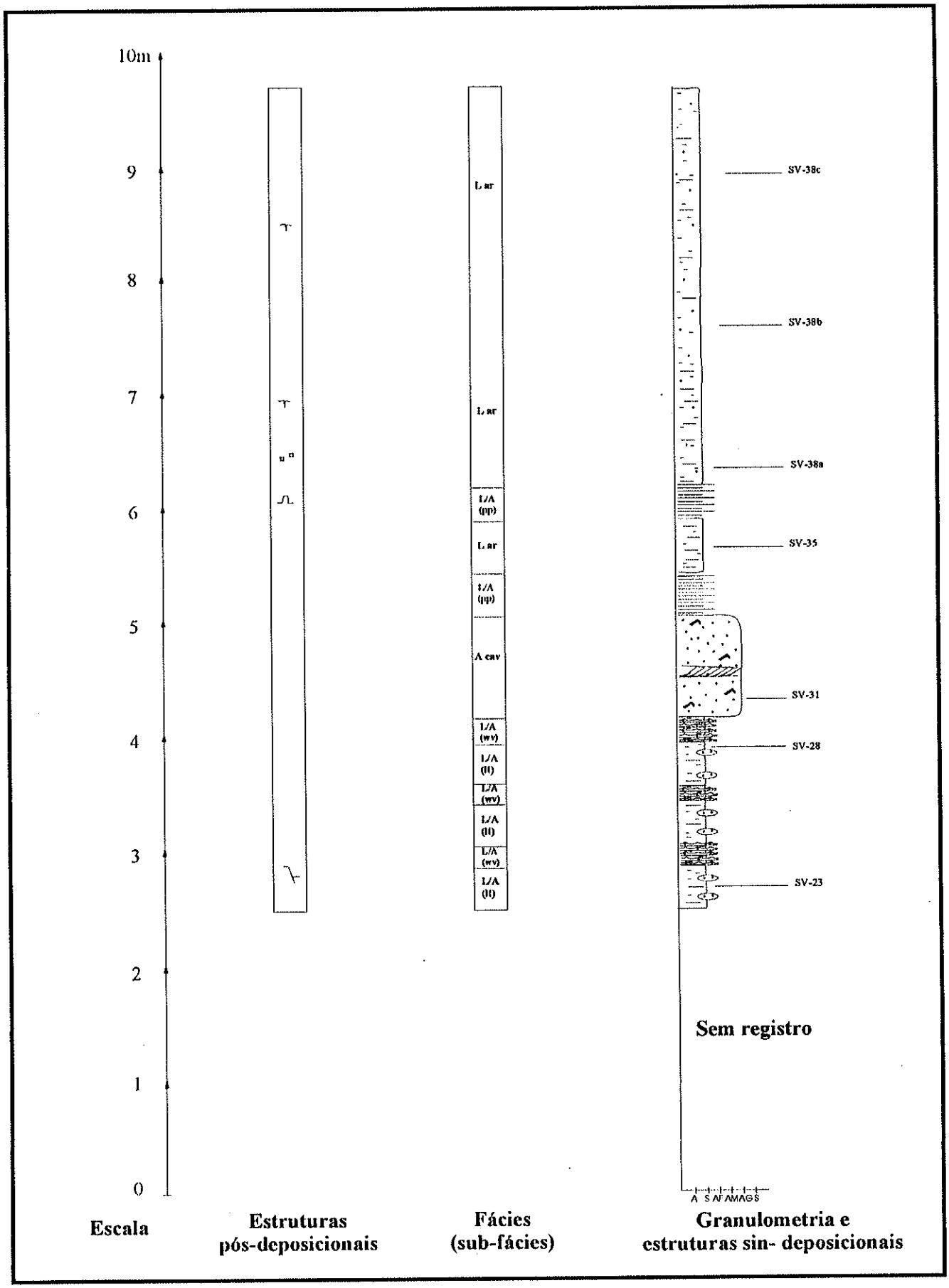


Figura 3.18: Coluna estratigráfica para a trincheira do Salão do Vale, Gruta da Torrinha. Para localização vide Figura 3.12, para legenda Figura 3.3.

se em forma de cunha; 30 cm de silte marrom (fácies Lar); 30 cm de areias finas apresentando lâminas de silte marrom com estruturas de sobrecarga.

Aproximadamente 4m de lamas (fácies Lar) compõem o topo desta seqüência sedimentar. Há presença de gretas de contração e sinais de oxidação, em forma de vesículas e/ou no que sugere ser o acamamento. Este pacote extende-se por toda a galeria e suas marcas podem ser vistas na parede, onde foi erodido.

3.4 Estruturas pós-sedimentares e diagênese

A principal forma de deformação dos sedimentos encontrada nas escavações foram as falhas, normais ou de forma menos freqüente, inversas. Apresentam pequenos deslocamentos, algumas com feição lístrica e a maioria, desenvolve-se em superfícies irregulares (fotos 3.4 e 3.8). Desta forma não parecem estar vinculadas a uma nenhuma atividade sísmica, sendo possivelmente geradas por escape de fluidos, acomodações da pilha como todo, ou mesmo devido a processos de abatimento de blocos do teto. Estruturas de sobrecarga (bolas de argila), em estágio inicial de desenvolvimento, também foram notadas ao longo dos perfis levantados.

Uma feição pós-deposicional bastante curiosa é a estruturação aqui denominada em torrões, forma esta recorrente em quase todos os sedimentos lamosos descritos. Constitui um aspecto quebradiço apresentado pelos depósitos referentes ao ressacamento dos mesmos. No entanto, não corresponde a forma clássica de gretas de contração, pois não apresentam os sedimentos que os recobrem, no interior da clivagem. Tal fato sugere que esta estrutura tenha se formado a partir da exposição vadosa da pilha de sedimentos como um todo, com conseqüentes perda d'água e fraturamento.

O estado de diagênese detectado é incipiente, não sendo notada nehuma feição que leve a efeitos de compactação. Os contatos dos grãos de areia, em lâmina delgada, são sempre pontuais ou planares. O principal processo de modificação, ou melhor, consolidação em algumas unidades destes depósitos é a cimentação. Três tipos de cimentos foram diferenciados na microscopia ótica (vide quadro 3.4), seguindo critérios texturais e/ou composicionais. São eles, os cimentos: silicático (Si); ferruginoso (Fe) e carbonático ($CaCO_3$). A presença de epimatriz e pseudomatriz também foi notada em algumas lâminas (vide Quadro 3.4 – Anexo 1).

O **cimento silicático (Si)** expressa-se macroscopicamente com uma coloração branca, tem aspecto friável (fácil de raspar), embora proporcione fortes estados de consolidação, conferindo uma alta coesão a camadas estratiformes de até 30cm. Ao microscópio petrográfico consiste em uma massa aparentemente uniforme, que distribui-se entre os poucos espaços intergranulares, apresentando colaração amarelada e cor de interferência semelhante a do quartzo. Tonalidades variando entre o amarelo e alaranjado (em luz transmitida) ocorrem, onde associa-se também o cimento Fe . No entanto, em aumentos maiores, nota-se a presença de quartzo no tamanho silte fino a médio e paletas de filossilicatos não orientados (Fotos 3.13 e 3.14). Esta composição trouxe muita discussão a cerca de sua natureza, questionando-se sua qualificação como matriz. A observação de duas amostras no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), revelou que há material autigênico recobrindo os grãos e nos interstícios dos mesmos (Imagens A, B e C – Figura 3.19). Sua cristalinidade, no entanto, parece ser baixa, pois não foram encontradas semelhanças morfológicas óbvias que possibilitassem uma classificação, a partir de comparação com o trabalho de Welton (1984). Análises qualitativas de EDS, apresentaram picos de Si, Al, O, Mg, Ca, K e Fe, sugerindo-se tratar-se de um argilo mineral.

O **cimento ferruginoso (Fe)** normalmente não oferece uma consolidação intensa, aumentando simplesmente a coesão das areias e imprimindo uma forte coloração avermelhada. Pode ser encontrado em várias formas: disseminado em camadas isoladas, como superfícies internas que truncam estruturas sedimentares e também em forma de nódulos. Em lâmina delgada são compostos por um material muito fino de coloração vermelho a alaranjado que são encontrados sob três aspectos: (i) fina película envolvendo grãos de quartzo isoladamente; (ii) massa envolvendo grãos com estruturas internas (planares, suturas medianas e chevron) e (iii) pêndulos concêntricos razoavelmente orientados (Fotos 3.15, 3.16).

O **cimento carbonático ($CaCO_3$)** que a princípio pensava-se ser o mais abundante, mostrou-se inversamente proporcional às espectativas, ocorrendo somente nas fácies encontradas no topo das seções: fácies arenosas, brechas de intraclastos e nas gretas e trincas das lamas arenosas. É composto essencialmente por calcita espática e provavelmente proveniente de gotejamento do teto das cavernas, substituindo a cimentação anterior.

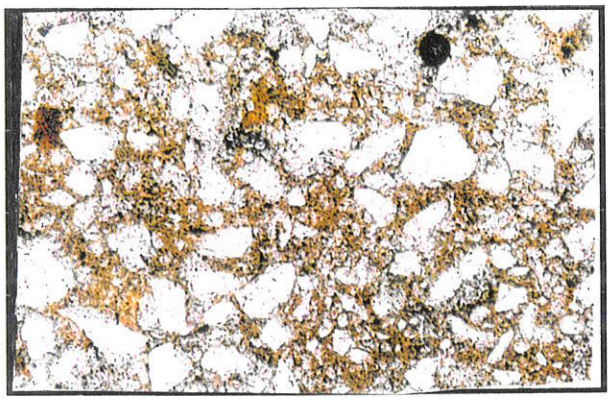


Foto 3.13

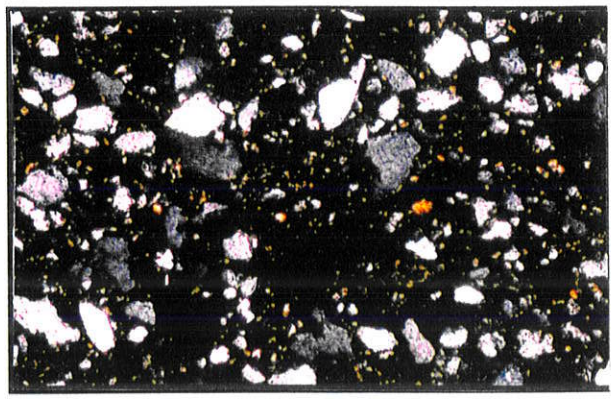


Foto 3.14

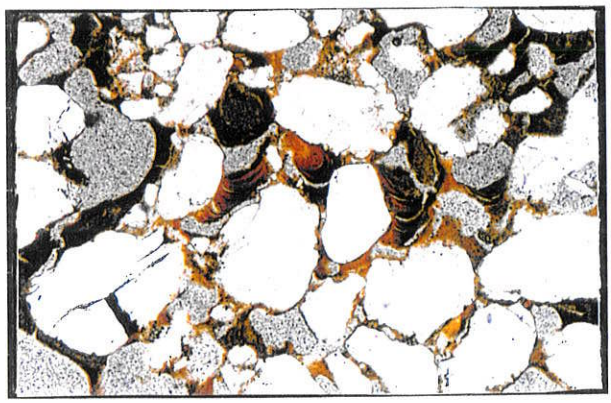


Foto 3.15

Foto 3.16

Foto 3.13: Cimento silicático (Si) com coloração amarelada, luz transmitida. Amostra PF2-1B, lado maior da foto 1mm.

Foto 3.14:Cimento silicático (Si) apresentando paletas de filossilicatos não orientadas, luz polarizada. Amostra PF2-1B, lado maior da foto 1mm.

Foto 3.15: Cimento ferruginoso (Fe) de coloração avermelhada e resina em tons de cinza preenchendo a porosidade. Amostra SA16, lado maior da foto 2,5mm.

Foto 3.16: Cimento ferruginoso (Fe) apresentando forma pendular. PF09. Lado maior da foto 0,5mm.

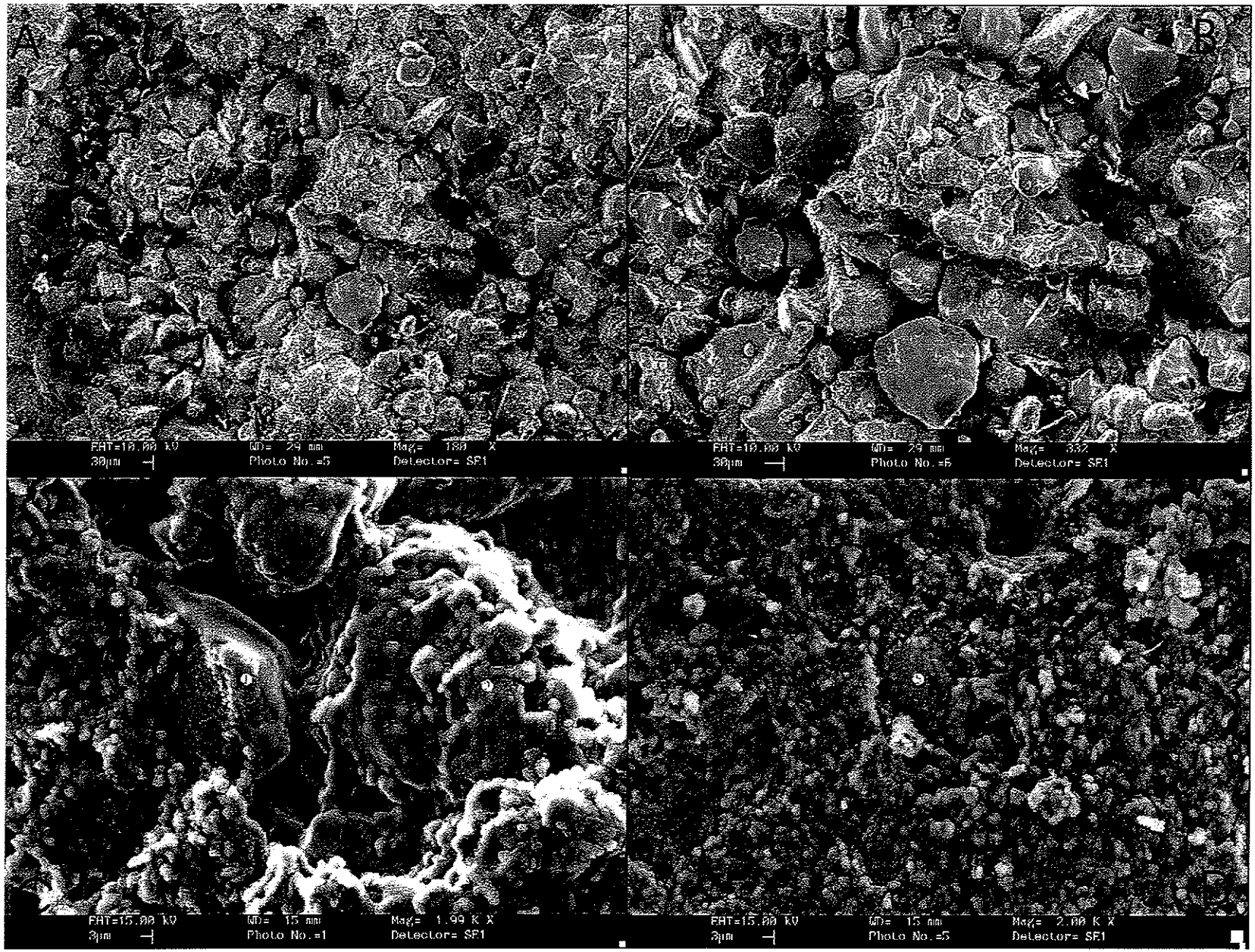


Figura 3.19: Imagens obtidas no Microscópio Eletrônico de Varredura. A e B: grãos de quartzo, cimento silicático (Si) e porosidade; C - argilo-mineral autigênico, constituinte do cimento Si. (Amostra PF09); D - grão de zircão imerso em matriz argilosa, fácies L ar, amostra PF-24

Capítulo 4 – Discussões e interpretações

4.1 Associações de fácies e estratigrafia

Associações de fácies constituem sucessões verticais de fácies, que possuem uma variação restrita de relações entre si (Anderton, 1985). Estas associação são usualmente a chave para o entendimento do ambiente de deposição, sendo tanto poderosas, quanto mais abundantes forem as fácies contendo feições diagnósticas de um certo ambiente. Esta interpretação é umas das fases finais da análise faciológica, refinada pelo autor supracitado, a partir da proposição de Walker (1979). Esta correlação entre as características das associações de fácies e o ambiente é realizado através de um modelo de fácies pré-reconhecido.

O levantamento dos perfis estratigráficos permitiu a identificação de três associações de fácies, aqui designadas por associações A, B e C (Figuras 4.1 e 4.2). Sua individualização foi baseada nas características texturais e estruturas internas das unidades, as quais remetem a diferentes mecanismos de transporte e deposição. Estas associações constituem pacotes heterogêneos ao longo das galerias, embora apresentem claras relações estratigráficas, como será discutido ainda neste capítulo.

A **associação de fácies A** é caracterizada pela conjugação de depósitos trativos (carga de leito) e depósitos por suspensão, com uma certa predominância destes últimos. Esta associação pode ser encontrada na base de todos os perfis levantados, a exceção do Conduto da Interseção (Figuras 4.1 e 4.2). A fácies mais abundante é constituída pelas associações lama/areia (fácies L/A), seguida das lamas maciças (Lm, Llm). Os depósitos mais grosseiros, relativos a mecanismos de tração e saltação, ocorrem em menor proporção e correpondem, no Sistema Lapa Doce, ao restrito pacote de brechas e areias (fácies Bgr e Arip) da base do Sifão de Areia, e às areias com estratificação plano paralela e marcas onduladas (fácies Af// e Arip), encontradas na Lapa Dois (Figura 4.1); na Gruta da Torrinha, ao pacote interdigitado entre areias com estratificações cruzadas acanaladas e as areias interestratificadas (fácies Acr e Ain), da base da trincheira do Salão da Pedra Furada (Figura 4.2).

A **associação de fácies B** foi reconhecida compondo a base do Conduto da Interseção e a porção intermediária das demais seções levantadas (Figuras 4.1 e 4.2). Apresenta uma predominância de depósitos trativos, sendo característica a sua expressão erosiva, através de suas discordâncias internas, ou mesmo pelo caráter erosivo de contatos entre unidades arenosas. Outra feição típica é a ocorrência de intraclastos como constituintes das partículas na fração areia (vide amostras CI e SA- Quadro 3.4 – Anexo 1). No Conduto da Interseção e

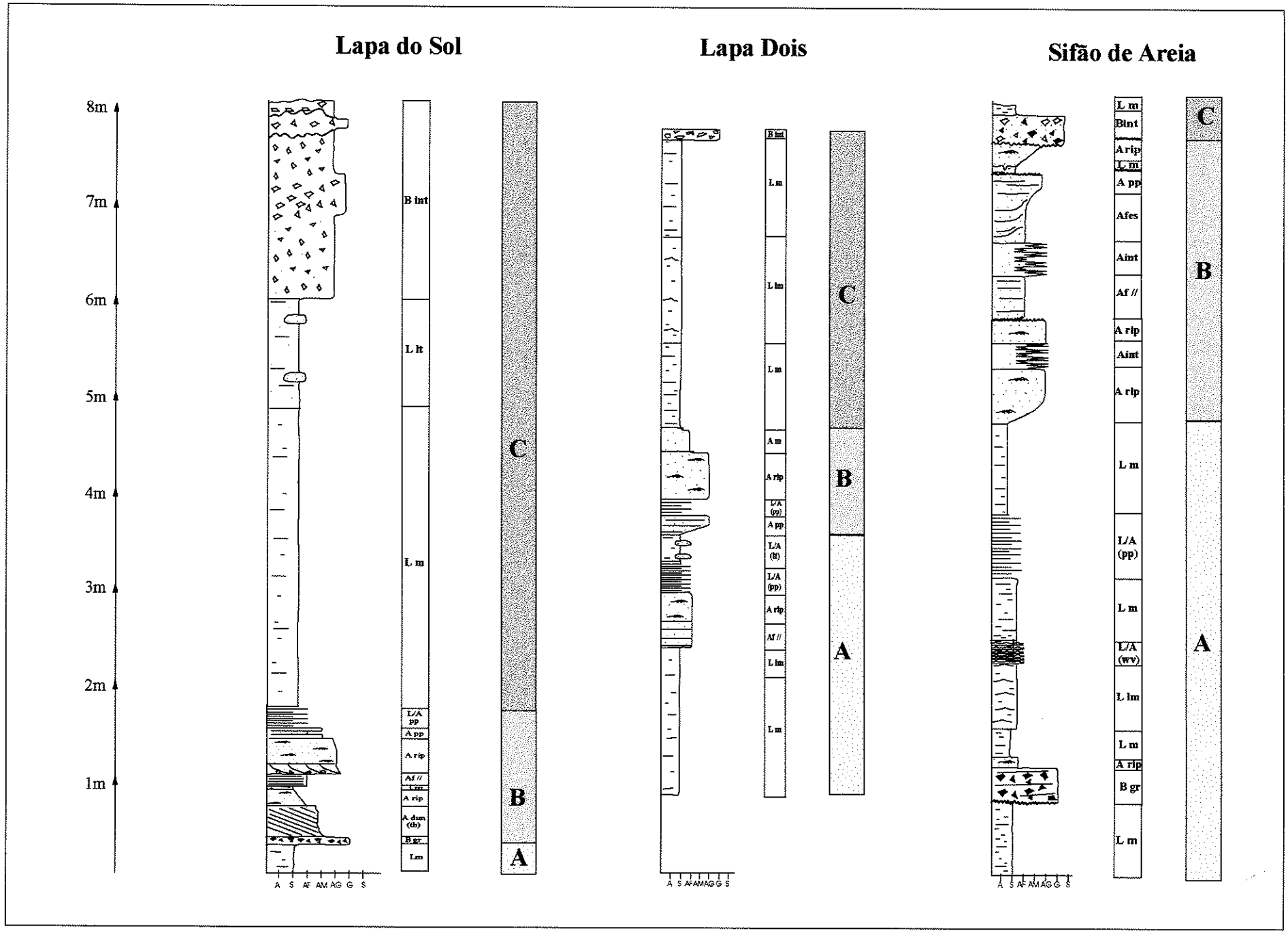


Figura 4.1: Associações de fácies - Sistema Lapa Doce. Para legenda vide figura 3.3

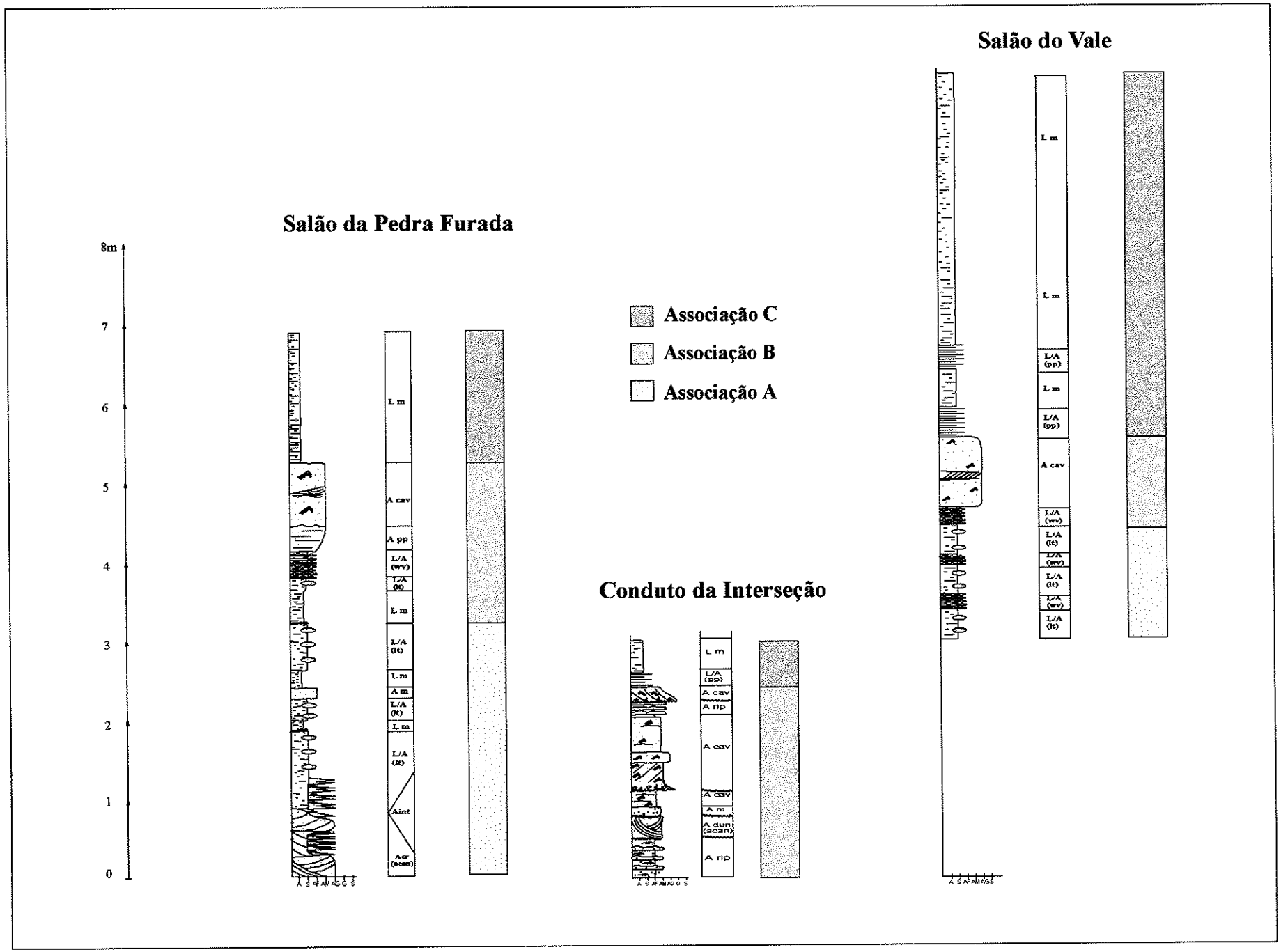


Figura 4.2: Associações de fácies - Gruta da Torrinha. Para legenda vide figura 3.3

na Lapa Dois, a associação de fácies B ocorre na base das pilhas de sedimentos, através de ciclos granodecrecentes (Lapa do Sol e Conduto da Interseção – Figuras 4.1 e 4.2). Na Gruta da Torrinha apresentam abundância de marcas onduladas cavalgantes (fácies Acav), sendo também possível reconhecer alguns ciclos granocrescentes, quando esta associação ocorre em porções mais elevadas da pilha de sedimentos.

A **associação de fácies C** caracteriza-se pela ocorrência de sedimentos lamosos, depositados por suspensão, conjugados a depósitos gravitacionais, os quais são predominantes. Ocorrem em todas as seções levantadas (Figura 4.1 e 4.2), sendo característico também o seu nivelamento com o teto, ao longo dos condutos. O depósito mais expressivo é dado pelas lamas arenosas (fácies Lar), cujas características macroscópicas são muito semelhantes as das lamas maciças (Lm), no entanto são incopatíveis com a deposição por suspensão, dado a abundância de grãos na fração areia imersas na matriz argilosa. Associam-se também, brechas de intraclastos matriz suportadas (fácies Bint), as quais apresentam estruturas de escorregamento, no pacote de topo da Lapa do Sol (Figura 4.1).

Com base nas discordâncias erosivas e na relação de empilhamento entre as associações faciológicas encontradas, foi possível reconhecer quatro seqüências sedimentares, relativas ao preenchimento dos condutos dos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, empilhadas de forma ascendente. Foram encontrados também, alguns corpos isolados de sedimentos, relativos a fase de desenvolvimento atual destes sistemas de cavernas, ou seja, o entalhamento dos sedimentos que os preencheram, ao que tudo indica, na íntegra. Estes pacotes isolados são representados pelos depósitos de talus atuais, alguns terraços arenosos e brechas de grânulos inconsolidadas, não constituindo alvo da análise estratigráfica apresentada a seguir.

Como pode ser constatado pela simples apreciação das seções sedimentares apresentadas no capítulo anterior, além das associações das figuras 4.1 e 4.2, o embasamento rochoso não foi atingido por nenhuma escavação. No entanto, as exposições completas das pilhas sedimentares, obtidas no Salão da Pedra Furada (Torrinha) e no Sifão de Areia (Sistema Lapa Doce), sugere que a base das trincheiras encontra-se bem próxima deste contato, não se esperando portanto, uma grande diversidade de unidades estratigráficas, abaixo do piso arenoso e horizontal das galerias, datum utilizado para para o balizamento das seções (Figura 4.3). A presença de condutos inundados, a pouco mais de 3 metros abaixo desta superficie e também análises morfológicas dos condutos (Cruz Jr., 1998), corroboram com esta interpretação. Este datum foi admitido como equivalente para os dois sistemas de

cavernas, já que a variação de altitude entre a superfície cárstica (aproximadamente plana na região destas grutas) e o piso dos condutos, é a mesma.

As seqüências 1 e 2 são compostas pela unidades correspondentes à associação de fácies A (Figura 4.3), sendo individualizadas através de discordâncias erosivas que ocorrem no interior do pacote em que foi reconhecida esta associação. A seqüência inferior, possui distribuição restrita ao Salão da Pedra Furada (S1A) e ao Sifão de Areia (S1B), onde é representado respectivamente por lamas maciças e pela interdigitação das fácies Acr, Aint e L/A (Figura 4.3). Não foram encontrados critérios que possam estabelecer uma correlação temporal entre estas seqüências, nem mesmo que inviabilizem esta associação.

Já a seqüência S2 caracteriza-se pela típica associação de fácies A, composta predominantemente pelos sedimentos lamosos (fácies L/A e Lm). Sua presença foi claramente notada nestes locais de exposição completa (Pedra Furada e Sifão de Areia), sendo também admitida como correspondente as unidades da associação A, onde a seqüência 1 não foi encontrada (Figura 4.3), seja pela deficiência ou limitação da escavação, ou mesmo, pela sua possível remoção por processos erosivos. Desta forma, o critério prioritário para o reconhecimento de S2, é seu contato superior com a seqüência S3.

A passagem da seqüência S2 para S3 apresenta características diferentes de seção para seção, mesmo no contexto de um único sistema de cavernas (Figura 4.3). No Sistema Lapa Doce esta passagem é erosiva na Lapa do Sol e brusca nas seções da Lapa Dois e Sifão de Areia (Figura 4.1). Na Gruta da Torrinha, o contato é erosivo no Salão da Pedra Furada e gradacional no Salão do Vale (Figura 4.2. Perfaz também, a base dos sedimentos encontrados no Conduto da Interseção (Figura 4.3). A seqüência 3 corresponde aos pacotes, onde predomina a associação de fácies B, a qual é essecialmente composta por depósitos trativos, como discutido anteriormente.

A seqüência 4 é composta pela associação de fácies C, ocorrendo em todas as seções levantadas (Figura 4.3). Seu contato inferior com a seqüência 3 é localmente expresso por uma superfície plana e aproximadamente horizontal. Esta passagem (S3 - S4), dá-se de forma abrupta, no Sistema Lapa Doce e de forma gradacional na Gruta da Torrinha. Compreende pacotes com espessura variando entre 0,5 e 3 metros, que comumente encontram-se com o teto das galerias.

A partir da análise estratigráfica acima descritas pode-se reconhecer então três linhas de tempo, designadas aqui T1, T2 e T3 (Figura 4.3), sendo correspondentes aos contatos S2-S3, S3-S4 e ainda ao término deste registro sedimentar associado ao topo de S4, respectivamente. Os únicos elementos de análise cronoestratigráfica disponíveis, correspotem a T3, sendo

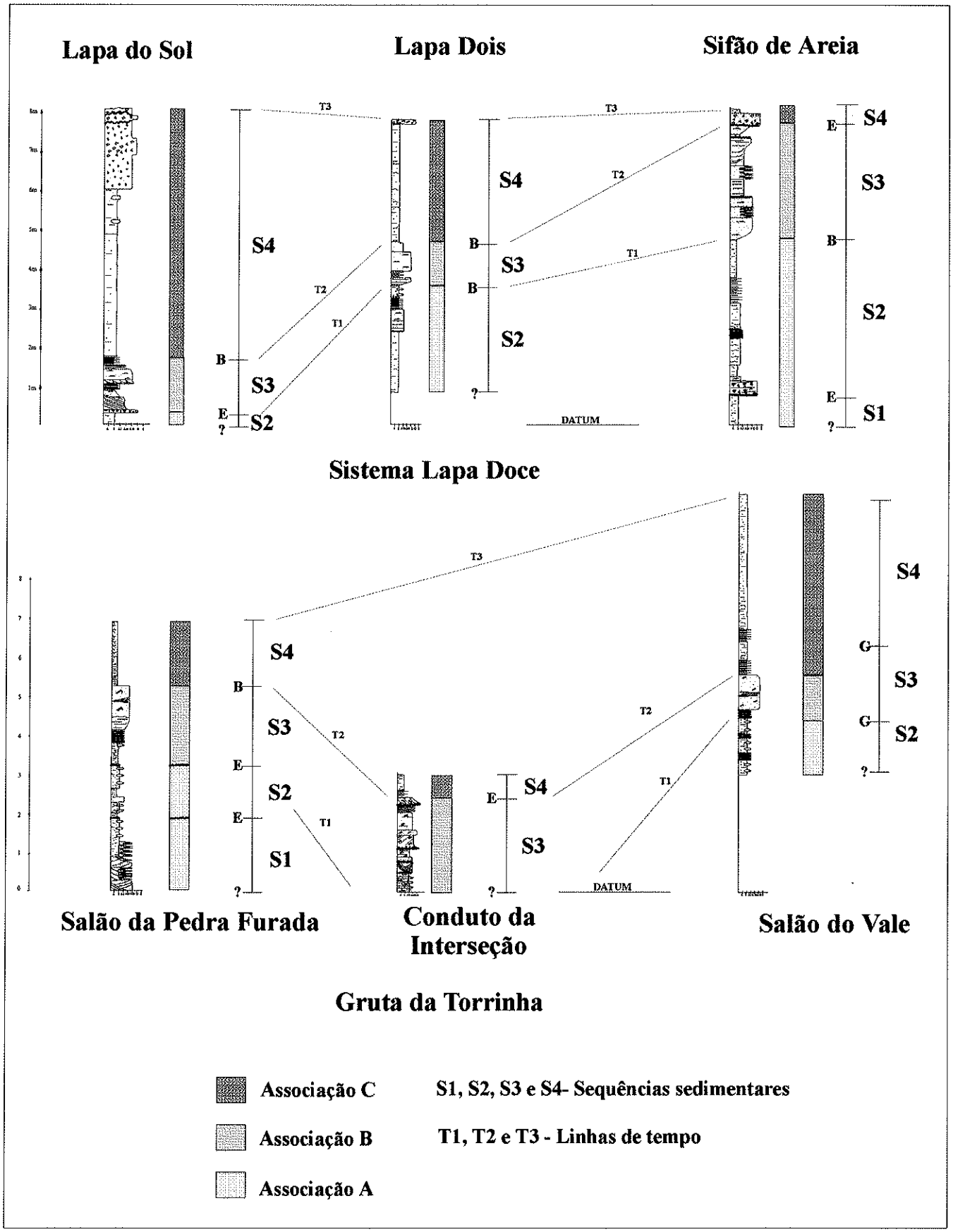


Figura 4.3: Sequências sedimentares identificadas.

encontrados no topo da seqüência 4. São eles: (i) as conchas datadas por Ferrari (1990) em 16.800 ± 1000 anos, encontradas no Sistema Lapa Doce e (ii) os fósseis articulados da megafauna pleistocênica extinta, cujo pico de mortandade de animais é relacionado ao Pleistoceno terminal (Cartelle, 1994). Considera-se importante lembrar que durante a execução dos trabalhos foram encontrados 2 fósseis praticamente completos: um tigre dente de sabre (*Smilodon populator*) no Buraco do Nestor (Fotos 4.1 e 4.2) e uma preguiça (*Scelidodun Cuvieri*) no Buraco do Detinho. Estas cavernas não estão diretamente ligadas aos sistemas investigados em detalhe neste trabalho, no entanto, foram encontrados em sedimentos com características sedimentares e posicionamento estratigráfico idênticos aqueles da seqüência S4. Na gruta da Torrinha, o guia local (Sr. Eduardo de Carvalho), localizou recentemente uma grande presa de tigre dente de sabre, em meio aos depósitos de talus, gerados pelo retrabalhamento das pilhas estudadas.

Com relação a esta questão, deve-se ressaltar o procedimento completamente desordenado, com o qual estes fósseis vêm sendo retirados de seus sítios deposicionais, inviabilizando pesquisas futuras e quase chegando a prejudicar o presente trabalho. Moradores locais retiram sacos de ossos do interior das cavernas, ou de lagos da superfície, com o conhecimento, ou mesmo, a cumplicidade das autoridades locais. Este material é guardado como souvenir, ou mesmo vendido a turistas menos escrupulosos, abundantes na região. Esta retirada indiscriminada vem sendo realizada também por pesquisadores, brasileiros e estrangeiros, que desconsiderando todas as características do sítio deposicional e mesmo pesquisas em andamento, coletam animais inteiros, ou mesmo autorizam sua amostragem, feita no caso, ainda por mãos de terceiros.

4.2 Estágios de sedimentação: uma aproximação paleo-ambiental

Seguindo o quadro de análise faciológica, proposto por Anderton (1985), os passos imediatamente posteriores ao reconhecimento das associações de fácies, seriam o seu correlacionamento a um modelo previamente concebido, identificando então o ambiente de deposição. No entanto, tais interpretações tornam-se inviáveis para o estudo em questão, já que não existem modelos de fácies correspondentes aos sistemas fluviais subterrâneos, não sendo os mesmos ainda descritos como tais, ou seja, a luz dos sistemas deposicionais.

A aproximação aqui estabelecida visa contribuir neste processo de reconhecimento, através de uma primeira abordagem faciológica e ambiental, para que no futuro seja possível a

concepção de modelos. Deve-se ter em mente também, que algumas características dos resultados, sujeitam-nos a modificações futuras com a continuidade dos estudos, já que existe para o momento uma grande restrição dos afloramentos descritos (relativo ao espaço dos degraus das trincheiras), cujas escavações não aprofundaram todo o corpo de sedimentos, dificultando uma visão mais integrada das estruturas e impossibilitando o reconhecimento do (s) estilo (s) de agradação dos mesmos. A falta de elementos cronológicos, mesmo que relativos, no interior das pilhas gera também, um grau de incerteza nas correlações estratigráficas, demandando uma certa cautela na análise.

O reconhecimento das seqüências sedimentares e sua disposição nos condutos estudados tornaram possível, o reconhecimento de três **estágios de sedimentação**, geradores do preenchimento dos sistemas de cavernas estudados, durante, pelo menos parte, do Pleistoceno Inferior (Figura 4.4). Estas fases, contém registros sedimentares que sugerem a atuação de três condições hidráulicas diferenciadas, caracterizadas por suas condições de transporte e deposição,

Os registros mais antigos destas seqüências sedimentares são aqueles relativos às sequências S1A e S1B (Figura 4.3). Não existem critérios seguros de que estas unidades estratigráficas sejam cronocorrelatas, no entanto, são as que mais se aproximam do embasamento rochoso (piso da galeria), sendo composta pela associação de fácies A. Também composta pela mesma associação de fácies, a seqüência 2 (S2), apresenta uma correlação lateral em todas as seções levantadas em condutos de grande porte, através de seu contato superior com S3. Estas duas seqüências (S1 e S2) são aqui atribuídas ao primeiro estágio de sedimentação (Figura 4.4), embora não caracterizem um único evento de deposição. Todavia, S1 e S2 aproximam-se de um registro paleoambiental muito semelhante. As características dos seus sedimentos apontam para a deposição em ambiente de planícies aluviais, caracterizadas pela associação lateral de fácies de canal (Acr e Bgr) e de planície de inundação (fácies L/A e Lm - Figuras 4.1 e 4.2), resultado da deposição por típicos rios subterrâneos. A exposição sub-aérea que levou a formação das superfícies erosivas, pode ter sido gerada por variações do nível de base ou mesmo pelo abandono temporário de galerias, já que este registro sedimentar é exclusivo das grandes galerias, cujo padrão de desenvolvimento, atualmente reconhecido como distributário, tenderá a exibir padrões anastomosados, com o prosseguimento futuro das atividades de mapeamento das cavernas.

O segundo estágio de sedimentação, correspondente à seqüência sedimentar S3, apresenta uma sensível mudança no padrão de transporte e deposição, registrado pela associação de fácies B (Figura 4.4). A diversidade dos tipos de contatos entre S2 e S3

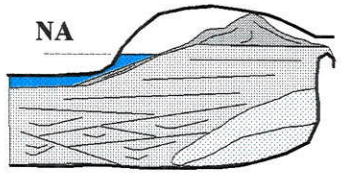
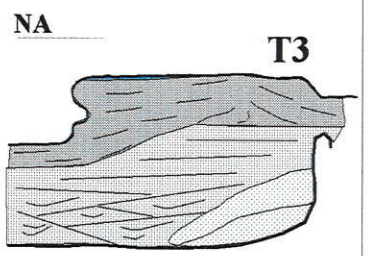
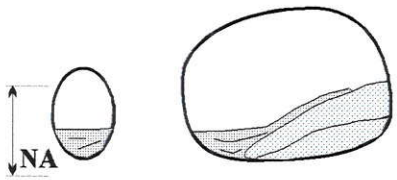
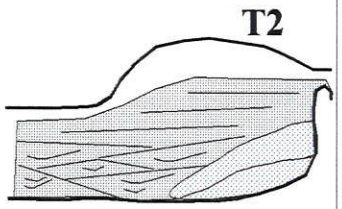
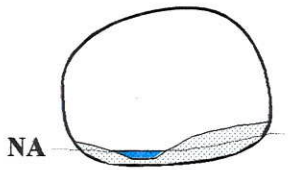
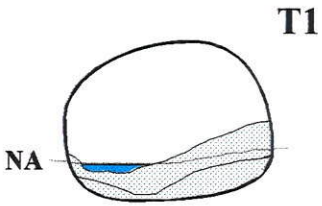
	Fase Inicial	Fase Terminal	Características
Estágio 3			**Ambientes:** **lago subterrâneo sendo entulhado por fluxos de lama** **Expansão paragenética dada pelo injeção lenta e contínua de sedimentos.** **Nível d'água alto.**
Estágio 2			**Ambientes:** **cursos fluviais efêmeros** **Sedimentação inicia-se nas galerias menores, conectando-as as maiores e assoreando os sistemas como um todo.** **Grande amplitude de variação do NA**
Estágio 1			**Ambientes:** **planícies de inundação canais fluviais** **Sedimentação em pelo menos 2 eventos, causada por variações do nível de base ou abandono temporário de rotas.** **Nível d'água baixo**

Figura 4.4: Estágios de sedimentação e implicações paragenéticas. Inspirado na relação observada entre o Salão da Pedra Furada e o Conduto da Interseção.

(erosivo, abrupto e gradacional) leva à interpretação de um quadro complexo do nível d'água na época desta mudança, onde locais submersos possibilitaram uma passagem gradacional ou abrupta e trechos com exposição sub-aéreas dos sedimentos mais antigos, possibilitaram sua erosão parcial. O registro sedimentar leva a interpretação deste estágio, como uma etapa de assoreamento das cavernas, causada por correntes intermitentes e saturadas de sedimentos, correspondentes a cursos efêmeros. Estes são representados pelas fácies de canal, caracterizadas pelos ciclos granodecrecentes encontrados na associação B, que ocorre na base das seções (Lapa do Sol e Conduto da Interseção - Figuras 4.1, 4.2 e 4.3). Estas enchentes catastróficas elevavam o nível d'água de tal forma, que possibilitava a deposição dos ciclos granodecrescentes, com abundância de marcas onduladas cavalgantes, encontrados na associação de fácies B, nas seções da Gruta da Torrinha (Figura 4.2). A continuidade deste processo de assoreamento dos condutos, levou a formação do piso plano e aproximadamente horizontal, que caracteriza localmente o topo da seqüência 3, nas grandes galerias.

Há sempre uma brusca variação textural envolvida na passagem do segundo para o terceiro estágio de sedimentação, mas a relação de contato entre as associações de fácies B e C na Gruta da Torrinha são gradacionais. Em todas as trincheiras do Sistema Lapa Doce o contato é brusco, mesmo quando compostos por lamas maciças, como no caso da Lapa do Sol. Os sedimentos que predominam na seqüência 3, lamas arenosas e brechas matriz-suportadas, podem ser todos designados como *diamictons* (Friedman *et alli,* 1992), correspondendo em termos de mecanismo de deposição, aos depósitos descritos por Gillieson (1986), no carste tropical da Nova Guiné. Estes sedimentos são produtos da remobilização do solo e/ou sedimentos contemporâneos, por processo de fluidização, os quais eram injetados para o interior dos condutos (Figura 4.4). O tempo envolvido nesta injeção é desconhecido, mas imaginando-se que a maior parte deste material fino é proveniente da cobertura de solo, o tempo envolvido nesta pedogênese deve ser considerável, já que o volume desta seqüência correspode a mais de 1/3 do volume dos sedimentos, ao longo de todas as galerias.

4.3. Implicações Espeleogenéticas

No processo geral de entalhamento do relevo, ocorre o rebaixamento relativo do nível d'água (NA), em função de um gradativo soerguimento da crosta terrestre e exposição desta às condições intempéricas. O modelo clássico de espeleogênese, inserido no processo geral de soerguimento de blocos continentais, envolve a iniciação e ampliação de condutos cársticos em ambiente freático, os quais são posteriormente entalhados em sua base, através da

instalação de um rio subterrâneo, gerando *canyons* vadosos (Davis, 1930). Este processo de entalhamento do piso dos condutos associado ao rebaixamento gradativo do NA é denominado de singênese, responsável pela formação da seção transversal em forma de "buraco de fechadura", típica de condutos cársticos.

Ao contrário do processo acima esboçado, foi proposto por Renault (1968), o modelo de evolução denominado paragênese, onde o entalhamento e geração de um *canyon* é ascendente, devido a colmatação da base do conduto por sedimentos e sua consequente proteção contra a corrosão. Este modelo, já com algumas revisões, é admitido por alguns autores como atuantes em regiões sifonadas ou *loopings* situados abaixo do nível piesométrico (White, 1988; Ford & Williams, 1989), mas gera ainda controvérsias quando aplicado a grandes sistemas de cavernas, dado suas implicações hidráulicas (fluxo lento e desenvolvimento freático) e na paisagem externa (consequências geomorfológicas da elevação do nível de base).

Para a região de Iraquara, a ocorrência sistemática de galerias totalmente preenchidas, tetos planos, *pendants* e outras feições que são decorrentes do processo da paragênese, levantaram a suspeita de sua atuação na formação dos condutos, alimentando discussões informais e justificando a investigação de evidências a favor ou contra a aplicação deste modelo na área.

No que diz respeito ao sedimentos analisados nesta dissertação, o processo é incompatível com as fases iniciais da história aqui alcançada. Os sedimentos das associações de fácies A e B, correspondentes aos estágios de sedimentação 1 e 2, foram depositados por leitos fluviais (rios subterrâneos), o que implica num ambiente em zona vadosa, ou seja, os condutos não estavam em condições freáticas (Figura 4.4). De certa forma nota-se que com o decorrer dos estágios de sedimentação, as oscilações do nível de base local, atingem níveis cada vez mais elevados, o que é interpretado como resultado do efeito de assoreamento da porosidade secundária.

A partir do final desta etapa de assoreamento (Estágio 2 – Figura 4.4), quando as cavernas possuiam um leito horizontal arenoso, indicando um quase total preenchimento dos condutos, inicia-se a sedimentação dos bancos lamosos do terceiro estágio de sedimentação, os quais eram injetados para o interior das cavernas, através das conexões entre os condutos e a superfície cárstica. O caráter gradacional desta mudança, encontrado nas seção ao longo da Gruta da Torrinha, mostram que esta injeção se dava em condutos inundados, pelo menos, periodicamente. As características texturais e de velocidade de fluxo embutidas nesta sedimentação são compatíveis com a ampliação paragenética ascendente destes sistemas de

cavernas, ocorrida durante o estágio de sedimentação 3 (Figura 4.4), levando a geração das feições típicas deste processo, descritas no início desta discussão.

O quadro atual é caracterizado pela remoção parcial deste preenchimento sedimentar, do interior do condutos (Figura 4.5). A falta de registros sedimentares expressivos desta fase, aliadas às formas de entalhamento proeminentes encontradas no piso rochoso, sugerem que este processo tenha sido promovido por um rebaixamento do nível de base local. As brechas de grânulos encontradas no topo das seções do Sistema Lapa Doce, podem corresponder a esta fase de reativação, mas tal interpretação é ainda sugestiva.

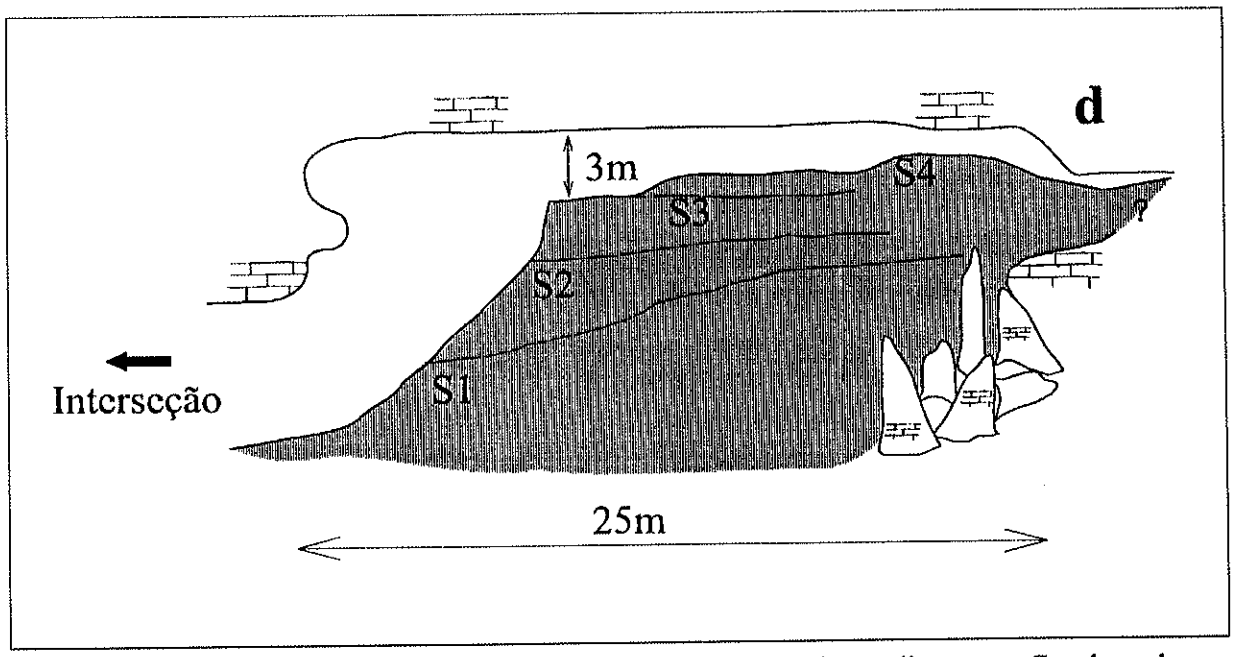


Figura 4.5: Configuração atual dos condutos após erosão dos sedimentos. Conduto da Interseção, Gruta da Torrinha.

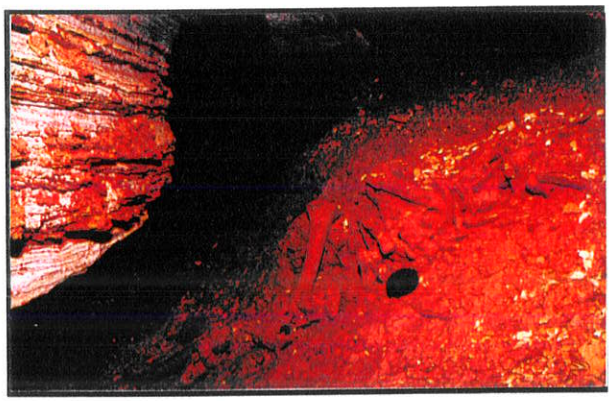


Foto 4.1: Aspecto bem preservado e aproximadamente articulado, na qual se dispõe a megafauna pleistocência, no topo da Associação de Fácies C. Buraco do Nestor, nas proximidades da Gruta da Torrinha.

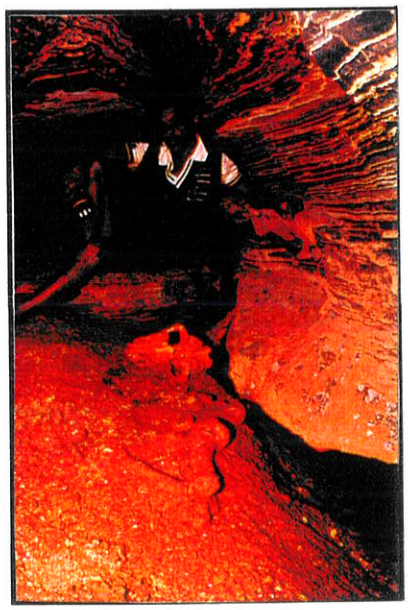


Foto 4.2: Crânio de tigre de dente de sabre (*Smilodon Populator*). Buraco do Nestor,Iraquara.

4.4 O registro sedimentar no quadro da evolução do relevo

O relevo, na região de Iraquara, possui uma longa história de esculpimento, resultado de um lento processo de soerguimento, que vem atuando sobre uma ampla região cratonizada, ainda no final do Proterozóico. Uma recente quantifação deste quadro, foi revelado pelas análises de traços de fissão de apatita realizadas por Amaral *et alli* (1997), em 3 amostras coletadas na porção baiana do cráton do São Francisco, duas destas nos arredores da Chapada Diamantina. Estas análises reportaram um resfriamento linear de 90° a 25°C, para os últimos 240 Ma, o que equivale a uma taxa de erosão de 18m/Ma para este período, assumindo-se o gradiente geotérmico de 15°/Km (Amaral *et alli*, *op.cit*).

Dentro do quadro compartimentado no qual se apresenta a paisagem, pode-se interpretar como feição mais antiga, a superfície formada pelos topos das serras e morros, característicos desta chapada. Esta superfície, correlacionável à Superfície Sul-Americana (SSA) de King (1956), é ainda bem preservada nas rochas do Supergrupo Espinhaço, atingindo valores de altitude superiores a 1000m. Sobre o carste, o único testemunho encontrado foi o Morro Vermelho, a mais de 100 Km ao norte de Iraquara. Neste local, a presença de de uma crosta silicosa (seixos a matacões de calcário intemperizado, cimentados por sílica amorfa), propiciou a preservação de seu topo plano. Na proposta de King (*op.cit*), a Superfície Sul-Americana foi aplainada entre o Cretáceo e o Mioceno, o que leva a interpretação de que o nível de cavernas estudado, deveria estar sob condições freáticas, em estágio de iniciação ou desenvolvimento.

O entalhamento desta superfície regional, pode ter ocorrido por um evento de soerguimento, como sugerido por Nunes *et alli* (1981), ou mesmo de forma gradativa, a partir da movimentação lenta, mas diferenciada, de blocos continentais. Se este evento ocorreu ele não teve intensidade suficiente, para alterar o geotermômetro das apatitas. Instala-se então o ciclo de erosão que parace culminar com a formação das superfícies aplainadas, que desênvolvem-se sobre os terrenos cársticos (bacias de Irecê e Una Utinga) e os "gerais"(em altitudes superiores sobre rochas siliclásticas).

Dado a instalação deste novo ciclo, iniciam-se os processos fluviais e gravitacionais de superfície, degradando o antigo aplainamento, gerando novas coberturas e reciclando as crostas formadas no último ciclo de denudação. Com o rebaixamamento gradativo do nível d'água, as cavernas iniciam o seu entalhamento vadoso, e ao longo deste processo, capturam os cursos superficiais, dando-se início a história de sedimentação, antes detalhada. Ainda comentando esta fase de ampliação das cavidades subterrâneas é importante ressaltar, que

todos os indícios (*scallops*, paleocorrentes, geometria das camadas) apontam para o desenvolvimento destas rotas de fluxo, no sentido geral ESE.

A somatória deste sentido de fluxo com a geometria imposta pelo sinforme de Iraquara (Figura 2.2), geraram a condição de aprisionamento necessária, para a preservação do registro sedimentar aqui investigado. A rede de condutos do aquífero cárstico, constituia uma porosidade secundária do tamanho de cavernas, conectadas aos cursos superficiais e transportando seus detritos, os quais não podiam seguir a diante, através da porosidade do aquífero misto das rochas siliciclásticas. Este fenômeno, semelhante a um "ralo", foi também responsável pelo quadro de subida do nível d'água, registrado nas galerias e nos sedimentos, já que o lento escoamento das águas do lençol freático, tinham cadas vez menos espaço para percolar, ao longo dos condutos.

O registro sedimentar representa, neste momento, um quadro mais detalhado nesta história de evolução, embora ainda não sejam possíveis análises, sobre a sua amplitude temporal. As mudanças ambientais, interpretadas a partir das diferentes características reconhecidas nos sedimentos, podem ser compreendidas a luz de variações climáticas, não sendo encontrado até o momento qualquer outro fator que podesse gerá-las. As características ambientais necessárias para a deposição da Sequência S3 (Estágio 2 – Figura 4.4), remetem a condições de clima árido, onde a ausência de vegetação disponibiliza grande quantidade de material a ser transportado por rápidas e intensas inundações, que por sua vez, proporcionam rápidas e curtas subidas do nível de base. Já a sequência 4 (Estágio 3), é condicionada à existência de grande quantidade lama, provavelmente oriunda da cobertura de solo, o que leva a interpretação de um clima úmido; necessário para a pedogênese (origem) e para a fuidização do material (transporte).

Este quadro de entalhamento de uma superfície erosiva de caráter regional (SSA), gerando porções aplainadas embutidas em relação a primeira, é muito semelhante ao Ciclo de Denudação Velhas, apresentado por King (1956). Outra observação que corrobora com esta interpretação, é a presença da megafauna pleistocênica extinta, associada ao topo dos depósitos de cavernas do carste de Iraquara. A ocorrência desta fauna em depósitos semelhantes, na região de Lagoa Santa (MG), constitui, na interpretação do autor, o balizamento para o término de atuação do referido ciclo. A evolução da Superfície Velhas na região de Iraquara é contemporânea, pelo menos em parte, ao preenchimento das grutas em sub-superfície, já que ambas vêem sendo entalhadas pela atuação do mesmo nível de base.

Paralelamente ao assoreamento dos condutos cársticos, o mesmo gradiente hidráulico direcionado para leste, favoreceu o entalhamento da borda E do sinforme de Iraquara, através

da erosão remontante de suas encostas: a oeste para a bacia de Irecê e a leste, para a bacia Una Utinga (rebaixada em relação a primeira). A partir do momento em que este entalhamento atingiu o nível dos condutos estudados, iniciou-se o ciclo atual de desenvolvimento do sistema cárstico do alto curso do rio Santo Antônio, caracterizado pelo esvaziamento dos condutos e pelo entalhamento da superfície formada sobre as rochas carbonáticas, durante o ciclo anterior. As brechas de intraclastos, dispostas no topo das seções do Sistema Lapa Doce (Figura 4.1), podem corresponder ao início desta captura da rede de condutos, dado o aumento de energia necessário para a sua mobilização, quando ainda vigoravam as mesmas condições ambientais.

Este novo ciclo, expos a região estudada a uma maior intensidade dos processo de erosão, através de um aumento no gradiente hidráulico, gerado pela conexão com a bacia de escoamento superficial do rio Paraguaçu. Duas observações provenientes dos sistemas de cavernas estudados, são correspondentes: (i) o entalhamento do piso rochoso em galerias desobstruídas do Sistema Lapa Doce e (ii) a quase ausência de sedimentos relativos a fase de desentupimento, observada ao longo das galerias estudadas.

Desta forma, conclui-se que o quadro evolutivo do relevo para a região estudada, é muito semelhante à proposta regional de King (1956), onde o registro sedimentar analisado, insere-se no período de atuação do Ciclo de Denudação Velhas, ativo nesta porção da Chapada Diamantina, até o final do Pleistoceno. A fase atual desta evolução, marcada pelo pelo esvaziamento das cavernas, bem como a erosão da Superfície Velhas na região de Iraquara, pode ser denominada de Ciclo Paraguaçu, já que é relativo a conxeção da área em questão, com o nível de base do rio homônimo.

Capítulo 5 – Conclusões

Tendo em vista os resultados obtidos, pode-se estabelecer uma série de conclusões, sintetizadas nos seguintes tópicos:

Origem dos depósitos - Os sedimentos clásticos dispostos nos sitemas Lapa Doce e Torrinha constituem material mobilizado nas adjacências dos mesmos (bacia hidrográfica externa), sendo transportados e ali depositados, por processos fluviais e gravitacionais.

Fácies descritivas - Foram reconhecidas 13 fácies sedimentares descritivas, distribuídas em três grupos maiores: as brechas (brechas de intraclastos e brechas de grânulos líticos), as areias (maciças, finas com estratificação plano-paralelo, grossas com estratificação plano-paralelo, com marcas onduladas assimétricas, com marcas onduladas cavalgantes, com estratificação cruzada, com estruturas de canal e interdigitadas) e as lamas (maciças, ritmos lama/areia e lamas arenosas). As fácies de brechas são compostas pelas brechas de intraclastos e também por brechas de grânulos líticos

Associações de fácies - Foram reconhecidas três associações de fácies, que correspondem a condições diferenciadas de transporte e deposição destes sedimentos, as quais podem ser correlacionadas lateralmente ao longo dos condutos. A associação A (basal), correponde a planícies aluviais, com fácies de canal e de planície de inundação. A associação B (intermediária) apresenta características relativas a fluxos esporádicos e com grande variação do nível de base local, gerando registros de cursos efêmeros à rapida inundação dos condutos. A associação de fácies C (topo) foi gerada pela injeção de fluxos de lama, através das conexões entre a rede de condutos e a superfície cárstica, cuja deposição se deu em uma lâmina d'água, decorrente do alagamento dos condutos.

Estratigrafia - A passagem vertical destas associações de fácies, somadas às discordâncias erosivas reconhecidas, permitiram o reconhecimento de quatro sequências sedimentares (S1, S2, S3 e S4 – da base para o topo), empilhadas ascendentemente, dentre as quais, as três últimas (S2, S3 e S4), são passíveis de correlação lateral ao longo das galerias, sendo as mesmas, cronocorrelatas. Estas sequências podem ser agrupadas em 3 estágios de

sedimentação, com diferentes características ambientais. Tais mudanças são interpretadas como decorrentes de variações paleoclimáticas.

Evolução dos sistemas de cavernas – Quanto a evolução destes sistemas de cavernas, os mesmos estavam abertos e na zona vadosa, durante o início desta história de sedimentação (sequências S1, S2 e S3). A subida relativa do nível de base, é interpretada como resultado do assoreamento dos condutos. Este processo culminou com a gradativa injeção de sedimentos da sequência S4 (associação de fácies C), condicionando a expansão paragenética dos condutos, gerando as formas típicas deste processo, encontradas principalmente no teto das galerias.

Relevo externo - As feições geomorfológicas observadas em superfície, associadas ao registro sedimentar estudado nos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, levam a interpretação de um quadro de evolução do relevo muito semelhante aquele proposto por King (1956). Os eventos de sedimentação subterrânea são correlacionados ao entalhamento de uma superfície de erosão, de expressão regional (Sul-Americana) e a formação de outra supefície localmente encontrada sobre os carbonatos e sobre os "gerais" (Superfície Velhas). O entalhamento das pilhas de sedimentos, inciou-se a partir da inserção do aquífero cárstico, com a bacia superficial do rio Paraguaçu, através do entalhamento da rochas siliclásticas da borda leste do sinforme.

Metodologia - A aplicação da metodologia de análises de fácies permitiu uma correspondência plena entre os objetivos propostos e os resultados alcançados. Além disto, constitui o passo inicial de uma evolução no entendimento dos processos de sedimentação clástica em condutos subterrâneos, através da possibilidade futura, de se estabelecer um enfoque de sistemas deposicionais.

6 - Referências Bibliográficas

ALKMIN, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. (1993). O arcabouço tectônico do Craton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L. ; MISI, A., (eds.). **O craton do São Francisco.** Salvador, SBG/SGM/CNPq. p.45-62.

ALMEIDA, F.F.M. (1977). O craton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências,** v. 7, p. 349-364.

AMARAL, G.; BORN, H.; HADLER, N.; IUNES, P.J.; KAWASHITA, D.L.; MACHADO JR., D.L.; OLIVEIRA, E.P.; PAULO, S.R.; TELLOS, C.A. (1997). Fission track analysis of apatites from São Francisco craton and Mesozoic alcaline-carbonatite complexes from southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.10, n3-4, p.285-294.

ANDERTON, R. (1985). Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J; WILLIAMS, B.P.J. **Sedimentology:** recent developments and applied aspects. Oxford., Blackwell . p.31-47.

AULER, A.; FARRANT, A.R.(1996). A brief introduction to karst and caves in Brazil. **Proceedings of University of Bristol Spelaeological Society**, v.20, n.3, p. 187-200.

AULER, A. (1998). Listagem das maiores cavernas do Brasil. **InformAtivo da Sociedade Brasileira de Espeleologia**, v.75, o.20-21.

BARBIERI, A. (1993). **Depósitos minerais secundários das cavernas Santana, Pérolas e Lage Branca, Município de Iporanga - São Paulo.** São Paulo, 96p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

BÖGLI, A. (1980). **Karst hydrology and physical speleolology**. New York, Springer-Verlag. 284p.

BULL, P.A. (1976). Dendritic surge marks in caves. **Transactions of the British Cave Research Association**, v. 3, n.1, p. 1-5.

BULL, P.A. (1978). A sutdy of stram gravels from cave: agen Allwedd Wales. **Zeitschrifte fur Geomorphologie,** v. 22, n. 3, p. 275-296.

BULL, P.A. (1980). Towards a reconstruction of time-scale and palaeoenviroments from cave sediment studies. In: CULLINGFORD, D.A.; DAVIDSON, D.A.; LEWIN, J. (eds). **Timescale in geomorfology**. John Wiley & Sons. p.177-187.

BULL, P.A. 1981. Some fine-graned sedimentation phenomena in caves. **Earth Surface and Landforms,** v. 6, p. 11-22.

BULL, P.A.; DAOXIAN, Y. ; MENGYU, H. (1989). Cave sediments from Chuan Shan Tower Karst, Guilin, China. **Cave Science**, v. 16, n. 2, p. 51-56.

CARTELLE, C. (1994). **Tempo passado - mamíferos do Pleistoceno em Minas Gerais**. Belo Horizonte, Palco. 121 p.

CRUZ JR., F.W. (1998). **Caracterização morfólogic e geoespeleológica da região de Iraquara, centro norte da Chapada Diamantina, Bahia**. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. (no prelo).

DAVIS, W.M. (1930). Origin of limestone caverns. **Geological Society of America Bulletin**, v. 41,p. 475-628.

DERBY, O.A.(1906). The Serra do Espinhaço, Brazil. **Journal of Geology**, v.14, p. 374-401.

DOMINGUEZ, J.M.L. (1993). As coberturas do Craton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análises de bacias. In: DOMINGUEZ, J.M.A ; MISI, A. (eds.). **O craton do São Francisco**. Salvador, SBG/SGM/CNPq. p.137-159.

ETHRIDGE, F.G. (1985). Surface and subsurface methods of investigation and classification of fluvial systems. *In*: FLORES, R.M.; ETHRIDGE, F.G; MIALL, A.D; GALLOWAY, W.E.; FOUCH, T.D. **Recognition of fluvial systems and their resource potential**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Moneralogists. p 9-32. (SEPM Short Course, n. 19).

FERRARI, J.A. (1990). **Interpretação de feições cársticas na região de Iraquara - Bahia**. Salvador, p. 96. (Dissertação de Mestrado) - Departamento de Geografia da Universidade Federal da Bahia.

FLORES, R.M.; ETHRIDGE, F.G; MIALL, A.D; GALLOWAY, W.E ; FOUCH, T.D. (1985). **Recognition of fluvial systems and their resource potential**. 290p. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Moneralogists. (SEPM Short Course, n. 19).

FOLK, R.L. (1974). **Petrology of sedimentary rocks**. Texas, Hemphills. 182 p.

FORD, T.D. (1975). Sediments in caves. **Transactions British Cave Research Association**, v. 2, n. 1, p. 44-46.

FORD, D.C.; EWERS, R.O (1978). The development of limestone cave systems in the dimensios of length and depth. **Canadian Journal of Earth Science,** v.15, p. 1783-1798.

FORD, D.C.; WILLIAMS,P.W. (1989). **Karst geomorfology and Hydrology**. London, Unwin Hyman. 601p.

FRIEDMAN, G.M.; SANDERS, G.M.; KOPASKA-MERKEL, D.C. (1992). **Principles of sedimentary deposits:** stratigraphy and sedimentary and sedimentology. New York, Mamillan. 717p.

GILLIESON, D. (1986). Cave sedimentation in the New Guinea hghlands. **Earth Surface Process and Landforms,** v. 11, p. 533-543.

GILLIESON, D. (1996). **Caves**: processes, development, management. Oxford, Blackwell. 324 p.

GUERRA, A.M. (1986) **Processos de carstificação e hidrogeologia do Grupo Bambuí, na região de Irecê - Bahia**. São Paulo, p.132 (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências/ Universidade de São Paulo.

HILL, C.A.; FORTI, P. (1986). **Cave minerals of the World**. Huntsvile, National Speleologycal Society. 237p.

HILL, C.A. ; FORTI, P. (1997). **Cave minerals of the World**. Huntsvile, National Speleologycal Society. 467p.

HUANG, R. (1993). A tentative study of subterranean terraces of upper Moyangjian river, Guangdong, China. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY, 11., Beijing-China, 1993. **Proceedings**. UIS, Beijing-China. p. 51-53.

INDA, H.A.V.; BARBOSA, J.F. (1978). **Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia em escala 1:100.000**. Salvador, SGM/CPM. 137p.

JAROSLAV, K. (1997). Shape of fluvia pebbles in surface and sub-surface strams from Moravian Karst, Czech Republic. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY, 12., Swiss Spele, 1997. **Proceedings.** UIS, Switzerland. v. 1, p. 13-16.

KARMANN, I. (1994). **Evolução e dinâmica atual do Sistema Cárstico do Alto Vale Ribeira do Iguape, sudeste do Estado de São Paulo**. São Paulo, 229p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo.

KING, L.C. (1956). A geomorfologia do Brasil central. **Revista Brasileira de Geografia,** v. 17, p. 3-265.

KUKLA, J. ; LOZEK, V. (1958). K problematice výzkumu jeskynnich výplní. **Céskoslovensky kras** , v.11, p. 19-83.

LAUREANO , F.V.; CANÇADO, F.L.L; PIMENTA, V.B. (1995). Considerações preliminares sobre a evolução cenozóica do carste de Iraquara, Chapada Diamantina (BA). **Geonomos,** v.3, n.1, p. 109.

LAUREANO, F.V.; CANÇADO, F.L.L. ; PIMENTA, V.B (1996). Aspectos geológicos e geomorfológicos do carste de Iraquara, Chapada Diamantina (BA). In: CONGR ESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais.** Salvador, SBG. v.4, p.582-586.

LAURITSEN, S.-E. ; LAURITSEN, A. (1995). Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons. **Cave and Karst Science,** v. 21, n. 2, p. 55-59.

LAWSON. T.J. (1995). An analysis of sediments in caves in the Assynt area, NW Scotland. **Cave and Karst Science**, v. 22, n.1, p. 23-30.

MAIRE, R. ; QUINIF, Y. (1988). Chronostratigraphie et evolution sedimentaire en mileu alpin das la Galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre Saint Martin, Pyrenees, France). **Annáles de la Société Géologique de Belgique**. v. 111, n.1, p. 61-77.

MENDES, J.C. (1984). **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo, EDUSP, 566p.

MILSKE, J.A.; ALEXANDER JR., E.C.; LIVELY, R.S. (1983). Clastic sediments in Mystery Cave Southeastern Minnesota. **NSS Bulletin,** v. 45, p. 55-75.

MOEYERSONS, J. (1997). Geomorphological process and their paleoenvironmental significance at the Shum Laka cave (Bamenda, western Cameroon). **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology,** v. 133, p. 103-116.

NEWITT, D.M.; RICHARDSON, J.F.; ABBOTT, M.; TURTLE, R.B.(1955). Hydraulic conveying of solids in horizontal pipes. **Transactions of the Institution of Chemical Engineers**. v. 33, p. 93-110.

NUNES, B.T.A., RAMOS, V.L.S; DILINGER, A.M.S (1981) Geomorfologia. In: Projeto RADANBRASIL. **Folha SD 24 - Salvador**. Rio de Janeiro, MME. p. 193-276. (Levantamento de Recursos Naturais, 24).

OSBORNE, R.A.L. (1984). Lateral facies changes, unconformities and stratigraphic reversals: their significance for cave sediment stratigraphy. **Cave Science,** v. 11, n.3, p. 175-184.

PALMER, A.N. (1991). Origin and morfology of limestone caves. **Bulletin of Geologycal Society of America**, v. 103, n.1, p.1-21.

PANCHOUT,P.Y. ; PANCHOUT, J.F. (1995). **Brasil – aventures spéléo souis les tropiques**. Havre, SNAG/Oceanigraphique. 171p.

PEDREIRA DA SILVA, A. (1994). **O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica.** São Paulo, 126 p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PEREIRA, R.G.F.deA. (1998). **Caracterização geomorfológica e geoespeleológica do carste da bacia do rio Una, borda leste da Chapada Diamantina (município de Itaetê, estado da Bahia).** São Paulo, 95p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PILÓ, L.B. (1998). **Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depresssão poligonal Macacos-Baú- Carste de Lagoa Santa, MG.** São Paulo, 268p. (Tese de Doutorado) - Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

PINEDO, R. (1989). A sedimental study of detrital materials in the Hayal de Ponata Systems, Sierra Nevada, north Spain. In: INTERNATATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY, 10., Budapest, 1989. **Proceedings**. UIS, Budapest. p. 92-94.

PROUS, A. O povoamento da América visto do Brasil: uma perspectiva crítica. **Revista da USP,** v. 34, p. 10-21.

QUINIF, I.; MAIRE, R. (1986). Etudes sedimentologiques et datations radiométriques das Le Grouffre de la Pierre Saint Martin (Pyrénées, France): contribuition à l'etude du quaternaire Pyrénéen. INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY, 9., Barcelona, 1986. **Proceedings**. UIS, Barcelona- Espanha.

QUINIF, I. ; MAIRE, R. (1998). Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin Cave, French Pyrenees. **Quaternary Research**, v. 49, p. 37-50.

RENAULT, P. (1968). Contribuition al'etude des actions méceniques et sédimentologiques dans la spéléogenése. **Annales de Spéléologie**, v.23, n.3, p.575-593.

SASOWSKY, I.D.; WHITE, W.B.; SCHMIDT, V.A. (1995). Determination of stream-incision rate in the appalachian plateus by using cave-sediment magnetostratigraphy. **Geology,** v. 23, n. 4, p. 415-418.

SCHMIDT, V.A. (1982). Magnetoestratigraphy of sediments im Mamoth Cave, Kentucky. **Science,** v. 217, p. 827 - 829.

SCHMIDT, V.A., JENNINGS, J.N.; HAOSHENG, B. (1984). Dating of cave sediments at Wee Jasper, New South Wales, by magnetostratigraphy. **Australian Journal of Earth Science,** v. 31, p.361-370.

SCHROEDER, J.; FORD, D.C. (1983). Clastic sediments in Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta Canada. **Artic and Alpine Research,** v. 15, n.4, p. 451-461.

SOUZA, S.L.; BRITO, P.C.R; SILVA, R.W.S. (1993). Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. **Série Arquivos Abertos. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral,** v. 2, p. 1-24.

SPRINGER, G.S; KITE, J.S.; SCHMIDT, V.A. (1997). Cave sedimentation, genesis, and erosional history in the Cheat River Canyon, West Virginia. **Geological Society of America Bulletin,** v.109, n. 5, p. 524-532.

VALEN, V.; LAURITZEN, S-E. (1989). The sedimentology fo Sirijorda Cave, Nordland, Nothern Norway. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY, 10., Budapest, 1989. **Proceedings**. UIS, Budapest. p. 125-126.

WALKER, R.G. (1979). **Facies models**. Ontario, Geologycal Association of Canada. 211p.

WEBB,J.A.; FABEL,D.; FINLAYSON, B.L.; ELLAWAY,M.; SHU,L.; SPIERTZ, H.P. (1992). Denudation chronology from cave and river terrace levels: the case of the Buchan Karst, southeastern Australia. **Geological Magazine**, v. 129, n. 3, p. 307-317.

WENTWORTH, C.K. (1972). A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology,** v.30, p.377-392.

WHITE, E.L.; WHITE, W.B. (1968). Dynamics of sediment transport in limestones caves. **NSS Bulletin**. v.30, n. 4, p. 115-129.

WHITE, W.B. (1988). **Geomorphology and hydrology of karst terrains**. Oxford, University Press. 464p.

ANEXO 1

Quadro 3.4: Caracterização petrográfica por microscopia ótica das amostras impregnadas

Amostra	**Fácies**	**Arcabouço (%)**	**Composição dos grãos (%)**	**Textura** (predominante)	**Diagênese**
SA.01	L m		quartzo(95);turmalina (2); finosMA(2) e feldspatos(1)	silte	
SA.13	A rip	grãos(50); matriz(15); cimento(5); porosidade(30)	quartzo(70); intraclastos(25) ; feldspatos (5); carbonatos e turmalina	areia média a grossa (média) supermatura	Pseudomatriz e cimento Fe
SA.16A	A rip	grãos(70); cimento(10); porosidade(20)	quartzo(90); intraclastos(5) e feldspatos(5)	areia média a grossa (média) matura	Pseudomatriz; cimento Fe e cimento Si
SA 19A	A fes	grãos(70); cimento(10) e pororsidade (20)	quartzo(95); feldspatos(2); turmalina(2) e (1) zircão e finos MA	areia fina matura	
SA 21	A pp	grãos(80); cimento(5) e porosidade (15)	quartzo(98); feldspatos(1) e (1) turmalina e finosMA	areia fina a média submatura	Cimento Si
LSb-03	A cr (tb)	grãos(60) e porosidade(40)	quartzo(97); feldspatos(2) e (1) turmalina e siltitos	areia fina a média (areia fina) matura	Cimento Fe
LSb-4A	A rip	grãos(92); cimento(5) e porosidade(3)	quartzo(95); feldspatos(1) e (1)turmalina e finos MA	silte a areia média (areia fina) submatura	Cimento Si e cimento Fe
LS.10	Lar	+ grossas - grãos(70);matriz(30) + finas - matriz (80)	quartzo e feldspatos	areia fina lama	Cimento carbonático
LS.13	B intr		intraclastos de lamitos	areia grossa a grânulos	Cimento carbonático
L2.04	L lm			silte com lentes de argila	Migração de Fe em trincas
L2.05	A rip	grãos(80); cimento(5) e porosidade(15)	quartzo(97); feldspatos(2) e (1) turmalina e finosMA	silte a areia média (areia fina) submatura	Cimento Si e Epimatriz
L2 09	A pp	grãos(80); cimento(15) e porosidade(15)	quartzo(98); feldspatos(1) e (1) líticos, turmalina e finosMA	silte a areia grossa (areia fina) submatura	Cimento Si
L2.10	A pp	grãos(60); cimento(10) e porosidade(30)	quartzo(95); feldspatos(5)	areia fina a grossa (areia fina) submatura	Cimento Fe

Amostra	Fácies	Arcabouço(%)	Composição dos grãos(%)	Textura(predominante)	Diagênese
CI.1A	A rip		quartzo(80); intraclastos(15); feldspatos(2); turmalina(2) e (1) carbonato e zircão	silte a areia fina (areia fina) submatura	Cimento Si
CI.02	A cr (acan)	arcabouço(60); cimento(1) e porosidade(40)	quartzo(95); feldspatos(4) e líticos (1)	areia mto fina a média (areia fina) submatura	Cimento Fe
CI.05	A m	grãos(70); cimento(10) e porosidade(20)	quartzo(98); feldspatos(2) e (1) finosMA e turmalina	silte a areia média (areia fina) submatura	Cimento Fe e cimento Si
CI.12	A rip		quartzo(85); intraclastos(10) e feldspatos(5)	areia fina a grossa (areia média) submatura	Pseudomatriz e cimento Si
SV.20	L lm	1 - matriz(80) e grãos (20) 2 - grãos(60) e matriz (40)		1 - argila 2 - lama	Cimento carbonático
SV.23	L/A (lt)	grãos(85); cimento(3) e porosidade(12)	quartzo(98); feldspatos(1) e (1) turmalina e finosMA	silte a areia fina (areia mto fina)	Cimento Si
SV.28	L/A (lt)	grãos(60); matriz(40)	quartzo(94); intraclastos(3); feldspatos(2);(1) turmalina e finosMA	argila a areia fina lama	Epimatriz e Cimento Si
SV.37	Crosta estalagmítica	grãos(60); porosidade(25) e cimento (15)	quartzo(95); feldspatos(3) e (2) turmalina, zircão e finos MA	areia fina a grossa (areia média) submatura	Cimento Si e carbonático
PF2.1B	A int	grãos(80); cimento(15) e porosidade(5)	quartzo(97); feldspatos(2) e (1) turmalina e líticos	silte a areia média (areia fina) submatura	Cimento Si
PF2.2B	A int	grãos(85); cimento(10) e porosidade(5)	quartzo(95); feldspatos(2), líticos(2) e (1) turmalina e finosMA	silte a areia fina (areia fina) submatura	Cimento Si
PF.04	A cr (acan)	grãos(70); cimento(5) e porosidade(25)	quartzo(98); feldspatos(1) e (1) turmalina e líticos	areia média a grossa (areia grossa) matura	Cimento Fe
PF.07	A cr (acan)	grãos(70); cimento(10) e porosidade(20)	quartzo(97); feldspatos(2) e (1) líticos	areia média a grossa (areia grossa) matura	Pseudomatriz e Cimento Fe

Amostra	Fácies	Arcabouço(%)	Composição dos grãos(%)	Textura(predominante)	Diagênese
PF.7A	A cr (acan)	grãos(90); cimento(10)	quartzo(98) e (2) feldspatos, micas e líticos	silte a areia fina (areia mto fina) submatura	Cimento Fe
PF.09 fino	A int	grãos(55); matriz(25), porosidade(15), cimento(5)	quartzo(98); (2) feldspatos, turmalina e finos MA	argila a areia fina (silte)	Cimento Si
PF.09 areia	A int	grãos(70); porosidade(20) e cimento(10)	quartzo (98); feldspatos(2)	areia fina a média (areia fina) matura	Cimento Fe e epimatriz
PF.14	L/A (lt)	grãos(80); porosidade(15) e cimento(5)	quartzo(98); feldspatos(2) e turmalina	silte a areia mto fina silte	Cimento Fe
PF-18	L/A (lt)	grãos(90); cimento(10)	quartzo(95); feldspatos(2); turmalina(2) e (1) zircão e finos MA	silte a areia fina (areia mto fina) submatura	Cimento Si
PF.20	A pp	grãos(70); porosidade(25) e cimento(5)	quartzo(90); intraclastos(5); feldspatos(3); (2) turmalina e finosMA	silte a areia fina (areia fina) submatura	Cimento Si e cimento carbonático
PF. 23	L ar	argila (80), grãos(20)	quartzo, feldspatos, intraclasto e carbonato	argila	
PF.25	L ar	argila (40), grãos(30), porosidade(30)	quartzo, turmalina e finos MA	lama	