

**ROGÉRIO UAGODA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**RECONHECIMENTO GEOMORFOLÓGICO DE RELEVO CÁRSTICO SOB  
ROCHAS QUARTZÍTICAS: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO  
SANTANA, MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL.**

Rio de Janeiro, Outubro de 2006.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**PROJETO DE PESQUISA**

**TEMA:**

**RECONHECIMENTO GEOMORFOLÓGICO DE RELEVO CÁRSTICO  
SOB ROCHAS QUARTZÍTICAS: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO  
SANTANA, MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL.**

Dissertação submetido à avaliação, como pré-requisito para a obtenção do título de Mestre em Ciências, no Programa de Pós Graduação em Geografia, nesta Universidade.

**Orientadores:**

Ana Luiza Coelho Netto (Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Titular do Departamento de Geografia/UFRJ)

André de Souza Avelar (prof. Dr. Departamento de Geografia/UFRJ).

Rio de Janeiro, Outubro de 2006

## Pajadas

Já sei que chegas, Inverno velho!  
Já sei que trazes - bárbaro! O frio  
e as longas chuvas sobre os beirais.  
Começo a olhar-me, como em espelho,  
nos meus recuerdos... Olho e sorrio  
como sorriram meus ancestrais.

Tua estratégia de assalto e espera  
conheço-a muito, fina e feroz:  
de neve matas; matas de mágoa;  
derramas nalma um frio de tapera;  
nanas ausências à meia voz  
e os olhos turvos de rasos d'água.

Inútil tudo! Vê que estou firme.  
Nenhum receio me turba o aspeto,  
nenhuma sombra me nubla o olhar.  
Contigo sempre conto medir-me  
frio, impassível, bravo e correto  
como um guerreiro que ia a ultramar.  
(Aureliano Figueiredo Pinto)

Ao grito de: carrega!  
para o qual o adversário nunca teve número,  
**morro seco e não me entrego!**  
(Vargas Netto)

## RESUMO

Feições cársticas são geralmente desenvolvidas em rochas carbonáticas, mas podem ocorrer em rochas silicláticas, como é o caso dos quartzitos. A presente pesquisa objetiva realizar mapeamento da morfologia superficial e reconhecimento de depósitos de área cárstica em rochas quartzíticas. O trabalho foi desenvolvido na bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, médio vale do rio Preto, que é tributário do rio Paraíba do Sul, sul do estado de Minas Gerais, Brasil.

Em carta planialtimétrica 1:10.000, restituída, foram localizadas formas cársticas e feições de encosta. Também foi feito o reconhecimento dos depósitos em feições de encosta e de fundo de vale fluvial. Os resultados, com aporte de trabalhos de cunho geológico realizados na região, indicam que as formas cársticas são geologicamente controladas. Além disso, nos depósitos, são encontrados perfis orgânicos e/ou hidromórficos em profundidade, indicando período anterior de estabilidade, semelhante ao que é descrito em outros trabalhos sobre o tema. Os dados subsidiarão pesquisa futura que levará em conta características geológicas, hidrológicas e geoquímicas, a fim de interpretar a gênese e desenvolvimento das feições cársticas.

**Palavras chave:** Geomorfologia cárstica; concavidades; dolinas.

## ABSTRACT

Karstic features generally develop in carbonatic rocks, but can also occur in siliciclastic rocks, as quartzites. The present research aims to create superficial morphology mapping and reconnaissance of karstic area deposits in quartzitic rocks. The study was developed in the hydrographic basin of the Ribeirão Santana, mid-valley of the Preto river, a tributary of the Paraíba do Sul river, located in south of Minas Gerais, Brazil.

In planimetric mapping 1:10.000 scale, reconstituted, are localized karstic and slope features. Also, soil samples were collected in slopes and fluvial deposits. The results, based in others geological works, they indicate a geological control for karstic features. Similar to the literature description, deep organic and/or hydromorphic profiles were found in doline confined deposits. The present data can contribute to future geologic, hydrologic and geochemical characteristics to interpretet the origin and development of karstic features.

**Key works:** Karst Geomorphology; hollow; doline.

## Índice

Introdução.....	07
1. Objetivos.....	11
1.1 Objetivo geral.....	11
1.2 Objetivos específicos.....	11
2. Revisão da bibliografia fundamental.....	12
2.1. O Carste.....	12
2.2. “Pseudocarste” ou o Carste em rochas ricas em sílica.....	22
2.3. Condicionamento estrutural das feições cársticas e sua relação com feições côncavas de encosta.....	30
3. Localização e reconhecimento da área de estudo.....	32
4. Operacionalização metodológica prevista.....	36
4.1 Mapeamento topográfico de precisão.....	37
4.2 Reconhecimento e análise da bacia hidrográfica e mapeamento geomorfológico detalhado das cabeceiras de drenagem e fundos de vale fluviais.....	39
4.3 Reconhecimento, identificação e mapeamento de feições cársticas.....	40
4.4 Reconhecimento e identificação de feições deposicionais nos domínios de encosta e fundos de vale fluvial.....	40
4.5 Síntese dos resultados.....	41
4.6 Plano de trabalho .....	41
5. Reconhecimento identificação e mapeamento de feições cársticas.....	42
6. Reconhecimento e identificação de feições deposicionais nos domínios de encostas e fundo de vale fluvial.....	57

7. Considerações finais.....	69
8. Próximas etapas.....	70
Bibliografia.....	71

## Índice de Figuras

Figura 1. Compartimentação do sistema cárstico adotada por Kohler.....	16
Figura 3. Compartimentação do sistema cárstico adotada por Piló .....	16
Figura 2. Esquema tridimensional mostrando os aspectos de um relevo cárstico.....	18
Figura 4. Dolinas de abatimento e de dissolução.....	19
Figura 5. Desenvolvimento de cavidades em fraturas pelo processo da arenização.....	25
Figura 6. Amostras de quartzito puro .....	26
Figura 7. Microscopia SEM.....	27
Figura 8. Províncias cársticas carbonáticas e siliclásticas do estado de Minas Gerais.....	29
Figura 9. Localização da bacia hidrográfica do ribeirão Santana.....	33
Figura 10. Limites da bacia do ribeirão Santana. ....	35
Figura 11 Mapeamento planialtimétrico.....	43
Figura 12 Mapeamento planialtimétrico.....	44
Figura 13. Mapeamento geológico.....	45
Figura 14. Seções geológicas.....	46
Figura 15. Foto A: campo de lapiezamento. Foto B: dolina de abatimento.....	47
Figura 16. Foto A: túnel. Foto B: dolina de abatimento.....	47
Figura 17. Foto A: dolina de abatimento. Foto B: Idem, com depósito de areia.....	48
Figura 18. Entrada da Caverna “Quinzito 1”. ....	48

Figura 19. Foto A: áreas de percolação hídrica preferencial. Foto B: formação de dutos.....	49
Figura 20. Foto da entrada da caverna “Água amarela 1”.....	49
Figura 21 Foto. A. Áreas preferenciais de percolação da água. Foto B. Marmita em zona de exfiltração no piso.....	50
Figura 22. Foto. A: clarabóia. Foto B: salão.....	50
Figura 23. Foto A:Salão arredondado. Foto B: coluna interna.....	51
Figura 24. Foto A: desprendimento de nível estratigráfico. Foto B: visão geral de salão interno.....	51
Figura 25. Microespeleotemas no teto.....	52
Figura 26. Microespeleotemas nas paredes.....	52
Figura 27. Microespeleotemas no piso.....	52
Figura 28. Possível <i>polje</i> .....	53
Figura 29. Sumidouro do Funil.....	54
Figura 30. Foto A: compartimento montanhoso quartzítico. Foto B: ribeirão Santana, drenando o compartimento montanhoso através de um <i>canyon</i> .....	55
Figura 31. Foto A: dolina em divisor. Foto B: dolinas em encosta.....	56
Figura 32. Foto A: concavidade aberta e ajustada ao canal coletor. Foto B: concavidade suspensa vegetada.....	56
Figura 33. Cabeceiras do córrego dos Carneiros.....	57
Figura 34. A. Topografia da Dolina 1 B. Locais de tradagens.....	58
Figura 35. Perfil de solo no eixo principal da dolina de dissolução.....	58
Figura 36. Foto: amostras da tradagem central da dolina.....	58

Figura 37. Perfil de solo da concavidade 1 com canal drenante. ....	59
Figura 38. Esquema demonstrando visão geral do conjunto Coelho.....	61
Figura 39. Fotografia demonstrando o controle estrutural da feição erosiva...	61
Figura 40. Foto A: area origem de sedimentos. Foto B: Início da feição erosiva.....	62
Figura 41. Seção estratigráfica nivelada de depósito, conjunto Coelho.....	62
Figura 42. Foto A: execução do perfil nivelado em depósito Foto B: limite da paleo-ravina que interrompe o nível de matéria orgânica.....	64
Figura 43. Esquema de análise granulométrica do Ribeirão Santana, seção Coelho.....	64
Figura 44. Foto A: visão frontal da concavidade aberta. Foto B: Leque deposicional suspenso ao canal atual.....	65
Figura 45. Perfil de solo de leque aluvial correspondente à concavidade aberta.....	66
Figura 46. Esquema de análise granulométrica do Ribeirão Santa Luiza.....	67
Figura 47. Idealização da encosta da concavidade aberta.....	68

### **Índice de Equações**

Equação 1. Dissolução ácida de carbonatos.....	14
Equação 2. Dissolução da sílica.....	23

### **Índice de Tabelas**

Tabela 1. Plano de trabalho.....	41
Tabela 2. Formas cársticas e de encosta.....	42



## **Introdução**

---

No campo dos estudos Geomorfológicos, a escola alemã de J.Büdel contribuiu para a interpretação de que a evolução do modelado da superfície terrestre, nos trópicos úmidos, seria dada por processos de denudação química, configurando-se o que se denominou *ecthplanação*. Nesta teoria, a ação química de intemperismo, condicionada pelo clima em conjunto com características pedológicas e litológicas, controlaria o aplainamento homogêneo do relevo, a partir de superfícies de intemperismo, em diferentes profundidades (BÜDELL, 1957 e 1963 apud BÜDELL, 1982). O aplainamento também pode ser descontínuo, dependendo de condicionantes litológicos, estruturais e pedológicos (OLIER, 1969 apud THOMAS, 1974). Esta teoria foi cerne para a construção da Geomorfologia Climatogenética. Neste contexto THOMAS, (1967); BREMER (1977); BOULET (1977); SELBY (1982), dentre outros, desenvolveram trabalhos aplicados à gênese de relevos tipicamente gerados pela ação química, principalmente na formação de relevos residuais, *bornhardts* (domos), no continente africano. Na América do Sul e no Brasil DEMANGEOT (1985), FILIZOLA & BOULET (1996), VITTE (1998), PEALVAST & SALES (2002), CARNEIRO & VALADÃO (2003), dentre outros, também tem pesquisado a ação química para esculpturação do relevo.

Outros autores propuseram modelos de evolução da paisagem sob forte influência do clima, destacando-se a obra de J.J.Bigarella, cujo modelo evolutivo sustenta a variação da denudação mecânica em resposta às variações climáticas. BIGARELLA et al (1965) propõem, para o SE e o S do Brasil, um modelo baseado nas variações climáticas durante o Quaternário. Nela, os períodos de clima úmido corresponderiam à estabilidade de encostas devido à proteção desempenhada pela vegetação, prevalecendo à incisão linear nos domínios fluviais e o aprofundamento dos perfis de solo. Durante os ciclos do semi-árido haveria a intensificação dos processos

erosivos nas encostas em decorrência da diminuição da vegetação, especialmente nos períodos de chuvas concentradas, prevalecendo o recuo das encostas e o alargamento dos fundos de vale.

O avanço das pesquisas geomorfológicas no Sudeste brasileiro, especialmente as conduzidas por M.R.M. de Meis e colaboradores, levou a algumas revisões da escola climática, como suporte à modelagem evolutiva das encostas. Seus estudos sobre o Quaternário no recôncavo da Baía de Guanabara, no médio vale do rio Doce e no médio vale do rio Paraíba do Sul atestam que, durante o Quaternário Tardio, o padrão evolutivo das vertentes foi descontínuo no espaço e no tempo e foi marcado pela alternância entre períodos com altas taxas de erosão-sedimentação e períodos de estabilidade morfodinâmica, quando teria prevalecido a formação de solos (MEIS e MONTEIRO, 1979; MEIS e MOURA, 1996). As autoras sugerem que tais alternâncias seriam resultados de variações paleo-hidrológicas.

Mais recentemente, Coelho Netto e colaboradores, em pesquisas que integram as abordagens histórica (estratigráfica) e funcional (processos), ampliaram a base de sustentação do modelo evolutivo de Meis, demonstrando, com base em datações absolutas, a ocorrência de ao menos dois ciclos de intenso trabalho erosivo e deposicional na bacia do rio Bananal: um, entre 10.000-8.000 anos A.P., e outro, à cerca de 250 anos, desencadeado pela substituição da floresta Atlântica original pela monocultura de café, seguida, a partir do séc. XX, da atividade agro-pecuária (DIETRICH et al., 1991, COELHO NETTO et al., 1994, DANTAS & COELHO NETTO, 1994 e COELHO NETTO, 1999).

A última autora citada destaca que a bacia do Bananal, que drena sobre rochas metasedimentares (gnaiesses bandados) e granitóides, evolui de modo sincronizado no tempo geológico (COELHO NETTO et al., 1994), porém, os processos geomorfológicos são descontínuos no tempo e não operam de modo uniforme no espaço (MEIS E MOURA, 1984; COELHO NETTO & FERNANDES, 1990; MOURA, 1991; COELHO NETTO, 1999). Isto porque a evolução das encostas está associada ao reencaixamento da rede de canais, anteriormente “entulhados” por espessos pacotes sedimentares do ciclo erosivo de 10.000 anos atrás.

Estudos dos processos erosivos atuais conduzidos por Coelho Netto e colaboradores (COELHO NETTO, 2003) mostram um avanço regressivo dos canais do tipo voçorocas sobre as cabeceiras de drenagem. À medida que estes canais alcançam as encostas mais íngremes, detonam deslizamentos, os quais, junto com a erosão subsequente em cicatrizes erosivas, proporcionam aumento significativo da carga de sedimentos para os canais fluviais coletores, locais e regional. COELHO NETTO (1999), no entanto, chama a atenção para o fato de que as bacias de drenagem tributárias do médio vale do rio Paraíba do Sul não operam internamente da mesma maneira.

Embora, no atual estado da arte, as pesquisas conduzidas na área-laboratório da bacia do rio Bananal apontem para um modelo evolutivo que enfatiza a predominância de **denudação física**, não se omite a relevância dos processos diferenciais de intemperismo associados à origem de depressões fechadas que indicam a atuação de processos de **denudação química** (LEITE, 2001; XAVIER, 2004; CASTRO E COELHO NETTO, 2002). Estes autores apontam, ainda, que os processos geoquímicos, assim como os processos mecânicos anteriormente mencionados, estão fortemente controlados pelas fraturas subverticais na percolação da água pluvial e/ou na exfiltração de água subsuperficial por artesianismo.

Neste sentido, observações recentes feitas por pesquisadores do Laboratório de Geo-Hidroecologia (GEOHECO) em excursões pela serra da Mantiqueira, no médio vale do Rio Paraíba do Sul, evidenciam a existência de algumas feições tipicamente cársticas sob rochas quartzíticas, dentre as quais as depressões fechadas ou feições doliniformes, indicando a ocorrência de processos de **denudação química**. Vale lembrar que o quartzito, que é rico em sílica, é considerado como uma das rochas mais insolúveis.

Uma questão central refere-se ao conceito de carste, que tem sido associado fundamentalmente às rochas carbonáticas desde o século XIX (CVIJC, 1893). No entanto, alguns autores descrevem conjuntos cársticos em rochas quartzíticas, assim como os existentes em sistemas carbonáticos que são altamente solúveis. Inúmeros autores como WRAY (2003), na Austrália, e DOERR (1999), na Venezuela e Inglaterra, têm tentado desvendar a gênese dessas feições cársticas em rochas quartzíticas. Suas deduções para a formação destas feições cársticas variam entre a ação química, agindo

sobre o cimento de sílica amorfa ou diretamente sobre os grãos de quartzo e a ação física da água no carreamento de grãos de quartzo descompactados. Ambas ações estariam ligadas à concentração do fluxo hídrico entre descontinuidades rochosas.

O debate mais recente em torno das feições cársticas em rochas quartizíticas prende-se, em última instância, ao balanço entre a denudação química e a denudação mecânica. Na literatura, tem surgido um questionamento a respeito da aplicação do termo carste para litologias não carbonáticas, predominando, ainda, o termo pseudo-carste. A questão central, no entanto, prende-se ao pouco conhecimento acumulado sobre as proporções entre o trabalho químico e físico, não apenas na geração das formas cársticas típicas, mas também, e principalmente, na evolução do modelado como um todo.

A presente proposta de tese de mestrado constitui uma etapa inicial da investigação sobre o desenvolvimento do modelado em rochas quartizíticas, tendo em vista o balanço entre o papel e a magnitude dos processos de denudação química e de denudação mecânica. Por ora, priorizam-se as etapas de reconhecimento, mapeamento detalhado das formas cársticas e morfologias denudacionais em cabeceiras de drenagem possivelmente associadas à evolução das formas cársticas.

Ainda nesta primeira fase, foram priorizados também o reconhecimento e mapeamento de feições morfológicas deposicionais nas encostas e nos domínios fluviais, como suporte para a discussão inicial dos processos físicos neste ambiente. Vale ressaltar que os resultados desta tese servirão de base para a escolha das áreas de monitoramento hidrogeoquímico e geomorfológicos, que, futuramente, serão objetos de um programa de pesquisas voltadas ao doutoramento.

O GEOHECO estabeleceu esta nova linha de pesquisa para investigar os processos e a evolução da paisagem morfológica em rochas quartizíticas, tendo como estudo de caso a bacia hidrográfica do Ribeirão Santana, afluente do Rio Preto. Este último é o maior tributário do rio Paraíba do Sul e faz a fronteira entre os estados de Minas Gerais e do Rio de Janeiro.

Esta linha de pesquisa está contemplada nos seguintes projetos: Edital PRONEX (FAPER-CNPq) processo nº E-26/171.196/2003 “ENGENHARIA GEOTÉCNICA, HIDROLOGIA E REABILITAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS

NO SISTEMA ENCOSTA-PLANÍCIE”; Edital CNPq UNIVERSAL, processo nº 474162/2004-4, “PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS E EVOLUÇÃO DE CABECEIRAS DE DRENAGEM: O PAPEL DAS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E DA ÁGUA SUBTERRÂNEA”; Edital CNPq CT-HIDRO processo nº 552854/2005-0 “HIDROLOGIA DE ENCOSTA E EROSÃO EM PEQUENAS BACIAS HIDROGRÁFICAS SOB USOS DE SOLOS DIFERENCIADOS”; Edital FAPERJ-Programa CIENTISTA DO ESTADO, processo E-26/152.196/2002-BOLSA, “ESTUDOS GEO-HIDROECOLÓGICOS EM CABECEIRAS DE DRENAGEM NA REGIÃO DA MATA ATLÂNTICA: SUBSÍDIOS À QUALIFICAÇÃO AMBIENTAL E REABILITAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO”; e também ao programa FAPERJ/BOLSISTA NOTA 10: “GEOMORFOLOGIA CÁRSTICA EM ROCHAS QUARTZÍTICAS: CABECEIRAS DE DRENAGENS DO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL”.

## 1. Objetivos

---

### 1.1. Objetivo geral

O trabalho tem como **objetivo geral** o reconhecimento, a localização e o mapeamento geomorfológico em área com substrato geológico constituído por quartzitos, com ênfase na localização e classificação de feições cársticas e outras feições morfológicas associadas à denudação das encostas e vales fluviais. Busca-se subsidiar o entendimento e a explicação da evolução de bacias de drenagem neste domínio rochoso, como suporte aos modelos evolutivos por denudação química e mecânica no contexto da bacia do rio Paraíba do Sul, na região sudeste brasileira.

### 1.2. Objetivos específicos

Para alcançar o objetivo geral espera-se realizar os seguintes objetivos específicos/metas:

- Construção de uma base cartográfica adequada à representação das formas cársticas e demais morfologias enfocadas neste estudo (escalas 1: 10 000 e 1: 500);

- Levantamento sistemático de feições cársticas e mapeamento em escala 10.000 e 1:500;
- Caracterização morfológica e mapeamento de cabeceiras de drenagem (escalas 1:10 000 e 1:500);
- Análise das relações entre as formas cársticas e o substrato geológico;
- Reconhecimento e caracterização dos materiais inconsolidados nas depressões e cabeceiras de drenagem;
- Identificação e caracterização estratigráfica de depósitos de encostas;
- Identificação e caracterização de depósitos fluviais;

## **2. Revisão da bibliografia fundamental**

### **2.1. O carste**

O Carste é um tipo peculiar de morfologia, fortemente marcada por um sistema hídrico subterrâneo, possuindo formas típicas superficiais e subterrâneas indissociáveis. Uma paisagem cárstica é demarcada por feições ruiformes, *canyons*, dolinas e até mesmo grandes planícies inseridas em compartimentos montanhosos. A existência destas formas superficiais está intimamente ligada a uma série de condutos subterrâneos, por onde fluem os rios que podem mesclar parte de seu fluxo entre superficial e subterrâneo, com um padrão criptorréico de drenagem. Esta drenagem subterrânea torna-se possível, geralmente, devido à alta solubilidade das rochas contidas nas formações cársticas, mas a intensidade de evolução de uma morfologia deste tipo depende de fatores, dentre outros, como gradiente hidráulico, pureza da rocha e condições climáticas.

O termo carste surgiu originalmente como expressão regional, em estudos naturalistas, para designar uma região que possui formações rochosas carbonáticas, localizada na península balcânica, compreendida entre Eslovênia e Trieste, na Itália. Na língua indo-européia local, a região era chamada KRAS, vocábulo que significa “campo de pedra calcárea”. O termo transformou-se em carso, para italianos, e karst, para alemães e austríacos, sendo este último o vocábulo que, adotado mundialmente, foi traduzido para várias línguas, como é o caso do português: carste. CVIJIC em 1893,

com seu trabalho “*Das Karst phaenomen*” ainda que de forma muito descritiva, inicia a era de estudos sistemáticos sobre o carste. Este autor defendia, ao contrário de seu mestre Penck, que a dissolução química predomina nos processos de erosão física que ocorrem nos fenômenos cársticos, teoria que foi comprovada somente após a segunda guerra mundial (KOEHLER, 1998; LINO, 2001 e KRANJC, 2006).

Posteriormente a esta fase, vários casos de maciços calcáreos que possuem fenômenos cársticos foram descritos na Europa e em outras partes do mundo, fazendo com que o termo ganhasse uma conotação mais geral. Em última instância, o termo refere-se às feições geradas predominantemente pela ação química em rochas solúveis, com deposição de elementos mais estáveis, e posterior ação gravitacional associada principalmente ao colapso de fragmentos de rocha e ação da água subterrânea para transporte de detritos residuais e de elementos em solução (FORD & WILLIAMS, 1989).

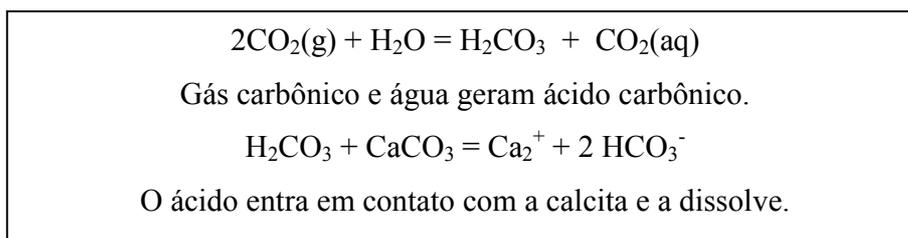
No Brasil os primeiros relatos sobre o carste cabem aos naturalistas Peter Lund e Ricardo Krone no séc. XIX, apesar de estes autores descreverem uma paisagem cárstica sem utilizar o termo e de seu objeto de estudo estar mais centrado no conteúdo fossilífero das cavernas (LINO, 2001). É creditado a TRICART (1956) o primeiro trabalho sistemático sobre o carste no Brasil. Apesar de conduzi-lo, também, de forma bastante descritiva, o autor faz considerações importantes sobre os maciços cársticos ao norte de Belo Horizonte e na região de Bom Jesus da Lapa na Bahia. Mais recentemente destacam-se os trabalhos científicos sobre carste em rochas carbonáticas desenvolvidos por KOEHLER (1978, 1989), AULER (1995) e PILÓ (1996), principalmente em carbonatos da bacia do rio das Velhas, no estado de Minas Gerais, ao norte de Belo Horizonte e também desenvolvidos por KARMANN (1999), no vale do Ribeira e em outras áreas cársticas no estado de São Paulo. O último autor também lidera um grupo de pesquisas sobre o carste, desde 1999: GRUPO DE PESQUISAS EM DINÂMICA E SISTEMAS CÁRSTICOS na UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO (USP), que além de assuntos como Hidrogeoquímica em sistemas cársticos também desenvolve pesquisas na área de datação. Inúmeros também são os trabalhos de cunho espeleológico desenvolvidos no Brasil, que tem objeto na topografia, beleza de formas internas a

cavernas, turismo, esporte e manejo a elas relacionado. Estes trabalhos, porém, desviam do foco científico-geomorfológico da presente pesquisa.

### 2.1.1. Processos e Formas

Como rochas solúveis, consideram-se principalmente aquelas sensíveis à dissolução ácida pela ação da água, como é o caso das rochas carbonáticas (SHUMANN, 1994). Dentre as rochas carbonáticas, as principais são os calcários, predominantemente formados por carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) e os dolomitos, predominantemente formados por carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) e por carbonato duplo de cálcio e magnésio [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ]. A reação predominante nos processos de carsteificação é a da dissolução ácida do carbonato de cálcio, pela seguinte reação (equação 1):

**Equação 1.** Dissolução ácida de carbonatos.



Para esta reação (equação 1), é importante a Pressão de  $\text{CO}_2$  contida na água, dependente de variáveis como temperatura e ação biogênica no solo (APPELO & POSTMA, 1993). Nas latitudes tropicais, apesar de as altas temperaturas significarem altas taxas de evapotranspiração, geralmente os solos são bem desenvolvidos e há muita atividade biogênica, o que aumenta a eficiência da  $\text{pCO}_2$ , provocando maiores taxas de dissolução. Estes fatores, somados com um maior carreamento de material intemperizado, devido a grandes aportes de água comuns a estas latitudes, ampliam a eficiência da formação do sistema cárstico. Diferencia-se, portanto, este relevo cárstico tropical daquele comum às latitudes de clima temperado, do carste clássico ou dinário. Segundo WILLIAMS (1972) a morfologia carstica em latitudes temperadas é rica em formas negativas: dolinas, uvalas e polies, pois a denudação química será concentrada nos condutos subterrâneos, já a morfologia cárstica comum a latitudes tropicais será

mais rica em formas positivas residuais, com a formação de cockpits, onde coexistem grandes depressões cársticas com formas residuais positivas: mogotes e torres. Esta tese, porém, não parece ser muito aplicável a alguns casos brasileiros, que são similares aqueles casos clássicos de carste da península balcânica (PILÓ, 1998).

Uma série de feições de relevo é relacionada à dissolução pela água; à deposição de fases mais estáveis do elemento dissolvido; e aos efeitos mecânicos causados pela criação de descontinuidades (como desabamentos de tetos de cavernas); assim como pela própria passagem de fluxos hídricos, que também tem efeito erosivo sobre os condutos. A seguir, mencionam-se as principais formas encontradas em uma paisagem cárstica e um pouco do processo gerador a que estão relacionadas.

#### 2.1.2. Compartimentação e Geomorfologia Cárstica.

A evolução de uma paisagem cárstica depende da dissolução química de rochas e de um sistema hídrico subterrâneo. Deste sistema são criadas uma série de formas subterrâneas e superficiais indissociáveis umas das outras, seja nas zonas de recarga, vadoza ou terminal. Estas formas diferem das formas mais ligadas a um sistema evolutivo onde predomina o escoamento superficial para a evolução geomorfológica, demarcado por processos de encosta. Para se mapear a morfologia cárstica é, portanto, necessária à identificação de zonas onde existe o predomínio de um conjunto de formas, relacionando-as ao sistema gerador.

Vários autores esforçaram-se por entender esta compartimentação. Dentre eles, CVIJC (1893), já dividia as formas cársticas em formas primárias ou destrutivas, que compreenderiam as formas subterrâneas: cavernas, dutos, entre outras; e as formas superficiais, torres, mogotes, dolinas, polies, entre outras; e em formas secundárias ou construtivas, relativas à deposição de elementos dissolvidos, quase que totalmente relacionadas com espeleotemas.

FORD & WILLIANS (1989) tomam como ponto de partida o sistema hídrico, com forte ação da água subterrânea, para individualizar as zonas de recarga e de descarga, comuns aos sistemas cársticos e responsáveis pelas feições de dissolução e de acumulação, respectivamente. Em relação às zonas de erosão ou recarga dos maciços cársticos existiriam as formas de vale cego, torres, dolinas, poliés, cavernas, etc. Em

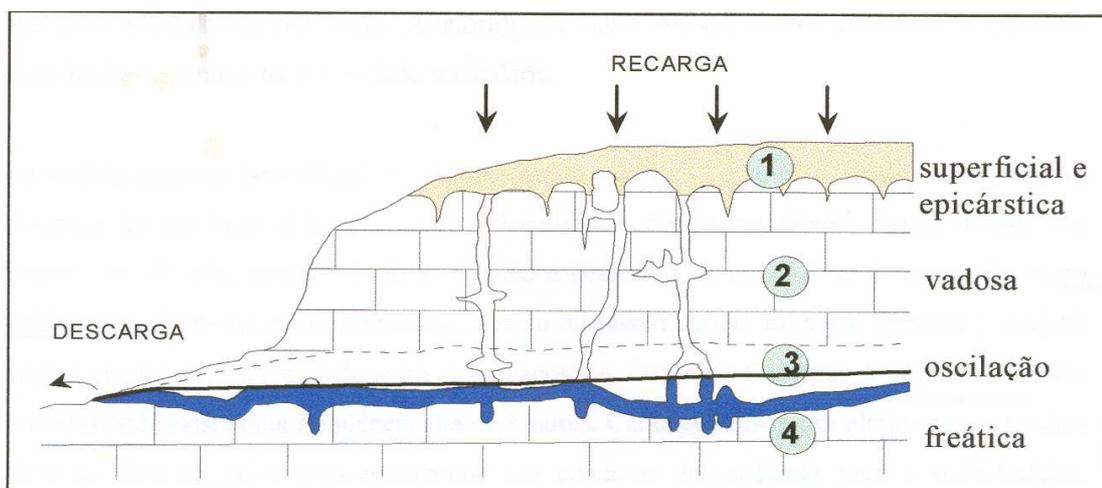


Figura 1. Compartimentação do sistema cárstico adotada por Kohler, adaptada por PILO (1998). Extraído de Pilo, (1998).

relação às zonas de acumulação ou descarga existiriam formas mais ligadas à deposição, como campos de lapiés deposicionais e recifes.

KOHLER (1998), adotando conclusões de BÖGLI (1980), prefere ligar a ocorrência de formas cársticas ao regime hidrológico do carste (figura 1), no qual existiria uma zona de recarga (1), com ocorrência de formas como campos de lapiés, torres e dolinas e formação do solo (epicarste); uma zona de regime vadozo (2), com circulação livre da água sob ação da gravidade, onde ocorreriam feições do tipo clarabóias, paredes em fraturas, dutos verticais e piping; uma zona de regime anfíbio (3), alternadamente seca ou inundada, onde ocorreriam cavernas com grandes espeleotemas pela deposição dos materiais dissolvidos nos dutos e por fim uma zona de regime

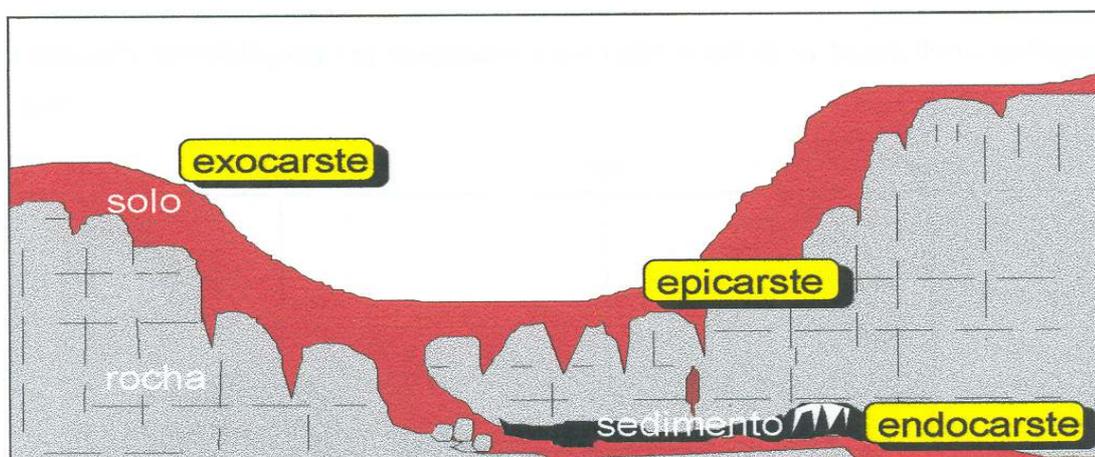


Figura 2. Compartimentação do sistema cárstico adotada por Pilo a partir de vários autores. Extraído de PILO (1998).

freático (4), totalmente saturada ou inundada, onde ocorreriam cavernas praticamente sem espeleotemas, devido a ação continuamente erosiva da água.

Para facilitar a comparação da presente pesquisa com casos brasileiros, as formas cársticas aqui descritas são divididas segundo a compartimentação adotada por PILÓ, L.B. (1998), que faz um apanhado das formas cársticas no carste carbonático de Lagoa Santa, MG. Este autor, baseado em vários outros autores como BÖGLI, 1980; WILLIAMS, 1985; FORD & WILLIAMS, 1989 e PALMER, 1991 (apud PILÓ, 1998) adota uma compartimentação fundamentada em três zonas: exocarste, epicarste e endocarste (figura 2). O **exocarste** seria relativo ao conjunto morfológico superficial do carste, podendo adquirir uma grande variedade de tipologias. As principais formas do exocarste são: dolinas, uvalas, polies, maciços rochosos, lapiás (karrens) e vales cegos e recuados. O **epicarste** seria relativo à zona subcutânea, ou à porção superior da rocha constituída por material inconsolidado, podendo ser um produto da alteração da própria rocha *in-situ* ou uma superposição de depósitos de encosta e de fundo de vale em grandes superfícies cársticas. O **endocarste** é referido a zonas vadoza ou saturada da rocha, onde se incluem os condutos subterrâneos e seus depósitos químicos, clásticos e orgânicos.

Além disso, bloco-diagramas, que demonstram esquemas gerais, como as de BOGLI (1980) ou a de LINO E ALLIIEVI (1980) (figura 3), permitem entender melhor a relação entre as formas superficiais e subterrâneas contidas em um sistema cárstico. Neste sentido é possível entender a existência de uma relação indissociável entre formas externas como dolinas, uvalas, torres, *canyons* e formas internas, como as cavernas, todas ligadas a um sistema hídrico, com lenta percolação de água superficial, ou com entrâncias e ressurgências de rios subterrâneos. As formas citadas nas compartimentações de relevo cárstico aqui citadas serão descritas a seguir:

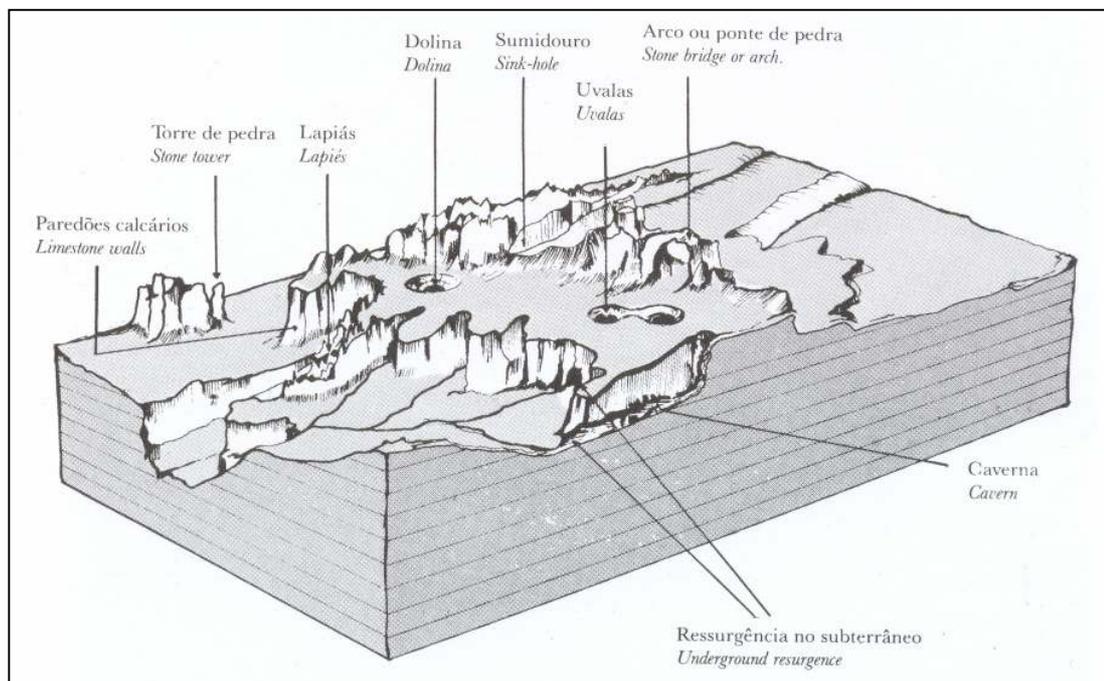


Fig 3. Esquema tridimensional mostrando os aspectos de um relevo cárstico, segundo LINO e ALLIEVI, 1998; apud LINO, 2001.

#### 2.1.2.1. Fomas exocársticas.

##### a) Campos de lapiezamento.

Os campos de lapiezamento, também chamados Karrem em germânico, são sulcos na superfície da rocha cárstica (KOHLER, 1998) e podem ocorrer em superfícies de afloramentos rochosos expostos (Karrem), abaixo do solo ou semicobertos (Bodenkarrem) e no interior de cavernas (HöhleKarren). Conforme SWEETING (1972), tais formações ainda podem ser condicionadas pelas estruturas rochosas sendo: lapiás de fratura (KluftKarrem) e lapiás de plano de estratificação (SchichtfugenKarren). Portanto, as superfícies de Lapiés (Karrem) são muito comuns em zonas de recarga no início do sistema cárstico, onde a água concentra-se em caminhos preferenciais nas discontinuidades da rocha e demarcam, sempre, a existência de processos de denudação química. Estas superfícies podem assumir várias formas, ocorrendo em paredes horizontais ou verticais. Marmitas geradas pela dissolução, em interior de cavernas, também são consideradas lapiés enquanto forma (LINO, 2001).

- b) Dolinas, depressões fechadas, uvalas, poliés, canyons e sumidouros (formas negativas).

Dolinas são as feições superficiais mais comuns ao sistema cárstico. CVIJC (1893, apud LINO, 2001) utilizou o termo para designar depressões circulares ou elípticas, mais largas do que profundas. Dolinas ou depressões fechadas são formadas pelo escoamento da água para saída subterrânea, por caminhos marcadamente gerados pela dissolução química, preferencialmente em zonas com descontinuidades estruturais ou litológicas. Segundo KOHLER (1998) as dolinas podem ser classificadas em função da forma, balde, funil ou bacia e ainda inúmeras outras formas ligadas a um esforço classificatório. O mesmo autor ainda cita que as dolinas podem ser divididas em função do seu processo de formação, sendo por dissolução ou abatimento. Estas duas formas, ligadas ao processo genético são citadas por vários autores (WILLIAMS, 1972; JENNINGS, 1983; FORD & WILLIANS, 1989, dentre outros):

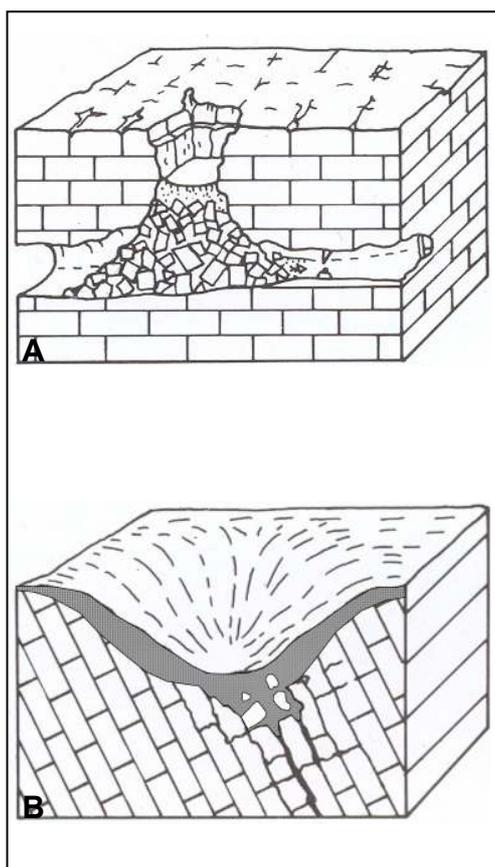


Figura 4. A. Dolina de Abatimento. B. Dolina de dissolução (modificado de JENNINGS, 1983).

Dolinas de abatimento possuem paredes retas e formam-se pelo colapso do teto de cavernas próximas à superfície, pelo peso de solo acumulado ou pela ação física da água, em áreas onde há dissolução anterior, que é responsável pela formação de condutos e ampliação de descontinuidades internas, com colapso abrupto e formação de caminho preferencial de curso hídrico (figura 4 A.).

As dolinas de dissolução ou aluviais, têm suas bordas suavizadas e ocorrem pela lenta dissolução da superfície rochosa e/ou quando pacotes espessos de solo ou de sedimentos cobrem rochas cársticas. A perda de minerais solubilizados do solo e da rocha, faz com que o material

enfraquecido preencha as discontinuidades, que estão em contínuo alargamento, gerando subsidência do material de recobrimento e criando a dolina. (Figura 4 B)

Nos dois casos, caminhos preferenciais de água potencializam o processo de dissolução concentrado, tornando cada vez mais rápida a abertura de condutos. Neste sentido, os processos de dissolução e de abatimento abrupto podem coexistir. WILLIAMS (1972), como já citado, ainda considera a existência de dolinas bem demarcadas para diferir os relevos cársticos entre paisagens de dolinas em regiões temperadas (ou o carste *dinário* como citam WILLIAMS, 1972 e KRANJC, 2006) e paisagens de *cockpits* nos trópicos úmidos, gerados por uma meteorização geral mais eficiente do relevo, devido à alta pluviosidade. Como já mencionado esta divisão não pode ser totalmente aplicável aos casos brasileiros.

As uvalas são coalescências de várias dolinas, gerando feições em forma de couve flor, onde geralmente restam feições ruiformes em seu interior. Os poliés representam grandes planícies cársticas, e são as maiores feições desta zona. Geralmente são gerados por grandes abatimentos de conjuntos cársticos, ou em conjunção com atividade tectônica. Apresentam paredes escarpadas, fundo plano e são cortados por fluxo contínuo de água, que geralmente se torna subterrâneo, atravessando um compartimento montanhoso por um canyon ou sumidouro. Os poliés na maioria das vezes são alagados sazonalmente em períodos mais úmidos (PILÓ, 1998; KOHLER, 1989 e 1998 e LINO, 2001).

c) Relevos ruiformes (formas positivas).

Relevos ruiformes são feições remanescentes (formas positivas) do sistema cársticos. Dentre estas formas, podem-se citar as torres, que são feições irregulares formadas geralmente nos divisores de maciços cársticos ou no interior de uvalas. Muitas vezes os topos de torres são ligados a maciços cársticos formando túneis ou pontes naturais. . As verrugas e estrias são afloramentos rochosos ruiformes geralmente criados em um sistema paleo cárstico antecedente, que foram soterradas por solo e atualmente estão sendo dissecadas. Os mogotes ou hums são morros isolados internos a planícies cársticas (poliés), muito comuns em áreas de carste tropical (PILÓ, 1998 e KOHLER, 1989).

#### 2.1.2.2. Formas epicársticas.

O epicarste representa a área de formação de solos em superfícies cársticas (regolito). O regolito é constituído pelo manto de alteração (saprolito) e pelos materiais que o cobrem (solos “*in situ*” e depósitos). O saprolito é o produto de alteração química e física da rocha. No sistema cárstico prevalece a ação química de dissolução, portanto, o saprolito e, conseqüentemente, o epicarste representam também a zona de início do processo de carsteificação (PILÓ, 1998).

Produtos da ação erosiva química e física dão origem a detritos que são carregados pela água, que também é rica em elementos dissolvidos. No sistema cárstico, os depósitos produzidos por esta ação geralmente são confinados em dolinas, uvalas, poliés ou cavernas, podendo ser cobertos por camadas de matéria orgânica, quando há presença de vegetação. No caso de grandes feições como os Poliés, estes depósitos também podem ser submetidos ao trabalho físico, nas superfícies escarpadas que limitam estas formas e/ou retrabalhados por fluxos contínuos de água nas áreas de planícies, constituindo depósitos de encosta e de fundos de vale fluvial, respectivamente. (PILÓ, op. cit.).

#### 2.1.2.3. Formas endocársticas

As formas endocársticas são relativas às feições subterrâneas: cavernas e espeleotemas a elas relacionados. Segundo PALMER (1991, apud KOHLER, 1998), a forma das cavernas é controlada por uma série de fatores: localização, extensão, grau de solubilidade da rocha, distância entre o ponto de recarga e de descarga do aquífero, padrão estrutural da rocha, distribuição do fluxo freático e vadoso, e história geomorfológica regional. Neste contexto, simplificada, as cavernas podem ser classificadas como: cavernas de origem freática, totalmente inundadas, as quais são caminho preferencial de fluxo hídrico constante, e cavernas de origem mista (freática e vadosa). É neste último tipo de cavernas, onde há uma variação do nível freático, que são gerados os espeleotemas, feições características dos interiores de cavernas, constituídas por precipitações carbonáticas que geram feições extremamente variáveis. Sua forma depende de condições como temperatura, quantidade de água e características litológicas e estruturais das rochas cársticas. O estudo da diversidade destas formas está

no âmbito da Espeleologia (LINO, 2001), mas as características dos depósitos podem oferecer evidências sobre o tipo de processo de denudação a que a rocha está exposta.

## **2.2. “Pseudo-carste” ou o carste em rochas ricas em sílica.**

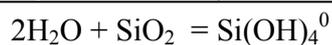
Como visto, o termo carste evoluiu da descrição de uma região para se tornar um conceito mais abrangente, indicando áreas de rochas carbonáticas, nas quais os processos de denudação química são mais eficientes do que os processos de denudação física para esculturação das feições de relevo. Hoje, porém, inúmeros trabalhos descrevem a ocorrência de processos cársticos em áreas não carbonáticas, mesmo assim autores consagrados, como FORD (1980), afirmam que as verdadeiras formas cársticas são diferenciadas das formas pseudo-cársticas pela existência -e necessidade- da dissolução da rocha, somente possível em rochas sensíveis à dissolução ácida.

Outros autores, porém, como JENNINGS (1983), esclarecem que não necessariamente a dissolução será o processo prevalente no carste, uma vez que este é formado por uma variedade de processos intempéricos químicos e físicos. O mesmo Ford, quase uma década à frente (FORD & WILLIAMS, 1989), torna o conceito mais abrangente e considera as feições cársticas como uma conjunção entre processos de denudação química e física, na qual deve predominar o primeiro processo. Para SUGUIO (1999), portanto, o termo pseudo-carste é utilizado em casos de formas geradas por processos que não envolvam a dissolução: abatimento, piping, deslocamento, ação de ondas e de marés, condutos em rocha e em solos gerados por outros processos. Estas formas geralmente são isoladas e não possuem repetição regional, por não estarem ligadas a processos abrangentes.

Havendo, portanto, a identificação regional de formas tipicamente cársticas em formações rochosas compostas por rochas não carbonáticas, como é o caso de arenitos, quartzitos, granitos ou gnaisses compostos por alto percentual de cristais de sílica, evidencia-se a preponderância de processos de denudação química sobre os processos de denudação física. Resta saber quais são realmente os processos químicos que levam à dissolução desta rocha, dada a peculiaridade de a sílica, segundo KRAUSKOPF (1972) ser um mineral que possui baixas taxas para dissolução em condições ambientais:

120mg/l em sua forma amorfa e 10mg/l em sua forma cristalizada. A sílica aquosa pode ser representada pela fórmula estrutural,  $H_4SiO_4$ . No caso do quartzo -  $SiO_2$ - tal estado é gerado pela seguinte reação química (equação 2):

**Equação 2. Dissolução da sílica**



ou



KRAUSKOPF (1972), afirma ainda que a dissolução da sílica gera um ácido, o ácido silício, e que a solubilidade do quartzo cresce em condições alcalinas de pH. Isto leva a entender que a própria formação do ácido silício barra a continuidade da dissolução da sílica, pois torna o pH mais ácido.

Neste contexto, destacam-se os trabalhos realizados na Austrália, Venezuela, África do Sul, Inglaterra e Brasil em rochas que estão sob ou já sofreram a ação do clima quente e úmido (DOERR, 1999; WRAY, 2003; JENNINGS, 1983; CORREA NETTO, 1993 e 1997; SILVA, 2003 e ROBAINA, 2006). Em casos como na formação quartzítica venezuelana, de “Roraima mountains”, em que existem formas como paredões, *canyons*, dolinas e cavernas, há evidências de grande similaridade entre os processos ativos para denudação química e os encontrados em áreas constituídas por rochas de grande solubilidade (DOERR, 1999), mesmo que na dissolução das rochas carbonáticas a ação química das águas produza um pequeno aporte de resíduos (alta solubilização). Já em rochas silicláticas o aporte e acumulação de resíduos são muito altos; estes são depositados e posteriormente removidos por transporte físico (JENNINGS, 1983, apud WRAY, 2003).

O fluxo de água deve ser grande e contínuo, pois, em áreas onde os fluxos são baixos, a remoção não é efetiva; alguns elementos silicáticos diluídos podem ser reincorporados para a formação de argilas e posterior entulhamento de dutos subterrâneos (YOUNG, 1998). Segundo os autores, as condições climáticas favoráveis para a existência de processos cársticos em rochas silicláticas, são climas tropicais ou

equatoriais quentes e úmidos. Neste sentido, SELF & MULLAN (1996) explicam que as mais altas taxas de desenvolvimento de feições cársticas em quartzitos conhecidas no mundo, que ocorrem em formação quartzítica no nordeste da Inglaterra, decorrem do fato de tal formação já ter sido submetida a condições metamórficas de temperatura muito alta, as quais interferem na porosidade e pureza dos grãos; a longos períodos de condições climáticas tropicais úmidas, perfazendo uma condição cárstica antecedente. Poderiam ser explicadas ainda pela recente exposição destas formações a condições ambientais atmosféricas, permitindo a denudação mais eficiente de uma rocha recentemente exposta a dissolução e explicando as altas taxas. Segundo WRAY, 2003, considerações similares podem ser feitas para formações quartzíticas ao sul de Sidney, na Austrália, onde atualmente existe um clima temperado e úmido (o autor explica que a área foi exposta a períodos de condições tropicais nos últimos 10 milhões de anos).

Para todos os casos estudados (CHALCRAFT & PYE 1984; GALLAN 1991; PICCINI, 1994; GALAN & LAGARDE, 1988; WRAY, 2003; MARTINI 1979; URBANI & SZCERBAN; 1974, DOERR, 1999; SILVA, 2003, dentre outros), o aporte de grandes fluxos de água subterrânea cumpre importante função na denudação do relevo em rochas ricas em minerais silicáticos, pois a água encontra caminhos preferenciais ao longo de áreas de foliações, áreas de cizalhamento, juntas, fraturas e contatos litológicos. Na figura 5, demonstra-se o processo de arenização com meteorização do cimento de sílica amorfa pela ação da água, que torna livres os grãos de quartzo compactados dentre discontinuidades havendo posterior carreamento do material intemperizado. Em tese, haveria maiores taxas de dissolução da sílica em estado amorfo do que em estado cristalizado.

Neste sentido, além das taxas consideradas por KRAUSKOPF (1972) já citadas na página 17 deste trabalho, YARIV & CROSS (1979) descrevem que a sílica amorfa possui alta solubilidade em climas tropicais úmidos, em torno de 100 à 140 mg/l, enquanto que o cristal de quartzo não passa de uma taxa de dissolução entre 6 e 14 mg/l. CHALCRAFT & PYE (1984), em estudos sobre o quartzito na Venezuela, encontraram taxas de dissolução do quartzo entre 1 e 7 mg/l. Enquanto isto, DOERR (1999), demonstra taxas de dissolução um pouco mais altas para a mesma área, em torno de 150

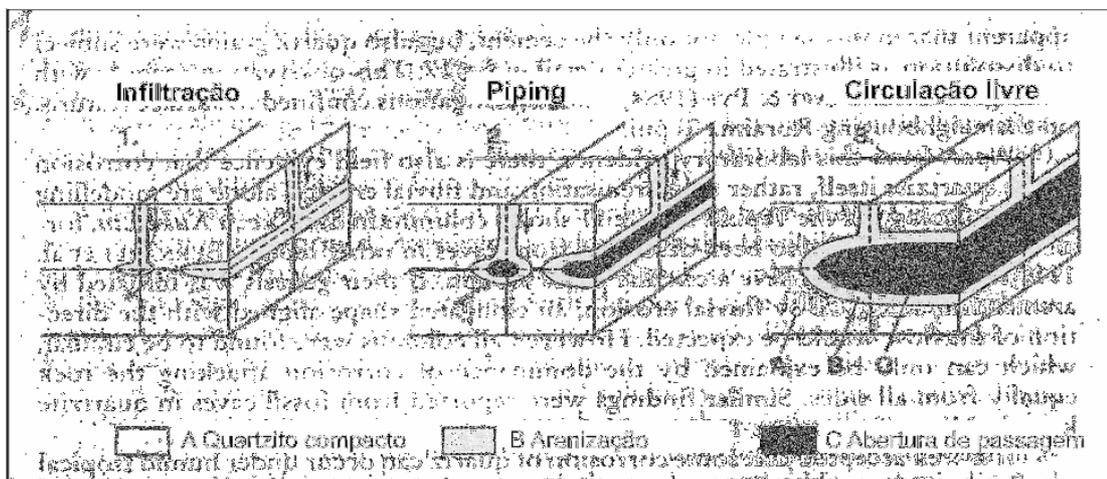


Figura 5. Desenvolvimento de cavidades em fraturas pelo processo da arenização, segundo Galan & Lagarde, 1998, extraído de DOERR, 1999.

mg/l para a sílica amorfa (chamada de cimento de sílica pelo autor) e de 10 mg/l para os demonstram taxas similares, em torno de 6,0 a 15,0 mg/l para os cristais de quartzo em rochas quartzíticas. Dados como estes levam autores como URBANI & SZCERBAN (1974) a corroborar a hipótese da lenta dissolução do quartzo frente à sílica amorfa e o caso de arenização.

Os autores ainda afirmam que a ação da água é o principal fator de denudação em todas as escalas: na dissolução direta de sílica amorfa e na superfície dos grãos de quartzo (mesmo que lenta), em dutos ou fraturas; na formação de poros internos que auxiliam na ampliação da área superficial dos grãos de quartzo; e no carreamento de detritos restantes da dissolução dos minerais, auxiliando na construção do relevo. WRAY (2003), também afirma que os contatos entre grãos de quartzo e a própria superfície destes, que se dão ao longo de limites e outras discontinuidades, são mais facilmente diluídos que os grãos que estão em condições não cizalhadas. No mesmo sentido, na Venezuela, sob regime super-úmido, com 4000 a 7000mm de precipitação anual, DOERR (1999) tenta comprovar o alargamento de fraturas e juntas com dissolução do cimento de sílica amorfa e desprendimento dos grãos de quartzo, antes da corrosão e completa dissolução da rocha.

DOERR (op. cit.) argumenta, **porém**, que nas montanhas Tepui, na Venezuela, a presença de sílica amorfa (ou de cimento silicoso) representa apenas cerca de 3,4% do

conjunto total da rocha quartzítica e que ela inexistente em muitos lugares que também apresentam processos de denudação. Isto leva a crer que, mesmo sendo lenta, a dissolução direta dos grãos de quartzo pode ter papel preponderante para a denudação das rochas ricas deste mineral.

Com a confecção de lâminas em secção (figura 4), aquele autor tenta comprovar a dissolução direta dos próprios grãos de quartzo, evidenciada no arredondamento de suas arestas, o qual é observado em uma seqüência de amostras não intemperizadas (core) e intemperizadas. Os interstícios gerados pela desintegração de parte do grão original são preenchidos pelos detritos, que possuem maior área relativa, o que potencializa o processo de intemperismo superficial.

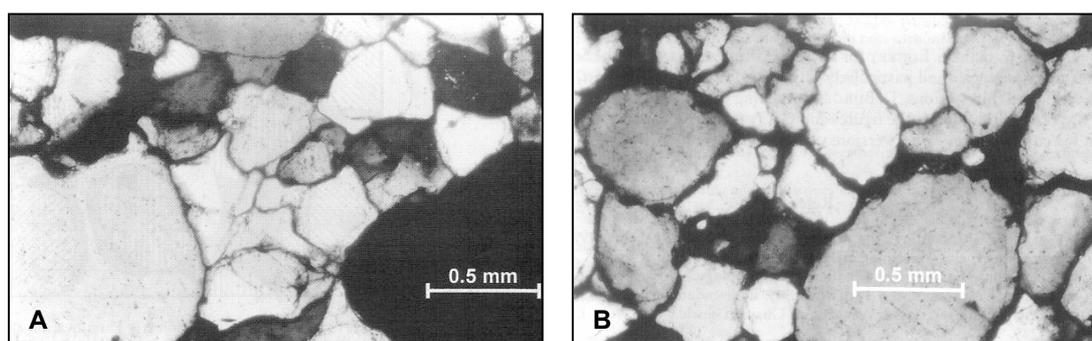


Figura 6. Amostras de quartzito puro, com grãos de quartzo no tamanho de 0.25 a 1mm. A) amostra core de quartzito não intemperizado. Os grãos são fortemente interconectados e angulosos. B) Lâmina de amostra de quartzito intemperizado. Os grãos de quartzo apresentam arredondamento em suas arestas, o qual é demonstrado pela assimetria dos contornos. Fonte: DOERR, (1999).

WRAY (2003) comenta o fenômeno de arenização, mas afirma que suas evidências são raras em trabalhos empíricos sob rochas quartzíticas. Neste sentido, defende que evidências microscópicas com o uso de Microscópio Eletrônico (Scanning Electron Microscope - SEM), podem comprovar a dissolução direta da sílica cristalizada (figura 5). Em seus trabalhos, o autor conclui que à medida que vai havendo a ação corrosiva da água, vão se ampliando os poros de água (etch pits) na superfície do grão de quartzo. Citando CHALCRAFT & PYE (1984 apud WRAY, 2003), o autor afirma haver a dissolução do cimento de sílica amorfa e do quartzo concomitantemente, havendo uma fase intermediária de hidratação entre os grãos de quartzo.

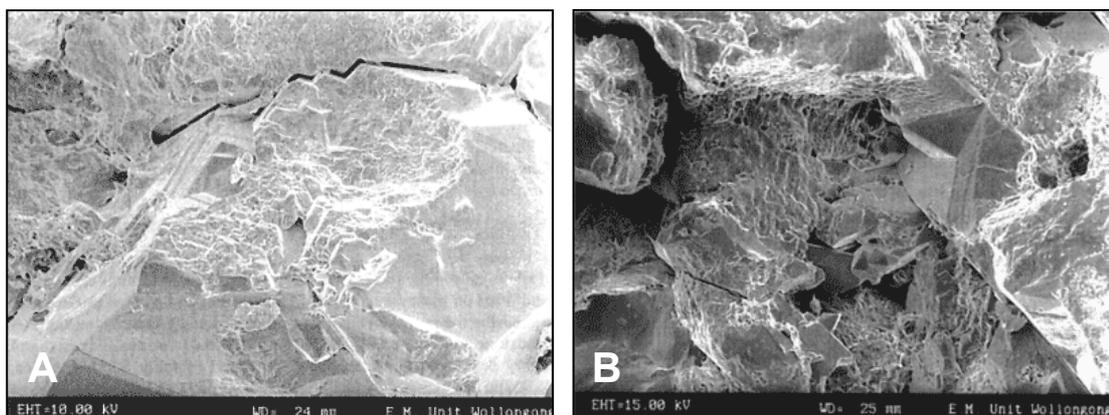


Figura 7. Microscopia SEM em superfícies de grãos de quartzo da formação Baía de Jervis, sul de Sidney, Austrália. A. Superfície sã. B. Intenso ataque dissolucional. Cores pretas: gretas formadas na superfície enfraquecida pela dissolução. Fases em forma de prisma: ataque dissolucional com o aumento da área relativa para ação da energia de intemperismo. Cores acinzentadas: interstícios preenchidos ou superfícies cobertas pelos detritos de quartzo intemperizado. Cores brancas: superfície sã. Fonte: Wray, 2003.

WRAY, (op. cit.) conclui, desta forma, que a dissolução do quartzo auxilia na denudação de rochas ricas neste mineral; porém, as baixas taxas de dissolução em condições ambientais (6-14 mg/l) ainda contradizem a existência de formas de erosão e de deposição, tipicamente geradas pela ação química em rochas predominantemente constituídas por quartzo. Conclui ainda, que podem haver limitações técnicas para o estudo de tais processos, os quais poderão ser explicados pela cinética química.

O artigo acima citado representa uma síntese da maioria das pesquisas até aquele momento desenvolvidos sobre o assunto. Entretanto, pesquisas paralelas como a DREVER (2003) afirmam que a atividade biogênica no solo, nas áreas de recarga, afeta diretamente o intemperismo dos minerais silicatados, pela geração de ligas, pela modificação do pH através da produção de  $\text{CO}_2$  ou ácidos orgânicos e ainda pela ampliação relativa da área superficial dos minerais e pelo tempo de residência da água subterrânea. Já VIDAL RONANI (2003) e outros afirmam haver microespeleotemas em feições cársticas de rochas silicláticas. No caso em estudo, porém, os autores fazem considerações acerca da ação de bactérias na água, que induzem a dissolução do quartzo cristalino transformando-o em sílica biogênica (opala), um polimorfo de sílica mais solúvel que o quartzo. Este polimorfo precisaria de condições alcalinas para ser gerado, o que, segundo o autor, seria garantido pela geração de gipsita, processo que não foi

totalmente explorado pelo autor no texto O polimorfo é posteriormente carreado através de um sistema de fraturas até ser reprecipitado em forma de microestalactites em condições vadozas e em um ambiente ácido.

Neste sentido, é possível considerar que o tempo de residência da água em aquíferos, a concentração de elementos químicos diluídos de minerais e sua transformação em outras fases são condições necessárias para o entendimento da dissolução e precipitação de fases mais estáveis de minerais derivados da sílica cristalizada. Portanto, a termodinâmica e as reações cinéticas também podem ser consideradas para mensurar as taxas de dissolução do quartzo e posterior denudação, mas estes preceitos teóricos serão considerados em estudos futuros, quando será necessário buscar bibliografia que dê suporte a pesquisas voltadas ao entendimento dos processos Hidrogeoquímicos.

### **2.2.1. Autores e casos brasileiros**

No Brasil, os estudos sobre carste em rochas siliclásticas, como arenitos e quartzitos ainda são bastante rarefeitos. Alguns exemplos da pesquisa sobre o tema são os trabalhos desenvolvidos por CORREA NETTO (1993 e 1997) e SILVA (2003), na serra da Mantiqueira, onde recebe o nome local de serra de Ibitipoca no sul de Minas Gerais; e ROBAINA (2006) em arenitos litificados da formação botucatu na Bacia Sedimentar do Paraná, no sudoeste do Rio Grande do Sul. Trabalhos mais abrangentes sobre o tema, com a localização de províncias cársticas no Brasil também foram desenvolvidas por AULER (2004) e SUGUIO (1999). No âmbito da espeleologia, há trabalhos como os de DUTRA (2001) e SPOLADORE (2005), dentre outros, que listam a localização e topografia de cavernas, no primeiro caso em quartzitos na serra do inficionado em Minas Gerais e no segundo caso em arenitos litificados da Bacia Sedimentar do Paraná.

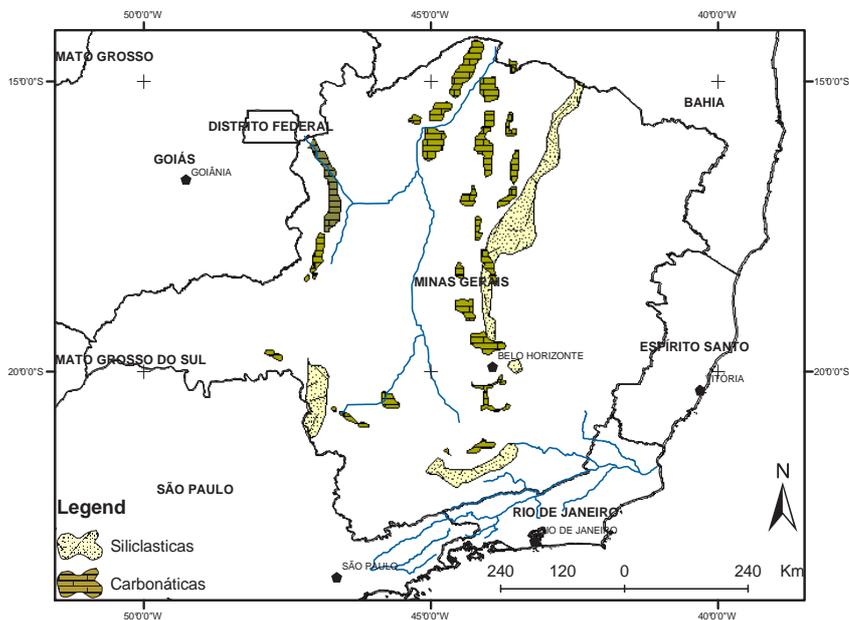


Figura 8. Províncias cársticas carbonáticas e siliclásticas do estado de Minas Gerais. Compilado de Pilo (1998) e Silva (2003). Ao norte, Rio São Francisco, ao Sul Rio Paraíba do Sul.

Localmente, sobre áreas vizinhas à que será estudada, também foram desenvolvidos trabalhos que contemplam as formas cársticas. Com base nestas pesquisas juntamente com aquelas realizadas sobre rochas carbonáticas, anteriormente aqui citadas, podemos traçar um quadro das províncias cársticas brasileiras, ou, ao menos, do estado de Minas Gerais, tal é a concentração de estudos relacionados a este tema que são desenvolvidos naquele estado (figura 6).

Vale ressaltar que os trabalhos acima indicados, realizados em rochas quartzíticas, tanto no Brasil como no exterior, centram seus objetivos na descrição de espeleotemas, formas e tamanhos de grutas ou cavernas e também na discussão sobre os mecanismos de dissolução e deposição de material solubilizado em rochas siliclásticas. Em casos de carste sob substrato rico em sílica **ainda é rarefeito o estudo dos processos geomorfológicos associados à origem e ao desenvolvimento das formas superficiais, assim como em suas relações com a evolução das encostas no contexto de bacias de drenagem.** Também se verificou que, mesmo para o caso dos estudos em rochas carbonáticas, ainda são rarefeitos os trabalhos que contemplem a **relação entre os processos geradores de uma morfologia cárstica e a gênese de formas de encosta**

e **cabeceiras de drenagem**, como concavidades suspensas e/ou topograficamente ajustadas.

### **2.3. Condicionamento estrutural das feições cársticas e sua relação com feições côncavas de encosta**

Um corpo científico consagrado, representados ao menos pelos autores citados na síntese da bibliografia consultada, condiciona o início do sistema cárstico e de suas feições correlatas a descontinuidades litológicas ou estruturais existentes nas formações rochosas. Estas descontinuidades seriam os caminhos preferenciais da água e, portanto da dissolução da rocha, carbonática ou silicilástica.

De outro lado alguns autores também condicionam a ocorrência de feições superficiais de encostas, concavidades suspensas ou topograficamente ajustadas ao canal coletor, a descontinuidades rochosas, litológicas e estruturais, havendo uma tendência de orientação das formas com as estruturas, que são caminhos preferenciais de infiltração de água superficial e/ou exfiltração de água subterrânea (AVELAR & COELHO NETTO, 1992; FILIZOLA & BOULET, 1996; DANTAS, 1995; COELHO NETTO, 2003 ).

BÜDEL (1982) comenta, que na evolução de um relevo controlado por etchplanação, onde haveria alteração profunda ou com ocorrência de latossolos, surgiriam depressões, com aprofundamento controlado pela intensidade do intemperismo e pela ação do lençol freático, confinado em descontinuidades rochosas, provocando uma denudação diferencial. Neste sentido foram desenvolvidos muitos trabalhos sobre a formação de depressões ou feições doliniformes nos trópicos úmidos, dos quais pode-se citar como referência o de BOULET (1977), que estudou formas doliniformes na Namíbia, o de BREMER (1972), que, na mesma região, ligou a existência destas formas denudacionais a um sistema cárstico gerador e o de DEMANGEOT (1985), que destacou tais formas na paisagem do maciço das Guianas, dentre outros.

Mesmo sem relacionar a ocorrência de feições doliniformes em divisores de drenagem com um sistema cárstico gerador, pesquisas geomorfológicas brasileiras descrevem várias regiões de ocorrência destas feições. Dentre os autores pode-se citar

FILIZOLA & BOULET (1996) em sedimentos terciários quartzo-cauliníticos semiconsolidados da bacia de Taubaté; PILO (1998) em embasamento xisto-calcareo da bacia do rio das Velhas (formação sete lagoas); CASTRO FRANÇOSO (1974) em formações superficiais argilosas do platô de Itapetininga na Bacia do Tietê; CABRAL et al. (2003) e UAGODA et al. (2003) em formações sedimentares areníticas (arenito Botucatu), na bacia sedimentar do Paraná, no oeste do Rio Grande do Sul; KAMASE, 2004 em ferricretes nas cabeceiras da bacia do alto Taquari em São Paulo; CASTRO e COELHO NETTO (2002) em rochas metasedimentares do grupo Paraíba do Sul (biotita gnaiss) e COLTRINARI, L. (1997) em formações superficiais do platô de São José dos Campos. Verificou-se, entretanto, que apenas FILIZOLA & BOULET (1996) e CASTRO e COELHO NETTO (2002) relacionam a evolução destas feições doliniformes com a abertura de vales de cabeceira.

FILIZOLA & BOULET (op.cit.), assim como CASTRO e COELHO NETTO (2002), considera que depressões em divisores poderiam estar associadas a mecanismos de subsidência geoquímica favorecidos por fluxos d'água em fraturamentos das rochas e, ainda, que estas depressões poderiam abrir para originar os vales no domínio das encostas. COELHO NETTO (2003) considera estas depressões como proto-vales, os quais podem abrir e dar origem aos vales de cabeceiras de drenagem (ou concavidades, suspensas ou ajustadas topograficamente aos fundos de vales fluviais). A autora sugere que a abertura das depressões e a evolução dos vales abertos dependem da competição pelos fluxos de águas subterrâneas entre depressões e/ou vales adjacentes para geração de descargas críticas nas faces de exfiltração da água subterrânea e ativação da erosão. Neste contexto, os níveis de hidromorfia se concentrariam mais nos fundos das depressões suspensas em divisores topográficos; as depressões em encostas teriam mais chance de abertura dos vales pelo favorecimento do próprio gradiente hidráulico nas encostas laterais.

### **3. Localização e reconhecimento da área de estudo**

---

A bacia hidrográfica do Ribeirão Santana situa-se entre as coordenadas Geográficas 44°00 e 43°45'S e 21°58' 22°05'W, fuso 23S, ao sul do estado de Minas Gerais, onde este faz divisa com o estado do Rio de Janeiro. O rio é afluente da margem norte do Rio Preto, maior tributário do rio Paraíba do Sul (Figura 9).

No contexto regional, a área de estudo situa-se no compartimento tectônico do Grupo Andrelândia, inserido na Faixa Móvel Ribeira descrita por HEILBRON (1995). A unidade geológica deste grupo inclui rochas metassedimentares de idade pré-cambriana. Localmente ocorrem quartzito grosseiro, quartzito fino e gnaisse bandado (AVELAR et al., 2006).

No trabalho de HEILBRON (1995), que faz uma síntese geológica do segmento central da Faixa Ribeira, destaca-se a existência de quatro principais unidades lito-tectônicas: (1) embasamento pré 1,8 Ga, (2) ortognaisses com posicionamento temporal não definido, (3) cobertura sedimentar pós 1,8 Ga e (4) rochas granitóides relacionadas à orogênese Brasileira, que estão relacionadas a quatro domínios tectônicos: três alóctones (imbricados de SE para NW) e um autóctone, que bordeja o cráton São Francisco. Estes domínios tectônicos estão divididos em três principais eventos: sin-colisional, pós-colisional e pós-tectônico, com fases de deformação subseqüentes.

Segundo COELHO NETTO (2003), a bacia do rio Paraíba do Sul e seus tributários têm sua rede de canais superposta a um conjunto de falhamentos associados às estruturas formadas naqueles eventos. Em escala mais detalhada, ligada à evolução geológica da área de estudos deste projeto, sobressaem trabalhos de HEILBRON et al. (2002) e de MARQUES et al. (1985), que coordenaram o mapeamento geológico das folhas Rio Preto/Andrelândia e Lima Duarte, respectivamente, ambas em escala 1:100.000. Em relação à área da bacia do Ribeirão Santana, estas folhas de mapeamento geológico informam que existe uma sucessão entre litotipos de biotita gnaisse bandados, com intercalação de quartzito feldspático e litotipos de quartzito puro, ambos fazendo parte da Megassequência Andrelândia.

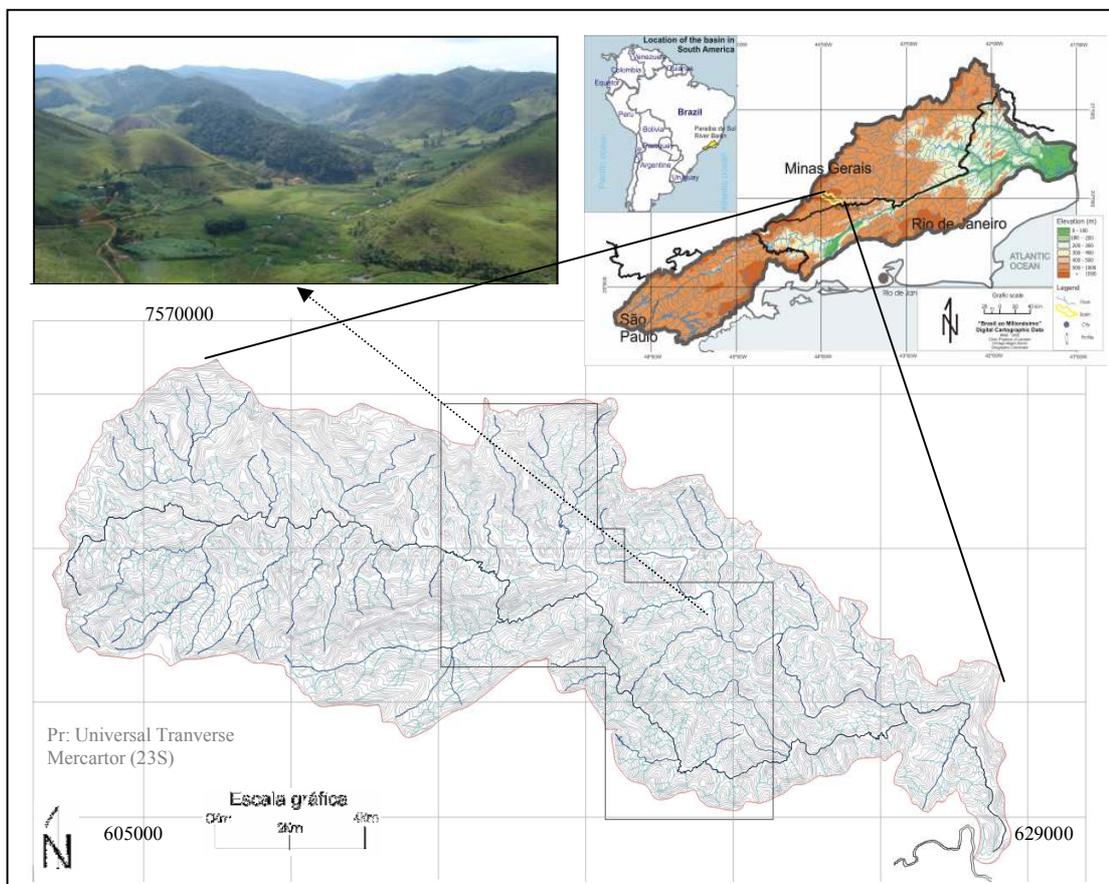


Figura 9. Localização da bacia hidrográfica do Ribeirão Santana no contexto do rio Paraíba do Sul. Os retângulos indicam área de mapeamento de precisão. A foto representa visão parcial da bacia.

CORREA NETTO (1997), em trabalhos de reconhecimento situados em uma serra pouco ao norte da área de estudo, chamada Serra de Ibitipoca, trata a região como uma província espeleológica quartzítica. De outro lado, SILVA (2003), faz uma descrição mais cuidadosa do embasamento geológico da região, chamando atenção para a existência de áreas predominantemente compostas por rochas paleoproterozóicas do Complexo Mantiqueira, além daquelas rochas já citadas da Megassequência Andrelândia

De acordo com SILVA (2003), a região está sob clima do tipo Tropical de Altitude Mesotérmico, com inverno frio e seco e verão chuvoso; a pluviosidade média anual nas áreas abaixo de 1000 metros de altitude atinge 1500mm e nas áreas acima desta cota altimétrica está em torno dos 1700mm. As temperaturas médias oscilam entre 12° a 15° nos meses mais frios e 18° a 22° nos meses mais quentes.

O mesmo autor indica que a área está inserida no bioma da Mata Atlântica onde, originalmente, teria prevalecido uma vegetação do tipo Floresta Ombrófila Densa e Floresta Ombrófila Montana. Hoje, entretanto, prevalece uma vegetação marcada por fragmentos florestais e extensa área coberta por gramíneas, com fundos de vales alagados, brejos e vegetação mais rarefeita nos afloramentos de sedimentos quartzíticos.

Segundo informações coletadas na prefeitura da cidade de Rio Preto em Minas Gerais, historicamente esta área foi utilizada para a reprodução de escravos, extração de madeira e criação de gado leiteiro, além de ser uma rota alternativa para o transporte de ouro entre Minas e Rio de Janeiro. Estas características explicam, em parte, a distribuição dos fragmentos florestais e dos campos com gramíneas. Embora a região permaneça com a criação de gado leiteiro, esta atividade encontra-se em declínio. O município de Rio Preto reproduz estas características, possuindo ainda fazendas (Santa Clara, Serra negra são alguns exemplos) que possuem o gado leiteiro como matriz produtiva e cooperativa que reúne a produção de pequenos produtores. Cabe relatar, para fins informativos, que durante o período das pesquisas de campo foi observado um visível aumento da área de plantios existentes e do número de plantios isolados de árvores exóticas à região, principalmente o eucalipto, para fins de produção de madeira e de lenha.

A bacia possui 168km<sup>2</sup> de área e 45,89km de comprimento em seu canal principal, que tem seu curso irregularmente arranjado (na figura 7 é possível observar que, a partir de seu médio curso, o rio sofre uma abrupta deflexão, margeando a formação quartzítica que faz o limite sul da bacia). Segundo os critérios de Strahler (CRISTOFOLETHI, 1980) e considerando a rede de drenagem restituída em escala 1:10.000, a bacia é de 5ª ordem, possuindo 4 canais de 4ª ordem, 20 canais de 3ª ordem, 84 canais de 2ª ordem e 367 canais de 1ª ordem. Considerando o número de canais de primeira ordem igual ao número total de canais, a bacia possui um total de 367 canais. O ponto mais baixo é da ordem de 410 metros e o ponto mais alto é da ordem de 1685 metros, possuindo a bacia um gradiente de 1275 metros.

A bacia é limitada ao norte pela Serra Negra e ao Sul pela Serra de Santana (figura 8 A e B), sendo alongada entre estas duas formações quartzíticas. As serras locais são feições comuns na serra da Mantiqueira, que é escalonada em sucessivos degraus,



Figura10. Limites da bacia do ribeirão Santana. A. Serra Negra, limite norte. B. Serra de Santana, limite Sul.

condicionados pela sucessão de “trends” estruturais e de grupos litológicos que constituem a Faixa Móvel Ribeira (COELHO NETTO & AVELAR, 2006 ).

As serras quartzíticas possuem inúmeras formas cársticas, tais como: campos de lapiés, dolinas, torres, mogotes, cavernas, dutos, sumidouros, *canyons*, etc. O mapeamento sistemático destas formas é objeto de estudo deste trabalho.

#### **4. Operacionalização metodológica prevista**

---

Como já citado na introdução desta tese, o trabalho insere-se em uma linha de pesquisa do laboratório de Geo-Hidroecologia (GEOHECO), que procura investigar o balanço entre a denudação química e mecânica para formação do modelado geomorfológico. No presente trabalho, estuda-se a morfologia cárstica de uma área quartzítica.

Para alcançar os objetivos propostos nesta tese estão previstos o mapeamento topográfico de precisão, o mapeamento geomorfológico e a análise de características hidrográficas da bacia, o reconhecimento de feições cársticas e o reconhecimento de depósitos superficiais internos as feições e em encostas e fundos de vale. Os resultados obtidos, porém, precisarão ser relacionados as características do arcabouço geológico da área, levantamento que não está previsto no atual trabalho. Mesmo assim, em paralelo a esta dissertação, o grupo de pesquisas está executando o reconhecimento geológico. Neste reconhecimento estão previstos o uso de mapeamentos, HEILBRON et al. (2002) e de MARQUES et al. (1985), que coordenaram o mapeamento geológico das folhas Rio Preto/Andrelândia, e Lima Duarte, respectivamente, ambas em escala 1:100.000, para a localização regional do embasamento rochoso. Também está previsto o reconhecimento de detalhe (carta 1:10.000) dos contatos litológicos, dobramentos e suas fases, foliações, fraturas e as falhas, de área representativa dos fenômenos cársticos da bacia. Alguns dos resultados adquiridos neste mapeamento geológico poderão auxiliar no entendimento do sistema cárstico aqui estudado, sendo apresentados para discussão.

A seguir é descrita a operacionalização metodológica prevista para esta tese:

#### **4.1. Mapeamento topográfico de precisão.**

Os únicos materiais topográficos existentes da bacia hidrográfica estudada são cartas do SERVIÇO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (DSG) e do INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE), datadas da década de 1960, na escala de 1:50.000. Esta escala é muito geral para o trabalho de mensuração das áreas das formas, muitas delas com raios não superiores a 10 metros. O mapeamento topográfico de precisão foi em escala 1:500 e 1:10.000. Para o mapeamento de detalhe, 1:500, escolheram-se formas representativas de depressões e vales de cabeceiras, a fim de identificar desnível e inclinação com o uso de estação total, cedida pelo GEOCART/IGEO/UFRJ. O mapeamento de semi-detalhe, 1:10.000, foi desenvolvido com o auxílio do SERVIÇO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO (3º DL-DSG) e é dividido em três etapas: escolha e coletas dos pontos de campo, triangulação das fotografias aéreas e restituição.

##### **4.1.1. Escolha e coleta dos pontos de campo**

O mapeamento topográfico de precisão é realizado a partir da triangulação de fotografias aéreas, com o auxílio de pontos de apoio planialtimétricos. As fotografias aéreas são ortogonais, do voo PROSPEC-1986, em escala aproximada de 1:20.000, totalizando 32 fotografias em 4 faixas. Os pontos de apoio são escolhidos nas fotografias, respeitando metodologia de articulação de faixas do IBGE e áreas onde se identifica fácil acesso e localização. Em campo, os pontos de apoio identificados na foto são coletados pelo sistema DGPS (Diferencial Global Position System), com a utilização de um par DGPS de marca TRIMBLE, cedido pela UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (UFRJ/IGEO).

Nesta metodologia, um dos aparelhos GPS fica fixo em um marco conhecido, em área central ao polígono que se quer mapear, ou seja, na bacia em estudo. O marco é georreferenciado a partir de outro marco referência, do sistema geodésico brasileiro, localizado na cidade de Vassouras, aproximadamente a 80 km da área de estudo. Como o sistema DGPS utilizado tem uma autonomia de apenas 20 km, é necessário realizar 4 encaminhamentos, com duração de 2 horas cada, obedecendo critérios estabelecidos pelo IBGE e pela DSG. Estabelecido o DGPS referência no marco central, o outro

DGPS é levado aos pontos de interesse de mapeamento, que são identificáveis nas fotos, onde são coletados pontos estáticos, com duração aproximada de 30 minutos, dependendo de variáveis como geometria dos satélites e regularidade superficial do terreno.

Os resultados, que possuem precisão centimétrica a métrica, são pós-processados no software ASHTECH SOLUTIONS, onde se reajustam as coordenadas planialtimétricas dos pontos coletados, tendo como referência o ponto fixo do marco. Também é feito ajuste quanto à altura Elipsoidal e Geoidal, a partir do software MAPGEO 2004, cedido pelo IBGE.

#### **4.1.2. Triangulação das fotografias aéreas**

A triangulação é obtida eletronicamente no software IMAGESTATION (cedido pelo EXÉRCITO BRASILEIRO, DSG, 5° DL.). Nela, articulam-se as fotografias e as faixas a partir dos pontos de *grouber*, que são pontos pré-definidos nas fotografias, dependentes da marca e da calibragem da câmera e da altura do vôo. Com isto, as fotografias e faixas articuladas são georreferenciadas com os pontos planialtimétricos obtidos em campo, com o uso do DGPS. Após isto os pontos de *grouber*, que foram utilizados para articular as fotos e as faixas, também recebem informações planialtimétricas. A localização precisa de cada ponto é repetidamente revisada em relação aos outros pontos planialtimétricos. O processo somente tem fim quando se alcança uma precisão relativa de 5 centímetros para todo o projeto (fotos e faixas articuladas). Com isto, são gerados modelos estereoscópicos digitais, a partir de um par estereoscópico, sendo que todos os modelos estão orientados em relação a um projeto de articulação das fotos e faixas.

#### **4.1.3. Restituição**

A partir da obtenção dos modelos estereoscópicos pode-se dar início à restituição, que é a criação de informações vetoriais georreferenciadas planoaltimetricamente. Para tanto é criado na tela do computador um ambiente tridimensional (3D), a partir da visualização do modelo com o uso de par de óculos eletrônico 3D. Dentre as informações que devem ser restituídas, a restituição das curvas

de nível pode se dar de forma automática, a partir de malha de pontos gerada pelo IMAGESTATION, sob o modelo estereoscópico; de forma manual, demarcando-se, com o uso de cursor digital, isolinhas de valor estático; e de forma semi-automática, que mescla as duas formas anteriores e que é ajustada a partir da restituição da rede de canais, chegando a resultados satisfatórios para o mapeamento das formas de relevo.

No atual trabalho optou-se pela restituição semi-automática. Com base na metodologia desenvolvida por MENDONÇA (2002), restituem-se curvas mestras e interpolam-se curvas auxiliares a partir de uma malha de pontos planialtimétricos (modelo digital do terreno), com precisão centimétrica. O modelo foi ajustado a partir da restituição manual da rede de canais. Esta restituição, que contém valores altimétricos com precisão centimétrica, é interpolada juntamente com o modelo digital do terreno, evitando distorções altimétricas e fazendo respeitar melhor a morfologia do relevo.

#### **4.2. Reconhecimento e análise da bacia hidrográfica e mapeamento geomorfológico detalhado das cabeceiras de drenagem e fundos de vale fluviais**

A partir da restituição da rede de canais e das curvas de nível, foram mensurados alguns parâmetros da bacia: área, perímetro, comprimento do rio principal, padrão de drenagem, hierarquização da rede de canais, gradiente da bacia, dentre outros parâmetros, a fim de gerar um primeiro reconhecimento, sendo respeitados cálculos indicados por CRISTOFOLETHI (1980).

As principais feições geomorfológicas superficiais foram restituídas com o uso do software MAPSTATION (DSG), em ambiente 3D, como já citado, e com verificações de campo, que serão demarcadas no mapeamento de semi-detalle. Foram delimitadas as depressões fechadas, e feições erosivas e deposicionais nos domínios de encosta e fundos de vale fluviais, dando ênfase à identificação da topologia de concavidades, segundo a metodologia proposta por COELHO NETTO (2003) que as subdivide em *concavidades suspensas e concavidades topograficamente ajustadas*. Desta maneira são calculadas a frequência e a densidade destas feições de encosta, índices que são comparados com os indicados no trabalho acima citado.

### **4.3. Reconhecimento, identificação e mapeamento de feições cársticas**

A identificação de feições cársticas foi realizada com o uso do mapeamento de semi-precisão, com o uso de modelos em ambiente de 3D, sobre as fotografias aéreas ortogonais, como já citado, e com visitas de campo. Para a identificação da morfologia cárstica, tem-se como base a metodologia adotada por PILÓ (1998), que identifica uma série de feições cársticas organizadas em epicarste, exocarste e endocarste.

As formas cársticas deste relevo carstico-siliciclástico são comparadas com as formas encontradas em relevos cársticos-carbonáticos, a fim de demonstrar a partir das formas a existência de uma paisagem cárstica neste embasamento rochoso siliciclástico. As formas epicársticas, em especial, são reconhecidas em fase posterior, ainda neste trabalho: reconhecimento e identificação de feições deposicionais nos domínios de encosta e fundos de vales fluviais. As formas endocársticas foram reconhecidas apenas em nível de localização de reentrâncias cavernículas, pois o atual objeto de estudo centra-se no reconhecimento da geomorfologia superficial. Mesmo assim, poderão ser demonstradas formas interiores de cavernas, para fins informativos.

### **4.4. Reconhecimento e identificação de feições deposicionais nos domínios de encosta e fundo de vales fluvial**

Depois de delimitados em mapeamento geomorfológico, os depósitos foram reconhecidos em campo, onde coletou-se amostras com transectos e com o uso de trado manual para serem identificadas características físicas dos depósitos de fundo de vale e de encosta. São aplicadas as técnicas de MUNSELL (1971) para a identificação macroscópica de cores (carta de cores cedida pelo Prof. Dr. Nelson Fernandes – IGEO/UFRJ); FOLK et al (1957), para a granulometria; e KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938), para a textura superficial dos grãos. Grandes quantidades de amostras coletadas para fins de verificação regional dos resultados obtidos em pontos isolados também foram reconhecidas de forma expedita, respeitando os critérios de cor e granulometria aparentes, dentre outros, baseados em experiência anterior adquirida pelo presente mestrando em 2 anos de trabalhos técnicos junto ao LABORATÓRIO DE SEDIMENTOLOGIA do CENTRO DE ESTUDOS COSTEIROS E OCEANOGRÁFICOS (CECO)/IGEO/UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO



## 5. Reconhecimento, identificação e mapeamento de feições cársticas

Na bacia do Ribeirão Santana, área que está no domínio dos quartzitos do Compartimento Andrelândia (HEIBRON, 2002), foram reconhecidas grande parte daquelas formas cársticas descritas na bibliografia consultada, em outras pesquisas que são conduzidas, principalmente, em regiões de substrato rochoso carbonático. Nas figuras 11 e 12, é representado o **mapeamento planialtimétrico executado nesta pesquisa**, em escala 1:10.000, com curvas mestras a cada 20 metros e auxiliares a cada 5 metros. O mapeamento foi executado na área central da bacia, que é a mais representativa quanto a distribuição dos fenômenos cársticos, em um total de 58 km<sup>2</sup>, divididos em duas cartas, com ligação entre elas, a qual acompanha o curso do ribeirão Santana, onde este submerge em sumidouro.

Nestas cartas são representadas as formas cársticas e de encosta, mapeadas em fotos aéreas e visitas de campo. O retângulo envolvente da área de mapeamento de precisão foi apresentado na figura de localização da bacia do ribeirão Santana (Figura 9, página 33 deste trabalho).

Na tabela 2 é listada a ocorrência de cada uma destas formas cársticas e de encosta, em relação ao mapeamento planialtimétrico executado nesta pesquisa.

Tabela 2

FORMAS CÁRSTICAS E DE ENCOSTA	
Feições	Quantidade
<i>Lapies</i>	4
Dolinas de abatimento	10
Dolinas de dissolução em divisor	71
Dolinas de dissolução em encosta	10
Cavernas	42
Sumidouros	2
<i>Canyon</i> drenado	2
Mogotes	2
<i>Polie</i>	2
Concavidade Suspensa	206
Concavidade ajustada	21

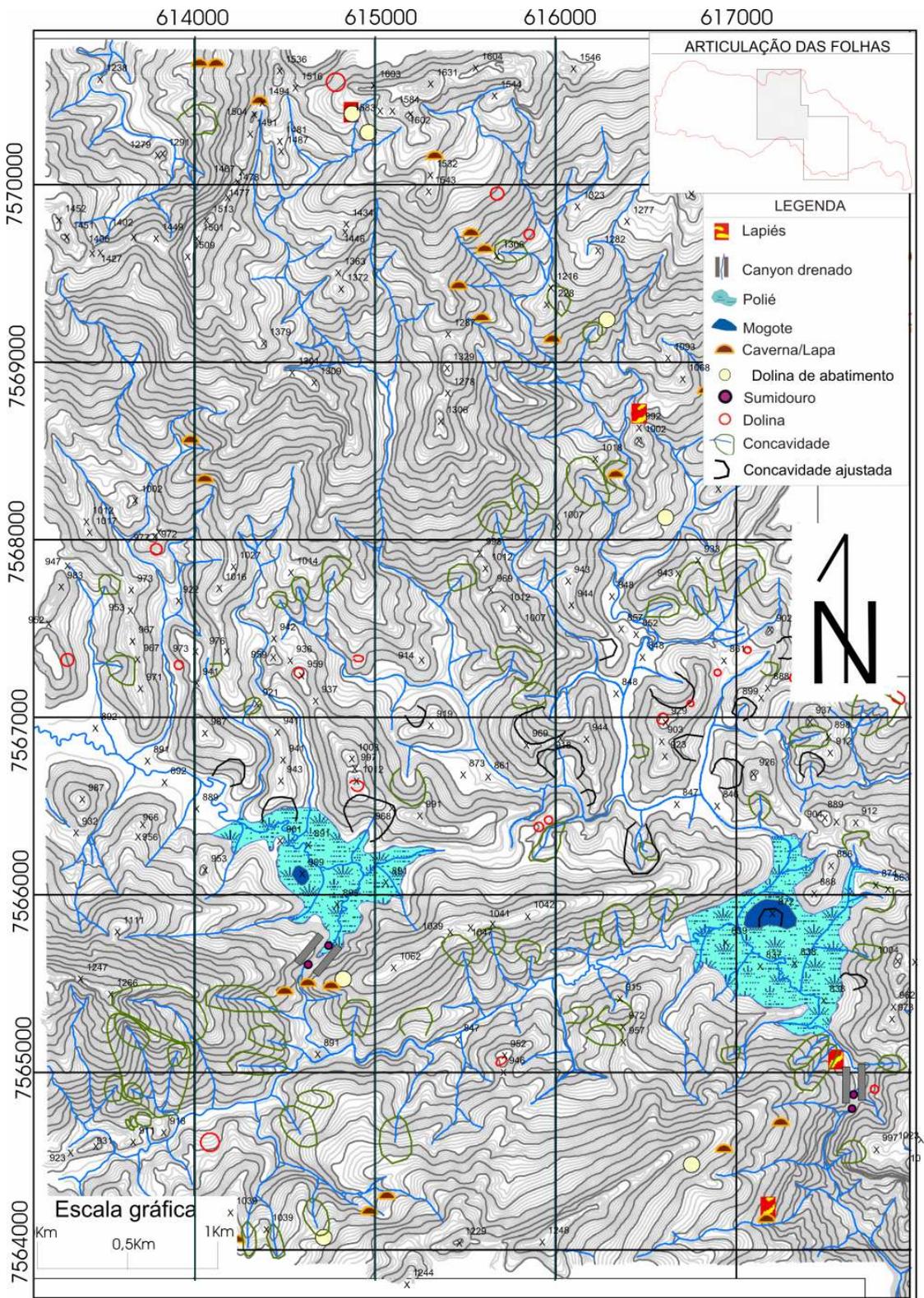


Figura 11 Mapeamento planialtimétrico, com representação de feições cársticas e de encosta.

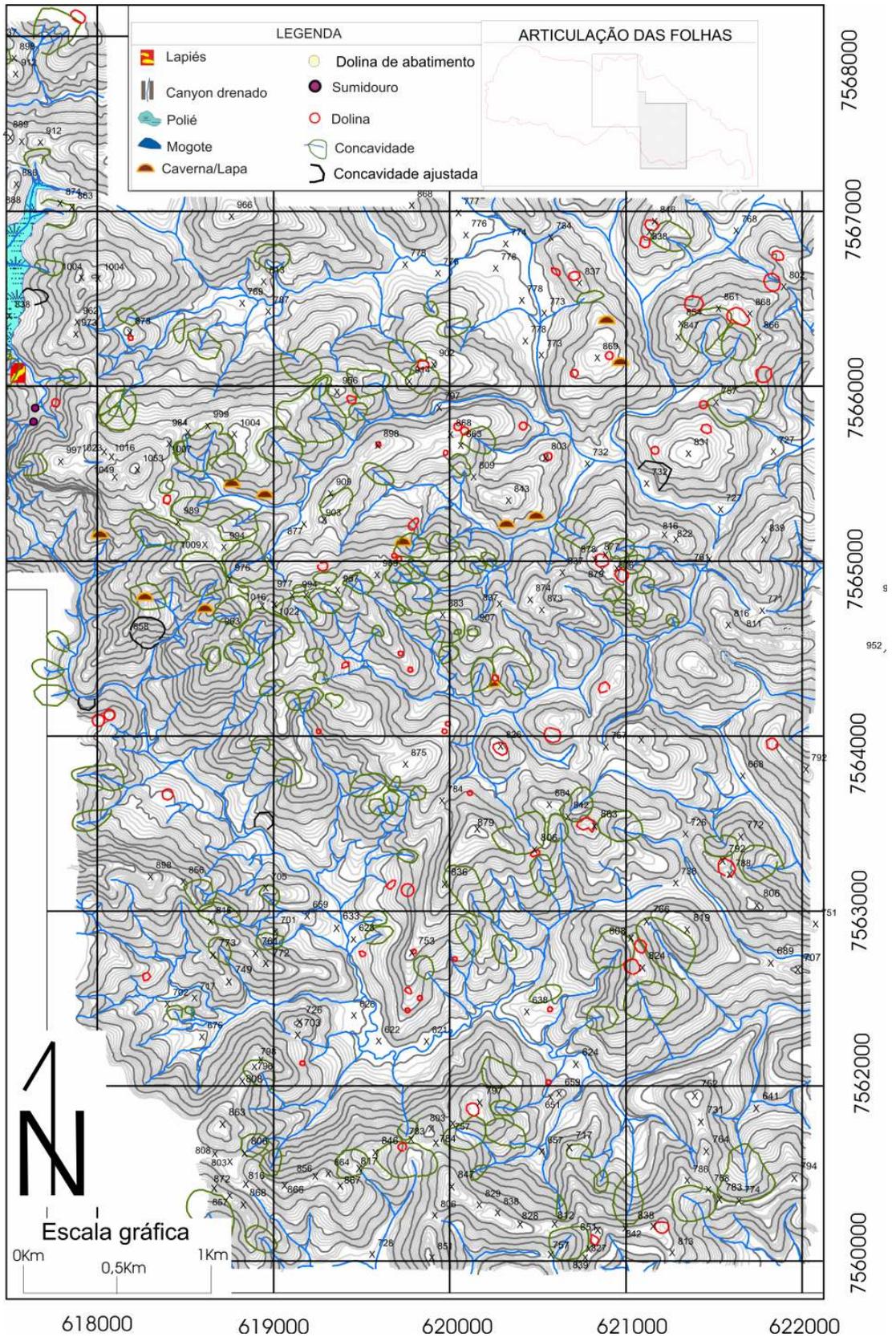


Figura 12 Mapeamento planialtimétrico, com representação de feições cársticas e de encosta.

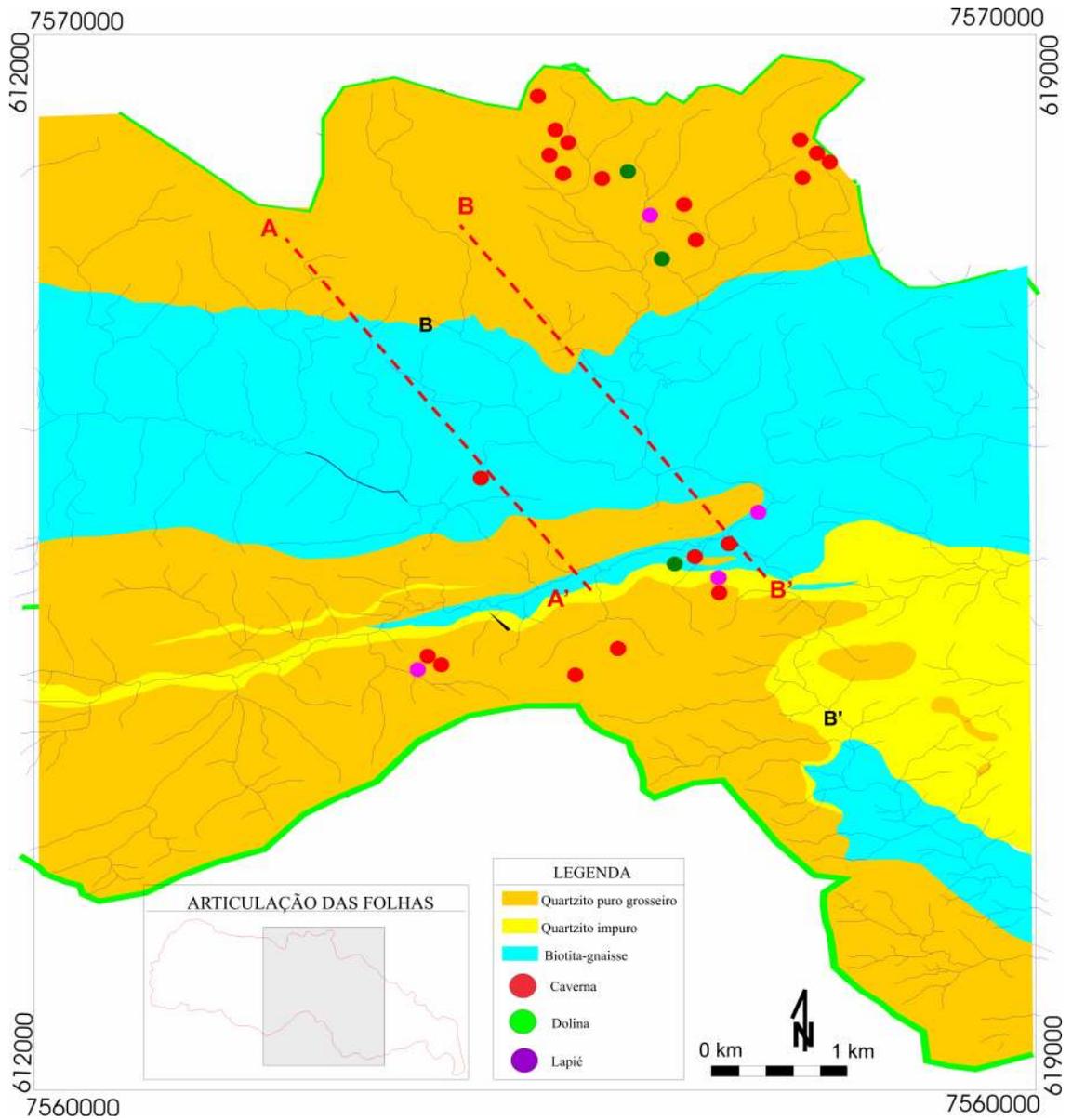


Figura 13. Mapeamento geológico de área equivalente ao mapeamento planialtimétrico. Com indicação de algumas feições cársticas e indicação de áreas de seções geológicas que são demonstradas na [figura 14](#). (AVELAR et al. 2006).

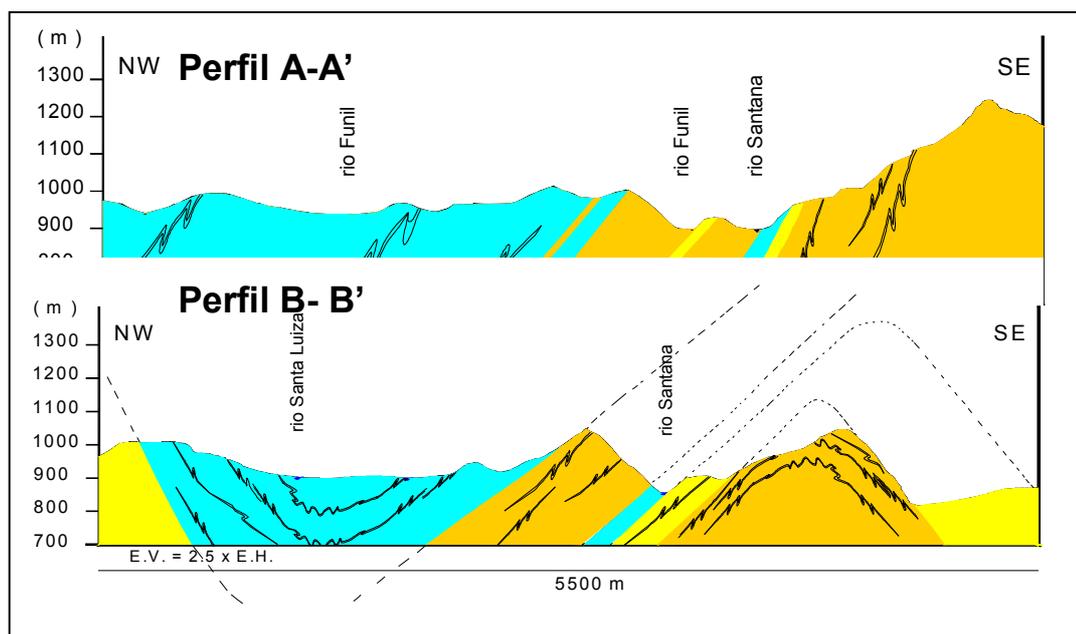


Figura 14. Seções geológicas de área equivalente ao mapeamento planialtimétrico. Indicação das áreas de seções no mapeamento geológico, figura 13. (AVELAR et al. 2006).

AVELAR et al. (2006), realizam mapeamento geológico detalhado da área de estudo, tendo como base o mapeamento planialtimétrico realizado nesta pesquisa. Segundo sua descrição, prevalecem basicamente três litologias: (1) biotita gnaiss bandado com granulometria média a fina, que corresponderia às áreas mais rebaixadas da bacia e intercalação entre (2) quartzito puro com granulometria grossa e (3) quartzito impuro com granulometria média a fina, os quais corresponderiam às áreas mais elevadas da bacia. Os autores ainda desenvolveram seções geológicas (figura 14), que tem as áreas de corte indicados na figura 13. Nas seções, além da orientação e dos contatos litológicos ainda demonstram-se às famílias de dobramentos principais e parasíticos, os quais, junto com outras estruturas, como fraturamentos, podem ser caminhos preferenciais de percolação: zonas potenciais para a formação de feições cársticas. O trabalho ainda indica que feições cársticas como campos de lapiezamento, cavernas e dolinas de abatimento estão localizadas preferencialmente nas áreas de recarga hídrica, nos divisores de água, em áreas acima dos 1000 metros, sobre a litologia de quartzito grosseiro e quartzito fino. Pode-se interpretar que na litologia Gnaiss, que corresponde principalmente aos fundos de vale, ocorrem grandes feições terminais, como o *poliés* e no interior destas, feições residuais, como *mogotes* ou *humes*.



Figura 15. Foto A: campo de lapiezamento, com sulcos arredondados, centimétricos a métricos. Foto B: dolina de abatimento, com profundidade aproximada de 10 metros. Conjunto “Burro do ouro”.

As feições de lapiezamento correspondem sempre a áreas de divisores de drenagem e estão localizadas dentro o domínio dos quartzítos. No conjunto cárstico “Burro do Ouro” (0614829L, 7570355S, 1538 metros), nas cabeceiras de drenagem do córrego Luiza, na serra Negra, são encontradas uma série de feições de lapiezamento (figura 15, Foto A), conjugadas com outras feições, como dolinas de abatimento (figura 15, Foto B) e *canyons* formados por abatimento. Em área próxima (0613995L, 7570887S, 1552m) pouco a montante, também é encontrado túnel esculpido na rocha, que une torre a maciço quartzítico; e dolinas de abatimento correspondentes a entradas de cavernas (figura 16. Foto A e Foto B).

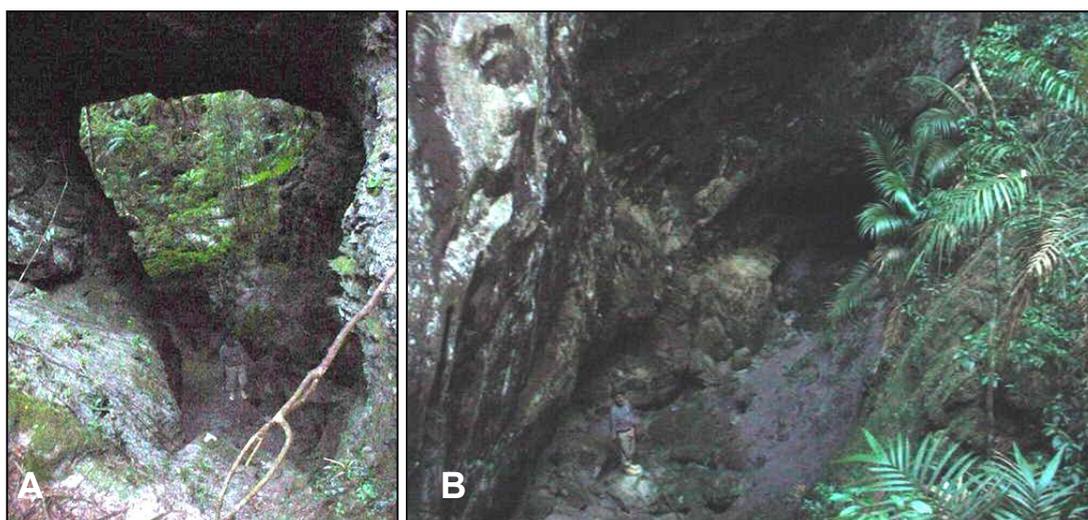


Figura 16. Foto A: túnel unindo torre e maciço quartzítico. Foto B: dolina de abatimento correspondente à entrada de Caverna. Conjunto burro do Ouro. Em detalhe, nas duas fotos, homem de aproximadamente 1,60m de altura.



Figura 17. Foto A: dolina de abatimento correspondente à entrada de caverna, com aproximadamente 10 metros de profundidade. Foto B: Idem, com depósito de areia que está entulhando a caverna. Conjunto água amarela.

No conjunto “Água Amarela” (0616706L, 7564436S, 1094m), em maciço próximo ao ribeirão Santana, estas feições cársticas características de áreas de recarga hídrica também são encontradas. Dentre elas pode-se citar campos de lapiezamento e dolinas de abatimento correspondentes a entradas de cavernas (figura 17. Foto A e Foto B), todas ligadas ao mesmo sistema cárstico.

Segundo AVELAR et al. (2006), a ocorrência das feições cavernícolas nesta região estaria condicionada principalmente a percolação hídrica controlada pela foliação sub-horizontal da litologia quartzito fino ou impuro, onde a dissolução do material siliclástico seria mais eficiente, devido a menor resistência desta rocha em relação ao quartzito grosseiro ou puro e devido ao gradiente hidráulico criado entre contatos

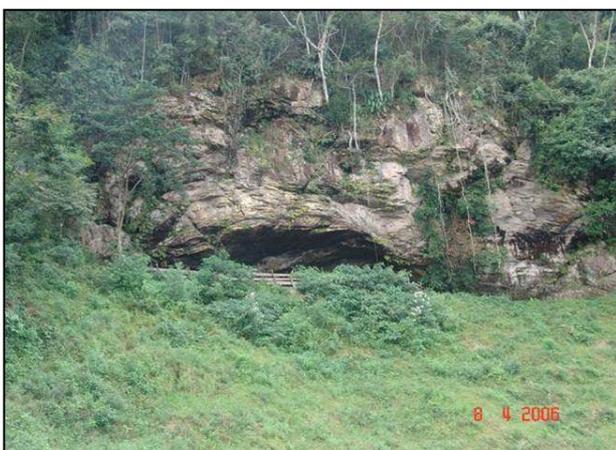


Figura 18. Foto demonstrando entrada da Caverna “Quinzito 1”.

litológicos, dobramentos e área de recarga. Em campo, nota-se que a dimensão das cavernas varia de 5 a 100 metros de profundidade, havendo salões de até 10 metros, verticais ou horizontais, que muitas vezes estão associados a dolinas de abatimento, chaminés (clarabóias), dutos, *canyons* e demais formas cársticas. A topografia interna das cavernas não é

objeto de estudos deste trabalho.

Na figura 18, observa-se a entrada da caverna Quinzito 1, (0618714L, 7564569S, 1120m), na bacia do Ribeirão Santana. Na parte externa prevalece a litologia de quartzito, com granulometria fina a média, com foliação bem demarcada e ocorrências de turmalina e feldspato em alguns níveis. A reentrância cavernícola aparentemente é controlada por estruturas (dobramentos e fraturas). Em seu interior observa-se uma dobra antiformal suave com sentido Sudoeste-Nordeste, com a presença de níveis quartzosos e níveis feldspáticos com nítida observação da continuidade da dissolução e formação de micro-espeleotemas (figura 19, Foto A e Foto B).

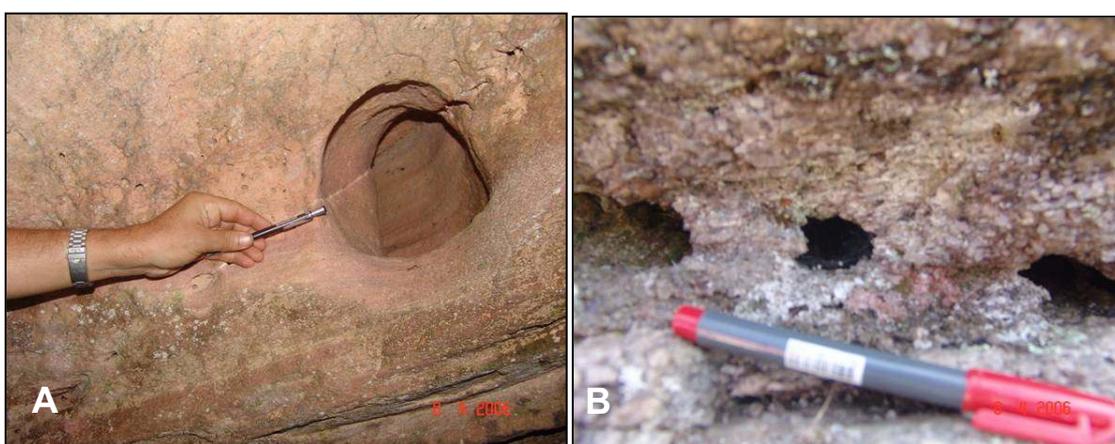


Figura 19. Foto A: áreas de percolação hídrica preferencial, ocorrendo aparente dissolução em níveis de Quartzito fino ou impuro. Foto B: formação de dutos e microespeleotemas.



Figura 20. Foto da entrada da caverna “Água amarela 1”.

Na figura 20, observa-se a entrada da caverna “Água amarela”, (0617199 L, 7564700S, 1075m), no Ribeirão Santana. Na parte externa prevalece, aparentemente, a litologia de quartzito impuro. A reentrância cavernícola aparentemente é controlada por estruturas. Em seu interior é possível observar a existência de

áreas preferenciais de percolação da água, em níveis sub-horizontais de quartzito fino (Figura 21. Foto A), formação de marmitas (lapiés internos), no piso, em áreas de exfiltração de água (figura 21. Foto B), clarabóias ou chaminés (internas) em conjunto com dolinas de abatimento (externas), com salão interno, onde há raízes desde o teto do salão, que corresponde ao piso superficial (figura 22. Foto A: clarabóia. Foto B: salão).



Figura 21 Foto. A. Áreas preferenciais de percolação da água, em níveis sub-horizontais de quartzito fino. B. Marmita em zona de exfiltração no piso. Caverna “Água Amarela 1”.

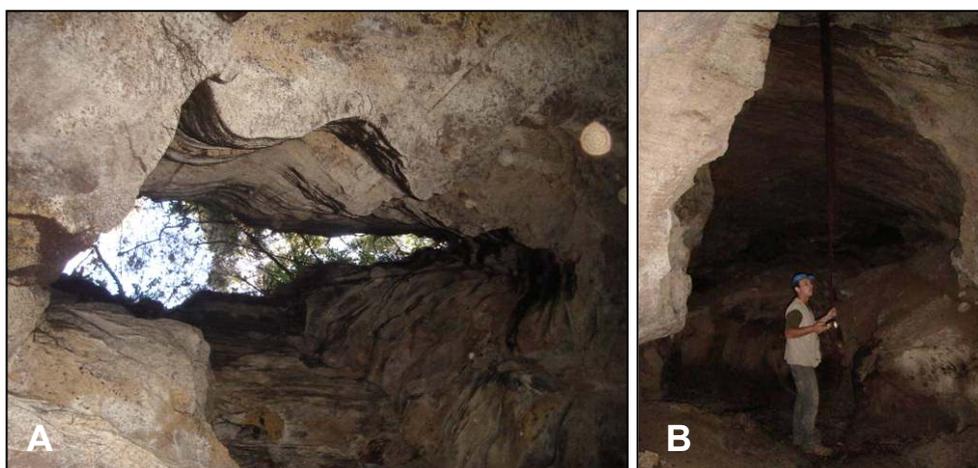


Figura 22. Foto. A: clarabóia formada em área de recarga. Foto B: salão correspondente à clarabóia. Em detalhe raiz suspensa de seringueira. Caverna “Água amarela 1”.

A caverna Agua Santa, (0617935L, 7569576S, 1102m, também possui sua entrada muito similar às outras aqui citadas, porém nela é observado um acentuado arredondamento das paredes internas (figura 23. Foto A: paredes arredondadas de salão. Foto B: arredondamento de coluna), condição que para DOERR (1999), representa um ataque dissolucional generalizado do material quartzítico.

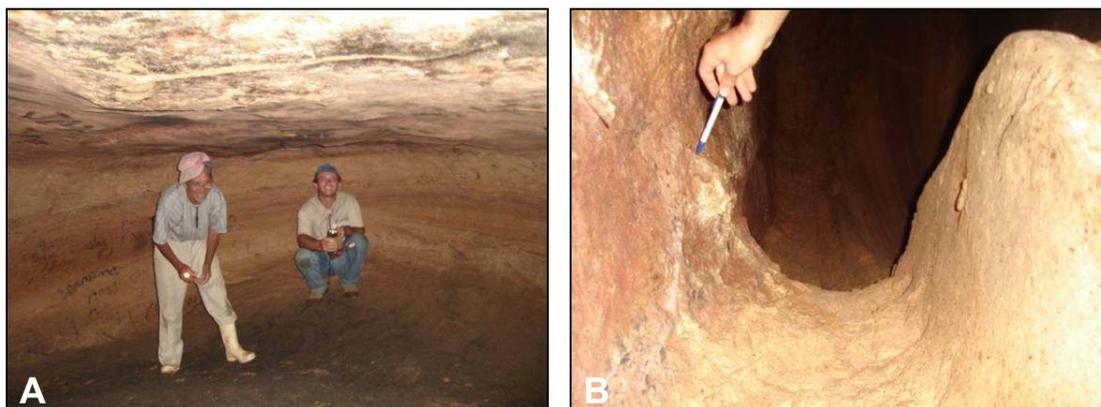


Figura 23. Foto A: último salão da caverna “Água Santa” após percorridos 97 metros e 5 salões, apresentando paredes bastante arredondadas. Foto B: coluna interna, com acentuado arredondamento.

Nesta caverna ainda encontra-se uma série de feições relacionadas a um possível sistema de dissolução e deposição de materiais solubilizados, dentre elas: desprendimento de nível estratigráfico (figura 24. Foto A e Foto B); e microespeleotemas ou formas de deposição no teto (figura 25. Foto A e Foto B), nas paredes (figura 26. Foto A e Foto B) e no piso (figura 27. Foto A e Foto B).

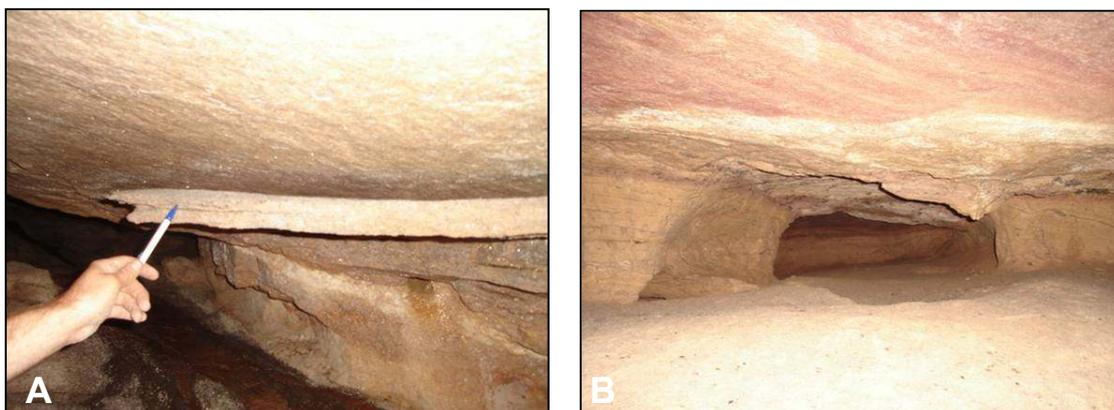


Figura 24. Foto A: desprendimento de nível estratigráfico. Foto B: visão geral de salão interno, com 1,5 metros de altura e 5 metros de largura. Caverna “Água Santa”.

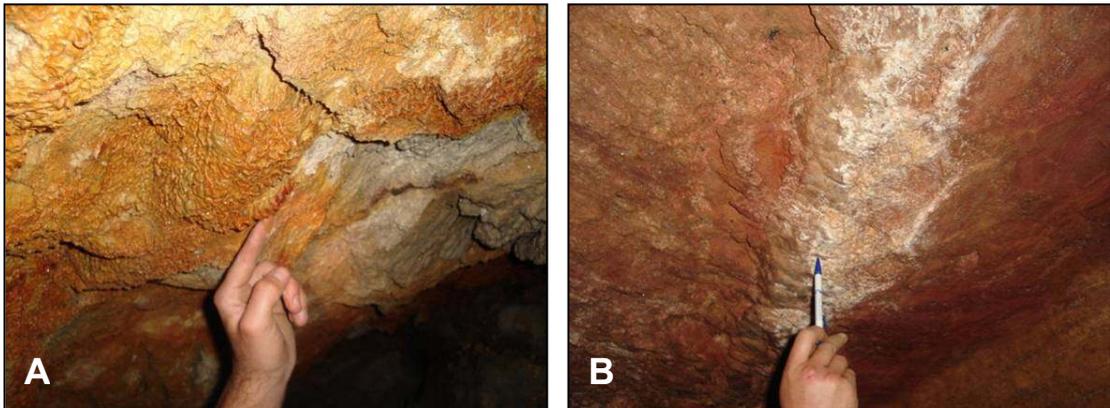


Figura 25. Microspeleotemas no teto. Foto A: oxidados. Foto B: esbranquiçados. Caverna “Água Santa”.

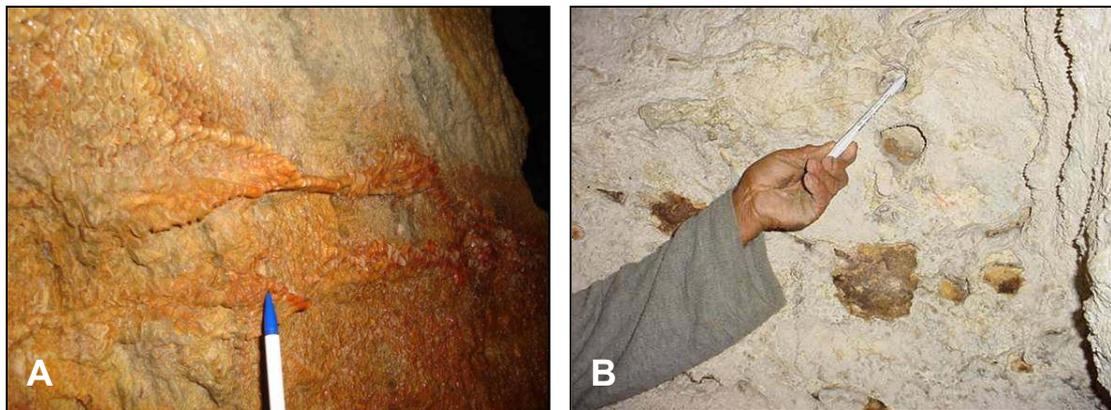


Figura 26. Microspeleotemas nas paredes. Foto A: oxidados. Foto B: esbranquiçados

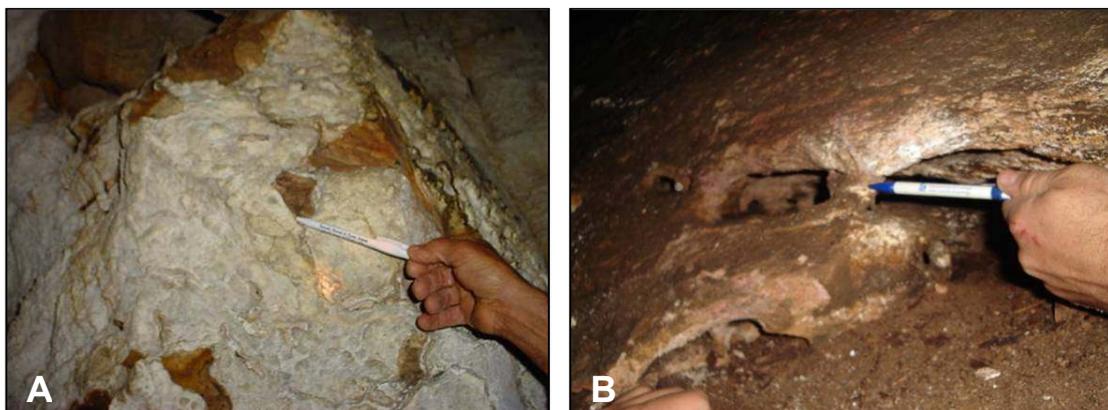


Figura 27. Microspeleotemas no piso. Foto A: película deposicional cobrindo matacão de quartzito. Foto B: depósito em piso de caverna, o qual também sofre ataque dissolucional.

Para SILVA (2004), que estudou a topografia interna de cavernas na serra quartzítica de Ibitipoca, pouco ao norte da área de estudos, tal fenômeno é explicado devido ao deslocamento de níveis de quartzito mais puro, intercalados por níveis mais ricos em mica e feldspatos, havendo lixiviação de Sódio (Na) e potássio (K). Os micro-espeleotemas seriam relacionadas à deposição destes materiais solubilizados, que, durante este processo, podem ser enriquecidos em óxidos, tornando-se mais avermelhados.

Segundo a bibliografia consultada, citada no item “revisão da bibliografia fundamental”, desta dissertação, os *poliês* são feições cársticas terminais: grandes planícies drenadas por um rio, que submerge em sumidouro, em compartimento montanhoso de paredes escarpadas. A forma, que também é área de retenção de sedimentos pode ser alagada em períodos úmidos. Na área de estudo, foram demarcadas duas feições similares a esta citada: o *polié* do Funil e o *polié* do Santana (Figura 28). Na figura 11 (Mapa planiatimétrico, página 43) a área de suas planícies, que estão a uma altitude de cerca de 850 metros de altura, teve seu limite arbitrado em relação ao estrangulamento do alvéolo de sedimentos neles contidos. Estas áreas são relativas às



Figura 28. Possível *polje*, drenado pelo Ribeirão Santana e limitado pelo compartimento montanhoso quartzítico demonstrado na figura 30. Ao centro um morro isolado (*mogote*) vegetado.

planícies anteriores aos dois sumidouros citados e, segundo relato de moradores, ficam alagadas em períodos chuvosos. Estas grandes feições terminais, ainda possuem feições internas residuais, que são morros isolados, denominados *mogotes* ou *humes*.

Foram identificados dois sumidouros ativos, onde parte do trajeto do ribeirão Santana torna-se subterrâneo. O primeiro liga o Ribeirão do Funil ao Ribeirão Santana, na localidade de Funil (0619966L, 7564689S, 845m). O rio flui por uma área alagadiça rebaixada (*polie*), que corresponde ao substrato rochoso de biotita gnaisse, em direção a um compartimento montanhoso quartzítico; e drena por *canyon* até ser capturado no sumidouro (figura 29). O curso torna-se subterrâneo por 100 metros até reaparecer em uma ressurgência, com um gradiente hidráulico de 7 metros entre sumidouro e ressurgência. Acima do *canyon* em que se encontra o sumidouro, existe uma série de formas cársticas relacionadas, incluindo cavernas, campos de lapiezamento e dolinas de abatimento, que constituem o conjunto cárstico do “Funil”.

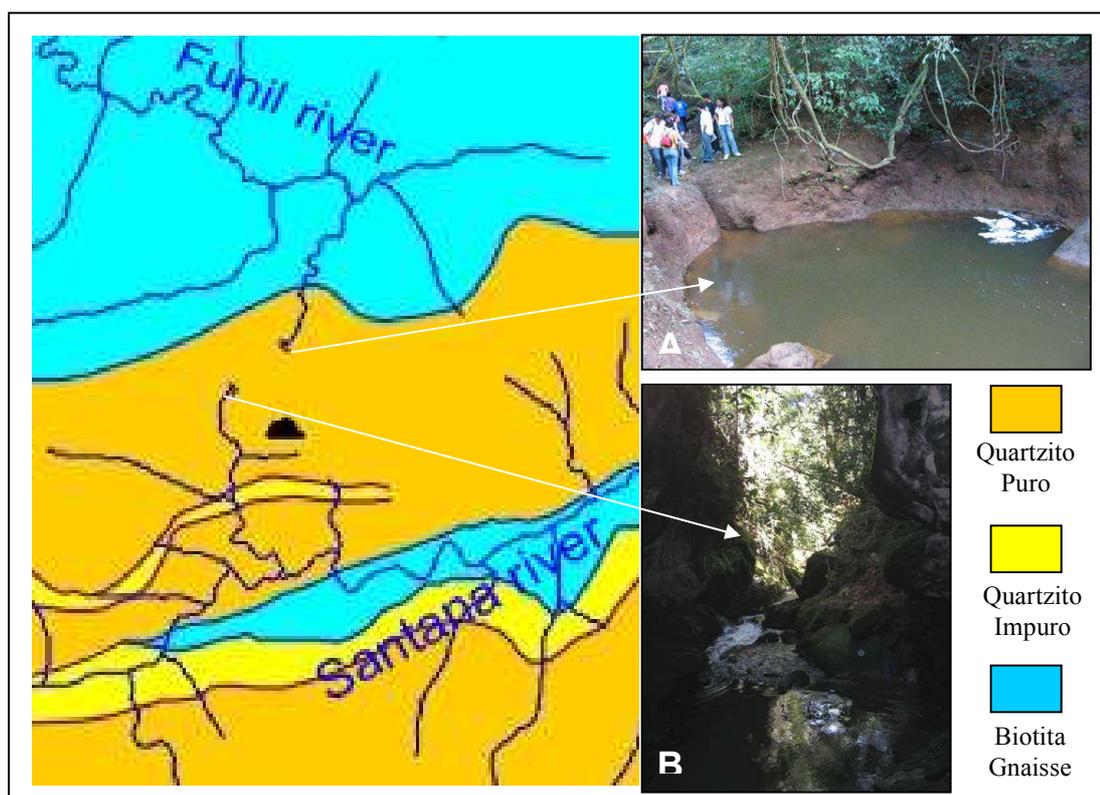


Figura 29. Sumidouro do Funil, ou captura do ribeirão do Funil pelo ribeirão Santana. Em preto, localização da caverna do Funil. FotosA : sumidouro. Foto B: Ressurgência em canyon. Modificado de Avelar et al. (2006).

O outro sumidouro está no próprio curso do ribeirão Santana, onde este sofre abrupta deflexão para o sul (esta deflexão é citada no capítulo de localização e reconhecimento da área de estudos e pode ser observada na figura 9, página 33),

permitindo interpretar que o sumidouro também está relacionado a um processo de captura. O rio drena entre as áreas baixas relativas a rocha biotita gnaiss, através de um *polie* (figura 28, página 53), até alcançar um compartimento montanhoso quartzítico (figura 30. Foto A), atravessando-o, através de um *canyon* (figura 30. Foto B) e submergindo em sumidouro inacessível. No divisor da encosta que limita este *canyon*, a cerca de 200 metros a montante, encontra-se o já citado conjunto cárstico “água amarela”.

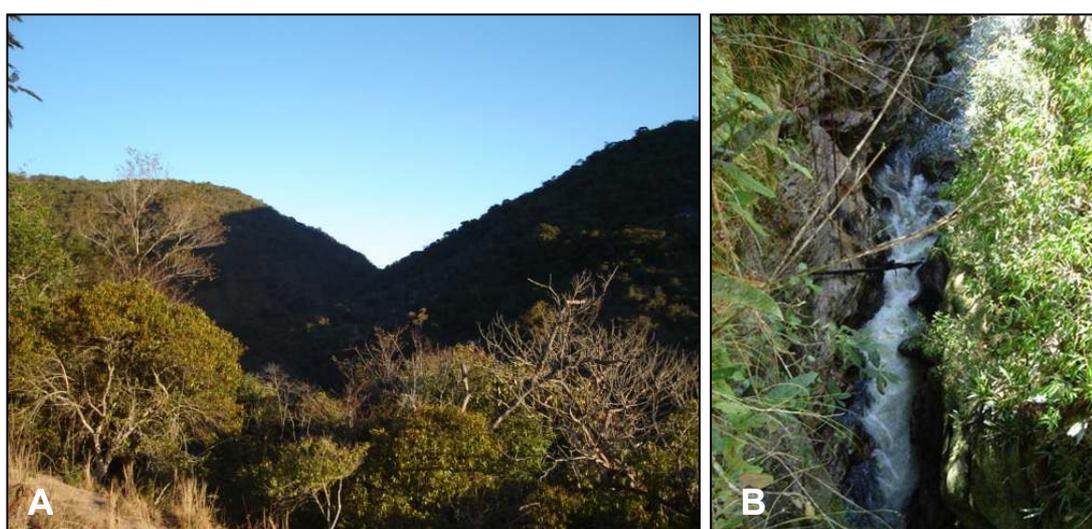


Figura 30. Foto A: compartimento montanhoso quartzítico. Foto B: ribeirão Santana, drenando o compartimento montanhoso através de um *canyon*. Profundidade de 20 metros.

Dolinas de dissolução em topos de colinas convexo côncavas também são encontradas na área. Sua frequência adensa-se em direção ao compartimento de colinas, em meio à rocha biotita-gnaiss. Considera-se no presente estudo, baseando-se nos trabalhos de FILISOLA & BOULET, 1996, CASTRO & COELHO NETTO (2002) e COELHO NETTO (2003), que estas dolinas possam ter relação com a gênese de vales de encosta (concauidades suspensas).

Como citado na tabela 2 (página 42), foram mapeadas na área de estudos ( $58\text{km}^2$ ), ainda as seguintes formas: 71 dolinas em divisor ( $1,22/\text{km}^2$  e  $2,44\%$  da área total, tendo exemplo na figura 31. Foto A), 10 dolinas em encosta ( $0,17/\text{km}^2$  e  $0,34\%$  da área total, tendo exemplo na figura 31. Foto B), além de 206 concauidades suspensas ( $3,55/\text{km}^2$  e  $31\%$  da área total, tendo exemplo na figura 32. Foto B), e 21 concauidades

ajustadas ao canal coletor ( $0,36/\text{km}^2$  e  $3,25\%$  da área total, tendo exemplo na figura 32. Foto A). Vale dizer, que a densidade total de concavidades,  $34,25\%$ , é superior a densidade total de concavidades encontrada nos dois casos de estudo do trabalho de AVELAR e COELHO NETTO (1992), na bacia do Rio Bananal, com  $18,2\%$  e  $15\%$ , respectivamente, que prevalece onde a concentração de fraturamentos rochosos é maior. A densidade total de concavidades ainda é maior do que aquela regional, apontada por OLIVEIRA E MEIS (1985) de  $29\%$ , em relação à bacia do rio Bananal, no médio vale do rio Paraíba do Sul. No próximo item desta dissertação será abordado o reconhecimento dos depósitos de algumas destas formas.

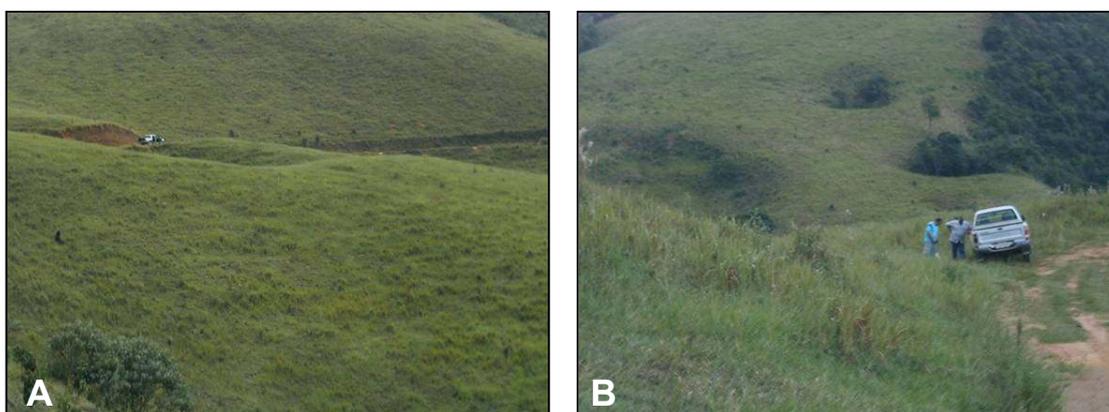


Figura 31. Foto A: dolina em divisor em 618379L, 7564370S, 988m. Foto B: dolinas em encosta em 619181L, 7564348S, 886,4m. Córrego dos Carneiros, Ribeirão Santana. Em detalhe caminhonete, nas duas fotos.

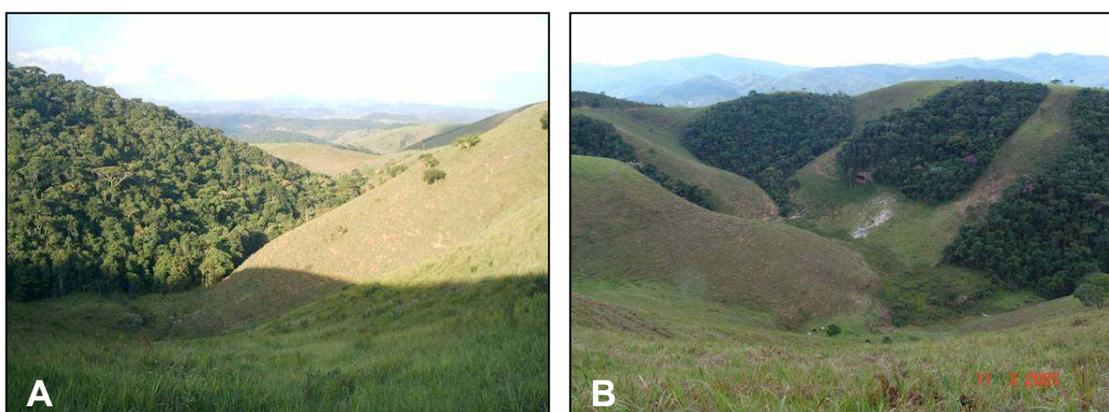


Figura 32. Foto A: concavidade aberta e ajustada ao canal coletor em 618635L, 7564362S, 970m. Foto B: concavidade suspensa vegetada em 618428, 7564622 e 988m. Córrego dos carneiros, ribeirão Santana.

## **6. Reconhecimento e identificação de feições deposicionais nos domínios de encosta e fundo de vale fluvial.**

Para identificar o tipo de depósitos que são gerados nestas áreas cársticas quartzíticas, foram realizadas tradagens e estudos em seções de cortes de estradas. Viza-se interpretar o tipo de material de cobertura das dolinas de dissolução, de concavidades suspensas e de concavidades abertas, relativos aos depósitos de encosta. Também são estudados depósitos de fundo de vale e interdigitações entre encostas e fundo de vale fluviais.



Figura 33. Cabeceiras do córrego dos Carneiros, com localização de (1) dolina em divisor e (2) concavidade suspensa.

Nas cabeceiras do córrego dos Carneiros, tributário do ribeirão Santana, foram realizados levantamentos topográficos e reconhecimento de materiais de cobertura superficial em uma dolina (1) e em uma concavidade suspensa, com canal (2) (Figura 33). Os perfis de solo amostrados ao longo do eixo longitudinal da dolina (TD1) (Figura 34 A e B), evidenciam que o solo se desenvolveu em concordância com a topografia atual sugerindo que sua formação é posterior a origem da dolina de dissolução (Figura 35).

Sobressai a ocorrência de duas camadas orgânicas no fundo da dolina de dissolução: uma no topo do solo (camada 1) apresentando cor 10YR 3/2 e outra camada (5) a 4m de profundidade que se apresenta relativamente mais úmida, com textura argilosa e presença de poucos grãos de quartzo lavados; a cor desta camada orgânica mais escura é 10YR 2.5/1.

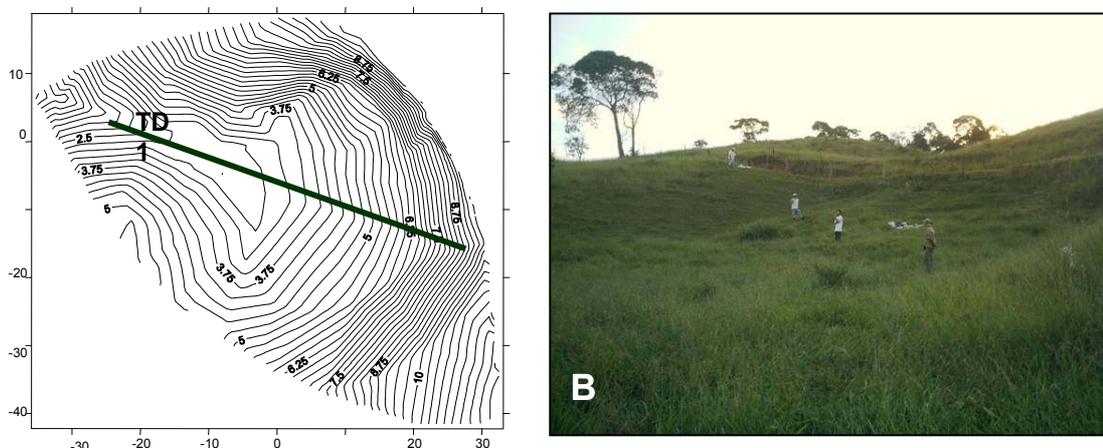


Figura 34. A. Topografia da Dolina 1 e localização do perfil de solo – TD1 – no eixo maior da dolina no sentido NE-SW. B. Fotografia demonstrando locais de tradagens. A fotografia não está orientada.

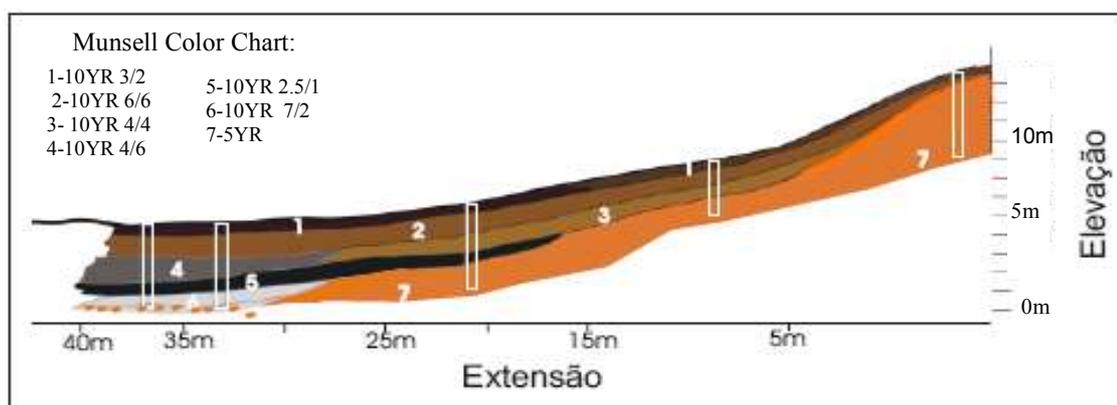


Figura 35. Perfil de solo no eixo principal da dolina de dissolução em estudo – TD1. Em detalhe, numeração relativa a cada camada e localização dos perfis de tradagem.



Figura 36. Foto: amostras da tradagem central da dolina.

Observa-se, que a camada (1) vai se tornando gradualmente mais clara à montante do fundo da depressão (cor 10 YR 4/3), tornando-se também menos agregada e menos úmida. Na encosta, abaixo desta camada, encontra-se uma camada (2) de solo friável e seco de coloração amarelada 10YR 6/6, qual sobrepõe uma camada (3) que é mais agregada, úmida, escura e argilosa de coloração 10YR 4/4. A jusante desta camada delimitou-se uma outra camada (4) por ser bastante úmida e acinzentada (10YR 4/6), com características de

hidromorfia. Abaixo da camada (4) e também no fundo da depressão ocorre um material argiloso espesso e rico em matéria orgânica e mais escura (cor 10YR 2.5/1), com grãos de quartzo lavados, até uma profundidade de 3 a 4 metros, constituindo uma camada (5). Abaixo desta camada encontra-se uma outra camada (6) com coloração acinzentada (10YR 7/2) no fundo da depressão em solo arenoso, com grãos de quartzo mais grosseiros, que mescla com a coloração amarelo-avermelhado (5YR) indicando possivelmente uma zona de flutuação do lençol freático que atinge o fundo da depressão. Mais à montante esta camada torna-se um material amarelo-avermelhado (5YR) constituindo uma camada (7), mais siltosa e com grânulos de areia grossa bastante angulosos. Ressalta-se, que na porção superior da depressão (topo) a camada orgânica (1) desenvolve-se diretamente sobre o saprolito (camada 7). Na fotografia da figura 36, observa-se a seqüência de amostras coletadas no ponto de tradagem central da dolina. A segunda amostra, da base para o topo, constitui a camada de matéria orgânica confinada em profundidade.

Na concavidade suspensa, repetem-se as características semelhantes ao que foi anteriormente descrito na depressão. A camada orgânica superior (1), entretanto, ocorre até o topo da encosta com variações de espessura, o que pode ter sido realçado pelo fato de os solos estarem mais úmidos no período deste levantamento de campo. No topo da encosta e abaixo da camada 1 ocorre uma variação para coloração amarelada 10YR 6/6 (camada 3) com material friável e seco na meia encosta e no topo; torna-se mais úmida à jusante no fundo do vale desta cabeceira. Nesta ultima posição, entre as camadas (1) e

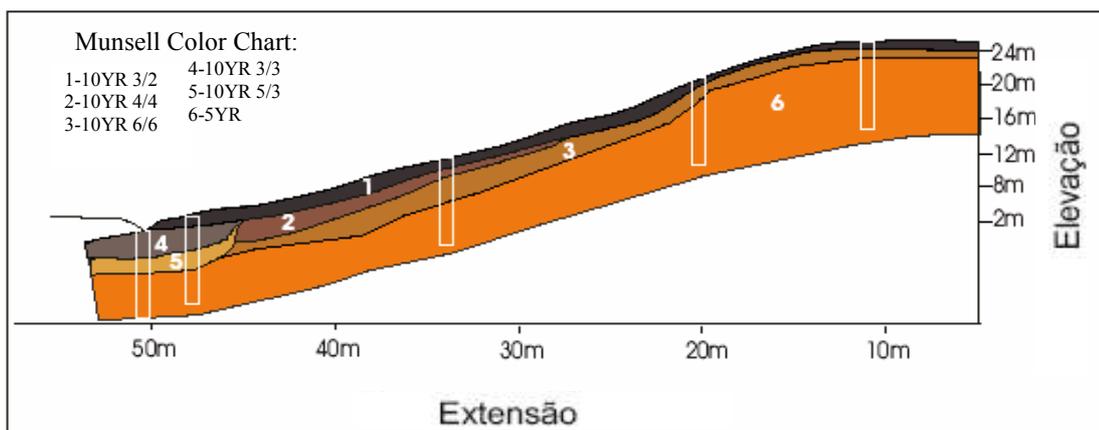


Figura 37. Perfil de solo da concavidade 1 com canal drenante. Em detalhe, numeração relativa a cada camada e localização dos perfis de solos amostrados.

(3) ocorre uma camada (2), restrita ao fundo de vale, onde o solo apresenta-se mais adensado e escuro (cor 10YR 4/4). Abaixo desta camada ainda de natureza sedimentar mantém-se características de hidromorfia e a cor muda para marrom-acinzentada (10YR 3/3), constituindo uma camada (4), que possui carvões de tamanho milimétrico a centimétrico e resquícios de matéria orgânica de coloração 10YR 2.5/1. Abaixo desta camada identificou-se uma camada (5) com coloração mais amarelada, 10YR 5/3 e abaixo da qual o saprolito do quartzito fino (camada 6) constitui o material da base de todos os perfis da encosta, apresentando coloração amarelo-avermelhada de cor 5YR (figura 37).

Durante os trabalhos de campo realizados no início da estação seca (maio/2006) observou-se à ocorrência de pontos de exfiltração à jusante das cabeças de canais que drenam as concavidades. Após uma estiagem de uma quinzena, ocorreu um aumento considerável da descarga destes canais em resposta a um evento de chuva diário (somando 60 mm, segundo o sistema de meteorologia e recursos hídricos do estado de Minas Gerais) com alternância de intensidade, durante o dia 18 de Abril de 2006. Após este evento de chuva observou-se a saturação dos solos no fundo das depressões fechadas e vales suspensos.

Mais ao sul, no conjunto Coelho (616034L, 7565307, 850m), encostas do vale do ribeirão Santana, em ponto a jusante da primeira captura (Funil) e a montante da segunda captura (Santana), foi executado reconhecimento em um conjunto de concavidades suspensas e ajustadas, que possui depósitos de encosta correlatos, leques aluviais, depósitos de encosta interdigitados com depósitos fluviais e grandes feições erosivas dissecando os pacotes deposicionais. Vale dizer, que nas cabeceiras deste córrego, há ainda algumas daquelas feições cársticas já citadas, como campos de *lapiés* e dolinas de dissolução em divisor.

Na figura 38, elaborada em campo, é possível ter uma visão geral da área, onde observa-se (a) Feições de lapiezamento, constituinte do sistema cárstico; (b) Início de processos erosivos mecânicos, visivelmente controlado por fraturas; (c) crescimento lateral e remontante de ravinamentos, que iniciam desde a estrada em (e), mas sofrem estrangulamento em meia encosta; (d) depósito de encosta, ou leque aluvial, com nível soterrado de matéria orgânica e paleo-ravina; (e) ravinas que iniciam-se na estrada e

sofrem estrangulamento em meia encosta; e (f) depósitos de encosta, ou leques aluviais atuais.

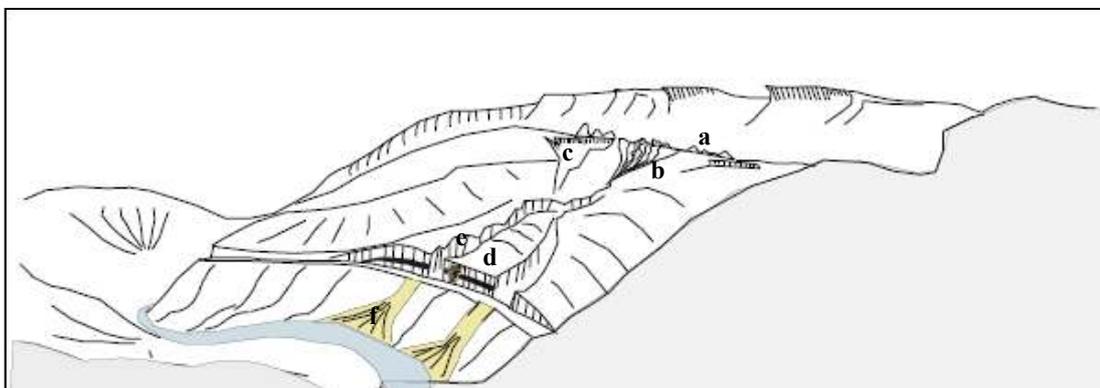


Figura 38. Esquema demonstrando visão geral do conjunto Coelho, com feições correlatas citadas em texto. Detalhe para o gradiente existente entre depósito em leque (d) e nível atual do rio.



Figura 39. Fotografia demonstrando o controle estrutural da feição erosiva.

Na fotografia da figura 39 observa-se a articulação entre fraturas subverticais e a incisão da ravina em área de cabeceira, com dissecção de depósito de encosta, saprolito e afloramento da rocha sã, demonstrando certo controle estrutural destas feições. Na figura 40 observa-se o alargamento lateral destas feições erosivas, que, em seu fundo, alcançam o embasamento rochoso quartzítico (foto A). Observa-se ainda o início destas ravinas, desde a estrada, sofrendo estrangulamento em meia encosta e espreado seus leques sedimentares até a calha do rio (Foto B), onde coexistem grãos mal selecionados devido à proximidade do depósito de encosta com a área fonte de sedimentos.

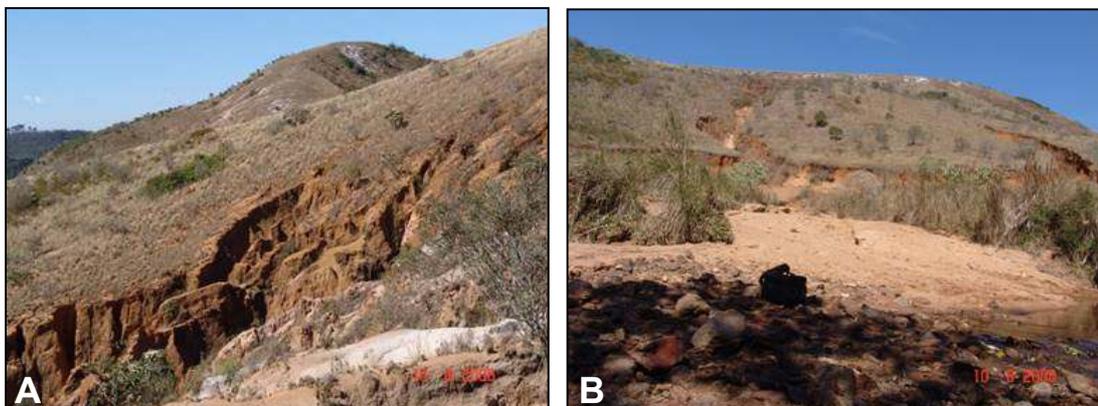


Figura 40. Foto A: area origem de sedimentos e alargamento da feição erosiva. Foto B: Início da feição erosiva desde a estrada, com estrangulamento em meia encosta e deposição sedimentar em leque na calha do rio.

No pacote deposicional, que contém a camada de matéria orgânica, foi executado levantamento estratigráfico nivelado, em corte de estrada (figura 41). O depósito atual está, aproximadamente, 5 metros suspenso em relação ao nível atual do rio.

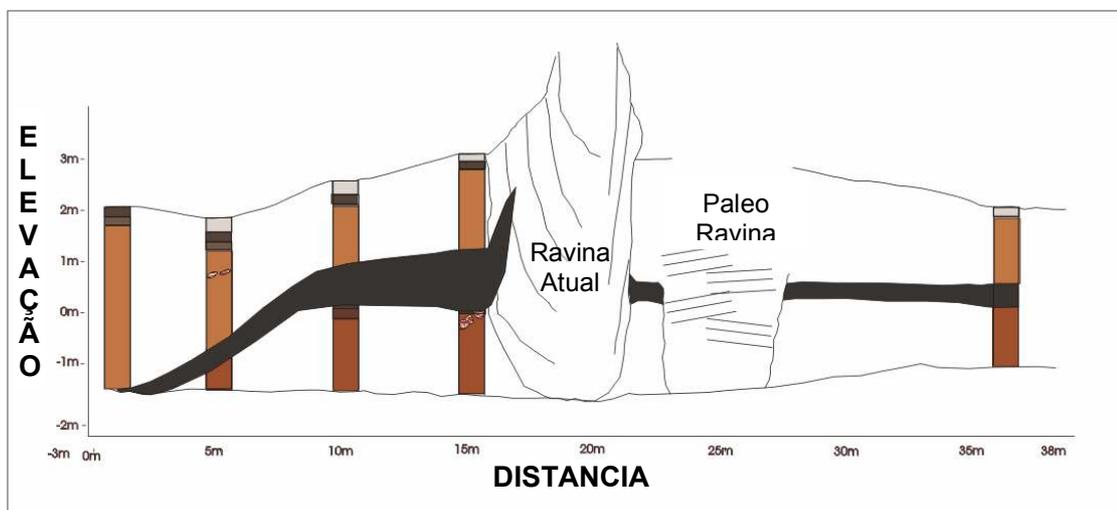


Figura 41. Seção estratigráfica nivelada de depósito, relacionada ao conjunto Coelho, na margem do Ribeirão Santana. Observa-se nível soterrado de camada orgânica, ravina atual e paleo-ravina, que corta o pacote sedimentar.

Na seção estratigráfica do conjunto Coelho são encontrados 6 níveis diferenciados, descritos em ordem, do topo para a base:

- (1) friável, quartzoso, com material orgânico. Coloração cinza esbranquiçada, 2,5Y 8/0, com bioturbação. Grãos heterogêneos, predominantemente grosseiros, cascalhos e areias de diferentes tamanhos. Presença de raízes finas. Presença de glóbulos de material mais avermelhado (aparentemente estruturas biogênicas);
- (2) menos friável que 1, quartzoso, com material orgânico. Coloração marrom escura, 10YR 6/6, de granulação heterogênea (de finos a cascalhos). Material orgânico residual (carvão inicial ou queimadas recentes). Presença de raízes finas e minhoca viva;
- (3) relativamente mais coeso que 2. Material quartzoso. Coloração marrom avermelhada, 2,5YR 4/4. Heterogêneo, como a camada 2, porém com mais finos (provavelmente silte);
- (4) material mais coeso e quartzoso que o nível 3. Coloração avermelhada, 5YR, heterogêneo, com cascalhos (1cm). Estruturas biogênicas ou biotrubação;
- (5) paleossolo: heterogêneo, muito friável, cinza escuro, 10YR 4/4. Presença de fragmentos de carvão. Presença de bioturbação (glóbulos mais avermelhados);
- (6) camada mais coesa, grosseira e heterogênea que o paleossolo, sendo similar a camada 4. Coloração marrom avermelhada, 5YR 4/4, com presença de cascalhos de tamanho centimétrico a métrico.

Na figura 42 (Foto A) observa-se à camada de matéria orgânica com suave mergulho, demonstrando ter esta à forma de um leque aluvial. Em detalhe, a escada encontra-se ao lado do ravinamento atual, que segundo moradores da região é posterior a construção da estrada. Na Foto B, observa-se a paleo-ravina que é demonstrada na seção estratigráfica (figura 41). Esta feição é preenchida por material muito arenoso e friável, com estratificação homogênea plano paralela, que interrompe o nível de matéria orgânica por cerca de 2 metros, sendo muito diferenciado do pacote deposicional estudado, que é bem organizado nas seis camadas dispostas na seção estratigráfica. Após o interrompimento o nível de matéria orgânica e as outras camadas relacionadas continuam por aproximadamente 12 metros.



Figura 42. Foto A: execução do perfil nivelado em depósito, com nível confinado de matéria orgânica. Detalhe para início da ravina ao lado da escada. Foto B: em tracejado, limite da paleo-ravina que interrompe o nível de matéria orgânica.

Em análise granulométrica pontual realizada em algumas amostras do perfil, (figura 43), a fim de realizar reconhecimento inicial do material estudado, demonstra-se haver predomínio da classe areia em todas as amostras, com teores de cascalho, em torno de 7 a 10% em a3 e a4. Também verifica-se o maior teor da fração areia (+ 90%). Vale destacar a identificação visual de solo mais escuro (a3), camada orgânica, em 1,20 metros de profundidade, com teores de matéria orgânica em torno de 5%. Destaca-se que boa parte da matéria orgânica deste nível paleo-orgânico (a3), é constituída por grãos do tamanho areia, que não foram eficientemente eliminados pelo processo de queima da matéria orgânica na análise granulométrica. Há homogeneidade de classe para todas as amostras, variando de arenosa a franco arenosa, com baixos teores de silte e argila.

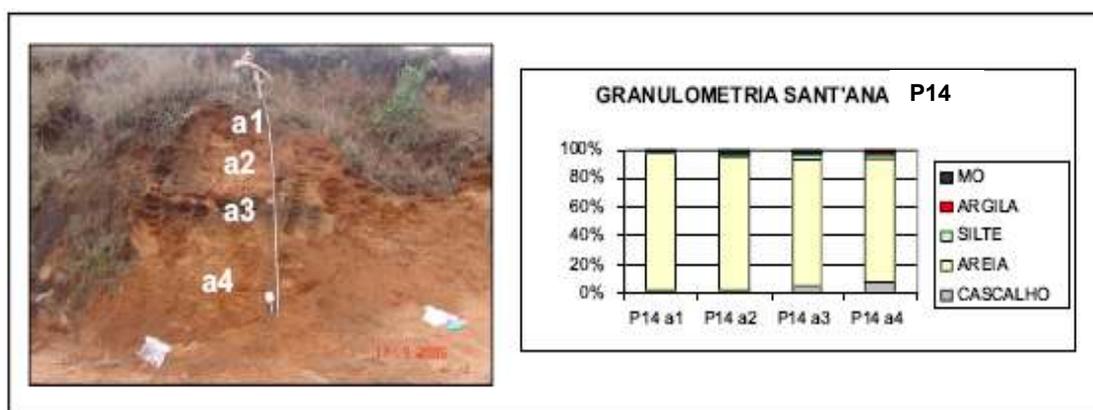


Figura 43. Análise granulométrica do Ribeirão Santana, seção Coelho, com localização dos pontos amostrais e respectivos gráficos.

Ainda, dados preliminares da análise de morfoscopia permitiram evidenciar que os grãos variam de pouco arredondados a angulosos, semi-esféricos e possuem uma textura superficial predominantemente sacaróide fosca. Características, que segundo KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938), indicam curtas distâncias de transporte em relação a fonte primária destes sedimentos.

Considera-se que o pacote deposicional suspenso em relação à estrada seja relativo a um antigo leque aluvial. O nível de matéria orgânica representaria período de estabilidade, onde haveria formação de solos, enquanto que os depósitos mais arenosos representariam período onde haveria a predominância de processos de erosão - sedimentação. Nestes períodos de erosão-sedimentação também haveria a formação de feições erosivas como ravinas. Fato que é corroborado pela existência da paleo-ravina que interrompe a camada de matéria orgânica. Isto também demonstra que tais períodos são recorrentes, pois a área está sendo novamente dissecada por feições erosivas similares a paleo-ravina.

No córrego Luiza, tributário do ribeirão Santana (615941L, 7567050S, 909m) foi feito reconhecimento de depósitos em uma concavidade aberta e ajustada ao canal principal (figura 44. Foto A), que contem leque deposicional suspenso a este canal (Foto B), feição que se repete regionalmente em alguns destes vales, fato que motivou a pesquisa desta concavidade.



Figura 44. Foto A: visão frontal da concavidade aberta, com leque deposicional em primeiro plano. Foto B: o leque deposicional está suspenso ao canal atual

No depósito estudado, há uma intercalação entre camadas sedimentares, que indicam uma interdigitação entre depósitos de encosta e de fundo de vale fluvial. (figura 45). Estando o depósito suspenso 7 metros em relação o nível atual, considera-se este como sendo um antigo nível de terraço fluvial, quando, possivelmente, o vale inteiro estava suspenso em relação ao nível atual do vale.

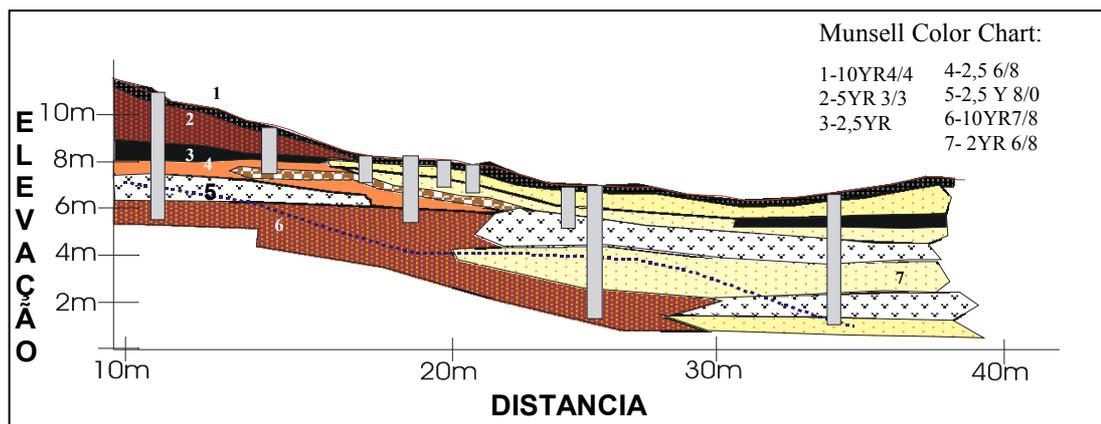


Figura 45. Perfil de solo de leque aluvial correspondente à concavidade aberta e ajustada ao córrego Luiza. Indica-se numeração de coloração do solo. Nível de bolas marrons representa nível de cascalhos.

Assim como na dolina e na concavidade suspensa anteriormente descritas, há duas camadas de matéria orgânica, a primeira na superfície do pacote sedimentar (1), sendo fofo e pegajosa, o que indica a presença de materiais finos, sua coloração é 10YR 4/4; a segunda camada de matéria orgânica (3) é bastante pegajosa e escura, coloração 2,5YR, lembrando a camada orgânica confinada no fundo da dolina. Esta camada (3) apresenta-se confinada a aproximadamente 2 metros em duas posições, a primeira mais a montante, na encosta, confinada por uma camada (2) de material fofo e solto, de coloração marrom avermelhada, 5YR 3/3, que aparentemente é material advindo da encosta superior; e a segunda confinada por uma camada (7), de coloração amarelada, 2,5YR 6/8.

Consta dizer que esta camada (7) é recorrente em vários níveis da coluna estratigráfica, mais a jusante, variando sua textura de predominantemente argilosa a predominantemente arenosa, coincidindo também com níveis de cascalho que dificultam a passagem do trado (representado em bolas marrons no perfil), o que leva a entender que esta camada (7), pode corresponder a depósitos fluviais. Ainda na encosta, abaixo

da camada de matéria orgânica é encontrada uma camada (4), marrom amarelada, 2,5Y 6/8, bastante arenosa e seca. Abaixo desta camada arenosa e seca (4), encontra-se uma camada (5) argilosa e bastante esbranquiçada, 2,5Y 8/0, correspondendo a níveis de hidromorfia. Consta mencionar que o lençol freático foi alcançado sempre abaixo ou entre estes níveis de hidromorfia (5), demonstrando ser esta uma zona de saturação. A variação de cores dos depósitos relativos ao nível freático, de esbranquiçado a ocre, pode ser decorrente da variação de nível deste lençol freático. Estes níveis tornam-se mais frequentes a jusante, intercalando-se com as camadas mais amareladas (7). Por fim, desde a encosta, encontra-se uma camada soterrada (6), de 5 a 6 metros de profundidade, de coloração ocre, 10YR 7/8, que intercala grãos de quartzo lavados com glóbulos ocres argilosos. Este material é muito parecido com aquele que foi descrito como sendo saprolito nas encostas da dolina e da depressão estudadas.

Uma análise sedimentológica de reconhecimento foi executada em pontos isolados **superficiais** destes depósitos, englobando os seguintes domínios: P1 – planície de inundação; P2 e P3 – leque aluvial e P4 - depósito de encosta. Os resultados iniciais permitem apontar os seguintes aspectos: presença de camada orgânica em todas as posições amostrais, com teores crescentes entre o domínio das encostas e o domínio fluvial; predomínio da fração areia em todas as amostras, variando de 60% no domínio fluvial a mais de 80% nos domínios de transição e encostas, permitindo observar um marcante predomínio da fração areia em todos os domínios, o que é esperado em relação a sedimentos que tem o quartzito como rocha fonte.

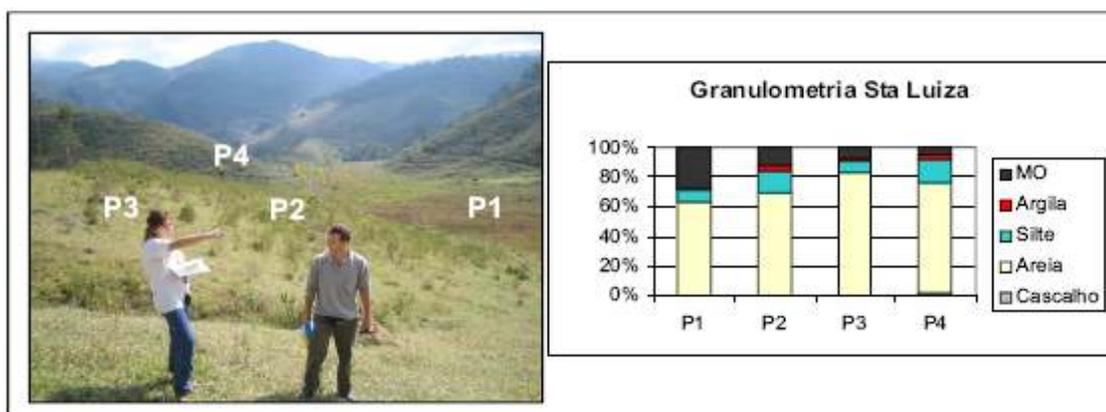


Figura 46. Esquema de análise granulométrica do Ribeirão Santa Luiza, com localização dos pontos amostrais e respectivos gráficos de análise granulométrica.

Similar ao reconhecimento dos materiais do depósito da seção Coelho, os grãos do depósito de encosta (P4), variam de pouco arredondados a angulosos, semi esféricos e possuem uma textura superficial sacaróide e fosca, característica que indica pouca distancia entre a deposição e a rocha fonte. Nos sedimentos superficiais do depósito e do fundo do vale, porém, observou-se que os grãos são mais arredondados, possuindo também uma textura superficial de grãos pouco mais mamelonado polida, o que pode indicar, segundo KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938), um retrabalhamento fluvial destes sedimentos. Porém, estes estudos foram mais de reconhecimento e devem ser aprofundados em futuro próximo, para que se possa chegar a qualquer conclusão.

A intercalação de níveis de materiais de encosta, com níveis de matéria orgânica, níveis hidromórficos e arenosos com cascalho e a própria posição deste depósito, que é suspenso em relação ao fundo do vale atual (figura 44. Foto B e figura 47) leva a entender que esta é uma feição de interdigitação entre depósitos de encosta e de terraço do antigo nível do rio, que seria suspenso em relação ao nível atual. Os níveis de matéria orgânica, assim como os que aparecem nas outras feições aqui descritas podem demarcar períodos de estabilidade, com formação de solos, enquanto os níveis mais arenosos demarcariam períodos de intenso trabalho de erosão-sedimentação mecânica.

Na figura 47, demonstra-se uma idealização do perfil de encosta relacionada ao

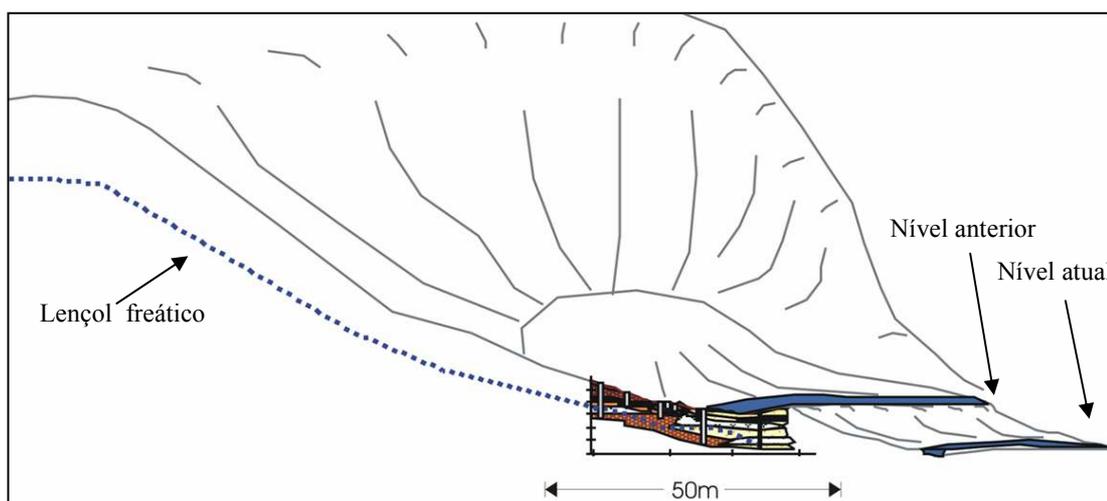


Figura 47. Idealização da encosta da concavidade aberta em que o depósito estudado está contido. Indicação do depósito estudado, do possível nível de lençol freático, do nível atual do rio e do possível nível anterior, responsável pela formação do depósito.

depósito estudado. É indicada a área do perfil de solo; o possível nível de lençol freático na encosta, que foi alcançado em tradagens do depósito; o nível atual do rio, a que o depósito está suspenso; e o possível nível anterior deste rio, responsável pela formação do depósito. Vale ressaltar que no centro deste depósito (figura 44. Foto A), há uma depressão típica da região. Este tipo de feição, na atual pesquisa, vinha sendo tratada como dolina de dissolução em encosta. Considera-se, a partir deste estudo, porém, que a referida depressão também pode ser relativa a meandro abandonado do antigo leito do rio, que teve suas laterais soterradas por depósitos atuais de encosta.

## **7. Considerações finais**

---

São escassos ainda os trabalhos que abordam a evolução geomorfológica de relevos cársticos no quartzito. O presente trabalho, demonstra haver um sistema tipicamente cárstico neste tipo de rochas, possuindo todas as formas correlatas àquelas contidas em conjuntos cársticos carbonáticos. Isto demonstra, que a evolução do relevo das áreas onde estas formas se concentram, na região abrangida pelo presente estudo, pode ser controlada por uma predominância de processos de denudação química.

Neste sentido, como visto, dolinas de dissolução representam formas típicas de um relevo cárstico. E, no presente caso, os depósitos de matéria orgânica confinados nestas formas, demonstram que estes acompanham sua evolução em rebaixamento. A investigação dos processos de evolução destas formas, possíveis proto-vaies de cabeceiras (FILIZOLA & BOULET, 1996, CASTRO E COELHO NETTO, 2002, COELHO NETTO 2003), poderá auxiliar a desvendar seu papel na formação da geomorfologia local e regional.

Além disso, os depósitos encontrados nestas formas e seus respectivos níveis hidromórficos soterrados, com concentrações de matéria orgânica, demonstram ter havido um período antecedente de estabilidade, que permitiu a acumulação destes níveis. O estudo dos depósitos também indica haver períodos de instabilidade, representados por espessos pacotes de depósitos de encosta e pela existência de ravinamentos, atuais e anteriores, evidenciando, portanto, a recorrência dos processos e

a alternância do tipo de processos de evolução do relevo.

A acumulação de matéria orgânica pode ter sido formada em períodos mais úmidos ou também de maior estabilidade, quando os vales poderiam estar anteriormente suspensos em relação ao rio principal, proporcionando acumulação sedimentar em alvéolos. As feições erosivas podem ser relativas ao processo de reajustamento dos vales, e rebaixamento do canal, que cria gradiente hidráulico e provoca uma ampliação dos processos mecânicos de encosta por gravidade. A literatura indica que ajustamentos deste tipo podem ser provocados por: (1) ação climática, com variação do nível do mar e conseqüente reajustamento da rede de drenagem; (2) ação tectônica, com rearranjo da rede de drenagem controlada por estruturas ativas; ou, (3) pelo ajuste de cabeceiras de vale, que estão a montante de áreas que sofreram grandes abatimentos, capturas ou reajustamentos de cursos hídricos subterrâneos após denudação química generalizada, **fenômenos comuns a áreas cársticas.**

Nesta fase da pesquisa, portanto, foi possível reconhecer algumas áreas em que estes fenômenos são visíveis, sendo estas passíveis de monitoramento e instrumentação, hidrogeoquímico e geomorfológico. Neste sentido valerá investigar o balanço entre as taxas de denudação química e denudação mecânica, em relação a gênese e desenvolvimento das feições de encosta e para o sistema estudado como um todo.

## **8. Próximas etapas**

---

Dando continuidade aos trabalhos inseridos neste projeto de mestrado, pretende-se mensurar o balanço entre taxas de intemperismo químico e físico para a formação da morfologia superficial local. Neste sentido, o trabalho está inserido em pesquisa mais abrangente que tem procurado estudar as diferenças entre processos de evolução do relevo dominados pela denudação física ou pela denudação química, no médio vale do rio Paraíba do Sul (COELHO NETTO & AVELAR, 2006). Os autores têm procurado evidências destes processos, comparando áreas entre a Serra do Mar, com estudo de caso na Bacia do Bananal e adjacências e a Serra da Mantiqueira, com estudo de caso na bacia do Ribeirão Santana.

Será necessário fazer datações do carbono encontrado nos horizontes orgânicos dos fundos de depressões e das encostas dos vales fluviais, a fim de saber se regionalmente possuem a mesma idade e também dos pacotes sedimentares que os cobrem a fim de saber em que tempo foram gerados e posteriormente soterrados. Além disso, está previsto, para pesquisas futuras, um reconhecimento hidrogeoquímico eficiente dos aquíferos locais e sua relação com a dissolução e reprecipitação de silicatos.

Também será possível averiguar as condições de carstificação em silicatos perante as hipóteses descritas na literatura: se relativa ao processo da arenização; se relativa à própria dissolução dos grãos de sílica; e/ou se relativa ao aumento desta dissolução com a ação biogênica em condições alcalinas; dentre outras considerações. Neste tópico poderá ser dada ênfase ao estudo destas relações em ambientes alcalinos de fundos de depressões. Além disso, será necessário realizar a mensuração das taxas de trabalho mecânico na esculturação do relevo, utilizando instrumentação adequada em áreas que apresentam processos típicos de erosão mecânica, como ravinas e voçorocas. Com isso será possível traçar algumas considerações sobre os balanços entre taxas de denudação física e química, sabendo, por fim, qual delas é preponderante para a gênese desta paisagem geomorfológica cárstico-siliclática.

## **Bibliografia**

---

- ABREU, A.A. 1983. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. *Rev.IG, FFLCH, USP*, 4: 5-23, nº4.
- APPELO, C.J.A., POSTMA, D. (1993). *Geochesmitry, groundwater and pollution*. Balkema Press, Brookfield, VT. 536P. 1993.
- AULER, A. 1995. Lakes as a speleogenic agent in the karst of Lagoa Santa, Brasil. *Cave and Karst Science*, 21(3), 3:105-110.
- AULER, A.S. 2004. Quartzite caves of South América. *In: GUNN, J. (ed). Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, London. p. 611-613.

- AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A.L. 1992. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. *Rev. Bras. de Geociências*, 22(2).
- AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; UAGODA, R. E. S. & FERRO, C. S. R. 2006. Geologia, dissolução de rochas quartzíticas e formas cársticas na bacia do ribeirão Santana (MG/RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY.
- BIGARELLA, J.J. MEIS, M.R.M, SILVA, J.X. 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16 e 17: 85-117.
- BÖGLI, A., 1980, *Karst Hydrology and Physical Speleology* (translated from the German by June C. Schmid): Springer-Verlag. 284 p.
- BOULET, R. et ali. 1977. Géochime de la Surface et Formes du Relief. I- Desequilibre Pedobioclimatique dans le Couvertures Pedologiques de L'Afrique Tropicale de L'Ouest et son Role dans L'aplanissement des Reliefs. *Sc. Gel. Bull.*, Strasbourg, 30 (4): 235-243.
- BREMER, H. 1972. Flubarbeit, Flächen – und Stufenbildung in den feuchten Tropen. *Zeits. Fur Geomorph* 14:21-38.
- BREMER, H.H. 1977. Ayres Rock ein Beispiel fur Kimagenetische Morphologie. *Zeits. Fur Geomorph.*, 9: 249-84
- BRICENO H., SCHUBERT C.; PAOLINI J. 1990. Table-mountain geology and surficial geochemistry: Chinanta Massif, Venezuelan Guayana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*. 3 (4): 179-194.
- BÜDELL, J. 1982. *Climatic Geomorphology*. Princeton: Princeton Univ. Press. 443, p. 1982.
- CABRAL, I.; ROBAINA, L.; MEDEIROS, E. ; SANGOI, D. S. ; FERNANDES NETO, S. 2003. Processos Erosivos Associados a Formas Pseudocársticas na Depressão Periférica do Rio Grande do Sul. In: Simposio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 10. Anais.

- CASTRO FRANÇOSO, S. S.; QUEIROZ NETO, J. P. 1974. Depressões doliniformes do Platô de Itapetininga; tentativa de interpretação. In: XXVIII Congr. Bras. de Geologia, Porto Alegre. Anais. 3: 35-64.
- CASTRO, S.S. & COELHO NETTO, A.L. 2002. Evolução Pedogenética em Depressão de Topo na Bacia do Alto Rio Fortaleza, Região do Bananal (RJ). In: ENCONTRO SOBRE ENGENHARIA GEOTÉCNICA E HIDROLOGIA NO SISEMA ENCOSTA-PLANÍCIE COSTEIRA, 4, Anais. P.181-192.
- CHALCRAFT D. AND PYE K. 1984. Humid tropical weathering of quartzite inoutheastern Venezuela. *Zeitschrift fur Geomorphologie*; 28, 321-332.
- COELHO NETTO, A.L. & FERNANDES, N.F. 1990. Hillslope erosion sedimentation and relief inversion in SE Brazil. In: FIJI SYMPOSIUM, RESOURCE NEEDS APPLICATION TO REDUCE EROSION & SEDIMENTATION IN TROPICAL STEEPLANDS, 192:174-182.
- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.; DEUS, C. E. 1988. Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau: Bananal, SP. Sediment Budgets. Proceedings of the Porto Alegre Symposium.. *IAHS Pub*; 174, p.35-42.
- CRISTOFOLETHI, A. 1980. *Geomorfologia*. Edgard Blücher, 188p., São Paulo, 2º ed.
- COELHO NETTO, A.L. 1999. Catastrophic Landscape Evolution in a Humid Region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternária*; 3:21-48.
- COELHO NETTO, A.L. 2003. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. In: *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2: 69-100.
- COELHO NETTO, A.L.; AVELAR, A.S. 2006. Landscape evolution in the atlantic tropical rainforest biome of southeastern brazil: chemical or physical denudation? In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY.
- COLTRINARI, L. 1997. Karstic-type forms and landscape evolution in Taubaté Basin (São Paulo). Fourth International Conference on Geomorphology.
- CORRÊA NETO, A.V.; ANÍSIO, L.C.C.; BRANDÃO, C.P. 1993. Um endocarste

quartzítico na Serra do Ibitipoca, SE de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS 7, Anais; p 83-86.

CORRÊA NETO, A. V. 1997. Cavernas em Quartzitos da Serra do Ibitipoca, Sudeste de Minas Gerais. In: Seminário de Pesquisa sobre o Parque Estadual de Ibitipoca, Anais; 43-51

CVIJIC, J., 1893, Das Karstphänomen. *Geographische Abhandlungen*. 5: 217-329.

DANTAS, M.E. 1995. *Controles naturais e antropogênicos da estocagem diferencial de sedimentos fluviais: bacia do rio Bananal (SP/RJ), médio vale do rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro)*. Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. 140p.

DANTAS & COELHO NETTO. 1994. Spatially non-uniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoints in the southeastern brazilian plateau; 14th Intern. Sedimentary Congress, IAS-International Association of Sedimentologists.p. 12-13.

DEMANGEOT, J. 1985. Geomorphologie du massif des guyanes. *Bol. Assoc.Geógr. Franç.* 4:243-267.

DIETRICH.W.E.; MONTGOMERY.D.; COELHO NETTO, A.L. & MOURA, J.R.S. 1991. Evidence for regional aggradation starting in the Early Holocene in southeastern Brazil and for degradation due to deforestation. *Am. Geoph.Union, Fall Meet.* 70 (43):124.

DOERR, S.H. 1999. Karst-like landforms and hydrology in quartzites of the Venezuelan Guyana shield: Pseudokarst or “real” karst? *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 43:1-17.

DREVER, J.I. 1994. The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 58: 2325-233.

DUTRA, G.M. 2001. Geoespeleologia das Cavernas do Inficionado – Minas Gerais, Brasil. International Congress of Speleology, 13.

EIRADO SILVA, L. G.; DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A.L. 1993. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (Knickpoints) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE: 3, Anais. p. 96-102.

- FILIZOLA, H. F. A & BOULET, R. 1996. Evolution and opening of closed depressions developed in quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubate basin, São Paulo, Brazil, and analogy to the slope evolution. *Geomorphology*, 16: 77-86.
- FORD D.C. AND WILLIAMS P. W. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. London: Unwin Hyman, 601 p.
- FOLK R.L. & WARD W.C. 1957. Brazos river bar: a study of significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27:3-26.
- FORD, D C. 1980. Threshold and Limit Effects in Karst Geomorphology. In: Coates D. R. and Vitek J. D. (Eds), *Thresholds in Geomorphology*. London: Allen and Unwin, 345-362.
- GALÁN C. & J. LAGARDE. 1988. Morphologie et évolution des cavernes et formes superficielles dans les quartzites du Roraima. *Karstologia* 11-12: 49-60.
- HEILBRON, M. 1995. *O Segmento Central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotécnica*. Tese de livre docência. DGEL/UERJ. 110p.
- HEILBRON, M, et alli. 2002. *Carta geológica da folha Rio Preto*, UERJ, Rio de Janeiro, 2002.
- JENNINGS, J.N. 1983. Sandstone pseudokarst or karst? In: Aspects of Australian Sandstone Landscapes Australian and New Zealand Geomorphology Group. *Special Publication*, 1: 21-30.
- KAMASE, L.M. 2004. *Casas subteraneas e feicoes doliniformes um estudo de caso na Bacia do Alto Taquari (SP)*. Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 96 p.
- KARMANN, I.; DIAS NETO, C. M.; WEBER, W. 1999. Caracterização litológica e estrutural das rochas metassedimentares do Conjunto Insular Cardoso, sul do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 29:3.
- KOHLER, H.C. 1989. *Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa/MG*. Programa de Pós Graduação em Geografia da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 112p.
- KOHLER, H.C. 1994. Geomorfologia cárstica. In: GUERRA, A.T. & CUNHA, S.B

(org.) *Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos*, p. 309-334.

KRANJC, A. Kras. 2006. – Classical karst (Slovenia – Italy). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, Goiânia, GO.

KRAUSKOPF, K.B. 1972. *Introdução à Geoquímica*. (Michal Lando e Paulo Bogus Trad.) Polígono/Edusp.

KRUMBEIN, W.C. & PETTIJOHN, F.J 1938. *Manual of sedimentary petrography*. Appleton-Century-Crofts, Inc. New York. 549 p.

LEITE, A.F. & COELHO NETTO, A.L. 2004. Rotas de fluxos hidrogeoquímicos em uma pequena bacia montanhosa rural: alto Vale do Rio Fortaleza, Bananal (SP). Anais. Simpósio Nacional de Geomorfologia, 10.

LINO, C.F. & ALLIIEVI, J. 1980. *Cavernas brasileiras*. Ed Melhoramentos/São Paulo.

LINO, C.F. 2001. *Cavernas, o fascinante Brasil subterrâneo*. São Paulo: Editora Rios. 279 p.

MARTINI, J. 1979. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. *Ann. Geol. Surv. South Africa*. 13: 115-128

MARQUES et. all. (1985). *Carta geológica da folha Lima Duarte, 1:100.000*. CPRM, Rio de Janeiro.

MEIS, M.R.M & MONTEIRO, A.M.F. 1979. Upper Quaternary rampas: Doce river valley, SE Brazilian Plateau. *Seit. Geomorph.*, 23: 132-151.

MEIS, M.R.M; COELHO NETTO, A.L & OLIVEIRA, P.T (1981) Ritmo e variabilidade das precipitações no vale do Rio Paraíba do Sul: o caso de Resende; *Revista Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos*. 3: 1489-1503.

MEIS, M.R.M & MOURA, J.R.S. 1984. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution SE Brazilian Plateau. *Am. Jour. Sc.*, 281:241-254.

MENDONÇA J, M.G. 2002. *Estratégias para Geração Semi-Automática de Modelos Digitais do Terreno Visando seu Emprego no Mapeamento Sistemático*. Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 154p.

- MOURA, J.R.S.; PEIXOTO, M.N.O.; SILVA, T.M. 1991. Geometria do relevo e estratigrafia do quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro – médio vale do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*. 21(3): 255-256.
- MONTGOMERY, D.; DAVIS.J.C.; PRODOCTOR, I.; VOGUEL, J. 1994.  $^{14}\text{C}$  AMS evidences of two Holocene erosion sedimentation cycles in SE Brasil: Estratigrafy and stratigrafic inversions; 14h Intern. Sedimentary congress, IAS-Internat. Association of sedimentologists, recife: 28-30.
- MUNSELL, 1971. *Soil Color Charts*. Munsel color company, inc. Baltimore.
- PEULVAST, J. & SALES, V.C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em Geomorfologia. *Revista Mercator*, 1:113-150.
- PENCK, W. 1953. *Morphological analisys of land forms: A contribution to Physical Geology*. 429p. Macmillan and co, Limited,. London,.
- PESSENDA, L.C.R. 2006. Manual para tratamento de amostras: Laboratorio de C 14 CENA/USP. In: <http://www.cena.usp.br/labs/labs14.htm>.
- PICCINI, L., 1994. Il sistema idrocarsico della Sorgente del Frigido carsici profondi nelle Alpi Apuane (Toscana—Italia). *Natura Bresciana, Annuario del Museo Civico di Scienze Naturali*, 30: 45–85.
- PILÓ, L.B. 1998. *Morfologia cárstica e materiais constituintes: Dinâmica e evolução da Depressão Poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, Minas Gerais*. Programa de Pós Graduação em Geografia Física, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 269p.
- ROBAINA, L.E.S; BAZZAN, T. 2006. Cavernas em arenito: Oeste do Rio Grande Do Sul In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, Goiânia, GO.
- RIMSTIDT, DONALD J. 2000. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61(13): 2553-2558.

- SALGADO & VALADÃO. 2003. Contribuição da desnudação geoquímica na evolução da erosão diferencial no espinhaço meridional. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2: 31-40.
- SELBY, H. 1982. Form and origin of some bornhardts of the Namib Desert. *Zeits. Fur Geomorph.* 26:1-15.
- SELF C. A. AND MULLAN G. J. 1996. Redefining the Boundary between Karst and Pseudokarst. *Cave and Karst Science*: 23 (2): 63-70.
- SHULZ, M.S., WHITE, A.F. 1999. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: Quartz dissolutions rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63 (3/4): 337-350.
- SCHUMANN, W. 1994. *Rochas e Minerais*, Editora Ao Livro Técnico, Rio de Janeiro, 223 p.
- SILVA, S.M. 2004. *Carstificação em Rochas Siliciclásticas: Estudo de caso na Serra do Ibitipoca, Minas Gerais*, Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, 142p.
- SPOLADORE, A. 2005. Novas cavernas em arenito no estado do Paraná. Congresso de Espeleologia, 8, anais.
- SUGUIO, K. 1999. O relevo cárstico e a geoespeleologia. In: *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = Futuro? Paulo's Comunicação e Artes Gráficas*. 219-232 .
- SWEETING M. M. 1972. *Karst Landforms*. Macmillan, London, 362 p
- SZCZERBAN, E.; URBANI, F. 1974. Carsos de Venezuela. Parte 4: Formas carsicas en areniscas precambrias del territorio federal Amazonas y estado Bolivar. *Boletin de la Sociedad Venezolana de Espeleologia*. 5: 27-54.
- THOMAS, 1967. A bornhardt dome in the plains near Oyo, Western Nigéria. *Zeits. Fur Geomorph.* 11(3): 239-261.
- TRICART, J. 1956. O karst das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte, MG. *Ver.Bras. Geog.*, ano XVIII, 4:3-22.

UAGODA, R.; SUERTEGARAY, D. M. A.; FUJIMOTO, N. V. M. & NUNES, J. O. R. 2003. Investigação Sobre a Origem de Formas Denudacionais em Cabeceiras de Drenagem. In: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada (XSBGFA), Rio de Janeiro. Anais do X Simpósio brasileiro de Geografia Física aplicada, 2003.

UAGODA, R.; AVELAR, A.; COELHO NETTO, A.L. 2006. Contribution to carstic geomorphology in quartzitic rocks: mid preto river valley, Rio de Janeiro/Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA 6 / REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY.

UAGODA, R.; AVELAR, A.; COELHO NETTO, A.L. 2006. Depressões fechadas em relevo quartzo-quartzítico, bacia do ribeirão Santana, médio vale do rio Paraíba do Sul. *Anuário do Instituto de Geociências*, 29(2): 85-98.

WILLIAMS, P.W. 1972. Morphometric Analysis of Polygonal Karst in New Guinea *GSA Bulletin*; 83 (3); p. 761-796

WRAY, R.A.L. 2003. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and Karst Science*, 24: 81-86.

VIDAL ROMANI, J.R., BOURNE, J.A., TWIDALE, C.R. AND CAMPBELL, E.M. 2003. Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. *Zeitschrift für Geomorphologie* 47(4): 417-437.

VITTE, A C. 1998. *Etchplanação em Juquiá (SP):* Relações entre o intemperismo químico e as mudanças climáticas no desenvolvimento das formas de relevo em margem cratônica passiva. Programa de Pós Graduação em Geografia Física, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 276p.

VITTE, A.C. 2001. Considerações sobre a teoria da *etchplanação* e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Terra Livre*, 16: 11-24.

- XAVIER, R.A. 2004. *Fraturas e intemperismo diferencial no controle da evolução de cabeceiras de renagem: bacia do rio bananal, SP-RJ*. Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ, Dissertação de Mestrado.
- YARIV, S. & CROSS H. 1979. *Geochemistry of Colloid Systems (for earth scientists)*. Berlin, Springer Verlag, 450 p.
- YOUNG, R.W. 1988. Quartz etching and sandstone karst: Examples from the East Kimberleys, northwestern Australia. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 32: 409-423.