



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

ALLAN SILAS CALUX

GÊNESE E DESENVOLVIMENTO DE CAVIDADES NATURAIS SUBTERRÂNEAS EM
FORMAÇÃO FERRÍFERA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

Minas Gerais - Brasil

Julho - 2013

Allan Silas Calux

GÊNESE E DESENVOLVIMENTO DE CAVIDADES NATURAIS SUBTERRÂNEAS EM
FORMAÇÃO FERRÍFERA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Orientador: Prof. Dr. André Augusto Salgado

Belo Horizonte
Departamento de Geografia da UFMG
2013

C141g Calux, Allan Silas.
2013 Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais [manuscrito] / Allan Silas Calux – 2013.
218 f.: enc., il. (color.)

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2013.
Área de Concentração: Análise ambiental.
Orientador: André Augusto Salgado.
Bibliografia: f. 166-173.
Inclui anexos.


1. Grutas – Teses. 2. Espeleologia – Teses. 3. Quadrilátero Ferrífero (MG) – Teses. 4. Carste – Teses. I. Salgado, André Augusto. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III Título.

CDU: 551.44

Dissertação intitulada *Gênese e Desenvolvimento de Cavidades Naturais Subterrâneas em Formação Ferrífera no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*, de autoria do mestrando Allan Silas Calux, apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da UFMG como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental.

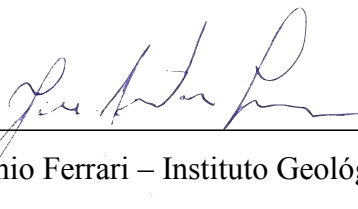
Defendida e aprovada em 05 de julho de 2013 pela banca constituída pelos seguintes examinadores:



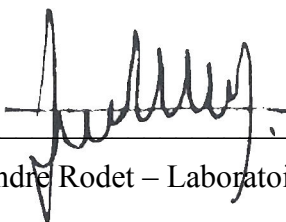
Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado – IGC/UFMG (Orientador)



Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior – IGC/UFMG



Dr. José Antônio Ferrari – Instituto Geológico/SMA



Prof. Dr. Joel Georges Marie André Rodet – Laboratoire de Géologie/Université Rouen



Prof. Dr. Luis Eduardo Panisset Travassos – PUC Minas Gerais

Ao meu saudoso pai Marco Antônio Calux (*in memoriam*), por sua sapiência, por tudo o que fez sem saber... e a minha mãe Eliana Venturato Calux, por sua senciência, por tudo o que fez sabendo...

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. André Salgado, pela liberdade, confiança e respeito. A orientação é sempre o começo de uma amizade, obrigado por sua dedicação!

À todos os atores envolvidos no Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, fórum privilegiado, espaço permanente de discussões.

À Carste Consultores Associados e ao Instituto do Carste, pelo apoio institucional ao meu projeto de mestrado. Em especial aos colegas PhD Augusto Auler e Dr. Luís B. Piló, maiores responsáveis por meu interesse pelas cavernas ferríferas. Ao Augusto por ter me iniciado no tema, e por ter me oferecido prontamente acesso ao seu rico acervo bibliográfico, um dos melhores do país. Ao Piló por todas as frutíferas discussões.

À empresa Vale, por disponibilizar o acesso e o uso de informações internas, muitas delas estratégicas. Agradecimento especial aos gestores Rodrigo Dutra e Iuri Brandi.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em especial à pesquisadora Myléne Berbert-Born, pelo acesso e uso do microscópio eletrônico de varredura.

Aos meus pais Marco Antônio Calux (*in memoriam*) e Eliana Venturato Calux, por terem me colocado no mundo com dignidade. Às minhas irmãs Bruna Calux, cujo idealismo me inspira, e Marcela Calux, “espelho de mim”.

À Patrícia Zen, meu amor de hoje e de sempre, pela quietude e paz de espírito, fundamentais à conclusão deste trabalho!

Aos meus grandes e eternos amigos de infância: Acauã Rodrigues dos Santos, Daniel Miori Nascimento, Diogo Granado Checchia, Dirceu Costa Júnior, Douglas Squarizi, Estevan Balensifer Hass, Guilherme Miori Nascimento, James Francisco Citadini, Rafael Thiago Barbieri, Rodolfo Balensifer Hass e Rodrigo Marcondes Marretti (*in memoriam*).

À Myléne Berbert-Born e Daniela Silva, fontes permanentes de inspiração. Pela amizade, por todas as conversas e gargalhadas. Por todas as críticas, por toda ebriedade por trás de cada palavra sóbria.

Aos meus amigos espeleólogos Roberto Brandi, Alexandre Camargo (Iscoti), Leda Zogbi, Marcos Silvério, Daniel Menin, Carolina Anson, Luis. F. Rocha, Karen Perez Ramos, Rafael Scherer, Rogério Dell Antonio, Thiago Lima, Rafael Camargo, Georgete Dutra, Robson Zampaulo, Rodrigo Lopes Ferreira (Drops), Marconi Souza-Silva, Xavier Prous e Eleonora Trajano. Em especial ao Brandi, Iscoti e Leda, minhas referências!

Aos meus grande amigos do Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas (CECAV), Jocy Brandão Cruz, José Carlos Ribeiro Reino (Zeca), Cristiano Fernandes Ferreira, André Afonso Ribeiro e Diego Medeiros Bento. É engraçado como algumas pessoas entram em nossas definitivamente, e mais interessante ainda é como essas pessoas podem nos impactar para sempre. Essa é a minha história com esses grandes guerreiros, defensores do carste e das cavernas brasileiras.

Aos meus amigos da Carste Consultores Associados, Ataliba Coelho (Talibã), Marina Leão, Tatiana de Souza e Leilane Sobrinho. Em especial ao Talibã, companheiro de mestrado, de buteco, e de tudo mais o que for preciso!

À todos os que puderam colaborar com os meus campos: Roberto Cassimiro, Gabriela Rosário, Tatiana de Souza, Aline Guerra, Tatiana Fonseca, Rogério Dell Antonio, Túlio Fonseca, Thadeu Pietrobon, Matheus Mescolotti e Marcus Paulo.

Aos colegas de pós-graduação do Instituto de Geociências, em especial ao Pedro Henrique Corrêa de Araújo Barros (Pedrinho) e ao Frederico Augusto Alves Gonçalves (Fred), pela verdade, pelo carinho, pela força, pela sensibilidade!

Ao grande amigo Roberto Cassimiro (Miró), sem o qual esse trabalho não teria se realizado. Obrigado pela presença, pelas críticas, pela inquietude, por tornar essas linhas possíveis. Meu caro, este trabalho também é seu, e você sabe disso!

E, por fim, à doce criancinha, ainda pequenina no ventre do meu grande amor!

SUMÁRIO

Resumo	22
<i>Abstract</i>.....	22
1. Introdução	23
2. Feições Cársticas em formações ferríferas	26
2.1. Feições exocársticas em formações ferríferas.....	26
2.2. Feições endocársticas em formação ferrífera.....	28
3. Província Espeleológica do Quadrilátero Ferrífero.....	38
4. Procedimentos Metodológicos	45
4.1. Etapa de Gabinete	45
4.1.1. Levantamento bibliográfico	45
4.1.2. Levantamento cartográfico.....	45
4.1.3. Consolidação da base de dados.....	46
4.1.4. Seleção da amostra de cavernas	46
4.2. Etapa de Campo.....	48
4.2.1. Levantamento espeleotopográfico	48
4.2.2. Levantamento geoespeleológicos	50
4.2.3. Coleta de amostras de rocha e espeleotemas.....	51
4.3. Etapa de Laboratório	52
4.3.1. Análise cartográfica e classificação morfológica	52
4.3.2. Descrição macroscópica das amostras	53
4.3.3. Análise química por Fluorescência de Raios-X.....	53
5. Padrões Morfológicos e Geométricos das Cavernas Ferríferas da Província Espeleológica do Quadrilátero Ferrífero	55
5.1. Introdução	55
5.2. Padrões planimétricos e geométricos	55
6. Caracterização Geológica, Geomorfológica e Endocárstica das Cavernas Ferríferas Seleccionadas.....	62
6.1. Introdução	62
6.2. Cavernas da Serra do Curral/Moeda	64
6.2.1. Caverna Suzano (MS-21)	64

6.2.2.	Caverna Mata da Copasa (RM-38)	72
6.2.3.	Gruta da Junção (RM-16).....	81
6.3.	Cavernas da Serra da Piedade	86
6.3.1.	Caverna Triângulo.....	86
6.3.2.	Gruta da Piedade.....	94
6.4.	Cavernas do Sinclinal Gandarela	105
6.4.1.	Caverna das Trincheiras (RF-20).....	105
6.4.2.	Caverna dos Pilares (RF-07).....	113
6.4.3.	Caverna Cisalha (RF-32).....	122
6.4.4.	Caverna Cabeceira do Prata (SG-15)	130
6.4.5.	Caverna da Cumieira (SG-17).....	138
6.4.6.	Caverna Cabeceira do Rio Preto (SG-16).....	141
7.	Gênese e Desenvolvimento.....	149
7.1.	Introdução	149
7.2.	Ambiente de formação	149
7.3.	Fatores de controle.....	152
7.4.	Estruturas espeleogenéticas	155
7.4.1.	Microcanais (canalículos)	155
7.4.2.	Sulcos erosivos	156
7.4.3.	Pilares.....	156
7.5.	Hipóteses espeleogenéticas.....	157
7.5.1.	Caverna Suzano (MS-21)	157
7.5.2.	Caverna Mata da Copasa (RM-38).....	158
7.5.3.	Gruta da Junção (RM-16).....	158
7.5.4.	Caverna Triângulo.....	159
7.5.5.	Caverna Serra da Piedade	160
7.5.6.	Caverna das Trincheiras (RF-20).....	161
7.5.7.	Caverna dos Pilares (RF-07).....	162
7.5.8.	Caverna Cisalha (RF-32).....	163
7.5.9.	Caverna da Cumieira (SG-17)	164
	Conclusões.....	165
	Bibliografia.....	166
	Anexo I – Amostra de Cavernas Selecionadas para Análise dos Padrões	
	Geométricos e Planimétricos	174

Anexo II - Espeleotopografias	179
Anexo III - Descrições Macroscópicas	194
Anexo IV - Análises Químiprecisocas (Difração por Raios-X).....	218

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1- Localização da Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero.....	25
Figura 2.1 - Quadro espeleogenético esquemático para as cavernas da Serra dos Carajás (PA): Estágio 1 – Processo inicial de dissolução da rocha, preferencialmente nos planos de falhas e/ou fraturas e nos locais de marcantes contrastes lito-faciológicos e texturais; Estágio 2 – Variações do nível hidrostático. Formação de pequenas cavidades de dissolução, isoladas, no topo da zona freática. Pequenas cavidades em zona vadosa; Estágio 3 – Formação de proto-cavernas na zona vadosa, resultantes da interação do fluxo d'água subterrâneo, intemperismo químico e erosão fluvial nas encostas, sobre a zona previamente preparada pela dissolução inicial; Estágio 4 – Formação de cavernas, a partir de processos de incisão das proto-cavernas com ação contínua do fluxo subterrâneo em direção às encostas e ao nível hidrostático. Modificado de Pinheiro <i>et al.</i> (1985).	32
Figura 2.2 - Esquema evolutivo para as cavernas em rochas ferríferas da Serra dos Carajás. 1) Formação da crosta ferruginosa e diferenciação da canga a partir de processos intempéricos sobre rochas variadas. 2) Dissecção do relevo e oscilações do nível freático. Implantação de cavidades subterrâneas em zonas de concentrações de compostos instáveis resultantes dos processos de formação da canga. 3) em regime vadoso, atuação de agentes hidráulicos. Fase de erosão física e desmoronamento de blocos. Modificado de Pinheiro & Maurity (1988).	34
Figura 2.3 - Evolução da zona de baixa densidade na interface crosta-saprólito e formação de cavernas: Estágio 1 – Percolação de soluções aquosas ao longo de fissuras e fraturas, e desenvolvimento de um sistema reticulado de vazios. Mobilização de ferro e alumínio; Estágio 2 – Preenchimento de fissuras e fraturas na interface crosta-saprolito por óxi-hidróxidos de ferro e alumínio, gerando estruturas do tipo <i>boxwork</i> ; Estágio 3 – Desenvolvimento da zona de baixa densidade através da dissolução e da eluviação lateral da matriz argilosa. Colapso parcial desta zona e formação de cavidades. Modificado de Maurity & Kotschoubey (1995).	35
Figura 2.4 - Perfis esquemáticos mostrando o processo de degradação laterítica nos platôs da Serra Norte, Serra dos Carajás, Pará. Modificado de Maurity e Kotschoubey (1994).....	36
Figura 3.1 - Mapa Geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: Codemig (2005).	40

Figura 3.2 - Principais estruturas do Quadrilátero Ferrífero. Dobras: 1) Sinclinal Piedade; 2) Homoclinal Serra do Curral; 3) Anticlinal da Serra do Curral; 4) Sinclinal Moeda; 5) Sinclinal Dom Bosco; 6) Anticlinal de Mariana; 7) Sinclinal Santa Rita; 8) Anticlinal Conceição; 9) Sinclinal Gandarela; 10) Sinclinal Vargem do Lima; 11) Sinclinal Ouro Fino. Complexos granito-gnáissicos: 12) Belo Horizonte; 13) Bonfim; 14) Bação; 15) Santa Bárbara; 16) Caeté; 17) Santo Antônio do Pirapetininga; 18) Mantiqueira. Falhas: 19) Bem-Te-Vi; 20) São Vicente; 21) Sistema de Empurrões Córrego do Garimpo; 22) Falha das Cambotas; 23) Fundão; 24) Água Quente; 25) Sistema de empurrões do sinclinal Dom Bosco; 26) Sistema de empurrões da serra do Caraça; 27) Zona de cisalhamento extensional Moeda-Bonfim; 28) Falha transcorrente do Engenho. Sedes municipais: BH – Belo Horizonte; CC – Cachoeira do Campo; IT – Itabirito; NL – Nova Lima; CA – Caeté; CG – Congonhas; OP – Ouro Preto. Modificado de Baltazar & Zucchetti (2004) e Baltazar <i>et al.</i> (2005).....	41
Figura 3.3 – Escarpas de quartzito da Serra do Caraça, área mais elevada do Quadrilátero Ferrífero.....	42
Figura 3.4 – Formação ferrífera controlando a geometria da vertente e preservando-a na porção mais elevada da paisagem na região nordeste do Sinclinal Gandarela.....	43
Figura 3.5 – Campo rupestre ferruginoso na Serra do Rola Moça: cobertura vegetal típica das formações ferríferas.....	44
Figura 4.1 - Medição da projeção horizontal de acordo com o método da descontinuidade e do denível.	49
Figura 4.2. Cálculo da área e do volume de uma caverna a partir da altura média das seções verticais.....	50
Figura 4.3. – Figuras geométricas elementares utilizadas na classificação do padrão geométrico: (a) circular; (b) elíptico; (c) triangular; (d) retangular.....	52
Figura 4.4. – Padrões planimétricos de Palmer (1991; 2003): (a)Curvilíneo/ramificado; (b) retilíneo/ramificado; (c) anastomótico; (d) <i>network</i> ou reticulado/labiríntico; (e) espongiforme/labiríntico; (f) ramiforme. Modificado de Palmer (2003).	53
Figura 5.1 – Distribuição das cavernas ferríferas da Província Espeleológica do Quadrilátero Ferrífero cadastradas no CANIE (2013).....	57
Figura 5.2 - Distribuição do padrão geométrico por padrão planimétrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).....	58
Figura 5.3 - Distribuição do padrão geométrico por litologia na amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).....	59

Figura 5.4 - Distribuição do padrão planimétrico por litologia na amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).....	61
Figura 6.1 - Localização das cavernas selecionadas para caracterização física detalhada.....	63
Figura 6.2 - Inserção da caverna Suzano (MS-21) na borda oeste do Sinclinal Moeda.....	64
Figura 6.3 – Amostra SM-01 (a): Canga detrítica clastosuportada, com presença incipiente de matriz limonítica. Largura máxima da amostra: 19 centímetros; (b) Amostra SM-02: Formação ferrífera bandada alterada, com bandas milimétricas de hematita, intercaladas por “vazios” reliquiais silicáticos. Largura máxima da amostra: 13 centímetros.	65
Figura 6.4 – (a) Formação ferrífera bandada controlando geometria da seção e (b) canga detrítica clastosuportada atribuindo irregularidade ao teto da caverna Suzano (MS-21).	66
Figura 6.5 – Sulcos de percolação vadosa sob orifícios localizados no teto da caverna.....	67
Figura 6.6 – Sedimentos clásticos: predomínio de argila, como ocorrência seixos e calhaus geradas a partir do abatimento de porções do teto.....	68
Figura 6.7 – Microcoralóides observados na caverna Suzano (MS-21): (a) e (b) afilados, com espessura milimétrica, extremidades angulosas a arredondadas e coloração cinza claro a laranja escuro. (c) e (d) rombudos, com espessura também milimétrica, extremidades arredondadas e coloração marrom claro a marrom escuro.	69
Figura 6.8 – Entradas baixas e estreitas da caverna Suzano: (a), (b) e (c) entradas localizadas na ruptura de relevo (couraça de canga); e (d) entrada localizada em pequeno dolinamento, em conduto superior da caverna.	70
Figura 6.9 – Vista de seção da caverna Suzano: concordância entre a inclinação do piso, no interior da caverna, e a inclinação da vertente, na superfície.	70
Figura 6.10 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Suzano: (a) Reticulado; e (b) Retangular.	71
Figura 6.11 – Inserção da caverna Mata da Copasa (RM-38) no flanco sudeste do anticlinal Serra do Curral.	72
Figura 6.12 – Brecha de canga (destacado em amarelo) no teto da caverna Mata da Copasa (RM-38).....	73
Figura 6.13 – (a) Amostra RM-01: Canga estruturada com presença de níveis magnéticos... Largura máxima da amostra: 10 centímetros; (b) Amostra RM-02: itabirito hematítico, denso, com grau médio de alteração, com presença de níveis de espequeada. Largura máxima da amostra: 12 centímetros.	74
Figura 6.14 – (a) Juntas de alívio observadas no teto da caverna (destacadas em amarelo); (b) Abatimentos com dinâmica associada a presença de fraturas atectônicas (juntas de	

alívio); (c) Fraturas irregulares, descontínuas e pouco penetrativas no itabirito; (d) Dobra decimétricas, com microcanal associado ao seu eixo, na zona da carneira (destacado pela seta azul).	75
Figura 6.15 – Presença de raízes no teto da caverna Mata da Copasa, penetrando por meio da porosidade do substrato.	76
Figura 6.16 – Cone de sedimento terrígeno sob canalículo (junção piso/parede) localizado na porção distal da caverna Mata da Copasa (RM-38)	77
Figura 6.17 – Bloco (matacão) de itabirito e cicatriz de abatimento (destacado em linha tracejada amarela) na caverna Mata da Copasa (RM-38).	78
Figura 6.18 – Entrada da caverna Mata da Copasa (RM-38) vista de (a) fora para dentro e de (b) dentro para fora. Passagem estreita em meio a blocos abatidos; (c) salão de grande amplitude quando comparado a outras cavernas hospedadas em rochas ferríferas.	79
Figura 6.19 – Canalículos localizados no (a) teto e na (b) junção piso/parede da caverna Mata da Copasa (RM-38).	80
Figura 6.20 – Pilares e pendentes (destacado em amarelo) observados na caverna Mata da Copasa (RM-38).	80
Figura 6.21 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Mata da Copasa (RM-38): (a) Espongiforme; e (b) Circular/elíptico.	81
Figura 6.22 – Inserção da Caverna da Junção (RM-16) na cumieira da Serra da Calçada.	82
Figura 6.23 – (a) Canga detrítica clasto-suportada, caracterizada por clastos angulosos de itabirito; (b) Amostra RM-03, com presença incipiente de matriz limonítica e clastos bastante intemperizados. Largura máxima da amostra: 15 centímetros; (c) Fraturas atectônicas irregulares, descontínuas e pouco penetrativas.	83
Figura 6.24 – Musgos e líquens recobrimo as paredes: evidência de acumulação umidade. ...	84
Figura 6.25 – (a) Inserção da Gruta da Junção na base de uma ruptura de relevo (couraça ferruginosa); (b) Entrada vista de dentro para fora a partir do único salão da cavidade. ...	85
Figura 6.26 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Gruta da Junção (RM-16): (a) Espongiforme; e (b) Retangular.	85
Figura 6.27 – Inserção da caverna Triângulo no flanco norte da Serra da Piedade, no interior do Sinclinal Piedade.	86
Figura 6.28 – Canga clastosuportada, composta por clastos de hematita angulosos a subangulosos, com granulometria variada e presença moderada de matriz limonítica (amostra SP-02). Largura máxima da amostra: 23 centímetros.	87

Figura 6.29 – (a) e (b) Fraturas atectônicas (juntas de alívio) observadas na canga (destacadas em amarelo), no teto da caverna Triângulo: irregularidade, descontinuidade e pouca penetratividade.....	88
Figura 6.30 – Evolução da vertente e processos de descompressão da couraça ferruginosa resultando na formação de fraturas atectônicas irregulares e descontínuas.	88
Figura 6.31 – Sedimentos argilosos decantados em depressão do piso da caverna Triângulo.	89
Figura 6.32 – (a) Sulcos de escoamento superficial concentrado; (b) ruptura da crosta ferruginosa, produto da erosão mecânica provocada pelo escoamento concentrado; c) Erosão semi-circular, resultado do gotejamento concentrado.	90
Figura 6.33 – (a) Calhaus e matacões observados na zona de entrada da caverna Triângulo; (b) Sedimentos recobertos por crostas provavelmente ferruginosas; (c) Paleonível preservado por crosta ferruginosa centimétrica; (d) Crosta com aspecto botrioidal, de coloração clara e brilho porcelanado.	91
Figura 6.34 – Entrada da caverna Triângulo.	92
Figura 6.35 – (a) Perfil N-S da caverna Triângulo, com destaque (em laranja) para as cúpulas e pendentes; (b) Pilar com diâmetro decimétrico observado na porção intermediária da caverna Triângulo; e (c) Pendente observado no trecho inicial da caverna Triângulo.....	93
Figura 6.36 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Triângulo: (a) Espongiforme; e (b) Retangular.	94
Figura 6.37 - Gruta da Piedade inserida no flanco norte da Serra da Piedade, em rampa de talus de grandes proporções.....	95
Figura 6.38 – (a) Canga detrítica com presença de clastos de formação ferrífera em arranjo caótico e heterogêneo. Largura máxima da amostra: 19 centímetros; (b) Itabirito da Formação Cauê: bandamentos milimétricos de hematita e presença de argilominerais associados. Largura máxima da amostra: 31 centímetros.	95
Figura 6.39 - (a) Bloco de formação ferrífera de grandes proporções; (b) brecha de canga truncando os bandamentos do itabirito subjacente; (c) Brecha de canga acamadada observada na parede da Gruta da Piedade.....	96
Figura 6.40 - Canal de drenagem intermitente observado na Gruta da Piedade.	97
Figura 6.41 - (a) Cone de abatimento com blocos de matacão com tamanho métrico; (b) cicatriz de abatimento (destacada em amarelo) observada na parede da caverna; (c) e (d) cone de sedimentos cascalhentos, com granulometria argila a matacão.	98

Figura 6.42 – (a) Crostas delgadas de coloração branca a laranja, tonalidade clara a escura, recobrando a parede da Gruta da Piedade; (b), (c) e (d) crostas associadas à alvéolos de dissolução.	100
Figura 6.43 – (a) Coralóides agrupados na parede da Gruta da Piedade; (b) coralóides submilimétrico, rombudos; (c), (d), (e), (f) e (g) coralóides afilados, milimétricos a centimétricos, com até 0,6 milímetros de diâmetro; (h) coralóides afilados do tipo “agulha”.	101
Figura 6.44 - Entradas da Gruta da Piedade: (a) entrada mais ampla, localizada na porção centro-norte da caverna; (b), (c), (d) e (e) entradas de menor porte.	102
Figura 6.45 - (a) Teto irregular devido ao arranjo do substrato; (b), (c) e (d) Galerias amplas e piso com desenvolvimento em níveis sobrepostos.	103
Figura 6.46 - Conexão entre galerias realizada por meio de passagens estreitas e baixas.	104
Figura 6.47 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Gruta da Piedade: (a) Espongiforme; e (b) Retangular.	104
Figura 6.48 – Inserção da Caverna das Trincheiras no interior do Sinclinal Gandarela.	105
Figura 6.49 - Amostra BC-01: itabirito da Formação Cauê do tipo chapinha, com bandas milimétricas de hematita e sílica intercaladas. Largura máxima da amostra: 30 centímetros.	106
Figura 6.50 - Roseta representando a direção do mergulho (Sn) dos itabiritos que hospedam a Caverna das Trincheiras. (n = 14).	107
Figura 6.51 - (a) Bandamento do itabirito controlando a regularidade do teto; (b) e (c) Fraturas tectônicas penetrativas favorecendo a dinâmica de abatimento de porções do teto.	108
Figura 6.52 - (a), (b) e (c) Canalículos (<i>pipe</i>) se desenvolvendo no bandamento do itabirito.	109
Figura 6.53 - (a) Sulcos no piso: evidência de gotejamento concentrado; (b) Condensação associada a ocorrência de líquens.	110
Figura 6.54 - Depósitos orgânicos sobre cone de sedimentos clásticos carregados para o interior da Caverna das Trincheiras por uma clarabóia.	110
Figura 6.55 - Microtravertinos mlimétricos recobrando porções do parede da Caverna das Trincheiras.	111
Figura 6.56 - Entradas da Caverna das Trincheiras: (a) Entrada principal, localizada a jusante, na porção leste da cavidade; (b) Clarabóia estreita localizada no trecho centro-norte; (c) Entrada lateral a sudoeste; (d) Clarabóia inserida na porção noroeste.	112

Figura 6.57 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Caverna das Trincheiras: (a) Retilíneo; e (b) Retangular.	113
Figura 6.58 – Inserção da Caverna dos Pilares no flanco noroeste do Sinclinal Gandarela. .	114
Figura 6.59 - (a) Canga detrítica colúvio-aluvionar clasto-suportada, composta por seixos e calhaus de itabirito; (b) Amostra BC-03 coletada na zona de entrada da Caverna dos Pilares. Largura máxima: 28 centímetros.	115
Figura 6.60 - (a) Empoçamento intermitente localizado na porção nordeste da Caverna dos Pilares; (b) e (c) Surgências intermitentes que “alimentam” as poças.	116
Figura 6.61 – (a) Sulcos de percolação vertical (gravitacional) atuando na individualização de pilares; (b) Sulco de grande proporção na parede da cavidade conferindo-lhe maior irregularidade.	117
Figura 6.62 - Depósitos clásticos: (a) Calhaus e matacões no setor leste; (b) Silte-argila no setor oeste, associado a canalículos.	118
Figura 6.63 - Crostas delgadas de coloração branca e amarela recobrimdo porção da parede.	118
Figura 6.64 - Entrada da Caverna dos Pilares condicionada pela sua inserção na cabeceira de uma escarpa em forma de anfiteatro.	119
Figura 6.65 – (a) Crostas parcialmente erodidas no piso; (b) Piso preenchido por sedimento clástico.	120
Figura 6.66 - Blocos abatidos (matacões) de grandes dimensões no interior da Caverna dos Pilares.	121
Figura 6.67 - Pilares observados na (a) zona de entrada e no (b) interior da Caverna dos Pilares.	121
Figura 6.68 - Planta baixa da Caverna dos Pilares com destaque para alguns dos canalículos (destacado em vermelho) e pilares (destacado em laranja) identificados no interior da caverna.	121
Figura 6.69 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Caverna dos Pilares: (a) Labiríntico/espongiforme; e (b) Elíptica.	122
Figura 6.70 – Caverna Cisalha (RF-32) inserida em alta vertente, no flanco noroeste do Sinclinal Gandarela.	123
Figura 6.71 - Itabirito da Formação Cauê (amostra BC-05) coletado no interior da Caverna Cisalha. Largura máxima: 34 centímetros.	124
Figura 6.72 - Predomínio de sedimentos de granulometria fina e coloração vermelha.	125

Figura 6.73 – Inclinação do piso em concordância com a vertente superficial e em discordância com o bandamento (S_n) do itabirito.....	125
Figura 6.74 - (a) coralóides cetimétricos, afilados, de coloração alaranjada com ocorrência associada ao bandamento da rocha; (b) microcoralóides milimétricos de coloração ocre e morfologia rombuda.	126
Figura 6.75 - (a) Entrada principal e (d) entrada superior da Caverna Cisalha; (b) e (c) claraboias.	127
Figura 6.76 – (a) e (b) Microcanais de drenagem (destacados pela seta amarela) com fluxo controlado pelo eixo de dobras na parede e (c) na junção piso/parede.	128
Figura 6.77 – Modelo de evolução dos canalículos a partir da ampliação do bandamento no eixo das dobras.	129
Figura 6.78 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Cisalha: (a) Retilíneo/espongiforme; e (b) Retangular.....	130
Figura 6.79 – Caverna Cabeceira do Prata, inserida na alta vertente da Serra Pianco, na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela.....	131
Figura 6.80 - (a) Itabirito da Formação Cauê (amostra GD-01) e canga detrítica (amostra GD-02).	132
Figura 6.81 - "Ninhos" de hematita em processo inicial de formação.	133
Figura 6.82 – Processo de formação dos “ninhos” de hematita observados sob orifícios e canalículos do teto: 1) Gotejamento concentrado iniciando o processos de desagregação do substrato; 2) formação de depressão no centro da zona que recebe gotejamento concentrado e acúmulo de sedimentos de granulometria fina na periferia; 3) acúmulo de clastos de hematita, mais pesados e resistentes.	133
Figura 6.83 - Sedimentos de granulometria tamanho seixo associados a sedimentos terrígenos depositados em forma de cone.	134
Figura 6.84 – (a) e (b) Crostas delgadas de coloração branca e ocre recobrimdo porção do teto da Caverna Cabeceira do Prata.....	135
Figura 6.85 - (a) e (b) Entrada superior e (c) inferior da Caverna Cabeceira do Prata.	136
Figura 6.86 – Entradas associadas a depressões doliniformes e piso concordante com inclinação da vertente e discordante ao bandamento do itabirito.....	137
Figura 6.87 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Caverna Cabeceira do Prata: (a) Labiríntico/espongiforme; e (b) Triangular.	137
Figura 6.88 – Caverna da Cumieira, inserida no topo da Serra Pianco, na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela.....	138

Figura 6.89 – Itabirito da Formação Cauê coletado no interior da Caverna da Cumieira. Largura máxima: 38 centímetros.....	139
Figura 6.90 – Canal de drenagem subterrânea intermitente na Gruta da Cumieira: exemplo de sistema de sumidouro e ressurgência em cavernas hospedadas em formação ferrífera.	140
Figura 6.91 - Claraboias a montante da caverna, zonas de captura de fluxos de escoamento superficial.	141
Figura 6.92 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Cumieira: (a) Espongiforme; e (b) Semicircular.	141
Figura 6.93 – Gruta Cabeceira do Rio Preto, inserida no topo da Serra Pianco, na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela.....	142
Figura 6.94 - Itabirito da Formação Cauê coletado no interior da Caverna Cabeceira do Prata (amostra GD-05): rocha alterada com presença de níveis de hematita recristalizada associadas a alvéolos.	143
Figura 6.95 - (a) Sedimentos clásticos de granulometria argila, predominantes; (b) ocorrência localizada de sedimentos de granulometria seixo, calhau e matacão.	144
Figura 6.96 – Microcoralóides afilados (a e b) e rombudos (c e d) localizados nas zonas com maior circulação de ar.....	145
Figura 6.97 - (a) Entrada a montante: estreita e baixa, localizada no interior de uma depressão doliniforme; (b) Entrada a jusante: relativamente ampla, localizada na base de uma ruptura de relevo com cerca de dois metros de altura, em uma escarpa em forma de anfiteatro.....	146
Figura 6.98 - (a) e (b) Canalículos (indicados pela seta amarela) com dimensões variadas, aportando sedimentos para o interior da caverna.	147
Figura 6.99 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Triângulo: (a) Espongiforme; e (b) Retangular.	148
Figura 7.1 - Coalescência de alvéolos microscópicos observados em microfraturas na banda de hematita de itabirito (amostra GD-03) da Caverna da Cumieira (SG-17). He = hematita; Goe = goethita.	151
Figura 7.2 - Coalescência de alvéolos mesoscópicos formando protocavidades em lâmina delgada/polida de itabirito (amostra GD-03) da Caverna da Cumieira (SG-17). Largura máxima da fotografia: 2,5 cm.....	151
Figura 7.3 - Galerias NE-SW da Caverna Suzano condicionadas pela direção do bandamento: (a) planta baixa da caverna com galerias (destacadas em vermelho) sob influência do controle da direção do bandamento destacadas em vermelho; (b) galeria na porção	

noroeste da caverna orientado pela direção do bandamento; (c) roseta elaborada a partir das medidas de S_n (n=33).	153
Figura 7.4 - Caverna das Trincheiras condicionadas pelo bandamento: (a) planta baixa da caverna com galerias. As linhas vermelhas indicam o controle pela direção do bandamento e as linhas laranjas indicam o controle pela direção do mergulho; (b) Roseta com a direção do bandamento (n = 14); (c) Roseta com a direção do mergulho (n = 14).	154
Figura 7.5 – (a) Modelo hipotético de planta de caverna com padrão triangular, com desenvolvimento controlado por microcanal localizado na porção distal; (b) Modelo hipotético de planta de caverna com padrão circular, controlado pela ocorrência generalizada de microcanais de drenagem.	156
Figura 7.6 - Filitos da Formação Batatal funcionando como barreira hidráulica. Croquis sem escala.	157
Figura 7.7 - Modelo de evolução da caverna a partir da ampliação de descontinuidade texturais em ambiente vadoso.	158
Figura 7.8 – Modelo de gênese e evolução da Caverna da Junção.	159
Figura 7.9 – Modelo de gênese e evolução da caverna Triângulo.	160
Figura 7.10 – Modelo de gênese e evolução da Caverna das Trincheiras (RF-20).	162
Figura 7.11 – Modelo de gênese e evolução da caverna Cisalha.	163
Figura 7.15 – Modelo espeleogenéticos da caverna Cumieira.	164

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 4.1 – Bases cartográficas utilizadas para as análises de gabinete, laboratório e trabalhos de campo no Quadrilátero Ferrífero.....	45
Quadro 4.2 - Amostra de cavernas selecionadas e atributo de seleção	47
Quadro 4.3 – Amostras de rocha e espeleotema coletados nas cavernas. Macro = descrição macroscópica; FRX = fluorescência por Raios-X; LDP = lâmina delgada polida; MEV = microscópio eletrônico de varredura.	51
Quadro 6.1 - Amostra de cavernas selecionadas.	62

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 5.1 - Distribuição conjunta das frequências e proporções (em porcentagem) segundo padrão planimétrico e padrão geométrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).	58
Tabela 5.2 - Distribuição conjunta das frequências e proporções (em porcentagem) segundo padrão planimétrico e padrão geométrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).	59
Tabela 5.3 - Distribuição conjunta das frequências e proporções (em porcentagem) segundo litologia e padrão planimétrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).	60
Tabela 7.1 – Análise da composição química por Difração de Raio-X de amostras de rocha coletadas nas cavernas estudadas.	149

RESUMO

Feições cársticas são produto da interação entre os subsistemas hidrológico e geoquímico por meio da ocorrência da dissolução ou corrosão da rocha. Uma geoforma cárstica é aquela em que a dissolução constitui o processo mais importante na sua configuração morfológica, mesmo que este não seja dominante. Desta forma, feições cársticas podem se desenvolver em rochas não carbonáticas. Nesta perspectiva, a presente pesquisa se propôs a estudar a gênese e o desenvolvimento de cavernas hospedadas em rochas ferríferas, localizadas no Quadrilátero Ferrífero, Estado de Minas Gerais. Foram investigados os padrões geométricos e planimétricos de 160 cavernas. Destas, foram selecionadas 11 cavernas distribuídas em quatro distritos espeleológicos, Serra da Piedade, Sinclinal Gandarela, Serra da Moeda e Serra do Rola Moça, onde foi realizado detalhado levantamento dos atributos litoestruturais, hidrológicos, sedimentares e morfológicos. Foram identificadas evidências de controle litoestrutural e hidrodinâmico.

Palavras-chave: Quadrilátero Ferrífero, carste ferrífero, caverna ferrífera, espeleogênese.

ABSTRACT

Karst features are the product of the interaction between the hydrological and geochemical subsystems through the occurrence of dissolution or corrosion of the rock. A karst geoforma is where the dissolution is the most important process in its morphological configuration, even if it is not dominant. Therefore, karst features may develop in no carbonate rocks. In this perspective, the present research was to study the genesis and development of caves hosted in banded iron rocks, located in the Iron Quadrangle, in Minas Gerais state. We investigated the geometrical patterns and planimetric of 160 caves. From these, 11 caves were selected divided into four districts, Serra da Piedade, Sinclinal Gandarela, Serra da Serra da Moeda and Serra do Rola Moça, which was conducted detailed survey of lithostructural, hydrological, morphological and sedimentary attributes. There was evidence of litoestrutural and hydrodynamic control.

Keywords: Quadrilátero Ferrífero, ferriferous karst, iron cave, speleogenesis

1. INTRODUÇÃO

Feições cársticas são caracterizadas como produto da interação entre os subsistemas hidrológico e geoquímico por meio da ocorrência da dissolução ou corrosão da rocha. Para Jennings (1985) e Ford & Williams (2007) uma geoforma pode ser chamada de cárstica desde que esta dissolução constitua o processo mais importante na sua configuração morfológica, embora não seja necessariamente o dominante. Logo, segundo esses autores, feições cársticas podem se desenvolver em rochas não carbonáticas, desde que a dissolução tenha sido um processo importante para a sua gênese.

Apesar de constituírem objeto de estudo sistemático no Brasil apenas muito recentemente, as feições cársticas desenvolvidas em rochas ferríferas são reportadas na literatura internacional desde o início século passado (Gautier, 1902; Jutson, 1914; Dixey, 1920; De Chéletat, 1938). A maior parte das referências está associada ao continente africano, embora existam descrições de feições deste tipo em várias partes do globo (Piló *et al.*, 2005; Auler & Piló, 2005; Calux *et al.*, 2009).

O aumento substancial dos estudos espeleológicos em formações ferríferas no Brasil só ocorreu, de fato, a partir de meados de 2005, em função do aumento da demanda pelo consumo da *comoditie* do minério ferro no mercado internacional. Esse fator, somado ao maior rigor imposto pelos órgãos de licenciamento ambiental, levou à necessidade de se estudar o patrimônio espeleológico associado a tais litologias.

Em novembro de 2008 foi publicado o Decreto Federal 6.640, que alterou o Decreto Federal 99.556 de outubro de 1990¹. Dentre as principais mudanças, figurou a possibilidade de supressão de cavernas mediante a realização da análise de relevância e a devida compensação ambiental, de acordo com a classificação destas cavidades. Neste decreto são delineados os primeiros passos metodológicos para a realização dessa avaliação, cujo modelo final foi disciplinado posteriormente, com a publicação em agosto de 2009 da Instrução Normativa 02 (IN-02), do Ministério do Meio Ambiente.

A IN-02 define que as cavernas serão classificadas em graus de relevância máximo, alto, médio e baixo, de acordo com seus atributos físicos, biológicos e socioculturais. Essa valoração deve ser realizada mediante comparação intra-litológica, na escala local e regional. Dentre os atributos físicos que classificam uma caverna como de grau máximo, ou seja, com

¹ Em seu artigo primeiro, o decreto define que as cavidades naturais subterrâneas existentes no Território Nacional constituem patrimônio cultural brasileiro, e, como tal, devem ser preservadas e conservadas de modo a permitir estudos e pesquisas de ordem técnico-científica, bem como atividades de cunho espeleológico, étnico-cultural, turístico, recreativo e educativo.

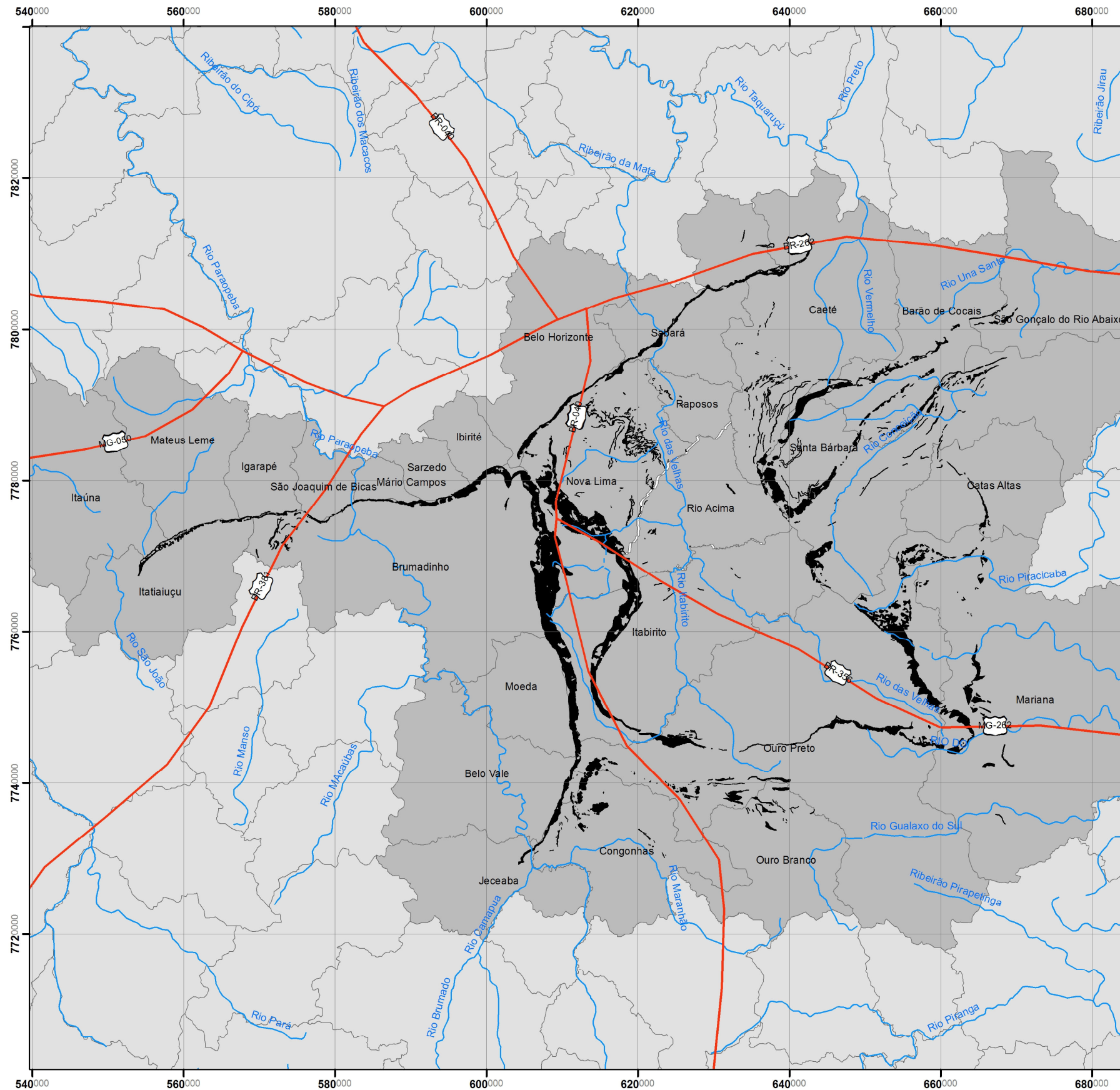
impossibilidade de supressão, estão: I - gênese única ou rara; II – morfologia única; III – dimensões notáveis em extensão, área ou volume; IV – espeleotemas únicos; e, por fim, V – isolamento geográfico. Para a classificação nos demais graus, consideram-se variáveis associadas à espeleometria, sedimentação clástica e química e hidrologia.

A metodologia das avaliações da relevância relativa das cavernas encontra-se em franca discussão e em processo de revisão. Esta revisão é interministerial, contando também com a participação dos setores de mineração e meio ambiente, englobando atores do poder público federal, da iniciativa privada e da sociedade civil organizada.

É flagrante que o adequado cumprimento da legislação vigente prescinde de conhecimentos mais detalhados acerca dos processos de iniciação e desenvolvimento espeleogenético. No entanto, uma vez que o interesse por essas cavernas ocupou, historicamente, espaços curtos e descontínuos dentro do escopo de temas de interesse científico dentro da chamada *cave and karst science*, faz-se urgente o aprofundamento sobre estas questões.

Diante desse contexto de aumento crescente do número de cavidades registradas em formações ferríferas no Brasil, que já somam mais de duas mil, associado, evidentemente, ao grande potencial brasileiro para ocorrência dessas feições, e da permanente incógnita relacionada aos aspectos de gênese e desenvolvimento dessas formas, insere-se a presente pesquisa. Busca-se, de modo geral, uma caracterização física e uma primeira aproximação acerca dos processos associados a formação dessas peculiares feições, com o objetivo de contribuir com o conhecimento acerca da gênese e evolução das cavernas em formação ferrífera identificadas no Quadrilátero Ferrífero, Estado de Minas Gerais (Figura 1.1).

O trabalho está alicerçado em três grandes premissas. A primeira é a de que as cavernas estão distribuídas em compartimentos da paisagem que influenciaram a sua gênese e influenciam sua evolução. Em cada tipo de vertente os processos são distintos e sua ação resulta em feições diferenciadas. A segunda premissa postula que os padrões morfológicos, em micro, macro e meso-escala, apresentam vestígios da dinâmica evolutiva das cavernas. A terceira e última premissa é a de que a gênese das cavernas está associada ao arranjo litoestrutural, suas propriedades físico-químicas e padrão composicional das rochas que as hospedam.

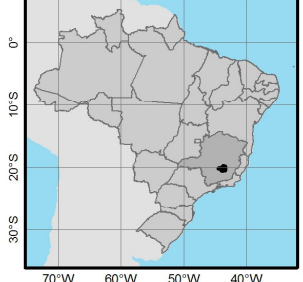


QUADRILÁTERO FERRÍFERO Mapa de Localização

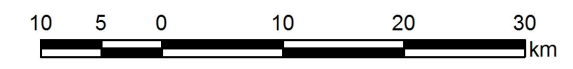
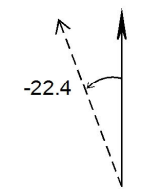
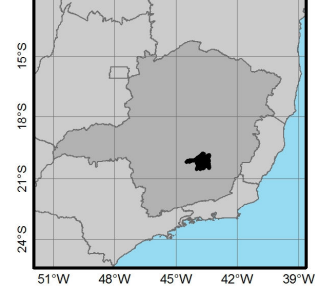
LEGENDA

- Rodovias Federais
- ~ Rio
- Represa
- Formação Ferrífera
- Município do Quadrilátero Ferrífero
- Município

Localização no Brasil



Localização em Minas Gerais



ESCALA 1:500.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
 Datum horizontal: WGS-1984; Datum vertical: Imbituba/SC
 Paralelo de referência: 0 graus (Eq.) acrescido de 10.000 km
 Meridiano de referência: 45 graus (E.Gr) acrescido de 500 km
 Fonte: IBGE (1972); CODEMIG (2005); Min. Transportes (2000).
 Cartografia: Allan Silas Calux
 Data: Julho de 2013

Figura 1.1- Localização da Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero.

2. FEIÇÕES CÁRSTICAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS

A palavra *karst* corresponde à forma germânica da palavra eslovena *kras*, traduzida para o italiano como *carso* e para o português como *carste*. A palavra surgiu pela primeira vez para designar uma região do *Dinaric Karst* localizada na Eslovênia, entre o golfo de Trieste a oeste, o vale de Vipava a norte e o vale de Notranjska Reka a sudeste. Trata-se da região conhecida na literatura como *Classical Karst* (Sweeting, 1973).

Feições cársticas são caracterizadas como produto da interação entre os subsistemas hidrológico e geoquímico por meio da ocorrência da dissolução ou corrosão da rocha. Sendo assim, o termo *carste* é utilizado para descrever um tipo especial de paisagem contendo cavernas e extensos sistemas de drenagens subterrâneas (Ford & Williams, 2007). Para Jennings (1985) uma geoforma pode ser chamada de cárstica desde que esta dissolução constitua o processo mais importante na sua configuração morfológica, embora não seja necessariamente o dominante. Desta forma, feições cársticas podem se desenvolver em rochas não carbonáticas, desde que a dissolução tenha sido um processo importante para a sua gênese (Hardt & Pinto, 2009).

Neste contexto, apesar das feições cársticas se desenvolverem com maior facilidade em rochas carbonáticas, não estão restritas a elas. Feições como cavernas, dolinas e outras formas menores em outros substratos não carbonáticos tem sido largamente descritas, analisadas e interpretadas, havendo rico acervo de publicações disponíveis na literatura.

2.1. Feições exocársticas em formações ferríferas

A ocorrência de feições cársticas em formações ferríferas tem sido mencionada na literatura internacional desde o início do século passado (Gautier, 1902; Jutson, 1914; Dixey, 1920; De Chéletat, 1938). A maior parte das referências localiza-se no continente africano e na Austrália, em geral em ambiente tropical, mas não exclusivamente (McFarlane & Twidale, 1987).

Feições exocársticas tais quais sumidouros e ressurgências foram descritas em Serra Leoa por Dixey (1920), evidenciando a existência de drenagens subterrâneas e cavernas. Neste mesmo país, Gwynne-Jones (1973) relatou a ocorrência de dolinas nos Montes Loma e Thomas (1974) descreveu feições pseudocársticas² nos Montes Sula e

² Segundo Kempe e Halliday (1997), pseudocarste são paisagens com morfologias semelhantes as

Tingi. Ainda em Serra Leoa, Bowden (1980), com o objetivo de explicar a gênese dos cânions de Kasewe Hill, agrupou e descreveu um grande conjunto de feições definidas por ele como pseudocársticas³, concluindo que os desfiladeiros, e suas formas associadas, tiveram sua origem ligada a sucessivos processos de laterização, com formação de couraças ferruginosas, e colapso, com abatimento da rede de galerias subterrâneas.

McFarlane & Twidale (1987) investigaram feições cársticas associadas a perfis lateríticos em ambiente tropical tentando definir se tais formas eram verdadeiramente cársticas, reconhecendo quais materiais e sob quais condições o processo de dissolução estaria atuando. Para esses autores, a existência de tais feições constitui um paradoxo, uma vez que parece ser extremamente improvável que perfis lateríticos desenvolvam feições típicas de processos de dissolução e colapso, uma vez que estes são extremamente lixiviados e os minerais residuais possuem solubilidade muito baixa. Além disso, o Eh e pH na superfície terrestre são normalmente desfavoráveis a dissolução. No entanto, esclarecem que feições tipicamente cársticas ocorrendo em terrenos lateríticos tem sido relatadas na literatura internacional há muitas décadas em diversas partes do mundo. Após a descrição das feições e análise dos processos de dissolução envolvidos em sua gênese, concluem que elas resultam da destruição geoquímica de minerais estáveis, a saber: hematita, goethita, gibbsita, quartzo e caulinita. Informam ainda que é necessário um maior detalhamento do contexto geomorfológico onde estão inseridas, e uma maior investigação sobre os mecanismos de dissolução envolvidos, sugerindo que a dissolução microbiológica pode fornecer algumas pistas para a explicação do fenômeno.

Na Nigéria *saariana*, Sponholz (1994) pesquisou eventos geomorfológicos através de feições cársticas em arenitos e lateritas. O trabalho menciona depressões verticalizadas do tipo “*pit*”, depressões cársticas tais quais dolinas e uvalas e a presença de espeleotemas de óxido de ferro. Através do estudo dos preenchimentos inconsolidados identificados no interior destas feições, o autor indica a cronologia de eventos geomorfológicos na área de estudo.

No platô ocidental Stuart, Austrália, Twidale (1987) descreveu a morfologia e gênese de campos de dolinas sobre depósitos lateríticos, algumas atingindo até cinquenta metros de diâmetro por quinze metros de profundidade. O modelo postulado

cársticas, no entanto o processo de formação é a erosão mecânica e não a dissolução.

³ Id. *ibid.*

pelo autor sugere que processos de laterização e carstificação, por meio da ação de águas meteóricas resultaram em abatimentos circulares a elípticos (dolinas). As flutuações climáticas ocorridas desde o Cenozóico tardio carregaram águas alcalinas dos calcários para as camadas superiores, favorecendo a dissolução da sílica, que é mais solúvel em ambiente básico. As alternâncias sazonais de umedecimento, durante as estações chuvosas, e secagem, durante a estiagem, e a consequente oscilação do lençol freático, resultaram em desintegração e colapso do saprólito, controlados por descontinuidades estruturais (fraturas).

Goudie (2004) afirma que superfícies lateríticas podem ser alteradas por processos de pseudocarstificação, sobretudo quando há inversão de relevo. A partir do rebaixamento da porção central dessas superfícies aplainadas, provocada pela diferença das propriedades físicas da porção superior, mais resistente, e da porção inferior, mais friável, a paisagem pode adquirir aspecto doliniforme.

Outro exemplo de feições tipicamente cársticas pode ser observado em McBeath & Barron (1954) descreveram dolinas em laterita sobre minério de ferro nos Montes Iron e Wamarra, na Guiana.

2.2. Feições endocársticas em formação ferrífera

Cavidades naturais subterrâneas em rochas ferríferas são relativamente pouco estudadas, tanto no Brasil quanto no restante do mundo (Auler & Piló, 2005). Isto se deve provavelmente ao fato destas cavernas possuírem pequenas dimensões e pouco valor cênico, não chegando a constituir um desafio esportivo ou objeto de contemplação, atributos relativamente comuns em cavernas carbonáticas. No entanto, apesar de não constituírem objeto de pesquisa por si só, estas cavernas tem sido assinaladas por diversos autores em muitos locais do planeta quando da realização de pesquisas geológicas, geomorfológicas e até mesmo biológicas (Chabert & Courbon, 1997).

Jutson (1914) observou *pipes* (cavidades de pequeno diâmetro) na região de Yilgarn no oeste australiano, sendo que em trabalho posterior (Jutson, 1934) foram assinalados “buracos” com fluxo de ar (blow-holes) e pontes naturais. Ainda no oeste australiano, Campana *et al.* (1964) observaram a existência de pequenas cavidades desenvolvidas em laterita na região de Hamersley. Twidale *et al.* (1985), ainda em Hamersley, efetuou um estudo nestas mesmas feições.

Na África, a descrição de cavidades tem ocorrido com relativa frequência. Em Serra Leoa, Dixey (1920) estudou pequenas cavernas sob manto de canga que comportam drenagens ativas. Gwynne-Jones (1973) também descreve cavernas e drenagem subterrânea nos Montes Loma também em Serra Leoa.

Bowden (1980), em seu trabalho realizado nas lateritas de Kasewe Hill, reconheceu duas categorias de cavernas: (i) desenvolvidas sob o manto laterítico, na borda da couraça; e as (ii) com entradas verticalizadas, distantes da ruptura de relevo das bordas da couraça. As primeiras geralmente constituem surgências intermitentes que durante a estiagem permanecem secas e durante a estação úmida apresentam fluxos de água bastante volumosos, enquanto as segundas apresentam entrada em fissura, que dão acesso às drenagens subterrâneas.

Na Libéria, Axelrod *et al.* (1952) apresentam uma descrição da mineralogia de cavernas de dissolução em formação ferrífera de Bomi Hills, sendo que uma destas cavidades apresentou seção transversal com perfil de evolução similar ao de cavernas calcárias. Maignien (1966) estudou a relação entre cavernas e a regressão das capas de laterita na República da Guiné, estabelecendo modelo de evolução da vertente de acordo com os diversos compartimentos da paisagem. Neste mesmo país Tricart (1972) descreve túneis (*pipes*) próximos a Fouta Djallon. Na República dos Camarões, a gruta Mbilibekon desenvolve-se em lateritas e atinge 220 metros de extensão (Lips & Lips, 1996), a maior cavidade neste litotipo conhecida no mundo até aquele momento.

Na Guiana Francesa (Chabert & Courbon, 1997) e também na Venezuela (Urbani, 1975), cavernas em laterita já foram reportadas. A maior caverna da América do Sul neste tipo de litologia é, segundo Chabert e Courbon (1997), a gruta de Conejero, na Venezuela, e possui 190 metros de extensão.

O Brasil, terceiro maior produtor de minério de ferro do mundo (USGS, 2012), possui algumas das maiores reservas do planeta. Desta forma, destaca-se como candidato natural a apresentar um grande potencial espeleológico para ocorrência de cavernas nessa litologia. De fato, estudos recentes realizados no Quadrilátero Ferrífero e na Serra dos Carajás, a maior parte dispersos em relatórios internos de empresas e grupos de espeleologia, tem revelado a existência de inúmeras cavernas desse tipo em todo o país (Piló *et al.*, 2005).

A primeira menção a cavernas em formação ferrífera no Brasil foi feita por Sainte Hilaire, no ano de 1818. Em visita ao santuário da Serra da Piedade, nordeste do Quadrilátero Ferrífero, o naturalista descreveu a Caverna do Eremita (Hilaire, 1974).

Depois dele, o mineralogista inglês Henwood (1871), descreveu a existência de estreitas fendas em itabirito na região de Água Quente, Quadrilátero Ferrífero. No mesmo estudo, o autor mencionou estalactites e crostas de minério de ferro no mesmo local “(...) *the hydrous oxide of iron hangs in stalactites from the roofs and forms tuberculated crusts on the floors of others...*”.

Após estes trabalhos pioneiros, têm-se menções esparsas sobre cavernas, como a de Tassini (1947) que descreve uma cavidade em minério de ferro na Serra do Curral, em Belo Horizonte, Minas Gerais. Com a atuação sistemática dos geólogos do United States Geological Survey (USGS) a partir do final da década de 1950, estudos mais detalhados sobre as cavidades passam a ser realizados. Guild (1957) descreveu uma cavidade denominada Casa de Pedra, pertencente à Companhia Siderúrgica Nacional (CSN).

Neste período, os estudos mais detalhados sobre as cavernas em formação ferrífera do Quadrilátero Ferrífero, foram realizados pelo geólogo norte americano George Simmons. O trabalho clássico de Simmons (1963) contempla diversas cavidades na Serra do Batateiro, na Serra do Tamanduá, no Morro da Queimada e na Serra do Curral. Estes estudos resultaram na elaboração de um modelo genético e também no detalhamento da mineralogia das cavernas, sendo o primeiro pesquisador a sugerir hipóteses para a espeleogênese de cavernas ferríferas. Para o autor, as cavernas em formação ferrífera e canga poderiam ser divididas em dois tipos genéticos: as *cavernas de erosão*, formadas por processos de erosão diferencial no contato entre a canga e as rochas subjacentes; e as *cavernas de dissolução*, formadas nos itabiritos sob a canga, relacionadas ou próximas as cristas de serras ou topo dos platôs.

As cavernas de erosão, segundo Simmons (1963), encontram-se normalmente dispostas lateralmente, devido aos dobramentos, estando localizadas em posição topográfica mais baixa. Estas cavidades se formariam imediatamente abaixo do manto de canga que sustentam as bordas dos vales. De maneira geral, apresentam uma única galeria, mais larga que extensa, com entradas ligeiramente estreitas, sendo a extensão limitada a capacidade de suporte da couraça de canga sobrejacente. O modelo evolutivo destas cavidades propõe que:

“ (...) Cavernas de erosão ocorrem imediatamente abaixo de mantos de canga que suportam bordas de vales. A erosão de material friável como filitos, xistos ou material detrítico sob o manto de canga inconsolidada se inicia logo que uma drenagem rompe a camada de canga, formando um vale de encostas íngremes. Quando a inclinação da encosta do vale é acentuada, a rocha intemperizada e o material detrítico não cimentado são rolados encosta abaixo, criando pequenas cavidades. Depois de formadas, estas cavidades podem ser alargadas pela ação abrasiva de cursos d'água.”

(Simmons, 1963: 70)

As cavernas de dissolução, por sua vez, são maiores que as cavernas de erosão, sendo frequentemente compostas por vários compartimentos internos. Sua forma e dimensões são provavelmente controlados pelo teor de minerais solúveis e pela disposição do acamamento do itabirito. O piso destas cavidades está diretamente relacionado com a entrada, podendo ser coberto por sedimentos, no caso de uma única entrada, ou desnudo, em circunstâncias onde uma drenagem flui por uma das entradas e sai pela outra, carreando o material depositado. As paredes destas cavidades são relativamente lisas, tal qual o piso. O teto, em geral, é representado por canga em inconformidade angular com o itabirito subjacente. O modelo evolutivo destas cavidades sugere:

“(...) Sua forma e dimensões são provavelmente controladas pelo teor de minerais solúveis e pela disposição do acamamento do itabirito. A presença de maiores volumes de material solúvel determina, inicialmente, a localização da caverna. A atitude do acamamento controla a formação da caverna da mesma forma que afeta a direção de fluxo das soluções envolvidas na gênese da mesma. Em boa parte das cavernas o maior comprimento se dá segundo o mergulho do acamamento. (...) A maior parte das entradas são pequenas aberturas verticais em locais em que a canga desmoronou sobre um vazio subjacente. Quando este é o único tipo de entrada existente, o piso é composto por resíduos não dissolvidos do itabirito. (...) Quando ocorrem entradas laterais, o que é menos frequente, cursos d'água que fluem para o exterior durante a estação chuvosa carregam a maior parte dos resíduos, deixando um piso rochoso desnudo.”

(Simmons, 1963: 70)

Simmons (1963) apresentou ainda, uma breve compilação de cavidades observadas por colegas geólogos do USGS, como Dorr, que reportou cavidades no distrito de Itabira e Maxwell, que visitou uma grande caverna na Fazenda Alegria,

próxima à Serra do Caraça. Em trabalho complementar, Simmons (1964) explorou a mineralogia de fosfatos encontrados em caverna na Serra do Tamanduá.

Na região da Serra dos Carajás, Estado do Pará, a primeira referência a cavernas deve-se a Tolbert *et al.* (1971) que, ao detalhar a origem das cangas lateríticas de Serra Norte, comenta sobre as grandes cavernas encontradas sob as couraças. Segundo os autores, a formação dessas cavidades está associada à drenagem de águas superficiais através de fraturas, resultando na lixiviação de minério macio, filitos e xistos.

Os estudos espeleológicos na Serra dos Carajás tiveram um grande avanço a partir dos trabalhos de pesquisadores e entusiastas ligados ao Grupo Espeleológico Paraense. Pinheiro *et al.* (1985) apresentam resultados do estudo de quatro cavernas de Serra Norte, a Gruta dos Anões, Gruta do N1, Gruta do Gavião e Gruta da Onça. Além do levantamento topográfico das cavidades, realizaram levantamentos de intensidade de luz penetrante, temperatura, umidade, coleta de espécimes vegetais nas zonas de entrada, coleta micológica e análise dos sedimentos do piso. Foram feitas descrições detalhadas das morfologia das cavernas e apresentadas hipóteses espeleogenéticas que resultaram em um modelo genético geral para as cavernas da Serra dos Carajás (Figura 2.1).

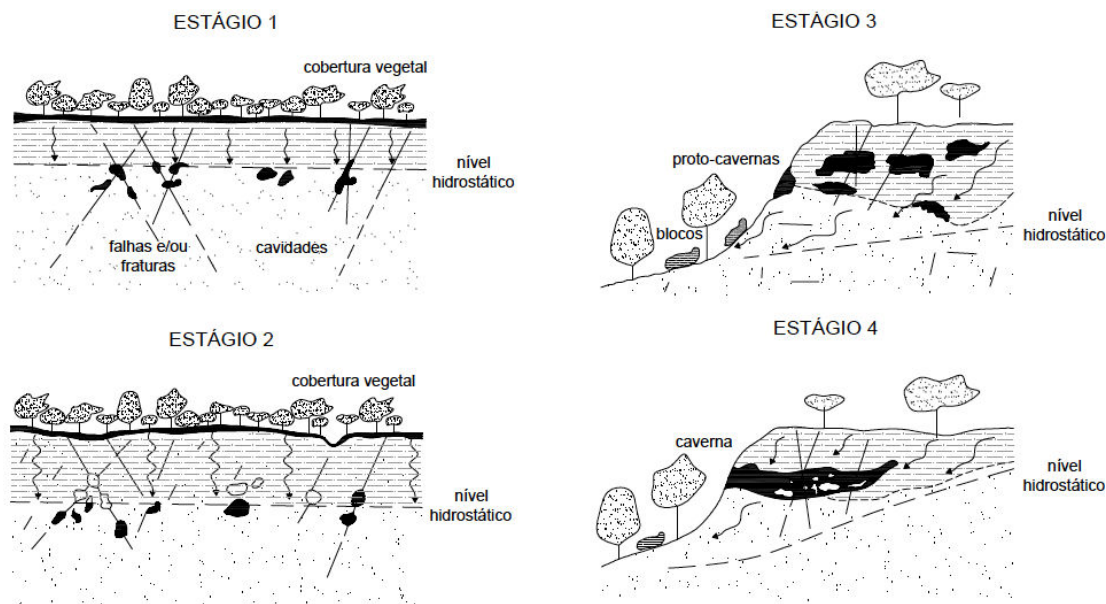


Figura 2.1 - Quadro espeleogenético esquemático para as cavernas da Serra dos Carajás (PA): Estágio 1 – Processo inicial de dissolução da rocha, preferencialmente nos planos de falhas e/ou fraturas e nos locais de marcantes contrastes lito-faciológicos e texturais; Estágio 2 – Variações do nível hidroestático. Formação de pequenas cavidades de dissolução, isoladas, no topo da zona freática. Pequenas cavidades em zona vadosa; Estágio 3 – Formação de proto-cavernas na zona vadosa, resultantes da interação do fluxo d'água subterrâneo, intemperismo químico e erosão fluvial nas encostas, sobre a zona previamente preparada pela dissolução inicial; Estágio 4 – Formação de cavernas, a partir de processos de incisão das proto-cavernas com ação contínua do fluxo subterrâneo em direção às encostas e ao nível hidroestático. Modificado de Pinheiro *et al.* (1985).

O trabalho pioneiro de Pinheiro *et al.* (1985) foi detalhado em Pinheiro & Maurity (1988) onde a interpretação espeleogenética foi aprimorada (Figura 2.2). Neste trabalho, os autores afirmam que as cavernas da Serra dos Carajás estão inseridas nas porções superficiais do perfil de laterização, logo abaixo da carapaça ferruginosa, e propõe que a sua gênese e evolução ocorre em duas fases:

“Na primeira, prevalecem os processos químicos, estando diretamente ligada à formação das lateritas ferruginosas. Neste estágio o ferro predominando sobre os demais elementos, leva à formação de níveis de carapaça ferruginosa. De acordo com a disponibilidade dos elementos ferro, alumínio e silício sob condições de pH típicos, estes podem coexistir, provocando a formação de complexos alumino-ferrosos, argilo-minerais e materiais residuais instáveis...”

Já a segunda fase,

“(...) seria marcada por importantes modificações nas condições ambientais, onde prevaleceriam particularmente processos físicos (mecânicos) atuando sobre o pacote rochoso anteriormente trabalhado pelo intemperismo. As variações de nível de lençol freático, provocados por alterações do relevo em decorrência de movimentos epirogenéticos e/ou variações climáticas, favoreceriam a expansão de pequenas cavidades formadas no estágio anterior, por agentes químicos”.

Com a estabilização das cavernas em ambiente vadoso, a ação erosiva das águas infiltrantes acelerariam os processos erosivos, que resultariam em abatimentos e acomodações mecânicas.

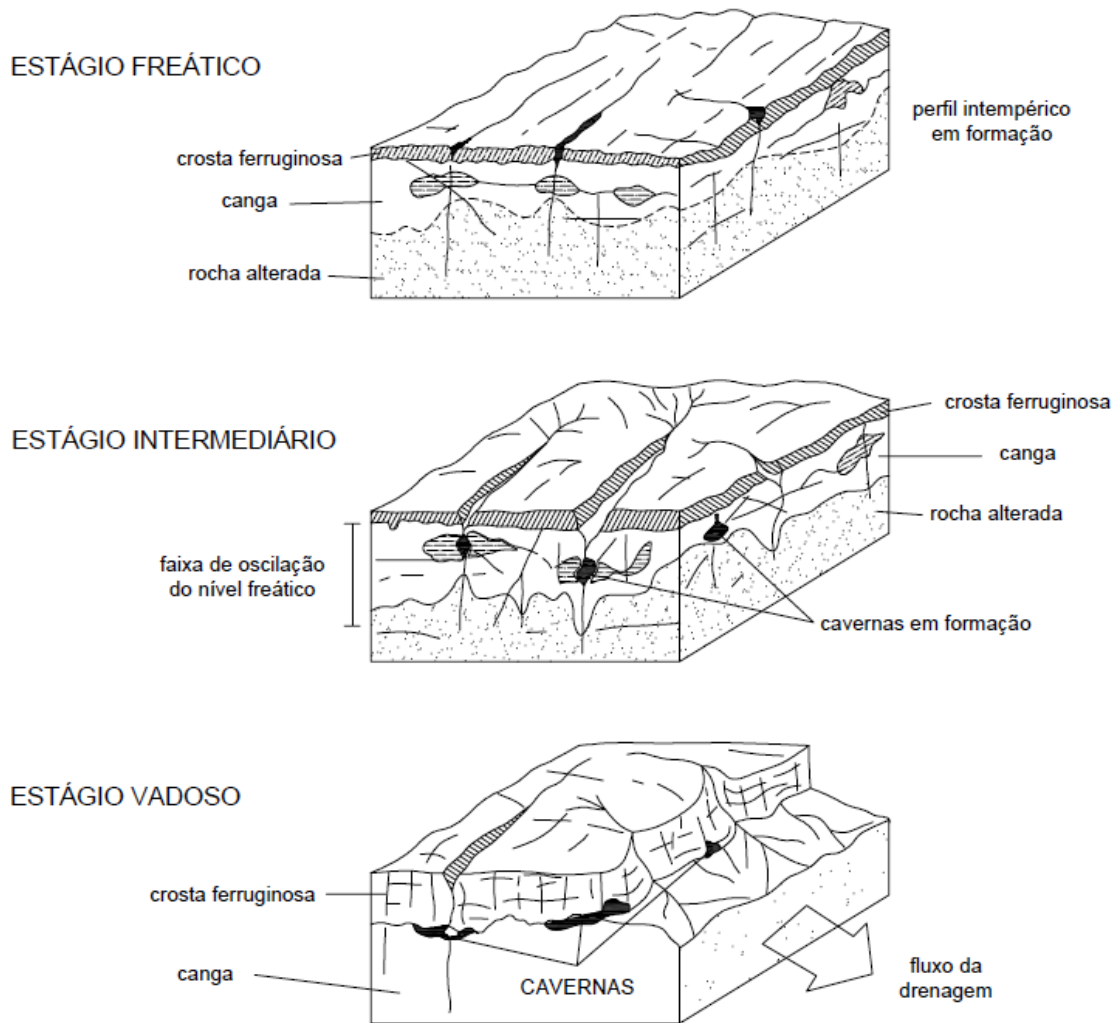


Figura 2.2 - Esquema evolutivo para as cavernas em rochas ferríferas da Serra dos Carajás. 1) Formação da crosta ferruginosa e diferenciação da canga a partir de processos intempéricos sobre rochas variadas. 2) Dissecção do relevo e oscilações do nível freático. Implantação de cavidades subterrâneas em zonas de concentrações de compostos instáveis resultantes dos processos de formação da canga. 3) em regime vadoso, atuação de agentes hidráulicos. Fase de erosão física e desmoronamento de blocos. Modificado de Pinheiro & Maurity (1988).

Maurity & Kotschoubey (1995), posteriormente, produziram um detalhado estudo não só sobre a gênese das cavidades, como também sua mineralogia. Neste trabalho, o desenvolvimento das cavernas e demais feições cársticas, definidas pelos autores como pseudocársticas, foi controlado por fatores estruturais e pela existência de zonas de baixa densidade no substrato rochoso. Em síntese, o modelo espeleogenético estabelece uma evolução em três estágios (Figura 2.3). No *primeiro estágio* há percolação de soluções aquosas ao longo de discontinuidades estruturais tais quais fissuras e fraturas de toda ordem, e conseqüente desenvolvimento de um sistema reticulado de vazios. Ainda nesta etapa, ferro e alumínio em parte mobilizados migram para zonas mais profundas do manto de alteração. No *segundo estágio* o preenchimento de fissuras e

fraturas na interface crosta-saprólito por óxi-hidróxido de ferro e alumínio gera estruturas do tipo *boxwork*⁴. Por fim, no *terceiro estágio*, a dissolução e eluviação lateral da matriz argilosa resulta no desenvolvimento de zonas de baixa densidade (Figura 2.4). Por conseguinte, há colapso parcial desta zona de baixa densidade e formação de cavernas.

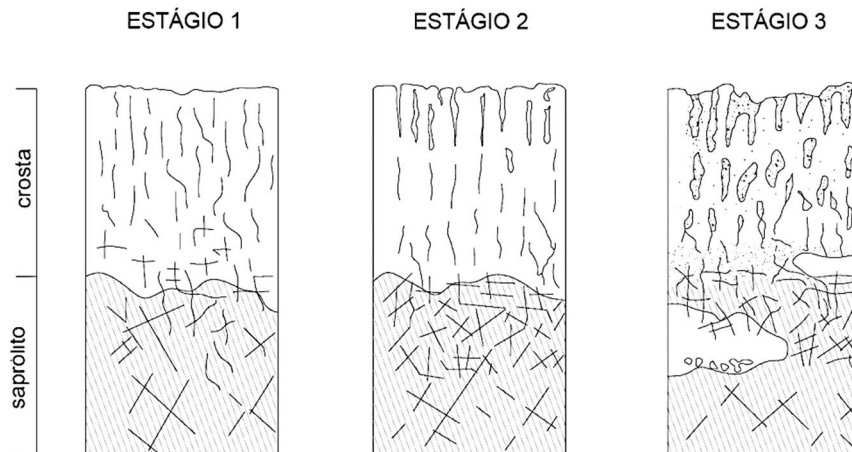
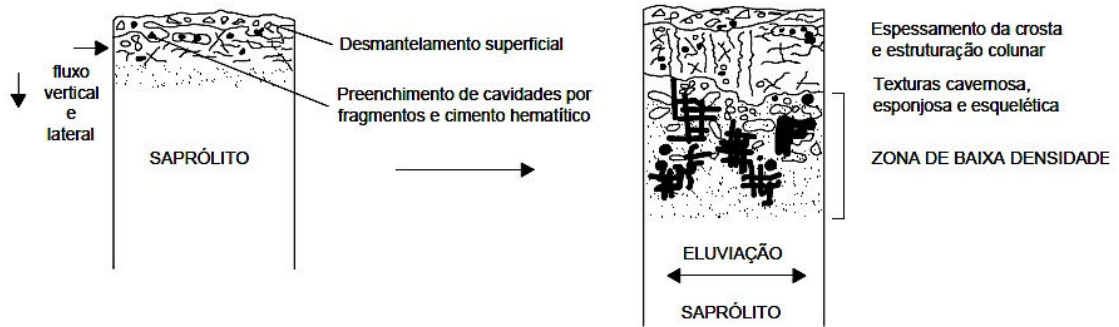


Figura 2.3 - Evolução da zona de baixa densidade na interface crosta-saprólito e formação de cavernas: Estágio 1 – Percolação de soluções aquosas ao longo de fissuras e fraturas, e desenvolvimento de um sistema reticulado de vazios. Mobilização de ferro e alumínio; Estágio 2 – Preenchimento de fissuras e fraturas na interface crosta-saprólito por óxi-hidróxidos de ferro e alumínio, gerando estruturas do tipo *boxwork*; Estágio 3 – Desenvolvimento da zona de baixa densidade através da dissolução e da eluviação lateral da matriz argilosa. Colapso parcial desta zona e formação de cavidades. Modificado de Maurity & Kotschoubey (1995).

⁴ Boxwork são feições em alto relevo que se projetam da rocha das paredes, do teto, espeleotemas ou de pisos argilosos, forma de lâminas ou placas em estrutura reticulada. Pode ser composto por qualquer mineral que seja mais resistente que o meio circundante (Hill & Forti, 1997).

PERFIL ESQUEMATICO DO PROCESSO DE DEGRADAÇÃO
LATERÍTICA NOS PLATÔS DA SERRA DOS CARAJÁS



EVOLUÇÃO DAS FORMAS ESFERULÍTICAS
(PSEUDOPISÓLITOS)

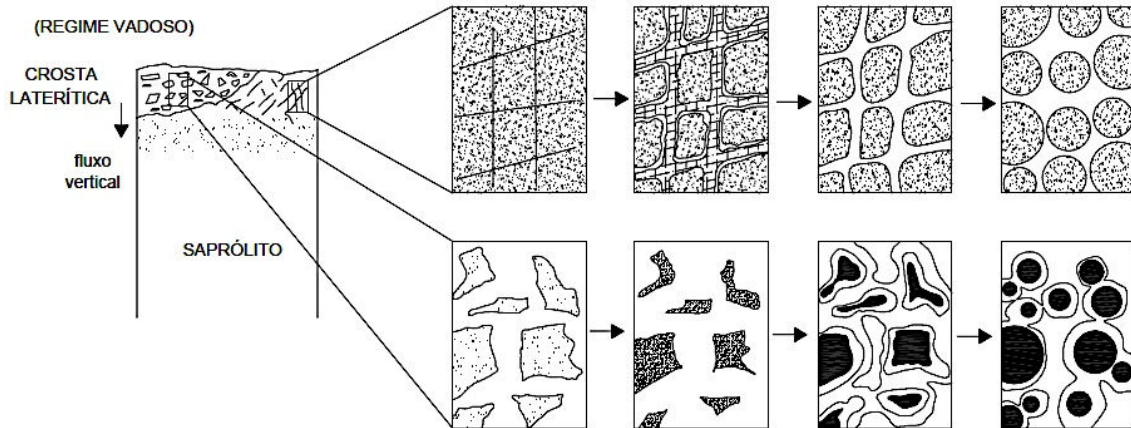


Figura 2.4 - Perfis esquemáticos mostrando o processo de degradação laterítica nos platôs da Serra Norte, Serra dos Carajás, Pará. Modificado de Maurity e Kotschoubey (1994).

Nos arredores da Serra dos Carajás, Von Atzingen & Crescêncio (1999) com o apoio do Grupo Espeleológico de Marabá (GEM), apresentaram os resultados de um trabalho de prospecção espeleológica realizada na região de Serra Leste e de Serra Pelada. Nesta pesquisa, foram identificadas e descritas 27 cavernas hospedadas em formação ferrífera.

Von Atzingen *et al.* (2009), em trabalho de síntese, apresentaram uma lista de cavernas identificadas em cinco anos de trabalhos na Serra Norte e Serra Sul, região da Serra dos Carajás. A listagem contém informações espeleométricas, geoespeleológicas, bioespeleológicas e arqueológicas de 432 cavernas.

Pereira (2012), em trabalho de base, identificou e caracterizou 52 cavernas na Serra da Piedade, localizada na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero. As cavernas foram subdivididas em oito grupos, em função de sua inserção na compartimentação

geomorfológica da serra, e classificadas segundo a presença ou não de evidências de processos de dissolução ou se em tálus, o que permitiu constatar que 29 (55,8%) das cavernas estão em contexto de rampa de tálus, 17 (32,7%) não apresentam evidências de processos de dissolução e 6 (11,5%) apresentam feições tipicamente cársticas. Embora a pesquisa não tenha pretendido discutir processos espeleogenéticos, seus resultados permitem identificar uma tendência de ocorrência em função do compartimento da paisagem em que estavam inseridas.

Com o foco na geoconservação, Stávale (2012) identificou e especializou os sítios espeleológicos inseridos no contexto da Reserva da Biosfera da Serra do Espinhaço, selecionando e descrevendo quatro geossítios, a saber: Gruta do Salitre, conjunto de geossítios Cavernas da Serra do Gandarela, conjunto de geossítios espeleológicos em mármore da borda oeste da Serra do Cipó, Cavernas de Monjolos-Serra do Rodeador,

Cavernas em formação ferrífera também têm sido reportadas em estudos recentes, fora das tradicionais províncias minerais do Quadrilátero Ferrífero e Serra dos Carajás. Na região de Porteirinha, norte do Estado de Minas Gerais, cavernas hospedadas em diamictitos e conglomerados hematíticos foram mencionados por Carmo *et al.* (2011). Várias outras cavernas não mencionadas nos trabalhos acima citados já foram exploradas. Estes dados encontram-se em relatórios internos, em mapeamentos realizados por grupos de espeleologia ou mesmo em anotações esparsas ainda inéditas. É possível supor que, atualmente, o número de cavernas conhecidas em formação ferrífera no Brasil esteja entre 2500 e 3000, sendo que apenas uma ínfima parcela foi reportada na literatura especializada.

3. PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O Quadrilátero Ferrífero situa-se junto à borda sul do Cráton São Francisco, no interior do Estado de Minas Gerais e constitui uma das mais importantes províncias minerais do Brasil. Segundo Baltazar *et al.* (2005), a estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero pode ser dividida, na escala regional, em quatro conjuntos maiores (Figura 3.1): i) terrenos granito-gnáissicos arqueanos; ii) sequências vulcanossedimentares arqueanas; iii) sequências de coberturas sedimentares e vulcanossedimentares Proterozóicas; e iv) coberturas sedimentares recentes.

Os terrenos granito-gnáissicos, considerados por Marshak & Alkmin (1989) como embasamento correspondem a um complexo metamórfico de rochas cristalinas arqueadas em forma de estruturas dômicas, com idade entre 3,28 e 2,61 Ga (Machado & Carneiro, 1992; Carneiro, 1992). Estas estruturas afloram principalmente na porção centro-sul do Quadrilátero Ferrífero (Complexo Bação). O embasamento é composto basicamente por rochas gnáissico-migmatíticas polideformadas de composição tonalítica granítica e, subordinadamente, granitos, granodioritos, anfibolitos e rochas ultramáficas (Carneiro, 1992).

A sequência vulcanossedimentares arqueana é representada pelo Supergrupo Rio das Velhas que, por sua vez, é composto por uma sequência de idade arqueana do tipo *Greenstone Belt*, com idade aproximada de 2,7 a 2,8 Ga (Machado *et al.*, 1992). É composta por pacotes de komatitos e basaltos, lavas riolíticas e rochas sedimentares. As unidades sedimentares incluem formação ferrífera bandada (FFB), rochas carbonáticas, rochas siliclásticas, xistos e filitos.

A sequência metassedimentar proterozóica é representada pelo Supergrupo Minas e constitui uma unidade metassedimentar do Proterozóico Inferior, com limite discordante sobre o Supergrupo Rio das Velhas. A base do Supergrupo Minas, o Grupo Caraça, possui origem aluvial (metaconglomerados aluviais e quartzitos), com transição para depósitos pelíticos marinhos. Sobre este grupo localiza-se o Grupo Itabira, com idade de 2,42 Ga (Babinski *et al.*, 1991, 1993), composto por formações ferríferas da Formação Cauê e dolomitos da Formação Gandarela. O Grupo Itabira é recoberto pelo Grupo Piracicaba, composto por rochas terrígenas de ambientes deltáticos e plataformais intercaladas com lentes carbonáticas (Alkmin & Marshak, 1998). A unidade mais recente do Supergrupo Minas é o Grupo Sabará, que é basicamente

composto por uma sequência de turbiditos, tufos, rocha vulcano clásticas, conglomerados e lentes de diamictitos, datadas em 2,125 Ga (Machado *et al.*, 1989, 1992).

O Supergrupo Minas é recoberto pelo Grupo Itacolomi, com idade de cerca de 2,1 Ga (Machado *et al.*, 1993), composto por quartzitos e metaconglomerados. Ao longo de topo o Quadrilátero Ferrífero observa-se a presença de diques intrusivos de rochas básicas, aflorantes ou não, com idade de 1,714 Ga.

As coberturas sedimentares recentes correspondem a sedimentos cenozóicos que preenchem pequenas bacias tectonicamente controladas, e de ampla distribuição (Baltazar *et al.*, 2005). São principalmente representadas por depósitos de argilas laterizadas (*Mudstone*), depósitos elúvio-colúviais com capeamento limonítico (chapadas de canga), sedimentos lacustres e flúvio lacustres e coberturas detrítico-lateríticas.

Segundo Baltazar *et al.* (2005), o Quadrilátero Ferrífero tem geometria definida por megadobras sinformes e antiformes, truncadas por cinturões de falhas de empurrão, de direções norte-sul, na sua parte oriental. As primeiras estruturas estabelecem seus limites norte, sul, oeste e leste, representados, respectivamente, pelo homoclinal da serra do Curral, e sinclinais Dom Bosco, Moeda e Santa Rita. A leste, além do Sinclinal Santa Rita, os sinclinais Gandarela, Ouro Fino e Conta História dispõem-se segundo amplo arco de direção norte-sul, segmentados pelos cinturões de falhas de empurrão atribuídas ao Ciclo Tectônico Brasileiro⁵. Evidências de uma deformação transamazônica, representadas por cinturão de dobras-falhas de direção nordeste-sudoeste e vergência para noroeste, também estão presentes na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero. Ainda nesta porção, dobras e falhas de empurrão, de direção noroeste-sudeste e vergência para sudoeste, são atribuídas a uma tectônica Arqueana (Figura 3.2).

⁵ O Ciclo Tectônico Brasileiro corresponde a sucessivos episódios colisionais relacionados à aglutinação de Gondwana ocidental ocorridos no final do Pré-Cambriano (650-550 Ma). Valeriano *et al.* In Mantesso-Neto *et al.* (2004).

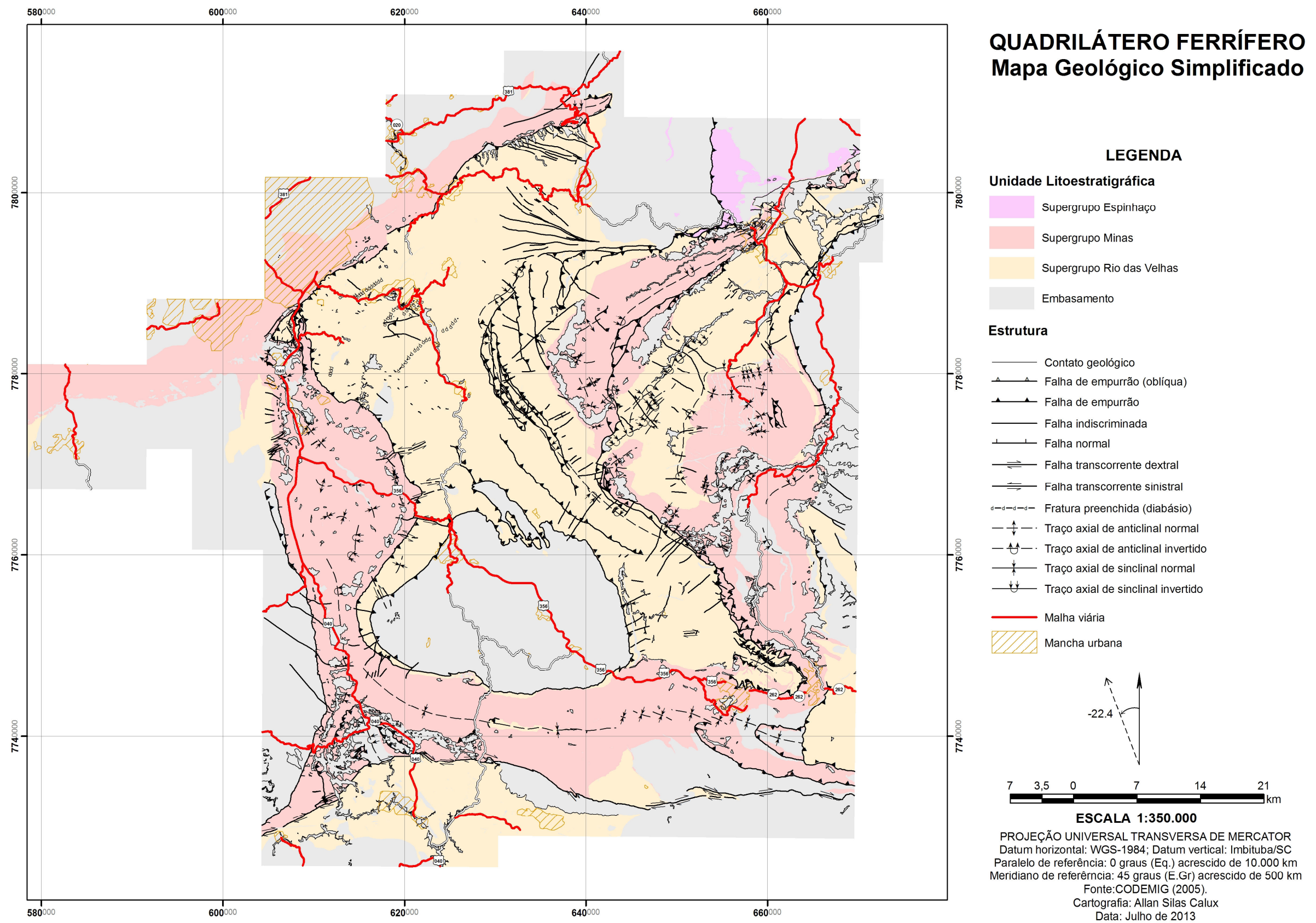
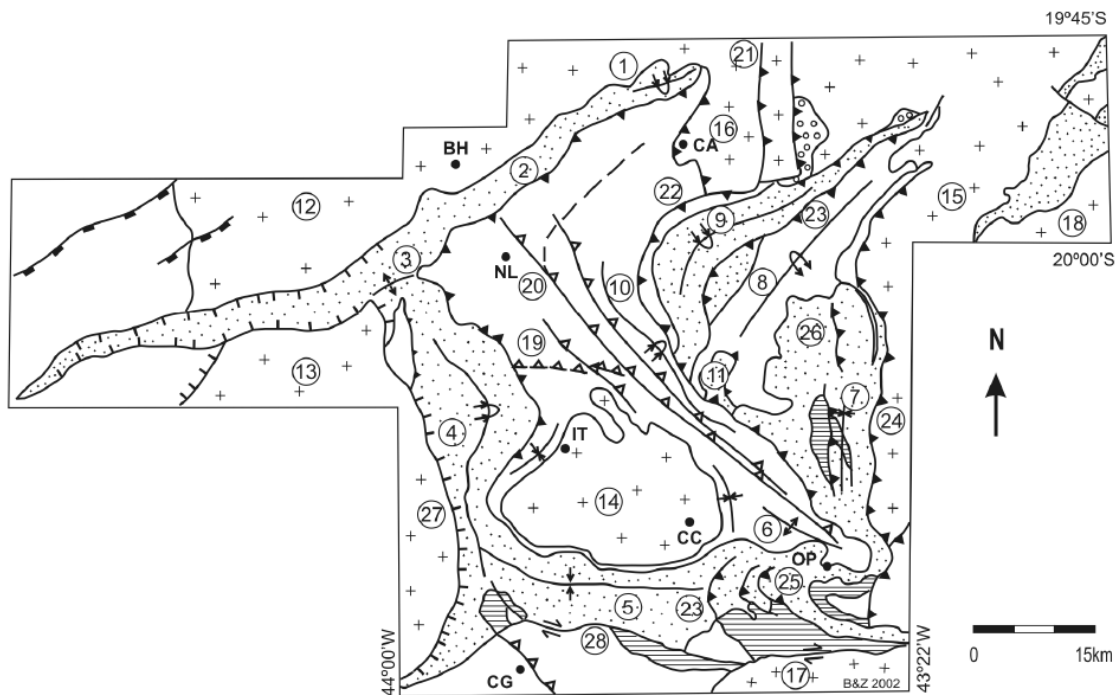


Figura 3.1 - Mapa Geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: Codemig (2005).



LEGENDA

	Supergrupo Espinhaço		Falhas de empurrão arqueanas
	Grupo Itacolomi		Falhas de empurrão e extensional transamazônicas
	Supergrupo Minas		Falhas de empurrão brasileiras
	Supergrupo Rio das Velhas		Falha transcorrente
	Complexos Granito-gnáissicos		Anticlinal, anticlinal invertido
			Sinclinal, sinclinal invertido

Figura 3.2 - Principais estruturas do Quadrilátero Ferrífero. Dobras: 1) Sinclinal Piedade; 2) Homoclinal Serra do Curral; 3) Anticlinal da Serra do Curral; 4) Sinclinal Moeda; 5) Sinclinal Dom Bosco; 6) Anticlinal de Mariana; 7) Sinclinal Santa Rita; 8) Anticlinal Conceição; 9) Sinclinal Gandarela; 10) Sinclinal Vargem do Lima; 11) Sinclinal Ouro Fino. **Complexos granito-gnáissicos:** 12) Belo Horizonte; 13) Bonfim; 14) Bação; 15) Santa Bárbara; 16) Caeté; 17) Santo Antônio do Pirapetininga; 18) Mantiqueira. **Falhas:** 19) Bem-Te-Vi; 20) São Vicente; 21) Sistema de Empurrões Córrego do Garimpo; 22) Falha das Cambotas; 23) Fundão; 24) Água Quente; 25) Sistema de empurrões do sinclinal Dom Bosco; 26) Sistema de empurrões da serra do Caraça; 27) Zona de cisalhamento extensional Moeda-Bonfim; 28) Falha transcorrente do Engenho. **Sedes municipais:** BH – Belo Horizonte; CC – Cachoeira do Campo; IT – Itabirito; NL – Nova Lima; CA – Caeté; CG – Congonhas; OP – Ouro Preto. Modificado de Baltazar & Zucchetti (2004) e Baltazar *et al.* (2005).

O clima do Quadrilátero Ferrífero é tropical semi-úmido. Na classificação de Köppen (1948), as áreas mais elevadas possuem clima CWb, enquanto as áreas deprimidas podem ser classificadas como CWa. A precipitação pluviométrica concentra-se entre os meses de outubro e março, atingindo média anual entre 1.024 e 1.744 mm. A temperatura média anual é de 20,1°C (Behling & Lichte, 1997). Tanto a

pluviosidade quanto a temperatura variam de acordo com a altitude, que vai de 700 a 2000 metros em relação ao nível do mar.

O Quadrilátero Ferrífero apresenta uma dos conjuntos orográficos mais importantes de Minas Gerais (Medina *et al.*, 2005). Ele ocupa uma área de aproximadamente 7.000 km² e apresenta altitudes que variam de 800 metros, nos terrenos deprimidos, a até mais de 2.000 metros, na Serra do Caraça. Todo o conjunto foi tectonicamente soerguido, de forma que o relevo regional apresenta contrastes bastante significativos, principalmente em setores onde movimentos tectônicos produziram desnivelamentos acentuados (Medina *et al.*, 2005).

As unidades geomorfológicas do Quadrilátero Ferrífero são condicionadas por características lito-estruturais da região. Segundo Varajão (1991), as variações na declividade das vertentes e, sobretudo variações altimétricas, estão relacionadas a variações litológicas. Desta forma, nos trechos onde predominam quartzitos (Figura 3.3) e itabiritos do Supergrupo Minas, destacam-se na topografia regional imponentes cristas e cornijas de canga que sustentam as abas das sinclinais suspensas (Figura 3.4), produto da erosão diferencial. Essas cristas demarcam as bordas, ou melhor, arestas do Quadrilátero Ferrífero.

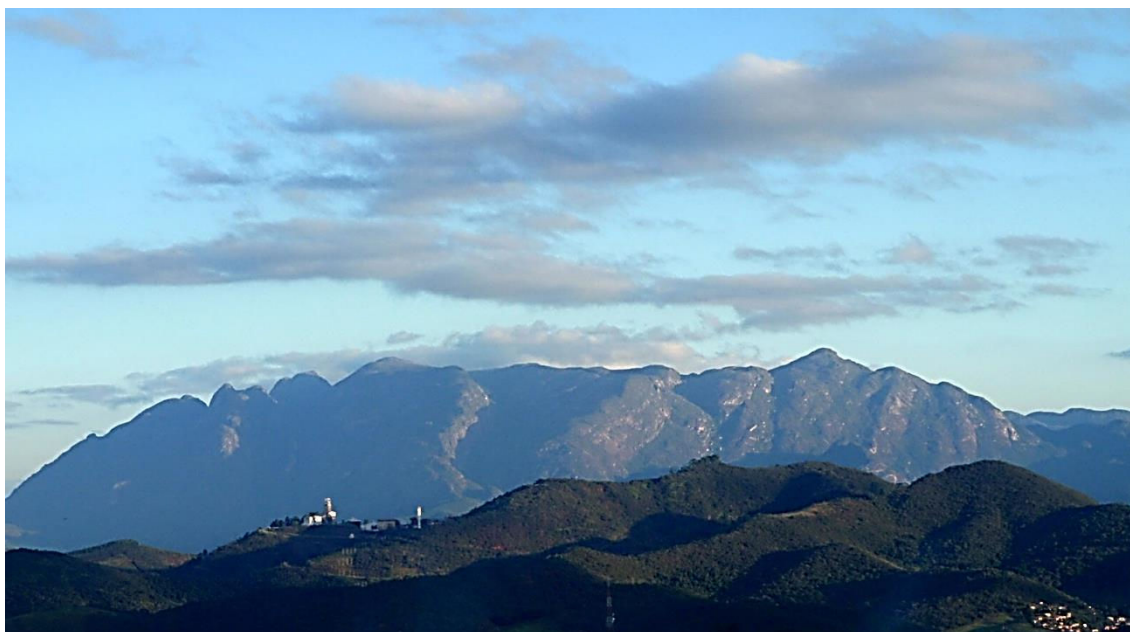


Figura 3.3 – Escarpas de quartzito da Serra do Caraça, área mais elevada do Quadrilátero Ferrífero.



Figura 3.4 – Formação ferrífera controlando a geometria da vertente e preservando-a na porção mais elevada da paisagem na região nordeste do Sinclinal Gandarela.

A distribuição dessas formas estruturais de relevo orienta a rede hidrográfica no sentido predominantemente sul-norte. Os níveis de base são estabelecidos pelos rios das Velhas, Paraopeba e Rio Doce. Os vales do rio das Velhas e seus afluentes são, em geral, profundamente encaixados e estreitos. A diferença de altitude entre interflúvios e os talwegues ultrapassa, às vezes, algumas centenas de metros. Nos trechos de maiores desnivelamentos, esses vales estruturais alojam-se no sopé das escarpas ou ressaltos topográficos. Nos patamares escalonados, ocorrem, com frequência, vales suspensos (Medina *et al.*, 2005).

A existência de superfícies de aplainamento foi um dos mais debatidos assuntos por geocientistas no Quadrilátero Ferrífero. Dezenas de pesquisadores, filiados as mais diversas escolas geomorfológicas, tentaram demonstrar a existência de superfícies de aplainamento que teriam se formado desde o Cretáceo inferior até o Quaternário (Salgado, 2006). No entanto, Medina *et al.* (2005) afirmam que as análises mais adequadas teriam sido as de Barbosa (1980) e Varajão (1991), que discutiram a gênese e preservação de superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero em função do marcante controle estrutural. Salgado (2006), em revisão crítica sobre o tema, destacou que Lipski (2002), ao demonstrar que os processos de soerguimento se estenderam até o Terciário e Quaternário, refutou a premissa básica de que teria existido um dilatado período de quiescência tectônica, quando então teriam se formado as superfícies de aplainamento.

Além disso, uma mesma superfície de aplainamento pode ser formada em diferentes altitudes, o que somado a complexidade tectônica que soergueu com intensidades variáveis porções do relevo do Quadrilátero Ferrífero, impossibilita o uso de cota altimétrica como elemento de distinção entre diferentes eventos de aplainamento. Por fim, Salgado (2006) conclui que o termo “superfície de aplainamento” não se aplica ao Quadrilátero Ferrífero, sendo necessário substituí-lo por “superfície de erosão”. Em síntese, o relevo do Quadrilátero Ferrífero deve ser entendido como resultado da erosão diferencial dos diferentes materiais que constituem a paisagem (Salgado, 2006; Varajão *et al.*, 2009), onde as formações ferríferas e os quartzitos se destacam no topo.

Os solos locais variam de acordo com o substrato, com a altitude e com a topografia. Neossolos litólicos predominam nas áreas mais elevadas, cambissolos nas de maior declividade e latossolos no interior das áreas deprimidas. A vegetação também acompanha o relevo, predominando os campos rupestres (Figura 3.5) nas terras altas e as savanas (cerrados) e florestas semidecíduais nas terras baixas (Behling & Lichte, 1997). Entretanto, deve-se ressaltar que praticamente toda a vegetação original já foi alterada pela ação antrópica: seja para possibilitar a exploração mineral, seja para a ocupação agropecuária.



Figura 3.5 – Campo rupestre ferruginoso na Serra do Rola Moça: cobertura vegetal típica das formações ferríferas.

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A partir de descrições detalhadas e análises de campo e laboratório, procurou-se discutir os prováveis processos de iniciação e os elementos condicionantes de sua evolução. Para tanto, a pesquisa foi realizada em três etapas principais: gabinete, campo e laboratório.

4.1. Etapa de Gabinete

4.1.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento e revisão bibliográfica procurou abordar aspectos da formação ferrífera, do carste/pseudocarste ferrífero e das cavernas não carbonáticas, envolvendo temas como geologia, geomorfologia, espeleologia, hidrologia, pedologia, entre outros. Além de trabalhos acadêmicos, foram consultados também relatórios técnicos e estudos relacionados a processos de licenciamento, tendo em vista que a grande maioria dos dados espeleológicos neste tema foi gerada por estes trabalhos.

4.1.2. Levantamento cartográfico

Foram utilizadas as seguintes para as análises de gabinete e laboratório, bem como para os trabalhos de campo, as bases cartográficas relacionadas no Quadro 4.1.

Quadro 4.1 – Bases cartográficas utilizadas para as análises de gabinete, laboratório e trabalhos de campo no Quadrilátero Ferrífero.

TEMA	TÍTULO	ESCALA/ RESOLUÇÃO	REFERÊNCIA
Geologia	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Belo Horizonte	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Brumadinho	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Caeté	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Casa de Pedra	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Catas Altas	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Congonhas	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Gandarela	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Igarapé	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Itabira	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Itabirito	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - João Monlevade	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Mariana	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Ouro Preto	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
	Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Santa Bárbara	1:50.000	Baltazar <i>et al</i> (2005)
Geomorfologia	APA Sul RMBH - Geomorfologia bloco Brumadinho	1:50.000	CPRM (2005)
	APA Sul RMBH - Geomorfologia bloco Rio Acima	1:50.000	CPRM (2005)
	APA Sul RMBH - Geomorfologia bloco Acuruí	1:50.000	CPRM (2005)

Topografia	Contagem (Folha SE-23-Z-C-V-4)	1:50.000	IBGE (1988)
	Belo Horizonte (Folha SE-23-Z-C-VI-3)	1:50.000	IBGE (1979)
	Caeté (Folha SE-23-Z-C-VI-4)	1:50.000	IBGE (1986)
	Igarapé (Folha SF-23-X-A-II-1)	1:50.000	IBGE (1985)
	Brumadinho (Folha SF-23-X-A-II-2)	1:50.000	IBGE (1986)
	Rio Acima (Folha SF-23-X-A-III-1)	1:50.000	IBGE (1977)
	Catas Altas (Folha SF-23-X-B-I-1)	1:50.000	IBGE (1976)
	Itabirito (Folha SF-23-X-A-III-3)	1:50.000	IBGE (1985)
	Ouro Preto (Folha SF-23-X-A-III-4)	1:50.000	IBGE (1985)
	Mariana (Folha SF-23-X-B-I-3)	1:50.000	IBGE (1976)
	Conselheiro Lafaiete (Folha SF-23-X-A-VI-1)	1:50.000	IBGE (1986)
	Ouro Branco (Folha SF-23-X-A-VI-2)	1:50.000	IBGE (1975)
	Belo Horizonte (Folha SE-23-Z-C)	1:250.000	IBGE (1979)
	Divinópolis (Folha SF-23-X-A)	1:250.000	IBGE (1979)
	Ponte Nova (Folha SF-23-X-B)	1:250.000	IBGE (1980)
MDT	Aster (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)	30 metros	GLCF (2012)
	SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)	90 metros	Embrapa (2012)
Satélite	Ikonos	1 metro	2005
	Ikonos	1 metro	2007
	Ikonos	1 metro	2008
	Ikonos	1 metro	2009

4.1.3. Consolidação da base de dados

A partir do registro do Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas – CANIE, base de dados oficial mantida e gerenciada pelo Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas – ICMBio/CECAV, foram identificadas 646 ocorrências de sítios espeleológicos (CANIE, 2013). A partir desta base, foi elaborado um banco de dados com informações morfológicas e morfográficas sobre as cavernas, com vistas a realizar ensaios estatísticos para testar hipóteses em relação aos fatores de controle e fatores de formação.

4.1.4. Seleção da amostra de cavernas

A partir do conjunto de cavernas⁶ cadastrados no banco de dados, foram selecionadas duas amostras, uma com 160 cavernas (Anexo I) e outra com 11 cavernas (Quadro 4.2). O grupo maior contém todas as cavernas cujos mapas topográficos estavam disponíveis, tanto na literatura acadêmica quanto nos estudos ambientais

⁶ Em função de restrições legais de acesso, a amostra foi selecionada a partir de um conjunto de dados que corresponde a todas as cavernas cadastradas no CANIE, excluídas aquelas inseridas em contexto de conflito com atividades minerárias.

elaborados para fins de licenciamento, de forma que fosse possível realizar uma caracterização geral dos padrões geométricos e planimétricos da planta baixa. O grupo menor foi selecionado para a realização de estudos mais detalhados. A premissa nesta escolha foi a de selecionar cavernas representativas em termos de distribuição geográfica, domínio morfológico de inserção e diversidade lito-estrutural (Quadro 4.2). No entanto, cabe salientar que a maior parte das cavernas em formações ferríferas conhecidas no Brasil estão localizadas no interior de propriedades privadas, em sua maioria mineradoras. Este foi um fator limitante na escolha da amostra visto que em muitas dessas áreas o acesso não é permitido.

Em termos de distribuição geográfica, procurou-se estabelecer um conjunto de cavernas que estivesse amplamente distribuído. Desta forma, foram identificadas quatro áreas de interesse: Serra do Rola Moça, Sinclinal Moeda, Sinclinal Gandarela e Serra da Piedade.

Em relação ao domínio morfológico, procurou-se selecionar cavernas que, em seu conjunto, estivessem distribuídas em todos os compartimentos da paisagem, a saber: i) topo de platô ou crista de serra; e ii) vertente inclinada em alta, média ou baixa vertente. Além disso, como a pesquisa investiga cavernas hospedadas em formação ferrífera, procurou-se selecionar o maior número de contextos litológicos e estágios de alteração envolvendo canga, itabirito (rocha sã) e itabirito intemperizado, inseridas em diversos contextos megaestruturais.

Quadro 4.2 - Amostra de cavernas selecionadas e atributo de seleção

Caverna	Distrito Espeleológico	Domínio Morfológico	Contexto Litológico
Suzano (MS-21)	Serra da Moeda	Alta vertente	Contato canga/itabirito
Mata da Copasa (RM-38)	Serra do Rola Moça	Média vertente	Contato canga/itabirito
Junção (RM-16)	Serra do Rola Moça	Topo (crista)	Canga
Triângulo	Serra da Piedade	Média vertente	Contato canga/itabirito
Serra da Piedade	Serra da Piedade	Alta vertente	Contato canga/itabirito
Trincheiras (RF-20)	Sinclinal Gandarela	Alta vertente	Itabirito (intemperizado)
Pilares (RF-07)	Sinclinal Gandarela	Alta vertente	Canga
Cisalha (RF-32)	Sinclinal Gandarela	Média vertente	Itabirito (rocha sã)
Cabeceira do Prata (SG-15)	Sinclinal Gandarela	Alta vertente	Contato canga/itabirito
Cumieira (SG-17)	Sinclinal Gandarela	Topo (platô)	Itabirito (rocha sã)
Cabeceira Rio Preto (SG-16)	Sinclinal Gandarela	Topo (platô)	Itabirito (intemperizado)

4.2. Etapa de Campo

4.2.1. Levantamento espeleotopográfico

O levantamento topográfico foi realizado com bússola de visada de marca Suunto modelo KB-14, clinômetro Suunto modelo PM-5 e trena laser Leica modelo Disto A5. O grau de precisão do mapeamento foi aferido segundo os métodos BCRA (Day, 2002), atingindo a classe 4D. O caminhamento da topografia seguiu o método de bases fixas e os cálculos espeleométricos foram realizados por projeção horizontal seguindo o método da descontinuidade (Chabert & Watson, 1981; SBE, 1991; Hernández, 1997; Rubbioli & Moura, 2005);

A cartografia foi elaborada em plataforma CAD (AutoCAD 2012) com o auxílio do *software* Survex. O Survex é um *software* desenvolvido especificamente para o levantamento topográfico de cavernas. Este programa cria linhas de visada a partir dos dados levantados em campo, permitindo ajustes e correções da variação magnética. O AutoCAD é uma ferramenta consagrada desenvolvida para desenho técnico e foi nesta plataforma que os cálculos espeleométricos foram realizados.

Para o cálculo da *projeção horizontal* utilizou-se o princípio da descontinuidade (Rubbioli & Moura, 2005), que desconsidera a largura dos condutos no cálculo final. Deste modo, a soma do comprimento de um conduto é feita em seu eixo central. No cruzamento entre dois condutos esta medição é interrompida de modo a não incluir o comprimento lateral do novo conduto (Figura 4.1).

O *desnível* é o resultado da diferença altimétrica entre o piso mais elevado e o piso mais rebaixado da caverna (Figura 4.1). Em casos de presença de patamares, paleopisos ou nível superior, sua altura foi considerada no cálculo do desnível.

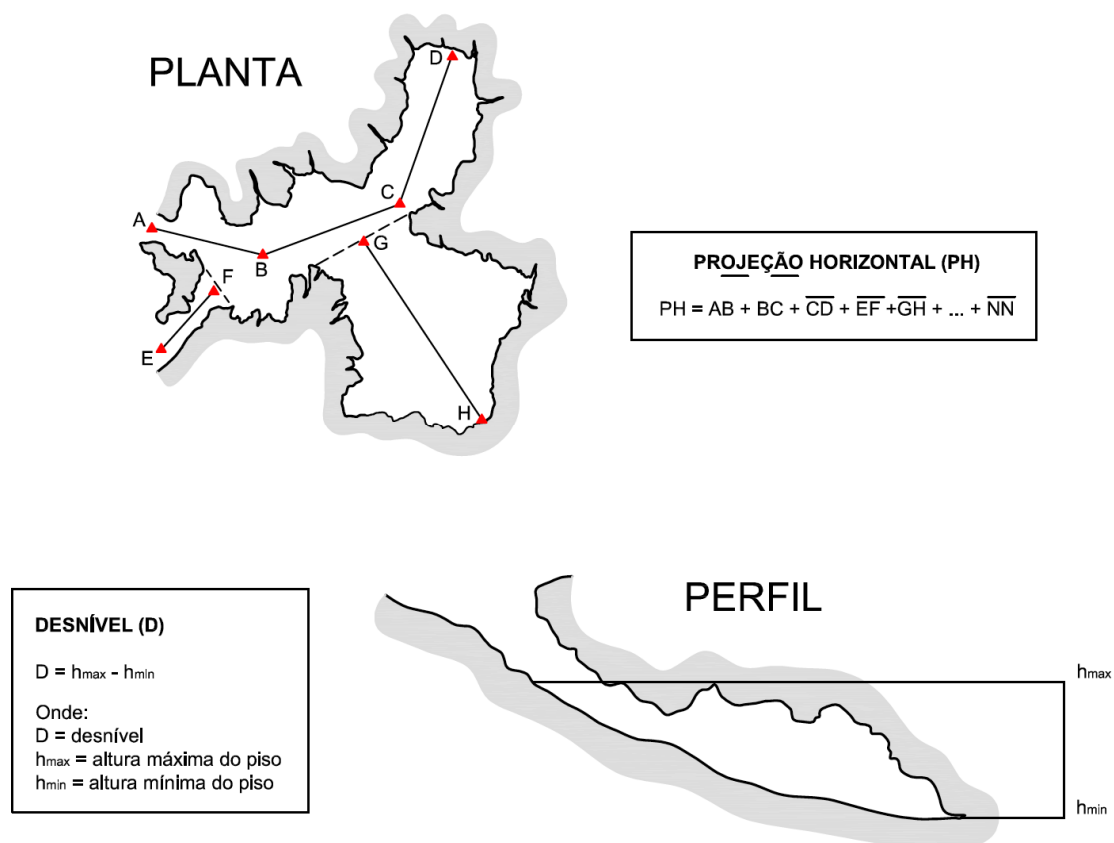


Figura 4.1 - Medição da projeção horizontal de acordo com o método da descontinuidade e do desnível.

A **área** foi calculada no *software* AutoCAD a partir da planta baixa das cavernas. Em caso de ocorrência de pilares, as suas áreas foram calculadas individualmente e subtraídas do valor total medido. A área total é o resultado da soma da área da planta baixa de todos os níveis de piso, descontadas as áreas dos pilares (Figura 4.2).

O **volume** é o produto entre a área total da caverna e a altura média de suas galerias e poços. Para a obtenção da altura média, é necessária que sejam feitas seções em pontos representativos da cavidade onde existam mudanças morfológicas do piso, teto e paredes. Para que se calcule um valor mais próximo da realidade são feitas seções longitudinais sempre no eixo central do conduto e o maior número possível de seções transversais. Quanto mais seções forem consideradas, maior será a precisão no cálculo do volume (Figura 4.2).

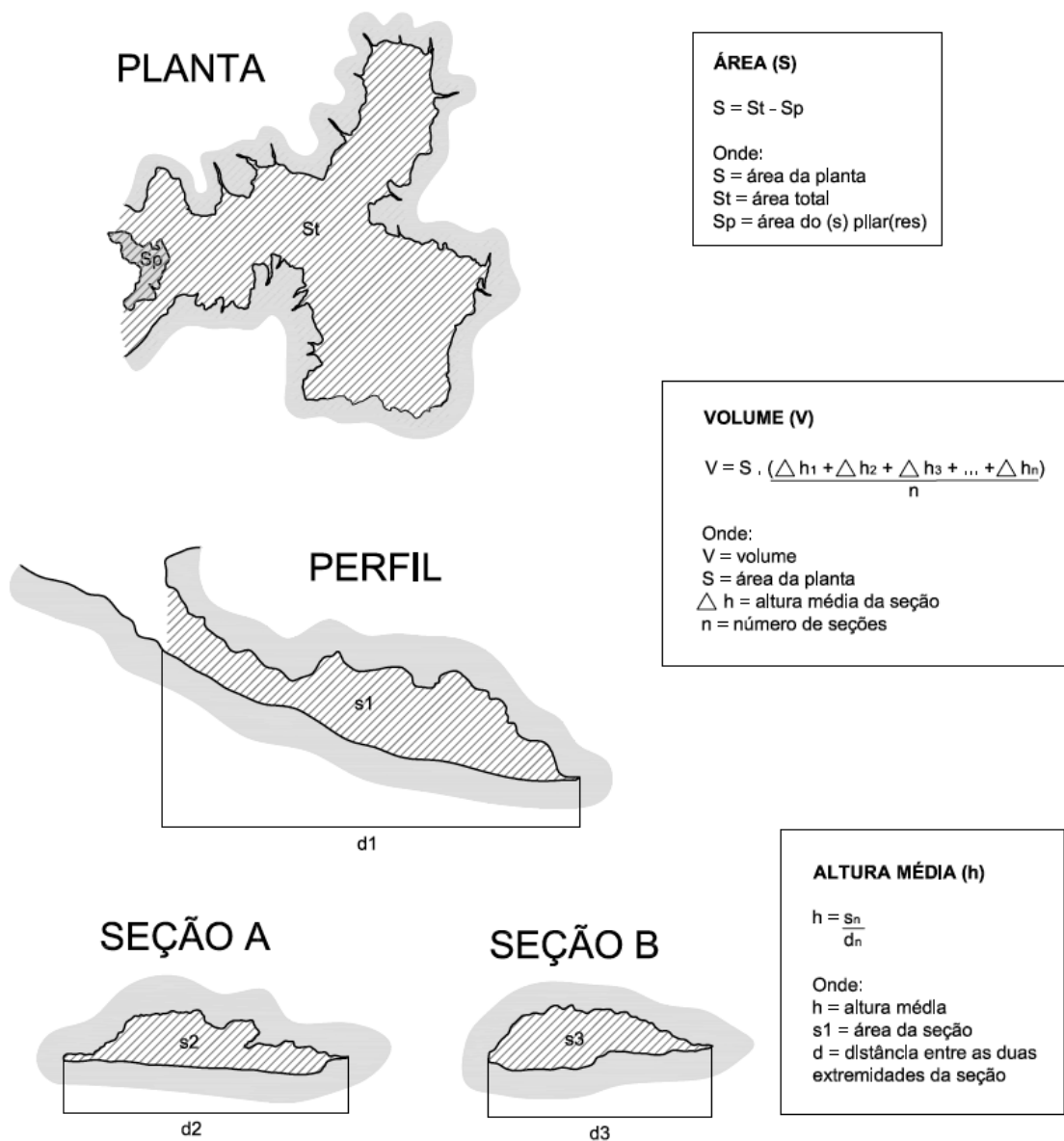


Figura 4.2. Cálculo da área e do volume de uma caverna a partir da altura média das seções verticais.

4.2.2. Levantamento geoespeleológicos

A análise litoestrutural buscou caracterizar os litotipos em que as cavernas estavam hospedada. Estruturas como bandamento, foliação, fraturas, juntas de alívio, dobras e falhas presentes foram descritas e analisadas em relação a sua importância no condicionamento dos fluxos de matéria e energia no interior do maciço rochoso. A atitude das fraturas (F) e do bandamento (S_n) foi medido com bússola marca Brunton modelo Geo Pocket Transit 5010. As medidas foram tratadas no software OpenStereo 0.1.2, onde foram gerados estereogramas e rosetas.

Com o objetivo de determinar a dinâmica hídrica da caverna, foi avaliada a presença de feições por meio de inventário descritivo dos registros observados. As prováveis zonas de aporte hídrico foram identificadas, descritas e analisadas.

Depósitos de sedimentos clásticos foram classificados segundo sua granulometria, arredondamento e coloração, de modo a fornecer evidências sobre sua origem e sedimentação. Os depósitos químicos (espeleotemas) foram identificados, fotografados e descritos.

Na análise morfológica buscou-se identificar evidências de processos físicos e químicos responsáveis pela iniciação e desenvolvimento da caverna. A mesma foi descrita e interpretada segundo seu padrão geométrico e planimétrico, com o objetivo de correlacioná-lo a dados estruturais e litológicos. Foi utilizada também a planta baixa e as seções transversais e longitudinais obtidas durante a etapa de mapeamento. As feições observadas foram descritas e analisadas.

A partir da análise integrada dos diversos atributos supracitados, interpretou-se a gênese e evolução dos conjuntos de cavernas identificados na área do empreendimento. A análise foi realizada a partir dos conjuntos em função da similaridade de seus atributos físicos.

4.2.3. Coleta de amostras de rocha e espeleotemas

Com o objetivo de realizar descrições macroscópicas e análises químicas e petrográficas, foram coletadas 20 amostras de rocha e cinco amostras de espeleotema (Quadro 4.3). Procurou-se abarcar a diversidade de substratos de forma a melhor caracterizar as recorrências e excepcionalidades.

Quadro 4.3 – Amostras de rocha e espeleotema coletados nas cavernas. Macro = descrição macroscópica; FRX = fluorescência por Raios-X; LDP = lâmina delgada polida; MEV = microscópio eletrônico de varredura.

Nº	Caverna	Cód. Amostra	Tipo de Amostra	Análises realizadas
01	Suzano (MS-21)	SM-01	Rocha (canga)	Macro, FRX
02		SM-02	Rocha (itabirito)	Macro, FRX
03		SM-03	Rocha (canga)	Macro, FRX, LDP
04	Mata da Copasa (RM-38)	RM-01	Rocha (canga)	Macro, FRX
05		RM-02	Rocha (itabirito)	Macro, FRX, LDP, MEV
06	Junção (RM-16)	RM-03	Roca (canga)	Macro, FRX
07	Triângulo	SP-01	Espeleotema (crosta)	Macro, FRX, LDP
08		SP-02	Rocha (canga)	Macro, FRX, LDP, MEV
09	Serra da Piedade	SP-03	Espeleotema (crosta)	Macro, FRX
10		SP-04	Espeleotema (microcoralóides)	Macro, FRX
11		SP-05	Espeleotema (microcoralóides)	Macro

12		SP-06	Rocha (canga)	Macro, FRX
13		SP-07	Rocha (itabirito)	Macro, FRX, LDP
14		SP-08	Espeleotema (crosta)	Macro
15	Trincheiras (RF-20)	BC-01	Rocha (itabirito)	Macro, FRX, LDP
16		BC-02	Rocha (itabirito)	Macro, FRX
17	Pilares (RF-07)	BC-03	Rocha (canga)	Macro, FRX
18		BC-04	Minerais	Macro
19	Cisalha (RF-32)	BC-05	Rocha (itabirito)	Macro, LDP, MEV
20		BC-06	Rocha (itabirito)	Macro, LDP
21	Cabeceira do Prata (SG-15)	GD-01	Rocha (itabirito)	Macro, FRX, LDP
22		GD-02	Rocha (canga)	Macro, FRX
23	Cumieira (SG-17)	GD-03	Rocha (itabirito)	Macro, FRX, LDP, MEV
24	Cabeceira Rio Preto (SG-16)	GD-04	Rocha (itabirito)	Macro, FRX
25		GD-05	Rocha (itabirito)	Macro, LDP

4.3. Etapa de Laboratório

4.3.1. Análise cartográfica e classificação morfológica

A partir da avaliação dos mapas topográficos de 160 cavernas, foi realizada uma classificação morfológica buscando identificar padrões geométricos e planimétricos. A classificação geométrica foi feita comparando a planta baixa da caverna com figuras geométricas elementares, tais quais círculo, elipse, triângulo e retângulo (Figura 4.3). A classificação planimétrica foi feita com base em Palmer (1991; 2003) comparando a planta baixa da caverna com padrões pré-definidos (espongiforme, retilíneo, reticulado, labiríntico, anastomótico, etc.) (Figura 4.4). Importante frisar que a classificação de Palmer foi elaborada para cavernas carbonáticas, de forma que sua aplicação em cavernas ferríferas prescinde de um ajuste de escala uma vez que os padrões não são tão evidentes quanto naquelas cavidades.

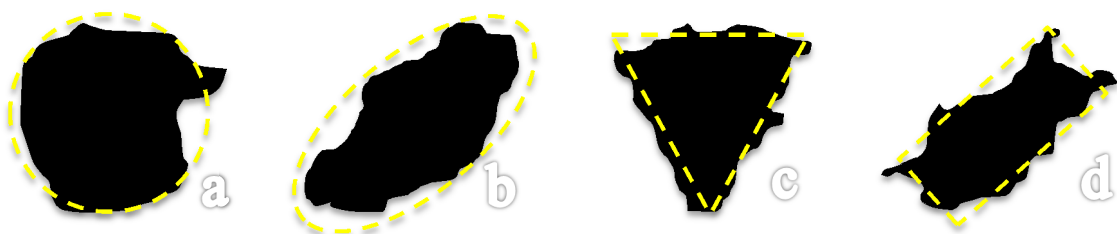


Figura 4.3. – Figuras geométricas elementares utilizadas na classificação do padrão geométrico: (a) circular; (b) elíptico; (c) triangular; (d) retangular.

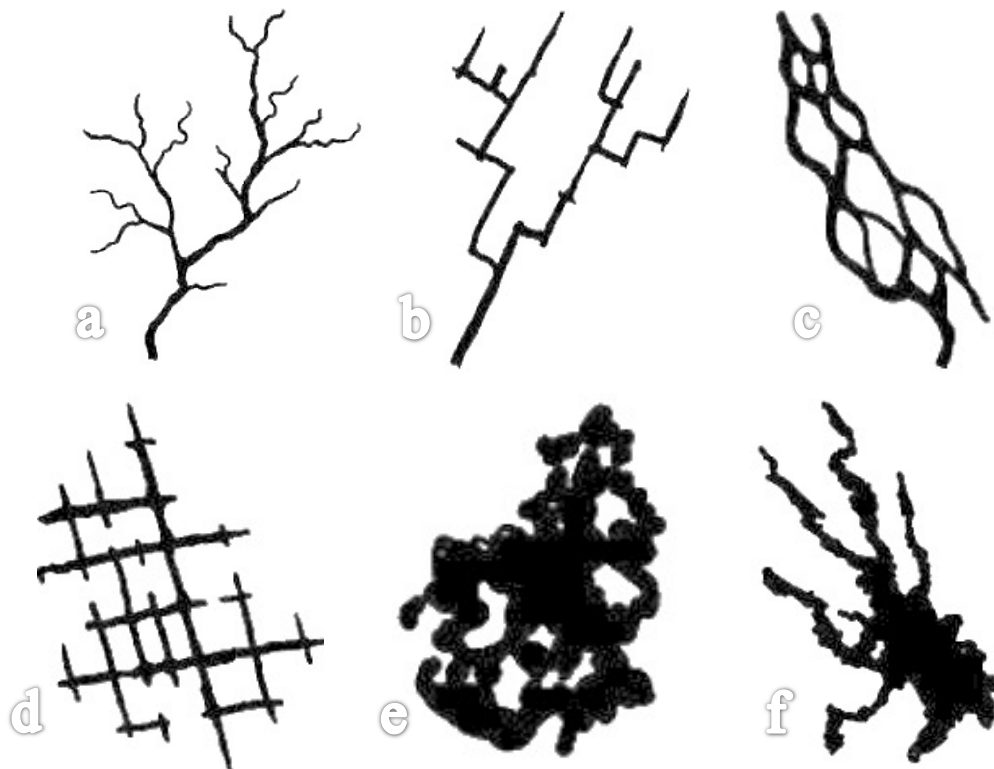


Figura 4.4. – Padrões planimétricos de Palmer (1991; 2003): (a) Curvilíneo/ramificado; (b) retilíneo/ramificado; (c) anastomótico; (d) *network* ou reticulado/labiríntico; (e) espongiforme/labiríntico; (f) ramiforme. Modificado de Palmer (2003).

4.3.2. Descrição macroscópica das amostras

A descrição macroscópica das amostras foi feita de forma a caracterizar as rochas e espeleotemas coletados segundo seus atributos de cor, textura, estrutura e mineralogia. A descrição foi feita em formulário contendo: nome da amostra, local e data da coleta, coordenadas UTM (*datum* WGS-1984), tipificação da rocha e de suas características morfológicas marcantes, estrutura, textura e mineralogia.

A caracterização da coloração foi feita utilizando *Munsell Soil Color Book* e *Munsell Geological Rock-Color Chart*. A textura e as microestruturas foram analisadas utilizando-se lupa de campo de marca Bausch & Lomb com aumento de 20x. O magnetismo foi avaliado com caneta imã.

4.3.3. Análise química por Fluorescência de Raios-X

Foram feitas análises químicas por meio da análise por Fluorescência de Raios-X em 19 amostras, 16 de rocha, sendo oito de canga e oito de itabirito, e três de espeleotemas, sendo duas de crostas e uma de coralóide (Quadro 4.3).

As amostras foram secadas, britadas, homogeneizadas, quarteadas e pulverizadas no Laboratório Intertek, em Nova Lima, Minas Gerais. A determinação dos metais e óxidos (Fe, SiO₂, Al₂O₃, P, Mn, TiO₂, CaO, MgO, K₂O, Na₂O e Cr₂O₃) por fusão com tetraborado de lítio/Fluorescência de Raios-X foi realizado no Laboratório Intertek, em Cotia, São Paulo.

5. PADRÕES MORFOLÓGICOS E GEOMÉTRICOS DAS CAVERNAS FERRÍFERAS DA PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

5.1. Introdução

A Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero apresenta uma das maiores densidades de cavernas hospedadas em rochas ferríferas do Mundo. Estão cadastradas em bases de dados oficiais 651 ocorrências (CANIE, 2013), 51 na Serra da Piedade, 308 no Sinclinal Gandarela, 65 na Serra de Ouro Preto/Antonio Pereira, 95 da Serra da Moeda, 14 na Serra Azul, 17 na Serra do Curral, 51 na Serra do Rola Moça e 49 na Serra do Itabirito (Figura 5.1). No entanto, uma estimativa preliminar das áreas não prospectadas ou prospectadas mas sem informação disponível, permite afirmar com segurança que há um patrimônio ainda a ser revelado de três a quatro vezes maior, com potencial para ocorrência de mais de 2.500 cavernas. Desta forma, nos termos de Karmann & Sánchez (1979), o Quadrilátero Ferrífero pode ser considerado como uma Província Espeleológica, tendo como distritos os agrupamentos de cavernas distribuídos nas serras que o limita.

5.2. Padrões planimétricos e geométricos

A classificação planimétrica (Palmer, 1991; 2003) permitiu identificar sete padrões de ocorrência: espongiforme, retilíneo, reticulado, e as formas mistas globular/espongiforme, labiríntico/espongiforme, retilíneo/espongiforme e reticulado/espongiforme. A classificação geométrica foi feita com base em figuras elementares bidimensionais, de forma que foram identificados quatro padrões geométricos: circular, elíptico, triangular e retangular.

De maneira geral, pode-se afirmar que o padrão planimétrico espongiforme e suas formas mistas são dominantes em relação a morfologia das cavernas ferríferas. Das 160 plantas analisadas, 111 (69,4%) apresentam estes padrões (Tabela 5.1). Em relação a geometria, observa-se uma tendência maior de concentração nas tipologias triangular, retangular e elíptica (Tabela 5.1) que juntas representam 140 (87,5%) cavernas da amostra.

Em uma tentativa de se relacionar os padrões planimétricos e geométricos, foi possível observar que o padrão espongiforme ocorre principalmente em associação com

os padrões geométricos circular e elíptico, enquanto que o padrão retilíneo, provavelmente devido ao controle estrutural, estão associados a geometrias retangulares e triangulares, conforme podemos observar na Figura 5.2.

Os demais padrões apresentam evidências menos consistentes de uma tendência de concentração, no entanto, é possível delinear algumas considerações preliminares: as tipologias globular/espongiforme e labiríntico/espongiforme tendem a apresentar geometria circular e elíptica, com alguma ocorrência triangular; o padrão retilíneo/espongiforme apresentam geometria triangular, retangular ou elíptica, contudo, nunca circular; quando somados, os padrões reticulado e reticulado/espongiforme apresentam geometria predominantemente retangular.

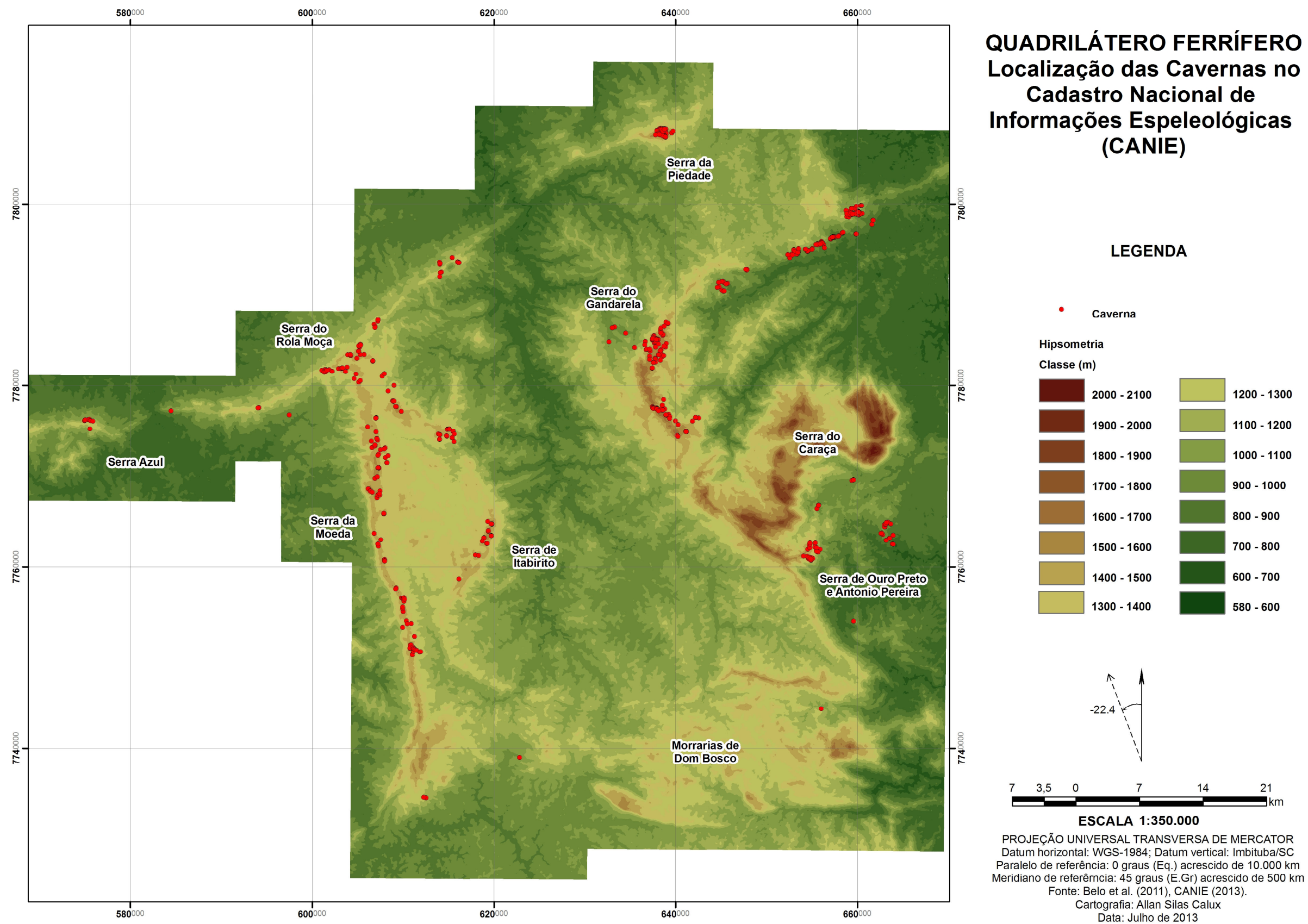


Figura 5.1 – Distribuição das cavernas ferríferas da Província Espeleológica do Quadrilátero Ferrífero cadastradas no CANIE (2013).

Tabela 5.1 - Distribuição conjunta das frequências e proporções (em porcentagem) segundo padrão planimétrico e padrão geométrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).

Geometria/ Planimetria	Espongiforme	Globular/ Espongiforme	Labiríntico/ Espongiforme	Retilínea	Retilíneo/ Espongiforme	Reticulada	Reticulado/ Espongiforme	TOTAL
Circular	16 (80,0%)	1 (5,0%)	2 (10,0%)	0 (0,0%)	0 (0,0%)	1 (5,0%)	0 (0,0%)	20 (12,5%)
Elíptica	23 (60,5%)	1 (2,6%)	3 (7,9%)	1 (2,6%)	4 (10,5%)	5 (13,2%)	1 (2,6%)	38 (23,8%)
Retangular	8 (17,8%)	0 (0,0%)	0 (0,0%)	17 (37,8%)	5 (11,1%)	4 (8,9%)	11 (24,4%)	45 (28,1%)
Triangular	26 (45,6%)	2 (3,5%)	1 (1,8%)	17 (29,8%)	5 (8,8%)	4 (7,0%)	2 (3,5%)	57 (35,6%)
TOTAL	73 (45,6%)	4 (2,5%)	6 (3,8%)	35 (21,9%)	14 (8,8%)	14 (8,8%)	14 (8,8%)	160 (100%)

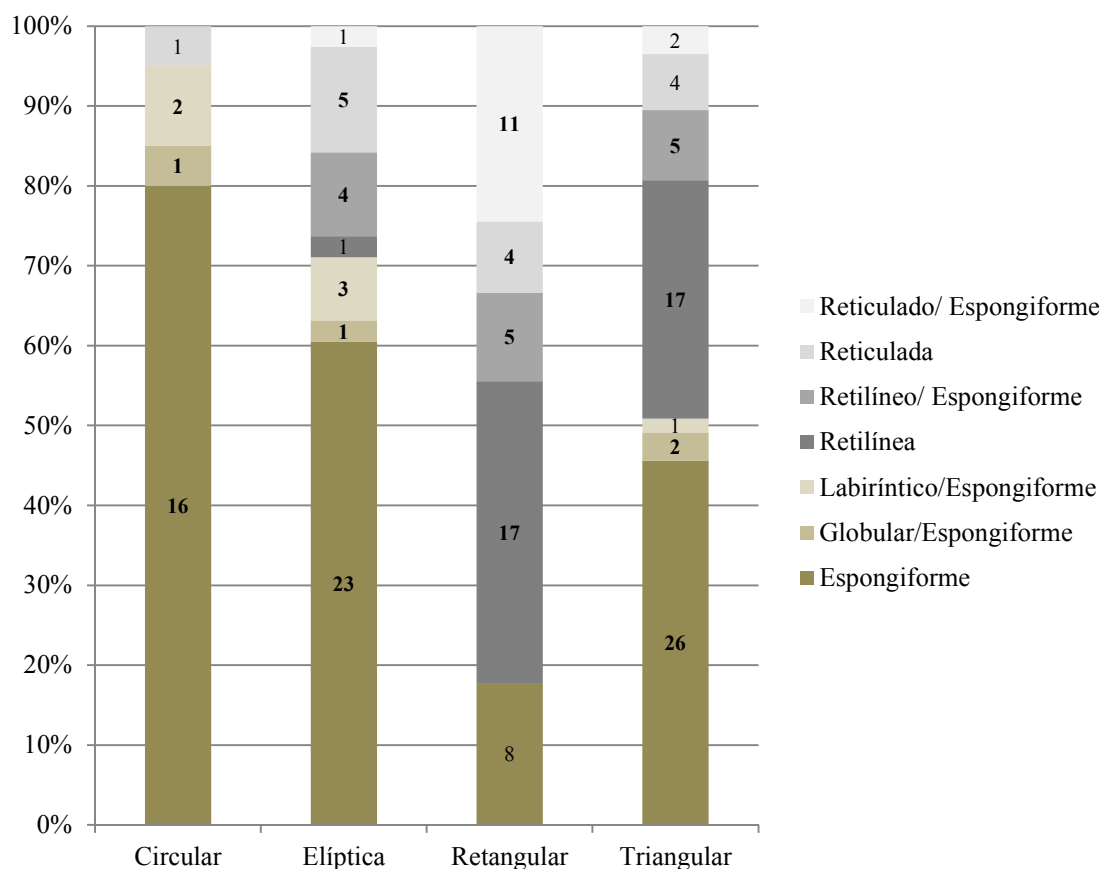


Figura 5.2 - Distribuição do padrão geométrico por padrão planimétrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).

Também são observadas tendências de associações entre os padrões geométricos e planimétricos e a rocha encaixante. Cavernas hospedadas em canga ou no contato da canga com a formação ferrífera bandada, apresentam geometria preferencialmente circular, elíptica ou triangular, ao passo que as cavidades hospedadas exclusivamente em formação ferrífera bandada tendem a ser retangulares, conforme podemos observar na Tabela 5.2 (destacado em negrito) e na Figura 5.3.

Tabela 5.2 - Distribuição conjunta das frequências e proporções (em porcentagem) segundo padrão planimétrico e padrão geométrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).

Litologia/Geometria	Circular	Elíptica	Retangular	Triangular	TOTAL
Canga	9 (13,6%)	19 (29,8%)	14 (21,2%)	24 (36,4%)	66 (41,3%)
FFB	4 (9,8%)	8 (19,5%)	17 (41,5%)	12 (29,3%)	41 (25,6%)
Canga e FFB	7 (13,2%)	11 (20,8%)	14 (26,4%)	21 (39,6%)	53 (33,1%)
TOTAL	20 (12,5%)	38 (23,8%)	45 (28,1%)	57 (35,6%)	160 (100,0%)

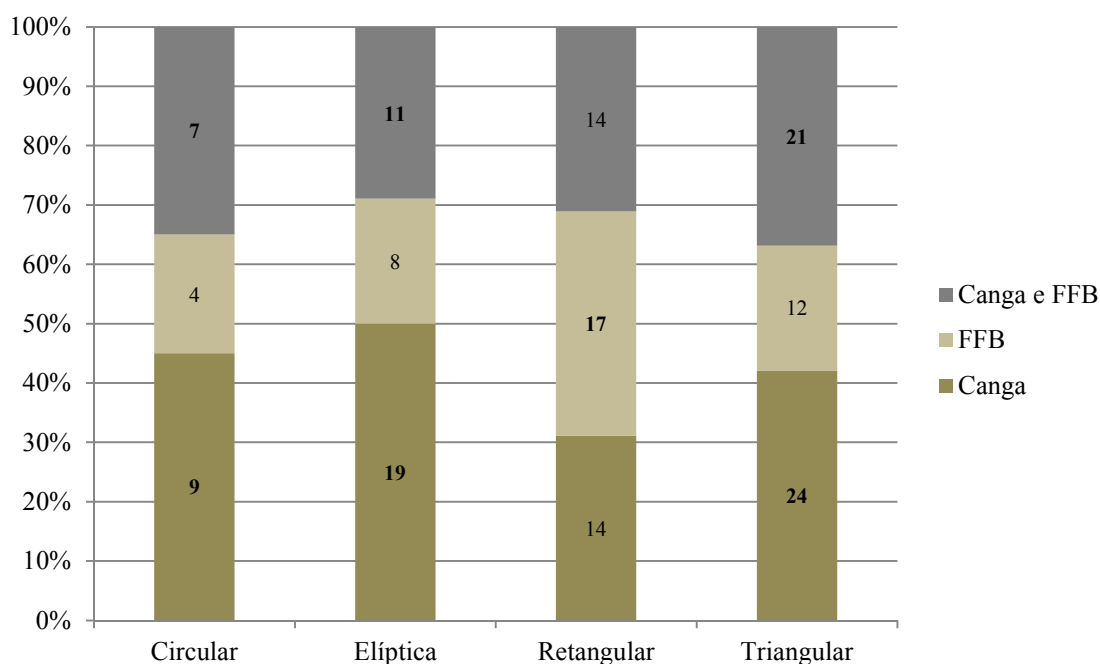


Figura 5.3 - Distribuição do padrão geométrico por litologia na amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).

Em relação a planimetria, foi possível identificar que as cavernas em canga são predominantemente espongiiformes. Das 66 que ocorrem exclusivamente nesta rocha, 41 (62,1%) apresentam este padrão (Tabela 5.3). Por outro lado, se somarmos os padrões retilíneo, reticulado e suas formas mistas retilíneo/espongiiforme e reticulado/espongiiforme, verifica-se que estes padrões estão relacionados a cavernas hospedadas exclusivamente em formação ferrífera bandada. Como podemos ver na Tabela 5.3, das 41 ocorrência registradas nesta rocha, 28 (68,3%) apresentam tais padrões planimétricos.

Nas cavernas hospedadas em contato entre canga e formação ferrífera bandada, o padrão planimétrico será determinado pela rocha predominante. Quando o predomínio é de canga, tende a guardar componentes espongiiformes, quando o predomínio é de formação ferrífera bandada, tende a apresentar tendências retilíneas e reticuladas (Tabela 5.3 e Figura 5.4).

Tabela 5.3 - Distribuição conjunta das frequências e proporções (em porcentagem) segundo litologia e padrão planimétrico da amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).

Litologia/ Planimetria	Espongiiforme	Globular/ Espongiiforme	Labiríntico/ Espongiiforme	Retilínea	Retilíneo/ Espongiiforme	Reticulada	Reticulado/ Espongiiforme	TOTAL
Canga	41 (62,1%)	2 (3,0%)	4 (6,1%)	11 (16,7%)	1 (1,5%)	6 (9,1%)	1 (1,5%)	66 (41,3%)
FFB	10 (24,4%)	2 (4,9%)	1 (2,4%)	11 (26,8%)	5 (12,2%)	5 (12,2%)	7 (17,1%)	41 (25,6%)
Canga e FFB	22 (41,5%)	0 (0,0%)	1 (1,9%)	13 (24,5%)	8 (15,1%)	3 (5,7%)	6 (11,3%)	53 (33,1%)
TOTAL	73 (45,6%)	4 (2,5%)	6 (3,8%)	35 (21,9%)	14 (8,8%)	14 (8,8%)	14 (8,8%)	160 (100,0%)

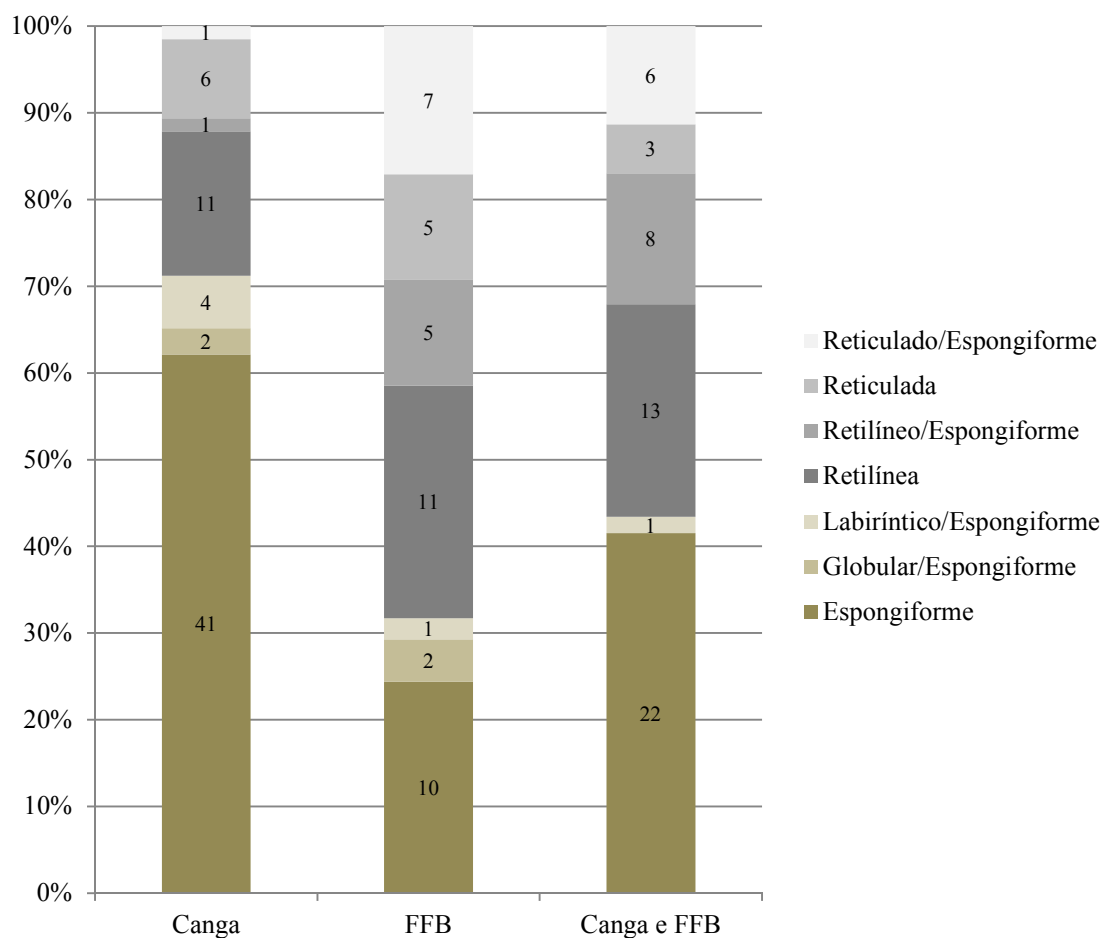


Figura 5.4 - Distribuição do padrão planimétrico por litologia na amostra de cavernas do Quadrilátero Ferrífero (n=160).

Em síntese, o que se pode concluir é que a os padrões morfológicos e geométricos das cavernas hospedadas em rochas ferríferas estão relacionados ao tipo de rocha em que estão encaixadas, ou seja, canga, formação ferrífera bandada ou o contato entre elas, e relacionadas entre si. As tendências de concentração certamente estão condicionadas pelo arranjo textural e estrutural de cada substrato, bem como seu comportamento frente a ação intempérica e hidrodinâmica.

6. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, GEOMORFOLÓGICA E ENDORCÁRSTICA DAS CAVERNAS FERRÍFERAS SELECIONADAS

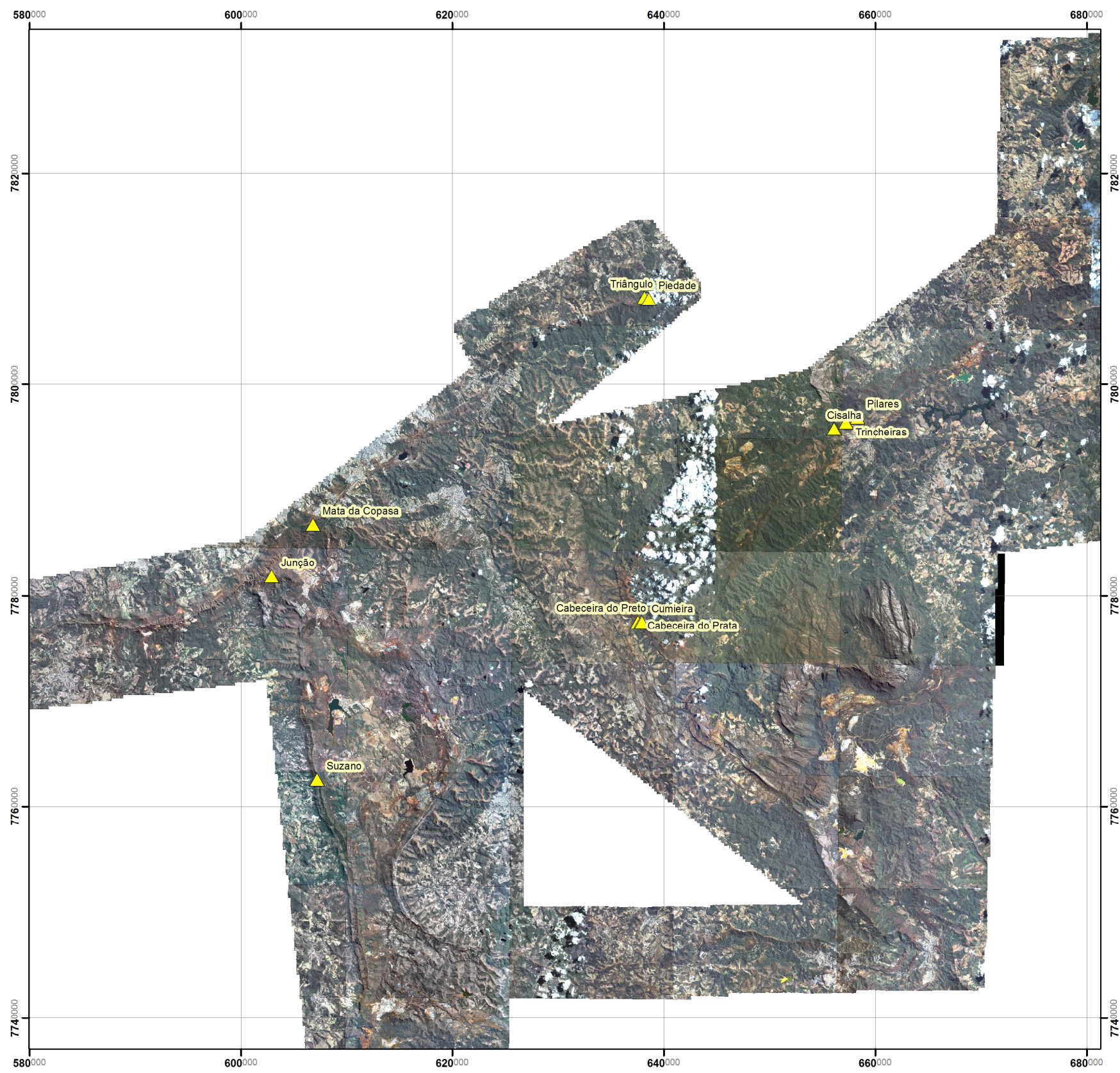
6.1. Introdução

Para um maior detalhamento dos padrões morfológicos e geométricos e de sua relação as características litoestruturais do substrato em que as cavernas ferríferas estão hospedadas, foi selecionada uma amostra de 11 cavernas (Quadro 6.1). A localização de cada uma delas pode ser observada na Figura 6.1.

Quadro 6.1 - Amostra de cavernas selecionadas.

Caverna	Distrito Espeleológico	UTM E*	UTM N*	Elevação (m)
Caverna Suzano (MS-21)	Serra da Moeda	607220	7765518	1.291
Caverna Mata da Copasa (RM-38)	Serra do Rola Moça	606830	7786792	1.357
Gruta da Junção (RM-16)	Serra do Rola Moça	602917	7781811	1.413
Caverna Triângulo	Serra da Piedade	638152	7808170	1.406
Caverna Serra da Piedade	Serra da Piedade	638643	7808033	1.500
Caverna das Trincheiras (RF-20)	Sinclinal Gandarela	657244	7796325	949
Caverna dos Pilares (RF-07)	Sinclinal Gandarela	658358	7796802	951
Caverna Cisalha (RF-32)	Sinclinal Gandarela	656123	7795742	971
Caverna Cabeceira do Prata (SG-15)	Sinclinal Gandarela	637555	7777470	1.589
Caverna da Cumieira (SG-17)	Sinclinal Gandarela	637924	7777458	1.632
Caverna Cabeceira do Rio Preto (SG-16)	Sinclinal Gandarela	637892	7777510	1.625

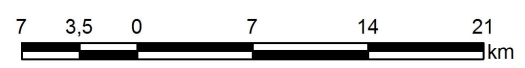
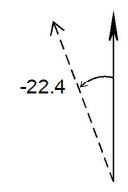
* Datum WGS-1984.



QUADRILÁTERO FERRÍFERO Cavernas Seleccionadas

LEGENDA

▲ Caverna



ESCALA 1:350.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
 Datum horizontal: WGS-1984; Datum vertical: Imbituba/SC
 Paralelo de referência: 0 graus (Eq.) acrescido de 10.000 km
 Meridiano de referência: 45 graus (E.Gr) acrescido de 500 km
 Fonte: Ikonos (2009), CANIE (2013).
 Cartografia: Allan Silas Calux
 Data: Julho de 2013

Figura 6.1 - Localização das cavernas seleccionadas para caracterização física detalhada.

6.2. Cavernas da Serra do Curral/Moeda

6.2.1. Caverna Suzano (MS-21)

Localiza-se na porção média da Serra da Moeda, nas coordenadas UTM 607220 E, 7762518 N, elevação 1291 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 127 metros, desnível de 5,4 metros, área de 198 m² e volume de 180 m³.

6.2.1.1. Domínio morfológico

As entradas da caverna Suzano (MS-21) estão inseridas em alta vertente, em ruptura de relevo descontínua, na borda oeste do Sinclinal Moeda, bacia do rio Paraopeba (Figura 6.2). Localmente, a vertente apresenta morfologia côncava, cuja depressão está condicionada por subsidência associada a instalação da caverna, em subsuperfície.

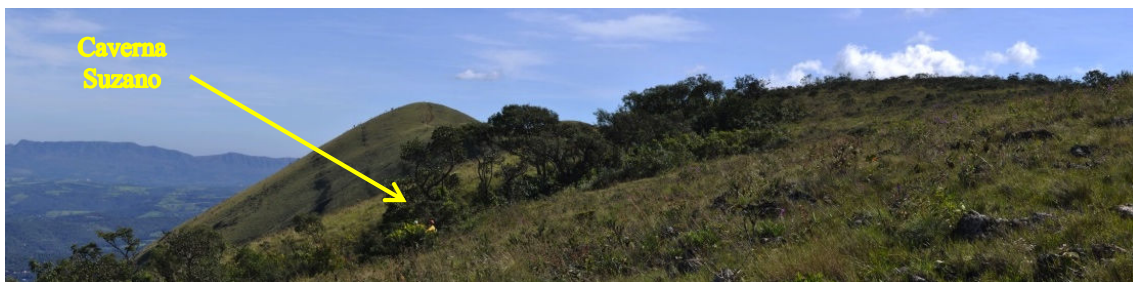
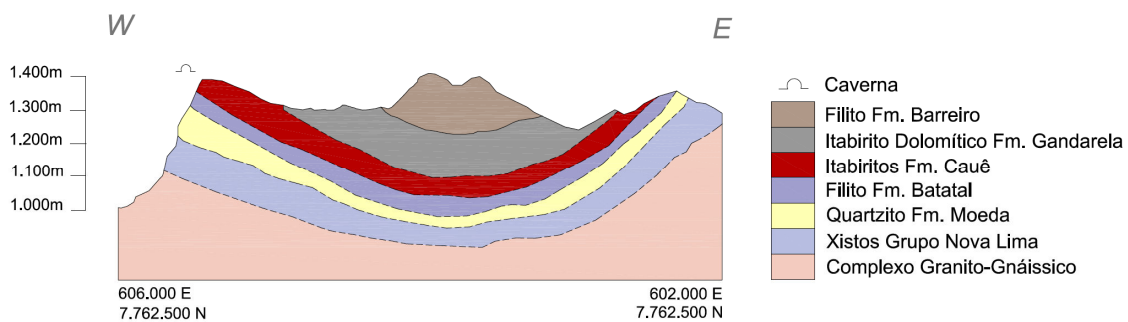


Figura 6.2 - Inserção da caverna Suzano (MS-21) na borda oeste do Sinclinal Moeda. Couraça de canga imperceptível na escala de representação do perfil.

6.2.1.2. Litoestruturas

Está encaixada no contato entre canga detritica clasto-suportada e itabiritos da Formação Cauê. A canga clastosuportada é porosa, composta por clastos de itabirito e quartzito, com predomínio do primeiro e matriz limonítica incipiente (Figura 6.3-a). A granulometria do arcabouço varia de grânulo a calhau, com predomínio de seixo. O teor

de Fe e SiO₂ nesta rocha é bastante semelhante ao do itabirito, 60,84% e 1,92%, respectivamente (Amostra SM-01). A formação ferrífera é composta por bandas intercaladas de hematita e sílica, com espessura milimétrica. Em geral, encontra-se bastante alterada, com presença reliquiar do bandamento de sílica, já lixiviado (Figura 6.3-b). O teor de Fe nesta rocha é de 61,56% e de SiO₂ de 1,21% (Amostra SM-02).



Figura 6.3 – Amostra SM-01 (a): Canga detrítica clastosuportada, com presença incipiente de matriz limonítica; (b) Amostra SM-02: Formação ferrífera bandada alterada, com bandas milimétricas de hematita, intercaladas por “vazios” reliquiares silicáticos.

A formação ferrífera bandada predomina nas paredes controlando a morfologia das seções (Figura 6.4-a). A canga, por sua vez, predomina no teto, lhe conferindo aspecto irregular devido ao arranjo caótico do próprio substrato (Figura 6.4-b).

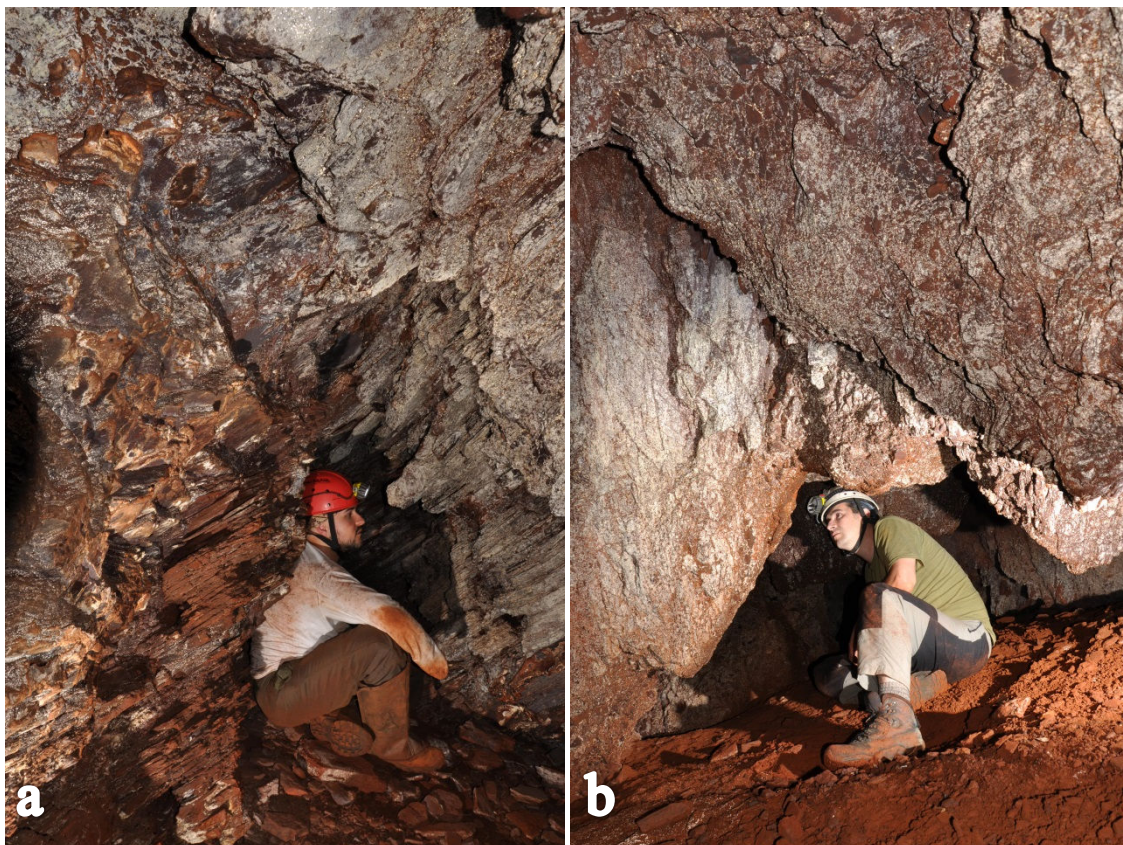


Figura 6.4 – (a) Formação ferrífera bandada controlando geometria da seção e (b) canga detrítica clastosuportada atribuindo irregularidade ao teto da caverna Suzano (MS-21).

Em relação aos aspectos estruturais, foi possível identificar que o bandamento (S_n) da formação ferrífera concorda com a atitude regional do Sinclinal Moeda, tendo pouca variação em seu mergulho, mas moderada variação em sua direção. Além disso, foram identificadas duas famílias de fraturas (F1 e F2), com direções NE-SW e NW-SE. As primeiras concordam com a ruptura de relevo em que estão inseridas as entradas da caverna, enquanto que as segundas controlam a direção de desenvolvimento de algumas galerias. Também ocorrem fraturas de menor magnitude, com atitudes variadas, e parecem contribuir de forma significativa na dinâmica evolutiva da cavidade, favorecendo o abatimento de porções do teto.

6.2.1.3. Feições hidrológicas

Estão presentes feições pontuais de gotejamento associados a deposições secundárias de pingentes. O substrato do piso, principalmente nas porções argilosas, é bastante úmido.

No teto, podem ser observados sulcos de percolação vertical e pequenos orifícios alargados, atestando a circulação de água em ambiente vadoso (Figura 6.5). Certamente esta circulação deve ocorrer nos períodos de maior umidade, notadamente durante eventos pluviais. Foi observado também na extremidade nordeste da caverna, um canal de drenagem inativo, mas que possivelmente seja reativado durante eventos pluviais.



Figura 6.5 – Sulcos de percolação vadosa sob orifícios localizados no teto da caverna Suzano (MS-21).

No contato litológico entra a canga e o itabirito, foi observada percolação. Essa dinâmica controlada pela descontinuidade textural entre os dois substratos é possivelmente uma das mais importantes na evolução de cavernas hospedadas em rochas ferríferas.

6.2.1.4. Depósitos sedimentares

Os depósitos apresentam granulometria que varia de argila a calhau, com predomínio do primeiro (Figura 6.6). Tem origem autóctone e são produto da alteração

do itabirito. Os depósitos de argila a areia apresentam coloração vermelha, e presença de limalha de magnetita, quando submetida a imã. Os grânulos, seixos e calhaus são compostos por hematita e apresentam coloração cinza escuro. São angulosos a subangulosos, o que corrobora com sua origem autóctone, por indicar pouco ou quase nenhum transporte. Os blocos maiores são originados pelo abatimento de porções do teto, tendo sofrido, após a queda, pouco ou nenhum transporte.



Figura 6.6 – Sedimentos clásticos: predomínio de argila, como ocorrência seixos e calhaus gerados a partir do abatimento de porções do teto.

Em relação aos depósitos químicos, foi observada a presença de microcoralóides com espessura milimétrica e coloração variada. Sua forma varia de rombuda a afilada e são pouco abundantes (Figura 6.7). Por se tratarem de espeleotemas formados por exsudação, estão concentrados nas áreas próximas as entradas ou em zonas com forte movimentação atmosférica.

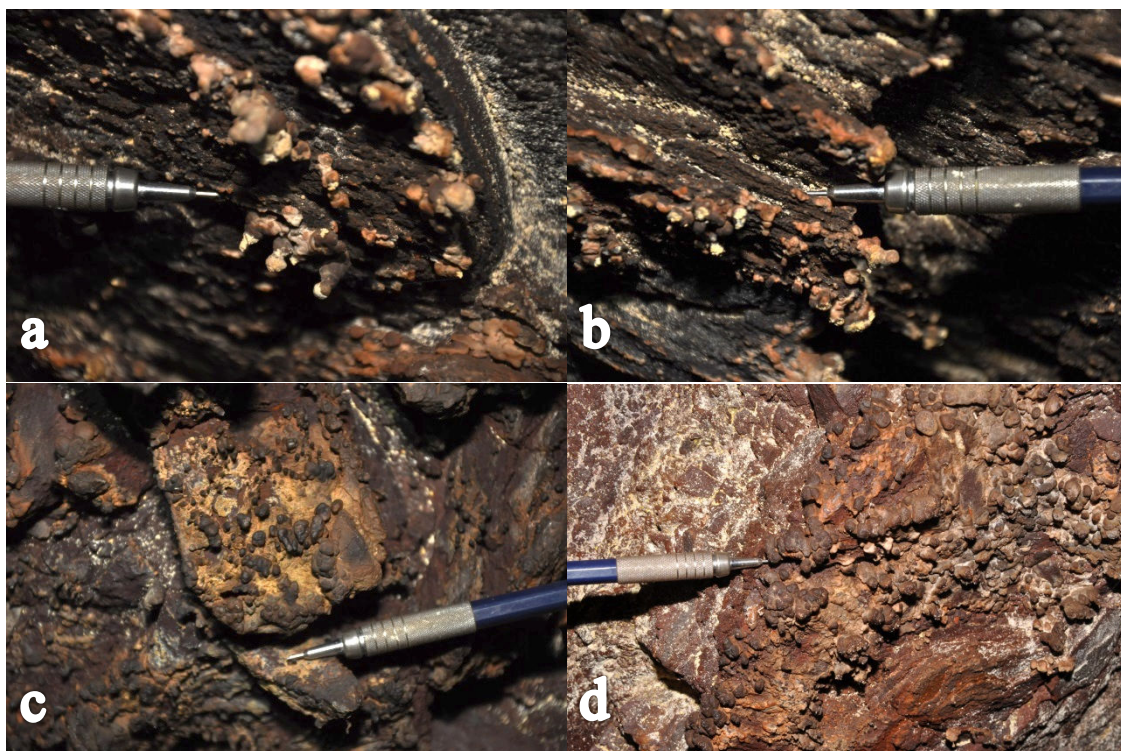


Figura 6.7 – Microcoralóides observados na caverna Suzano (MS-21): (a) e (b) afilados, com espessura milimétrica, extremidades angulosas a arredondadas e coloração cinza claro a laranja escuro. (c) e (d) rombudos, com espessura também milimétrica, extremidades arredondadas e coloração marrom claro a marrom escuro.

6.2.1.5. Morfologia

Caverna com quatro entradas, três em mesmo nível, localizadas na ruptura da couraça de canga, e uma superior, localizada em pequena depressão sobre a canga (Figura 6.8). São todas estreitas e baixas.



Figura 6.8 – Entradas baixas e estreitas da caverna Suzano: (a), (b) e (c) entradas localizadas na ruptura de relevo (couraça de canga); e (d) entrada localizada em pequeno dolinamento, em conduto superior da caverna.

A morfologia do teto varia de regular, nos setores onde predomina a formação ferrífera bandada, à irregular, onde predomina a canga detrítica (Figura 6.4). As paredes são em geral irregulares e apresentam diversas reentrâncias, resultado do alargamento de fraturas e/ou microcanais de drenagem (*pipe*). O piso é suavemente inclinado, concordante com a declividade da vertente externa (Figura 6.9). É notável que a inclinação se acentua nas porções distais, principalmente no setor centro-sul da cavidade.

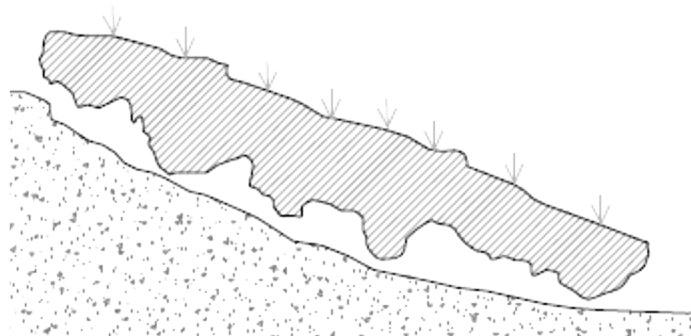


Figura 6.9 – Vista de seção da caverna Suzano: concordância entre a inclinação do piso, no interior da caverna, e a inclinação da vertente, na superfície.

Observam-se inúmeros pilares, alguns com dimensões métricas. São provavelmente resquícios de galerias que passaram por processo de coalescência. Registram-se também três claraboias, resultante da evolução de microcanais verticais, descendentes, e consequente desmonte hidráulico/erosivo do substrato.

Os microcanais, largamente denominados na literatura como canalículos (Auler & Piló, 2005; Piló *et al.*, 2005; Stávale, 2008; Calux *et al.*, 2009; Coelho, 2010; Pereira, 2012), são as micro e mesofeições mais recorrentes na caverna e estão localizados principalmente no teto e na intersecção entre o piso e a parede. Os localizados no teto carregam sedimento para o interior da caverna através de fluidos coloidais. Os posicionados na junção piso/parede atuam tanto na injeção de matéria quanto em sua remoção para fora da caverna. É notável a presença de sedimentos terrígenos sob estes canais, formando “cones de injeção”. O exemplo mais representativo localiza-se na extremidade leste da cavidade, em sua porção mais distal.

O padrão planimétrico pode ser classificado como reticulado (Figura 6.10-a), controlado por duas famílias de fraturas perpendiculares umas as outras. A geometria é elíptica (Figura 6.10-b).

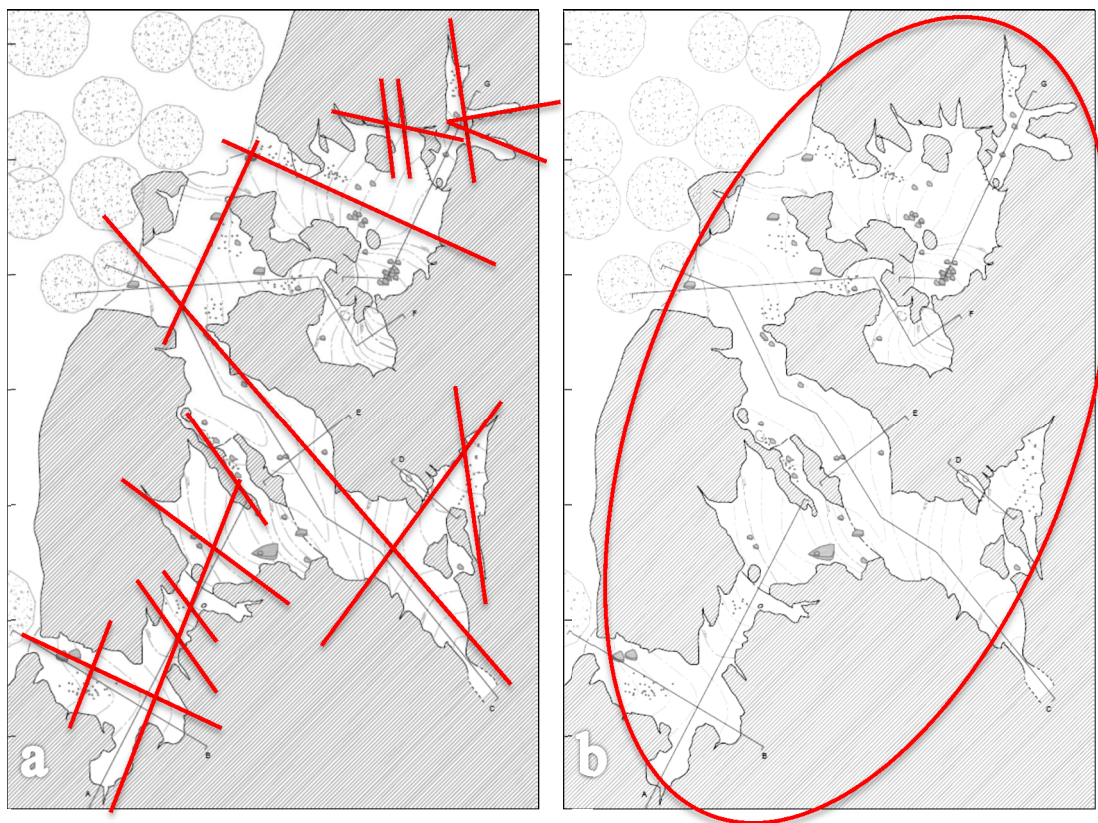


Figura 6.10 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Suzano: (a) Reticulado; e (b) Elíptica. Topografia completa: Anexo II.

6.2.2. Caverna Mata da Copasa (RM-38)

Localiza-se na Serra do Cachimbo, nas coordenadas UTM 606830 E, 7786702 N, elevação 1357 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 56 metros, desnível de 2,4 metros, área de 104 m² e volume de 146 m³.

6.2.2.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em média vertente, no flanco sudeste do Anticlinal Serra do Curral, bacia do Rio das Velhas, sub-bacia do Córrego do Mutuca. Entrada em ruptura na couraça ferruginosa sobre os itabiritos da Formação Cauê (Figura 6.11). Ruptura suave, descontínua, com aproximadamente 1,7 metros de altura.

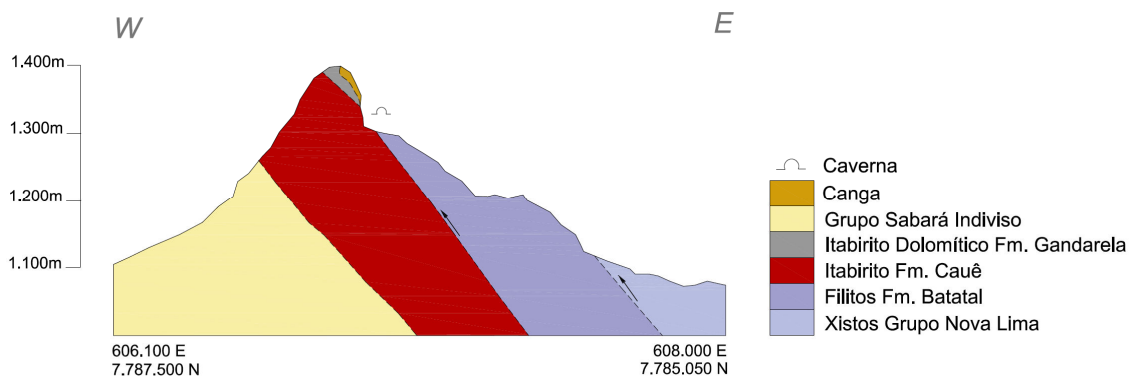


Figura 6.11 – Inserção da caverna Mata da Copasa (RM-38) no flanco sudeste do anticlinal Serra do Curral.

6.2.2.2. Litoestruturas

A caverna se desenvolve no contato entre canga detrítica clasto-suportada, localmente estruturada, e itabiritos da Formação Cauê. A canga é observada principalmente no teto, onde, em alguns trechos, comporta-se como brecha entre fraturas (Figura 6.12). A formação ferrífera bandada predomina nas paredes.



Figura 6.12 – Brecha de canga (destacado em amarelo) no teto da caverna Mata da Copasa (RM-38).

A canga apresenta clastos angulosos a subarredondados (nas brechas). Arcabouço composto por itabirito com matriz limonítica incipiente, praticamente inexistente (Figura 6.13-a). O teor de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ é, respectivamente, 66,40%, 0,97% e 1,44% (amostra RM-01).

O itabirito apresenta-se muito alterado e é composto por bandas de hematita milimétrica à centimétricas, intercaladas por bandas de sílica intensamente intemperizadas (bandamento “reliquial”), com espessura milimétrica (Figura 6.13-b). O teor de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ no itabirito é, respectivamente, 58,57%, 1,33% e 4,50% (amostra RM-02).

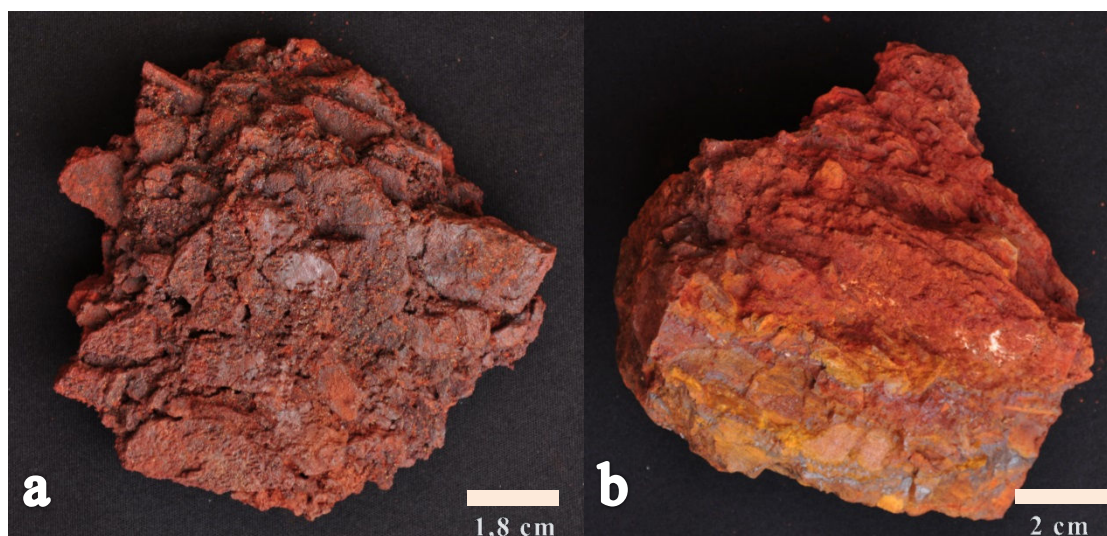


Figura 6.13 – (a) Amostra RM-01: Canga estruturada com presença de níveis magnéticos; (b) Amostra RM-02: itabirito hematítico, denso, com grau médio de alteração, com presença de níveis de especularida.

Em relação as estruturas, foram observadas fraturas irregulares e descontínuas (juntas de alívio) na canga (Figura 6.14-a), no contato canga/itabirito e no próprio itabirito (Figura 6.14-c). Dada sua ocorrência generalizada no teto, favorecem a infiltração de água meteórica e tem papel decisivo na dinâmica de evolução da caverna seja por permitir aporte de matéria para seu interior, seja por colaborar com os processos de abatimento e acumulação sedimentar (Figura 6.14-b).

Dobras centimétricas a métricas no itabirito também são observadas. Aparentemente, correspondem a dobras de colapso provocadas pelo intemperismo do itabirito. Em alguns casos, seu eixo condiciona a circulação de água, fenômeno evidenciado pela presença de microcanais localizados principalmente na charneira (Figura 6.14-d).

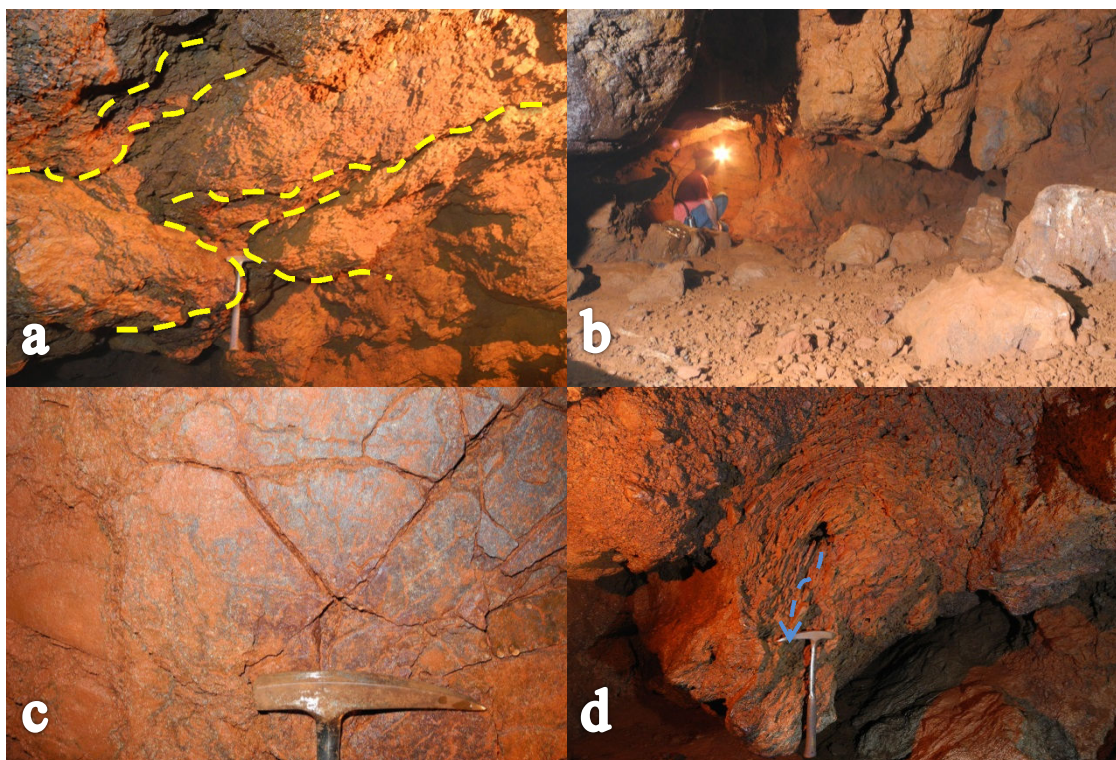


Figura 6.14 – (a) Juntas de alívio observadas no teto da caverna (destacadas em amarelo); (b) Abatimentos com dinâmica associada a presença de fraturas atectônicas (juntas de alívio); (c) Fraturas irregulares, descontínuas e pouco penetrativas no itabirito; (d) Dobra decimétricas, com microcanal associado ao seu eixo, na zona da charneira (destacado pela seta azul).

6.2.2.3. Feições hidrológicas

As cavernas hospedadas em rochas ferríferas, normalmente possuem um pacote rochoso sobrejacente de tamanhos reduzidos, da ordem de alguns decímetros a até poucos metros. Essa proximidade com a superfície, associado à porosidade da rocha, pode favorecer processos de infiltração. Este é o caso desta cavidade, onde até mesmo raízes de pequeno porte conseguem penetrar por meio da porosidade da canga (Figura 6.15).



Figura 6.15 – Presença de raízes no teto da caverna Mata da Copasa, penetrando por meio da porosidade do substrato.

Foi observada grande densidade de canalículos e sulcos de percolação vertical, entalhados por meio da circulação de água meteórica em ambiente vadoso, comandada por vetores gravitacionais. Caverna bastante úmida, evidenciada pela presença de gotejamento, condensação e “névoas” de umidade. No entanto, não foi observado nenhum indício de escoamento superficial em canal preferencial, que pudesse sugerir presença de canal de drenagem intermitente.

Durante eventos pluviais, é provável que a elevada porosidade secundária do substrato rochoso permita a infiltração de grande volume de água para o interior da cavidade.

6.2.2.4. Depósitos sedimentares

Em alguns pontos da caverna “afloram” crostas de piso, espeleotemas cuja gênese está associada à circulação subárea de solução rica em soluto. Esta evidência sugere que os depósitos clásticos não apresentam grande profundidade, no entanto, não foi possível constatar se pouca matéria foi depositada ou se a galeria passou por ciclos de deposição e erosão.

Ainda em relação aos depósitos clásticos, a granulometria varia de silte-argila a matações com mais de um metro de diâmetro, bem distribuídos. Os sedimentos mais finos parecem ter sido carregados através dos microcanais do teto e dos canaliculos das paredes e da junção piso/parede. Corroboram com essa hipótese de origem a presença de cones de sedimentos terrígenos sob estes canais, localizados principalmente na porção distal da caverna (Figura 6.16).



Figura 6.16 – Cone de sedimento terrígeno sob canaliculo (junção piso/parede) localizado na porção distal da caverna Mata da Copasa (RM-38) .

Os sedimentos de granulometria calhaus e matações tem origem nos abatimentos, sendo possível localizar suas cicatrizes no teto (Figura 6.17). São angulosos, compostos por itabiritos da Formação Cauê. Com exceção das crostas do piso, não foram observados espeleotemas.



Figura 6.17 – Bloco (matacão) de itabirito e cicatriz de abatimento (destacado em linha tracejada amarela) na caverna Mata da Copasa (RM-38).

6.2.2.5. Morfologia

Caverna com uma única entrada, com passagem estreita entre blocos (Figura 6.18-a e 6.18-b), localizada na base da ruptura de cobertura de canga (couraça ferruginosa). No entanto, apesar de pequena, revela condutos e salões de grandes dimensões (Figura 6.18-c)

O teto da cavidade é irregular em toda a caverna, apresentando cúpulas com mais de 2 metros de altura. Essa irregularidade provavelmente está associada a grande densidade de orifícios e microcanais (Figura 6.19-a), além de fraturas atectônicas (juntas de alívio) cuja ampliação resultou em abatimentos (Figura 6.14-b), aumentando ainda mais sua irregularidade. As paredes, tal qual o teto, são irregulares em toda a sua extensão, apresentando reentrâncias associadas a canalículos, principalmente na junção piso/parede (Figura 6.19-b).



Figura 6.18 – Entrada da caverna Mata da Copasa (RM-38) vista de (a) fora para dentro e de (b) dentro para fora. Passagem estreita em meio a blocos abatidos; (c) salão de grande amplitude quando comparado a outras cavernas hospedadas em rochas ferríferas.

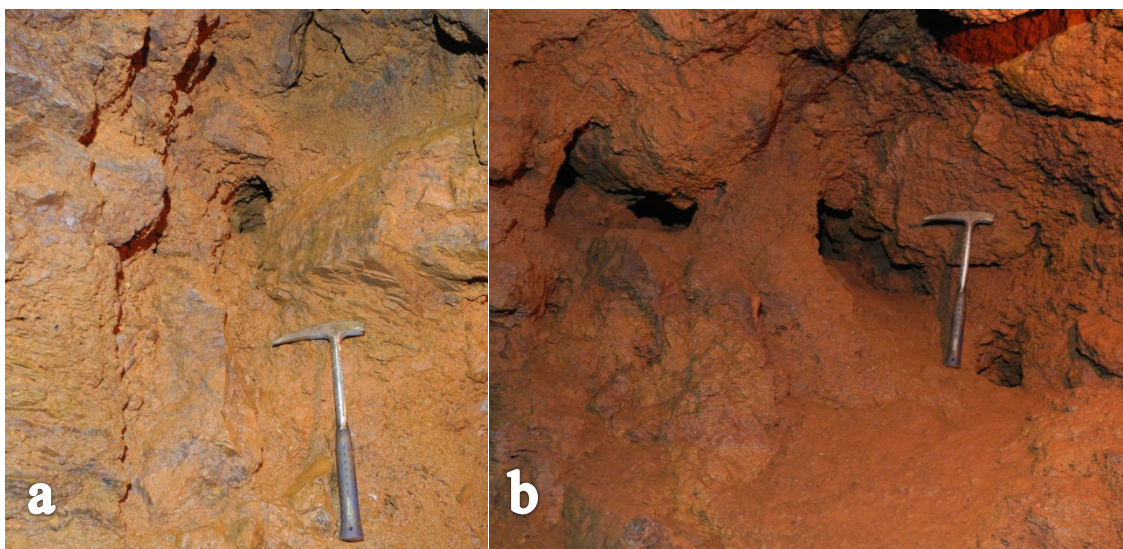


Figura 6.19 – Canalículos localizados no (a) teto e na (b) junção piso/parede da caverna Mata da Copasa (RM-38).

Foram observados pilares (Figura 6.20) localizados principalmente nas extremidades da caverna, provável resultado da coalescência de canalículos. Pendentes também estão presentes, sendo relativamente abundantes, alguns deles chegando a atingir 0,5 metros (Figura 6.20). Das meso e micro-feições, as mais representativas são os canalículos. São abundantes e indicam em seus sulcos percolação vertical em ambiente vadoso, orientada por vetores gravitacionais.

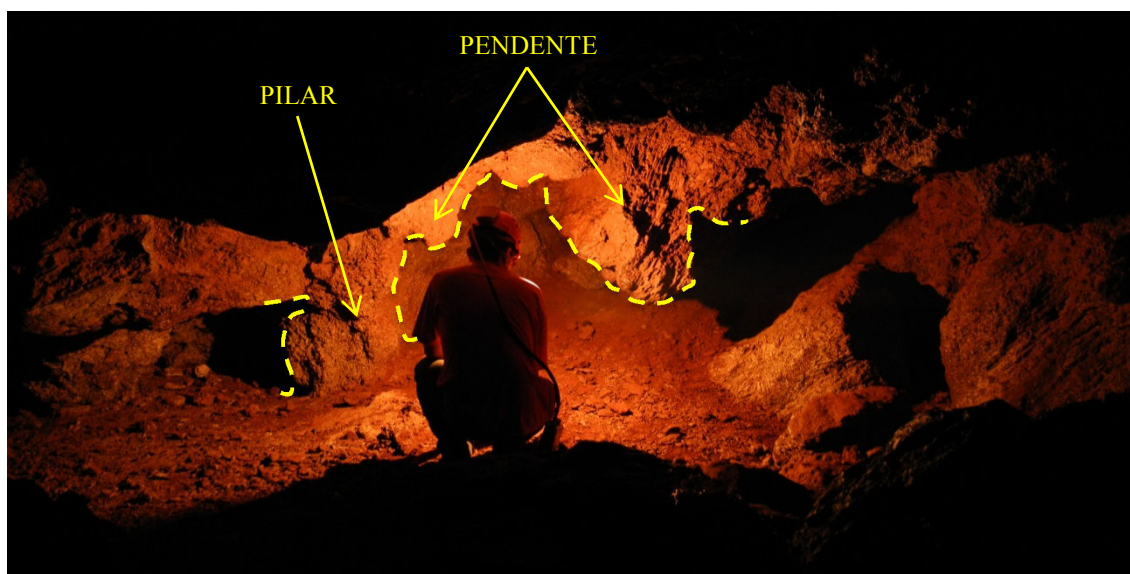


Figura 6.20 – Pilares e pendentes (destacado em amarelo) observados na caverna Mata da Copasa (RM-38).

O padrão planimétrico pode ser classificado como espongiforme (Figura 5.24-a), provavelmente devido a fluxos subsuperficiais difusos. A geometria é circular/elíptica (Figura 5.24-b).

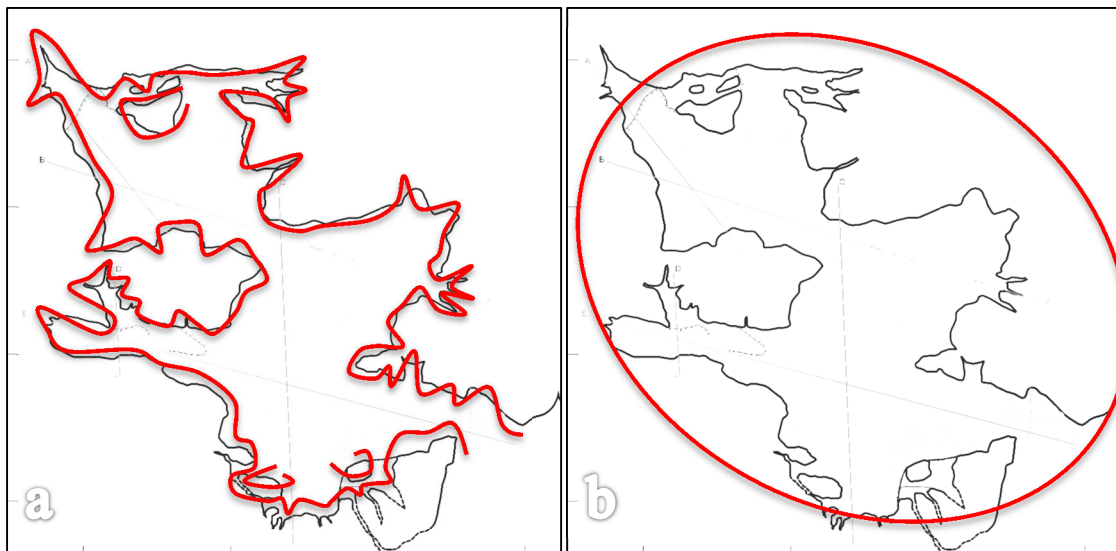


Figura 6.21 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Mata da Copasa (RM-38): (a) Espongiforme; e (b) Circular/elíptico. Topografia completa: Anexo II.

6.2.3. Gruta da Junção (RM-16)

Localiza-se no Parque Estadual da Serra do Rola Moça, nas coordenadas UTM 602917 E, 7781811 N, elevação 1413 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 5 metros, desnível de 1,2 metros, área de 27,2 m² e volume de 22 m³.

6.2.3.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em alta vertente, na cumieira da Serra da Calçada, junção com a Serra do Ouro Fino, na cabeceira do ribeirão Casa Branca, tributário da bacia do rio Paraopeba (Figura 6.22). Entrada da caverna em ruptura de relevo (couraça ferruginosa) irregular e descontínua, com altura média de cerca de 5 metros.

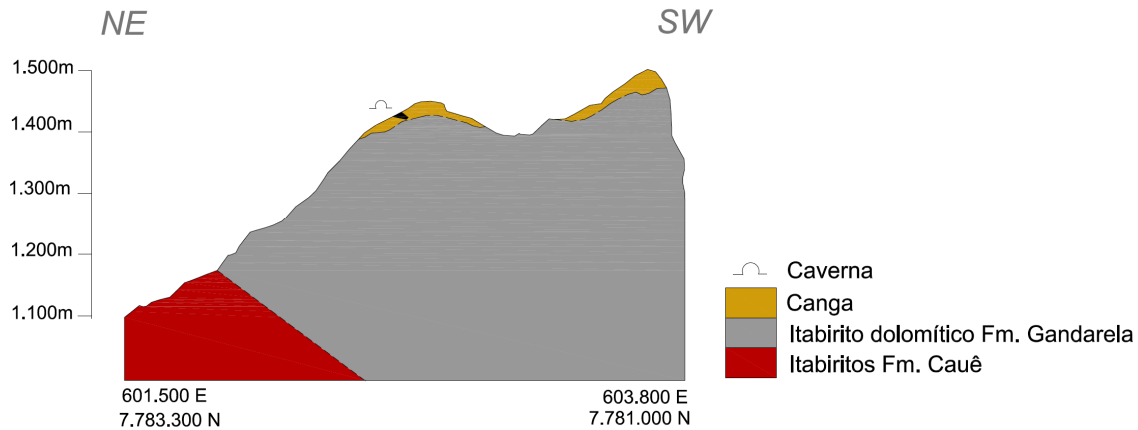


Figura 6.22 – Inserção da Caverna da Junção (RM-16) na cumieira da Serra da Calçada.

6.2.3.2. Litoestruturas

Caverna hospedada em canga detrítica clasto suportada, caracterizada por clastos angulosos à subangulosos de itabirito (Figura 6.23-a), com granulometria predominantemente de seixos. Apresenta pouco magnetismo. O teor de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ da amostra RM-03 (Figura 6.23-b) é, respectivamente, 58,34%, 1,67% e 4,74%.

Presença de fraturas atectônicas irregulares e pouco penetrativas (Figura 6.23-c), aparentemente resultado do alívio de pressão (juntas de alívio) segundo vetores subhorizontais, em função da evolução da vertente. Concordam com a frente de escarpa (paralela a ela).

6.2.3.3. Feições hidrológicas

Caverna predominantemente seca, no entanto, a presença de líquens e musgos nas paredes (Figura 6.24) sugerem o acúmulo de água por meio de processos de condensação. O substrato sobrejacente é bastante poroso, sendo possível e provável durante eventos pluviais ocorra infiltração e percolação.

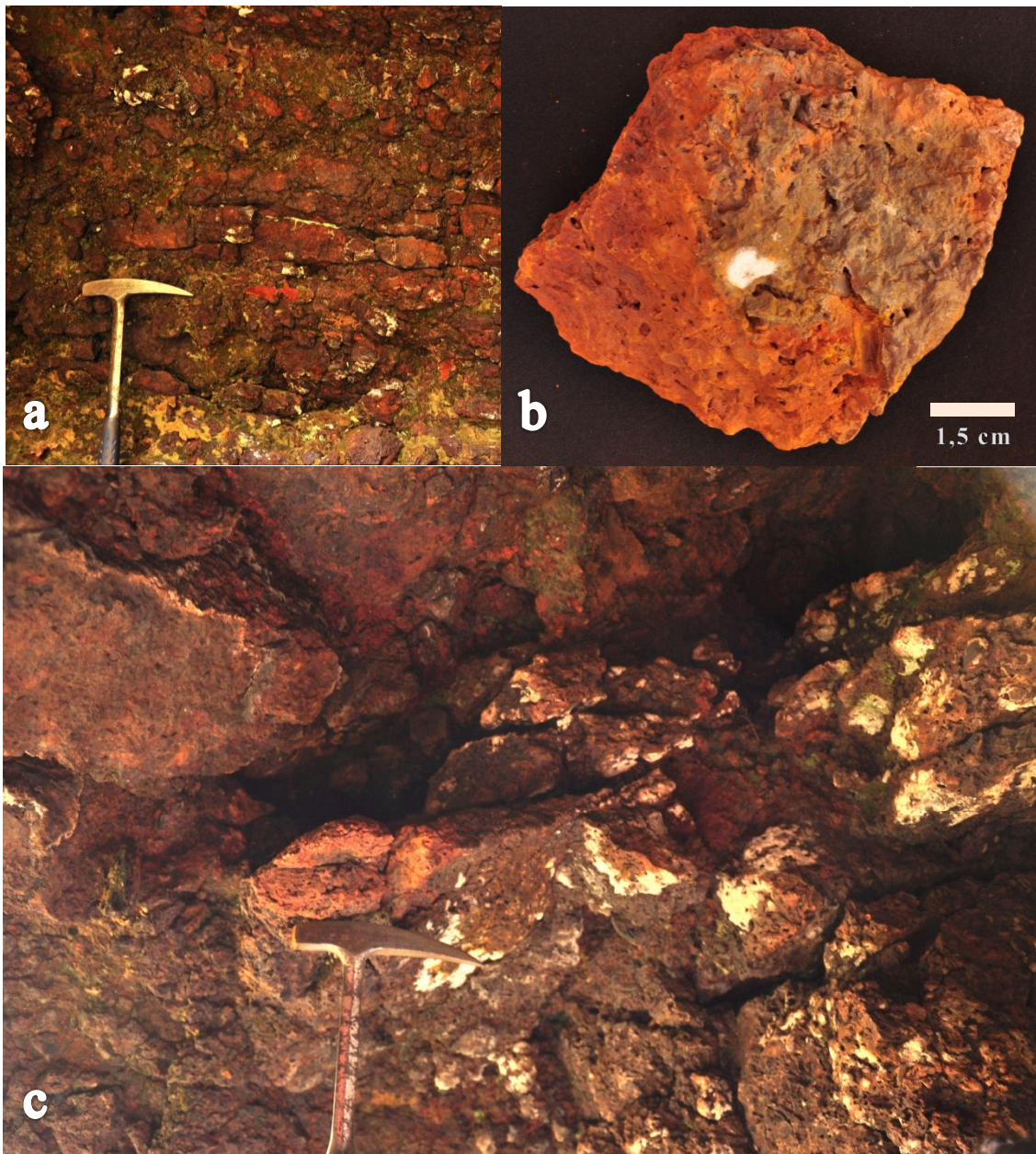


Figura 6.23 – (a) Canga detrítica clasto-suportada, caracterizada por clastos angulosos de itabirito; (b) Amostra RM-03, com presença incipiente de matriz limonítica e clastos bastante intemperizados; (c) Fraturas atectônicas irregulares, descontínuas e pouco penetrativas.



Figura 6.24 – Musgos e líquens recobrimo as paredes: evidência de acumulação umidade.

6.2.3.4. Depósitos sedimentares

Presença de sedimentos de todo o espectro granulométrico. São angulosos à subarredondados, predominantemente autóctones, produto do desmantelamento erosivo do substrato subjacente. Em relação aos depósitos químicos, presença de crostas delgadas, provavelmente ferruginosas, com espessura submilimétrica, de coloração alaranjada. Recobre porções do teto e das paredes.

6.2.3.5. Morfologia

Caverna de pequeno porte, caracterizada por uma entrada ampla localizada na base de uma ruptura de relevo (cauraça ferruginosa) (Figura 6.25-a) e um único salão em forma de “bolha” (Figura 6.25-b). As paredes e o teto, devido ao arranjo caótico da canga, são irregulares. Apresentam grande densidade de microcanais e orifícios milimétricos a centimétricos. O piso é ligeiramente inclinado, concordante com a maior inclinação da vertente. Em sua porção distal, apresenta dois canalículos principais, provavelmente eixo da evolução recente da cavidade.



Figura 6.25 – (a) Inserção da Gruta da Junção na base de uma ruptura de relevo (couraça ferruginosa); (b) Entrada vista de dentro para fora a partir do único salão da cavidade.

O padrão planimétrico pode ser classificado como retilíneo (Figura 6.26-a). A geometria é retangular (Figura 6.26-b), com extremidade distal controlada pela presença de canalículo de médio porte.

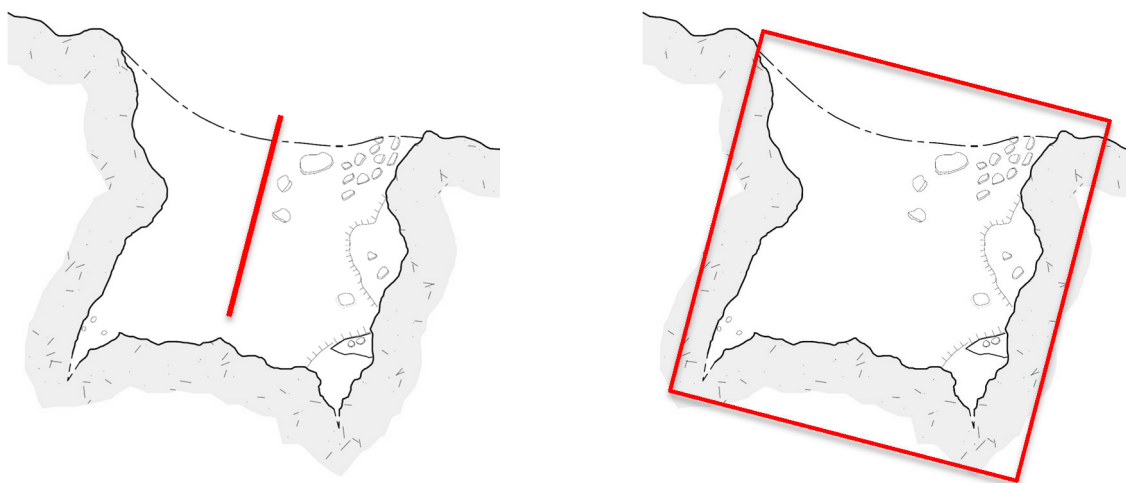


Figura 6.26 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Gruta da Junção (RM-16): (a) Retilíneo; e (b) Retangular. Topografia completa: Anexo II.

6.3. Cavernas da Serra da Piedade

6.3.1. Caverna Triângulo

Localiza-se na Serra da Piedade, nas coordenadas UTM 638152 E, 7808170 N, elevação 1406 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 103 metros, desnível de 10 metros, área de 302 m² e volume de 397 m³.

6.3.1.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em média vertente, no flanco norte da Serra da Piedade, na borda sul do Sinclinal Piedade (Figura 6.27). Do ponto de vista hidrográfico, localiza-se na bacia do Rio das Velhas, sub-bacia do Córrego do Monjolo. Encontra-se inserida em ruptura na cobertura de canga irregular e contínua, com altura variando entre 1,5 e 3 metros, em forma de anfiteatro.

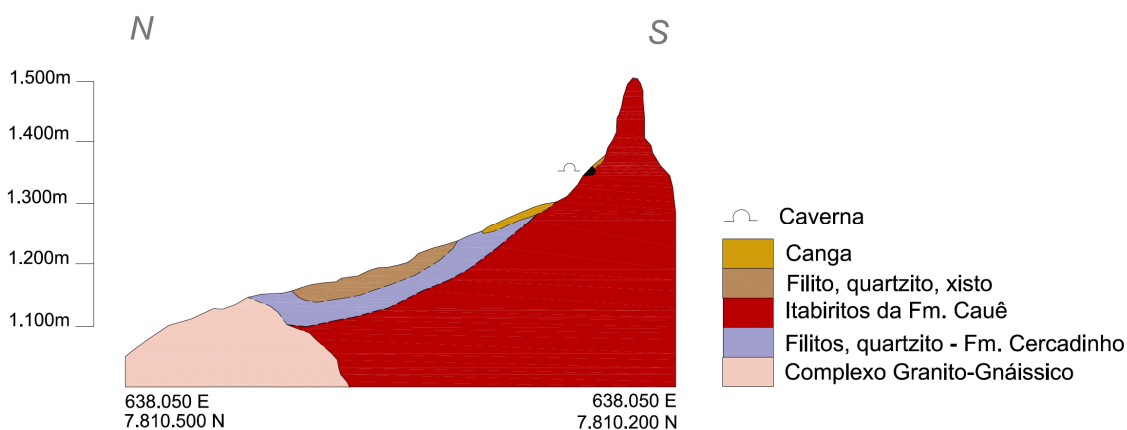


Figura 6.27 – Inserção da caverna Triângulo no flanco norte da Serra da Piedade, no interior do Sinclinal Piedade.

6.3.1.2. Litoestruturas

Caverna inserida no contato entre canga detrítica clasto-suportada e itabiritos da Formação Cauê. Apesar deste contato, não foi possível definir se o itabirito está *in situ* pois, embora seu mergulho esteja em concordância com o mergulho esperado do Sinclinal Piedade, a área apresenta rampas de tálus e blocos basculados de grandes proporções.

A canga é composta por clastos de hematita angulosos a subangulosos, com granulometria variada e heterogênea e presença moderada de matriz limonítica (Figura 6.28). O teor de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ da amostra SP-02 é respectivamente, 58,42%, 6,23% e

1,42%. Ocorre em toda a caverna, ocupando porções do teto, das paredes e do piso. O itabirito encontra-se bastante alterado, localmente dobrado. É composto por bandas intercaladas de hematita e vazios reliquiaes de sílica. Está presente apenas na porção distal da caverna, sendo aparente no teto e nas paredes. No entanto, é possível que ocorra no piso, sob as espessas crostas ferruginosas e depósitos sedimentares que o recobre.

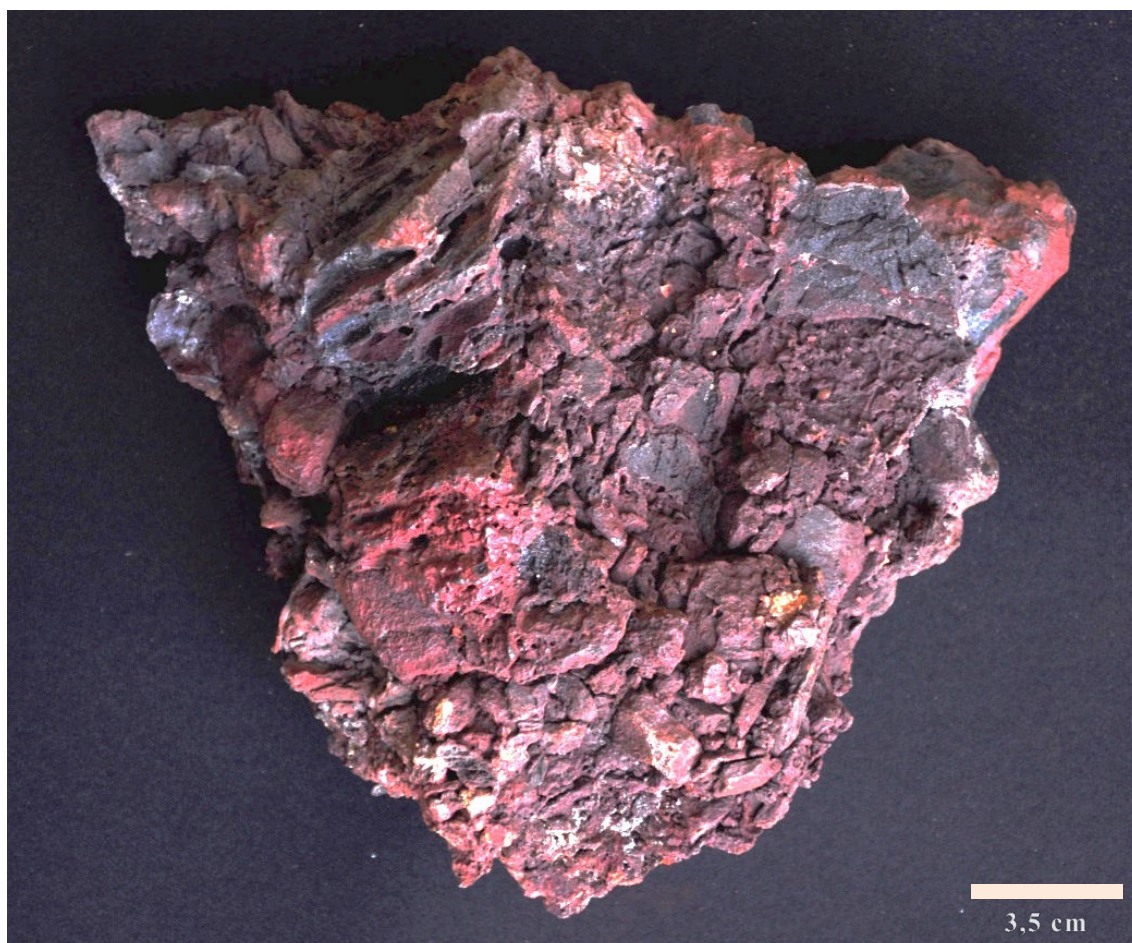


Figura 6.28 – Canga clastosuportada, composta por clastos de hematita angulosos a subangulosos, com granulometria variada e presença moderada de matriz limonítica (amostra SP-02).

A caverna apresenta inúmeras fraturas atectônicas, descontínuas e irregulares (Figura 6.29). Correspondem a juntas de alívio, resultado da decompressão horizontal do substrato (couraça ferruginosa) em função da evolução da vertente (Figura 6.30).

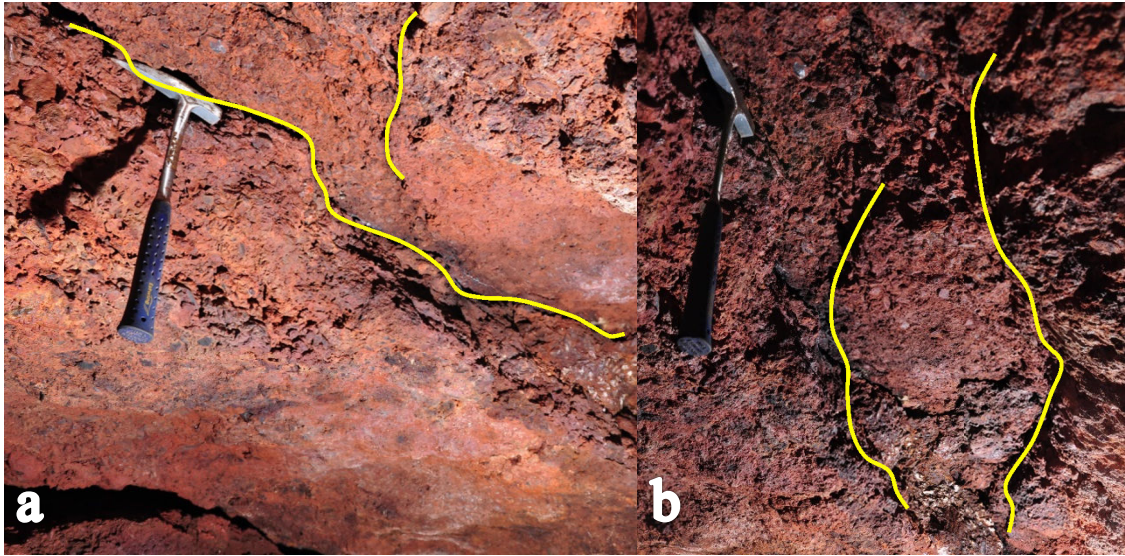


Figura 6.29 – (a) e (b) Fraturas atectônicas (juntas de alívio) observadas na canga (destacadas em amarelo), no teto da caverna Triângulo: irregularidade, descontinuidade e pouca penetratividade.

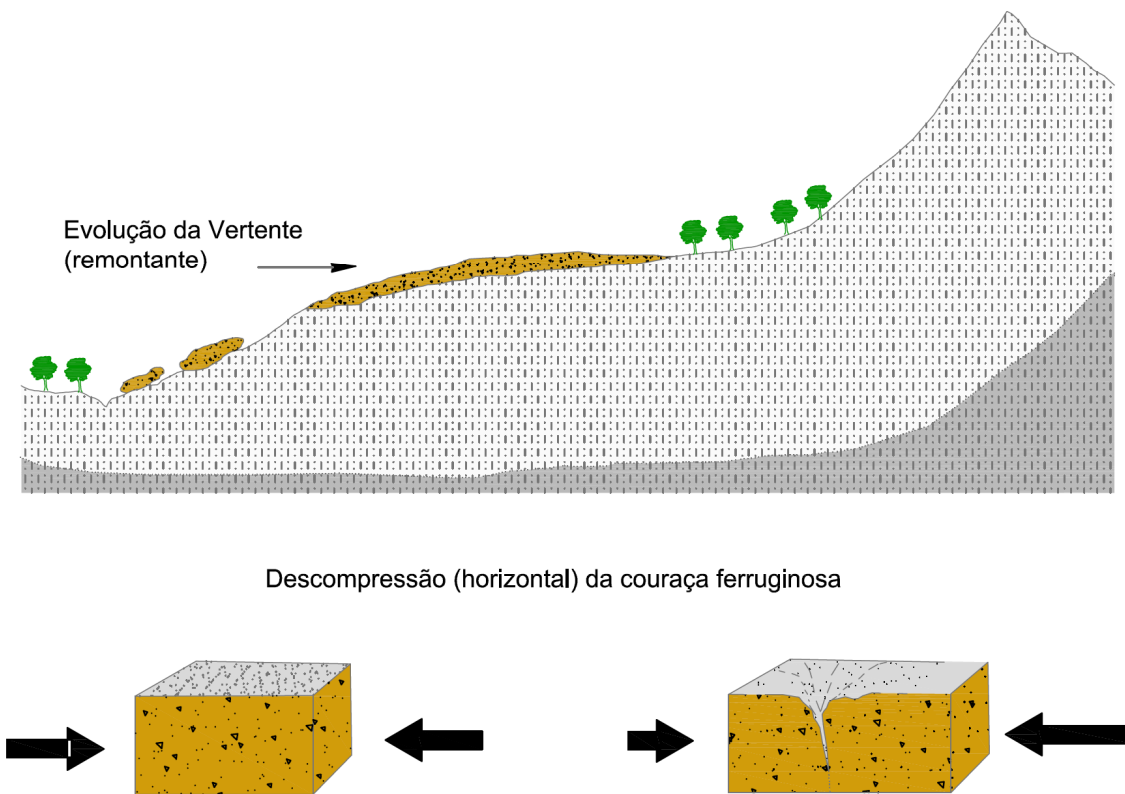


Figura 6.30 – Evolução da vertente e processos de descompressão da couraça ferruginosa resultando na formação de fraturas atectônicas irregulares e descontínuas.

6.3.1.3. Feições hidrológicas

As únicas feições hidrológicas observadas foram gotejamento e condensação. No entanto, há evidências de fluxos intermitentes e formação de represamento e/ou empoçamento de água em depressões (microbacias) fechadas, onde foi observa-se a presença sedimentos argilosos decantados (Figura 6.31).



Figura 6.31 – Sedimentos argilosos decantados em depressão do piso da caverna Triângulo.

Os canais intermitentes são responsáveis pela erosão da crosta ferruginosa que recobre sedimentos do piso nos terços médio e final da caverna (Figura 6.32-a e 6.32-b). Gotejamentos concentrados também provocam a erosão da crosta ferruginosa do piso, mas com resultados morfológicos distintos. Enquanto os canais provocam desagregação longitudinal, os gotejamentos resultam em rupturas semicirculares, semelhantes as “marmitas” erosivas (Figura 6.32-c).



Figura 6.32 – (a) Sulcos de escoamento superficial concentrado; (b) ruptura da crosta ferruginosa, produto da erosão mecânica provocada pelo escoamento concentrado; c) Erosão semi-circular, resultado do gotejamento concentrado.

6.3.1.4. Depósitos sedimentares

Ocorrem sedimentos de todo o espectro granulométrico. Calhaus e matações autóctones, resultado do abatimento de porções do teto, estão dispersos ao longo de toda a caverna (Figura 6.33-a), em geral recobertos por uma crosta com mais de 1 centímetro de espessura em alguns setores (Figura 6.33-b). Os sedimentos de granulometria argila a seixo parecem predominar nas porções superficiais. Tem origem mista (alóctone e

autóctone). Os sedimentos alóctones são carreados por meio de microcanais e orifícios localizados no teto, nas paredes, e na junção entre o piso e a parede.

Em relação aos depósitos químicos, há presença marcante de crostas no piso e paleoníveis (Figura 6.33-c). Apresentam aspecto compacto, brilho fosco à porcelanado (Figura 6.33-d), com espessura variável, indo de poucos milímetros a até 3 centímetros. Encontram-se parcialmente desmanteladas. Microcoralóides milimétricos também foram observados. Apresentam corpo afilado e coloração branca a bege. Ocorrem principalmente na zona de entrada, onde há maior circulação de ar, e estão agrupados.

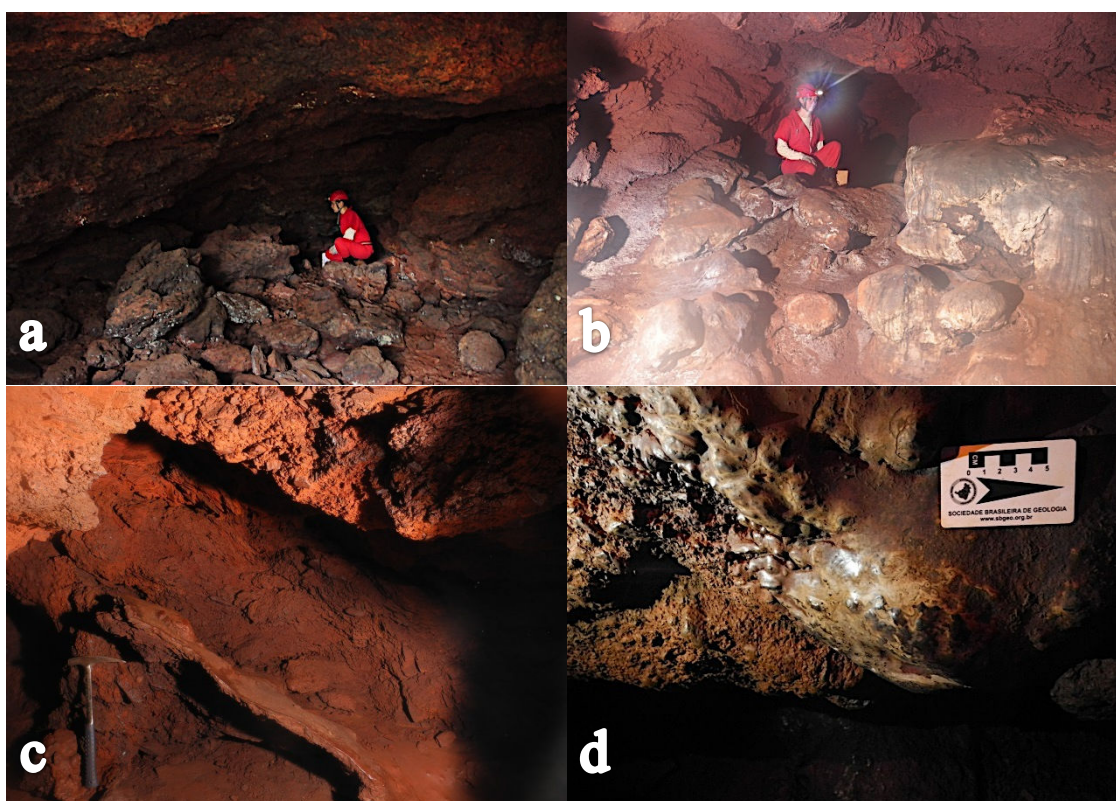


Figura 6.33 – (a) Calhaus e matacões observados na zona de entrada da caverna Triângulo; (b) Sedimentos recobertos por crostas provavelmente ferruginosas; (c) Paleonível preservado por crosta ferruginosa centimétrica; (d) Crosta com aspecto botrioidal, de coloração clara e brilho porcelanado.

6.3.1.5. Morfologia

A caverna Triângulo apresenta uma única e ampla entrada (Figura 6.34), com mais de 10 metros de largura e altura média superior a 2 metros. O seu teto é irregular, com presença de porções abobadadas (cúpulas). É bastante poroso, apresentando inúmeros orifícios e sulcos de percolação vertical, evidência da atual fase de evolução vadosa. As porções abobadadas (Figura 6.35-a) correspondem as mais porosas,

apresentando muitos sulcos, o que sugere que seu desenvolvimento está associado ao desmantelamento do substrato sobrejacente por meio da ação de águas percolantes. As paredes são irregulares e apresentam diversas reentrâncias, controladas pela presença de canalículos. O piso, devido à presença de abatimentos, é predominantemente irregular, embora apresente suave inclinação, concordante com a declividade da superfície.



Figura 6.34 – Entrada da caverna Triângulo.

A caverna apresenta também inúmeros pilares (Figura 6.35-b). Estes ocorrem principalmente na porção central da caverna, onde o padrão planimétrico guarda componentes anastomóticos. Sua origem pode estar ligada a múltiplos pontos de injeção de água, hipótese esta corroborada pela presença de grande densidade de canalículos e orifícios nas paredes e na junção piso/parede. Pendentes também foram observados ao longo de toda a caverna (Figura 6.35-c). Provavelmente são resultado do solapamento de pilares em condições de nível de base mais elevado. As micro e mesoformas mais abundantes são os microcanais e os orifícios, presentes em toda a caverna.

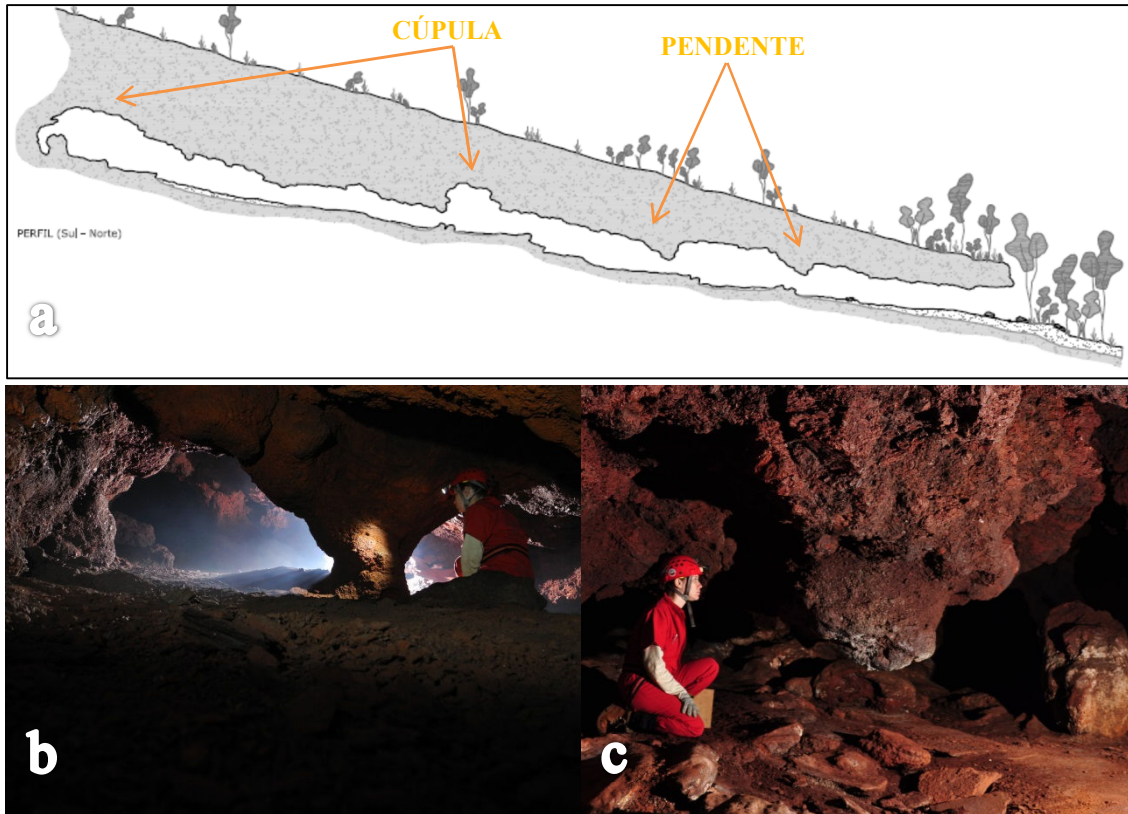


Figura 6.35 – (a) Perfil N-S da caverna Triângulo, com destaque (em laranja) para as cúpulas e pendentes; (b) Pilar com diâmetro decimétrico observado na porção intermediária da caverna Triângulo; e (c) Pendente observado no trecho inicial da caverna Triângulo.

O padrão planimétrico pode ser classificado como espongiforme com componentes anastomóticos (Figura 6.36-a). A geometria retangular (Figura 6.36-b).

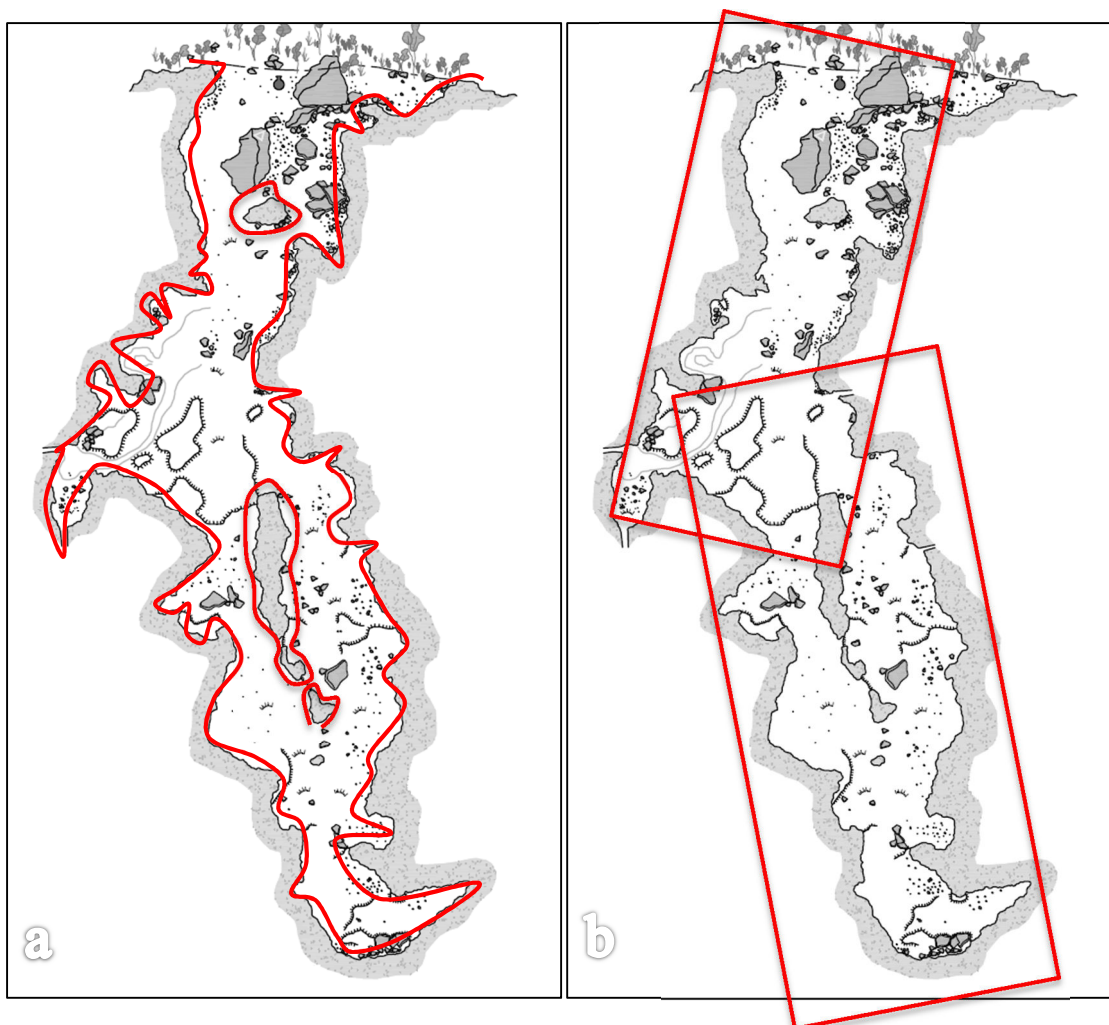


Figura 6.36 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Triângulo: (a) Espongiforme; e (b) Retangular.

6.3.2. Gruta da Piedade

Localiza-se na Serra da Piedade, nas coordenadas UTM 638643 E, 7808033 N, elevação 1.500 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 365 metros, desnível de 39 metros. A área e o volume não foram calculados pelos autores da topografia.

6.3.2.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em alta vertente, no flanco norte da Serra da Piedade, em rampa de tálus com blocos de grandes proporções basculados e parcialmente recobertos por couraça ferruginosa (Figura 6.37). Localiza-se na bacia do Rio das Velhas, na cabeceira da sub-bacia do Córrego do Monjolo.

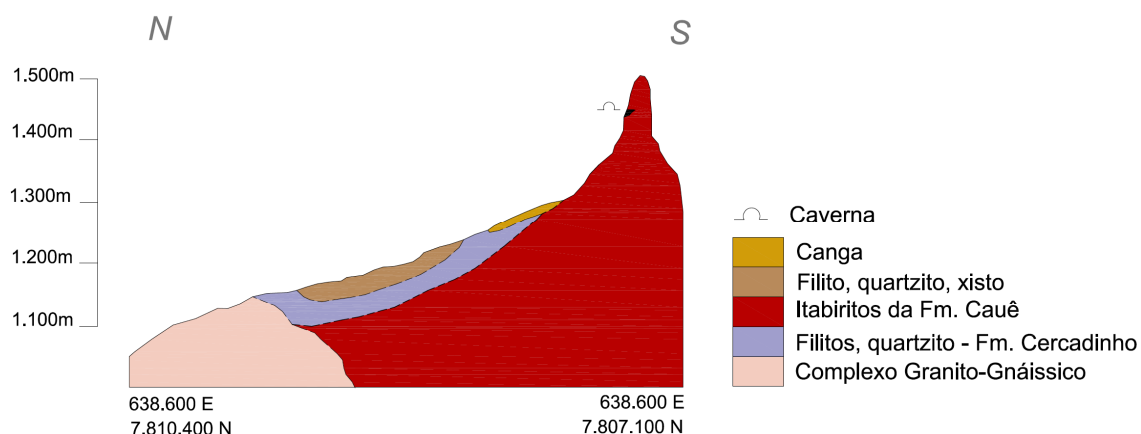


Figura 6.37 - Gruta da Piedade inserida no flanco norte da Serra da Piedade, em rampa de tálus de grandes proporções. Couraça ferruginosa imperceptível na escala de representação do perfil.

6.3.2.2. Litoestruturas

A caverna está hospedada em canga detrítica e itabiritos da Formação Cauê. A canga detrítica é composta por clastos de itabirito e hematita compacta, com granulometria predominante de seixos, caoticamente arranjados, com participação heterogênea de matriz, mas em geral incipiente (Figura 6.38-a). É bastante densa e apresenta teores de Fe e SiO₂ bastante semelhantes aos da formação ferrífera bandada, de 61,83% e 5,76%, respectivamente. O itabirito é hematítico, com bandas milimétricas de hematita, com alto grau de alteração, com presença de argilominerais entre algumas bandas da rocha (Figura 6.38-b). Apresenta densidade média e teores de Fe e SiO₂ de 63,4% e 4,82%, respectivamente.

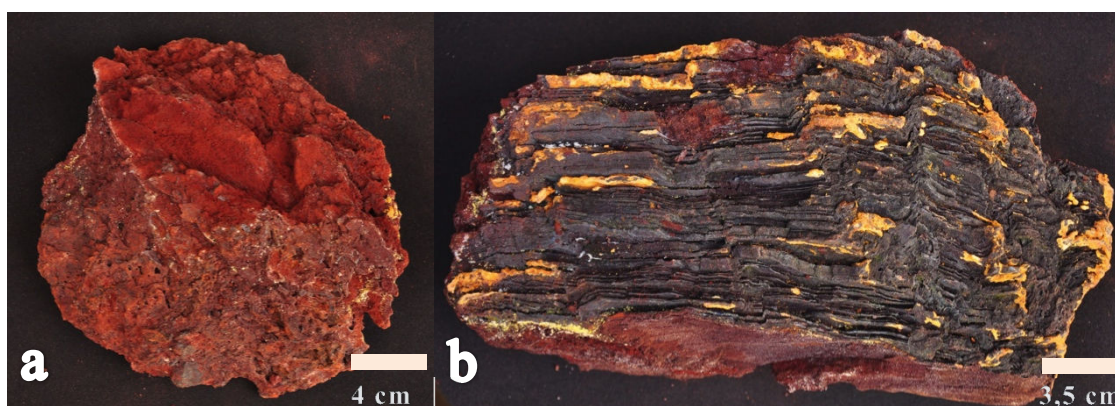


Figura 6.38 – (a) Canga detrítica com presença de clastos de formação ferrífera em arranjo caótico e heterogêneo; (b) Itabirito da Formação Cauê: bandamentos milimétricos de hematita e presença de argilominerais associados.

A Gruta da Piedade está hospedada em uma rampa de tálus. Os blocos são de grandes proporções, de forma que não foi possível identificar se estavam *in situ* ou basculados (Figura 6.39-a). Esses imensos blocos foram recobertos irregularmente por uma delgada couraça ferruginosa. Associados a esse recobrimento, estão presentes setores brechados onde a canga foi “injetada” nos espaços entre blocos, truncando a estrutura de bandamento do itabirito (Figura 6.39-b) e se depositando de forma acamada (Figura 6.39-c).

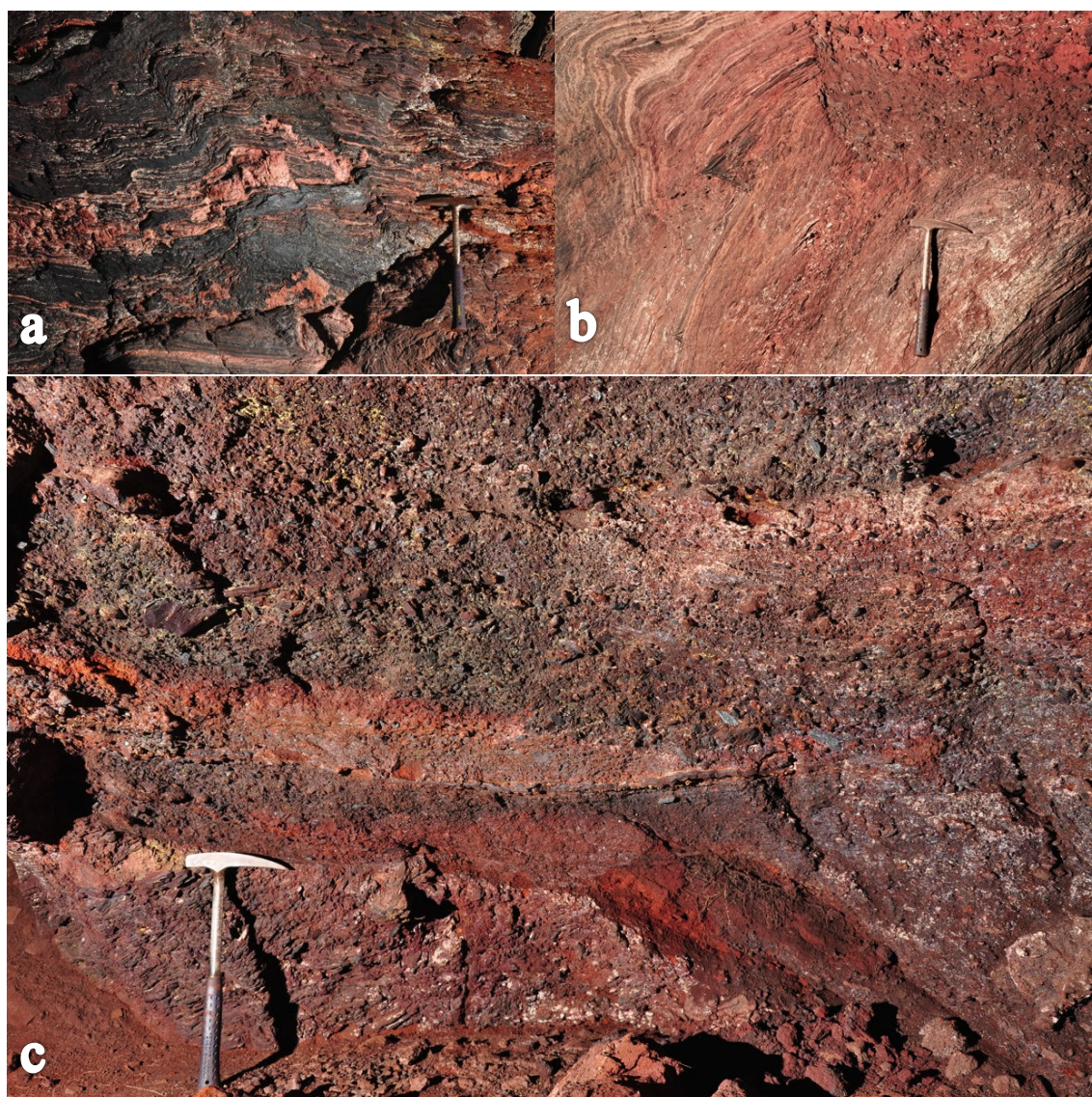


Figura 6.39 - (a) Bloco de formação ferrífera de grandes proporções; (b) brecha de canga truncando os bandamentos do itabirito subjacente; (c) Brecha de canga acamada observada na parede da Gruta da Piedade.

6.3.2.3. Feições hidrológicas

A elevada porosidade do substrato em que a Gruta da Piedade está inserida favorece os processos de infiltração, percolação e gotejamento, sobretudo durante eventos pluviais. Estas feições hidrológicas foram largamente observadas no interior da caverna. Também foi observada a presença de um canal de drenagem intermitente, com reativação associada a infiltração em uma grande fenda no contato entre dois grandes blocos de itabirito (Figura 6.40), provavelmente durante eventos pluviais.

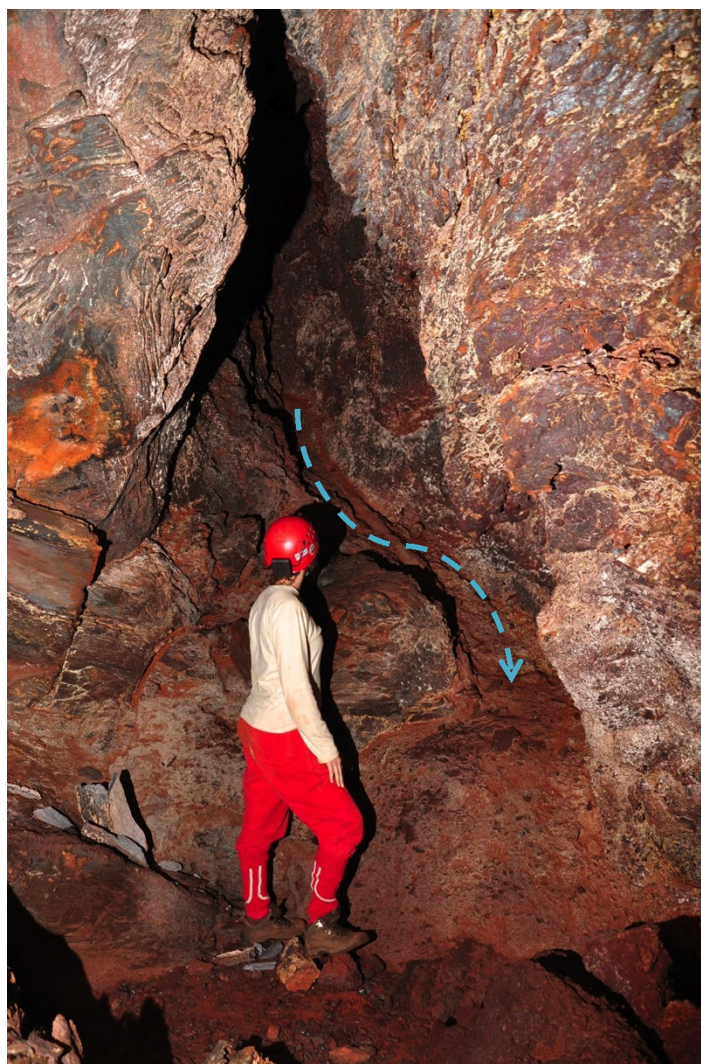


Figura 6.40 - Canal de drenagem intermitente observado na Gruta da Piedade.

6.3.2.4. Depósitos sedimentares

A cavidade apresenta grande heterogeneidade na deposição clásticas, tanto em sua granulometria e arredondamento quanto em sua distribuição. Os sedimentos que mais se destacam são os matacões, dispersos não apenas na zona de entrada, que é o mais

comum em cavernas ferríferas, mas ao longo de toda a caverna. Grosso modo, apresentam-se na forma de cones de abatimento (Figura 6.41-a) e em alguns casos é possível identificar as cicatrizes de abatimento (Figura 6.41-b). São autóctones, angulosos e compostos por itabiritos da Formação Cauê.

Sedimentos de granulometria argila a calhau também estão presentes. São de origem mista, ou seja, autóctone e alóctone, angulosos a subangulosos, heterogeneamente distribuídos. Em geral, apresentam-se sob a forma de cones, acompanhando a inclinação do piso e da vertente (Figura 6.41-c e 6.41-d).

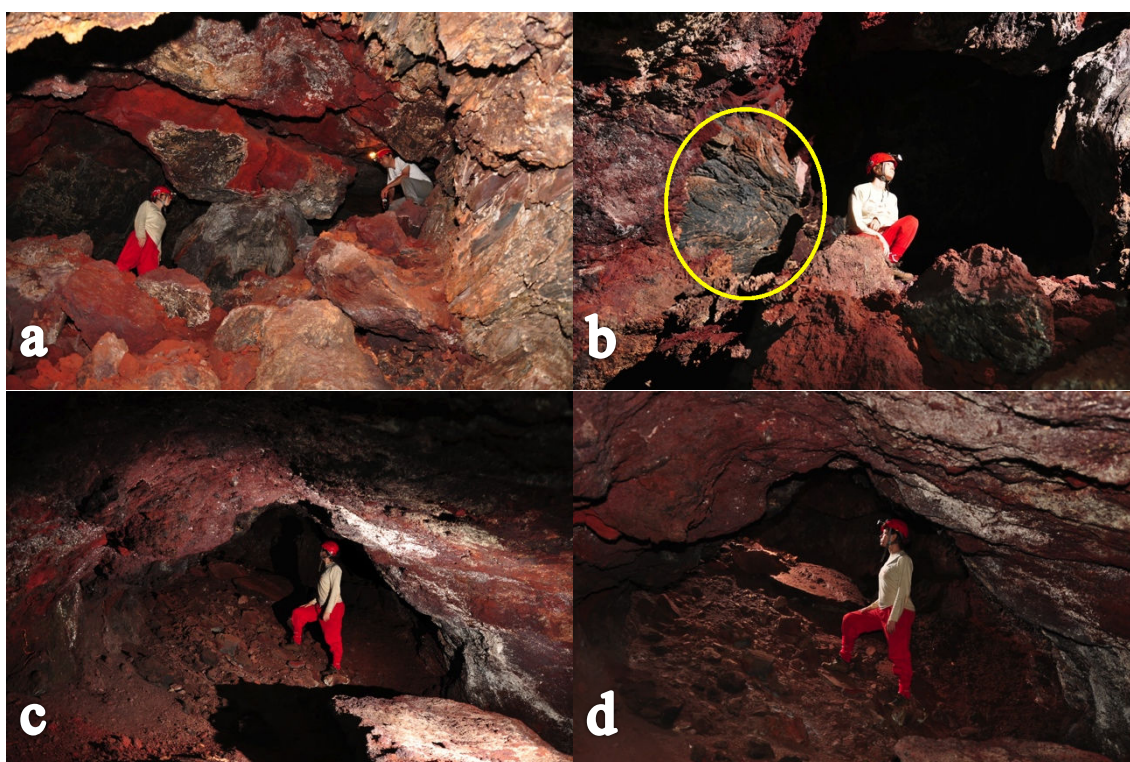


Figura 6.41 - (a) Cone de abatimento com blocos de matação com tamanho métrico; (b) cicatriz de abatimento (destacada em amarelo) observada na parede da caverna; (c) e (d) cone de sedimentos cascalhentos, com granulometria argila a matação.

Depósitos químicos são relativamente abundantes na Gruta da Piedade, embora pouco diversos. Os tipos encontrados foram as crostas e os coralóides. As crostas são em geral delgadas e recobrem porções do teto e das paredes. Apresentam coloração variando de branca a laranja, de tonalidade clara a escura (Figura 5.45-a). A análises químicas da amostra SP-03 indicaram que são compostas predominantemente por SiO_2 (71,26%) e Fe (16,71%). Localmente, ocorrem associadas a alvéolos de dissolução, o

que sugere que sua deposição se deu em ambiente subaéreo (Figuras 5.45-b, 5.45-c e 5.45-d).

Os coralóides são os espeleotemas mais abundantes na caverna. Ocorrem agrupados (Figura 5.46-a) nas paredes onde há perceptível circulação de ar. Apresentam comprimento submilimétrico a centimétrico, diâmetro de até 0,6 milímetros, morfologia afilada à rombuda e coloração bege a marrom (Figura 5.46-b, 5.46-c, 5.46-d, 5.46-e, 5.46-f, 5.46-g e 5.46-h). A análise química da amostra SP-04 indicou que são compostos predominantemente por SiO_2 (71,4%) e Fe (6,75%).

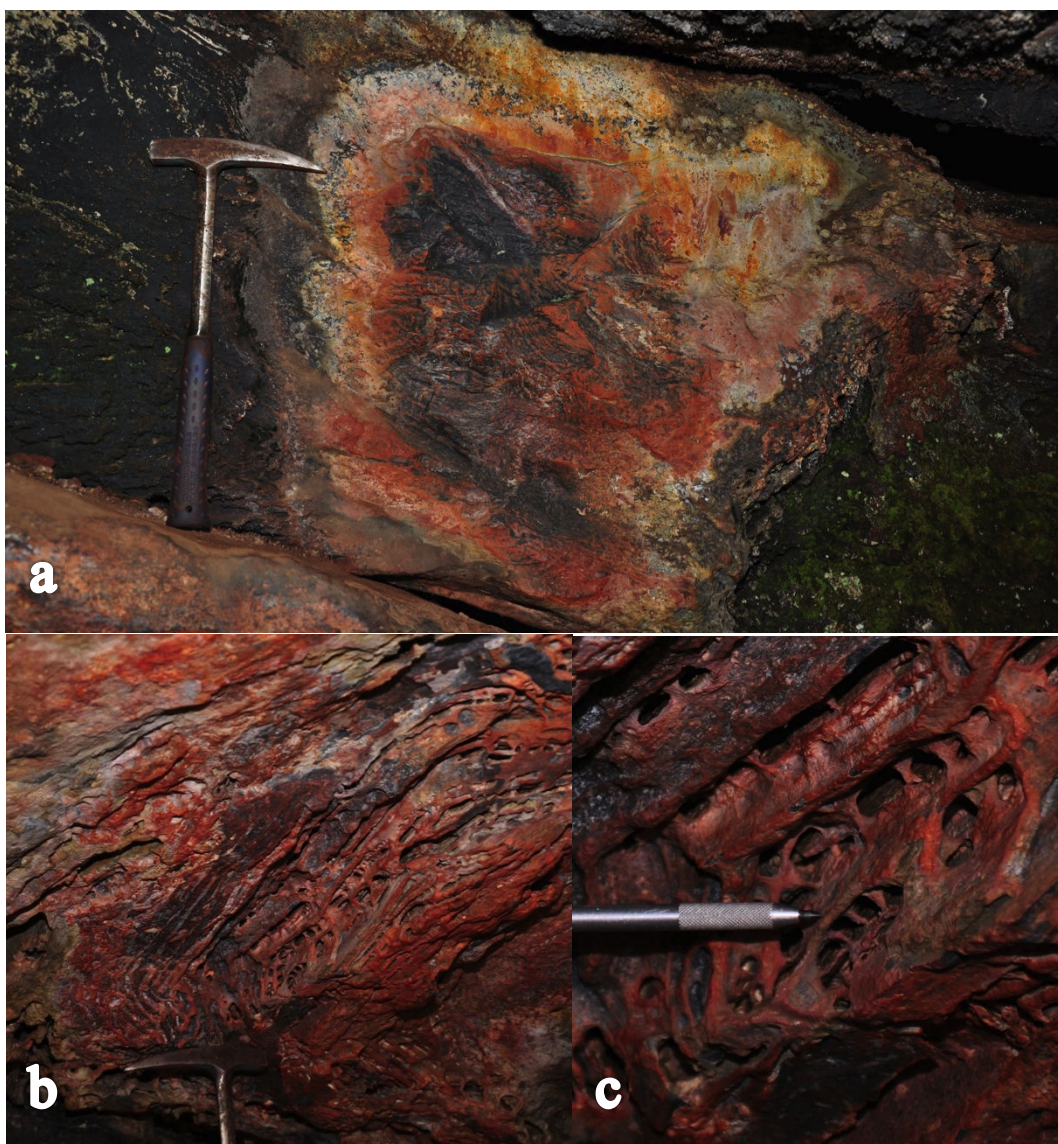
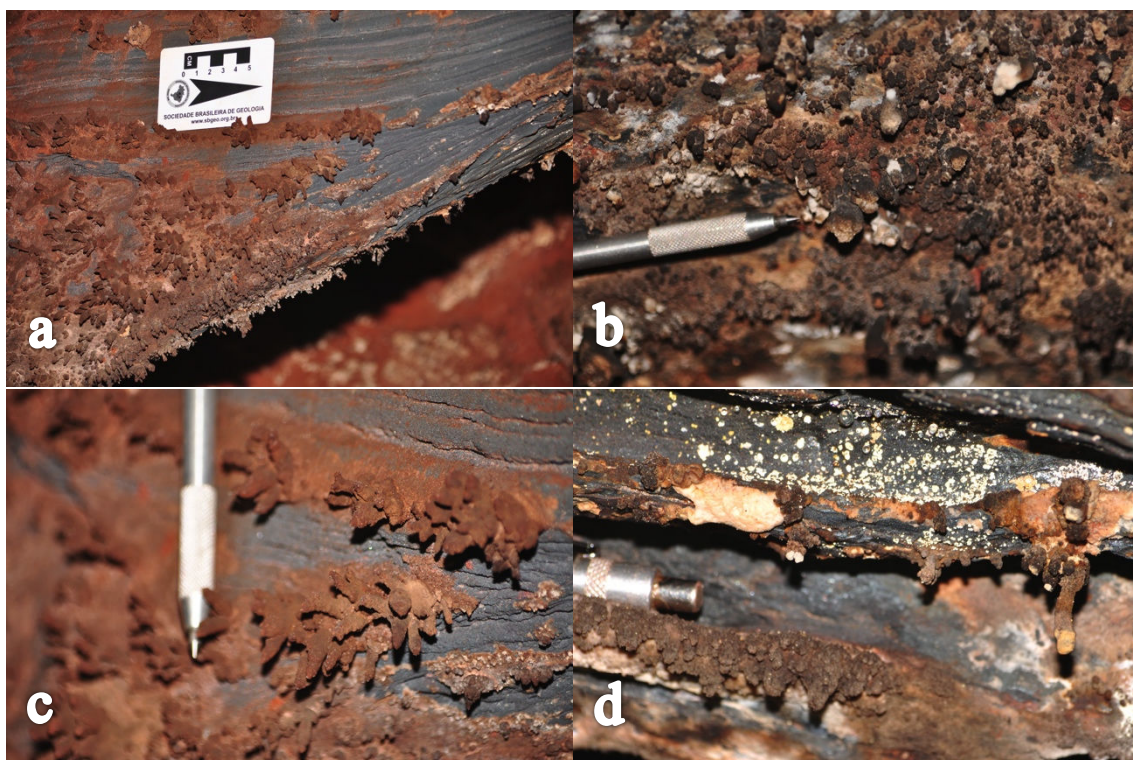




Figura 6.42 – (a) Crostas delgadas de coloração branca a laranja, tonalidade clara a escura, recobrimdo a parede da Gruta da Piedade; (b), (c) e (d) crostas associadas à alvéolos de dissolução.



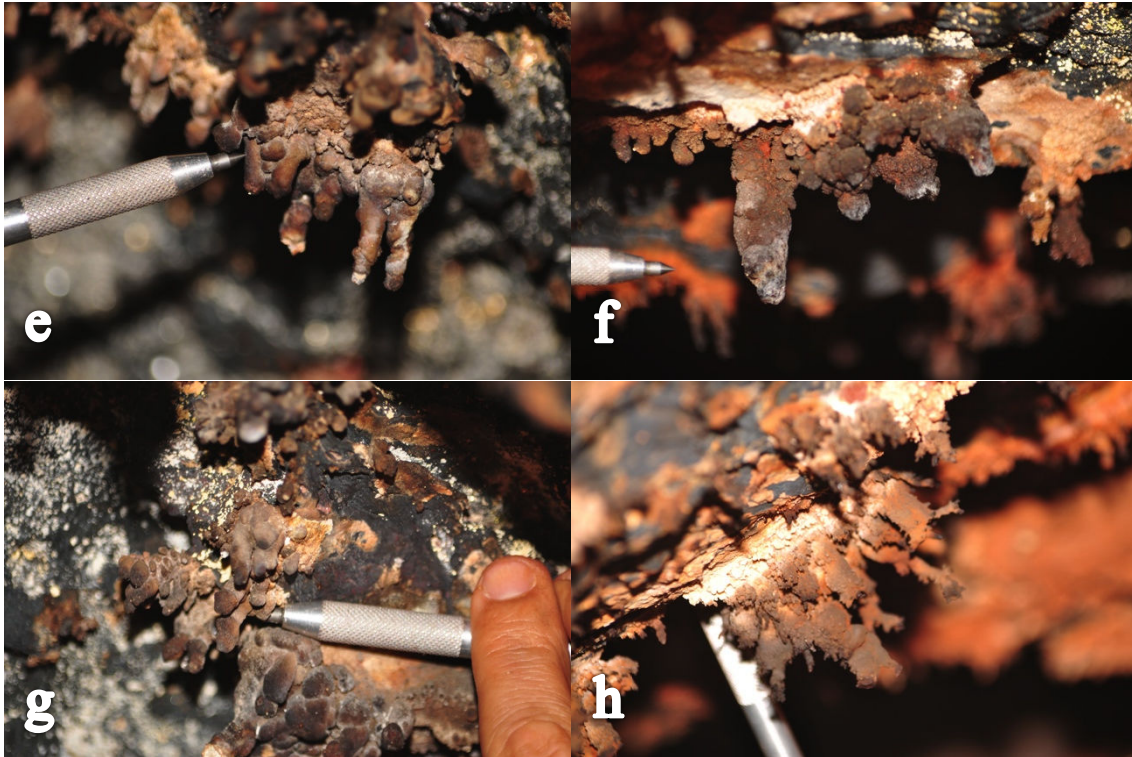


Figura 6.43 – (a) Coralóides agrupados na parede da Gruta da Piedade; (b) coralóides submilimétrico, rombudos; (c), (d), (e), (f) e (g) coralóides afilados, milimétricos a centimétricos, com até 0,6 milímetros de diâmetro; (h) coralóides afilados do tipo “agulha”.

6.3.2.5. Morfologia

A Gruta da Piedade é a maior caverna em hospedada em formação ferrífera do Quadrilátero Ferrífero. Apresenta inúmeras entradas, diversos níveis de desenvolvimento, salões e galerias amplas e depósitos clásticos não muito comuns.

A entrada mais ampla está localizada a jusante, na porção centro-norte da cavidade. De morfologia irregular, apresenta cerca de sete metros de largura e quatro de altura (Figura 6.44-a), e está localizada na base de uma ruptura de relevo (couraça ferruginosa). As demais entradas são menores, e estão inseridas sob grandes blocos da rampa de tálus (Figura 6.44-b, 6.44-c, 6.44-d e 6.44-e).

O teto e as paredes são irregulares, devido ao arranjo desordenado do depósito de tálus sob a qual está inserida e a brechas de canga detrítica (Figura 6.45-a). O piso apresenta pelo menos quatro níveis de desenvolvimento (Figura 6.45-b, 6.45-c e 6.45-d), o que evidencia o complexo desenvolvimento desta caverna. São em geral irregulares, e inclinados, condordantes com a inclinação da vertente externa, e recobertos por sedimentos de granulometria e distribuição heterogênea.

As galerias e salões são mais amplas nas porções inferiores e mais estreitas e baixas nos níveis superiores, principalmente na setor sul da caverna. Em algumas situações, a conexão entre os salões e níveis da caverna é feita por meio de passagens estreitas e baixas, com padrão aproximadamente globular (Figura 6.46).

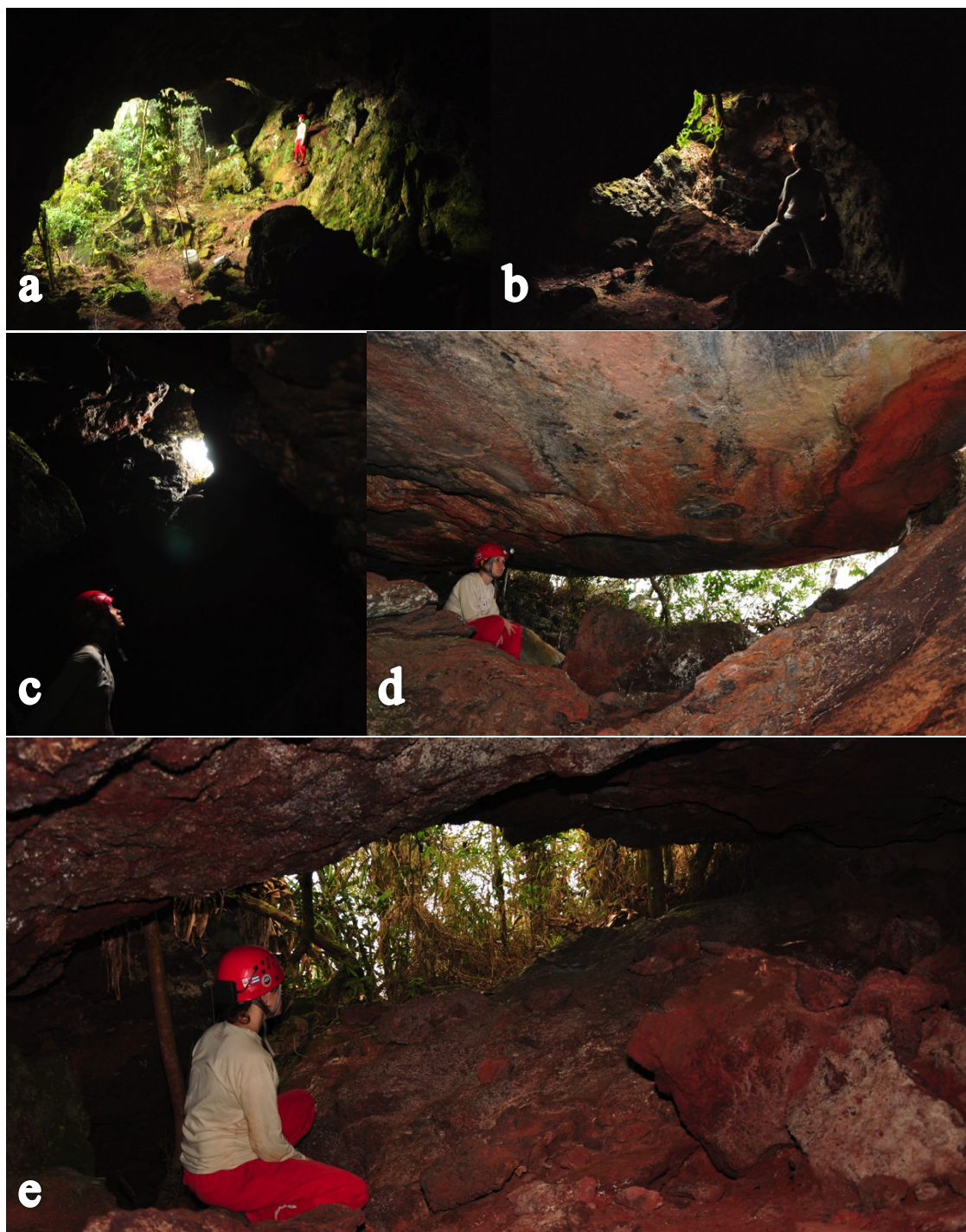


Figura 6.44 - Entradas da Gruta da Piedade: (a) entrada mais ampla, localizada na porção centro-norte da caverna; (b), (c), (d) e (e) entradas de menor porte.



Figura 6.45 - (a) Teto irregular devido ao arranjo do substrato; (b), (c) e (d) Galerias amplas e piso com desenvolvimento em níveis sobrepostos.



Figura 6.46 - Conexão entre galerias realizada por meio de passagens estreitas e baixas.

O padrão planimétrico pode ser classificado como espongiforme com componentes anastomóticos (Figura 6.47-a), em todos os níveis da caverna. A geometria foi classificada como retangular (Figura 6.47-b).

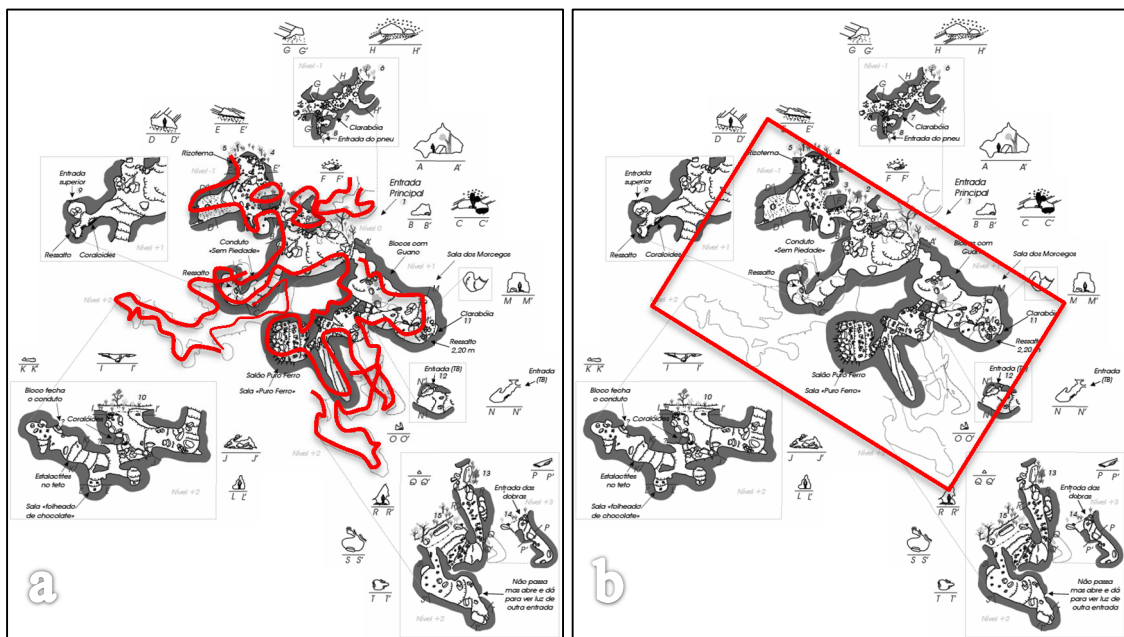


Figura 6.47 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Gruta da Piedade: (a) Espongiforme; e (b) Retangular. Topografia completa: Anexo II.

6.4. Cavernas do Sinclinal Gandarela

6.4.1. Caverna das Trincheiras (RF-20)

Localiza-se na porção nordeste do Sinclinal Gandarela, próximo ao município de Barão de Cocais, nas coordenadas UTM 657244 E, 7796325 N, elevação 949 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 66 metros, desnível de 13,4 metros, área de 184 m² e volume de 270 m³.

6.4.1.1. Domínio morfológico

A caverna está inserida em alta vertente (Figura 6.48), em ruptura na cobertura de relevo (couraça ferruginosa) irregular e descontínua, com altura da escarpa variando de 1 a 2 metros de altura, no interior do Sinclinal Gandarela, em sua porção nordeste, na sub-bacia do rio Socorro, bacia do rio Doce.

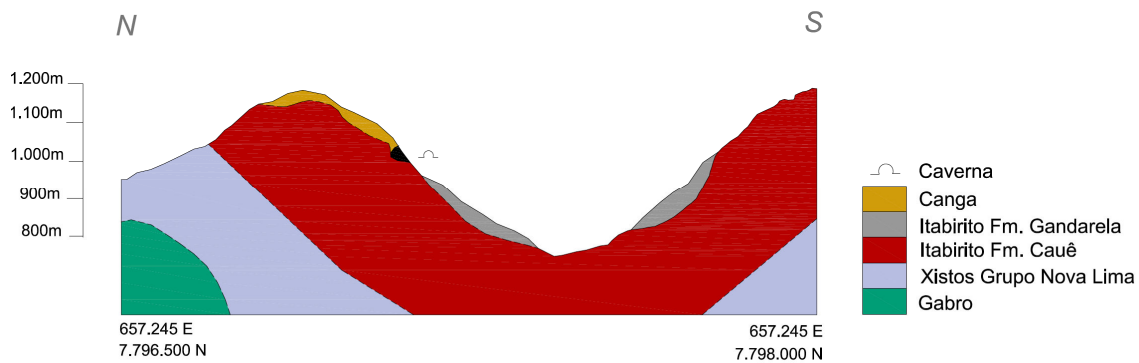


Figura 6.48 – Inserção da Caverna das Trincheiras no interior do Sinclinal Gandarela.

6.4.1.2. Litoestruturas

Caverna hospedada em itabiritos da Formação Cauê. Rocha caracterizada por bandas milimétricas de hematita e sílica intercaladas (Figura 6.49-a), com presença de

níveis enriquecidos de magnetita. A rocha encontra-se em avançado estágio de alteração, com intensa lixiviação de minerais silicáticos em praticamente toda a cavidade (Figura 6.49-b). Os teores de Fe e SiO₂ na amostra BC-01 é 66,23% e 0,88% e na amostra BC-02 é 62,70% e 4,48%, respectivamente.

O pacote de itabirito é homogêneo com direção aproximadamente N-S (Figura 6.50), com mergulho superior a 30° (Figura 6.51-a), concordante com a estruturação das vertentes. Localmente apresenta níveis brechados preenchendo a intersecção de fraturas e bandamentos.



Figura 6.49 - Amostra BC-01: itabirito da Formação Cauê do tipo chapinha, com bandas milimétricas de hematita e sílica intercaladas.

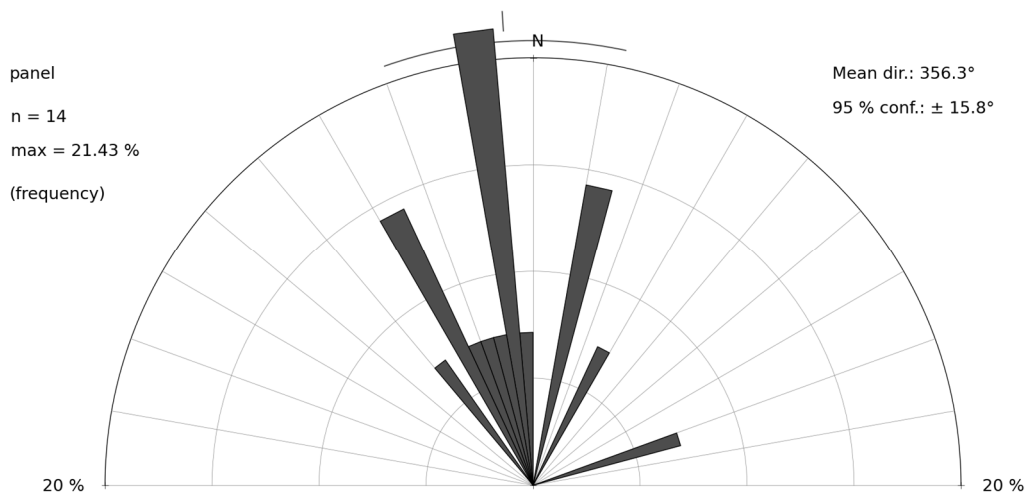


Figura 6.50 - Roseta representando a direção do mergulho (Sn) dos itabiritos que hospedam a Caverna das Trincheiras. (n = 14).

A feição estrutural mais notável é o bandamento, que nitidamente controla o desenvolvimento da caverna, o que pode ser observado pela concordância entre a inclinação do piso, a regularidade do teto e o bandamento do substrato. Foram observadas ainda duas famílias de fraturas tectônicas oblíquas entre si (Figura 6.51-b e 6.51-c), ambas com mergulho de alto ângulo (subverticais). Favorecem a dinâmica de abatimento pois facilitam a percolação e o intemperismo do substrato, resultando em instabilidade e colapso. Tanto o bandamento quanto as fraturas hospedam grande quantidade de canalículos e orifícios menores, do tipo *pipe*, que se aproveitam da descontinuidade para ampliação contínua e progressiva (Figura 6.52).

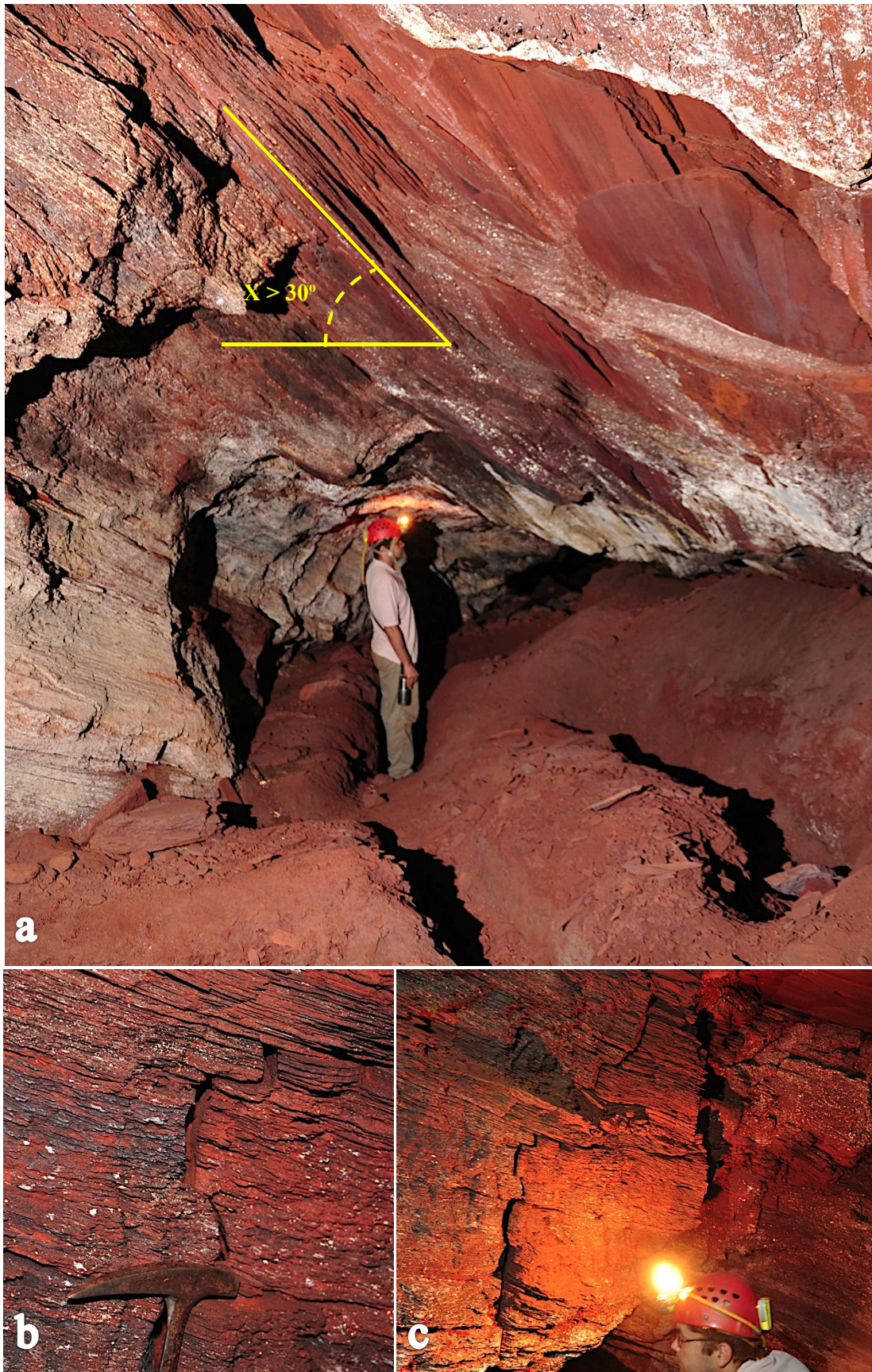


Figura 6.51 - (a) Bandamento do itabirito controlando a regularidade do teto; (b) e (c) Fraturas tectônicas penetrativas favorecendo a dinâmica de abatimento de porções do teto.

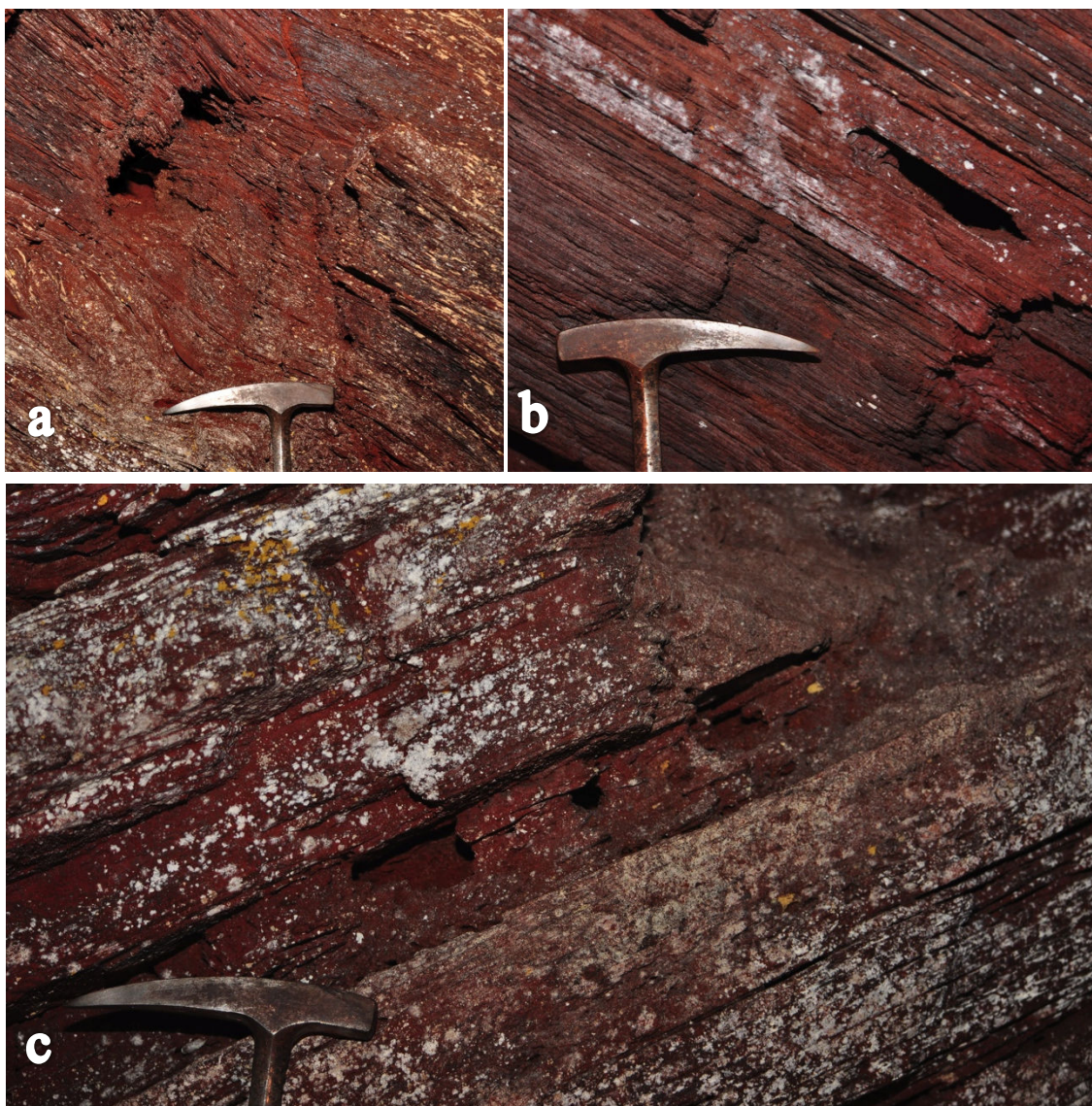


Figura 6.52 - (a), (b) e (c) Canaliculos (*pipe*) se desenvolvendo no bandamento do itabirito.

6.4.1.3. Feições hidrológicas

Caverna praticamente seca, como ocorrência localizada de gotejamento (Figura 6.53-a) e condensação (Figura 6.53-b). É possível que durante períodos de maior umidade, ou até mesmo em eventos pluviais, a atividade hídrica seja intensificada.

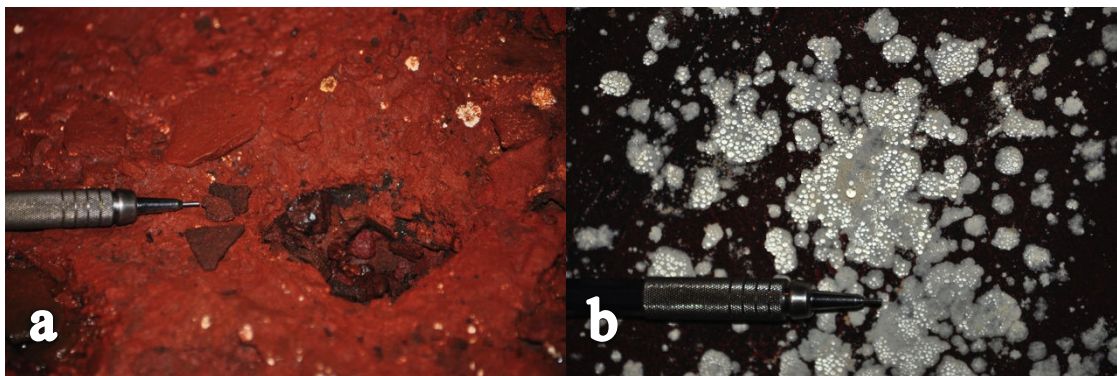


Figura 6.53 - (a) Sulcos no piso: evidência de gotejamento concentrado; (b) Condensação associada a ocorrência de líquens.

6.4.1.4. Depósitos sedimentares

Predomínio de sedimentos cascalhentos de granulometria seixo a calhau. São angulosos (tipo “chapinha”), autóctones, constituídos principalmente por blocos de itabirito abatidos de porções do teto. Os sedimentos de granulometria fina e depósitos orgânicos também ocorrem e estão principalmente localizados nas proximidades das entradas e claraboias (Figura 6.54), em geral organizados na forma de cones de sedimentação.

O piso da cavidade encontra-se parcialmente modificado, de forma que foram observadas quatro trincheiras. Uma delas chegou a atingir mais de um metro de profundidade.

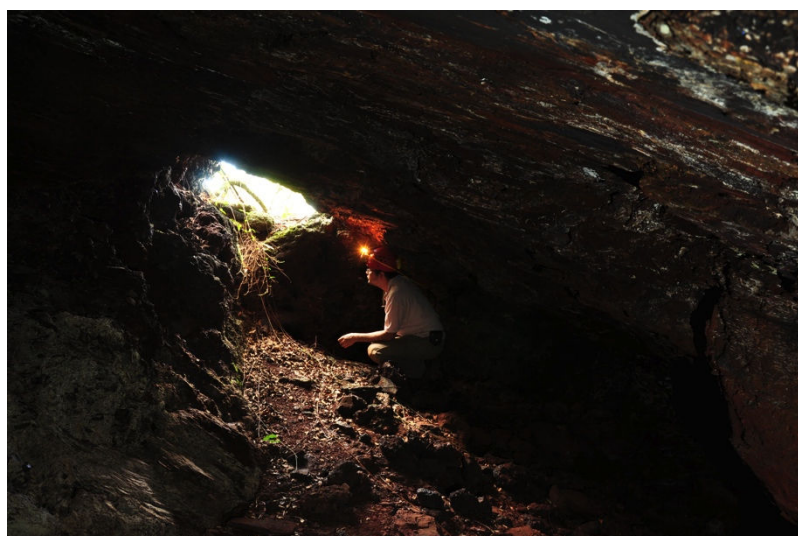


Figura 6.54 - Depósitos orgânicos sobre cone de sedimentos clásticos carregados para o interior da Caverna das Trincheiras por uma clarabóia.

Em relação aos depósitos químicos, há presença incipiente de depósitos, com ocorrência localizada de microcoralóides com até 5 milímetros de comprimento, morfologia afilada, de coloração cinza claro a marrom escuro (Figura 6.55). Ocorrem nas zonas de entrada, onde há maior circulação de ar. Também foi observada ocorrência localizada de crostas delgadas recobrimdo o piso e as paredes.



Figura 6.55 - Microtravertinos milimétricos recobrimdo porções do parede da Caverna das Trincheiras.

6.4.1.5. Morfologia

A caverna das Trincheiras apresenta quatro entradas (Figura 6.56), sendo uma em forma de claraboia. A entrada mais ampla tem 5 metros de largura por 2 metros de altura, no entanto, logo tem seu teto rebaixado, de forma que o acesso se dá por rastejamento. A terceira entrada, localizada próxima a de maior porte, apresenta 1 metros de largura por 1 metro de altura. A quarta e última está localizada em uma escarpa lateral contínua, e apresenta cerca de 10 metros de largura por 2 metros de altura.



Figura 6.56 - Entradas da Caverna das Trincheiras: (a) Entrada principal, localizada a jusante, na porção leste da cavidade; (b) Clarabóia estreita localizada no trecho centro-norte; (c) Entrada lateral a sudoeste; (d) Clarabóia inserida na porção noroeste.

O teto é regular e é controlado pelos planos do bandamento do itabirito (Figura 6.51). Apresenta grande densidade de microcanais e orifícios com dimensões milimétricas a decimétricas (Figura 6.52). As paredes são irregulares, produto da erosão diferencial das bandas do itabirito e do alargamento dos microcanais (canalículos). O piso é igualmente irregular, com inclinação concordante com a vertente e com a atitude do bandamento do itabirito. Na porção intermediária e distal, trincheiras escavadas não permitem precisar a morfologia original do piso. Pilares e pendentos estão presentes nas porções mais a jusante da caverna. Canalículos também ocorrem e apresentam distribuição generalizada.

O padrão planimétrico pode ser classificado como retilíneo (Figura 6.57-a). O padrão geométrico, por sua vez, foi classificado como retangular (Figura 6.57-b).



Figura 6.57 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Caverna das Trincheiras: (a) Retilíneo; e (b) Retangular. Topografia completa: Anexo II.

6.4.2. Caverna dos Pilares (RF-07)

Localiza-se na porção nordeste do Sinclinal Gandarela, próximo ao município de Barão de Cocais, nas coordenadas UTM 658358 E, 7796802 N, elevação 951 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 93,6 metros, desnível de 7,5 metros, área de 178 m² e volume de 347 m³.

6.4.2.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em alta vertente no flanco noroeste do Sinclinal Gandarela (Figura 6.58), na porção nordeste do mesmo. Sub-bacia do córrego São José, bacia do rio Doce. A entrada da cavidade encontra-se inserida em ruptura na cobertura de relevo (couraça ferruginosa) irregular e contínua, em forma de anfiteatro.

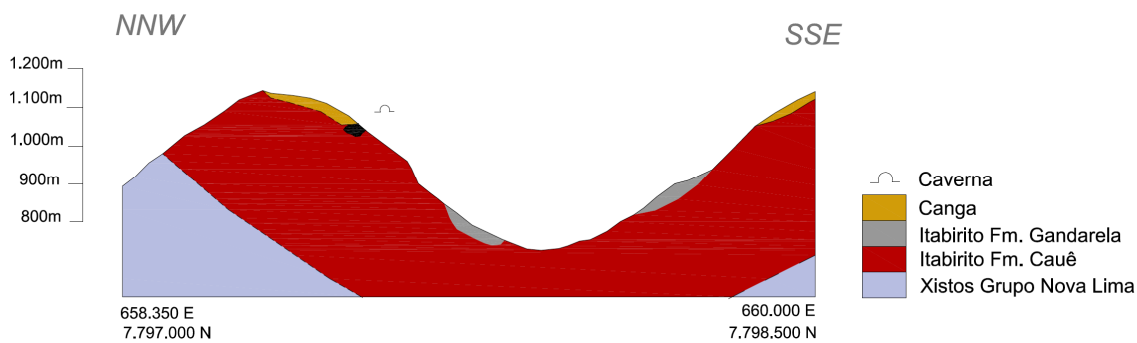


Figura 6.58 – Inserção da Caverna dos Pilares no flanco noroeste do Sinclinal Gandarela.

6.4.2.2. Litoestruturas

Caverna hospedada em canga detrítica coluvionar clasto-suportada, composta por um arcabouço de seixos e calhaus de itabirito, subarredondados a angulosos, mal selecionados (Figura 6.59-a), pouco magnético, caoticamente arranjados. Os teores de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ da amostra BC-03 (Figura 6.60-b) são 61,24%, 3,26% e 2,03%, respectivamente.

Apresenta grande densidade de fraturas atectônicas, irregulares e descontínuas. São subverticais a subhorizontais e parecem influenciar a erosão das paredes, formando pilares, pendentes e cúpulas de teto.



Figura 6.59 - (a) Canga detritica colúvio-aluvionar clasto-suportada, composta por seixos e calhaus de itabirito; (b) Amostra BC-03 coletada na zona de entrada da Caverna dos Pilares.

6.4.2.3. Feições hidrológicas

Caverna seca quando da visita, no entanto, há evidências de escoamento superficial concentrado e empoçamento, ambos intermitentes. Os empoçamentos correspondem a represamentos semicirculares com cerca de 2 metros de diâmetro e poucos centímetros de profundidade (Figura 6.60-a), localizando-se na porção nordeste da cavidade. São aparentemente alimentados por duas surgências intermitentes localizadas na sua extremidade norte e sul (Figura 6.60-b e 6.60-c).

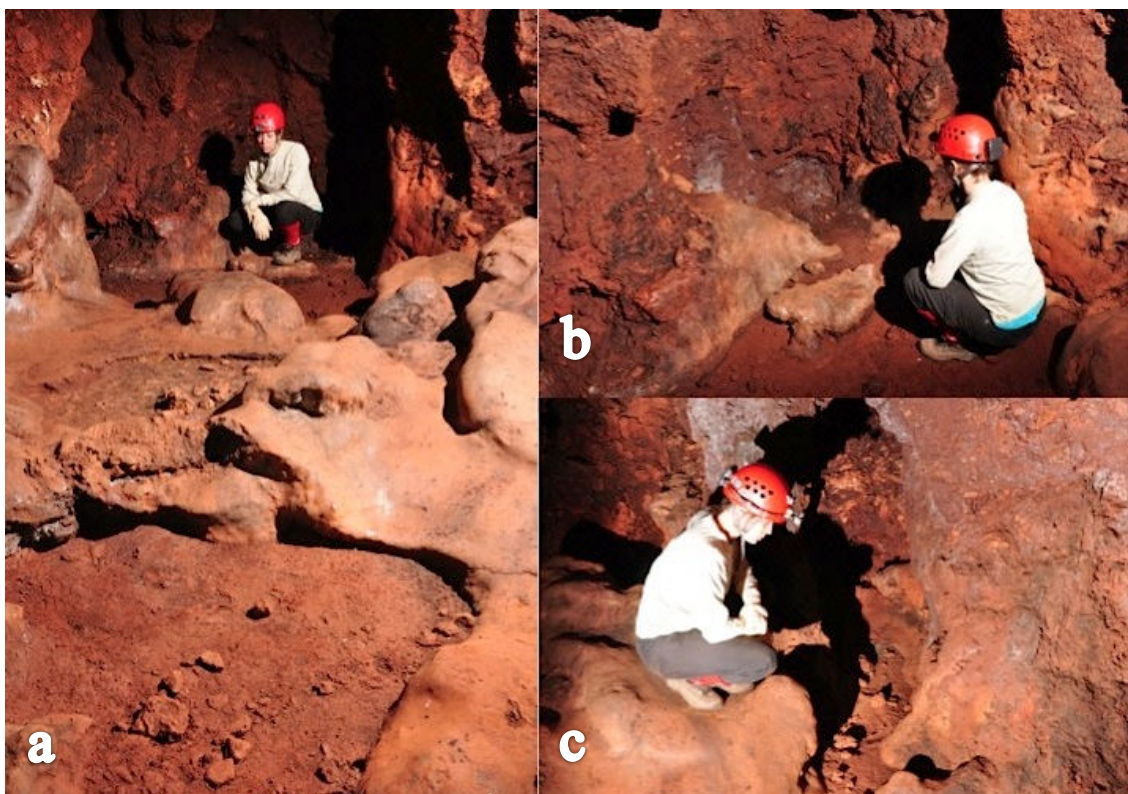


Figura 6.60 - (a) Empocamento intermitente localizado na porção nordeste da Caverna dos Pilares; (b) e (c) Surgências intermitentes que “alimentam” as poças.

Sulcos de percolação vertical também são observados em quase toda a caverna, e atestam o desenvolvimento recente das galerias, em ambiente vadoso (Figura 6.61). Sua atuação resulta na individualização de pilares e pendentes, além de atribuir ao teto e as paredes grande irregularidade.

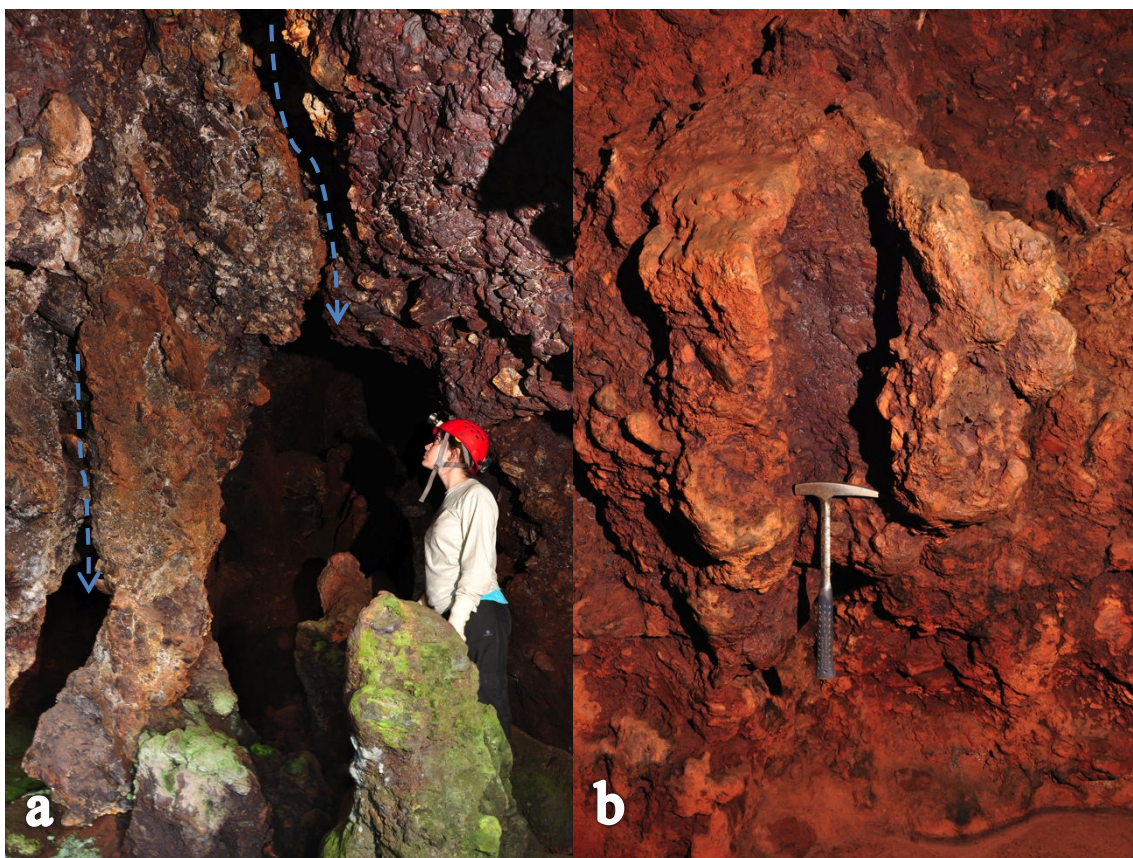


Figura 6.61 – (a) Sulcos de percolação vertical (gravitacional) atuando na individualização de pilares; (b) Sulco de grande proporção na parede da cavidade conferindo-lhe maior irregularidade.

6.4.2.4. Depósitos sedimentares

Na porção oeste da caverna há predomínio de sedimentos de itabirito com granulometria variando de seixo a matacão. São autóctones, angulosos a subarredondados (Figura 6.62-a). Na porção oeste, há predomínio de sedimentos terrígenos, com granulometria variando de argila a areia, de origem provavelmente alogênica, carregados para o interior da caverna por meio de canaliculos (Figura 6.62-b).

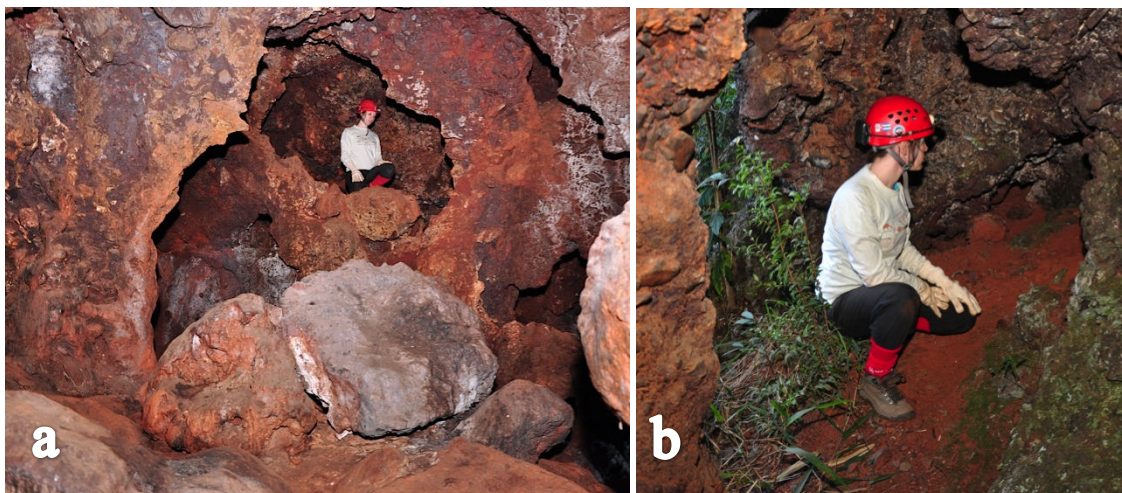


Figura 6.62 - Depósitos clásticos: (a) Calhaus e matações no setor leste; (b) Silte-argila no setor oeste, associado a canaliculos.

Em relação aos depósitos químicos, foram observadas crostas nas paredes e no piso. As crostas das paredes são delgadas, com espessura milimétrica e coloração branca, amarela e vermelha. As do piso são mais espessas, atingindo alguns centímetros, e sua coloração é predominantemente cinza, com tonalidade clara a escura (Figura 6.63). Microcoralóides milimétricos também são observados. Apresentam uma morfologia afilada e coloração branca a bege.

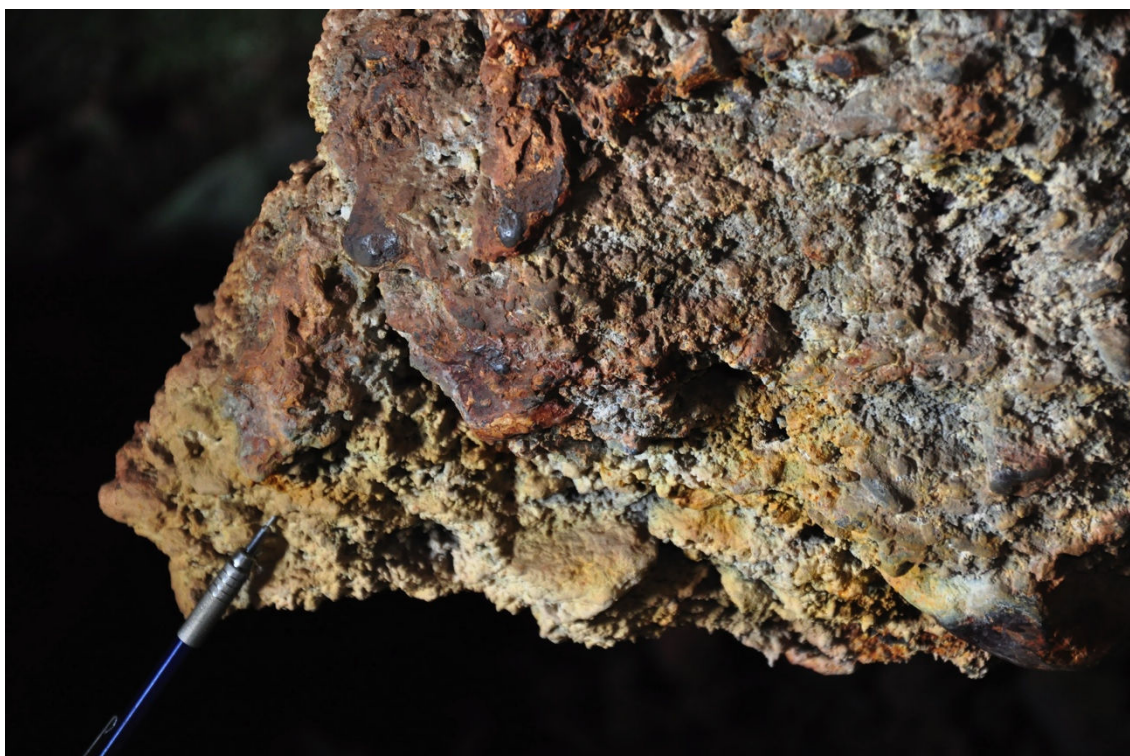


Figura 6.63 - Crostas delgadas de coloração branca e amarela recobrimdo porção da parede.

6.4.2.5. Morfologia

Caverna de médio porte, com entrada ampla, alongada e em forma semielíptica, pois está localizada na cabeceira de uma escarpa em forma de anfiteatro (Figura 6.64-a). Apresenta certa de 10 metros de largura por 3 metros de altura na parte mais alta (Figura 6.64-b).



Figura 6.64 - Entrada da Caverna dos Pilares condicionada pela sua inserção na cabeceira de uma escarpa em forma de anfiteatro.

O teto e as paredes são irregulares em função do arranjo caótico do substrato e da percolação vertical que sulca profundamente as superfícies. Os maiores volumes ocorrem principalmente na porção leste da caverna, com teto atingindo mais de dois metros em alguns setores. Na porção oeste o teto é baixo, com presença de cúpulas.

A morfologia do piso também é distinta nos dois setores. Enquanto na porção leste da caverna ele é suavemente inclinado e em sua maior parte recoberto por crostas parcialmente erodidas (Figura 6.65-a e 6.65-b), na porção oeste tende a ser mais inclinado e preenchido por material terrígeno (Figura 6.62-b).

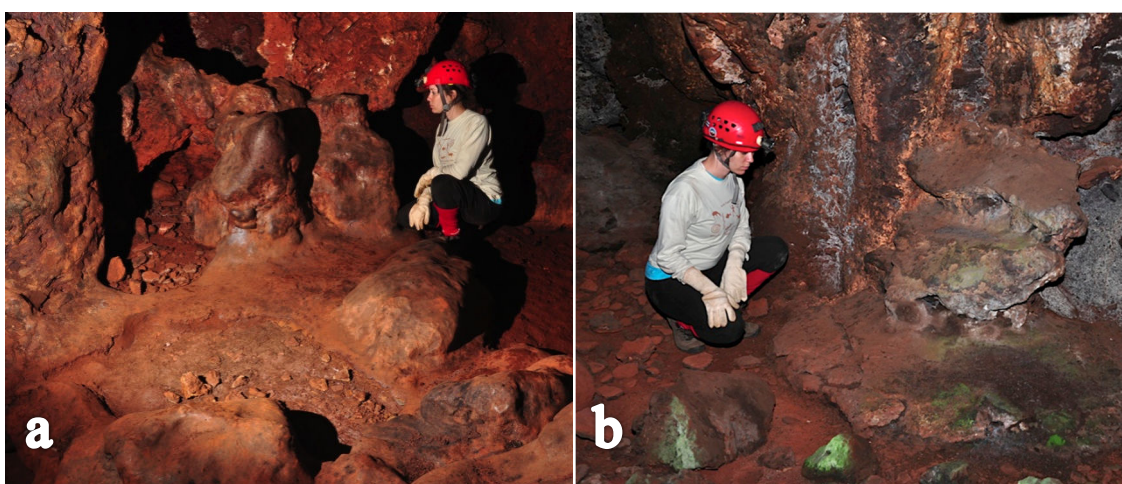


Figura 6.65 – (a) Crostas parcialmente erodidas no piso; (b) Piso preenchido por sedimento clástico.

Blocos abatidos de grandes dimensões são observados principalmente no setor leste da caverna, alguns deles com mais de dois metros de diâmetro, conforme podemos observar na Figura 6.66. As mesofeições mais marcantes são os pilares e pendentes (Figura 6.67 e 6.68), individualizados a partir de processos de erosão condicionados por vetores verticais (gravitacionais), o que evidencia uma evolução, ao menos parcial, em ambiente vadoso. Apresentam dimensões deciméricas a métricas e são responsáveis pela morfologia labiríntica da caverna. A presença de microcanais de drenagem (canalículos) também foi observada, e tende a se concentrar no setor oeste da cavidade.



Figura 6.66 - Blocos abatidos (matações) de grandes dimensões no interior da Caverna dos Pilares.

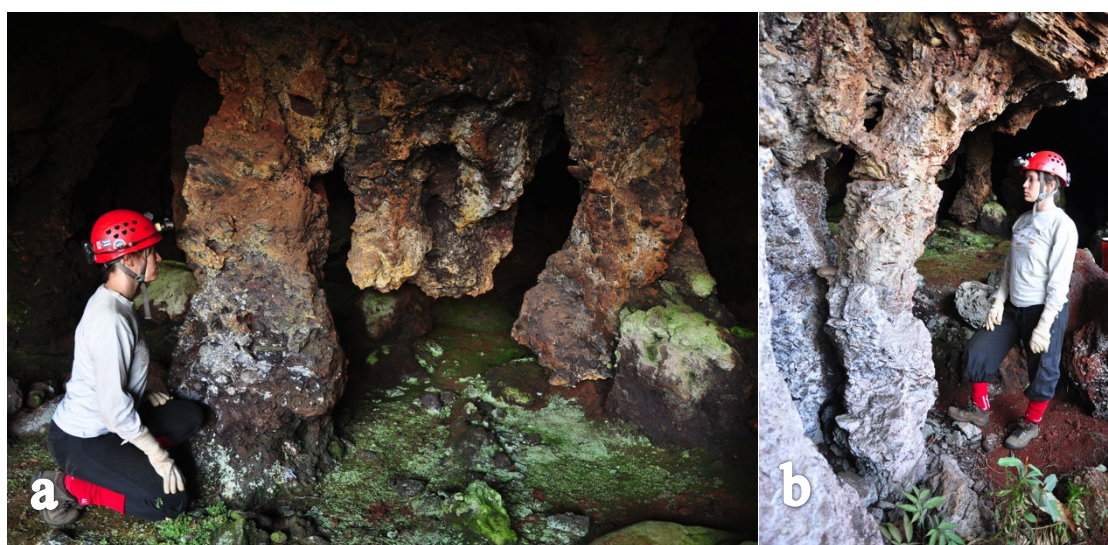


Figura 6.67 - Pilares observados na (a) zona de entrada e no (b) interior da Caverna dos Pilares.

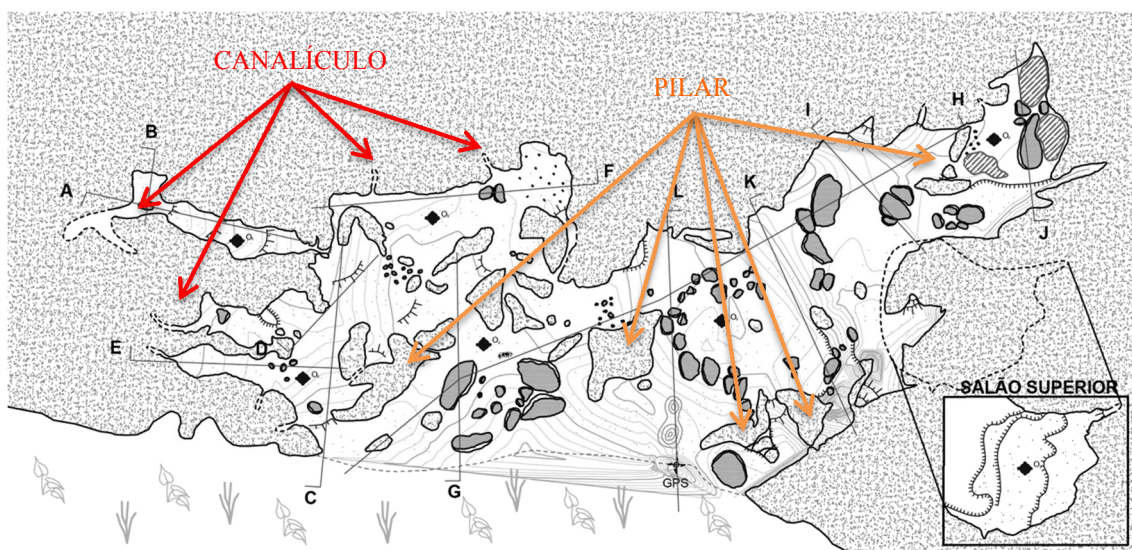


Figura 6.68 - Planta baixa da Caverna dos Pilares com destaque para alguns dos canalículos (destacado em vermelho) e pilares (destacado em laranja) identificados no interior da caverna.

O padrão planimétrico pode ser classificado como labiríntico/espongiforme (Figura 6.69-a). Já sua geometria, foi classificada como elíptica (Figura 6.69-b).

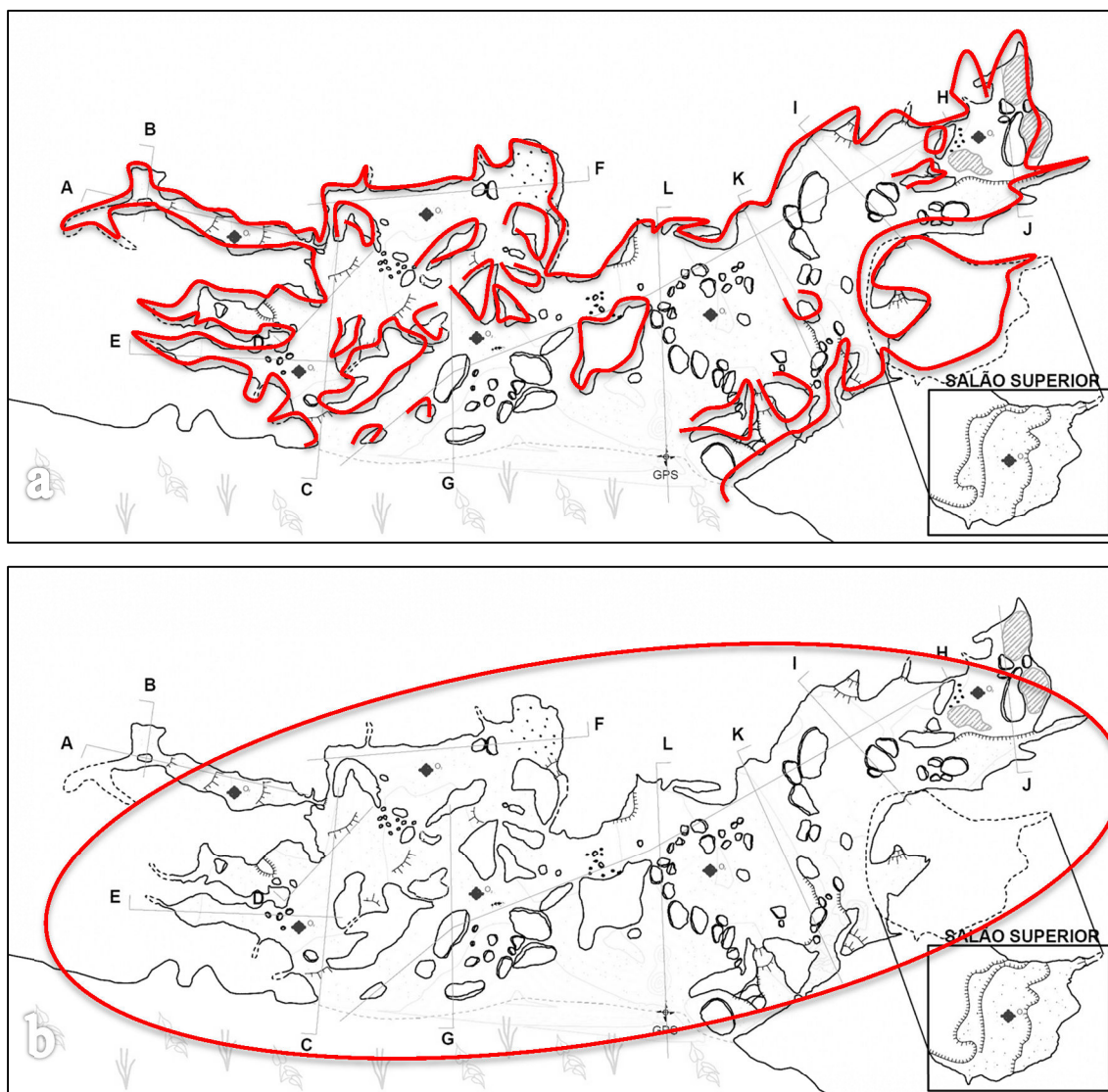


Figura 6.69 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Caverna dos Pilares: (a) Labiríntico/espongiforme; e (b) Elíptica. Topografia completa: Anexo II.

6.4.3. Caverna Cisalha (RF-32)

Localiza-se na porção nordeste do Sinclinal Gandarela, próximo ao município de Barão de Cocais, nas coordenadas UTM 656123 E, 7795742 N, elevação 971 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 41,5 metros, desnível de 8,6 metros, área de 133 m² e volume de 180 m³.

6.4.3.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em média vertente (Figura 6.70), em ruptura de relevo (cobertura de canga) perpendicular a maior inclinação da vertente, localizada no flanco noroeste do Sinclinal Gandarela, na porção nordeste do mesmo. Sub bacia do rio Socorro, afluente do rio Piracicababa, bacia do Rio Doce.

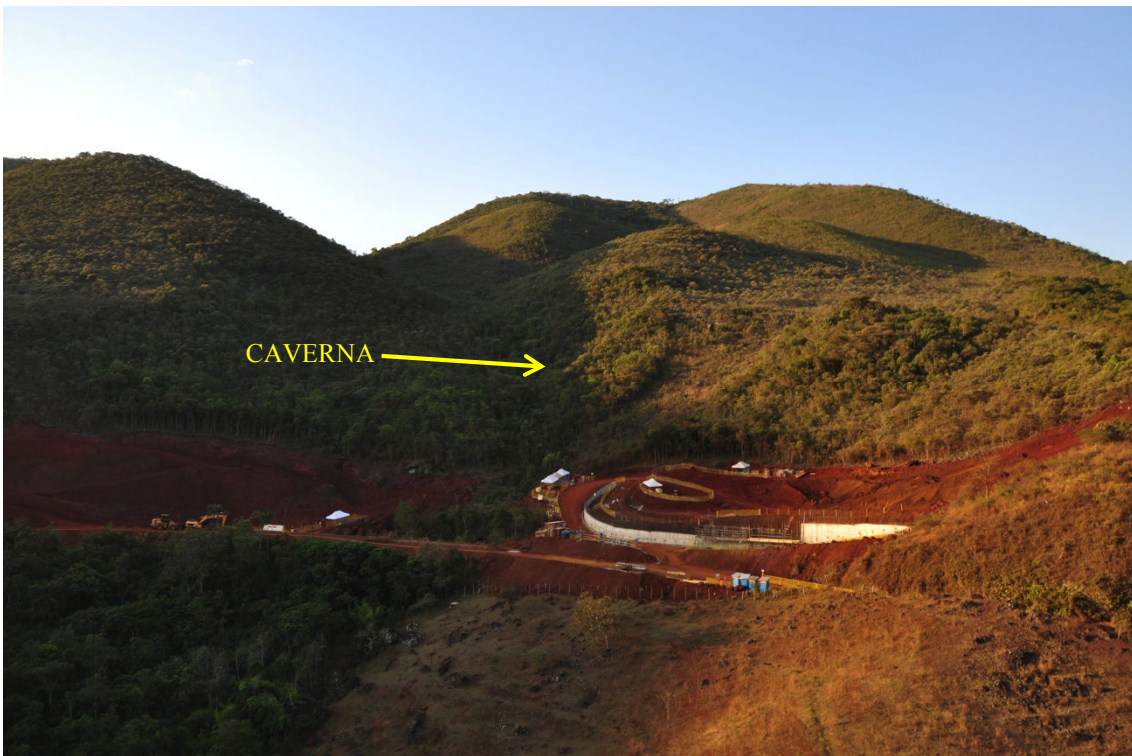
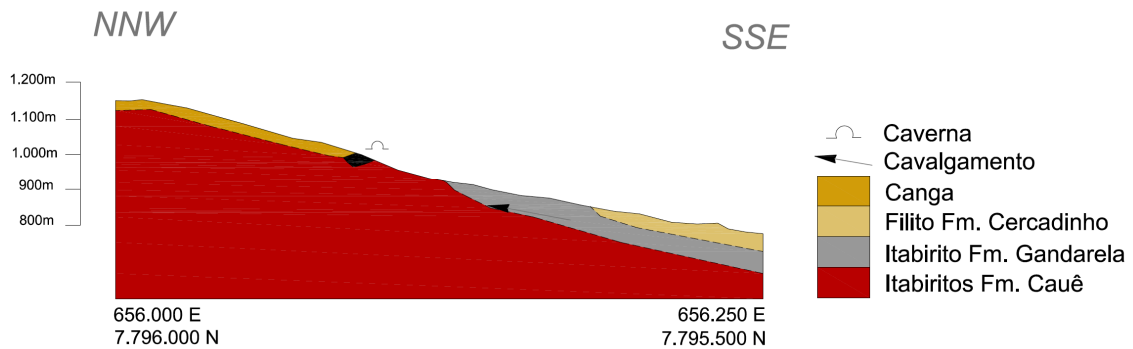


Figura 6.70 – Caverna Cisalha (RF-32) inserida em alta vertente, no flanco noroeste do Sinclinal Gandarela.

6.4.3.2. Litoestruturas

Caverna hospedada em itabirito da Formação Cauê, moderadamente intemperizado. Bandas milimétricas a centimétricas de hematita, intensamente dobradas e fraturadas, com presença de veios de quartzo (Figura 6.71).

Foram observados lineamentos do tipo crenulação com atitude $68^{\circ}/23^{\circ}$. Dobras centimétricas e métricas abertas e fechadas também ocorrem e parecem controlar a morfologia de porções do teto e das paredes de algumas galerias. Há presença de fraturas, no entanto, aparentemente não exercem controle morfológico, favorecendo apenas a dinâmica de abatimentos, que é bastante restrita nesta caverna. O bandamento (S_n) exerce controle sobre a morfologia do teto, que é discordante em relação à inclinação do piso. Estão presentes também veios de quartzo com textura sacaroidal.



Figura 6.71 - Itabirito da Formação Cauê (amostra BC-05) coletado no interior da Caverna Cisalha. Largura máxima: 34 centímetros.

6.4.3.3. Feições hidrológicas

Não foram identificadas feições hidrológicas quando da visita técnica a caverna. No entanto, dada a grande porosidade do substrato, é possível que em períodos de maior umidade ou mesmo durante eventos pluviais ocorra infiltração e gotejamento.

6.4.3.4. Depósitos sedimentares

Há predomínio de sedimentos terrígenos de granulometria variando de argila a areia fina (Figura 6.72). Embora em menores proporções, deposições com granulometria grânulo e seixos, com calhaus e matacões subordinados, também ocorrem. A coloração é vermelha, com tonalidade escura. Os sedimentos terrígenos tem origem mista, ou seja, alóctone e autóctone, subarredondados a subangulosos. Os

cascalhentos são autóctones, gerados a partir da desagregação do substrato sobrejacente. Preenchem o piso com inclinação concordante com a maior inclinação da vertente (em superfície), no entanto, em discordância com a atitude da rocha (Figura 6.73).



Figura 6.72 - Predomínio de sedimentos de granulometria fina e coloração vermelha.

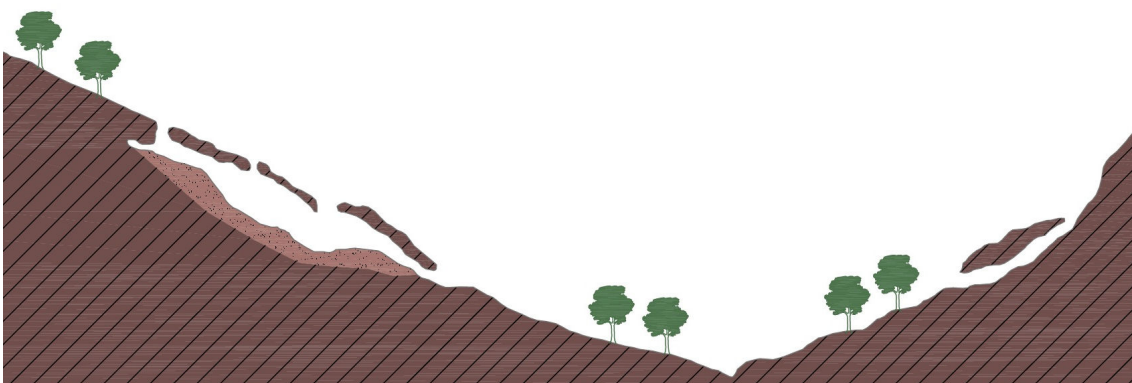


Figura 6.73 – Inclinação do piso em concordância com a vertente superficial e em discordância com o bandamento (S_n) do itabirito.

Em relação aos depósitos químicos, foram observados coraloides ao longo de setores com maior circulação de ar, ou seja, zonas de entrada e claraboias. São milimétricos a centimétricos, de coloração cinza claro à ocre, com morfologia afilada a

moderadamente rombuda (anelado). Recobrem principalmente as paredes e o teto, mas também ocorrem no piso (Figura 6.74).

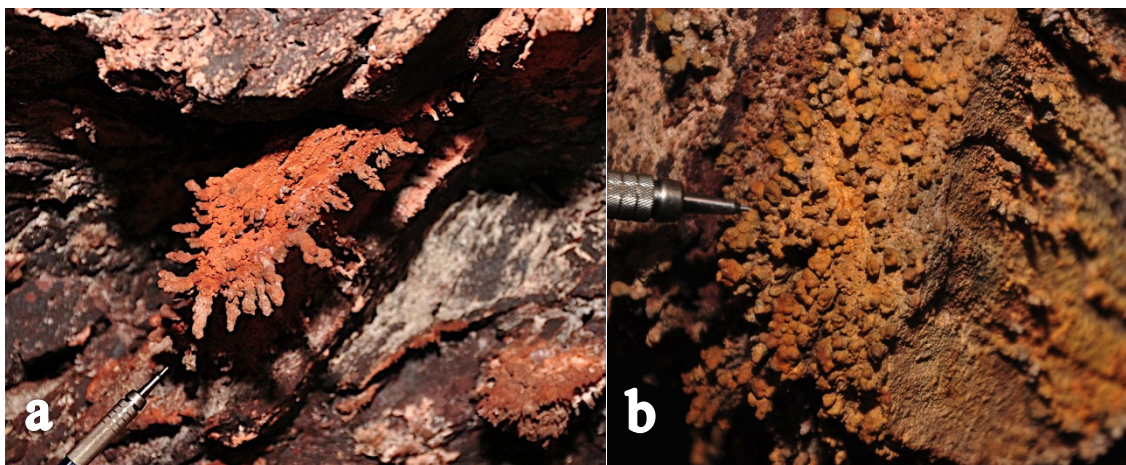


Figura 6.74 - (a) coralóides cetimétricos, afilados, de coloração alaranjada com ocorrência associada ao bandamento da rocha; (b) microcoralóides milimétricos de coloração ocre e morfologia rombuda.

6.4.3.5. Morfologia

A caverna Cisalha apresenta duas entradas (Figura 6.75-a e 6.75-d) e duas claraboias (Figura 6.75-b e 6.75-c). Os quatro acessos são estreitos, sendo que os dois primeiros localizam-se sob rupturas na cobertura de relevo (couraça ferruginosa) e os dois últimos em depressões doliniformes submétricas.

O teto é em sua maior parte inclinado, concordante com o mergulho do itabirito (S_n), sendo controlado também pelos flancos de dobras. As paredes são irregulares, localmente controladas pelo eixo e pelos flancos de dobras, e em menor proporção por fraturas, sendo estas responsáveis pelos principais abatimentos observados. O piso é inclinado, concordante com a inclinação da vertente, e apresenta relativa regularidade, interrompida apenas pela presença de abatimentos.

As micro e mesofeições mais recorrentes são os canalículos, que ocorrem no teto e nas paredes. São principalmente de dois tipos, os sem controle presente e os controlados pelo eixo de dobras (Figura 6.76 e Figura 6.77). Também ocorrem na junção piso/parede, mas são menos abundantes nestas áreas, embora de maior dimensão.



Figura 6.75 - (a) Entrada principal e (d) entrada superior da Caverna Cisalha; (b) e (c) claraboias.

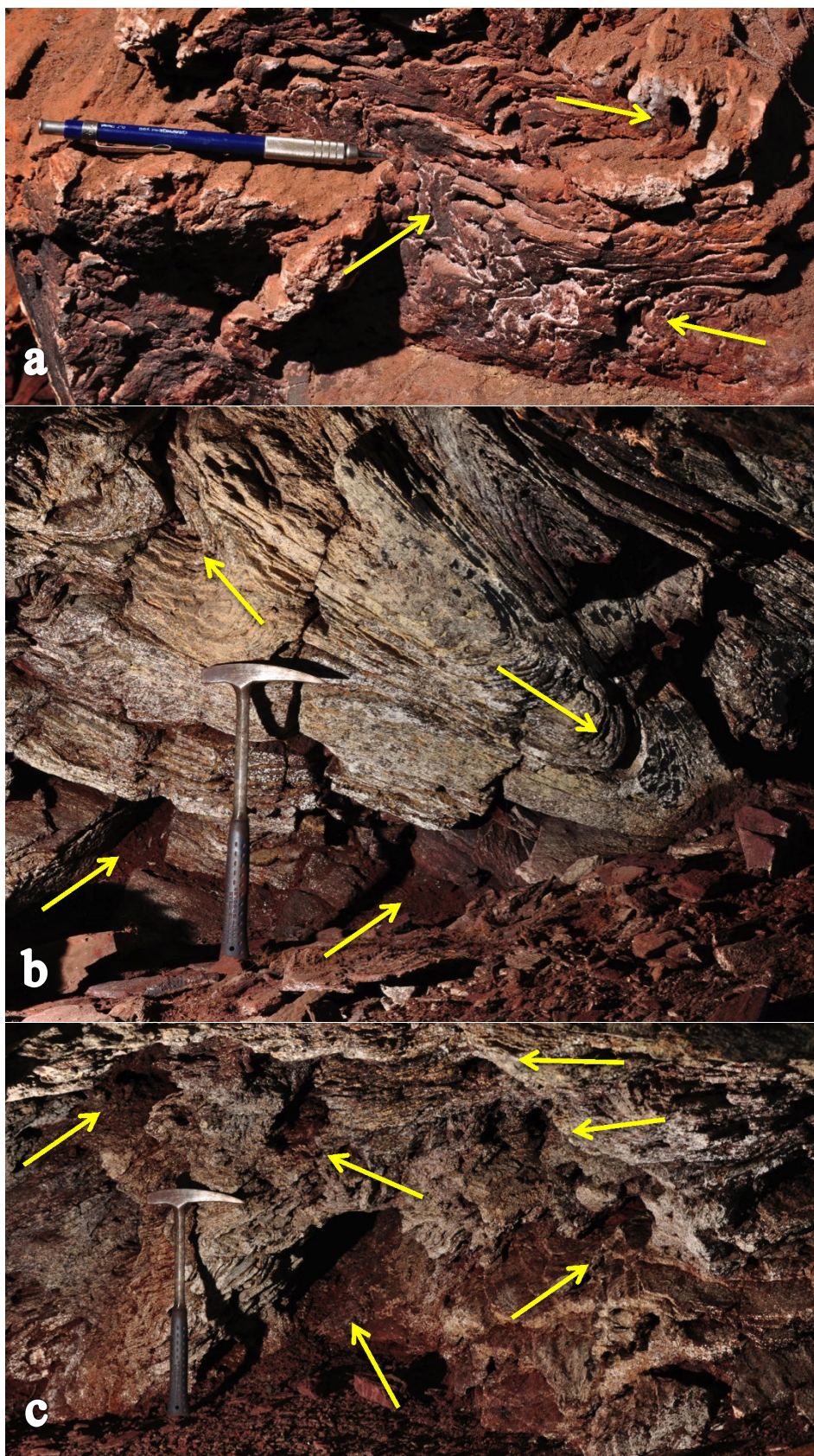


Figura 6.76 – (a) e (b) Microcanais de drenagem (destacados pela seta amarela) com fluxo controlado pelo eixo de dobras na parede e (c) na junção piso/parede.

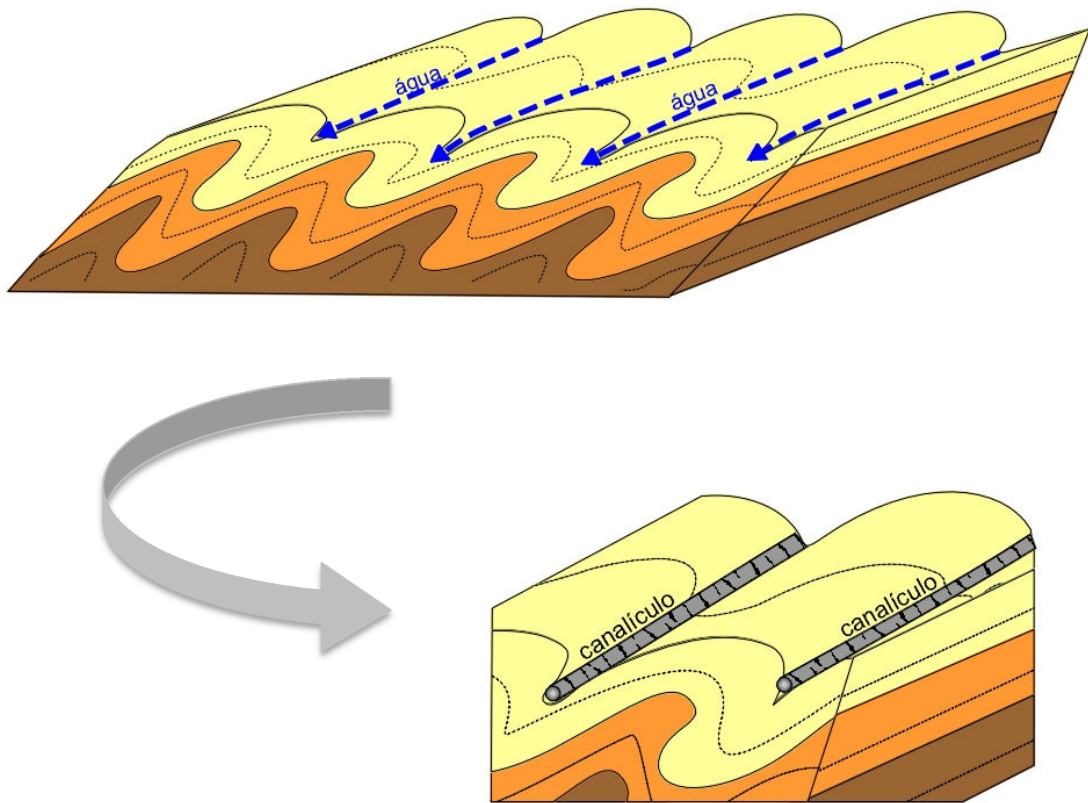


Figura 6.77 – Modelo de evolução dos canaliculos a partir da ampliação do bandamento no eixo das dobras.

O padrão planimétrico pode ser classificado como retilíneo/espongiforme (Figura 6.78-a). A sua geometria é retangular (Figura 6.78-b).

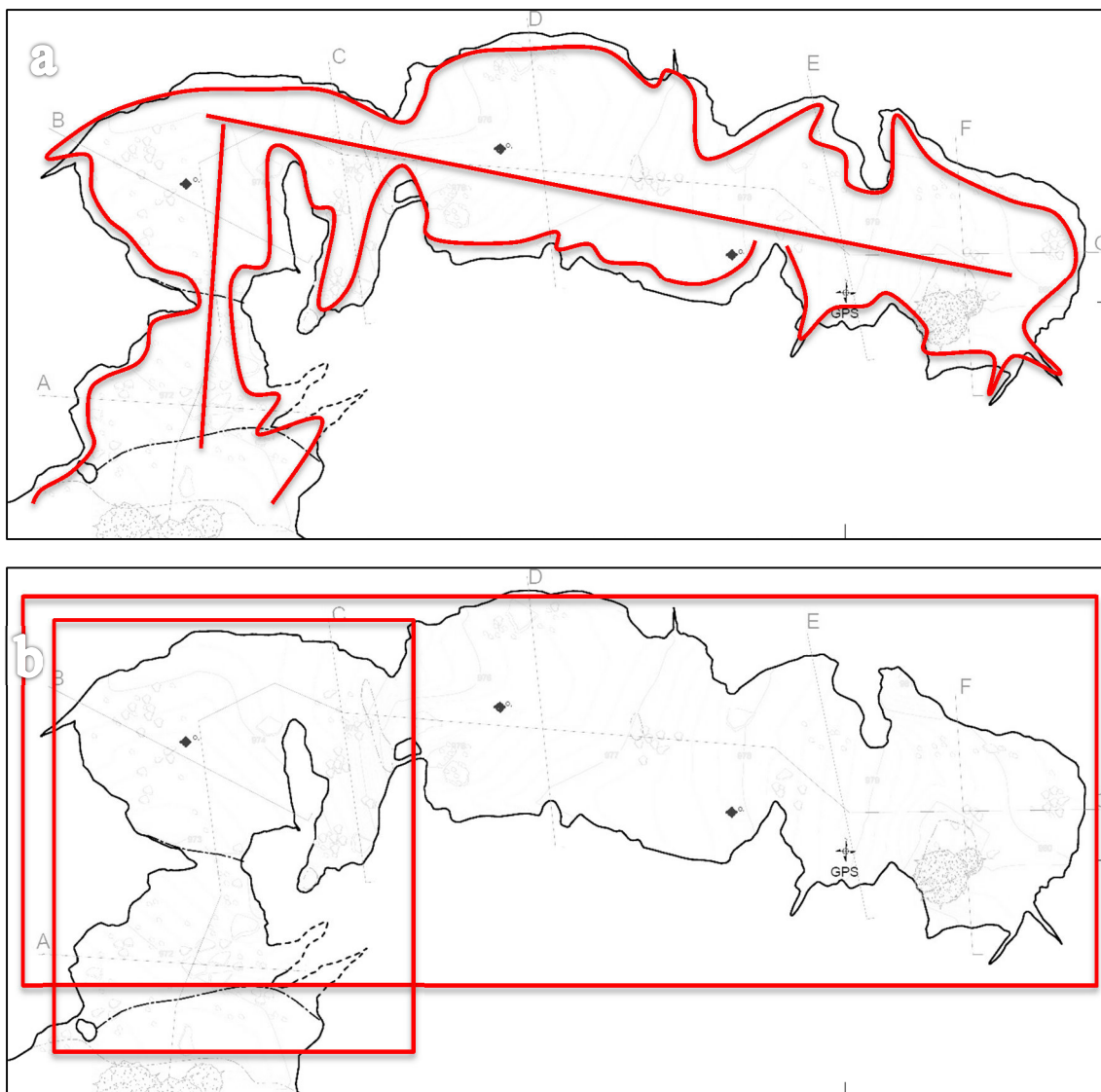


Figura 6.78 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Cisalha: (a) Retilíneo/espongiforme; e (b) Retangular. Topografia completa: Anexo II.

6.4.4. Caverna Cabeceira do Prata (SG-15)

Localiza-se na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela, nas coordenadas UTM 637555 E, 7777470 N, elevação 1589 metros, fuso 23K e *datum* WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 120 metros, desnível de 9 metros, área de 190 m² e volume de 156 m³.

6.4.4.1. Domínio morfológico

Caverna inserida em alta vertente (Figura 6.79), no flanco sudoeste do Sinclinal Gandarela, localmente denominada Serra do Pianco. A cavidade está localizada na cabeceira do rio do Prata, bacia do Rio das Velhas.

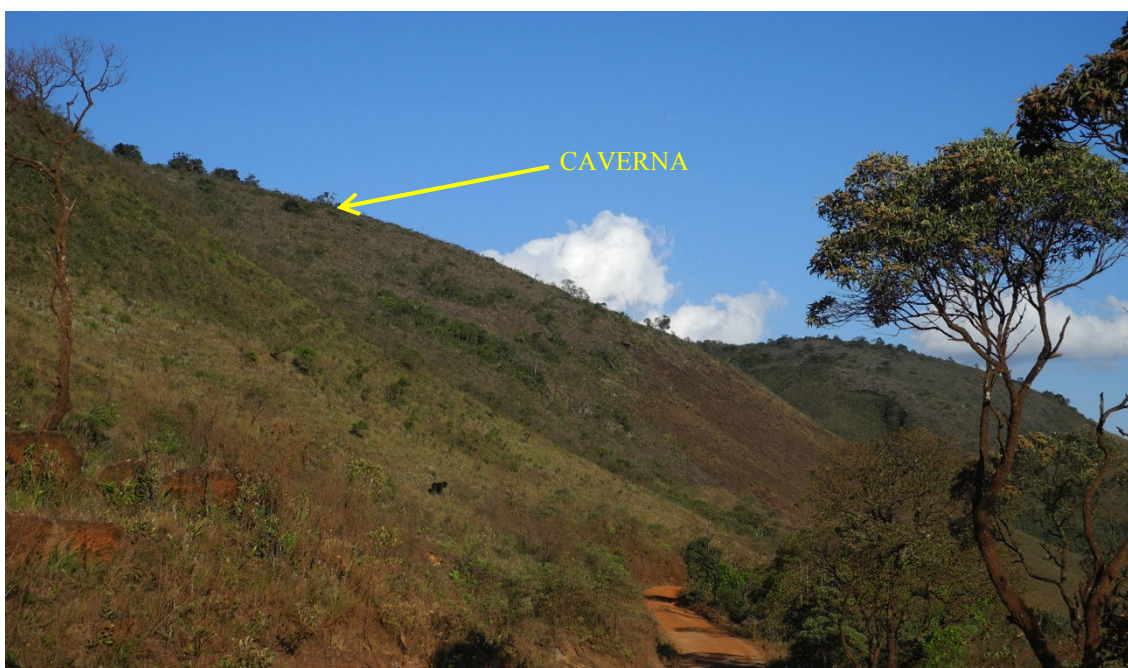
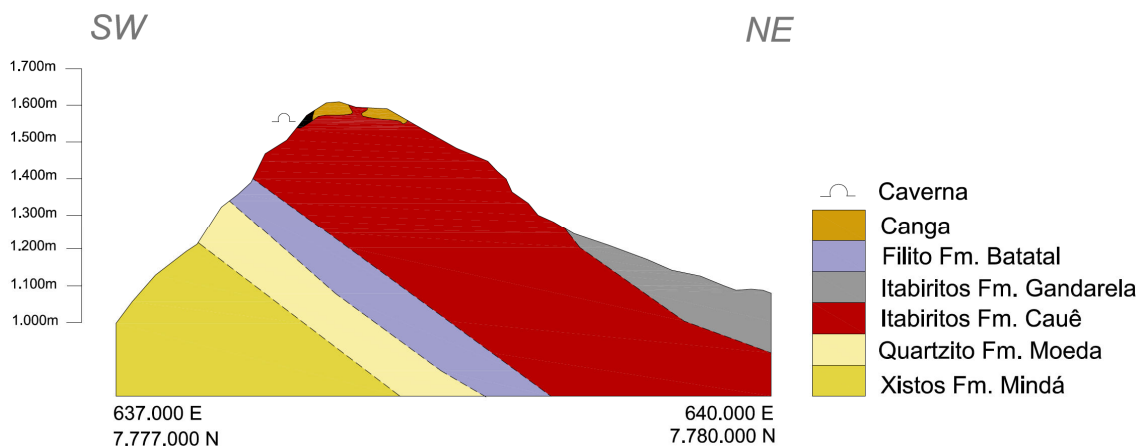


Figura 6.79 – Caverna Cabeceira do Prata, inserida na alta vertente da Serra Pianco, na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela.

6.4.4.2. Litoestruturas

A caverna desenvolve-se no contato entre canga e itabiritos da Formação Cauê. A canga detrítica apresenta arcabouço mal selecionado e anguloso, provavelmente coluvionar, com clastos de itabirito de granulometria variando de grânulo a calhau. A matriz é incipiente. Os teores de Fe e SiO₂ da amostra GD-02 (Figura 6.80-a) são respectivamente 66,38% e 0,72%. Sob a canga, o itabirito é caracterizado por bandas de hematita milimétricas a centimétricas intercaladas por vazios milimétricos com resquícios de sílica intemperizadas e quase totalmente removida. Os teores de Fe e SiO₂ da amostra GD-01 (Figura 6.80-b) são 64,84% e 1,62%, respectivamente.

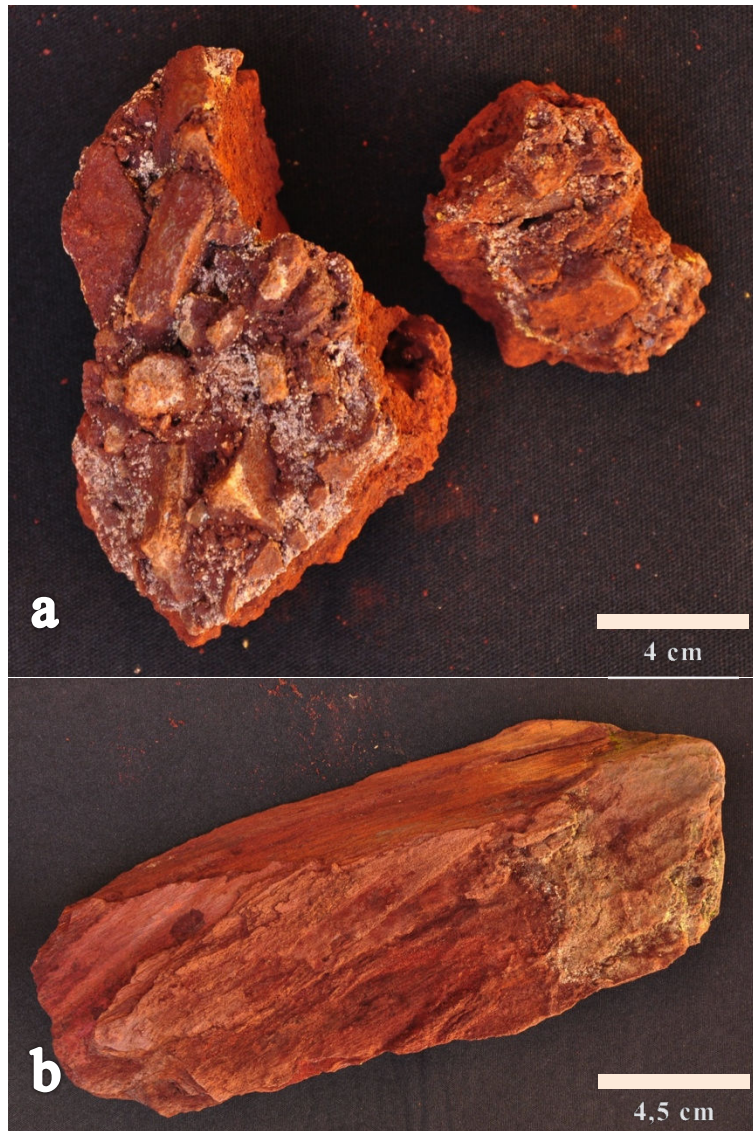


Figura 6.80 - (a) Itabirito da Formação Cauê (amostra GD-01) e canga detrítica (amostra GD-02).

6.4.4.3. Feições hidrológicas

A caverna Cabeceira do Prata é bastante úmida. Foi observada a presença de condensação nas paredes e teto, além de evidências de gotejamento intermitente, evidenciado pela presença de “ninhos de hematita” sob orifícios e canálculos do teto (Figura 6.81 e 6.82).

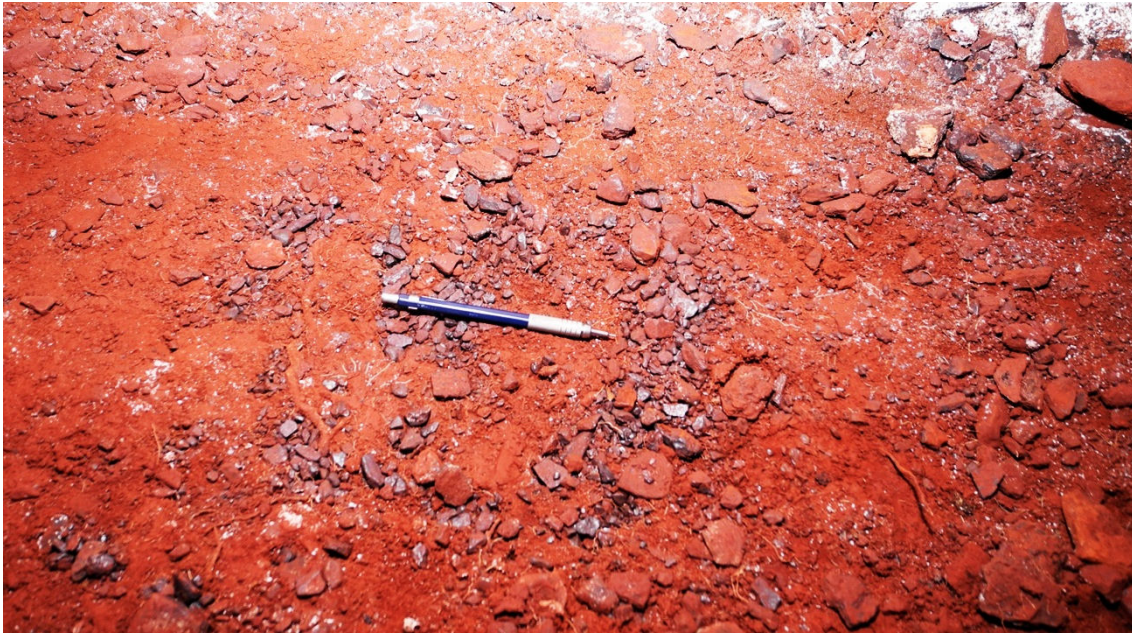


Figura 6.81 - "Ninhos" de hematita em processo inicial de formação.

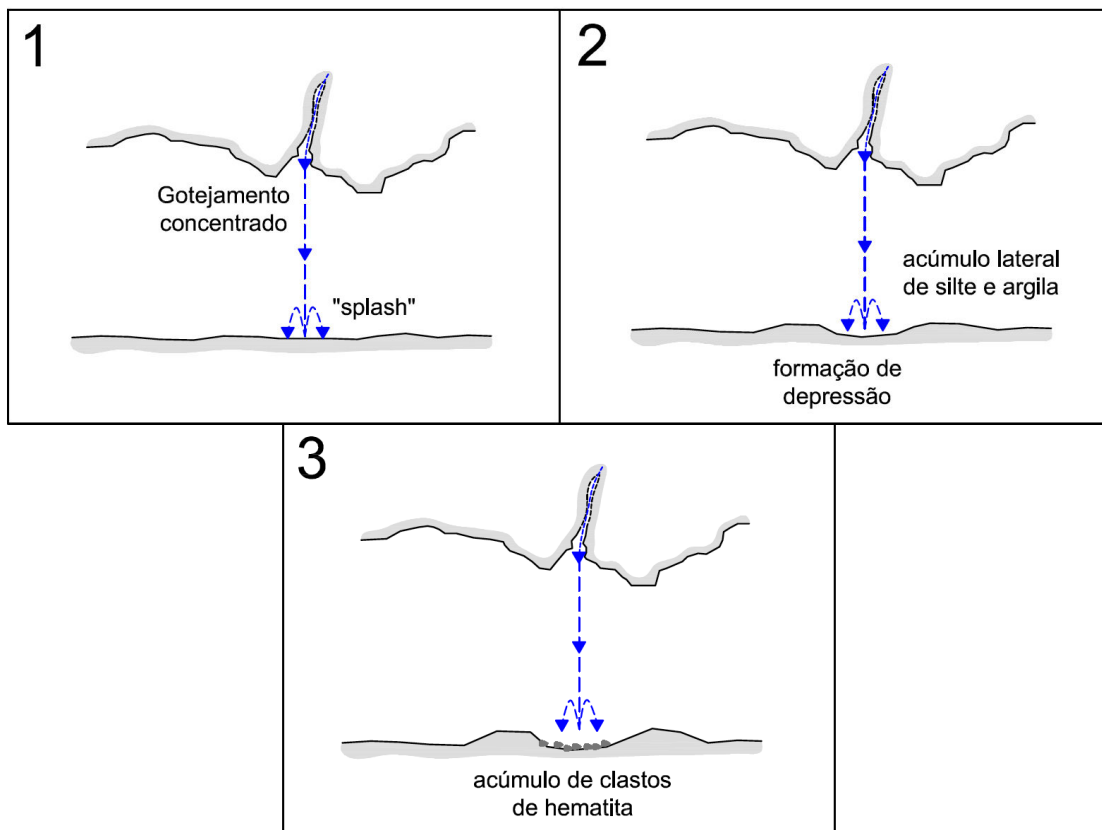


Figura 6.82 – Processo de formação dos “ninhos” de hematita observados sob orifícios e canaliculos do teto: 1) Gotejamento concentrado iniciando o processos de desagregação do substrato; 2) formação de depressão no centro da zona que recebe gotejamento concentrado e acúmulo de sedimentos de granulometria fina na periferia; 3) acúmulo de clastos de hematita, mais pesados e resistentes.

6.4.4.4. Depósitos sedimentares

Presença predominante de clastos de granulometria seixo, autóctones (Figura 6.83). Sedimentos terrígenos também estão presentes, mas em menor proporção, e foram provavelmente carreados para o interior da gruta por meio dos canalículos localizados no teto da cavidade. Os maiores abatimentos estão localizados na porção inferior da caverna, onde estão presentes blocos abatidos com dimensões métricas.



Figura 6.83 - Sedimentos de granulometria tamanho seixo associados a sedimentos terrígenos depositados em forma de cone.

Em relação aos depósitos químicos (espeleotemas), há ocorrência incipiente. Foram observados crostas delgadas de coloração branca e ocre (Figura 6.84-a e 6.84-b) e coraloides milimétricos, com morfologia afilada, de coloração bege, cinza e branca. Concentram-se nas zonas com maior circulação de ar.

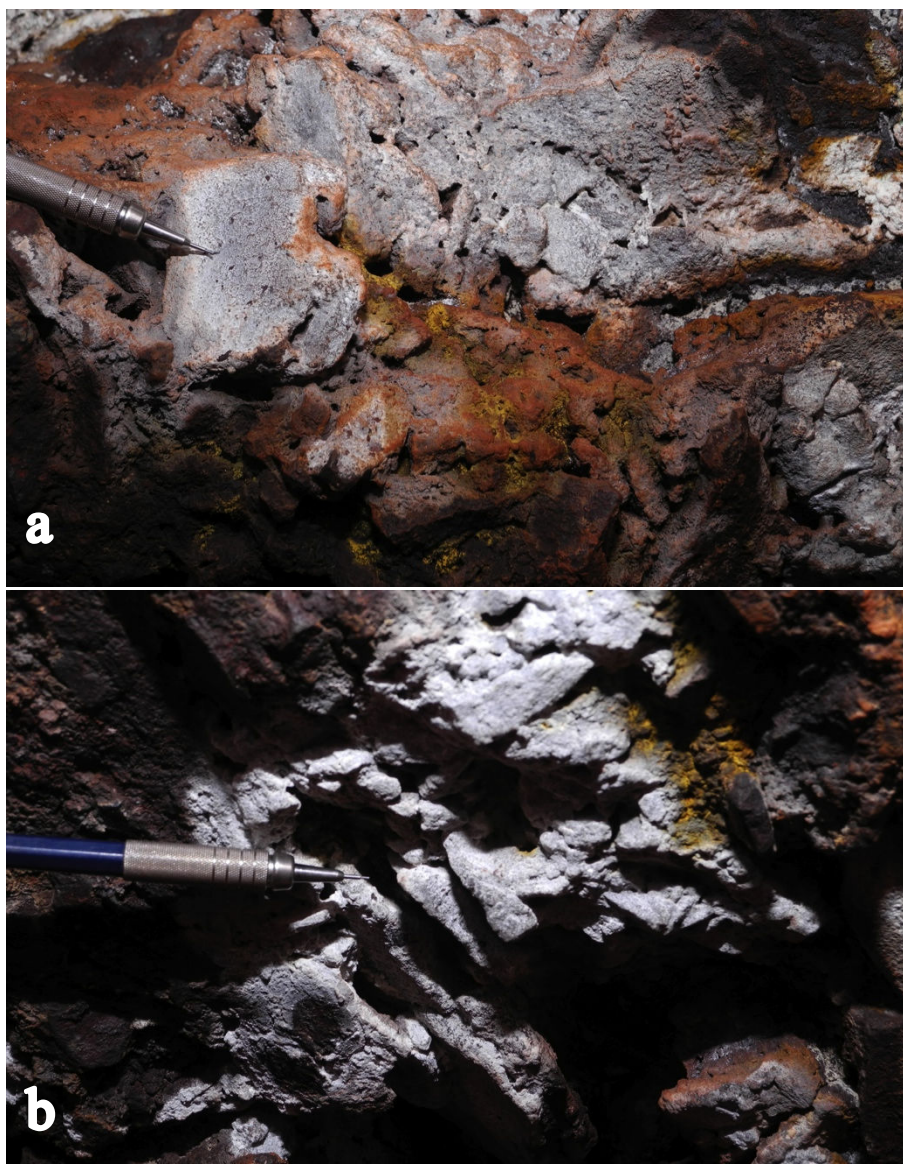


Figura 6.84 – (a) e (b) Crostas delgadas de coloração branca e ocre recobrimdo porção do teto da Caverna Cabeceira do Prata.

6.4.4.5. Morfologia

A caverna Cabeceira do Rio do Prata desenvolve-se muito próxima a superfície, apresentando diversos pontos de conexão com a mesma. Possui três pequenas entradas, a menor com 0,5 metros e a maior com 2,5 metros de diâmetro, todas sob abatimentos doliniformes (Figura 6.85-a, 6.85-b e 6.85-c e Figura 6.86).



Figura 6.85 - (a) e (b) Entrada superior e (c) inferior da Caverna Cabeceira do Prata.

A altura do teto é baixa e irregular em praticamente toda a extensão da caverna, com ligeiro aumento na “zona da canga”, onde atinge pouco mais de 1,5 metros. As paredes também são irregulares, com presença marcante de orifícios e microconais, resultado da elevada porosidade do substrato (canga detrítica clastosuportada). O piso é predominantemente regular, inclinado, concordante com a maior inclinação da vertente mas discordante em relação ao bandamento do itabirito.

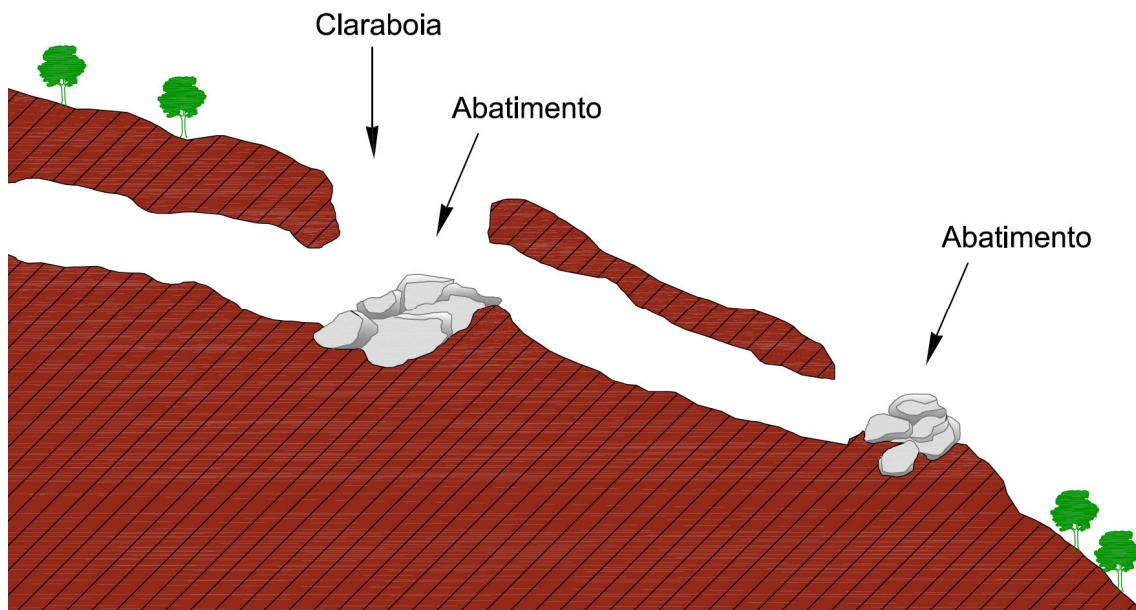


Figura 6.86 – Entradas associadas a depressões dolíniformes e piso concordante com inclinação da vertente e discordante ao bandamento do itabirito.

Presença de abatimentos localizados principalmente na “zona da canga”, na porção inferior da caverna, onde, por consequência, os volumes das galerias são maiores. Também foram observados cones de sedimentação clástica (terrígenos) sob canalículos de médio e grande porte, com 0,1 a 0,5 metros de diâmetro.

O padrão planimétrico pode ser classificado como labiríntico/espongiforme (Figura 6.87-a). Sua geometria é triangular (Figura 6.87-b).

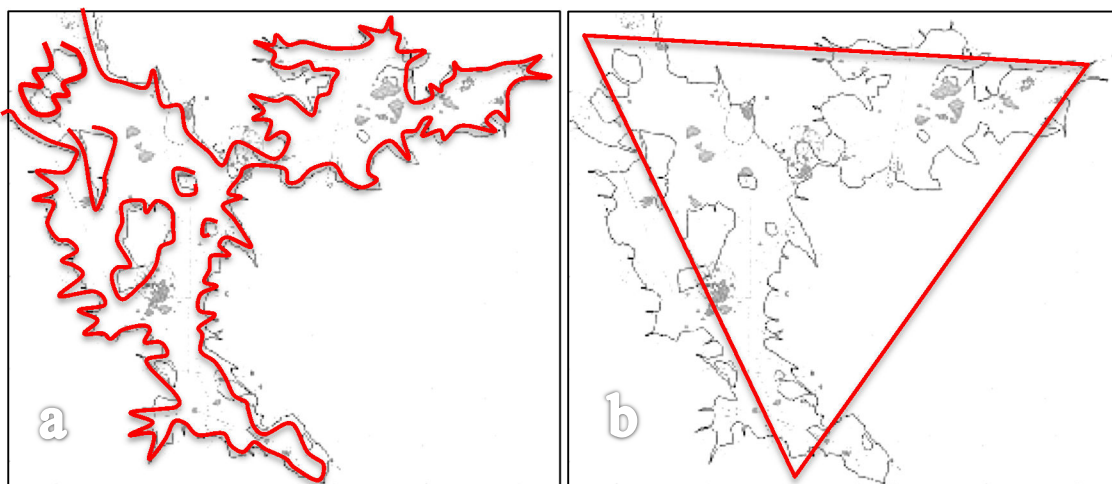


Figura 6.87 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da Caverna Cabeceira do Prata: (a) Labiríntico/espongiforme; e (b) Triangular. Topografia completa: Anexo II.

6.4.5. Caverna da Cumieira (SG-17)

Localiza-se na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela, nas coordenadas UTM 637924 E, 7777458 N, elevação 1632 metros, fuso 23K e datum WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 8,5 metros, desnível e 0,8 metros, área de 12,3 m² e volume de 9 m³.

6.4.5.1. Domínio morfológico

Caverna inserida no topo do platô (Figura 6.88), no flanco sudoeste do Sinclinal Gandarela, localmente denominada Serra do Pianco. A cavidade está localizada na cabeceira do Ribeirão Preto, afluente do rio da Conceição, bacia do Rio Doce.

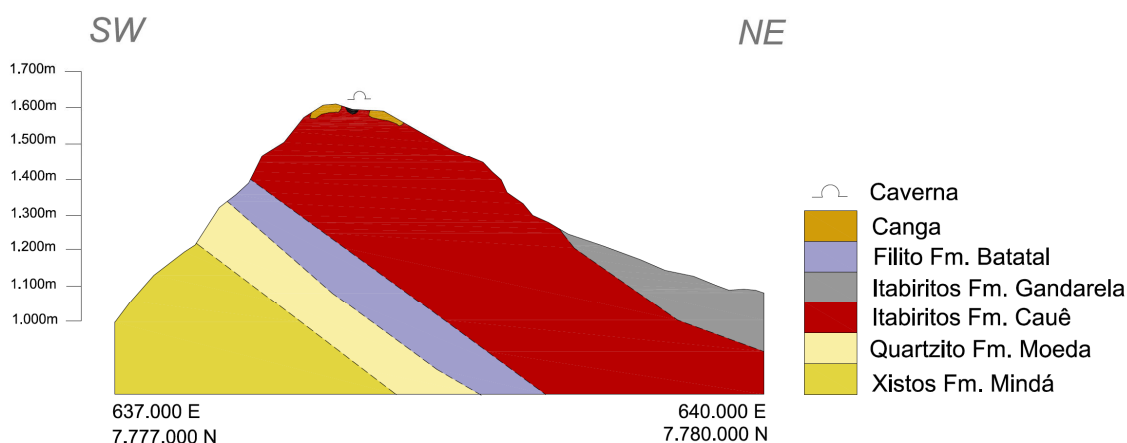


Figura 6.88 – Caverna da Cumieira, inserida no topo da Serra Pianco, na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela.

6.4.5.2. Litoestruturas

Caverna inserida em itabirito da Formação Cauê formado por bandas de hematita alteradas e decompostas em placas, embora esteja preservada a estruturação da rocha. Apresenta-se bastante porosa, devido à presença marcante de alvéolos. O teor de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ da amostra GD-03 (Figura 6.89), coletada na porção intermediária da caverna é de 60,01%, 3,11% e 2,13%, respectivamente.

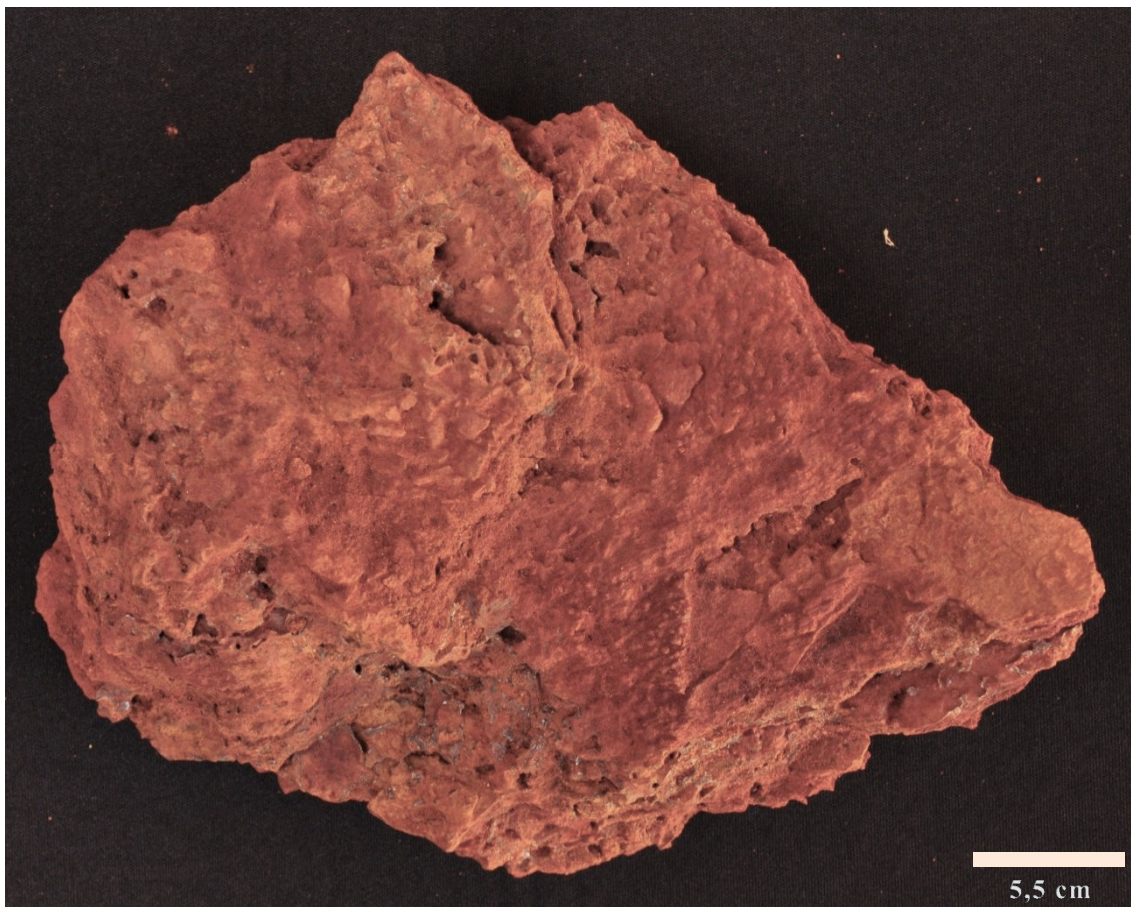


Figura 6.89 – Itabirito da Formação Cauê coletado no interior da Caverna da Cumieira. Largura máxima: 38 centímetros.

6.4.5.3. Feições hidrológicas

Caverna seca quando da visita. No entanto, parece funcionar como canal de escoamento subterrâneo intermitente, captando água pluvial pelas duas claraboias a montante (sumidouro) e devolvendo-a ao meio superficial através da entrada inferior (ressurgência). A Figura 6.90 ilustra o sistema de sumidouro e ressurgência da cavidade.

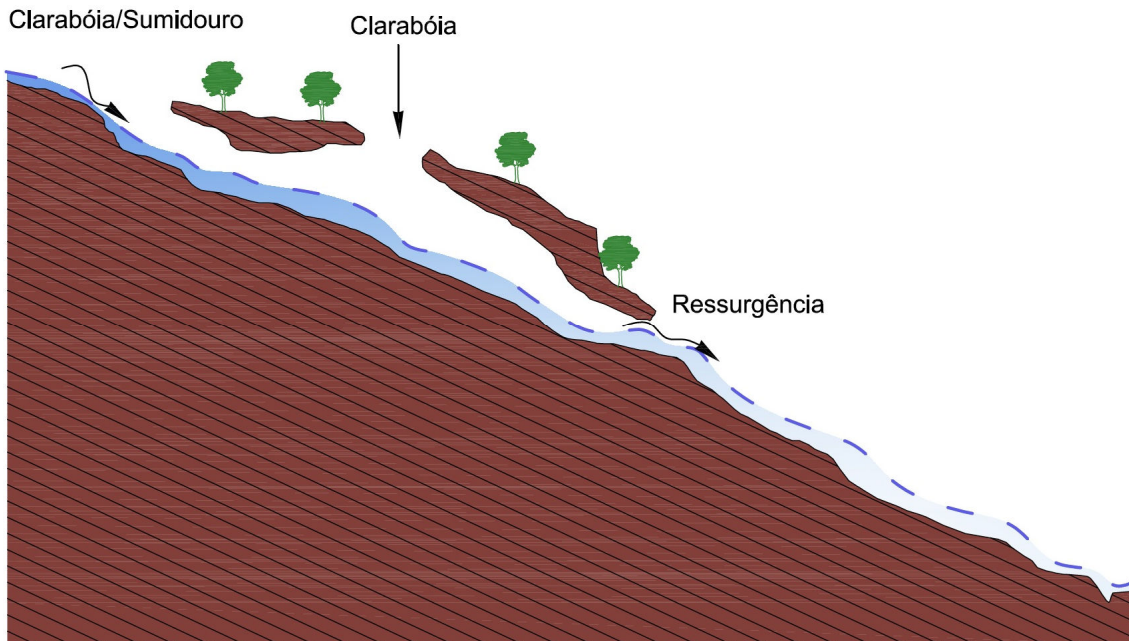


Figura 6.90 – Canal de drenagem subterrânea intermitente na Gruta da Cumieira: exemplo de sistema de sumidouro e ressurgência em cavernas hospedadas em formação ferrífera.

6.4.5.4. Depósitos sedimentares

Há predomínio de sedimentos com granulometria argila, silte, grânulo e seixo. No entanto, areia e calhau também são observados, embora em menor proporção.

Os sedimentos mais finos são alóctones, carreados para o interior da caverna pelas claraboias, canálculos e outros orifícios presentes no teto da cavidade. Sedimentos cascalhentos são predominantemente autóctones. São compostos por clastos de formação ferrífera, angulosos, originados a partir do desmonte erosivo do substrato sobrejacente.

Não foram observados espeleotemas na caverna.

6.4.5.5. Morfologia

Caverna de pequeno porte. Apresenta três entradas, sendo duas delas claraboias (Figura 6.91-a e Figura 6.91-b). O teto é baixo e irregular, com altura média de cerca de 1 metro. O piso é suavemente inclinado, acompanhando a inclinação da superfície da vertente. As paredes são irregulares, formando em porções de suas extremidades apêndices associados a canálculos. As seções da caverna são controladas pelo bandamento (S_n) do itabirito.



Figura 6.91 - Claraboias a montante da caverna, zonas de captura de fluxos de escoamento superficial.

O padrão planimétrico pode ser classificado como esponjiforme (Figura 6.92-a). A geometria, por sua vez, foi classificada como semicircular/triangular (Figura 6.92-b).

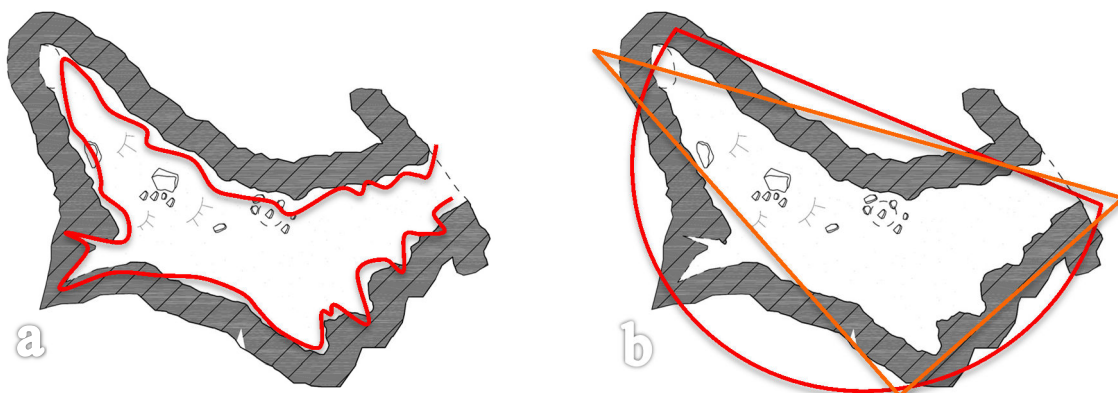


Figura 6.92 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Cumieira: (a) Espongiforme; e (b) Semicircular/Triangular. Topografia completa: Anexo II.

6.4.6. Caverna Cabeceira do Rio Preto (SG-16)

Localiza-se no Sinclinal Gandarela, nas coordenadas UTM 637892 E, 7777510 N, elevação 1625 metros, fuso 23K e datum WGS-1984. Apresenta projeção horizontal de 68,4 metros, desnível de 5,8 metros, área de 157 m² e volume de 112 m³.

6.4.6.1. Domínio morfológico

Caverna inserida no topo do platô (Figura 6.93), em escarpa em forma de anfiteatro, no flanco sudoeste do Sinclinal Gandarela, localmente denominada Serra do

Pianco. A cavidade está localizada na cabeceira do Rio Preto, no divisor de águas entre a bacia do Rio das Velhas e a bacia do Rio Doce.

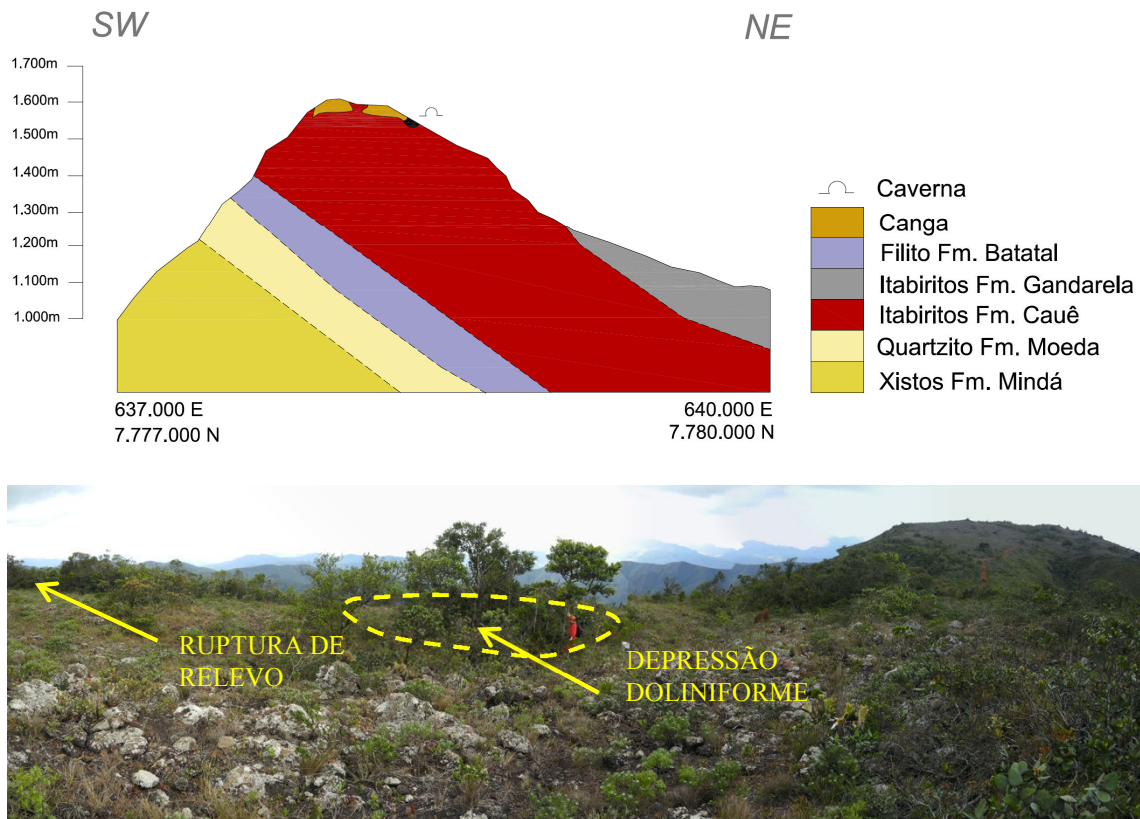


Figura 6.93 – Gruta Cabeceira do Rio Preto, inserida no topo da Serra Pianco, na porção sudoeste do Sinclinal Gandarela.

6.4.6.2. Litoestruturas

Caverna hospedada em itabiritos da Formação Cauê bastante alterados, com bandas hematita com espessura milimétrica, intercaladas por bandas de sílica submilimétricas. A hematita recristalizada apresenta estrutura alveolar. Por vezes, esses alvéolos ocorrem preenchidos por goethita/limonita (Figura 6.94). O teor de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ da amostra GD-04, coletada no interior da caverna, é de 63,31%, 1,45% e 1,37%, respectivamente. Localmente, presença de brecha de canga.



Figura 6.94 - Itabirito da Formação Cauê coletado no interior da Caverna Cabeceira do Prata (amostra GD-05): rocha alterada com presença de níveis de hematita recristalizada associadas a alvéolos.

6.4.6.3. Feições hidrológicas

Presença de elevada densidade de pontos de gotejamento intermitentes, provavelmente reativados durante eventos pluviais. Corroboram com essa hipótese a presença de “ninhos” de hematita e depressões circulares em substratos argilosos, feições estas já observadas em diversas cavernas do Quadrilátero Ferrífero.

Há evidências de canal intermitente de escoamento superficial concentrado.

6.4.6.4. Depósitos sedimentares

Predominam os sedimentos argilosos (Figura 6.95-a). São de origem provavelmente mista, resultado da alteração do substrato do piso e da deposição de material carreado para o interior da caverna por meio de orifícios observados no teto. Seixo, calhau e matacão também ocorrem, mas em menor proporção (Figura 6.95-b).

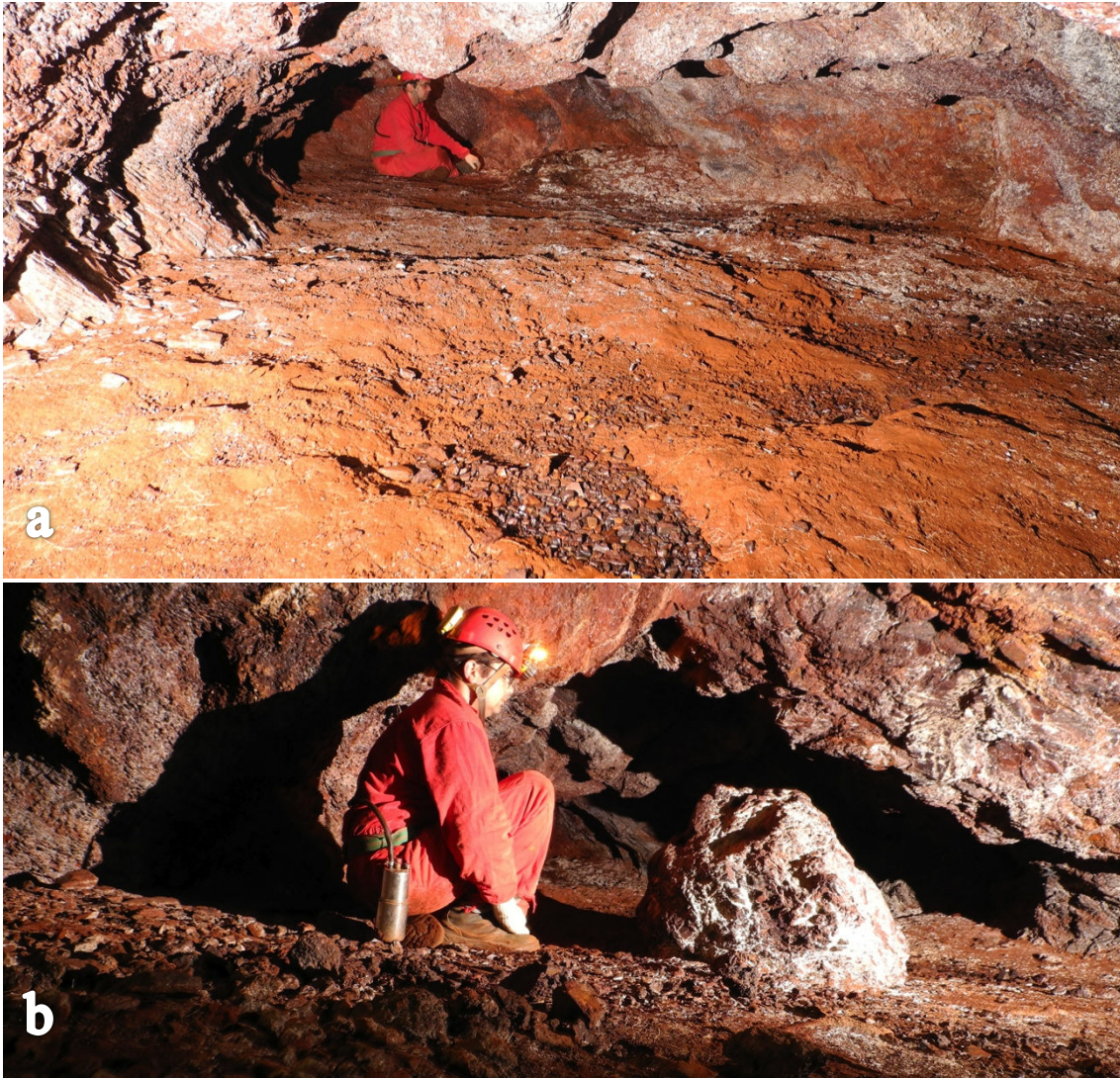


Figura 6.95 - (a) Sedimentos clásticos de granulometria argila, predominantes; (b) ocorrência localizada de sedimentos de granulometria seixo, calhau e matacão.

Em relação aos espeleotemas, foram observados coraloides milimétricos a submilimétricos. Tem morfologia afilada (Figura 6.96-a e 6.96-b), e, em alguns casos, extremidades rombudas (Figura 6.96-c e 6.96-d), de coloração cinza a bege. Estão principalmente concentrados nas zonas com maior circulação de ar.

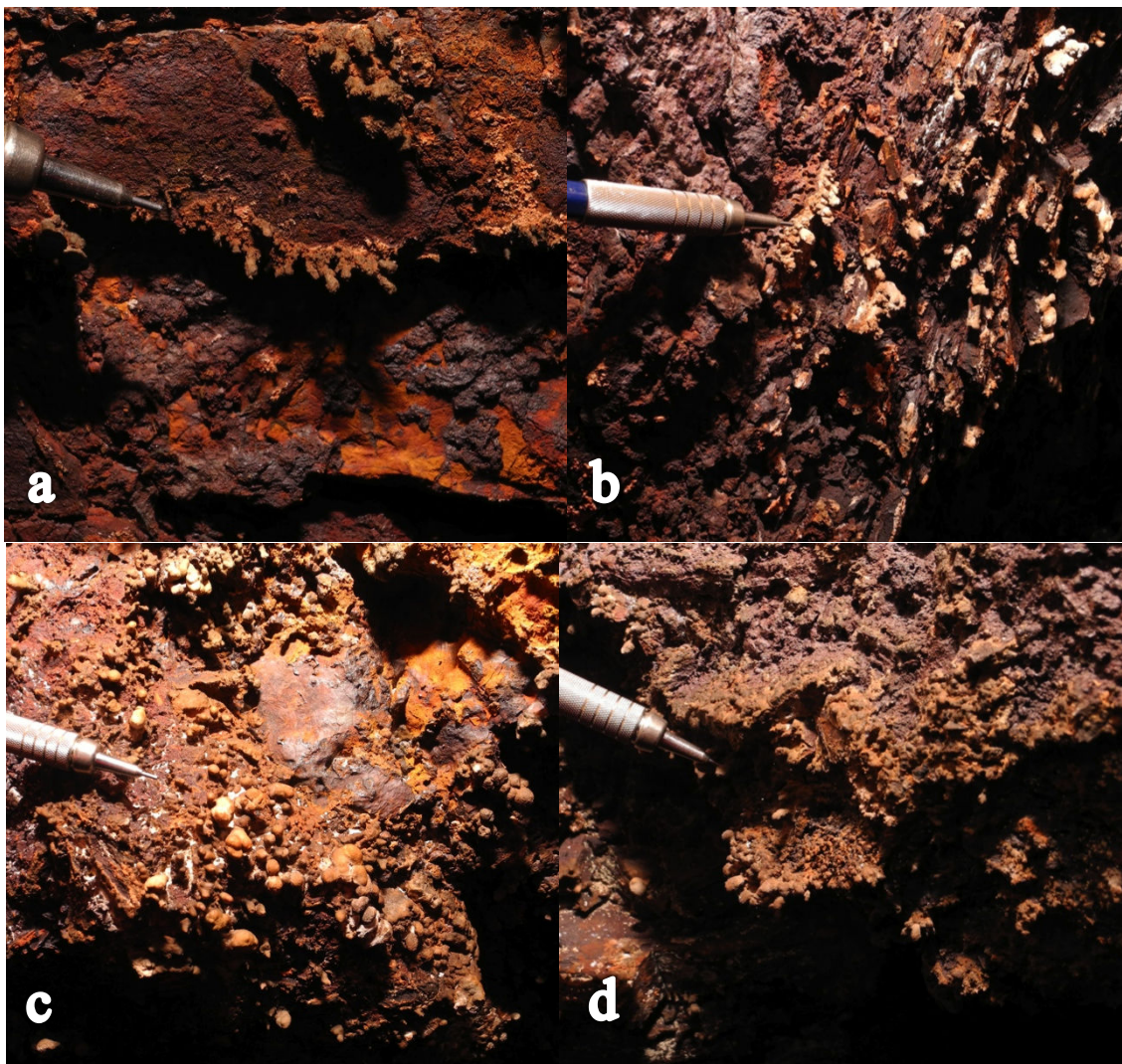


Figura 6.96 – Microcoralóides afilados (a e b) e rombudos (c e d) localizados nas zonas com maior circulação de ar.

6.4.6.5. Morfologia

Caverna com duas entradas. A entrada de montante é estreita e está inserida na borda de uma pequena depressão doliniforme (Figura 6.97-a). A entrada de jusante é mais ampla (Figura 6.97-b), apresentando aproximadamente 5 metros de largura por 1,5 metros de altura, e está localizada na base de uma ruptura de relevo (couraça ferruginosa), no eixo do anfiteatro.



Figura 6.97 - (a) Entrada a montante: estreita e baixa, localizada no interior de uma depressão doliniforme; (b) Entrada a jusante: relativamente ampla, localizada na base de uma ruptura de relevo com cerca de dois metros de altura, em uma escarpa em forma de anfiteatro.

O teto é irregular, devido a grande presença de canaliculos de pequeno e médio porte. Localmente, apresenta-se controlado pelo bandamento do itabirito. As paredes são igualmente irregulares, com presença de apêndices associados a evolução de canaliculos. O piso é inclinado e regular, concordante com a inclinação da vertente externa.

As micro e mesofeições mais recorrentes são os canaliculos (Figura 6.98-a e 6.98-b) e os pendentes, que chegam a atingir dimensões decimétricas. Os canaliculos aportam sedimentos terrígenos para o interior da caverna.

O padrão planimétrico da Caverna Cabeceira do Prata pode ser classificado como reticulado/espongiforme, embora de desenvolvimento imaturo (Figura 6.99-a). A geometria foi classificada como retangular (Figura 6.99-b).

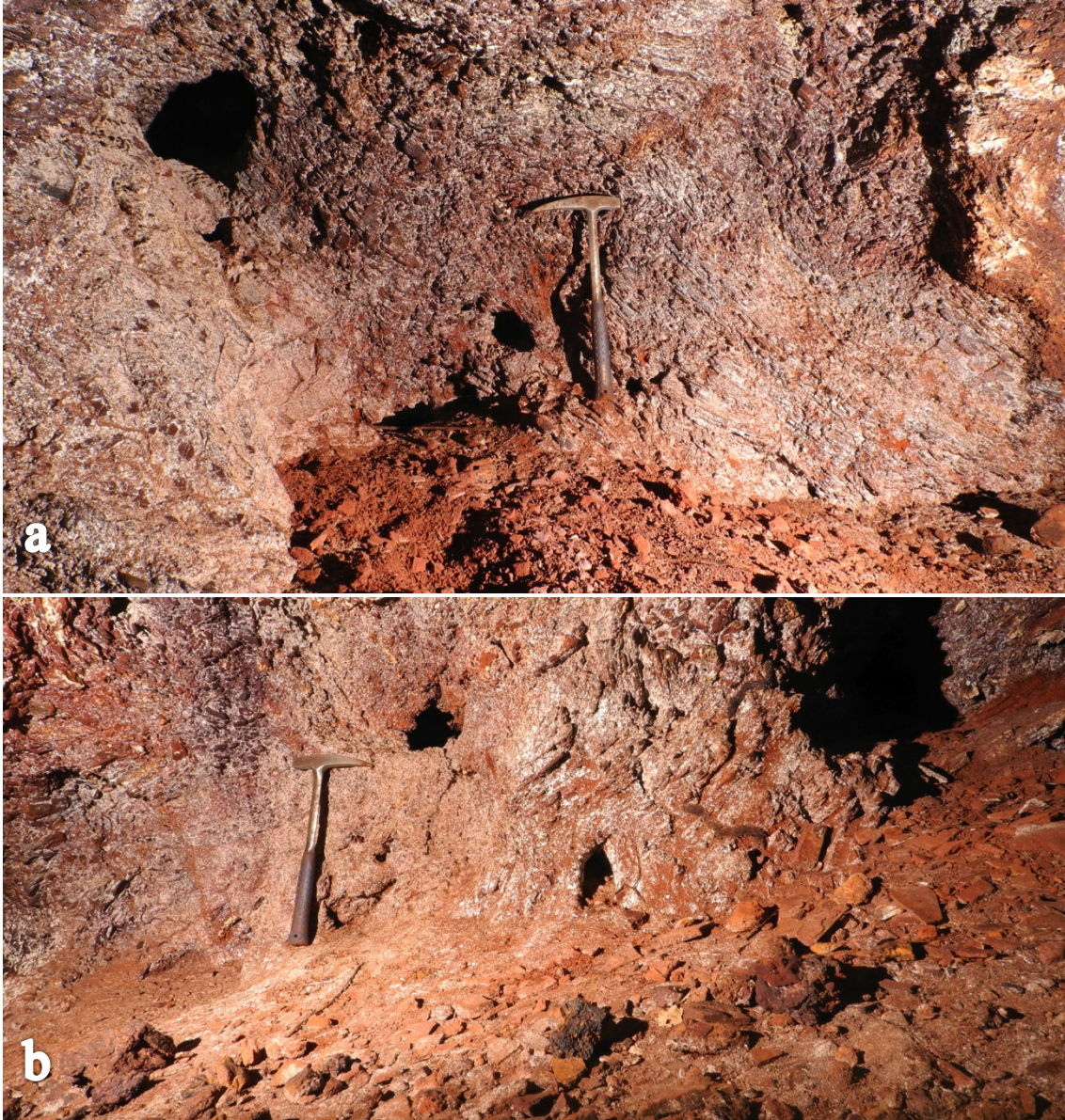


Figura 6.98 - (a) e (b) Canaliculos (indicados pela seta amarela) com dimensões variadas, aportando sedimentos para o interior da caverna.

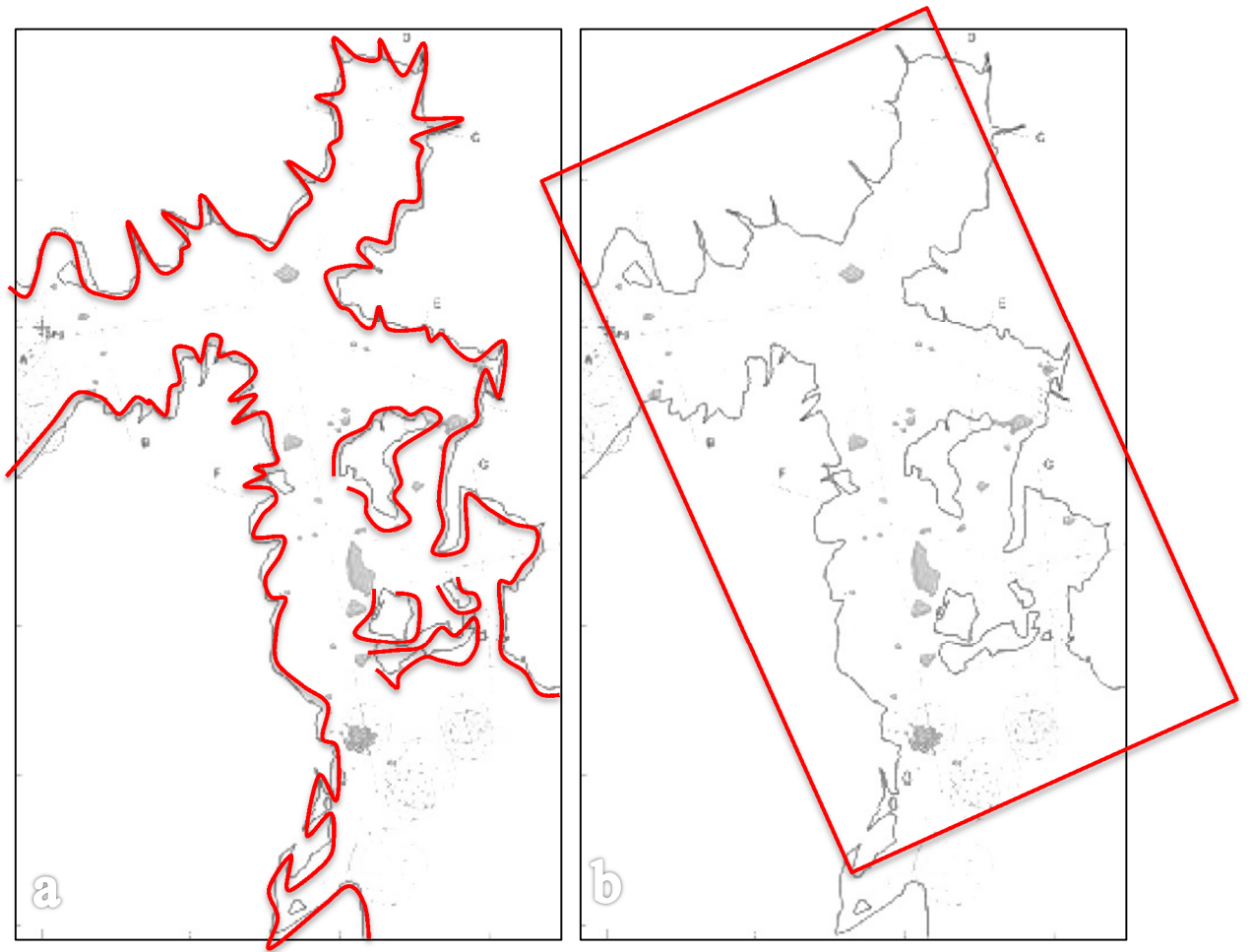


Figura 6.99 – Padrão planimétrico e geométrico observado a partir da planta baixa da caverna Triângulo: (a) Espongiforme; e (b) Retangular. Topografia completa: Anexo II.

7. GÊNESE E DESENVOLVIMENTO

7.1. Introdução

Os estudos científicos em cavernas hospedadas em rochas ferríferas tem sido de cunho predominantemente descritivo, de forma que a espeleogênese tem sido pouco ou quase nada abordada (Piló *et al.*, 2005). Tendo em vista a escassez de dados, buscou-se, com base nas cavernas investigadas, contribuir com a discussão acerca do ambiente de formação, dos fatores de controle e das estruturas espeleogenéticas das cavernas ferríferas, resultando em uma proposta preliminar para a gênese e o desenvolvimento de nove das 11 cavernas estudadas. Não foram apresentadas propostas para as cavernas Cabeceira do Prata (SG-15) e Cabeceira do Rio Preto (SG-16) por serem, do ponto de vista espeleogenético, muito semelhantes a caverna Suzano.

7.2. Ambiente de formação

A distribuição das cavernas nos corpos minerais permite afirmar que existe uma relação diretamente proporcional entre a ocorrência de cavidades e de minério de ferro de alto teor, ao passo que alguns pesquisadores afirmam que as cavernas ferríferas são “minerogênicas⁷” (Auler & Piló, comunicação oral). Conforme podemos observar na Tabela 7.1, de fato todas as cavernas estudadas ocorrem em rochas com teor de Fe superior a 58%.

Tabela 7.1 – Análise da composição química por Difração de Raio-X de amostras de rocha coletadas nas cavernas estudadas.

Código	Caverna	Tipo	Fe (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	P (%)	Mn (%)	TiO ₂ (%)	CaO (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	PPC (%)
SP-02	Triângulo	Canga	58,42	6,23	1,42	0,832	0,02	0,32	0,28	0,05	0,34	0,02	<0,01	5,45
SP-06	Piedade	Canga	61,83	5,76	0,61	0,244	0,02	0,27	<0,01	0,05	<0,01	0,02	<0,01	4,62
SP-07	Piedade	Itabirito	63,4	4,82	0,52	0,157	0,01	0,11	<0,01	0,03	<0,01	0,02	<0,01	2,75
BC-01	Trincheiras	Itabirito	66,23	0,88	0,84	0,196	0,05	0,17	<0,01	0,07	<0,01	0,02	<0,01	4,38
BC-02	Trincheiras	Itabirito	62,7	4,48	0,41	0,179	0,09	0,1	<0,01	0,23	<0,01	0,02	<0,01	5,18
BC-03	Pilares	Canga	61,24	3,26	2,03	0,26	0,03	0,69	<0,01	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	6,14
GD-01	C. Prata	Itabirito	66,38	0,72	0,42	0,225	0,05	0,15	<0,01	0,04	<0,01	0,02	<0,01	4,37
GD-02	C. Prata	Canga	64,84	1,62	0,88	0,23	0,03	0,5	<0,01	0,07	<0,01	0,04	<0,01	4,14
GD-03	Cumieira	Itabirito	60,01	3,11	2,13	0,21	0,05	0,39	<0,01	0,07	<0,01	0,04	<0,01	9,26
GD-04	C. Preto	Itabirito	63,31	1,45	1,37	0,107	0,02	0,36	<0,01	0,1	<0,01	0,02	<0,01	6,5
RM-01	M. Copasa	Canga	66,4	0,97	1,44	0,252	0,02	0,24	<0,01	0,12	<0,01	0,04	<0,01	3,13
RM-02	M. Copasa	Itabirito	58,57	1,33	4,5	0,23	0,03	0,26	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	9,7
RM-03	Junção	Canga	58,34	1,67	4,74	0,569	0,12	0,34	<0,01	0,07	0,06	<0,01	<0,01	9,83

⁷ Cavernas cuja gênese está associada ao processo de mineralização.

SM-01	Suzano	Canga	60,84	1,92	1,51	0,388	0,05	0,43	<0,01	0,08	<0,01	0,04	0,01	8,85
SM-02	Suzano	Itabirito	61,56	1,21	0,61	0,12	0,02	0,08	<0,01	0,06	0,01	0,03	<0,01	10,39
SM-03	Suzano	Canga	61,01	1,07	1,18	0,229	0,05	0,24	<0,01	0,08	<0,01	0,01	<0,01	9,3

Sendo assim, a interpretação do ambiente de formação das cavernas ferríferas necessariamente prescinde de uma discussão acerca de como o enriquecimento do minério se realizou, sendo necessário saber se a acumulação foi relativa ou absoluta, e, em sendo relativa, se ocorreu por meio de processos supergênicos ou hipogênicos (hidrotermais). De toda forma, seja qual for a natureza deste enriquecimento, sua importância está relacionada a criação de zonas de baixa densidade relativa (Maurity & Kotschoubey, 1995), sendo razoável supor que esta fase inicial ocorre em ambiente freático ou em ambiente transicional (freático/vadoso), na zona de oscilação do lençol, e ainda, que a duração desta etapa e sua dinâmica esteja diretamente relacionada a variação do nível de base local, provavelmente durante períodos longos.

A fase freática e freático/vadosa pode ser caracterizada por um fluxo de água lento, com circulação difusa ou laminar, com predomínio do intemperismo químico e formação de isoalterite⁸ (Rodet, 2011). A alteração do substrato ocorre segundo vetores hidrodinâmicos, provavelmente subhorizontais, formando “bolsões” alveolares de alteração isovolumétricos (isoalterite) com dimensões submilimétricas (Figura 7.1). A coalescência progressiva desses alvéolos resulta em protocavidades, expressão microscópica a mesoscópica das cavernas em formação (Figura 7.2).

No Quadrilátero Ferrífero a formação ferrífera bandada e a canga a ela associada comumente ocupam os máximos topográficos da paisagem, de forma que, se a fase inicial se dá em ambiente freático ou de transição, a etapa posterior certamente ocorre em ambiente vadoso. Na fase vadosa predominam a erosão mecânica, segundo vetores gravitacionais. O transporte do material inconsolidado “aprisionado” nos bolsões de alteração se dá tanto em solução quanto em suspensão e sua velocidade dependerá do gradiente hidráulico e do arranjo estrutural da rocha hospedeira, que condicionará a transformação da energia potencial em energia cinética. Com a evolução da paisagem, as cavidades oclusas poderão ser interceptadas pela regressão das vertentes (remontante). Neste momento os processos erosivos são intensificados e os sedimentos acumulados passam por uma fase acelerada de transporte, ampliando o volume interno da caverna (Figura 2.2, 7.7 e 7.8).

⁸ A formação isoalterite está relacionada a fase inicial de carstificação, denominada por Rodet (2011) de *primorcarste*. Nesta etapa a rocha perde massa, mantendo o volume inicial.

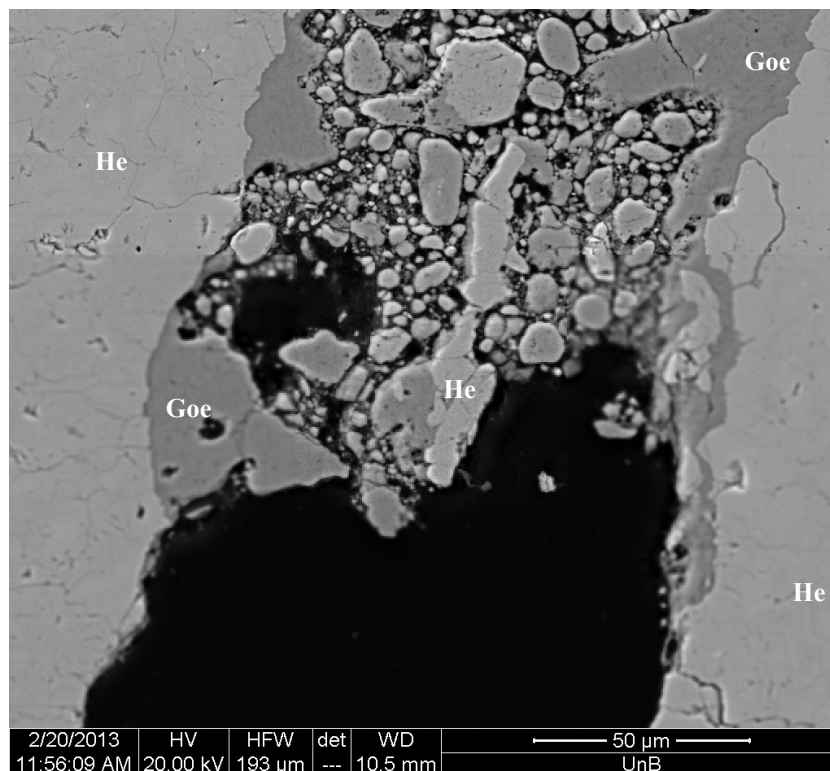


Figura 7.1 - Coalescência de alvéolos microscópicos observados em microfraturas na banda de hematita de itabirito (amostra GD-03) da Caverna da Cumieira (SG-17). He = hematita; Goe = goethita.



Figura 7.2 - Coalescência de alvéolos mesoscópicos formando protocavidades em lâmina delgada/polida de itabirito (amostra GD-03) da Caverna da Cumieira (SG-17).

7.3. Fatores de controle

As características litoestruturais condicionam tanto as fases iniciais da espeleogênese quanto o desenvolvimento tardio das cavernas hospedadas em rochas ferríferas. Embora os mecanismos químicos ainda não estejam completamente elucidados, é possível afirmar com segurança que estas cavernas constituem a expressão macroscópicas de feições e processos que podem ser observados em microescala. Estes se manifestam preferencialmente nos planos do bandamento da formação ferrífera, no contato erosivo entre a canga e o substrato subjacente, em planos de falha, fraturas (tectônicas e atectônicas) e dobramentos.

O bandamento da formação ferrífera bandada condiciona a direção das galerias das cavernas. Quando o desenvolvimento ocorre em concordância com a atitude da rocha, a galeria tende a desenvolver-se segundo a direção do mergulho. Por outro lado, quando o desenvolvimento é discordante, as galerias tendem a desenvolver-se segundo a direção do bandamento. Este controle pode ser observado nas cavernas estudadas e as cavidades Suzano (MS-21) e a Trincheiras (RF-20) constituem dois bons exemplos deste controle. Na primeira, a estruturação regional e a evolução da paisagem resultaram em uma couraça ferruginosa que trunca a atitude da formação ferrífera bandada. Desta forma, a caverna desenvolveu-se em discordância em relação ao mergulho do itabirito. A caverna apresenta um padrão morfológico reticulado, onde as galerias com direção aproximadamente NE-SW são controladas pelo direção do acamamento (Figura 7.3). Na segunda, o desenvolvimento da caverna ocorre em concordância com a atitude da formação ferrífera bandada, de forma que suas galerias são controladas tanto pela direção do bandamento (aproximadamente E-W) quando pela direção do mergulho (aproximadamente N-S) (Figura 7.4). Dada a elevada interferência magnética, não foi possível realizar medidas estruturais absolutamente confiáveis na Caverna das Trincheiras, no entanto, a direção de desenvolvimento observada em planta é semelhante a direção de mergulho do Sinclinal Gandarela naquela área, ou seja, aproximadamente NW-SE.

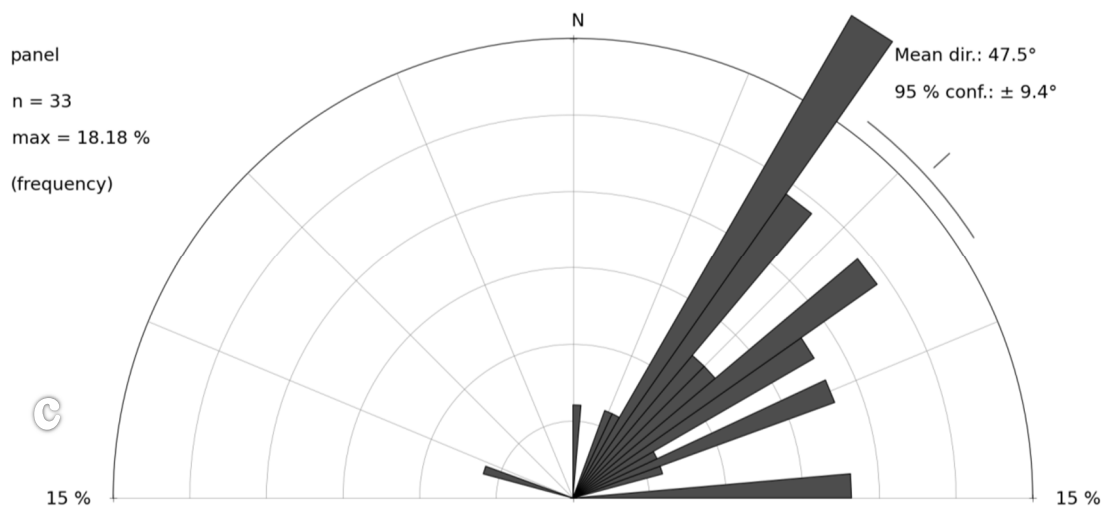
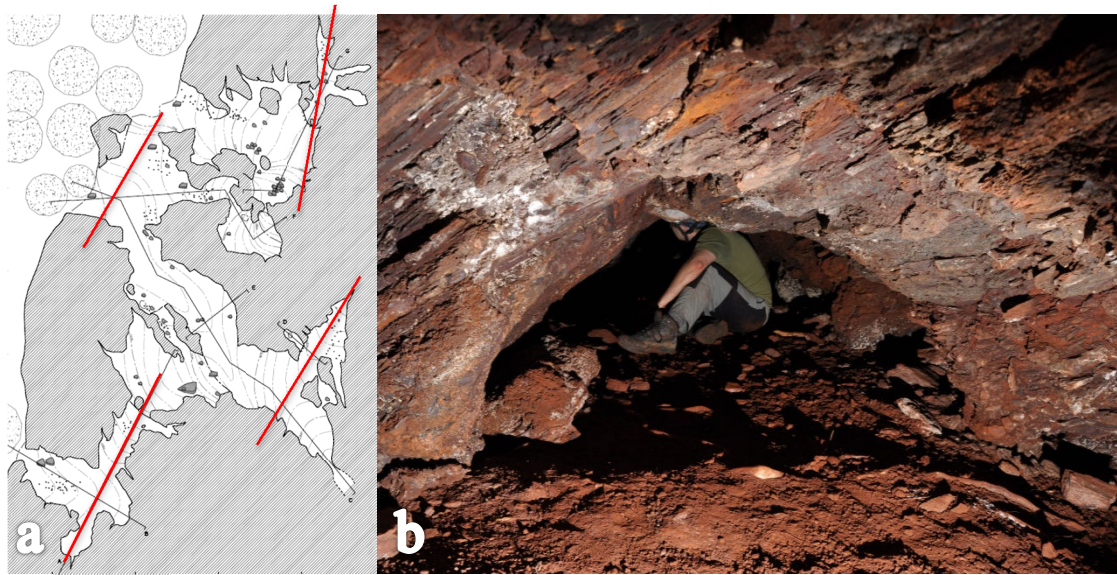


Figura 7.3 - Galerias NE-SW da Caverna Suzano condicionadas pela direção do bandamento: (a) planta baixa da caverna com galerias (destacadas em vermelho) sob influência do controle da direção do bandamento destacadas em vermelho; (b) galeria na porção noroeste da caverna orientado pela direção do bandamento; (c) roseta elaborada a partir das medidas de S_n (n=33).

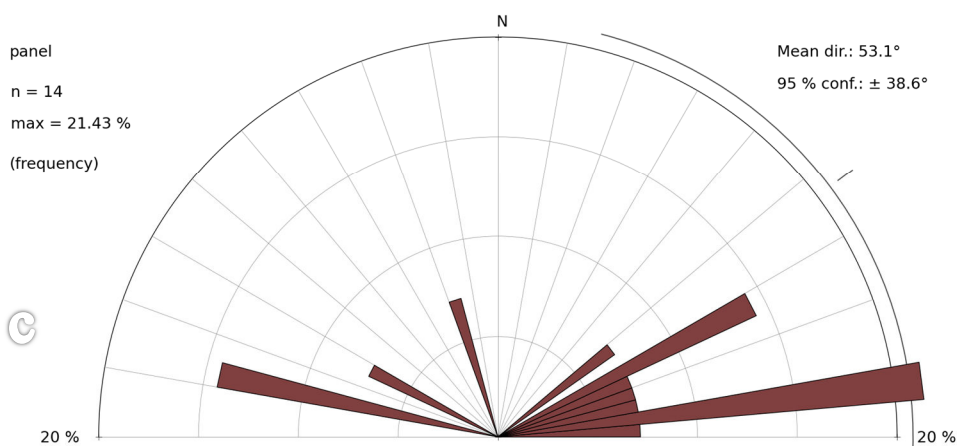
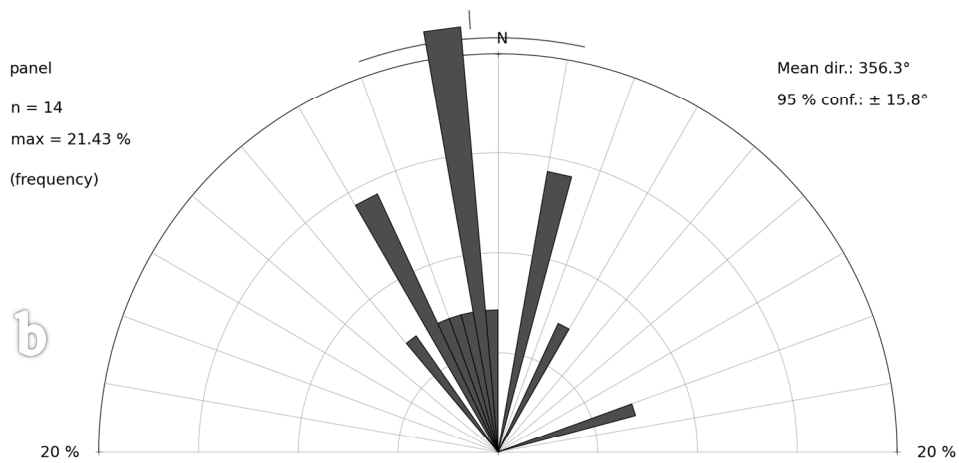
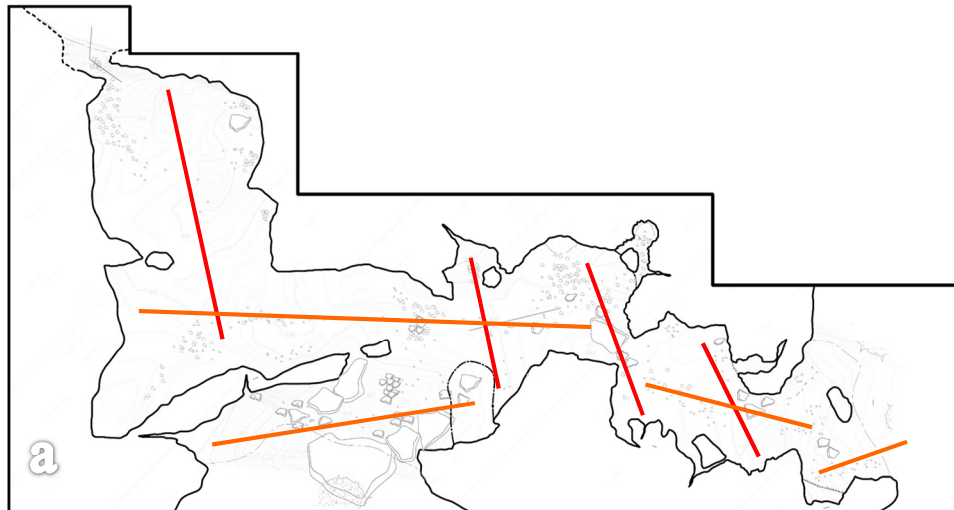


Figura 7.4 - Caverna das Trincheiras condicionadas pelo bandamento: (a) planta baixa da caverna com galerias. As linhas vermelhas indicam o controle pela direção do bandamento e as linhas laranjas indicam o controle pela direção do mergulho; (b) Roseta com a direção do bandamento (n = 14); (c) Roseta com a direção do mergulho (n = 14).

O contato erosivo entre a canga e o substrato subjacente também constitui uma zona preferencial para o desenvolvimento de cavernas, no entanto, como visto no capítulo 5, os padrões planimétricos e geométricos vão depender da proporção entre canga e formação ferrífera em que a caverna encontra-se hospedada, independentemente da discordância entre as duas rochas. O processo de alteração e ampliação é bastante semelhante ao do bandamento, no entanto, dado o arranjo caótico do arcaibouço da canga e heterogeneidade da matriz, os núcleos de alteração não estão concentrados ao longo de planos, podendo ocorrer no entorno dos clastos de hematita e principalmente na matriz ferruginosa. O fluxo laminar de água no contato entre as rochas resulta na formação das cavernas (Figura 7.7).

As fraturas também condicionam a morfologia das cavernas ferríferas de maneira decisiva. As tectônicas, regulares e normalmente penetrativas, condicionam a direção preferencial de desenvolvimento das galerias, enquanto que as atectônicas, irregulares e descontínuas, contribuem para o desmonte erosivo do substrato sobrejacente, por meio de processos de abatimento.

As dobras constituem descontinuidades cuja ampliação ocorre por meio de processos bastante semelhantes aos observados no bandamento. No entanto, a depender de sua dimensão e disposição no maciço rochoso, o fluxo pode se concentrar ao longo do eixo, acelerando o processos de transporte sedimentar (Figura 6.76 e 6.77).

7.4. Estruturas espeleogenéticas

7.4.1. *Microcanais (canalículos)*

Os microcanais de drenagem ou canalículos são as estruturas espeleogenéticas mais recorrentes em cavernas ferríferas. Correspondem a feições aproximadamente cônicas ou cilíndricas com diâmetros milimétricos à decimétricos. Localizam-se no teto, nas paredes ou na intersecção entre a parede e o piso. Sua densidade e localização são evidências dos vetores de desenvolvimento da caverna e atuam controlando os padrões geométricos e planimétricos da mesma. Quando concentrados na porção distal, sugerem que a caverna está evoluindo em direção ao interior do maciço rochoso, normalmente apresentando padrões geométricos triangulares e retangulares e planimetria retilínea (Figura 7.5-a). Quando de ocorrência generalizada, sugerem que a caverna evolui em ambiente confinado, apresentando padrões geométricos circulares e elípticos e planimetria esponjiforme e globular (Figura 7.5-b).

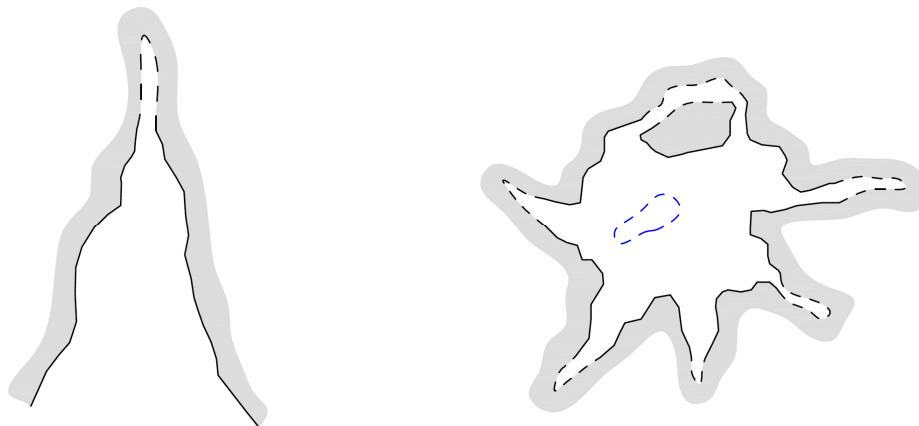


Figura 7.5 – (a) Modelo hipotético de planta de caverna com padrão triangular, com desenvolvimento controlado por microcanal localizado na porção distal; (b) Modelo hipotético de planta de caverna com padrão circular, controlado pela ocorrência generalizada de microcanais de drenagem.

7.4.2. *Sulcos erosivos*

Os sulcos erosivos são testemunhos da fase de evolução vadosa e sua recorrência é relativamente baixa. Ocorrem no teto e nas paredes e correspondem a feições semicilíndricas, verticalizadas, orientadas por vetores gravitacionais. Dependendo do seu grau de evolução, podem ocorrer associadas a pendentes e pilares (Figura 6.61), formando, em algumas situações, cúpulas de teto. Ocorrem com maior facilidade na canga, embora não estejam restritos a ela. Sua largura e profundidade pode ser interpretada como uma evidência relativa do tempo de evolução vadosa de uma caverna em relação a outras inseridas no mesmo contexto.

7.4.3. *Pilares*

Pilares são macrofeições espeleogenéticas bastante recorrentes em cavernas ferríferas. Sua morfologia apresenta evidências tanto da iniciação quanto do desenvolvimento das cavidades. No entanto, devem ser interpretados em conjunto com outras estruturas espeleogenéticas. Quando associados a sulcos de percolação vertical, tendem a apresentar altura maior do que o diâmetro, sugerindo uma evolução em ambiente vadoso. Quando associados a microcanais, tendem a apresentar morfologia alongada, com altura menor do que o comprimento, evidenciando uma individualização a partir do fluxo concentrado de água e outros materiais abrasivos. Quando de

ocorrência generalizada, formando uma rede labiríntica, estão associados a ambiente freático ou de transição.

7.5. Hipóteses espeleogenéticas

7.5.1. Caverna Suzano (MS-21)

Durante os levantamentos de campo, foram aventadas duas hipóteses para a gênese e desenvolvimento da caverna Suzano (MS-21). A primeira hipótese pressupõe a dinâmica de evolução freática a partir da atuação como barreira hidráulica do filito da Formação Batatal, localizado na área, do ponto de vista estratigráfico, imediatamente abaixo da Formação Cauê (Figura 7.6). Nesta hipótese a circulação subsuperficial de água resultaria em lixiviação supergênica. A retroalimentação desse sistema resultaria em vazios cada vez mais ampliados e esse vazio ocluso seria aberto por meio da evolução natural da vertente, a remontante. Com vistas a testar essa hipótese, foi realizado um perfil geológico na vertente, de forma que constatou-se que o contato com o filito está localizado dezenas de metros abaixo do contato entre a canga e o itabirito, onde a caverna se desenvolve.

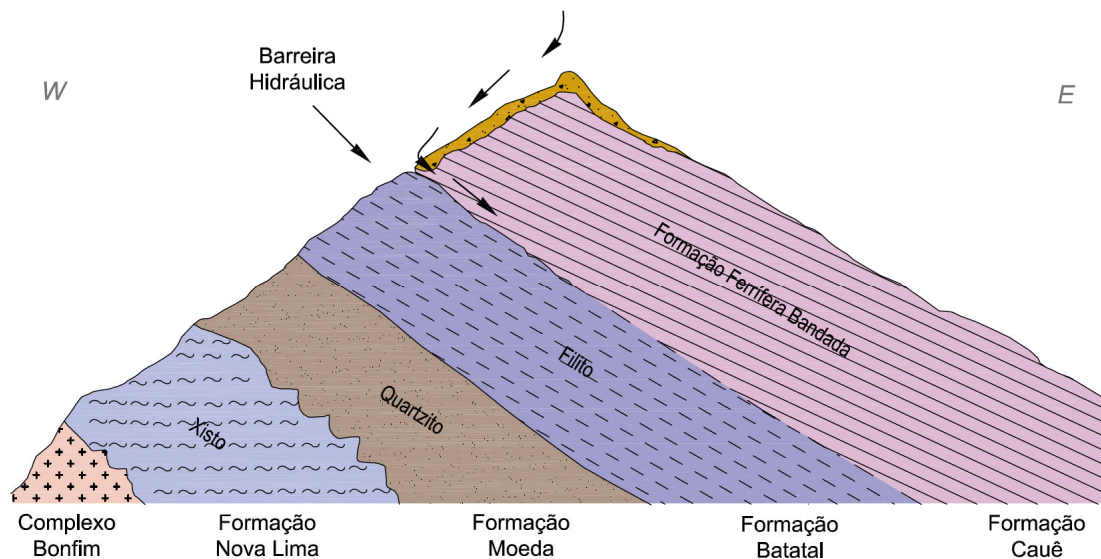


Figura 7.6 - Filitos da Formação Batatal funcionando como barreira hidráulica. Croquis sem escala.

A segunda hipótese, mais plausível, defende uma evolução vadosa no contato entre o itabirito e a canga. A dinâmica de funcionamento seria a de infiltração de água meteórica através da porosidade primária e secundária da canga ampliando a descontinuidade erosiva entre os substratos (Figura 7.7). Corroboram com esta hipótese

a presença de sulcos de percolação vertical e a grande densidade de canalículos no teto e nas paredes.

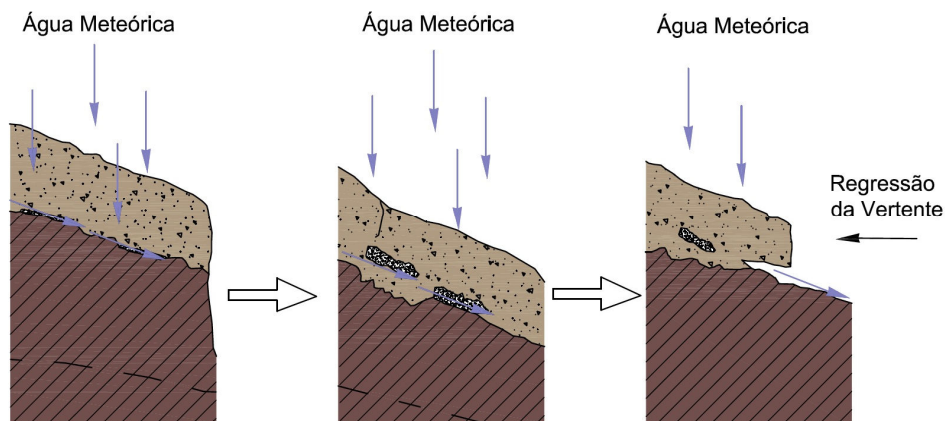


Figura 7.7 - Modelo de evolução da caverna a partir da ampliação de descontinuidade texturais em ambiente vadoso.

7.5.2. Caverna Mata da Copasa (RM-38)

A hipótese espeleogenéticas aventada para a caverna Mata da Copasa (RM-38) defende uma iniciação freática duradoura, etapa esta em que o substrato foi intensamente intemperizado, gerando pequenas câmaras cuja coalescência progressiva resultou em uma crescente ampliação dos “vazios” subterrâneos. Posteriormente, com a evolução da paisagem e rebaixamento do nível de base, a incisão do relevo e a consequente evolução das vertentes a remontante, permitiu a remoção mecânica do substrato friável gerado na etapa freática. Uma vez “esvaziada”, passaram a atuar os processos de percolação vertical (gravitacional) em ambiente vadoso, culminando em abatimentos e nova acumulação sedimentar.

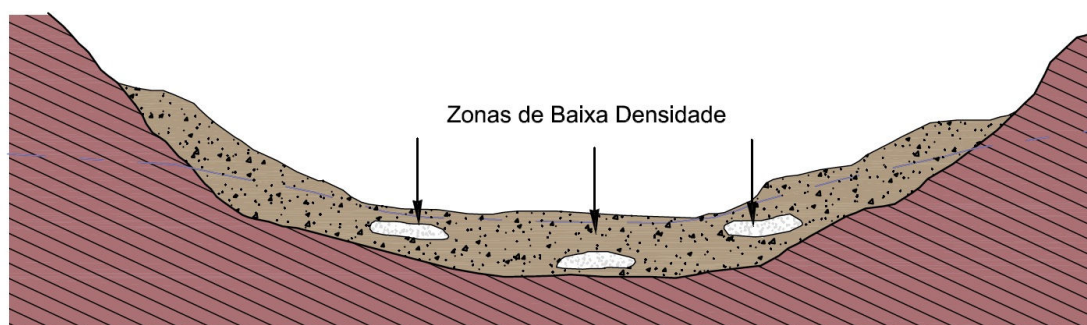
7.5.3. Gruta da Junção (RM-16)

A gênese e o desenvolvimento da Caverna da Junção foi interpretada como elaborada a partir de duas fases, a primeira em ambiente freático e a segunda, mais recente, em ambiente vadoso (Figura 7.8).

Na primeira fase, entendida como contemporânea ao processo de laterização, há formação das zonas de baixa densidade, verdadeiras “bolhas”, resultado da própria dinâmica de gênese de vazios em função do esvaziamento geoquímico provocado pelos ciclos de umedecimento e ressecamento, responsáveis pela formação da couraça ferruginosa.

Em seguida, com rebaixamento do nível de base e o conseqüente incremento dos processos erosivos, o relevo passa a ser entalhado de forma que com a regressão da vertente, a “bolha” é interceptada. A eclosão da cavidade, somada a elevada energia potencial acumulada em função do rebaixamento relativo da paisagem, resultou no “esvaziamento” do material desagregado aprisionado em seu interior.

Fase 1 - Freática



Fase 2 - Vadosa

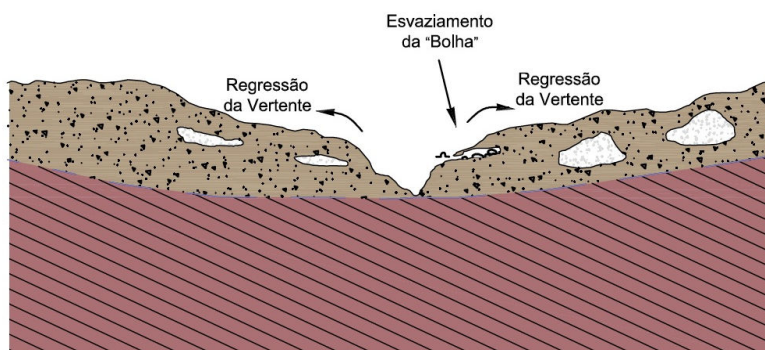


Figura 7.8 – Modelo de gênese e evolução da Caverna da Junção.

7.5.4. Caverna Triângulo

A gênese da caverna Triângulo provavelmente está associada a ampliação de discontinuidades texturais a partir de fluxos subhorizontais predominantemente concentrados e parcialmente difusos (Figura 7.9). O ambiente de formação foi provavelmente vadoso, seguido por processos de erosão, sedimentação e abatimentos.

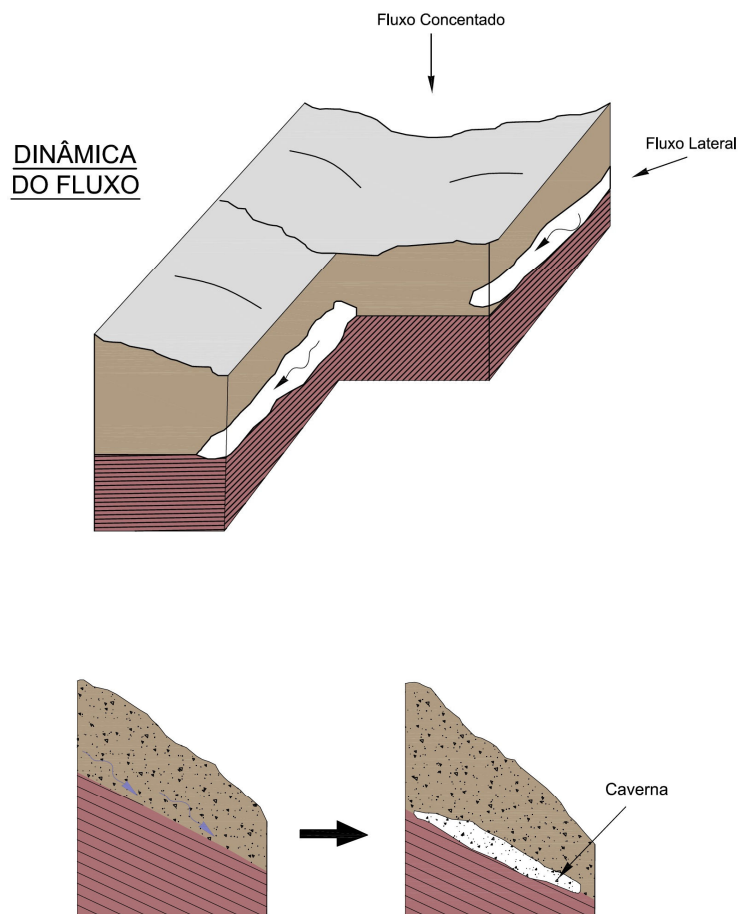


Figura 7.9 – Modelo de gênese e evolução da caverna Triângulo.

7.5.5. Caverna Serra da Piedade

A espeleogênese da Gruta da Piedade é complexa. Foi interpretada sob a perspectiva polifásica, ou seja, assumindo-se a existência de ciclos de erosão/dissolução e sedimentação descontínuos no espaço e no tempo.

Sua fase inicial está relacionada ao empilhamento clástico desordenado, seguido de uma cimentação de blocos e recobrimento por uma couraça ferruginosa colúvio/eluvionar. Este processo, entendido como de longa duração, com iniciação provavelmente terciária, passou por diversas fases de erosão e deposição, de forma que foram responsáveis pelo truncamento das estruturas bandadas e recobrimento por brechas de canga (Figura 6.39).

Após a consolidação dos blocos e recobrimento colúvio/eluvionar, a ação subsuperficial de água em ambiente vadoso foi responsável pela progressiva ampliação das protocavidades subsuperficiais por meio de dois principais processos: remoção mecânica de material inconsolidado e, por consequência, solapamento e abatimento do

substrato. Mudanças no balanço entre erosão e sedimentação de origem provavelmente neotectônica resultaram em um novo ciclo de deposição no interior da caverna, fenômeno corroborado pela presença de brechas acamadadas subhorizontalizadas observadas nas paredes das galerias localizadas nas porções inferiores da caverna. Posteriormente há incremento dos processos erosivos, possivelmente relacionado a uma mudança no regime climático, resultando em incisão do piso e preservação parcial de paleoníveis de desenvolvimento.

7.5.6. *Caverna das Trincheiras (RF-20)*

A gênese e o desenvolvimento da Caverna das Trincheiras foi interpretada como sendo o resultado de uma evolução em duas fases: uma em ambiente freático e outra em ambiente vadoso (Figura 7.10).

Na primeira fase os planos do bandamento facilitam a atuação de processos de lixiviação geoquímica envolvendo remobilização de sílica e concentração relativa de ferro. Nesta etapa a descontinuidade do bandamento é ampliada de forma que são elaborados protocondutos de diâmetro pequeno, provavelmente inferiores a um centímetro uma vez que o fluxo em ambiente freático não tende a ser turbulento.

Posteriormente, devido ao rebaixamento do nível de base local, uma vez existindo drenagem livre, passam a predominar os processos erosivos e as protocavidades elaboradas na fase freática são ampliadas devido ao carreamento do material friável vertente abaixo. Com o progressivo avanço dos processos erosivos, a vertente passa por processos de regressão, até o ponto em que a caverna antes oclusa é interceptada, passando a ter contato com o meio epígeo, intensificando ainda mais os processos de remoção mecânica de material friável.

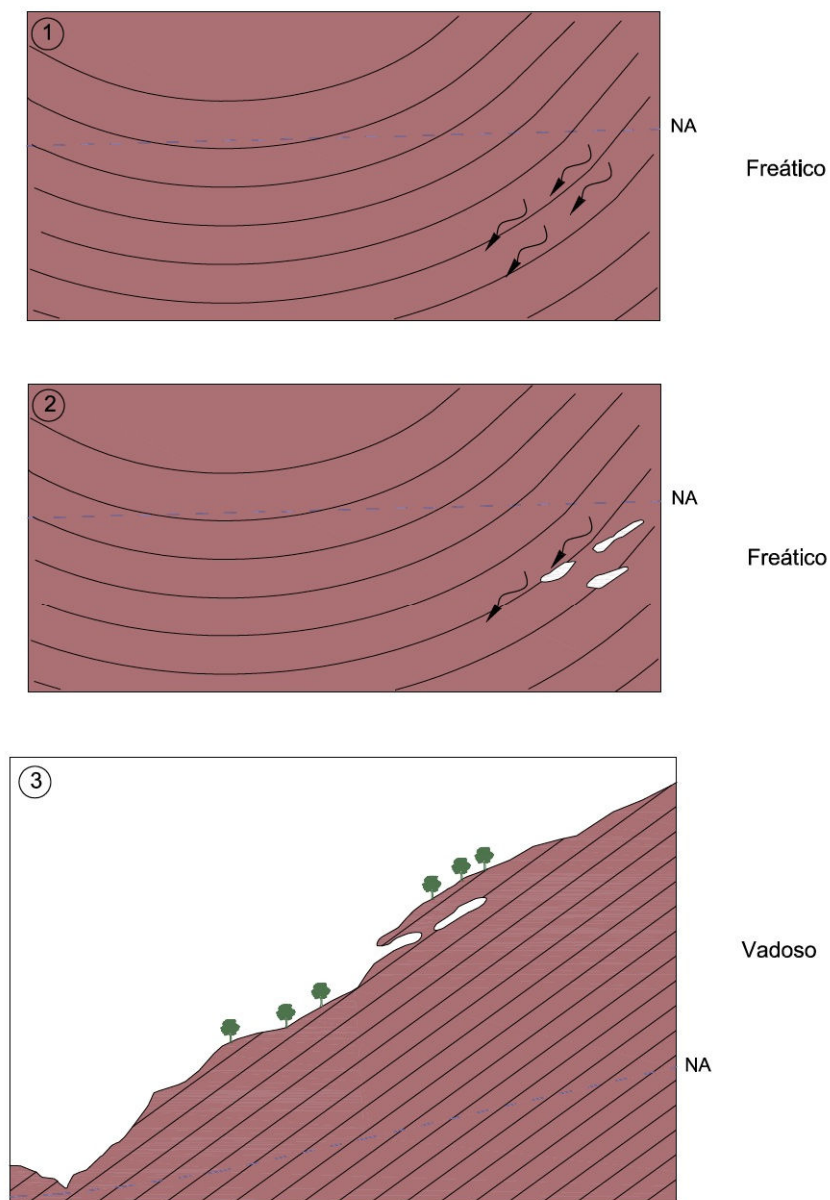


Figura 7.10 – Modelo de gênese e evolução da Caverna das Trincheiras (RF-20).

7.5.7. Caverna dos Pilares (RF-07)

A morfologia da Caverna dos Pilares sugere que, ainda que seja admitida uma iniciação freática, a fase vadosa foi a mais importante. A grande densidade de pilares e cúpulas associadas em um substrato tão lixiviado quando a canga elúvio-coluvionar em que está hospedada são as principais evidências dessa hipótese.

A percolação gravitacional e o “sulcamento” das superfícies também possuem importante papel no desenvolvimento da cavidade. Ela favorece o desmonte do

substrato e o conseqüente abatimento de grandes blocos, resultando em volumes cada vez maiores.

7.5.8. *Caverna Cisalha (RF-32)*

A gênese e evolução da caverna Cisalha foi interpretada a partir de um evolução em um ambiente em transição vadoso/freático, envolvendo esvaziamento geoquímico e formação de zonas de baixa densidade, orientadas segundo vetores hidrodinâmicos e estruturais (eixo das dobras). Posteriormente, com a evolução da paisagem e regressão da vertente e abertura de um vale fluvial, o vazio subterrâneo é interceptado e com a “eclosão” da caverna, os sedimentos são carregados por processos gravitacionais e hidráulicos vertente abaixo, ampliando os espaços internos da caverna (Figura 7.11).

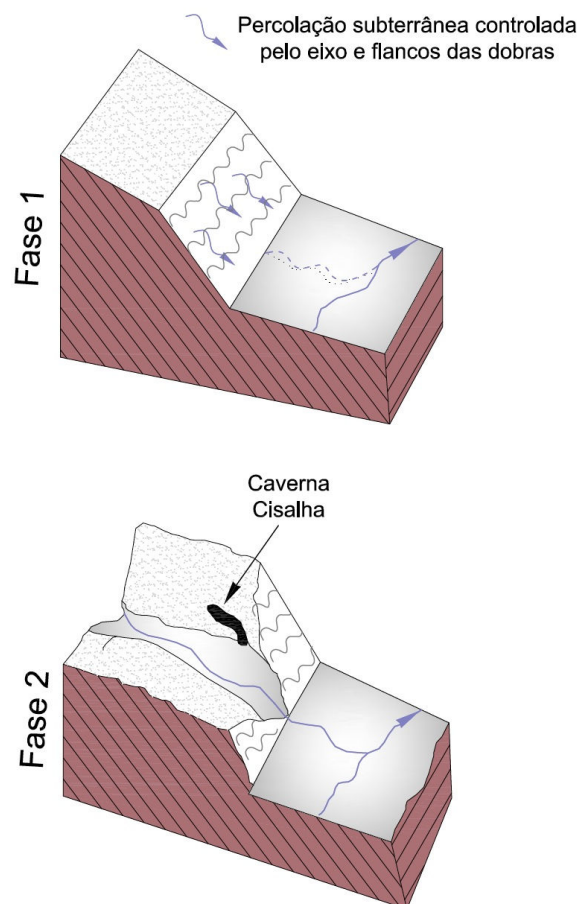


Figura 7.11 – Modelo de gênese e evolução da caverna Cisalha.

7.5.9. *Caverna da Cumieira (SG-17)*

A espeleogênese da caverna Cumieira foi interpretada a partir da atuação de três principais processos: 1) infiltração difusa; 2) alargamento dos bandamentos; e 3) ampliação dos protocondutos e formação de uma galeria inicialmente oclusa. Posteriormente, com a evolução da paisagem, a caverna é interceptada, passando a ter conexões com o meio superficial. Nesta última fase há formação de um canal de drenagem intermitente, responsável por remover mecanicamente os sedimentos inconsolidados depositados no interior da cavidade (Figura 6.90 e Figura 7.15).

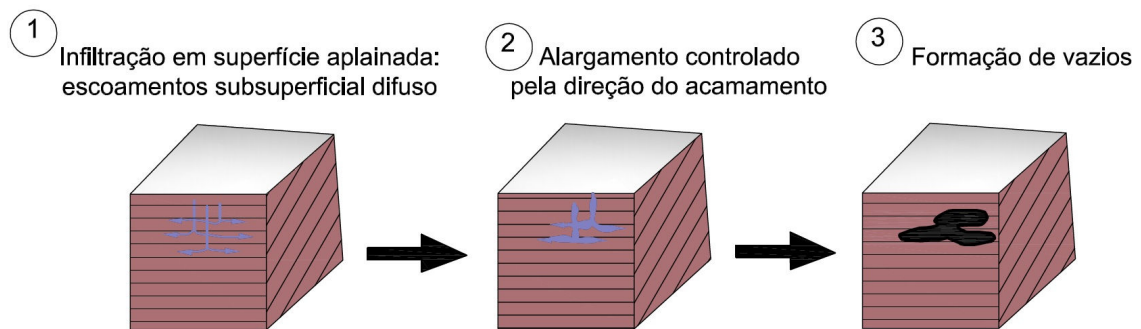


Figura 7.12 – Modelo espeleogênéticos da caverna Cumieira.

CONCLUSÕES

A partir da análise da geometria e planimetria de uma amostra de 160 cavernas, foi possível concluir que existe correlação entre os padrões morfológicos e o contexto litológico em que estão inseridas:

- Cavernas hospedadas em canga apresentam geometria preferencialmente circular, elíptica ou triangular e planimetria espongiforme, globular/espongiforme, labiríntico/espongiforme e retilíneo/espongiforme;
- Cavernas hospedadas exclusivamente em formação ferrífera bandada tendem a apresentar geometria retangular e planimetria globular/espongiforme e retilíneo/espongiforme;
- Cavernas hospedadas no contato canga/formação ferrífera bandada apresentam geometria preferencialmente circular, elíptica ou triangular e planimetria retilínea, retilínea/espongiforme, reticulado e reticulado/espongiforme; Nestas cavidades o padrão planimétrico será determinado pela rocha predominante. Quando o predomínio é de canga, tende a guardar componentes espongiformes, quando o predomínio é de formação ferrífera bandada, tende a apresentar tendências retilíneas e reticuladas.

Desta amostra de 160 cavernas foi escolhido um conjunto com 11 cavernas, distribuídos ao longo de todo o Quadrilátero Ferrífero. A análise detalhada dos aspectos litoestruturais, sedimentares, hidrológicos e morfológicos destas cavidades trouxe evidências a respeito do ambiente de formação e dos fatores de controle da espeleogênese, interpretados a partir das estruturas espeleogenéticas identificadas. Foi possível observar que:

- As cavernas hospedadas em rochas ferríferas estão preferencialmente localizadas nas zonas de maior teor relativo de Fe;
- A maior parte das cavernas teve sua iniciação em ambiente freático ou transicional (freático/vadoso);
- Todas as cavernas estudadas tiveram sua evolução associada a um ambiente vadoso, com desenvolvimento orientado segundo vetores gravitacionais. Sua “eclosão” se deu principalmente a partir de processos de interceptação em função da regressão a remontante das vertentes;
- Os principais fatores de controle da espeleogênese são: bandamento, fraturas tectônicas e atectônicas, eixos e flancos de dobras e o contato geológico erosivo entre a canga e a formação ferrífera bandada.

BIBLIOGRAFIA

ALKMIN, F. F.; MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*. 90: 29-58.

AULER, A. S.; PILO, L. B. 2005. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. *In: O Carste*, V.17, N.03: 70-72.

AVENARD, J.M. 1971. Aspects de la geomorfologie de la Cote d'Ivoire. *In: Le Milieu Naturel de la Cote d'Ivoire. Memoires ORSTOM* 50: 7-72.

AXELROD, J.M.; CARRON, M.K.; MILTON, C.; THAYER, T.P. 1952. Phosphate mineralization at Bomi Hill and Bambuta, Liberia, West Africa. *The American Mineralogist* 37: 883-909.

BABINSKI, M.; CHEMALE, F. Jr.; VAN SCHMUS, W. R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais Brasil. *In: Anais do III Congresso Brasileiro de Geoquímica*. São Paulo. 2: 628-631.

BABINSKI, M.; CHEMALE, F. Jr.; VAN SCHMUS, W. R. 1993. A idade das Formações Ferríferas Bandadas do Supergrupo Minas e sua Correlação com aquelas da África do Sul e Austrália. *In: Anais do II Simpósio do Cráton São Francisco*. Salvador: 152-153.

BALTAZAR, O.F.; BAARS F.J.; LOBATO, L.M.; REIS, L.B.; ACHTSCHIN, A.B.; BERNI, G.V.; SILVEIRA, V.D. 2005. Mapa Geológico na Escala 1:50.000 com Nota Explicativa. *In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa*. LOBATO et al. (2005). CODEMIG. Belo Horizonte.

BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M., 2005. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*.

BEHLING, H.; LICHTER, M. 1997. Evidence of dry and cold climatic conditions at glacial times in tropical Southeastern Brazil. *Quaternary Research*. 48: 348-358.

BOWDEN, D.J. 1980. Sub-laterite cave systems and other pseudo-karst phenomena in the humid tropics: The example of the Kasewe Hills, Sierra Leone. *Zeitschrift für Geomorphologie* 24: 77-90.

BRASIL. Decreto Federal Nr. 99.556 de 01 de outubro de 1990. Dispõe sobre a proteção das cavidades naturais subterrâneas existentes no Território Nacional e dá outras providências.

BRASIL. Decreto Federal Nr. 6.640, de 07 de novembro de 2008. Dá nova redação aos Decreto Nr. 99.556, de outubro de 1990, e estabelece critérios para a análise da relevância das cavidades naturais subterrâneas.

CALUX, A. S.; AULER, A. S.; PILÓ, L. B. 2009. Potencial Espeleológico da Província Mineral da Serra dos Carajás, PA, e do Quadrilátero Ferrífero, MG. Relatório inédito. 75p.

CAMPANA B; Hughes FE; Burns WG; Whitcher IG; Muceniekos E. 1964. Discovery of the Hamersley Iron Deposits. *Proceedings of the Australian Institute of Mining and Metallurgy* 210: 1-30.

CANIE – Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas. Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas. Banco de Dados Digital. 2013.

CARMO, Felipe Fonseca do; CARMO, Flávio Fonseca; SALGADO, André Augusto Rodrigues; JACOBI, Cláudia Maria. (2011). Novo Sítio Espeleológico em Sistemas Ferruginosos, no Vale do Rio do Peixe, Norte de Minas Gerais, Brasil. *In: Espeleo-Tema*. V.22, n.1. p. 25-39

CARNEIRO, M. A. 1992. O Complexo metamórfico do Bonfim Setentrional. *Revista da Escola de Minas*. 45: 155-156.

CHABERT, C.; COURBON, P. 1997. Atlas des Cavités Non Calcaires du Monde. Union Internationale de Spéléologie, Au Pré de Madame Carle, 109 p.

- CHABERT, C.; WATSON, R. A. 1981. Mapping and Measuring Caves: A conceptual Analysis. NSS Bulletin, 43: 3-11.
- CODEMIG. 2005. Projeto Geologia do Quadriátero Ferrífero.: SIG e Nota Explicativa.
- DE CHÈLETAT, E. 1938. Le modele latéritique de l'ouest de la Guinée française. Revue Geographie Physique et Geologie Dynamique 11: 5-120.
- DIXEY, F. 1920. Laterization in Sierra Leone. Geological Magazine 57: 211.
- FORD, D.; WILLIAMS, P. 2007. Karst Hydrology and Geomorphology. Wiley, England, 562p.
- GAUTIER, E. F. 1902. Madagascar-Essai de Geographie Physique. Paris, Colin.
- GOUDIE, A. S. 2004. Encyclopedia of Geomorphology. Routledge, New York. 1202p.
- GUILD, P.W. 1957. Geology and Mineral Resources of the Congonhas District. United States Geological Survey Professional Paper 290, 90 p.
- GWYNNE-JONES, D.R.G. 1973. The Loma Mountains. The Geographical Bulletin 3.
- HARDT, R; PINTO, S. A. F. Carste em Litologias não Carbonáticas. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 10, p. 99-105, 2009.
- HENWOOD, W.J. 1871. On the gold mines of Minas Geraes. – *In*: Observations on metalliferous deposits. Transactions of the Royal Geological Society of Cornwall 8: 168-370.
- HERNÁNDEZ, J. M. 1997. Manual de Espeleología. Federação Espanhola de Espeleologia. Madri. 175p.
- HILAIRE, S. 1974. A Viagem pelo Distrito dos Diamantes e Litoral do Brasil. Trad. Loenam de Azevedo Penna. Belo Horizonte/São Paulo: Editora Itatiaia/USP, 233p.
- HILL, C.; FORTI, P. 1997. Cave Minerals of the World. USA: National Speleological Society. 463p.
- JENNINGS, J. N. 1985. Karst Geomorphology. Basil Blackwell, Oxford, 293p.

- JUTSON, J.T. 1914. An outline of the physiographic geology (physiography) of Western Australia. Geological Survey of Western Australia Bulletin 61.
- JUTSON, J.T. 1934. The physiography of western Australia. Geological Survey Bulletin.
- KEMPE, S.; HALLIDAY, W. 1997. Report of the discussion on pseudokarst. *In*: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, vol. 6, Basel, Switzerland: Speleo Projects: 107.
- KÖPPEN, W. 1948. Climatologia con un estudio de los climas de la Tierra. México: Fondo de Cultura Económica. 479p.
- LIPS, B.; LIPS, J. 1996. Trois annés au Cameroun. *Echo des Vulcains* 54.
- LIPSKI, M. 2002. Tectonismo cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ouro Preto. DEGEO/EM/Universidade Federal de Ouro Preto. Tese de Doutorado. 171pp.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; OLIVEIRA, O. A. B.; LADEIRA, E. A. 1989. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com Base em Geocronologia U-Pb. *In*: Anais do V Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte. 10: 1-4.
- MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A. 1992. U-Pb evidence of Late Archeantectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal Earth Science*. 29: 2341-2346.
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; LADEIRA, E. A.; BELO DE OLIVEIRA, O.; CARNEIRO, M. A. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero
- MACHADO, N.; NOCE, C. M.; FENG, R. 1993. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton do São Francisco: Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. *In*: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. Anais...Salvador, SBG-BA,SE/SGM, p. 149-151.

MARSHAK, S.; ALKIMIN, F. F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics southern São Francisco region. Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3): 555-571p.

MAIGNIEN, R. 1966. Review of research on laterite. UNESCO Report, Paris.

MAURITY, C.W.; KOTSCHOUBEY, B. 1994. Evolução das feições pseudocársticas na cobertura intempérica do platô N-1, Serra dos Carajás-PA. *In: IV Simpósio de Geologia da Amazônia*, SBG, Belém. p.353-355.

MAURITY, C.W.; KOTSCHOUBEY, B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 – Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi. Série Ciências da Terra* 7: 331-362.

MCBEATH, D.M.; Barron, C.N. 1954. Report on the lateritic ore deposits at Iron and Wamarra Mountains, Berbice. British Guiana Rep. Geological Survey.

MCFARLANE, M.J.; TWIDALE, C.R. 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles. *Zeitschrift fur Geomorphologie Suppl.* Bd 64: 73-95.

MEDINA, A. I.; DANTAS, M. E.; SAADI, A. 2005. Projeto APA Sul RMBH: geomorfologia, mapa geomofológico, escala 1:50.000 em 3 partes. Belo Horizonte: SEMAD/CPRM. 54p. v.: 1 mapa.

MILLOT, G. 1970. *Geology of clays*. Heidelberg: Springer Verlag.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Instrução Normativa Nr. 02 de 20 de agosto de 2009. Disciplina o Decreto 6.640/08 e estabelece a metodologia para a análise de relevância das cavidades naturais subterrâneas.

NOCE, C. M., 2000. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. *Geonomos* 8(1): 15-23.

PALMER, A. N. 1991. *Cave Geology*. Dayton, Ohio: Cave Books. 454p.

PALMER, A. N. 2003. Speleogenesis in carbonate rocks. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1:1-11. *Virtual Journal*.

- PEREIRA, M. C. 2012. Aspectos Genéticos e Morfológicos das Cavidades Naturais da Serra da Piedade – Quadrilátero Ferrífero/MG. Dissertação de Mestrado. UFGM. 150p.
- PILÓ, L. B.; AULER, A. S.; FERREIRA, R. L.; BAETA, A. M.; PILÓ, H. M. D. 2005. Estudo espeleológico na área da mina de minério de ferro de Capão Xavier – MBR, Nova Lima, MG. Relatório Técnico. 269p.
- PINHEIRO, R.V.L.; HENRIQUES, A.L.; SILVEIRA, L.T.; MAURITY, C.W. 1985. Considerações Preliminares sobre a Espeleologia da Serra dos Carajás (PA). Grupo Espeleológico Paraense. Relatório inédito, 38p.
- PINHEIRO, R.V.L.; MAURITY, C.W. 1988. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) – Brasil. Anais 1º Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe, Belo Horizonte, pp. 179-186.
- RUBBIOLI, E.; MOURA, V. 2005. Mapeamento de Cavernas: Guia Prático. São Paulo: Redespeleo Brasil. 92p.
- SAINTE-HILARE, A. 1974. Viagem pelo Distrito dos Diamantes e litoral do Brasil. Trad. Leonam de Azevedo Penna. Belo Horizonte/São Paulo: Editora Itatiaia/USP. 233p.
- SALGADO, A. A. R. 2006. Estudo da Evolução do Relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG, através da mensuração dos processos erosivos e denudacionais. Tese de Doutorado. UFOP.
- SIMMONS, G.C. 1963. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. The National Speleological Society Bulletin 25: 66-72.
- SIMMONS, G.C. 1964. Leucophosphite, a new occurrence in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. The American Mineralogist 49: 377-386.
- SBE – Sociedade Brasileira de Espeleologia. Comissão de Cadastro e Espeleometria. 1991. Normas e Convenções Espeleométricas. Manual. 8p.
- SPONHOLZ, B. 1994. Silicate karst associated with lateritic formations (examples from eastern Niger). Catena 21: 269-278.

SWEETING, M. M. 1973. Karst Landforms. Columbia University Press, New York, 362p.

STÁVALE, Y. O. 2012. Espacialização do Patrimônio Espeleológico da Reserva da Biosfera da Serra do Espinhaço: geossítios selecionados e sua importância para a geoconservação. Dissertação de Mestrado. UFMG. 192p.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Ed.) Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. P. 471-485.

TASSINI, R. 1947. Verdades Históricas e Pré-Históricas de Belo Horizonte antes Curral Del Rey. Edição do autor.

TARDY, Y. 1993. Pétrologie des Laterites et des Sols Tropicaux. Paris: Massin et Cie.

THOMAS, M.F. 1974. Tropical Geomorphology, London.

TOLBERT, G.E.; TREMAINE, J.W.; MELCHER, G.C.; GOMES, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. *Economic Geology* 66: 985-994.

TRICART, J. 1972. The Landforms of the Humid Tropics, Forests and Savannas. London, Longman.

TWIDALE, C.R. 1987. Sinkholes (dolines) in lateritised sediments, western SturtPlateau, Northern Territory, Australia. *Geomorphology* 1: 33-52.

TWIDALE, C.R.; HORWITZ, R.C.; CAMPBELL, E.M. 1985. Hamersley landscapes of Western Australia. *Revue Geologie Dynamique Geographie Physique* 26: 173-186.

U.S. Geological Survey (2012). Mineral Commodity Summaries: January 2012.

URBANI, F. 1975. Formas cársticas em depósitos de hierro residual. Edo. Bolívar, Venezuela. Simpósio 35º Aniversário Soc. Espeleol. Cuba, Resumos, p. 55-56.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. *In: Mantesso-Neto et al.* 2004. São Paulo: Beca. 647p.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 2, Rio de Janeiro/RJ, p.138-145, 1991.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JÚNIOR, H. A. 2009. Estudo da Evolução da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por Meio da Mensuração das Taxas de Erosão (^{10}Be) e da Pedogênese. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 33: 1409-1425.

VON ATZINGEN, N.; CRESCÊNCIO, G. 1999. Estudos espeleológicos em Serra Pelada, Curionópolis – PA. *Boletim Informativo da Fundação Casa da Cultura de Marabá*: 63-72.

VON ATZINGEN, N.; CRESCÊNCIO, G; CUNHA JR., W. R. 2009. Estudos espeleológicos na Serra dos Carajás, município de Parauapebas - PA. *Boletim Informativo da Fundação Casa da Cultura de Marabá*: 51-73.

**ANEXO I – AMOSTRA DE CAVERNAS SELECIONADAS PARA
ANÁLISE DOS PADRÕES GEOMÉTRICOS E PLANIMÉTRICOS**

ANEXO II – ESPELEOTOPOGRAFIAS

ANEXO III – DESCRIÇÕES MACROSCÓPICAS

**ANEXO IV – ANÁLISES QUÍMIPRECISOCAS (DIFRAÇÃO POR
RAIOS-X)**