

Crânio e fêmur encontrados na Toca do Clóvis Saback I, em Campo Formoso BA - vide artigo na página 5

Artigos Originais

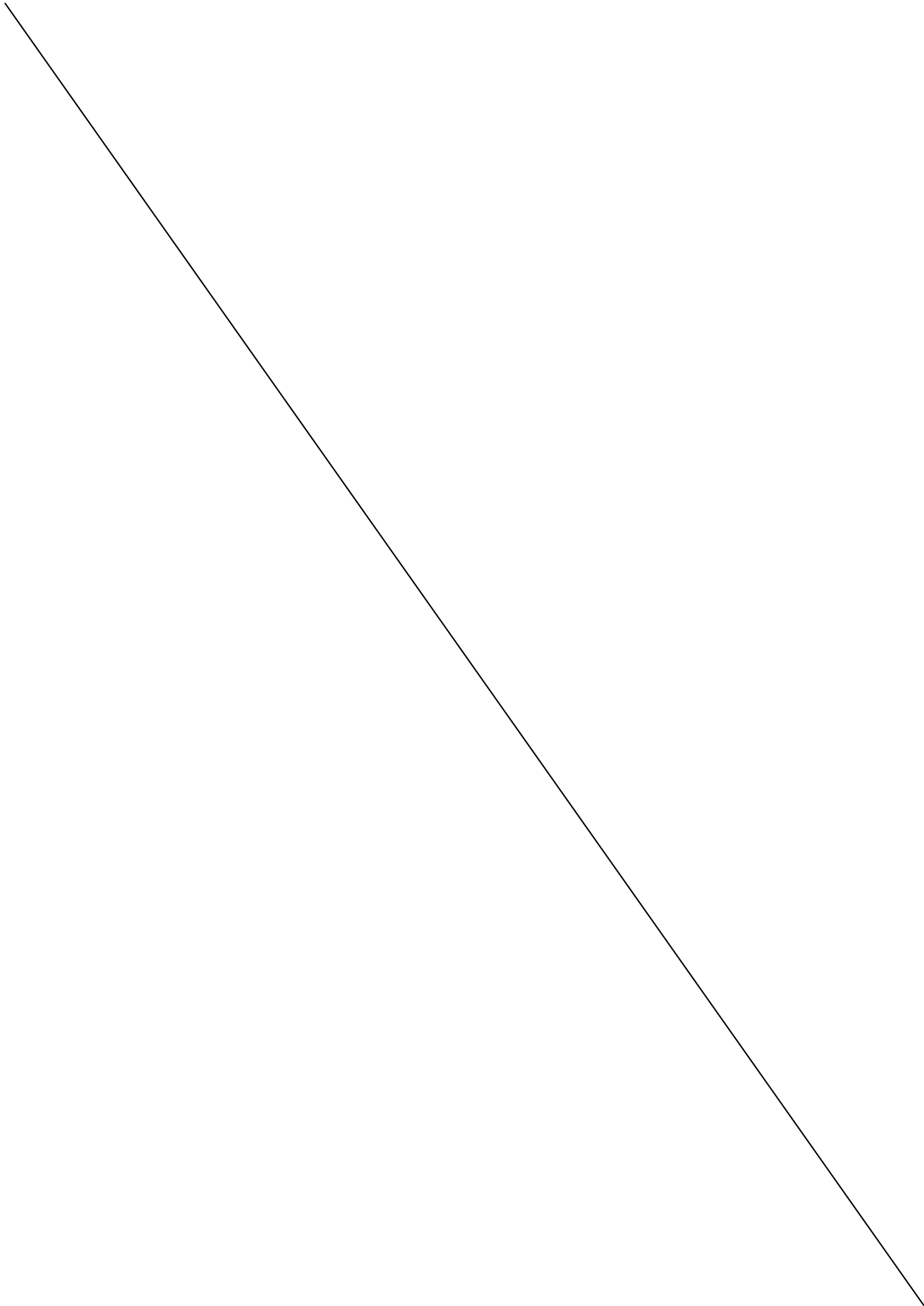
Registro de *Alouatta* sp. (Primates, Alouattinae) em depósito espeleológico do Quaternário do Estado da Bahia
André Vieira de Araújo, Mário Andrade Trindade Dantas & Celso Lira Ximenes

Geoespeleologia de cavernas em quartzito e formações ferríferas no Quadrilátero Ferrífero, região de Congonhas (MG)
Juliana Barbosa Timo & Mariana Barbosa Timo

Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-PA
Soraia da Silva Abreu, Joel Buenano Macambira & Erica da Solidade Cabral

Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas em cavernas da Serra Sul, Carajás - PA
Erica da Solidade Cabral, Joel Buenano Macambira & Soraia da Silva Abreu

Modelo evolutivo para a gruta do Muro, Ouro Branco - MG
Marco Antonio Bragante-Filho, Cláudio Mauricio Teixeira-Silva, João Paulo Alves, Bruna de Oliveira Meyer, Leticia Batisteli, Pedro Henrique Assunção, Paulo Eduardo Lima, Mateus Lima Rosa, Érica Nunes, Lorena de Oliveira Pires, Jeferson Alves Araújo-Junior, Pedro Inácio Cruz-Neto & Icaro Souza Abreu



EXPEDIENTE



Sociedade Brasileira de Espeleologia
(Brazilian Speleological Society)

Endereço (Address)

Caixa Postal 7031 – Parque Taquaral
CEP: 13076-970 – Campinas SP – Brasil

Contatos (Contacts)

+55 (19) 3296-5421
espeleo-tema@cavernas.org.br

Gestão 2015-2017 (Management Board 2015-2017)

Diretoria (Direction)

Presidente: Marcelo Augusto Rasteiro
Vice-presidente: Pavel Carrijo Rodrigues
Tesoureiro: Luciano Emerich Faria
1º Secretário: Teresa Maria da Franca Moniz de Aragão
2º Secretário: Érica Nunes

Conselho Fiscal (Supervisory Board)

Heitor de Brito Cintra
Eduardo Gomes de Assis
Delci Kimie Ishida
Jose Antonio Basso Scaleante – suplente (*alternate*)
José Eduardo Teixeira de Alarcão – suplente (*alternate*)

ESPELEO-TEMA

Editores-Chefes (*Chief Editor*)

Dra. Maria Elina Bichuette
Universidade Federal de São Carlos
UFSCAR

Dr. William Sallun Filho
Instituto Geológico do Estado de São Paulo
IG/SMA-SP

Editor Assistente (*Assistant Editor*)

Esp. Marcelo Augusto Rasteiro
Sociedade Brasileira de Espeleologia
SBE

Conselho Editorial (*Editorial Board*)

Dr. Luiz Eduardo Panisset Travassos
Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais
PUC/Minas

Dr. Heros Augusto Santos Lobo
Universidade Federal de São Carlos
UFSCAR

Conselho Consultivo (*Consulting Board*)

Msc. Elvis Pereira Barbosa - *Universidade Estadual de Santa Cruz - UESC*
Dra. Eleonora Trajano – *Universidade de São Paulo / Universidade Federal de São Carlos - USP/UFSCar*
Dr. Emerson Galvani - *Universidade de São Paulo - USP*
Dra. Emília Mariko Kashimoto - *Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS*
Ezio Rubbioli – *Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE*
Dr. Fernando Morais – *Universidade Federal do Tocantins - UFT*
Dr. Francisco Sekiguchi de Carvalho e Buchmann – *Universidade Estadual Paulista - UNESP*
Dr. Gilson Burigo Guimarães - *Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG*
Dr. Gilson Rodolfo Martins - *Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS*
Dr. Luis Enrique Sánchez - *Universidade de São Paulo - USP*
Dr. Luiz Afonso Vaz de Figueiredo – *Fundação Santo André - FSA*
Dr. Maurício de Alcantara Marinho - *M&P Consultoria e Estudos Ambientais – M&P*
MSc. Mylène Luíza Cunha Berbert-Born – *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM*
Dr. Nicolás Misailidis Stríkis - *Universidade Federal Fluminense - UFF*
Dr. Paulo César Boggiani - *Universidade de São Paulo - USP*
Dr. Ricardo Fraga Pereira - *Universidade Federal da Bahia - UFBA*

Apoio à Tradução (*Translation support*)

Dra. Linda Gentry El-Dash
Sociedade Brasileira de Espeleologia
SBE

SUMÁRIO (CONTENTS)

Editorial

4

ARTIGOS ORIGINAIS

Registro de *Alouatta* sp. (Primates, Alouattinae) em depósito espeleológico do Quaternário do Estado da Bahia

*Record of *Alouatta* sp. (Primates, Alouattinae) in a quaternary speleological deposit of Bahia State*
André Vieira de Araújo, Mário Andrade Trindade Dantas & Celso Lira Ximenes

05

Geoespeleologia de cavernas em quartzito e formações ferríferas no Quadrilátero Ferrífero, região de Congonhas (MG)

Geoespeleology of quartzite and iron caves in the Quadrilatero Ferrifero, Congonhas (MG)
Juliana Barbosa Timo & Mariana Barbosa Timo

11

Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-PA

Geology and petrography of banded iron formations with emphasis on caves genesis in Serra Norte, Carajás-PA
Soraia da Silva Abreu, Joel Buenano Macambira & Erica da Solidade Cabral

33

Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas em cavernas da Serra Sul, Carajás - PA

Geology and petrography of banded iron formations (BIF) in caves at Serra Sul, Carajás - PA
Erica da Solidade Cabral, Joel Buenano Macambira & Soraia da Silva Abreu

45

Modelo evolutivo para a gruta do Muro, Ouro Branco - MG

Evolving model for the Gruta do Muro, Ouro Branco – MG
Marco Antonio Bragante-Filho, Cláudio Mauricio Teixeira-Silva, João Paulo Alves, Bruna de Oliveira Meyer, Letícia Batisteli, Pedro Henrique Assunção, Paulo Eduardo Lima, Mateus Lima Rosa, Érica Nunes, Lorena de Oliveira Pires, Jeferson Alves Araújo-Junior, Pedro Inácio Cruz-Neto & Ícaro Souza Abreu

57

EDITORIAL

É com satisfação que trazemos ao conhecimento da sociedade um novo volume da Revista Espeleo-Tema com cinco trabalhos de temas relacionados a cavernas no território brasileiro. Um primeiro artigo abordando a paleontologia de um primata fóssil encontrado em caverna no Estado da Bahia. Os outros quatro artigos abordam análises geoespeleológicas de cavernas em rochas siliciclásticas e formações ferríferas na região do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais e na região de Carajás no Pará. Importantes contribuições ao conhecimento espeleológico nacional.

Em 2016 a revista está passando por algumas reformulações de seu corpo editorial, visando sua melhoria e sempre tendo como meta a divulgação de publicações originais e de qualidade realizadas pelos grupos e pesquisadores nas áreas da espeleologia nacional.

Agradecemos à colaboração dos autores e revisores, e aproveitamos para incentivar a publicação de artigos inéditos, sempre divulgando e promovendo o fortalecimento da ciência espeleológica nacional.

Boa leitura!

Maria Elina Bichuette
William Sallun Filho
Editores-Chefes



A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).
Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

REGISTRO DE *ALOUATTA SP. (PRIMATES, ALOUATTINAE)* EM DEPÓSITO ESPELEOLÓGICO DO QUATERNÁRIO DO ESTADO DA BAHIA

RECORD OF *ALOUATTA SP. (PRIMATES, ALOUATTINAE)* IN A QUATERNARY SPELEOLOGICAL DEPOSIT OF BAHIA STATE

André Vieira de Araújo (1,2), Mário Andrade Trindade Dantas (3) & Celso Lira Ximenes (4)

- (1) Sociedade Espeleológica Azimute (SEA), Campo Formoso BA.
- (2) Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia (UFBA), Salvador BA.
- (3) Laboratório de Ecologia e Geociências, Instituto Multidisciplinar em Saúde, Universidade Federal da Bahia (UFBA), Vitória da Conquista BA.
- (4) Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza CE.

Contatos: andrevieira@gmail.com; matdantas@yahoo.com.br; clx.ximenes@gmail.com.

Resumo

Foram analisados um crânio e um fêmur direito de um primata encontrado na Toca do Clóvis Saback I, situada no povoado de Tiquara município de Campo Formoso, Bahia, Brasil, atribuídos ao Pleistoceno final - Holoceno. As medidas cranianas e femorais foram comparadas com as medidas de outros primatas vivos e extintos, e com base em caracteres sinapomórficos do fêmur e das comparações métricas, concluímos se tratar de uma fêmea do gênero *Alouatta*.

Palavras-Chave: Primatas, Campo Formoso, caverna, Pleistoceno final - Holoceno.

Abstract

Were studied a skull and a right femur of a primate found in a cave locally known as Clovis Saback I, located in Tiquara, Campo Formoso municipality, Bahia, Brazil. The cranial and femoral measurements were compared to those of extant and extinct primates, which allow us to conclude that those material belonged to a female primate of the genus *Alouatta*.

Key-Words: Primates, Campo Formoso, cave, late Pleistocene - Holocene.

1. INTRODUÇÃO

A história evolutiva dos macacos do novo mundo (Infraordem Platyrrhini) é pouco conhecida devido ao escasso registro fóssil (TEJEDOR, 2002; HALENAR; ROSENBERGER, 2013). Nesta Infraordem são classificadas as famílias Cebidae, Aotidae, Pitheciidae e Atelidae (GROVES, 2001 apud REIS et al., 2011).

No Brasil, no Estado da Bahia, já foram encontrados fósseis de três espécies extintas pertencentes à família Atelidae: *Caipora bambuorum* Cartelle & Hartwig, 1996, *Cartelles coimbrafilhoi* Halenar & Rosenberger, 2013 e *Alouatta mauroi* Tejedor, Rosenberger & Cartelle, 2008, todos atribuídos ao Pleistoceno final (CARTELLE; HARTWIG, 1996; TEJEDOR et al., 2008; HALENAR; ROSENBERGER, 2013).

Além destas, fósseis de *taxa* viventes também foram encontrados, pertencentes as famílias: Atelidae (*Alouatta caraya* (Humboldt, 1812),

bugio); Cebidae (*Cebus apella* (Linnaeus, 1758), macaco-prego; *Callithrix penicillata* (É. Geoffroy, 1812), sagui), e Pitheciidae (*Callicebus personatus* (É. Geoffroy, 1812), guigó), todos registrados por Lund em cavernas de Lagoa Santa, Minas Gerais (CARTELLE, 2012).

Os macacos do gênero *Alouatta* Lacepede, 1799 possuem a maior distribuição geográfica dos primatas da região Neotropical, ocorrendo desde o sul do México até o norte da Argentina. Possuem um marcado dimorfismo sexual e exibem características particulares, como reduzida capacidade craniana e um notável desenvolvimento do osso hióide, que se expande em uma câmara e permite emitir vocalizações características que podem ser ouvidas a quilômetros de distância (GREGORIN, 2006).

O objetivo do presente trabalho é realizar o registro de material esquelético de interesse paleontológico em uma caverna da Bahia, referente a um primata pertencente a família Atelidae.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O material aqui descrito foi encontrado na Toca do Clóvis Saback I (10°48.2428' S, 40°53.173' W) município de Campo Formoso, Bahia (Figura 1A). A geologia da região é representada por carbonatos proterozoicos do Grupo Una.

A caverna fica próxima a uma mina de calcário, atualmente desativada, à margem da estrada que liga a sede do município ao povoado de Tiquara. A entrada da caverna possui dimensões de 0,8 m de altura por 1,5 m de largura. Essas dimensões prosseguem nos primeiros 10,0 m, onde a caverna se bifurca em dois ramos paralelos estreitos e com altura inferior a 1,0 m. São poucas variações e os condutos se interligam em típicos condutos freáticos com base reta e teto arredondado. O mapa topográfico da caverna encontra-se apresentado na Figura 1B..

O esqueleto parcial do primata, composto de crânio e fêmur direito, foi encontrado semi-enterrado no sedimento, e em associação com restos de outros vertebrados (e.g. *Tayassu* sp.; Rodentia indeterminado) em 2014 pela Sociedade Espeleológica Azimute - SEA na Toca do Clóvis Saback I e resgatado em outubro de 2015 por uma

equipe coordenada pelos autores "M.A.T.D." e "A.V. de A.". A coleta do material foi autorizada através da licença nº 51438-1 fornecida ao autor "M.A.T.D.", e comunicada ao Departamento Nacional de Produção Mineral através da comunicação DNPM 050-2015.

O material coletado atualmente está tombado na coleção paleontológica do Laboratório de Ecologia e Geociências (LEG) da Universidade Federal da Bahia, *campus* Anísio Teixeira, Vitória da Conquista, Bahia, sob a numeração LEG 0314 (Crânio) e LEG 0315 (fêmur direito).

A sistemática segue a proposta de Tejedor *et al.* (2008). Para realizar comparação, as medidas cranianas seguem as apresentadas por Cartelle; Hartwig (1996) e Gregorin (2006), sendo utilizadas quatro: comprimento craniano (CCR), largura interorbital (LIO), comprimento palatal (CPA) e largura Craniana (LCR). Para o fêmur seguimos as medidas apresentadas por Halenar & Rosenberger (2013), sendo três: diâmetro da cabeça do fêmur (FHD), comprimento do fêmur (FL) e largura do côndilo femoral (BCB). Todas as medidas são expressas em milímetros.

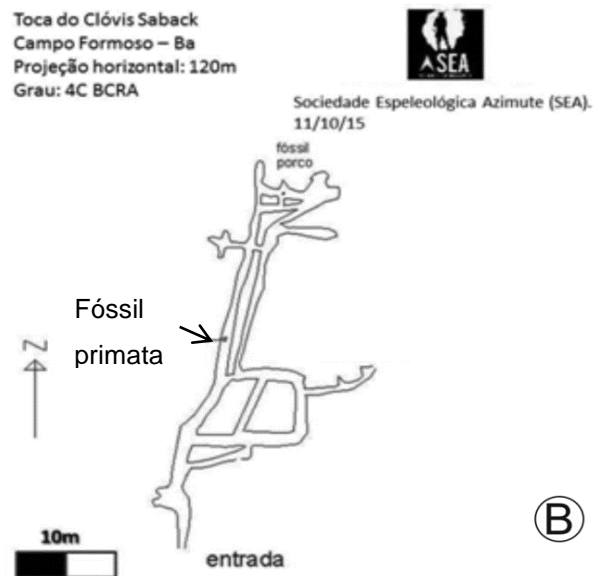
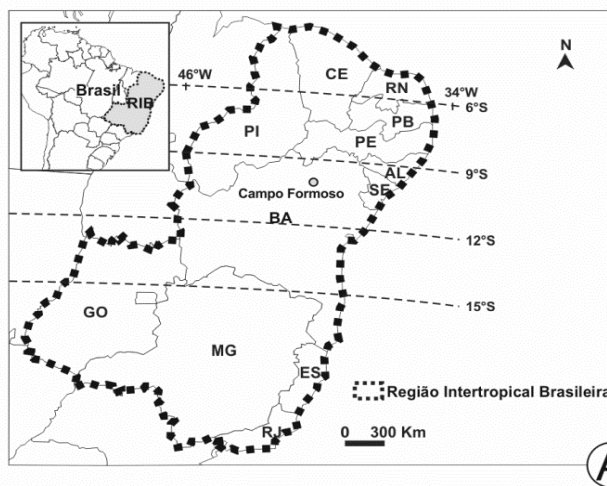


Figura 1: (A) Localização do município de Campo Formoso, Bahia (Mapa modificado de FRANÇA *et al.*, 2014); (B) Planta baixa da Toca do Clóvis Saback I (Planta baixa, fonte: SEA, 2015).

3. SISTEMÁTICA

Ω PRIMATES Linnaeus, 1758

Ω ANTHROPOIDEA Mivart, 1864

Ω ATELOIDEA Gray, 1825

Ω ATELIDAE Gray, 1825

Ω ATELINAE Gray, 1825

Ω *Alouatta* Lacépède, 1799

(Figura 2A-F)

Material

Crânio LEG 0314, fêmur direito LEG 0315.

Descrição

O crânio LEG 0314 (Figura 2A-D) apresenta morfologia (i.e. côndilos occipitais e forame magno posicionados mais posteriormente) e tamanho (Tabela 1) próximo aos das espécies viventes conhecidas de *Alouatta*. Esta peça apresenta uma boa preservação, mas sofreu fraturas em alguns

ossos, como, por exemplo, nos nasais, alvéolos dos caninos, arcos zigomáticos (Figura 2A) e na parte posterior do frontal e na sutura entre os parietais (Figura 2A), sendo esta a mais extensa de todas. Da série dental superior está presente apenas o segundo molar superior (M2), de ambos os lados, e parte da raiz do segundo pré-molar superior (P2) esquerdo.

O fêmur direito LEG 0315 apresenta-se bem conservado e apresenta sinapomorfias atribuídas ao gênero *Alouatta*.

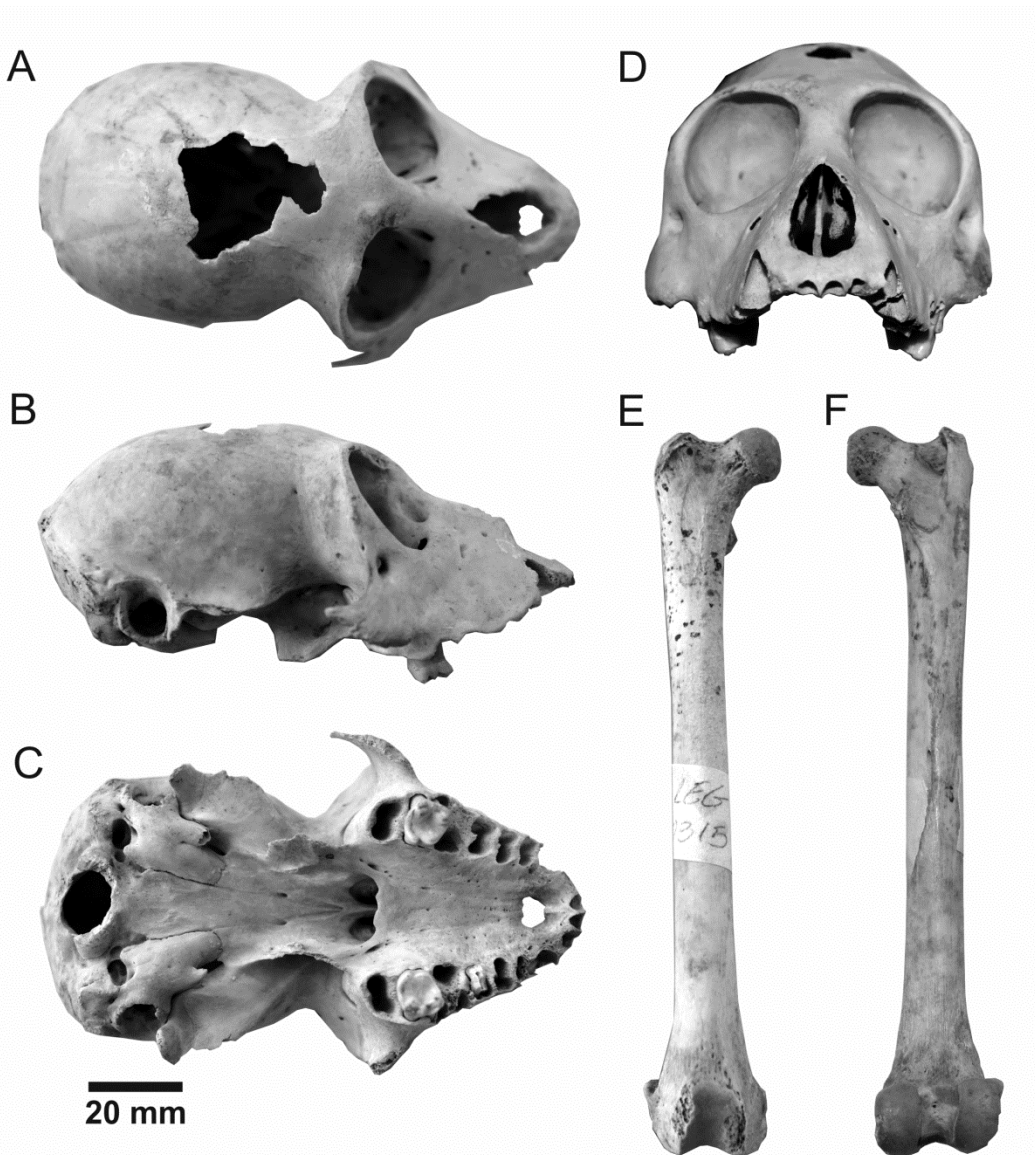


Figura 2: Crânio LEG 0314 em vista (A) superior, (B) lateral, (C) palatal e (D) anterior. Fêmur LEG 0315 em vista (E) anterior e (F) posterior.

4. DISCUSSÃO

A morfologia do crânio LEG 0314 é semelhante a de uma fêmea do gênero *Alouatta* e suas medidas são semelhantes as apresentadas por Cartelle; Hartwig (1996) e Gregorin (2006) para as

espécies deste gênero (Tabela 1). Exclui-se a espécie *A. mauroi* por apresentar medidas dentais 1/3 maiores que as demais espécies viventes. Cartelle; Hartwig (1996) apresentam medidas um pouco abaixo da média para *Alouatta*, isso pode ser

justificado devido ao trabalho não ter levado em consideração o dimorfismo sexual, que é bastante destacado neste gênero, com as fêmeas com medidas cranianas muito menores que aos machos (FORD, 1994; SILVER et al., 1998; GREGORIN, 2006).

Comparando-se as medidas do crânio LEG 0314 com a de outros taxa (Tabela 1), nota-se que suas medidas são menores tanto para o *taxon* extinto *Caipora bambuiorum*, quanto para os taxa viventes *Ateles* e *Brachyteles*. Para a medida do comprimento craniano (CCR), LEG 0314 apresenta medidas

semelhantes com *Lagothrix*, no entanto, as demais medidas são muito distintas, assim como a morfologia craniana desse *taxon*.

Na tabela 2 apresentamos uma comparação das medidas do fêmur direito LEG 0315 com as medidas relatadas por Halenar; Rosenberger (2013) para quatro gêneros viventes e o *taxon* fóssil *Caipora*. Notou-se que as medidas desta peça são aproximadas às do gênero *Alouatta*, com valores inferiores à média, o que reforça a atribuição a um espécime fêmea.

Tabela 1: Medidas (em mm) do crânio LEG 0314, em comparação com medidas de outros taxa fósseis e atuais fornecidos por Cartelle & Hartwig (1996). Ao lado do nome do taxa consta o número de indivíduos avaliados, e nas medidas são apresentadas média, valores mínimos e máximos encontrados em cada taxa.

	<i>Caipora</i> (1)	<i>Ateles</i> (92)	<i>Brachytelles</i> (11)	<i>Lagothrix</i> (73)	<i>Alouatta</i> (25)	LEG 0314
CCR	131.5	114.1 (104.0-122.0)	114.8 (100.0-122.0)	104.9 (97.2-114.6)	107.6 (96.3-121.4)	103.4
LIO	63.3	55.6 (49.9-64.2)	57.3 (52.0-61.2)	54.0 (47.9-59.0)	52.3 (47.2-60.7)	47.0
CPA	40.6	34.4 (29.9-40.7)	38.7 (34.2-44.1)	31.6 (26.2-37.4)	39.9 (34.7-59.9)	37.6
LCR	75.4	60.8 (54.9-65.7)	61.9 (57.7-65.1)	58.6 (53.8-63.1)	51.0 (47.3-56.2)	49.5

Legendas: CCR - comprimento craniano; LIO - largura inter-orbital; CPA - comprimento palatal; LCR - largura craniana.

Tabela 2: Medidas (em mm) do fêmur direito LEG 0315, em comparação com algumas medidas de outros taxa fósseis e atuais fornecidos por Cartelle; Hartwig (1996).

	<i>Caipora</i> (1)	<i>Ateles</i> (31)	<i>Brachytelles</i> (3)	<i>Lagothrix</i> (17)	<i>Alouatta</i> (25)	LEG 0315
FHD	22.9	17.9 (15.8-20.2)	18.2 (16.9-19.8)	15.0 (14.0-15.7)	13.4 (11.8-15.9)	12.2
FL	216.0	205.6 (190.5-226.0)	202.0 (186.5-212.0)	166.4 (157.5-176.5)	154.2 (139.0-171.0)	145.0
BCB	38.5	31.8 (29.1-34.9)	29.0 (28.0-30.9)	27.1 (24.2-29.3)	23.9 (21.4-26.7)	23.7

Legendas: FHD - diâmetro da cabeça do fêmur (femoral head diameter); FL - comprimento do fêmur (femoral length); BCB - largura do côndilo femoral (femoral bicondylar breadth).

De acordo com Cortéz-Ortiz et al. (2003), a distribuição atual de *Alouatta* mais próxima da área do presente estudo inclui *A. guariba* (*A. clamitans*), na região sul da Bahia, nas cidades de Ilhéus e Porto Seguro, e *A. Belzebul*, na divisa entre os estados da Bahia, Pernambuco e Alagoas. Considera-se o material aqui apresentado como insuficiente para uma atribuição específica segura. Assim, preferiu-se manter sua classificação apenas a nível de gênero.

Ainda não foram realizadas datações absolutas nesse material, não sendo possível, no momento, uma posição cronoestratigráfica mais precisa. Com estas informações, saberemos se o exemplar aqui apresentado conviveu na mesma época que os grandes primatas extintos já conhecidos para a região, como *Cartelles coimbrafilhoi*, *Caipora bambuiorum* e *Alouatta mauroi*.

Além disso, a datação deste material, e dos demais taxa encontrados em associação nesta cavidade, poderão nos ajudar a inferir como era a fisionomia vegetacional do ambiente em que viveram, e nos permitir comparações com as condições atuais.

Por fim, classificaremos esse material como pertencente ao Pleistoceno final - Holoceno, tendo em vista que a resolução temporal encontrada em cavernas é muito baixa, já que podem ser encontrados em associação, em uma mesma cavidade, fósseis com idades que variam de 300 mil anos até 10 mil anos (e.g. AULLER et al., 2006).

AGRADECIMENTOS

As biólogas Márcia Cristina Teles Xavier e Lais Alves Silva pela ajuda na coleta dos fósseis.

Aos integrantes da Sociedade Espeleologia Azimute, em especial a Claudiney Lima Dias que encontrou o crânio durante a primeira expedição à Toca do Clóvis Saback I, e a Mateus Henrique e Joana Santiago pela colaboração na elaboração do mapa topográfico da caverna.

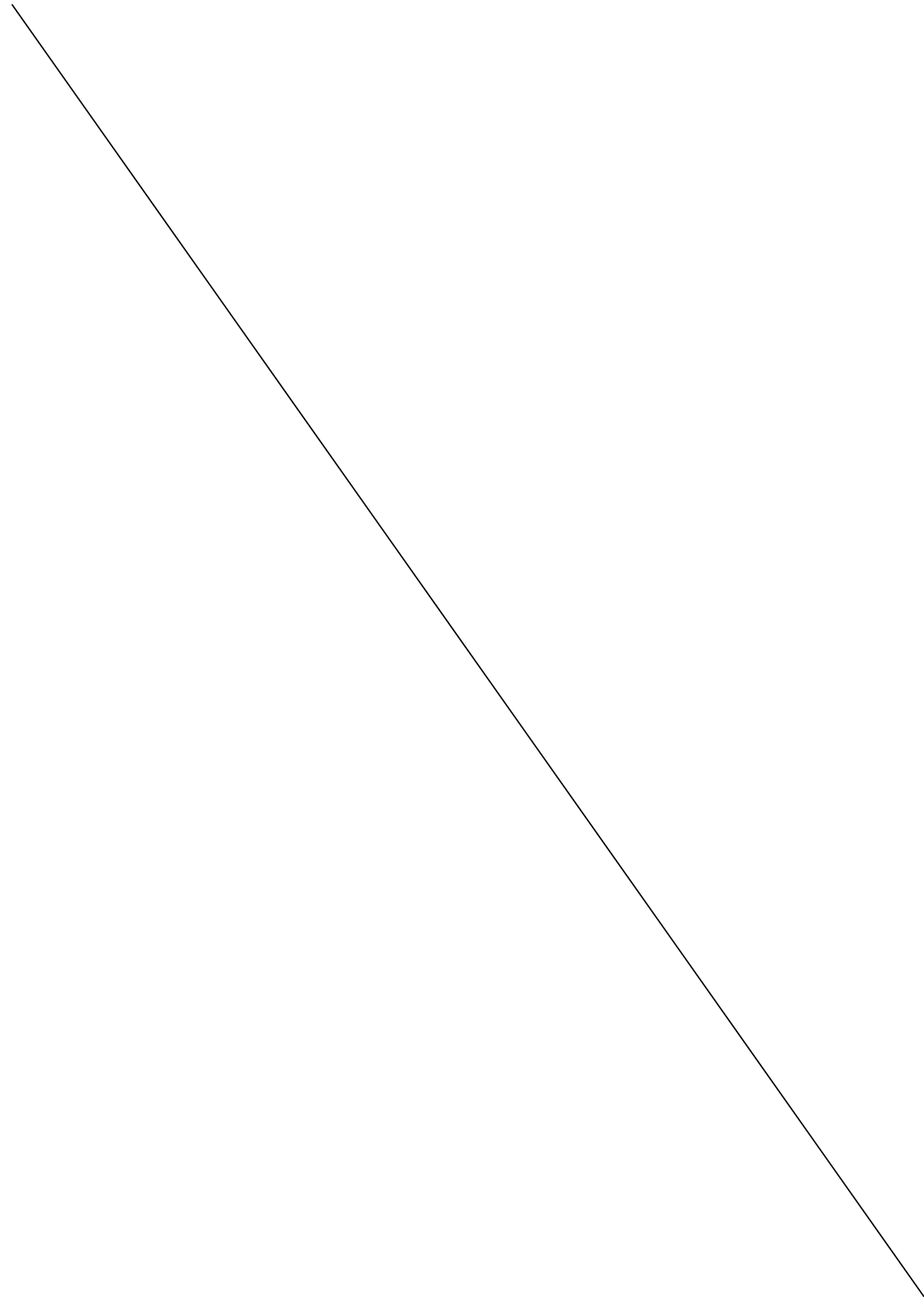
REFERÊNCIAS

- AULER, A.S.; PILÓ, L.B.; SMART, P.L.; WANG, X.; HOFFMANN, D.; RICHARDS, D.A.; EDWARDS, R.L.; NEVES, W.A.; CHENG, H. U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 240, p. 508–522, 2006. doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.002
- CARTELLE, C. & HARTWIG, W. A new extinct primate among the Pleistocene megafauna of Bahia, Brazil. **Proceedings of the National Academy of Science**, v. 93, p. 6405-6409, 1996.
- CARTELLE, C. **Das grutas à luz: Os mamíferos pleistocênicos de Minas Gerais**. Belo Horizonte: Bicho do Mato, 2012. 236p.
- CORTÉS-ORTÍZ, L.; BERMINGHAM, E.; RICO, C.; RODRÍGUEZ-LUNA, E.; SAMPAIO, I.; RUIZ-GARCÍA, M. Molecular systematics and biogeography of the Neotropical monkey genus, *Alouatta*. **Molecular Phylogenetics and Evolution**, v. 26, p. 64-81, 2003.
- FORD, S.M. Evolution of sexual dimorphism in body weight in platyrrhines. fossil assemblages: new genus and species from Bahia, Brazil. **Journal of Human Evolution**, v. 65, n.4, p. 374-90, 1994.
- FRANÇA, L.M.; DANTAS, M.A.T.; BOCCHIGLIERI, A.; CHERKINSKY, A.; RIBEIRO, A.S.; BOCHERENS, H. Chronology and ancient feeding ecology of two upper Pleistocene megamammals from the Brazilian Intertropical Region. **Quaternary Science Reviews**, v. 99, p. 78-83, 2014.
- GREGORIN, R. Taxonomia e variação geográfica das espécies do gênero *Alouatta* Lacépède (Primates, Atelidae) no Brasil. **Revista Brasileira de Zoologia**, v. 23, n. 1, p. 64-144, 2006.
- HALENAR, L.B. & ROSENBERGER, A.L. A closer look at the “Protopithecus” fossil assemblages: new genus and species from Bahia, Brazil. **Journal of Human Evolution**, v. 65, n.4, p. 374-90, 2013.
- REIS, N.R. dos; PERACHI, A.L.; PEDRO, W.A.; LIMA, I.P. de. 2011. **Mamíferos do Brasil**, 2 ed. Londrina: Nelio R. Reis, 2011. 439p.
- SILVER, S.C.; OSTRO, L.E.T.; YEAGER, C.P.; HORWICH, R. Feeding Ecology of the Black Howler Monkey (*Alouatta pigra*) in Northern Belize. **American Journal of Primatology**, v. 45, p. 263–279, 1998.
- TEJEDOR, M.F. Primate canines from the early Miocene Pinturas Formation, southern Argentina. **Journal of Human Evolution**, v. 47, p. 127-141, 2002.
- TEJEDOR, M.F.; ROSENBERGER, A.L.; CARTELLE, C. Nueva especie de *Alouatta* (Primates, Atelinae) del pleistoceno tardío de Bahia, Brasil. **Ameghiniana**, v. 45, n. 1, p. 247-251, 2008.



A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).
Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp



GEOESPELEOLOGIA DE CAVERNAS EM QUARTZITO E FORMAÇÕES FERRÍFERAS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, REGIÃO DE CONGONHAS (MG)

GEOESPELEOLOGY OF QUARTZITE AND IRON CAVES IN THE QUADRILATERO FERRIFERO, CONGONHAS (MG)

Juliana Barbosa Timo & Mariana Barbosa Timo

Spelayon Consultoria, Belo Horizonte MG.

Contatos: juliana.spelayon@gmail.com; mariana@spelayonconsultoria.com.br.

Resumo

O Quadrilátero Ferrífero representa uma unidade espeleológica com ocorrência de cavidades principalmente em rochas ferríferas e, subordinadamente, em rochas siliciclásticas e carbonáticas. Foi realizada geoespeleologia de 20 cavidades no município de Congonhas (MG), inseridas na Unidade Geomorfológica Quadrilátero Oeste. Entre as cavidades analisadas, 18 são desenvolvidas em rochas siliciclásticas e 2 em rochas ferríferas, que foram associadas aos afloramentos da Formação Moeda, Formação Cauê e coberturas lateríticas recentes, pertencentes ao Supergrupo Minas. A caverna CV 8/9/16 se destaca pelas dimensões, com 214 m de projeção horizontal, presença de importante drenagem subterrânea e espeleotemas pouco comuns na região. Quanto às cavidades em rochas ferríferas, estão posicionadas na região mais alta da encosta, onde a cobertura de canga forma uma quebra brusca no relevo. Destaque para a caverna CV 06 com 46,5 m de projeção horizontal, que representa o segundo maior valor de todo o conjunto. Pretende-se com este artigo apresentar a caracterização e descrição física de todo o conjunto de cavernas conhecidas na área de estudo.

Palavras-Chave: Geoespeleologia, Quadrilátero Ferrífero, Quartzito, Canga, Itabirito.

Abstract

The Quadrilatero Ferrifero features a speleological unit with occurrence of cavities especially in banded iron rocks and, subordinate, in siliciclastic and carbonate rocks. It was performed the geoespeleology of 20 cavities in the municipality of Congonhas (MG), inserted in the Quadrilatero Oeste geomorphological unit. Between the cavities analyzed, 18 are developed on siliciclastic rocks and 2 in banded iron rocks, which were associated with outcrops of Moeda Formation, Cauê Formation and recent lateritic cap, belonging to the Minas Supergroup. The CV 08/09/16 cave stands out by the size, with 214 m of horizontal projection, presence of significant underground drainage and unusual speleothems in the region. As for the cavities in banded iron rocks, these are positioned in the upper of the slope, where the lateritic cap cover forms a sudden break in the relief. Highlighting for the CV 06 cave, with 46,5 m of horizontal projection, which is the second highest value of the whole. The aim of this article is the characterization and physical description of the entire set of known caves in the study area.

Key-Words: Geoespeleology, Quadrilatero Ferrifero, Quartzite, Lateritic cap, Itabirite.

1. INTRODUÇÃO

No Quadrilátero Ferrífero (QF), as primeiras investigações espeleológicas publicadas vieram através do norte americano George Simmons, em 1963. 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, todas em litologias ferríferas. Além da descrição, Simmons elabora um interessante modelo genético e detalha a mineralogia das grutas. Nos últimos anos, um grande número de cavernas em litologias ferríferas vem sendo identificadas no

QF, o que está associado ao novo regramento jurídico para a espeleologia no Brasil (BELO DE OLIVEIRA, 2011).

As cavernas inseridas na formação ferrífera e na canga são em geral de pequenas dimensões, poucas vezes superando 100 m de projeção horizontal. De acordo com Auler; Piló (2007), em torno de 70% das cavidades nestas litologias no QF estão no intervalo entre 20-30 m de projeção horizontal. A maior caverna nesses litotipos, até o momento, encontra-se na Serra da Piedade. Localizada no município de Sabará (MG), a Gruta

da Piedade apresenta 365 m de projeção horizontal (PEREIRA, 2012).

Além das cavernas ferríferas, o QF também abriga cavidades em rochas siliciclásticas e carbonáticas, porém em menor número. Até a data da publicação deste artigo a maior ocorrência de cavidades na região está registrada no grupo das rochas ferríferas, com aproximadamente 1.000 cavernas cadastradas em cangas, minério de ferro, itabiritos, hematita compacta e laterita. O grupo das rochas siliciclásticas apresenta 91 cavidades em quartzitos e conglomerados e o grupo das rochas carbonáticas apresenta 16 cavidades em dolomitos e calcários (CNC, 2015; CECAV, 2015).

O potencial de cavernas em quartzito no Brasil é enorme. No Quadrilátero Ferrífero existem várias unidades geológicas que apresentam esta litologia, contudo o principal distrito espeleológico localiza-se na Serra do Caraça. Segundo Dutra (2002), dentre os picos mais elevados da Serra do Caraça destacam-se o Pico do Sol com 2.072 m e o Pico do Inficionado com 2.068 m de altitude. Nos quartzitos do Pico do Inficionado desenvolvem-se grandes abismos e cavidades, das quais se destaca a Gruta do Centenário (SBE_MG1081) com 3.800 m de desenvolvimento linear e 484 m de desnível (DUTRA, 2002). Recentemente esta cavidade perdeu o status de caverna mais profunda do mundo em quartzito para o Abismo Guy Collet (SBE AM_3), localizado no município de Barcelos (AM), que possui 670 metros de desnível (AYUB, 2007).

Devido à grande ocorrência de cavidades, o Quadrilátero Ferrífero pode ser considerado uma Unidade Espeleológica condicionada ao Supergrupo Minas (DORR, 1969) e às rochas cronocorrelatas (CPRM, 2003), como definido por Belo de Oliveira et al (2011). A partir da interpretação de imagens de ortofotos de alta resolução utilizando-se dados espeleológicos, geológicos, aerogeofísicos e de sondagem, a Unidade Espeleológica Quadrilátero Ferrífero pode ser dividida em Unidades Geomorfológicas (BELO DE OLIVEIRA et al., 2011).

As cavidades caracterizadas neste estudo localizam-se no município de Congonhas (MG), que está inserido na Unidade Geomorfológica Quadrilátero Oeste (BELO DE OLIVEIRA et al., 2011), no domínio da Unidade Espeleológica Quadrilátero Ferrífero. A amostra constitui-se de 20 cavidades localizadas no entorno do Projeto MINA VIGA, empreendimento sob responsabilidade da FERROUS RESOURCES DO BRASIL S/A.

A Unidade Geomorfológica Quadrilátero Oeste possui 391 km² de área e se localiza na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, imediatamente a sul de Belo Horizonte, seguindo até as cidades de Jeceaba e Congonhas (Figura 1). Trata-se de uma unidade geomorfológica de serra, com continuidade espacial, embora apresente inflexões em sua direção e variações de toponímia – Serras do Curral, Moeda e Itabirito (BELO DE OLIVEIRA et al, 2011). A delimitação da unidade geomorfológica é feita a partir da área de afloramento das rochas dos grupos Caraça e Itabira, pertencentes ao Supergrupo Minas.

Os dados desta pesquisa foram obtidos durante o estudo para a classificação da relevância das cavidades localizadas no entorno da MINA VIGA e atendimento da legislação ambiental vigente, principalmente o Decreto Federal nº 6.640/2008 e a Instrução Normativa MMA nº 02/2009. O objetivo deste trabalho é apresentar a descrição e caracterização física destas cavidades, ampliando o conhecimento geoespeleológico das cavernas do Quadrilátero Ferrífero.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A origem e evolução das cavernas envolve interações complexas entre a geologia, processos químicos e os mecanismos de fluxo de água subterrâneos. De acordo com Palmer (2007), chamamos este conjunto de disciplinas de espeleogênese ou geoespeleologia.

Para obtermos o conjunto de dados necessário para o estudo da geoespeleologia das cavidades estudadas, estas foram analisadas quanto à localização geomorfológica, hidrologia, geologia, depósitos sedimentares existentes, aspectos socioeconômicos e estado de conservação.

Inicialmente foi feito o levantamento do contexto regional da área de estudo e uma caracterização dos aspectos fisiográficos onde as mesmas se inserem. Conforme o posicionamento geográfico, a área foi classificada quanto à unidade espeleológica e unidade geomorfológica a que pertence. Foi feita também uma busca por informações a respeito de cavidades naturais subterrâneas existentes no domínio espeleológico da área de estudo.

Os equipamentos utilizados para o levantamento de campo foram: martelo *Gedore*, bússola tipo *Brunton* e GPS *Garmin 60CSx*. Foi avaliada a importância dos atributos físicos de cada caverna e preenchida uma ficha de descrição geoespeleológica.

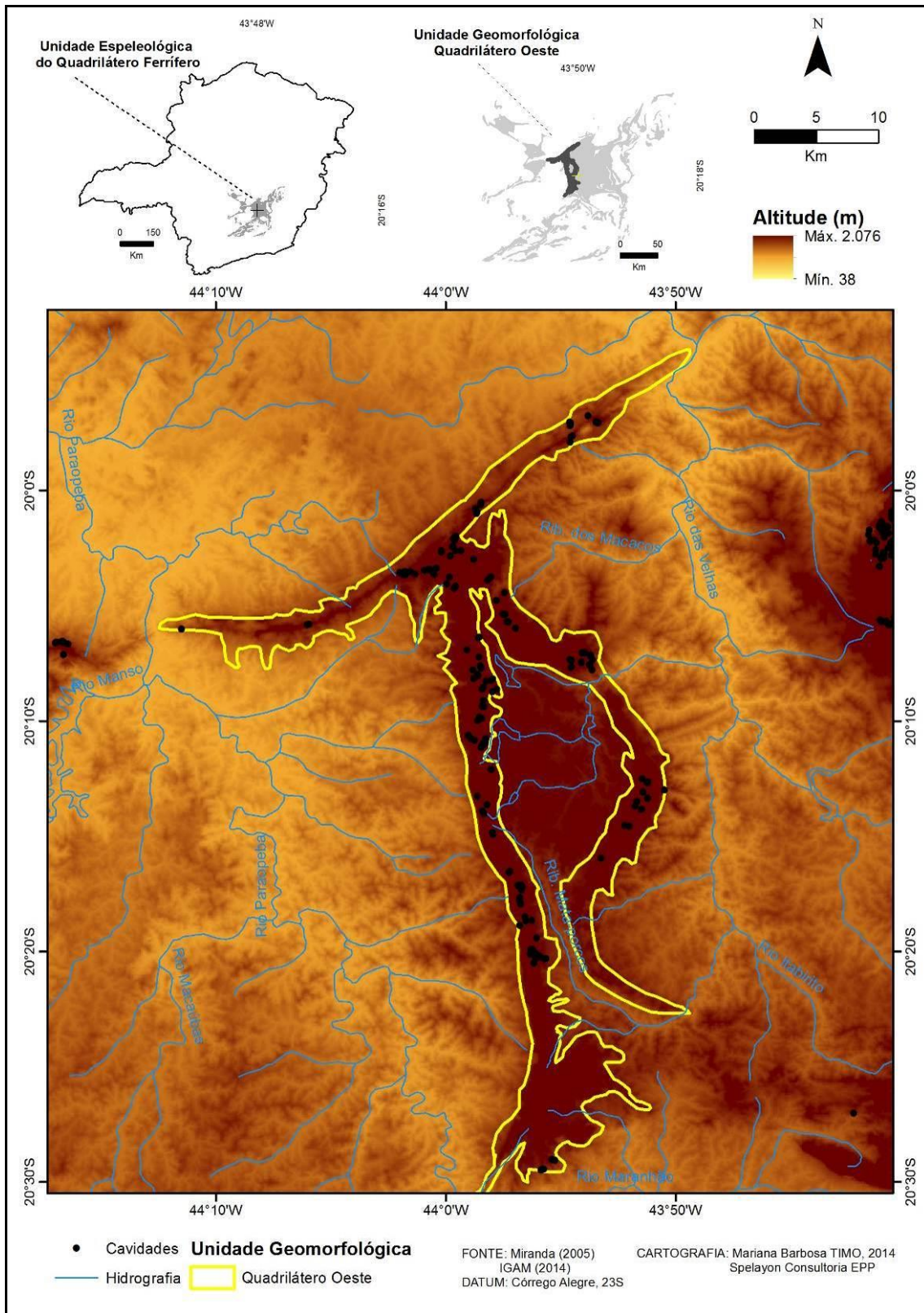


Figura 1: Mapa hipsométrico com destaque para os limites da Unidade Geomorfológica Quadrilátero Oeste, inserida na Unidade Espeleológica do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: modificado de Belo de Oliveira et. al (2011).

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região de estudo localiza-se na divisa entre os municípios de Congonhas e Jeceaba. Tais municípios estão inseridos na região centro-sul do

Quadrilátero Ferrífero, na microrregião de Conselheiro Lafaiete, estado de Minas Gerais.

O clima da região é do tipo temperado úmido (Cwa), segundo a classificação de Köppen-Geiger para o Brasil, com inverno seco e verão quente (SAMPAIO et al., 2011), e apresenta normais de

temperatura com média anual de 20,5° C (INMET, 2015). O regime pluviométrico desta área é tipicamente tropical, apresentando uma média anual de 99 mm para o ano de 2015 (INMET, 2015). Essa região está em uma zona de transição entre os biomas da Mata Atlântica e do Cerrado (MYERS et al., 2000), apresentando características da flora e da fauna de ambos. Campo Rupestre em solo ferruginoso ocorre nas encostas e topos das serras.

O município de Congonhas está inserido na Macro Região Hidrográfica do Rio São Francisco. Devido à sua extensão e aos diferentes ambientes que percorre, esta bacia hidrográfica está dividida em Alto, Médio, Sub-Médio e Baixo São Francisco (CBHRSF, 2013). A região estudada está localizada no Alto São Francisco, mais precisamente na bacia hidrográfica do alto rio Paraopeba, que é um importante afluente do rio São Francisco. A principal sub-bacia que compõe a bacia do Paraopeba no local é a do rio Maranhão. Todo o deflúvio superficial escoia para tributários do rio Maranhão, sendo que o córrego do Bichento é o mais importante para o conjunto de cavernas analisado.

A área em estudo encontra-se no extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero. As cavernas analisadas estão inseridas no domínio de rochas do Supergrupo Minas, com predomínio de rochas da Formação Moeda e subordinadamente rochas da Formação Cauê em associação a cobertura laterítica recente.

A Formação Moeda faz parte do Grupo Caraça e é constituída por metaconglomerados, filitos e quartzitos. O quartzito tem coloração esbranquiçada, de granulação grossa, foliado devido à grande quantidade de sericita. O filito é cinza

claro, com granulação muito fina, foliado e com tato sedoso. A Formação Cauê pertence à base do Grupo Itabira e abriga os maiores depósitos de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Compreende rochas como itabirito (usualmente com laminação de quartzo e hematita, às vezes de magnetita, dolomita e anfibólio), itabirito dolomítico, itabirito anfibolítico e pequenas lentes de xisto, filito e marga. Itabiritos são formações ferríferas metamórficas e fortemente oxidadas, apresentando descontinuamente corpos de minério de alto teor (>64% Fe), de morfologia mais ou menos lenticular e dimensões variáveis desde alguns decímetros até centenas de metros. A Cobertura Cenozóica, também chamada de canga, compõe os topos de serra com uma morfologia aplainada na forma de platô. Recobre parte da área, ocorrendo sobre as rochas da Formação Cauê. Os depósitos de canga do Quadrilátero Ferrífero têm uma espessura média entre 2 e 10 m, são compactos e resistentes a erosão mecânica. Nas bordas do platô as rupturas do relevo formam escarpas verticais, onde se desenvolve grande parte das cavidades neste litotipo. Chapadas de canga são depósitos elúvio-coluvionares com seixos, calhaus e matações de formação ferrífera e hematita com matriz argilosa-laterítica. Também ocorrem na forma de solo laterítico residual.

A amostra analisada é composta por 20 cavernas, sendo 18 desenvolvidas em rochas siliciclásticas, associadas à Formação Moeda, e 2 desenvolvidas em rochas ferríferas, associadas à Formação Cauê e à cobertura laterítica recente. Na Tabela 1 estão destacadas a localização das cavidades, as características espeleométricas, além da litologia. Na Figura 2 pode ser observada a localização de cada cavidade na foto aérea da região.

Tabela 1: Localização (Datum SAD69, zona 23S) e principais características das cavidades.

Nº	Nome (CECAV)	UTM_E	UTM_N	Altitude (m)	PH (m)	Desnível (m)	Área (m ²)	Volume (m ³)	Litologia
1	CV 01	610765	7732292	946	13,08	4,79	36,53	58,16	Quartzito
2	CV 02	610754	7732320	965	44,99	4,43	177,05	400,26	Quartzito
3	CV 03	611581	7733856	1163	19,25	2,74	44,16	45,45	Quartzito
4	CV 04	611707	7733887	1190	12,02	5,26	52,6	67,32	Quartzito
5	CV 05	612573	7734587	1271	11,15	0,59	14,54	16,72	Canga e Itabirito
6	CV 06	612318	7734643	1267	46,51	1,34	152,5	183	Canga
7	CV 07	611847	7732684	943	9,9	2,18	47,96	23,5	Quartzito
8	CV 08/CV 09/ CV 16	611480	7733617	1096	214,15	41,31	1104,71	2187,72	Quartzito
9	CV 10	611543	7733580	1097	8	3,32	29	67,86	Quartzito
10	CV 11	611511	7733805	1159	13,14	1,7	51,82	54,41	Quartzito
11	CV 12	611430	7733532	1120	8,79	2,43	38,32	63,22	Quartzito
12	CV 13/CV 17	611512	7733611	1098	37,62	5,61	118,66	547,02	Quartzito
13	CV 14	611436	7733611	1126	9,82	4,23	17,29	24,37	Quartzito
14	CV 15	611437	7733589	1129	5,22	1,16	8,98	8,53	Quartzito

Nº	Nome (CECAV)	UTM_E	UTM_N	Altitude (m)	PH (m)	Desnível (m)	Área (m²)	Volume (m³)	Litologia
15	CV 18	611530	7733572	1093	10,77	8,42	146,31	197,51	Quartzito
16	CV 19	611554	7733555	1122	12,75	6,89	51,88	129,7	Quartzito
17	CV 20	611552	7733528	1092	10,32	3,55	20,97	46,34	Quartzito
18	CV 21	611667	7732807	988	7,89	1,12	18,1	17,37	Quartzito
19	CV 22	611892	7732989	1077	34,32	5,93	82,86	128,43	Quartzito
20	SPE 01	611492	7733571	1129	38,45	4,31	127,06	280,8	Quartzito

Localização das Cavidades Analisadas

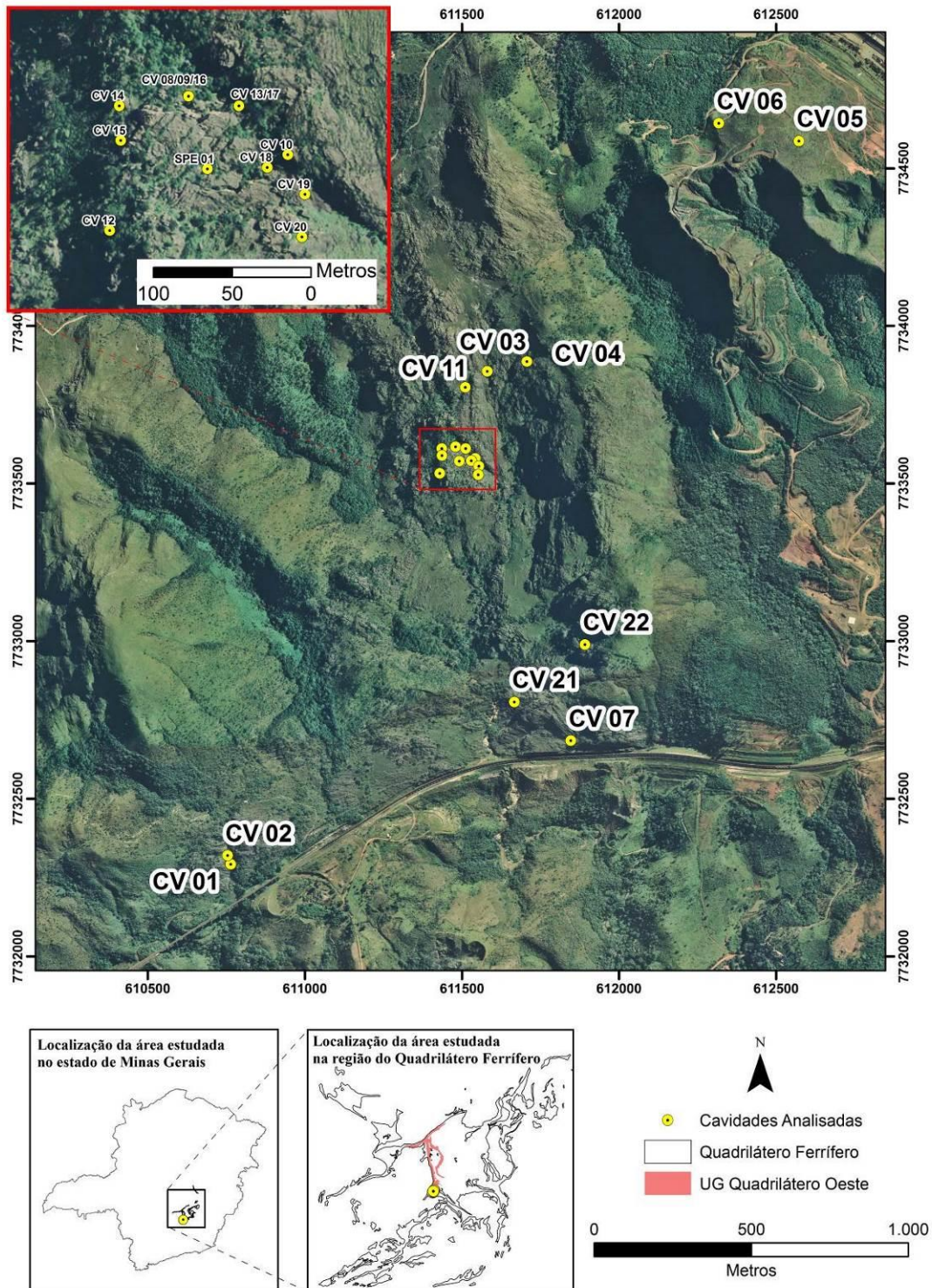


Figura 2: Mapa de localização das cavidades.

4. GEOESPELEOLOGIA DAS CAVIDADES

Dentro do grupo de cavidades desenvolvidas nas rochas das formações siliciclásticas, foram observados dois domínios geomorfológicos distintos: 10 cavidades estão desenvolvidas em meio a matacões abatidos e sobrepostos depositados na encosta (CV 01, CV 02, CV 03, CV 10, CV 11, CV 15, CV 13/17, CV 19, CV 21 e CV 22) e 8 cavidades estão desenvolvidas na base de expressivos afloramentos rochosos (CV 04, CV 07, CV 12, CV 14, CV 8/9/16, CV 18, CV 20 e SPE01). O depósito de tálus recobre parte da encosta da serra e é formado por matacões gigantescos sobrepostos, inseridos em meio aos afloramentos. Esses fragmentos de rocha são angulosos e estão parcialmente envoltos por solo. As cavidades deste domínio se desenvolvem nos espaços vazios gerados entre os matacões e o solo. Já os afloramentos são significativos maciços rochosos que predominam no topo da serra, mas ocorrem em toda a encosta (Figura 3). As cavidades se inserem na base da escarpa, em fendas na rocha ou acompanhando a foliação.



Figura 3: Encosta formada por afloramentos e matacões rolados e basculados de quartzito.

De acordo com o posicionamento altimétrico, as cavidades estão situadas entre as cotas 943m e 1.190m e podem ser divididas em baixa, média e alta vertente, sendo a superfície do terreno em alta declividade. Estão em baixa vertente 2 cavidades, a CV 01 e CV 02. Em média vertente estão posicionadas 10 cavidades, quais sejam, CV 07, CV 10, CV 8/9/16, CV 13/17, CV 18, CV 19, CV 20, CV 21, CV 22 e SPE01. Em alta vertente estão as outras 6 cavidades (CV 03, CV 04, CV 11, CV 12, CV 14 e CV 15).

As duas cavidades inseridas no grupo de rochas ferríferas estão em um terceiro domínio geomorfológico relacionado à resistente cobertura laterítica. A canga ocorre em pacotes com 2 a 3

metros de espessura, recobrando o itabirito como um platô no topo e encosta de serra. Esta cobertura forma extensas áreas de relevo suave com uma morfologia de chapada de canga. Nas bordas do platô de canga formam-se desníveis abruptos, onde a quebra brusca do relevo gera escarpas verticalizadas que apresentam extensas continuidades laterais. Estes locais são propícios para o desenvolvimento de cavidades (Figura 4).



Figura 4: Quebra brusca do relevo na borda do platô de canga.

As cavernas CV 05 e CV 06 estão posicionadas na quebra do platô de canga, localizadas em alta vertente. Essas cavernas são as mais elevadas do conjunto estudado, com cota de aproximadamente 1.270m.

Ocorrem expressivos afloramentos rochosos, com pontos de alta declividade em escarpas. Foram observadas rochas metassedimentares como quartzito e itabirito; e sedimentos recentes como a canga, depósitos de tálus e colúvio.

Em grande parte da área aflora um quartzito compacto, observado em 18 das 20 cavernas analisadas. A coloração é esbranquiçada com partes avermelhadas devido ao intemperismo. A granulação varia de fina a média na maior parte da rocha, com certa quantidade de minerais micáceos. O quartzito apresenta forte grau de deformação, com textura foliada devido à presença da mica. Ocorrem níveis centimétricos mais resistentes à erosão, que se sobressaem no afloramento de quartzito e são concordantes à foliação. Esses níveis ocorrem com espaçamento métrico e apresentam ligeira diferença na composição e granulação, com presença de minerais micáceos ferruginosos em aglomerados, como pórfiros de tamanho areia muito grossa.

No interior das cavidades foram observados ainda veios de quartzo leitoso de espessura centimétrica, dispostos ora de forma discordante

(Figura 5) e ora de forma concordante com a foliação. Em alguns pontos os veios de quartzo apresentam forma sigmoidal. A rocha está disposta em camadas onde podem ser observados estratos discretos, devido ao grau de intemperismo. Este litotipo pode ser associado à Formação Moeda do Grupo Caraça.

Os planos de fratura aferidos apresentam duas direções principais nas cavidades visitadas. A fratura mais frequente tem direção preferencial E-W com mergulho mediano para sul, variando entre 50 e 65 graus. Este plano é bastante repetitivo e pode condicionar o desenvolvimento de cavidades. Outro plano de fratura constante nas cavidades tem orientação NE-SW, com mergulho de alto ângulo ora para NW e ora para SE. Os planos de foliação das cavidades analisadas em quartzito foram medidos e sua atitude é constante com direção principal N-S e mergulho mediano para leste, variando entre 35 e 65 graus (Figura 6). Essas discontinuidades são determinantes no desenvolvimento das cavidades, que são condicionadas principalmente pela interseção das estruturas.



Figura 5: Veio de quartzo (em destaque) discordante com a foliação do quartzito, Caverna SPE01.



Figura 6: Foliação do quartzito evidenciada pela erosão diferencial, na CV 14.

No extremo nordeste da área foi observado o itabirito, bastante intemperizado, coberto por uma carapaça laterítica. O itabirito, observado apenas na cavidade CV 05, apresenta textura bandada em níveis centimétricos intercalados com diferença na composição, o que define a variação na coloração. Bandas quartzosas são esbranquiçadas e bandas ricas em hematita são cinza escuro, ambas com granulação fina. O bandamento é uma descontinuidade muito persistente e repetitiva. Foi medido o plano de bandamento no afloramento de itabirito da CV 05 e sua atitude é 110/60. Essa rocha corresponde à Formação Cauê (Figura 7).

A cobertura laterítica recente recobre o itabirito na maior parte da região alta da serra, na forma de um platô. Além da CV 05 a canga também ocorre na CV 06, porém nesta última é a única litologia observada (Figura 8). O litotipo está semi-intemperizado com aspecto compacto. É formado por clastos de formação ferrífera, cimentados por matriz limonítica. Os clastos apresentam tamanho de seixo a grânulo, são subangulosos e estão caoticamente distribuídos em meio à matriz. A matriz, que ocorre em pequena quantidade, é constituída pela limonita (hematita + goethita + água).



Figura 7: Itabirito no final da CV 05, em destaque os planos de bandamento.



Figura 8: Canga compacta na CV 06.

As estruturas observadas nas cavidades ferríferas foram fraturas e planos de bandamento, além do contato geológico. As discontinuidades são de grande importância no desenvolvimento de cavernas, principalmente em minério de ferro e canga, pois condicionam a circulação da água no interior da rocha, como também contribuem para a atuação de processos de abatimentos de blocos do teto e paredes.

O contato geológico, observado na CV 05, é uma significativa discontinuidade condicionante do desenvolvimento das cavidades ferríferas. Além de ser uma importante superfície para percolação da água, ocorre diferença de reologia ou competência entre os materiais, contribuindo para a erosão diferencial. A canga, que sempre ocorre no topo, apresenta grande compacidade e resistência à erosão. Já o itabirito, que predomina na base, encontra-se muitas vezes alterado e friável. Essa diferença de competência pode facilitar o desenvolvimento de cavidades por erosão mecânica e abatimento. A superfície de contato da canga é irregular e tem a mesma direção da vertente.

Os planos de fratura também são importantes discontinuidades que podem condicionar o desenvolvimento de espaços subterrâneos. Principalmente na canga as fraturas e diáclases facilitam a circulação de água. Por ser uma rocha com ausência de deformação, a orientação das fraturas nesta litologia não segue um padrão. A superfície da fratura não é homogênea, com mudanças na orientação do plano.

Cada grupo de rocha reage de forma particular frente aos processos erosivos que condicionam a formação de cavernas. A localização das cavidades analisadas no contexto geológico pode ser observada na Figura 9, a seguir.

Foi avaliada a presença de corpos hídricos nas cavernas, além das águas de percolação e condensação, com o objetivo de determinar a dinâmica hidrológica. Na área em estudo, dominada por rochas siliciclásticas, ocorre uma rede de drenagens superficiais. Nas encostas da serra grandes matacões acumulam na vertente e o fluxo de água corre soterrado entre os fragmentos. Localmente, quando ocorrem no interior das cavernas, cursos d'água se tornam subterrâneos. Porém, não foi observada uma comunicação entre os canais de drenagem, sendo que não caracteriza um sistema ou rede de cursos d'água subterrâneos.

Todo o deflúvio superficial das áreas onde estão as cavernas escoam para tributários do rio

Maranhão. A área das cavernas CV 01 e CV 02 é drenada pela micro-bacia do córrego Cruz. A maioria das cavernas é drenada pela micro-bacia do córrego do Bichento. Já o escoamento superficial das cavernas CV 05 e CV 06 flui para N-NW em direção à micro-bacia do córrego Casa de Pedra.

Ocorre água na maioria das cavidades em rochas siliciclásticas, apenas nas cavernas CV 12, CV 14, CV 15, CV 20 e CV 21 não foi observada. Nas demais cavernas ocorre água na forma de condensação, surgência, lago, sumidouro, escoamento, gotejamento, empoçamento, percolação e drenagem ativa.

A condensação ocorre apenas em 4 das 18 cavernas analisadas em quartzito (CV04, CV16, CV22, SPE01). Ocorre de forma localizada nas paredes e teto como gotículas de água. Gotejamento e percolação ocorrem em 12 das cavernas siliciclásticas de forma localizada, aproveitando planos de discontinuidade. Em alguns condutos o gotejamento e a percolação constante de água forma empoçamentos.

Surgências foram observadas em 5 cavernas (CV 01, CV 02, CV 04, CV 8/9/16 e SPE01), todas de caráter intermitente (Figura 10). São pequenas nascentes localizadas, observadas em pontos das paredes e piso dos condutos. Apresentam baixo fluxo de água, mas com quantidade significativa para as cavidades.

Escoamento ocorre em 11 das 18 cavidades em rocha siliciclástica. São fluxos de água que passam pelas cavidades, adentram na porção mais montante do conduto e fluem direção à jusante, saindo da cavidade na forma de uma calha de drenagem ou na forma de sumidouro. Os sumidouros foram observados em 6 cavidades da amostra (Figura 13). Os escoamentos e surgências formam empoçamentos no interior dos condutos e quando represada a água se acumula na forma de pequenos lagos, observados em 4 cavidades (CV 02, CV 07, CV 8/9/16 e CV 22).

Escoamento perene ocorre em 6 cavidades (CV 01, CV 02, CV03, CV 8/9/16, CV 18 e SPE01) desenvolvidas em rochas siliciclástica. O fluxo é moderado e escoam por toda a extensão dos condutos. Destaque para as cavernas CV 02 e CV 8/9/16, onde a água ocorre na forma de diversas feições e promove a formação de espeleotemas (Figuras 11 e 12). Na cavidade CV 02 foi construído um barramento no local de saída da água do interior do conduto. É um impacto na cavidade, onde se formou um lago artificial.

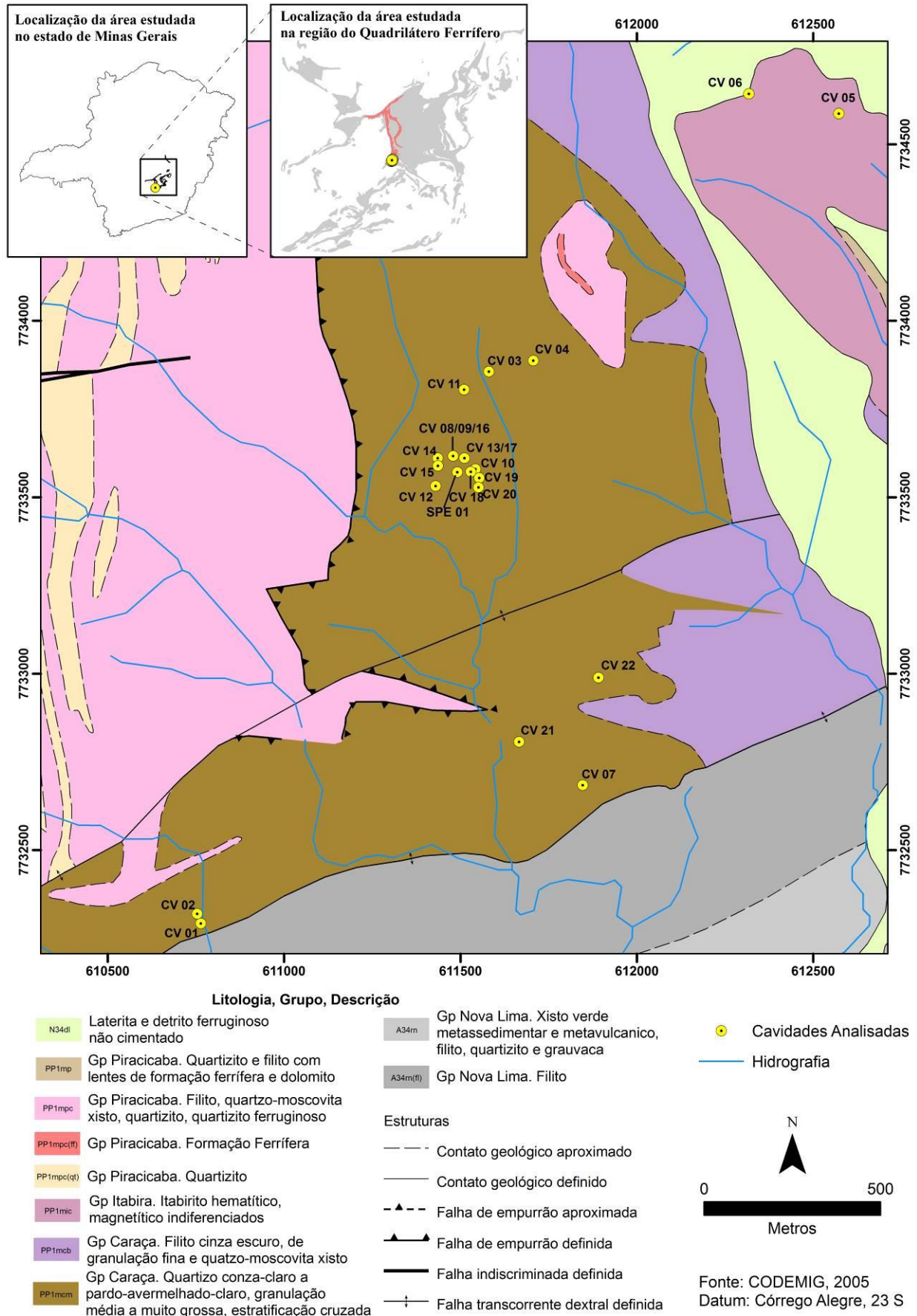


Figura 9: Localização das cavidades analisadas no mapa geológico (fonte: CPRM, 2003). Em cinza são apresentadas as áreas de afloramentos das rochas do Quadrilátero Ferrífero, com destaque (cinza mais escuro) para a localização da unidade geomorfológica que a área está inserida.



Figura 10: Surgência intermitente observada na caverna SPE01.

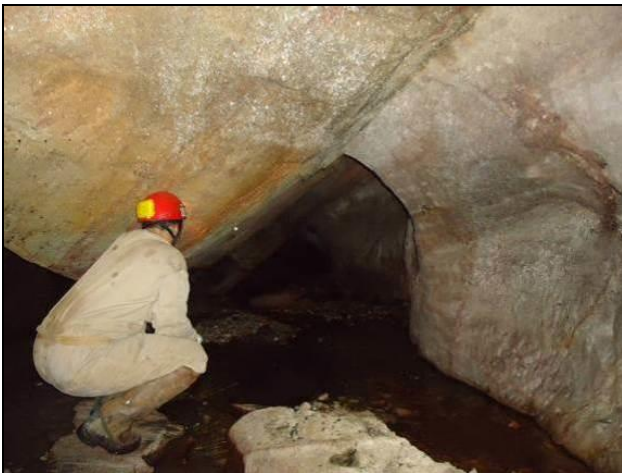


Figura 11: Escoamento perene na caverna CV 16.

Nas cavernas do grupo das formações ferríferas não é comum observar drenagem interna e, quando ocorre, a maioria é de caráter intermitente (ativa apenas durante a estação chuvosa). Na canga, as cavidades ocorrem de forma rasa no terreno, sendo influenciadas pela infiltração e deflúvio das águas pluviais. Foram observados escoamento, gotejamento e percolação, todos de caráter intermitente, nas duas cavidades inseridas nesta litologia (CV 05 e CV 06).

Na caverna CV 05 foi observada percolação de água com baixo fluxo no final do conduto, em uma parte da parede com o piso. Essa percolação é temporária e ocorre através de uma fratura, carreando sedimentos para dentro da cavidade. Na caverna CV 06 foi observado um escoamento de água temporário que entra por uma das bocas, com

origem na escarpa fora da cavidade. O teto é marcado por várias fraturas, que permite intensa percolação e gotejamento de água pluvial no interior do salão principal. Essa quantidade de água que entra na cavidade por fraturas no teto também gera um escoamento temporário.



Figura 12: Drenagem perene saindo da caverna CV 02.



Figura 13: Sumidouro no final do conduto da caverna CV 04.

A avaliação da planta baixa revela as pequenas dimensões da maioria das cavernas do conjunto estudado. Apenas 6 entre as 20 cavernas tiveram projeção horizontal maior que 20m. Destaque para a caverna CV 8/9/16, com 214 m de projeção horizontal (Figuras 14 e 15), desenvolvida em rocha siliciclástica e condicionada pela erosão fluvial. Em rochas ferríferas, destaque para a caverna CV 06 com 46,5 m de projeção horizontal, que representa o segundo maior valor de todo o conjunto (Figura 16).

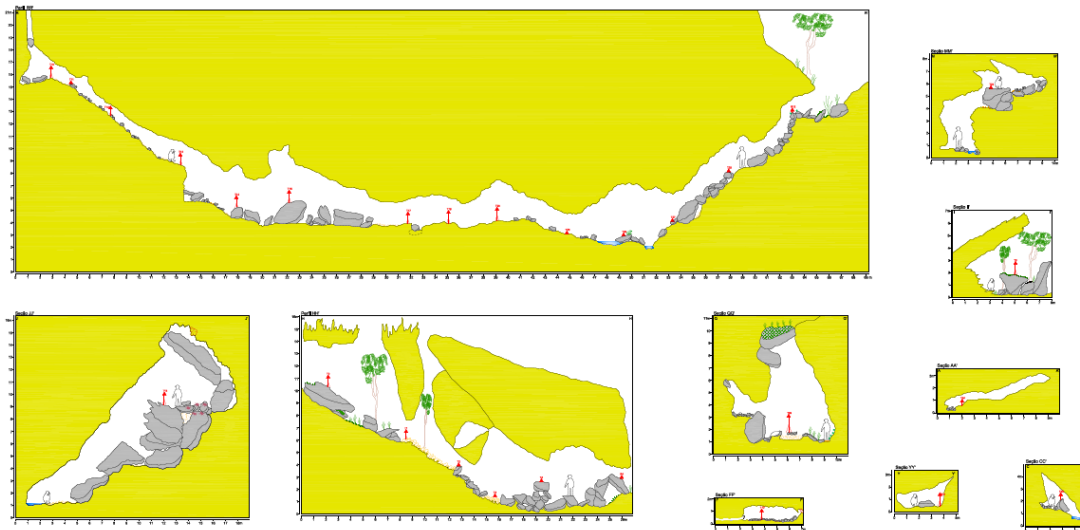


Figura 3: Perfis e cortes da cavidade CV 8/9/16

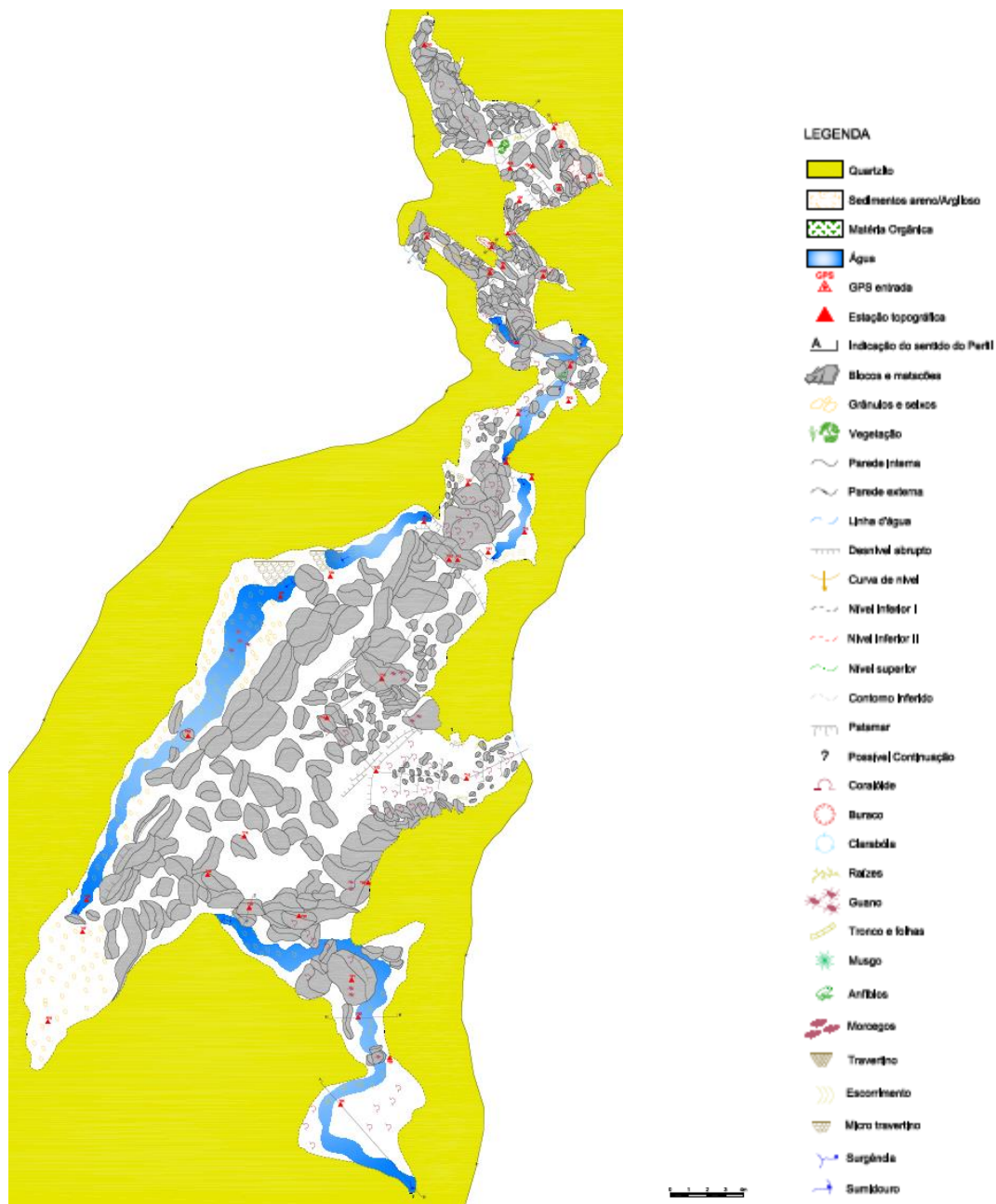


Figura 15: Planta baixa da cavidade CV 8/9/16

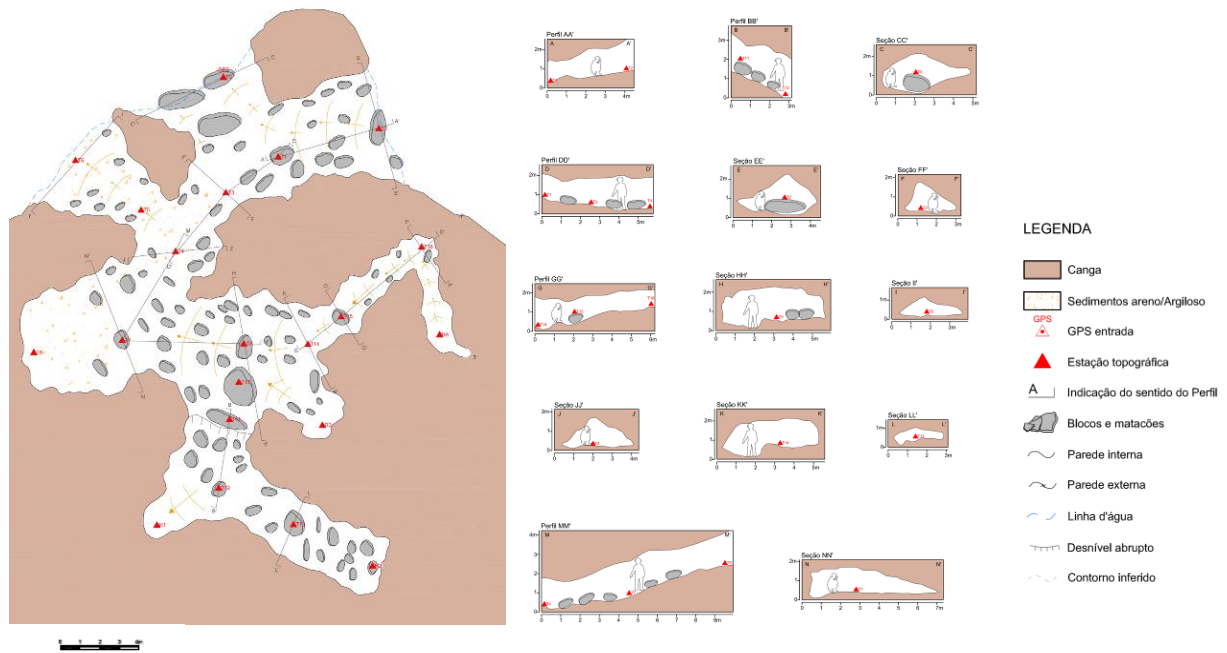


Figura 16: Planta baixa, cortes e perfil da cavidade CV 06.

O grupo de cavernas desenvolvidas em rochas siliciclásticas apresenta entrada em escarpa rochosa com altura da boca variando de 1m, nas cavidades CV 07 e CV 11, até 7m, nas cavidades CV 17 e CV 19, porém predominam alturas de 1 a 2m. No interior das cavernas deste grupo os condutos são em grande parte estreitos e com teto alto, condicionados por estruturas do quartzito (Figura 18). Em algumas porções o teto fica localmente baixo. Exceções podem ser encontradas nas cavidades CV 07 e CV 11 que são apertadas, estreitas e com teto muito baixo (Figura 19). As cavernas em quartzito apresentam, na maioria dos casos, única entrada, porém ocorrem cavernas com duas entradas. Em 5 cavernas (CV 01, CV 11, CV 12, CV 18 e CV 21) foram observadas diversas entradas, com grande quantidade de luz no interior dos condutos (Figura 17).



Figura 18: Conduto amplo e com teto alto na CV 13/17.



Figura 17: Uma das entradas da CV 8/9/16.

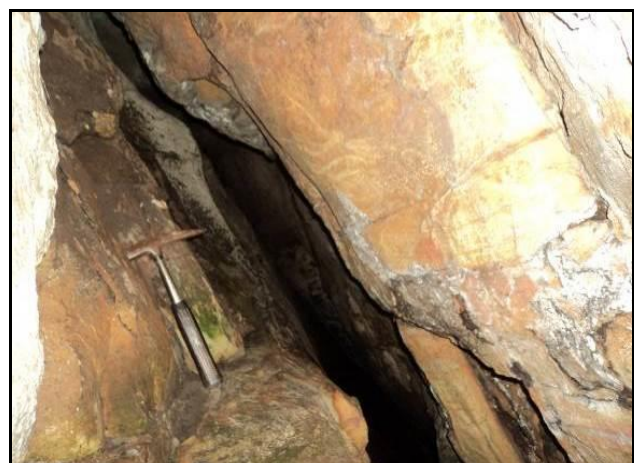


Figura 19: Conduto estreito e apertado na CV 07.

Quanto à morfologia dos cortes, prevalecem os irregulares, sem forma definida, principalmente nas cavernas formadas pela sobreposição de matacões (CV 15, CV 19 e CV 21). Cortes triangulares, com piso muito mais largo que o teto, são mais frequentes nas cavernas formadas em afloramentos de quartzito, condicionados pela orientação de estruturas da rocha como nas cavernas CV 04, CV 07, CV 8/9/16 e SPE01. Os cortes lenticulares, com extremidades afinadas em relação ao centro do conduto, foram observados de forma subordinada em alguns condutos. A maioria das cavidades apresenta apenas um nível de desenvolvimento, mas na caverna CV 8/9/16 foram observados níveis inferiores e superiores. A inclinação da superfície das cavidades foi avaliada e em rochas siliciclásticas a maioria tem piso com alta declividade. O piso apresenta declividade tanto ascendente como descendente para o interior da cavidade, dependendo da localização da entrada (Figura 15). A declividade acompanha a inclinação da encosta. Algumas cavernas apresentaram piso horizontalizado, como as cavernas CV 03 e CV 15.

Quando ocorre fluxo constante de água no interior destas cavidades, parte das paredes e piso sofre ação da erosão pela passagem da drenagem. Nas cavernas CV 04 e CV 8/9/16 podem ser observados condutos com paredes arredondadas e regulares, possivelmente esculpida pela erosão da água sob pressão (Figura 21).

A análise da morfologia do ambiente cavernícola pode indicar os processos geradores dos espaços subterrâneos. Vestígios dos agentes erosivos que atuaram para o desenvolvimento das cavernas são chamados estruturas espeleogenéticas.

Foram observadas frequentes marcas arredondadas no teto e paredes. São feições alveolares formadas através da erosão pela passagem da água. Feições arredondadas também foram observadas no piso, como panelas ou marmitas. Essas feições podem ter sido formadas por gotejamento localizado e pontual. As feições morfológicas observadas foram canalículo, claraboia, pilar, patamar, alvéolo, pendente e pontões estruturais.

Claraboias são as feições mais comuns, ocorrendo em 13 cavidades analisadas em litologia siliciclástica (Figura 23). O posicionamento raso em relação à superfície faz com que seja frequente o desenvolvimento desta feição. Neste grupo de rochas siliciclásticas é intenso o processo de abatimento e basculamento de grandes matacões que pode gerar claraboias e facilitam a circulação de água pluvial. Na caverna CV 13/17 ocorre uma claraboia bastante

expressiva, desenvolvida na porção mais a montante do conduto.

Em 11 das 18 cavernas em rochas siliciclásticas foram observadas feições alveolares nas paredes e teto (Figura 22). Tem dimensões centimétricas e podem ter sido formadas pela ação erosiva da água. Em algumas cavernas foram observadas erosões circulares no piso, impressas na rocha. São panelas ou marmitas que podem ter sido geradas pelo intenso gotejamento localizado (Figura 20).



Figura 20: Panelas formadas por gotejamento localizado na CV 8/9/16.



Figura 21: Teto e paredes arredondadas que podem ter sido erodidas pela ação da água.

Canalículos foram observados em 8 das cavernas em rochas siliciclásticas. Podem aparecer na junção da parede com o piso, na parede e até no teto. Além disso, alguns condutos têm sua terminação na forma de canalículos e podem contribuir na formação da porosidade, que facilita a circulação de água e transporte de sedimento. São canais de pequenas dimensões que se desenvolvem para o interior da rocha. Estes canais transportam sedimentos finos da rocha para dentro das cavidades.

Foram observados pilares em 2 cavernas (CV 14 e CV 22). Destaque para a caverna CV 14, onde ocorrem dois condutos paralelos ao longo de toda a extensão da cavidade separados por um pilar.



Figura 22: Feições alveolares observadas no teto da CV 13/17.



Figura 23: Claraboia no teto da CV 19.

Os pendentes são formados por partes de matacões encaixados nas partes superiores dos condutos, e ocorrem em 7 cavidades. Os pontões estruturais são semelhantes aos pendentes, porém tem forma retangular provocada pelas estruturas da rocha encaixante. A interseção de planos de descontinuidade repetitivos, como clivagem e foliação, geram abatimentos de fragmentos com forma angulosa. Foram observados pontões estruturais em 8 cavernas desenvolvidas em rochas siliciclásticas.

Patamares são formados por desnível abrupto seguido por superfície horizontalizada na parte superior. Essas diferenças de nível geram alto gradiente hidráulico e o conseqüente aumento da erosão. Foram observados patamares em 8 cavernas.

O grupo de cavernas desenvolvidas em rochas ferríferas apresenta entrada em escarpa rochosa com

altura da boca de até 2m na CV 06. No interior das cavernas deste grupo os condutos apresentam teto baixo (Figura 26). Em algumas porções o teto fica localmente mais elevado. Quanto à morfologia dos cortes, prevalecem os irregulares, porém cortes lenticulares com extremidades afinadas em relação ao centro do conduto são frequentes. As duas cavidades apresentam apenas um nível de desenvolvimento. A inclinação da superfície foi avaliada nas cavidades em rochas ferríferas. A CV 05 apresenta piso horizontalizado, já a CV 06 tem piso com inclinação ascendente para o interior do conduto e acompanha a inclinação da vertente. O teto e as paredes são irregulares.

No grupo de cavidades desenvolvidas em rochas ferríferas as feições espeleogenéticas do tipo canalículos também foram identificadas (Figura 25), sendo encontrados em abundância, facilitando a circulação de água e transporte de sedimento.

As feições morfológicas observadas foram canalículos, pilares e pendentes, que ocorrem nas duas cavidades. Canalículos podem aparecer na junção da parede com o piso, na parede e até no teto. Alguns condutos têm sua terminação na forma de canalículos.

Os sedimentos podem registrar informações importantes a respeito do processo de formação e evolução dos espaços subterrâneos. Depósitos sedimentares podem ser detríticos ou químicos.

No conjunto de cavidades analisado, entre os sedimentos detríticos predominam os grossos depositados no piso, tanto em rochas siliciclásticas como em rochas ferríferas. Destacando as cavidades CV 13/17 e CV 19 onde matacões cobrem toda a superfície. Na maior parte das cavernas os blocos e matacões estão dispersos e os depósitos de sedimentos finos ocorrem em pontos localizados dos condutos.



Figura 24: Entrada da CV 05.



Figura 25: Canalículo no final da CV 05, com aporte de sedimentos finos para o interior do conduto.



Figura 26: CV 06 com teto baixo.

A caverna CV 8/9/16, que pertence ao grupo de rochas siliciclásticas, é muito ampla e com drenagem perene cortando toda a sua extensão, portanto ocorrem depósitos sedimentares com diversos tipos de granulometria. Predominam os matacões abatidos do teto (Figura 27), porém ao longo da drenagem ocorrem cascalhos no leito, e próximo ao local de sumidouro ocorre o acúmulo de sedimentos finos, como um banco de areia (Figura 28). Na menor parte das cavidades analisadas predomina sedimentos finos depositados no piso, o que pode ser observado, dentro do grupo de rochas siliciclásticas, nas cavernas CV 12 e CV 14. São

depósitos de areia de forma horizontalizada, como terraços.



Figura 27: Entrada da CV 8/9/16, coberta por matacões rolados.



Figura 28: Sedimentos do tipo areia a seixos no leito de drenagem perene, CV 8/9/16.

Na CV 05, que pertence ao grupo de rochas ferríferas, há diferentes depósitos detríticos, apesar de sua pequena extensão. Matacões predominam dispersos ao longo da cavidade. Junto às paredes ocorre cascalho (Figura 29), e no fundo do conduto, onde há uma percolação intermitente de água, ocorre deposição de material silto-argiloso (Figura 30) transportado do interior da canga.

Com relação à natureza dos sedimentos detríticos em rochas siliciclásticas a maioria tem caráter alóctone, sendo que em algumas cavidades podem ser diferenciados os dois tipos de procedência. Nas cavernas desenvolvidas na vertente e influenciadas pelo abatimento de matacões, ocorre grande transporte de sedimentos grosseiros. Ocorre também abatimento de blocos no interior das cavernas. O sedimento tipo areia a grânulo tem origem alóctone, levado para dentro da cavidade pelas drenagens.



Figura 29: Sedimentos cascalhentos na CV 05.



Figura 30: Sedimentos finos trazidos para dentro da CV 05 por meio de canalículo.

Em rochas ferríferas predominam os sedimentos autóctones devido à posição da entrada da cavidade. Voltada para jusante da vertente, não há aporte de sedimentos externos para o interior da cavidade. Ocorrem abatimentos de parte das paredes e teto. Com relação ao grau de arredondamento os fragmentos são em maior parte subangulosos, indicando o curto transporte até a deposição.

Com relação aos sedimentos químicos, em rochas siliciclásticas foram observados coraloides, crosta ferruginosa, escorrimentos, cortinas, coluna, microtravertinos e travertinos. Apenas na caverna CV 04 não foram observados espeleotemas. O coralóide foi o depósito mais frequente, em 19 das 20 cavidades analisadas. O travertino foi observado apenas na CV 8/9/16 e merece destaque pela quantidade e coloração do depósito. Não foram realizadas análises mineralógicas nos espeleotemas das cavernas em rochas siliciclásticas. Em rochas ferríferas foram observados crosta ferruginosa, coraloides e escorrimentos.

Coraloides foram observados em 17 cavidades em rochas siliciclásticas (Figuras 31, 32 e 33). Os

coraloides ocorrem de forma restrita e localizada, todos com tamanho variando de milímetros até centímetros. A cor predominante é cinza escuro a preto, porém ocorrem aglomerados de coralóides brancos e uma transição entre as duas cores com variações de cinza. A forma dos coraloides pode ser acicular ou com extremidade mais arredondada. Os de forma acicular são mais comuns e se desenvolvem em aglomerados, com crescimento ramificado. Já os coraloides arredondados têm crescimento mais individual. Destaque para a caverna SPE01, onde foram observados diversos tipos de coraloides.

A crosta ferruginosa também é comum, notada em 7 cavidades em rochas siliciclásticas. Ocorre de forma localizada nos condutos, em parte da parede ou sobre blocos, sempre associada à percolação de água. Esta crosta tem cor preta com tonalidade avermelhada a alaranjada formando uma cobertura (Figura 34).



Figura 31: Coralóides com crescimento ramificado na CV 03.



Figura 32: Coralóides arredondados na CV 01.



Figura 33: Coralóides dispersos sobre bloco na CV 8/9/16.



Figura 34: Crosta de cor preta na parede da CV 8/9/16.

Cortinas (Figura 35) foram descritas em 3 das 18 cavidades analisadas em rochas siliciclásticas (CV 02, CV 8/9/16 e CV 22). São sedimentos químicos que pendem do teto e precipitam como delgada camada aproximadamente retilínea. Ocorre de forma localizada, com coloração escura a preta e tamanho centimétrico. Na CV 8/9/16 a cortina é mais expressiva, observada em parte do teto do conduto principal.

Escorrimentos foram observados em 5 cavernas em rochas siliciclásticas (CV 01, CV 02, CV 10, CV 8/9/16 e CV 22). A coloração varia de avermelhada a cinza escura e a ocorrência é restrita. Nas cavidades CV 01, CV 02 e CV 8/9/16 foi observado o desenvolvimento de microtravertinos na superfície dos escorrimentos (Figura 38).

Nas cavernas CV 01 e CV 02 os escorrimentos e microtravertinos são formados por sedimentos e não são produto de recristalização como ocorre na formação dos espeleotemas “clássicos”. Estes microtravertinos não são sólidos e se desmancham ao toque (Figura 36). Provavelmente foram formados devido ao fluxo laminar lento, que

carreia material fino proveniente da própria rocha quartzítica, e os deposita na forma de microtravertinos. Estes foram observados principalmente sobre blocos abatidos situados em locais que recebem fluxo d’água apenas nos períodos chuvosos, mas também ocorrem com menor frequência nas paredes da caverna.



Figura 35: Cortina no conduto principal da CV 8/9/16.

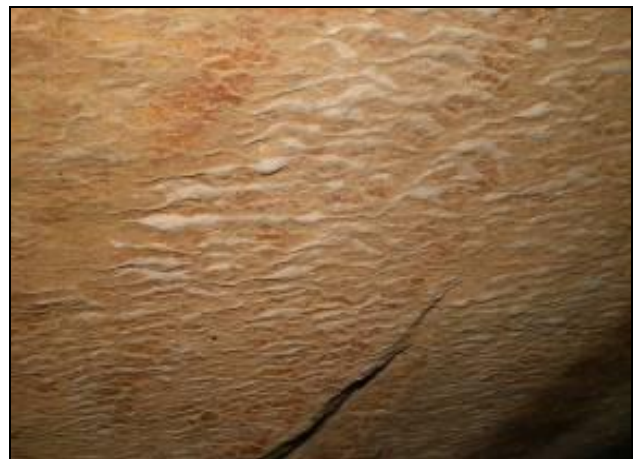


Figura 36: Microtravertinos formados por sedimentos inconsolidados na CV 01.

Na CV 8/9/16 os escorrimentos e microtravertinos (Figura 37) são consolidados e tem coloração alaranjada. Estão impressos sobre matacões e parte da parede do conduto principal, ao longo da drenagem perene. Os espeleotemas estão dispostos em patamares, como lustres, e em formas arredondadas. Nas extremidades inferiores dos escorrimentos formam-se cortinas e pingentes devido à aglomeração dos sedimentos nas terminações. Em alguns pontos foi observado que o pingente atinge o piso, formando colunas. Nas partes superiores dos escorrimentos se formam travertinos. São pequenas bacias de dimensões centimétricas, onde há empoçamento de água e depósito de areia fina no fundo. O travertino foi considerado espeleotema único, pois foi observado apenas na CV

8/9/16 em todo o conjunto estudado. A coloração vermelha a alaranjada se destaca na cavidade que se desenvolve em rocha de coloração clara.



Figura 37: Microtravertinos consolidados, além de cortinas e pingentes, CV 8/9/16.

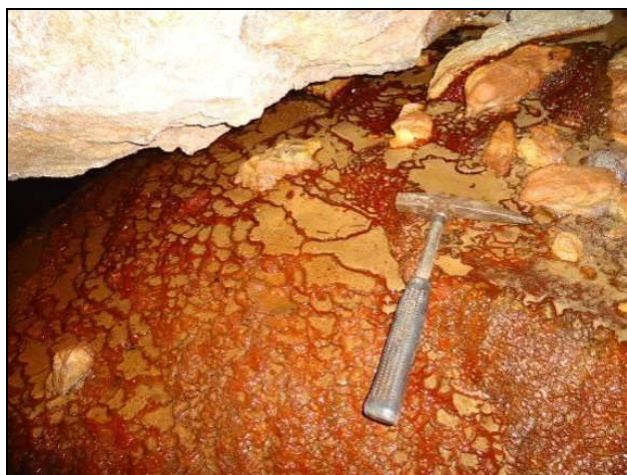


Figura 38: Travertinos na parte superior dos escorrimentos, CV 8/9/16.

Quanto às cavernas ferríferas, coraloides foram observados tanto na CV 05 como na CV 06. Têm tamanhos variando de milimétrico a centimétrico, cor amarronzada a cinza escuro e ocorrem de forma localizada. O crescimento dos coraloides é ramificado e em aglomerados. São compostos por hematita, goethia e lepidocrocita, com desenvolvimento em camadas concêntricas, intercaladas a um material amorfo (TIMO et al., 2015).

Crosta ferruginosa também ocorre nas duas cavidades. São depósitos químicos de coloração alaranjada que ocorrem de forma localizada recobrendo matacões e parte do piso. A crosta ferruginosa é formada por fragmentos ferruginosos (principalmente hematita), angulosos, tamanho areia e grânulo, cimentados por uma massa de hidróxidos

de ferro. É composta por hematita, goethita e, subordinadamente, leucofosfita (TIMO et al., 2015).

Escorrimento foi observado em um ponto da CV 05. Ocorre na parede do salão principal, com coloração alaranjada a avermelhada. Formado por um depósito ferruginoso em camadas delgadas na forma de trama, sem orientação preferencial, com desenvolvimento de pequenas cavidades ou vazios no interior. É composto por hematita, goethia, lepidocrocita e strengita (TIMO et al., 2015)

Com relação ao processo de formação das cavidades, foram observados dois domínios distintos no grupo de rochas siliciclásticas: 10 cavidades estão desenvolvidas em meio à matacões sobrepostos, depositados na encosta (CV 01, CV 02, CV 03, CV 10, CV 11, CV 15, CV 13/17, CV 19, CV 21 e CV 22), e 8 cavidades estão desenvolvidas na base de expressivos afloramentos rochosos (CV 04, CV 07, CV 12, CV 14, CV 8/9/16, CV 18, CV 20 e SPE01).

O depósito de tálus recobre parte da encosta da serra e é formado por matacões gigantesco sobrepostos, inseridos em meio aos afloramentos. As cavidades deste domínio se desenvolvem nos espaços vazios gerados entre os matacões e o solo. Já os afloramentos, são significativos maciços rochosos que predominam no topo da serra, mas ocorrem em toda a encosta. As cavidades se inserem na base da escarpa, em fendas na rocha ou acompanhando a foliação.

A gênese de cavernas desenvolvidas em rochas siliciclásticas pode ser explicada em duas etapas. De acordo com Corrêa Neto et al. (1993), inicialmente uma lenta dissolução da sílica no contato entre os grãos de quartzo formariam espaços vazios. Este processo teria atuado na interseção de fraturas com os planos de foliação e/ou acamamento durante um prolongado período de estabilidade do nível de base e baixo gradiente freático. O segundo estágio é atribuído a um rebaixamento relativo do nível frático, onde o gradiente e a velocidade do fluxo são aumentados. Nesta fase, condutos cilíndricos (pipes) são formados pela remoção mecânica de grãos de quartzo.

Na área de estudo, a grande quantidade de drenagens observadas, mesmo que intermitentes, influencia no processo de desenvolvimento dos condutos das cavidades. As estruturas geológicas são planos ou superfícies de descontinuidade que condicionam a circulação de água e conseqüente erosão, tanto mecânica como química. A foliação e as fraturas são as principais estruturas observadas.

Os canalículos ocorrem em grande quantidade nas cavernas em rochas siliciclásticas. Foram consideradas estruturas espeleogenéticas, pois

podem representar o início do processo de desenvolvimento e a continuidade da evolução dos espaços subterrâneos. Outra estrutura espeleogenética observada apenas em rochas siliciclásticas pode ser denominada alvéolos ou scallops, são marcas arredondadas associadas à constante passagem de água. Em cavidades cujo piso é inclinado de forma concordante à vertente, o que predomina na amostra analisada, a remoção de sedimentos detríticos do interior para o meio externo é facilitada, ampliando os condutos.

Com relação aos processos de desenvolvimento e evolução das cavidades em minério de ferro, de acordo com Piló; Auler (2005) a espeleogênese em minério de ferro e canga ocorre em duas etapas distintas, a primeira delas com predominância de processos dissolutivos (químicos) e a segunda sob a ação de processos erosivos (físicos). A porosidade inicial é gerada devido à lixiviação de horizontes de carbonato e sílica, levando à criação de zonas de baixa densidade, ricas em ferro no interior da rocha (RIBEIRO, 2003).

Nas cavidades desenvolvidas nesta litologia existentes na área de estudo, observou-se que durante a etapa erosiva do processo de formação das cavernas se estabelece uma saída comunicativa com o exterior, e que, após esta etapa, os processos físicos são incrementados. O material de granulometria fina é aportado para o interior via canalículos e posteriormente evacuado para o exterior. Esta fase, aliada a processos de abatimento de blocos, é responsável pela maior parte da morfologia observada nestas cavernas. Na cavidade CV 05 foi observada a deposição de material fino proveniente do interior da rocha, via canalículo, devido à circulação em fraturas de água temporária.

Os canalículos ocorrem nas duas cavidades ferríferas. Foram consideradas estruturas espeleogenéticas, pois podem representar o início do processo de desenvolvimento e a continuidade da evolução dos espaços subterrâneos. O piso inclinado de forma concordante à vertente favorece a remoção de sedimentos detríticos do interior para o meio externo, ampliando os condutos.

As estruturas geológicas, que condicionam a circulação de água e conseqüente erosão nas rochas ferríferas, foram o contato geológico e as fraturas. As cavernas inserem-se em encosta formada por itabirito com cobertura de canga. Nas bordas do chamado platô de canga, quebras bruscas de relevo geram altos gradientes hidráulicos que intensificam a capacidade de erosão da água. O contato geológico forma uma superfície irregular que favorece os processos erosivos, assim como as fraturas e diaclases.

Os processos principais de formação destas cavernas foram a erosão e o transporte, e não a dissolução propriamente dita.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando a amostra analisada, composta por 18 cavidades desenvolvidas no grupo de rochas siliciclásticas e 2 cavernas desenvolvidas no grupo de rochas das formações ferríferas, todas oferecem indícios de origem exógena como erosão fluvial, abatimento e ampliação de canalículos. Na maioria dos casos esses processos ocorrem de maneira associada. Os canalículos e as feições alveolares foram considerados como estruturas espeleogenéticas nas cavernas analisadas, contudo são estruturas comuns no conjunto de cavidades analisado. Os canalículos transportam sedimentos finos do interior da rocha para dentro das cavernas, que posteriormente é removido para o meio externo, promovendo a ampliação dos condutos.

Quanto aos padrões planimétricos, as cavidades analisadas não apresentaram nenhum diferencial em relação à forma e organização dos condutos, quando comparadas com outras cavidades de mesma litologia (local e regional). Destaque pode ser dado a cavidade CV 8/9/16, que possui dimensões muito superiores à média.

A cavidade CV 8/9/16 apresentou um conjunto de espeleotemas não observados em outras cavidades no contexto estudado. Também não há relatos desta ocorrência em outras cavernas quartizíticas na unidade espeleológica. Trata-se de uma associação de espeleotemas com coloração vermelha/alaranjada que forma um conjunto único. São escorrimentos, travertinos, microtravertinos, pingentes e cortinas ocorrendo em sequência. Desta forma, este conjunto de espeleotemas foi considerado de destaque, visto que são pouco comuns no contexto local e regional estudado e que possuem singularidades na sua formação. Nesta cavidade ocorreu também diversidade de sedimentação química com muitos tipos de espeleotemas e processos de deposição. Foi observado crosta branca, crosta ferruginosa, coraloide, cortina, pingente, microtravertino, travertino, escorrimento e coluna (formada a partir de um pingente que se uniu ao piso) totalizando 09 tipos de espeleotemas formados a partir dos 04 processos deposicionais distintos.

Escoamento perene ocorre em 6 cavidades (CV 01, CV 02, CV 03, CV 8/9/16, CV 18 e SPE 01) desenvolvidas em rochas siliciclásticas, O fluxo é moderado, tem origem superficial, escoar por toda a extensão dos condutos e volta ao meio externo por

uma das bocas. Apenas na cavidade CV 8/9/16 o fluxo termina na forma de sumidouro no interior do conduto, conferindo a ela alta influência sobre o sistema cárstico. Nas cavernas CV 02 e CV 8/9/16, a água ocorre na forma de diversas feições e promove a formação de espeleotemas. Na cavidade CV 02 foi

construído um barramento no local de saída da água do interior do conduto. É um impacto na cavidade, onde se formou um lago artificial. Nas cavidades localizadas em rochas ferríferas não foi observada a presença de drenagem ou lago perene.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, 90p. 1998.
- AULER, A.S; PILÓ, L.B. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. **Revista O Carste**, Belo Horizonte, v. 17, p. 70-72, 2005.
- AULER, A.S; PILÓ, L.B. Aspectos morfológicos e evolução de cavernas em minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: ENCONTRO BRASILEIRO DE ESTUDOS DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, 2, São Paulo. **Caderno de Resumos**. São Paulo: IG-USP, 2007, p. 8.
- AYUB, S. A ONG Akakor Geographical Exploring descobre a caverna mais profunda do mundo em quartzito: o Abismo Guy Collet com 670 metros de profundidade. Relação Preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 29, Ouro Preto. **Anais**. Ouro Preto: SBE/SEE, 2007, p. 31-37. Disponível em: www.cavernas.org.br/anais29cbe/29cbe_031-037.pdf.
- BELO DE OLIVEIRA, O. A.; OLIVITO, J. P.; RODRIGUES-SILVA, D. Caracterização da Unidade Espeleológica e das Unidades Geomorfológicas da Região do Quadrilátero Ferrífero – MG. **Espeleo-Tema**, Campinas (SP), v.22, n.1. 2011, p. 61-80. Disponível em: www.cavernas.org.br/espeleo-tema/espeleo-tema_v22_n1_061-080.pdf.
- BELO DE OLIVEIRA, O. A. Aspectos Geológicos Relacionados às Cavernas no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 31, Ponta Grossa – PR, **Anais**, SBE, 2011, p. 103-109. Disponível em: www.cavernas.org.br/anais31cbe/31cbe_103-109.pdf.
- BRASIL. Decreto Federal nº 6.640 de 07 de novembro de 2008. Dá nova redação aos arts. 1º, 2º, 3º, 4º e 5º e acrescenta os arts. 5-A e 5-B ao Decreto nº 99.556, de 1º de outubro de 1990, que dispõe sobre a proteção das cavidades naturais subterrâneas existentes no território nacional. **Ministério do Meio Ambiente**, Brasília, 07 nov. 2008.
- BRASIL. Instrução Normativa nº 02 de 20 de agosto de 2009. Estabelece a metodologia para a classificação da relevância das cavidades naturais subterrâneas e dá outras providências. **Ministério do Meio Ambiente**, Brasília, 21 ago. 2009.
- CECAV - CENTRO NACIONAL DE PESQUISA E CONSERVAÇÃO DE CAVERNAS. **Base digital de dados geoespacializados de cavernas do Brasil**, 2011. Instituto Chico Mendes. Disponível em: www.icmbio.gov.br/cecav/downloads/mapas.html. Acesso em 01 out. 2015.
- COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO SÃO FRANCISCO. **A Bacia Hidrográfica do São Francisco**. Disponível em: <http://cbhsaofrancisco.org.br/>. Acesso em: 07 set. 2013.
- CORRÊA NETO, A.V.; ANÍSIO, L.C.C.; BRANDÃO, C.P. Um endocarste quartzítico na Serra do Ibitipoca, sudeste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, **Anais**, SBG Núcleo MG, Boletim 12, 1993, p. 83-86.

- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Brasil**, 2003. Escala 1:2.500.000. CD-ROM.
- DORR II, J.V.N. **Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. Washington: USGS-DNPM, U. S. Geological Survey Professional Paper, 641-A. 110 p. 1969.
- DUTRA, G.M. Geoespeleologia das cavernas do Inficionado – Minas Gerais, Brasil. In: Speleo Brazil 2001, Brasília. **Anais**. Brasília: UIS/FEALC/SBE, 2001. Disponível em: www.cavernas.org.br/anais26cbe/26CBE_053-056.pdf.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Disponível em: www.inmet.gov.br/portal/. Acesso em: 10 nov. 2015.
- KARMANN, I.; SÁNCHEZ, L.E. Distribuição das Rochas Carbonáticas e Províncias Espeleológicas do Brasil. **Espeleo-Tema**, Campinas (SP), v. 13, p. 105-167. 1979.
- MYERS, N.; MITTERMEIER, R.A.; MITTERMEIER, C.G.; FONSECA, G.A.B.; KENT, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Revista Nature**, v. 403, p. 853-858, 2000.
- PEREIRA, M. C. **Aspectos Genéticos e Morfológicos das Cavidades Naturais da Serra da Piedade – Quadrilátero Ferrífero/MG**. 2012. 150p. Dissertação (Mestrado), Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. Disponível em: www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/handle/1843/MPBB-8TXEZV . Acesso em 01 out. 2015.
- PALMER, A. N. **Cave Geology**, Kansas: Cave Books, 2007. 454p.
- PILÓ, L. B. **Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, MG**. 1998. 283p. Tese (Doutorado), Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR, F. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero: Uma visão geral e discussão. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte (MG), v.8, n.2. 2000.
- SAMPAIO, M. S.; ALVES, M. C.; CARBALHO, L. G.; SANCHES, L. Uso de Sistema de Informação Geográfica para comparar a classificação climática de Köppen-Geiger e de Thornthwaite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XV, Curitiba – PR, **Anais**, INPE, 2011, p. 8857-8864.
- SBE. **Cadastro nacional de cavernas do Brasil (CNC)**. Campinas: SBE, 2010. Disponível em: www.cavernas.org.br. Acesso em: 01 out. 2015.
- SIMMONS, G.C. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **The National Speleological Society Bulletin**, Huntsville, Atlanta, v. 25, p. 66-72, 1963.
- SIMMONS, G.C. Leucophosphite, a new occurrence in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **The American Mineralogist**, v. 49, p. 377-386, 1964.
- TIMO, J.B.; ROMANO, A.W.; TIMO, M.B. Caracterização dos Espeleotemas de 2 Cavernas em Rochas Ferríferas na Unidade Geomorfológica Quadrilátero Oeste, Congonhas (MG). **Espeleo-Tema**, Campinas (SP), v.26, n.1. 2015, p. 19-37. Disponível em: www.cavernas.org.br/espeleo-tema/espeleo-tema_v26_n1_019-037.pdf.

VARAJÃO, C. A. C. **Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero, MG: micromorfologia, geoquímica, geomorfologia e sensoriamento remoto.** 1988. 212f. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação), Universidade de São Paulo, São Paulo. 1988.



A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).
Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS COM ÊNFASE NA GÊNESE DE CAVIDADES EM SERRA NORTE, CARAJÁS-PA

GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF BANDED IRON FORMATIONS WITH EMPHASIS ON CAVES GENESIS IN SERRA NORTE, CARAJÁS-PA

Soraia da Silva Abreu (1,2), Joel Buenano Macambira (1) & Erica da Solidade Cabral (1,2)

(1) Faculdade de Geologia – Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA.

(2) Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA.

Contatos: soraiaabreu@ufpa.br; joel@ufpa.br; ericacabral@ufpa.br.

Resumo

Esta pesquisa objetiva entender os principais fatores responsáveis pela formação de cavernas associadas a jaspilitos, no platô N4 (jazidas N4WS e N4E), da Unidade Espeleológica Carajás. Estudos petrográficos permitiram observar as mudanças texturais e mineralógicas ocorridas no jaspilito, desde pouco alterado até sua transformação em minério de ferro. Constatou-se que, quanto mais alterada é a rocha, maior o número de micro-cavidades de dissolução, que se concentram nas bandas silicosas. O jaspilito mais alterado apresenta maior quantidade de hematita-2, hematita-3 e goethita e menor quantidade de chert e jaspe. A solubilização da sílica acarreta grande redução de volume da rocha levando, após a dissolução, ao dismantelamento das bandas residuais e até erosão em sub-superfície. Verificou-se que a origem das cavernas está ligada, inicialmente, a processos de dissolução, em que a retirada da sílica foi causada pela percolação de uma solução aquosa descendente. Posteriormente, processos de erosão e colapso, fizeram com que as micro-cavidades de dissolução evoluíssem e alargassem. O próprio bandamento da rocha, além de estruturas como dobras, falhas e fraturas, devem ter servido de conduto para passagem da água meteórica. A atuação de fluidos hidrotermais na gênese das cavernas é descartada, pela falta de evidências nos materiais estudados.

Palavras-Chave: caverna; dissolução; alteração supergênica; Carajás.

Abstract

This research aims to understand the main factors responsible for the formation of caves associated with jaspilite in N4 plateau (N4WS and N4E iron ore bodies), at Carajás Speleological Unit. Petrographic studies allowed to observe the textural and mineralogical changes in jaspilite from least weathered until its transformation into iron ore. It was found that as the rock is more altered, greater is the number of dissolution micro-cavities, which are concentrated in the siliceous bands. The most weathered jaspilite has a greater amount of hematite-2, hematite-3 and goethite and a smaller amount of chert and jasper. The solubilization of silica causes a great reduction in volume of rock leading to, after the dissolution, the dismantling of the residual bands and even erosion in sub-surface. It was verified that the origin of the caves is linked, at first, to dissolving processes and silica removal was caused by downward percolation of an aqueous solution. Thereafter, erosion process and collapse caused the evolution and expansion of dissolution micro-cavities. The banding of the rock, as well as structures such as folds, faults, and fractures, should have served as conduits for flow of meteoric water. The action of hydrothermal fluids in the genesis of the caves is discarded, by the lack of evidence in the studied materials.

Key-Words: cave; dissolution; supergene alteration; Carajás.

1. INTRODUÇÃO

As cavidades na região de Carajás ocorrem em formações ferríferas e/ou lateríticas e foram formadas pela combinação de fatores físico-químicos, pela percolação de água sobre rochas relativamente solúveis, que levam à dissolução e posterior precipitação de minerais. Desse modo, o estudo dessas rochas se reveste de grande

importância, tanto do ponto de vista econômico quanto científico.

O patrimônio espeleológico, principalmente ligado a minério de ferro, ainda é pouco conhecido no país. Os primeiros trabalhos geológicos foram realizados por Tolbert *et al.* (1971), e em 1985 o Grupo Espeleológico Paraense (GEP) fez diversos trabalhos de reconhecimento e mapeamento nas

cavernas localizadas nas encostas dos platôs de Serra Norte, paralelamente aos levantamentos arqueológicos realizados pelo Museu Paraense Emílio Goeldi (Pinheiro *et al.*, 1985, Pinheiro; Maurity, 1988). Até o presente nenhum trabalho de petrografia foi realizado nas cavidades da Serra Norte com a finalidade de entender os processos que podem ter dado origem a cavidades ali existentes. O presente estudo tem o objetivo de entender os principais fatores responsáveis pela gênese das cavidades em Serra Norte, Carajás, e teve como base, estudos petrográficos sistemáticos em formações ferríferas bandadas (BIF, segundo Trendall; Morris (1983), “qualquer rocha sedimentar cuja principal característica química é um conteúdo de Fe anormalmente alto”) buscando posicionar a origem das cavernas na evolução do relevo e na gênese do minério.

As cavidades estudadas fazem parte da Unidade Espeleológica de Carajás (UEC), mais precisamente na Unidade Geomorfológica Serra Norte (Valentim; Olivito, 2011), no município de Parauapebas (Figura 1) sudeste do Estado do Pará, nas minas N4WS e N4E. Ocorrem sobre as rochas do Grupo Grão Pará, principalmente da Formação Carajás, constituída pelos jaspilitos e depósitos de minério de ferro associado.

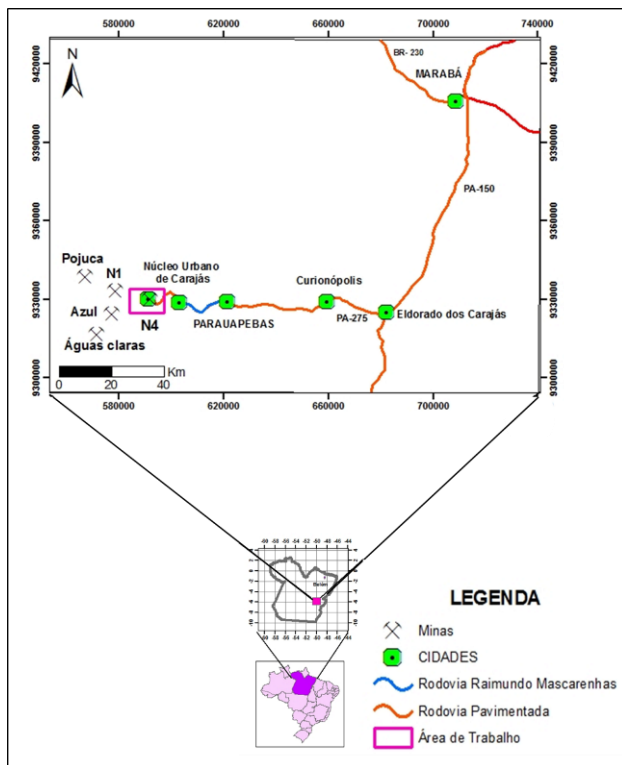


Figura 1: Mapa com a localização e acesso à jazida de ferro N4 com as principais vias terrestres.

2. MÉTODOS

O trabalho foi dividido em três etapas, iniciando com uma pesquisa e revisão bibliográfica sobre a geologia regional de Carajás, geoespeleologia, petrografia de Formações Ferríferas Bandadas e sobre gênese do minério de ferro.

Na segunda etapa foi realizada visita às 5 cavidades (2 na mina N4E e 3 na mina N4WS) para mapeamento, medidas, fotografias e coleta de amostras. Foram coletadas 26 amostras de jaspilito no interior das cavidades, tanto da parede quanto do teto com o objetivo de observar os variados graus de alteração, para se verificar as principais mudanças ocorridas desde a rocha sã até a rocha mais alterada e interpretar os processos ocorridos com a progressão do intemperismo.

A terceira etapa, realizada no laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da UFPA consistiu na análise petrográfica dos jaspilitos, iniciando com a descrição das amostras de mão com o auxílio da lupa binocular. As características microscópicas foram observadas com o auxílio do microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida, porém, como se tratavam de rochas intensamente alteradas e ricas em minerais opacos, foram confeccionadas 21 seções polidas e 03 lâminas delgadas. Procurou-se observar principalmente as feições que evidenciavam a alteração da rocha, como as micro-cavidades de dissolução, substituição e neoformação de minerais. Foram feitos levantamentos estatísticos nas duas áreas de estudo, buscando verificar e quantificar tendências na distribuição geográfica das cavidades.

3. RESULTADOS

3.1 Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo compreende o corpo N4, em suas porções leste e oeste (minas N4E e N4WS), onde afloram rochas do Grupo Grão Pará, representado pelos basaltos da Formação Parauapebas na base, recobertos pelos jaspilitos e minério de ferro da Formação Carajás, e em seguida pelas rochas máficas com intercalações de tufos, seguidos por sedimentos clásticos e químicos da Formação Igarapé Cigarra (Macambira, 2003) (Figura 2). O relevo é sustentado por uma espessa cobertura laterítica (Canga) onde comumente são observadas as cavidades, seja na interface formação ferrífera/laterita, seja na interface formação ferrífera/rochas máficas (Gonçalves; Sousa, 2001). A Formação Carajás tem espessura de aproximadamente 220 m (Macambira *op. cit.*),

mergulha para oeste e encontra-se quase que totalmente transformada em minério hematítico.

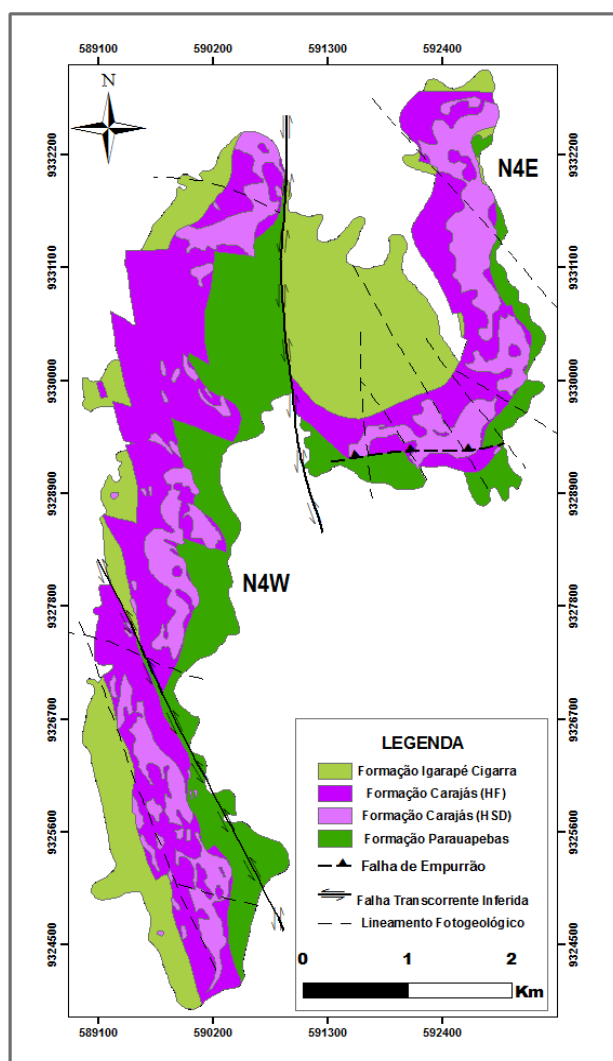


Figura 2: Mapa Geológico do platô N4, corpos N4E e N4WS onde estão localizadas as cavidades estudadas (Modificado de Rezende; Barbosa (1972)). Sendo HF (Hematita Friável) e HSD (Hematita Semi-dura) Rezende e Barbosa (*op. cit.*).

3.2 Petrografia: graus de alteração

A análise petrográfica permitiu a caracterização dos processos de alteração química que atuaram no jaspilito. Acredita-se que o processo de dissolução da sílica seja o fator básico inicial para a formação das cavidades nessa litologia. Desse modo, foram observadas feições que registram as mudanças ocorridas desde a rocha menos alterada, até a rocha mais intensamente alterada para que fosse possível estabelecer a ordem dos eventos, registradas nas mudanças texturais e mineralógicas.

De acordo com a progressão dos processos intempéricos, evidenciados principalmente pela ocorrência de diferentes micro-cavidades de dissolução e formação de novos minerais, Sobrinho

(2012), estabeleceu quatro categorias para agrupar o jaspilito/minério, são elas: A) Jaspilito não alterado, B) Jaspilito pouco alterado, C) Jaspilito alterado e D) Minério (friável e compacto). Alguns outros autores como Meirelles 1986; Lindenmayer *et al.* 2001 e Macambira, 2003 e outros já fizeram esta separação do jaspilito em diferentes categorias, mas pouco discutem sobre a mineralogia do minério. Neste trabalho será usada essa classificação, já que pela análise dos materiais coletados na parede e no teto das cavernas, todas as amostras apresentam-se intensamente alteradas, sendo agrupadas na categoria C), Jaspilito alterado.

3.2.1 Análise Macro e Microscópica das Feições de Alteração

Com o objetivo de identificar os possíveis fatores que resultaram na formação das cavidades, foram feitas comparações das feições primárias do jaspilito em meso e micro escala com as estruturas resultantes dos processos de alteração. Desse modo foi possível analisar a progressão dos fatores intrínsecos ao intemperismo atuante. O acamamento primário do jaspilito independentemente do estágio de alteração permaneceu “preservado”, no entanto, mesmo em nível de amostra de mão, foram observados sinais de formação de novos minerais e micro-cavidades de dissolução desenvolvidas principalmente na banda de minerais silicosos, porém, devido ao intenso grau de intemperismo, até mesmo nas bandas de minerais opacos foram encontradas estas micro-cavidades de dissolução (Figura 03-a e b).

Minerais Secundários

As feições de alteração resultam da atuação dos processos intempéricos impostos à rocha. Essas feições compreendem principalmente as micro-cavidades de dissolução, bem como a formação de novos minerais, que foram analisados para tentar estabelecer os processos que eventualmente originaram as cavernas. Os minerais secundários comumente observados nas amostras são: hematita-2, hematita-3, maghemita e goethita.

A identificação de diferenças texturais marcantes nos cristais de hematita, permitiram classificá-las em três tipos distintos: hematita-1, -2 e -3; A hematita-1, juntamente com o chert e o jaspe são os minerais mais comuns no jaspilito, compõe a massa criptocristalina, de cor branca acinzentada (sob luz refletida), muito abundante nas bandas de óxidos de ferro, é caracteristicamente sedimentar e primária. A hematita-2 (secundária), é formada pelo

processo de martitização da magnetita. Neste processo a magnetita sofre modificação química, transformando-se, às vezes primeiramente no mineral de maghemita (forma meta-estável), ou mesmo transforma-se diretamente para hematita, porém preservando seu hábito cristalográfico octaédrico original. Cristais bem formados, muito finos, aparentemente com a forma de finos cristais alongados, com hábito placóide que ocorrem geralmente preenchendo micro-cavidades, fraturas ou substituindo a goethita em suas bordas correspondem à hematita-3 (Figueiredo e Silva, et al. 2008).

A maghemita, forma meta-estável da hematita, forma-se pelo processo de martitização, ou seja, alteração da magnetita, com substituição para maghemita no centro e hematita-2 nas bordas (Figueiredo e Silva, op. cit.), como citado anteriormente. Em alguns casos foi observado que a magnetita foi substituída diretamente para hematita-2, sem passar pelo seu estágio meta-estável (Figura 03-c). Em alguns casos a forma octaédrica da magnetita foi preservada, resultando nos pseudomorfos de hematita, porém, nas situações em que a alteração foi intensa, até os pseudomorfos de hematita encontram-se em fase avançada de dissolução (Figura 03-d).

A hematita-3 é um dos minerais secundários mais comuns e apresenta-se na forma de cristais alongados, prismáticos ou tabulares, que estão mais concentrados nas bandas de jaspe (Figura 03-e), preenchendo os espaços deixados por ele. Às vezes, estes cristais ocorrem nas bordas de cristais de goethita (Figura 03-f) ou como preenchimento de microfaturas ou vesículas causadas pela dissolução da sílica. A goethita também é um mineral secundário abundante, principalmente nas amostras mais intemperizadas já que a mesma se forma pela alteração da hematita. Foi comumente observada nas bordas de hematita, evidenciando o processo de substituição, ou preenchendo fraturas ou micro-cavidades de dissolução, indicando seu caráter secundário, geralmente com hábito colóide (Figura 03-f).

Micro-Cavidades de Dissolução

As micro-cavidades de dissolução resultam dos processos de lixiviação dos minerais menos estáveis, como o chert e o jaspe. O tamanho, as formas e seu padrão de distribuição nas bandas, são resultado da progressão dos processos intempéricos, ou seja, quanto maior o grau de alteração da rocha,

maiores serão as micro-cavidades e tenderão a ser arredondadas e coalescidas e a se distribuir também nas bandas menos solúveis.

As análises petrográficas permitiram observar que, primeiramente, as micro-cavidades se desenvolvem nas bandas ricas em sílica, ou nas lâminas e lentes silicosas dentro da banda de opacos. O seu desenvolvimento ocorre do centro para as bordas, ou seja, primeiro na porção rica em chert e depois nas porções ricas em jaspe (Figura 03-g). Essas afirmações foram confirmadas pela observação do desvio da rota de dissolução ao encontrar os minerais opacos, indicando sua maior resistência à dissolução (Figura 03-h). À medida que as bandas silicosas vão sendo lixiviadas, maiores serão os "vazios" de dissolução por onde a água irá percolar, sendo assim, até mesmo as bandas opacas podem ser dissolvidas. À medida que esses processos evoluem, maiores serão os diâmetros dos "vazios" de dissolução, devido à união de duas ou mais micro-cavidades (Figura 03-d), desenvolvendo-se principalmente na banda silicosa, ou ainda observadas na banda de opacos. A ordem de dissolução dos minerais silicosos é: primeiro o chert, e em seguida o jaspe.

3.3 Dados Geológicos Estatísticos das Cavidades Nas Minas N4WS e N4E

Os dados obtidos nas três cavidades estudadas em N4WS foram comparados com informações de 48 cavidades (Carste, 2011) que ocorrem nessa área para correlações estatísticas. Vale lembrar que na área existe um número maior de cavidades, no entanto essas 48 foram selecionadas por localizarem-se em porções em que havia maiores informações geológicas e topográficas disponíveis (Rezende; Barbosa, 1972).

Cerca de 92% das cavernas encontram-se desenvolvidas na Formação Carajás, sendo que 6% localizam-se na Formação Igarapé Cigarra e apenas 2% inserem-se na Formação Parauapebas. A tabela 01 mostra as quatro classes de cavernas em Formações Ferríferas, excluindo-se as 4 que ocorrem na canga química (produto de alteração de basalto) ou ocorrem exclusivamente em rocha máfica.

A mesma classificação de cavidades foi feita para N4E, analisando 57 das 61 cavidades (Carste, op. cit) (excluindo-se 4 pelo mesmo critério anterior) (Tabela 2).

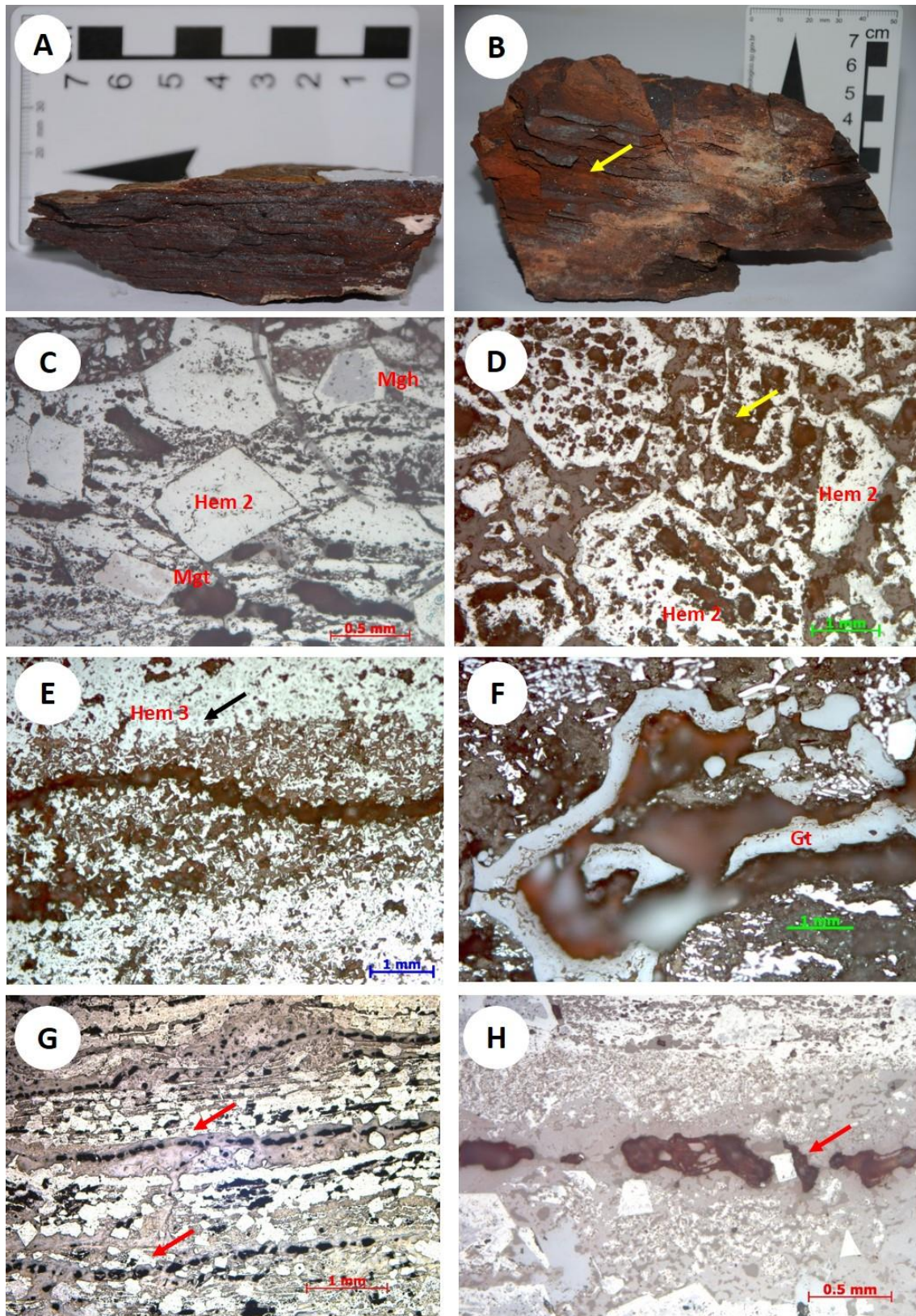


Figura 03: (A) Acamamento primário do jaspilito, com poucas feições de alteração; (B) Intensa dissolução da sílica e muito menor dos opacos, indicados pela seta; (C) Fotomicrografia mostrando ao centro cristal de magnetita totalmente substituído pela hematita-2, acima cristal de magnetita/maghemita substituído pela hematita nas bordas. Abaixo hematita substituindo diretamente magnetita a partir das bordas; (D) Feições de dissolução em pseudomorfos de hematita, indicados pela seta; (E) Fotomicrografia mostrando cristais de hematita-3, indicados pela seta; (F) Goethita com hábito coliforme preenchendo microcavidades, notar que está sendo substituída por hematita-3 nas bordas; (G) Micro-cavidades de dissolução (cinza escuro) alinhadas na banda de jaspe, principalmente no centro (chert), indicadas pela seta; (H) Micro-cavidades de dissolução alongadas e irregulares, notar o desvio da rota de dissolução causado pelo cristal de hematita-2, indicado pela seta. Luz refletida. Nicóis //.

Tabela 01: Classificação das Cavidades desenvolvidas em Formação Ferrífera na mina N4WS.

Litotipo/Classificação	Quantidade	%
Teto e parede de Jaspilito	19	43
Teto e parede de Canga de minério	2	5
Teto de Canga e parede de jaspilito	22	50
Mista (parede de jaspilito e teto ora de jaspilito ora de canga)	1	2
Total	44	100

Tabela 02: Classificação das Cavidades desenvolvidas em Formação Ferrífera na mina N4E.

Litotipo/Classificação	Quantidade	%
Teto e parede de Jaspilito	17	30
Teto e parede de Canga de minério	7	12
Teto de Canga e parede de jaspilito	33	58
Total	57	100

O relevo em N4WS apresenta duas feições: o topo e a borda do platô, sendo que a distribuição das cavernas não é homogênea nessas duas porções. Para quantificar essa diferença foi calculada a área total de N4WS (apenas da parte estudada) e estabelecidas às áreas de borda e topo do platô para calcular a densidade de cavidades por km² encontrada nessas feições. A delimitação das áreas foi feita nos locais em que haviam informações geológicas disponíveis, retiradas do mapa de Rezende; Barbosa (1972), porém há também ocorrência de cavidades nas porções médias e inferiores das encostas que não foram levadas em consideração para tais cálculos.

Em N4WS ocorrem 48 cavernas em uma área total de 2 km², sendo que a área correspondente à borda do platô é de 1 km², resultando numa densidade de 39 cavidades por km². Nas porções do topo do platô, com área também de 1 km², a densidade é de 9 cavidades por km² (Figura 04).

Esses dados mostram que as áreas de topo de platô, concentram 9% das cavidades, enquanto nas regiões de borda a concentração chega a 81%, cerca de 9 vezes mais.

A mesma metodologia usada para o cálculo da densidade em N4WS também foi usada em N4E, onde foram selecionadas 30 cavidades distribuídas em uma área total de 1 km². Feitos os cálculos proporcionais verificou-se que na borda do platô concentra-se 90% das cavidades enquanto no topo encontra-se apenas 10% (Figura 05), ou seja, nas bordas existem 9 vezes mais cavernas que no topo. Isso mostra que a exposição dessas cavidades, assim como em N4WS, podem estar relacionadas aos processos de erosão das encostas dos platôs, à

medida que há o colapso das encostas, cavidades já formadas, principalmente as que se localizam nas porções mais laterais do relevo, são expostas à superfície.

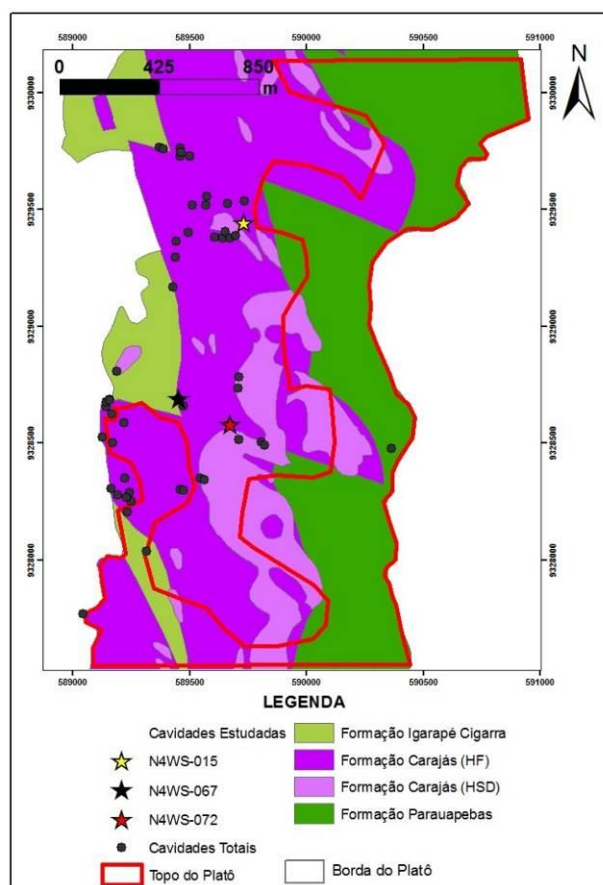


Figura 04: Mapa de N4WS mostrando a densidade de cavidades no topo (delimitado pela linha vermelha) e nas bordas dos platôs (área restante, maior densidade). Sendo HF (Hematita Friável) e HSD (Hematita Semi-dura). Rezende; Barbosa, 1972.

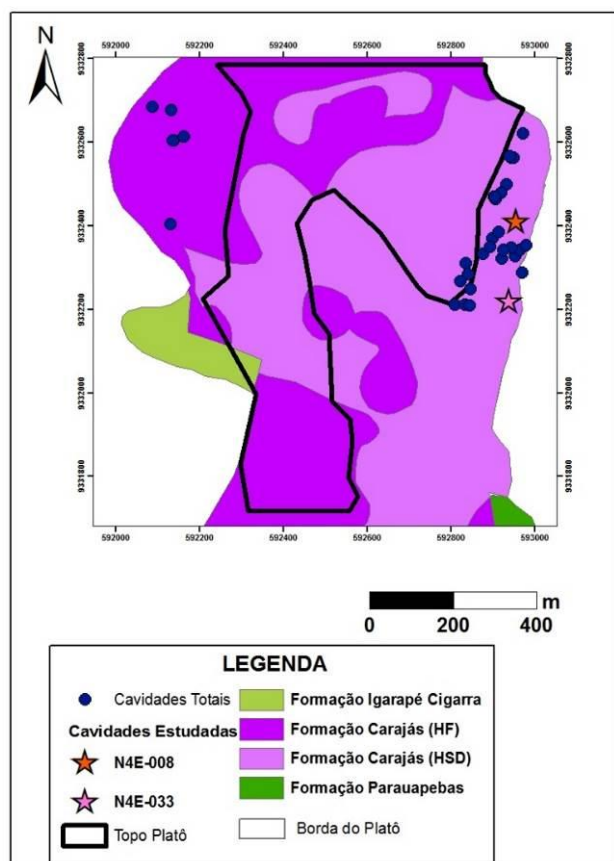


Figura 05- Mapa mostrando a distribuição de cavidades no topo e nas bordas do platô (área restante, maior densidade) em N4E (delimitado pela linha preta). Sendo HF (Hematita Friável) e HSD (Hematita Semi-dura). Rezende; Barbosa, 1972.

4. DISCUSSÃO

Pinheiro & Maurity (1988), estudando as grutas da Serra dos Carajás apontaram dois mecanismos principais para a formação das cavidades. No primeiro, os processos químicos prevalecem estando diretamente ligados à formação das lateritas ferruginosas. O segundo seria marcado pela ação dos fatores mecânicos, onde os processos físicos atuam sobre as rochas que se encontram fragilizadas pelo ataque químico anterior. Pelas análises feitas das cavidades em N4WS e N4E, tanto em macro como em micro escala, acredita-se que há a atuação desses diferentes processos na geração das cavidades. Os fatores químicos e físicos atuantes serão abordados separadamente a seguir.

4.1 Processos Químicos (dissolução)

As análises petrográficas dos jaspilites permitiram verificar evidências dos processos de dissolução sofridos pela rocha. Assim foi possível identificar pequenas cavidades que se distribuem ao longo das bandas do jaspilito, permitindo fazer inferências quanto à sequência de dissolução dos

diferentes minerais, além de permitir identificar a sequência de alteração e substituição que se tornavam mais nítidas quanto maior o grau de alteração da rocha.

Além da dissolução, foram constantemente observadas feições de alteração e substituição de minerais, como a alteração da magnetita para maghemita e finalmente para hematita-2, além de goethita substituindo a hematita, ou hematita-3 substituindo goethita secundária. O fato das microcavidades de dissolução se concentrar preferencialmente nas bandas silicosas (chert e jaspe), indica que essa banda é a primeira a ser dissolvida, o que pôde ser confirmado também pelo desvio da rota de dissolução ao encontrar os minerais opacos presentes nessa banda. Mesmo entre as variedades de quartzo presentes no jaspilito foi atestada uma diferença de resistência à lixiviação.

Sobrinho (2012) estabeleceu a seguinte sequência: chert, quartzo granular e jaspe. Essa autora acredita que o acúmulo de cavidades nas regiões outrora ricas em chert, o desvio que muitas vezes a “rota de corrosão” faz ao encontrar o jaspe e sua maior eficácia nos níveis de chert e quartzo granular, levam a crer que o chert, uma forma de quartzo micro a criptocristalino relativamente mais “puro” é menos resistente à dissolução do que o jaspe. Ela diz que esta característica pode estar diretamente relacionada à impregnação no jaspe por hematita finamente granulada. Todavia, o chert mostra ainda maior susceptibilidade à alteração quando comparado ao quartzo granular. Esta característica poderia ser explicada pela constatação feita por Dorr (1964). De acordo com este autor, grãos de quartzo com tamanhos maiores que 0,1 mm têm solubilidade reduzida. Outra justificativa dada pela autora seria o posicionamento do jaspe na banda de sílica, mais próximo do contato com as bandas de opacos, enquanto a sílica “pura” (chert e quartzo granular) ocupa a parte central da banda. Possivelmente, as camadas sobre e sotopostas de opacos, menos permeáveis, “protegeriam” mais o jaspe, canalizando a maior parte do fluido para a região central da banda silicosa.

A saída da sílica por processos de lixiviação ocasionados pelo intemperismo químico do jaspilito pode reduzir drasticamente o volume da rocha (Ribeiro, 2003), esse processo pode ser responsável inicialmente pela formação das cavidades em Serra Norte. O clima equatorial da região é muito favorável à ação do intemperismo químico, ocasionado pelas altas temperaturas e elevada pluviosidade. Redução de 30 a 50 % do volume do jaspilito (Ribeiro, *Op. Cit*) é suficiente para formar,

pequenas, médias ou até mesmo grandes cavidades, pois essa redução inicial pode ser acompanhada por colapsos erosivos posteriores em que dois pequenos "vazios" ou mais podem se unir, evoluindo para a formação de grandes salões ou galerias dentro das cavidades, do mesmo modo como foi visto nas figuras do tópico de petrografia, onde as pequenas cavidades de dissolução a nível microscópico se unem e alargam seus tamanhos.

Será abordado mais adiante que a gênese das cavidades está intimamente ligada com os processos de formação do minério. Na literatura a hipótese de formação do minério por substituição hidrotermal dos minerais de ganga, ou seja, por hidrotermalismo, é bastante discutida (Lobato *et al.* (2005), no entanto, não foi observado nos diferentes litotipos estudados, evidências mineralógicas que comprovassem a passagem de soluções aquecidas, portanto a hipótese hidrotermal foi descartada, sendo mais coerente a hipótese de alteração supergênica, como descrito a cima.

4.2 Processos Físicos (erosão e colapso)

À medida que os processos intempéricos de dissolução alteram e fragilizam as rochas, processos de erosão e colapso entram em cena para reequilibrar o sistema compensando a perda de volume. A perda de volume é acompanhada pelo desmantelamento das bandas residuais ou mesmo erosão em subsuperfície. O colapso também pode ser atribuído à fragilidade e instabilidade da zona de baixa densidade, essa zona é formada pela saída do material solúvel. Ribeiro (2003) afirma que parte do volume do material dissolvido e removido, resulta em colapso topográfico, enquanto o restante transforma-se em vazios ou poros na zona de alteração. O autor acrescenta que durante a acomodação, as bandas residuais preenchem espaços vazios deixados pela lixiviação das bandas removidas em solução e buscam o equilíbrio isostático.

Simmons (1963) acredita que quando a inclinação da encosta do vale é acentuada, a rocha intemperizada e o material detrítico não cimentado são rolados encosta abaixo, expondo pequenas cavidades. Pinheiro & Maurity (1988) por sua vez, apontam que no segundo mecanismo de formação das cavidades, onde atuam os processos físicos, a variação de nível do lençol freático, provocado por alteração do relevo em decorrência de movimentos epigenéticos e/ ou variações climáticas, favoreceriam a expansão de pequenas cavidades formadas no estágio anterior de dissolução. Assim

gradativamente cresceriam os espaços que formariam as galerias e salões.

4.3 As Cavidades na Evolução do Minério

Os dados estatísticos do capítulo anterior mostraram que mais de 90% das cavidades, tanto em N4WS quanto em N4E, estão associadas ao jaspilito, mesmo aquelas descritas em canga de minério, pois esta resulta da alteração intempérica do minério, que por sua vez é resultado da alteração do jaspilito.

É conveniente afirmar que a evolução do minério ocorre concomitante à gênese das cavidades, pois como foi mostrado, os mecanismos envolvidos nos primeiros estágios de formação das cavidades (dissolução da sílica) são os mesmos processos de formação do minério. Alguns autores (Morris, 1980,1985, Harmsworth, *et. al.*, 1990, Dardenne; Schobbenhaus, 2001, Costa, 2006), sugerem que a formação do minério friável de Carajás ocorre por lixiviação progressiva da sílica por percolação de águas meteóricas descendentes atrelado também à oscilação da água subterrânea, portanto por processos de enriquecimento supergênico.

Sobrinho (*op cit*), desenvolveu um esquema interessante para mostrar a evolução da formação do minério de ferro em Carajás (figura 06), que pode ser usado para contar a história de formação das cavidades, que pode ser concomitante tanto à evolução do minério, quanto à evolução do relevo.

A autora explica que a exposição da camada de jaspilito e de suas encaixantes, Formação Igarapé Cigarra e Formação Parauapebas, dá início ao processo de alteração pelo intemperismo (Figura 06-a). A alteração dos basaltos produz saprolito mais resistente do que o produto gerado pela alteração dos jaspilitos, causando relevo depressivo sobre as BIFs da Formação Carajás. Lagos são desenvolvidos sobre essa superfície (Figura 06-b). A partir do momento que há instalação de uma rede de drenagem associada à formação dos lagos, pode-se dar início também à formação das cavernas, não na superfície ou nas bordas do relevo como afirmado por alguns autores, mas em sub-superfície (Figura 06-c). Ao longo do perfil de alteração, onde as soluções são canalizadas por fraturas ou falhas e, neste caso, pelo próprio bandamento, o mergulho das camadas pode favorecer ainda mais a infiltração da água. Na área do platô N4, as camadas de jaspilito têm mergulhos que alcançam 40° para oeste. Esse fato foi abordado nos trabalhos de Ribeiro (2003) que afirma que quanto à atitude do bandamento ou da foliação, é provável que estratos ou foliação com mergulhos acentuados favoreçam a infiltração de água e a dissolução dos minerais.

O fluxo contínuo de água durante a estação chuvosa é possivelmente facilitado por amplas zonas de saída, pois conforme a evolução do relevo prosseguia, a incisão dos cursos d'água aumentava, mantendo a eliminação do material (Sobrinho, 2012). A autora conclui que com a evolução do

processo de enriquecimento supergênico uma crosta laterítica foi desenvolvida sobre o minério e saprolito dos basaltos. A maior resistência da canga de minério e o contínuo processo de intemperismo causou a inversão do relevo (Figura 06-c).

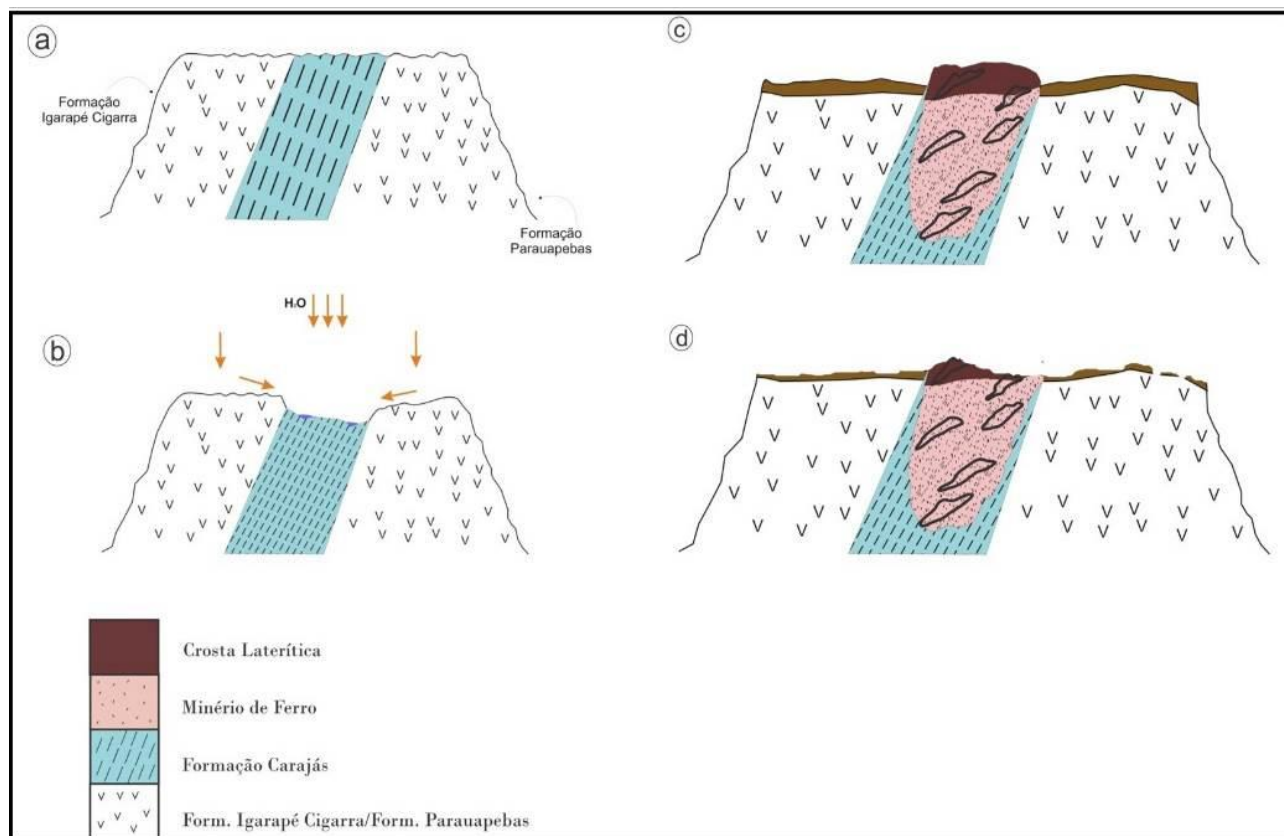


Figura 06: (A) Exposição do Grupo Grão Pará à superfície, e à intensa ação do intemperismo; (B) Alteração dos basaltos produz saprolito mais resistente do que o produto gerado pela alteração dos jaspilitos, causando relevo depressivo sobre as BIFs da Formação Carajás. Lagos são desenvolvidos sobre essa superfície; (C) A evolução do processo supergênico desenvolveu uma crosta laterítica sobre o minério, mais resistente do que a laterita química desenvolvida sobre o saprolito basáltico, ao mesmo tempo há evolução das cavernas juntamente com a evolução do relevo e do minério. Essa diferença de resistência causou a inversão do relevo e preservou o minério de uma possível ação erosiva após seu desenvolvimento; (D) À medida que os processos de denudação mais recentes ocorrem, cavidades outrora escondidas são expostas à superfície e cavidade com cotas mais altas tendem a apresentar teto de canga e parede de jaspilito. (Modificado de Sobrinho, 2012).

4.4 As Cavidades na Evolução do Relevo

A formação das cavidades pode estar relacionada tanto com a evolução do minério quanto a evolução do relevo, destaca-se dois momentos: No primeiro, quando os lagos são instalados sobre a Formação Ferrífera, há condições propícias à formação do minério e das cavidades, ao mesmo tempo em que o relevo acima das camadas de BIF's evolui de depressivo para um relevo em forma de platôs, sustentados por uma crosta laterítica como são observados hoje em dia.

Por outro lado, num segundo momento, quando as cavidades já estão completamente formadas em subsuperfície, principalmente aquelas constituídas por teto e parede de jaspilito, a evolução

do relevo terá o papel de expor suas entradas nas encostas. À medida que os processos de denudação mais recentes evoluem, o nível de erosão vai se tornando cada vez mais profundo, rebaixando o relevo a cotas altimétricas cada vez menores, e expondo cavernas outrora escondidas (Figura 06-d). Essa constatação foi confirmada pelos dados estatísticos do item anterior que mostraram que 81% das cavidades em N4WS e 90% em N4E ocorrem na borda dos platôs. Isso nos leva a pensar que os processos de colapso das encostas apenas expõem cavidades já formadas por processos intempéricos mais antigos, principalmente as cavidades formadas à cota mais elevada ou nas porções mais laterais dos platôs (Figura 07).

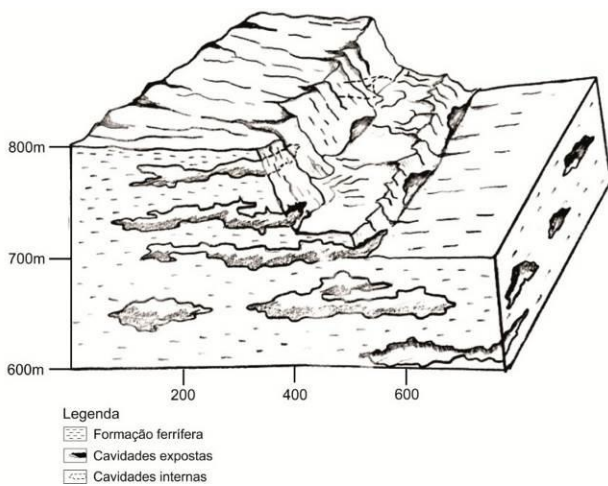


Figura 07: Bloco diagrama esquemático, mostrando que o colapso das encostas e o desgaste no topo do platô podem expor cavidades já formadas principalmente as que se localizam em cotas altimétricas mais elevadas ou nas laterais dos platôs.

A tabela 03 mostra uma forte tendência das cavidades constituídas com teto de canga e parede de jaspilito, se concentrarem principalmente nas cotas mais elevadas, acima de 600m, ou seja, pode-se supor que inicialmente parte das cavidades, com exceção das cavidades em rocha máfica, apresentavam tanto parede quanto teto de jaspilito, mas à medida que o intemperismo e a erosão agiam sobre as porções mais elevadas dos platôs, os tetos que anteriormente eram de jaspilito ou de minério foram gradativamente dando lugar ao teto de canga, produto de seu intemperismo.

Os processos que hoje estão expondo as cavidades são os mesmos que nesse momento estão formando novas em profundidade. Essa constatação já havia sido feita por Maurity; Kotschoubey (1994), quando sugeriram a presença de “cavidades ocultas, localizadas sobretudo, no domínio das formações ferríferas, abaixo da canga hematítica, e detectadas somente através de sondagem e durante as campanhas de prospecção”.

Tabela 03: Mais de 80% das cavidades com teto de canga e parede de jaspilito em N4WS se concentram nas porções com cotas altimétricas superiores a 600m.

Litologia	Topografia	%
Teto e parede de Jaspilito	500 a 550	11
	550 a 600	21
	600 a 650	47
	650 a 700	21
Teto de Canga e parede de jaspilito	550 a 600	18
	600 a 650	32
	650 a 700	50

4.5 Espeleogênese

Foram verificados alguns fatores que podem estar ligados à gênese e desenvolvimento das cavidades (Relatório interno do PROCAV, 2012), são eles:

- Litológico:** rochas naturalmente mais suscetíveis à dissolução que teriam maior possibilidade de desenvolver cavernas.
- Estrutural:** estruturas tais como dobras, falhas, fraturas, contatos litológicos, etc. desenvolveriam caminhos preferenciais para as soluções, facilitando a percolação e dissolução em determinadas zonas, cujo arranjo espacial seria propício para o desenvolvimento de cavidades.
- Hidrológico (ou Hidrogeológico):** o controle da infiltração, percolação, oscilação do lençol freático e presença de zonas menos permeáveis poderia favorecer a concentração da migração de água em determinados locais, onde a dissolução seria mais efetiva e haveria o desenvolvimento das cavidades.
- Estratigráfico:** haveria níveis estratigráficos mais propícios à dissolução dentro de uma determinada camada de rocha ou de uma formação litoestratigráfica. Poderia ser uma mudança na composição mineral ou na textura, naturalmente limitada a esse nível.
- Abatimento:** a dissolução de minerais provoca diminuição de volume em uma rocha sendo alterada pelo intemperismo. Caso essa dissolução alcance um volume expressivo (~30 a 40%) de rocha, certamente haverá um re-arranjo espacial para compensar a perda de volume, causando o abatimento e a formação de “vazios”.
- Rocha “seladora”:** a presença de rochas pouco permeáveis sobre rochas relativamente mais permeáveis é uma situação favorável ao desenvolvimento de cavernas.

É importante destacar que nenhum dos fatores deve atuar isoladamente na formação das cavidades, ao contrário, a combinação de um ou mais fatores, com o predomínio de um ou outro são importantes no desenvolvimento das mesmas.

5. CONCLUSÕES

Foi constatada a ordem de dissolução dos diferentes tipos de minerais silicosos: primeiro o chert e em seguida o jaspe, fato evidenciado pelo maior número de cavidades de dissolução desenvolvidas principalmente nas bandas silicosas e pelo desvio da rota de dissolução dos minerais

opacos. Dependendo da intensidade do intemperismo sofrido pela rocha, até mesmo os minerais opacos sofrem dissolução, no entanto há substituições e formação de minerais secundários, como hematita-2 e -3 e goethita. Há presença marcante de maghemita, substituindo a magnetita pelo processo de martitização. Após os processos de dissolução da sílica há grande redução de volume da rocha, levando ao desmantelamento das bandas residuais e mesmo erosão em subsuperfície. O mergulho das camadas e o próprio bandamento podem ter favorecido a percolação da água por esses caminhos preferenciais. A evolução das cavidades se dá concomitante à evolução do minério e do relevo, mas em um momento posterior (processos de denudação recentes) a evolução do relevo, terá o papel de expor as cavernas que já se encontram formadas em sub-superfície, além de colaborar para a formação de outras. As cavernas expostas hoje podem ser apenas alguns exemplares de centenas de cavernas escondidas dentro dos platôs em que os processos erosivos ainda não foram suficientes para expô-las.

REFERÊNCIAS

- CARSTE. Consultores associados-VALE/SA. Geoespeleologia e Análise de Relevância /Bioespeleologia e Análise de Relevância. **Relatório técnico**. 2011.
- COSTA, U. A. P. Avaliação dos processos geradores do minério de ferro da Serra Norte de Carajás, sudeste do Pará. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. **Dissertação de mestrado**. P 85. 2006.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In **Geologia, Tectônica e Recursos minerais do Brasil**, CPRM, Brasília, p.365-378. 2001.
- DORR, J. V. N. Supergene Iron ore of Minas Gerais, Brazil – **Economic Geology**, vol 59. p. 1203-1240. 1964.
- FIGUEIREDO E SILVA R.C., LOBATO L.M., ROSIÈRE C.A., HAGEMANN S.G, ZUCCHETTI M., BAARS F.J., MORAIS R., ANDRADE I. Hydrothermal origin for the jaspilite-hosted, giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás Mineral Province, Para State, Brazil. In: Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Gutzmer, J., and Beukes, N.J. (eds.), BIF-related high-grade iron mineralization. *Reviews in Econ. Geo.*, 15: 255-290. 2008.
- GONÇALVES. D. F; SOUSA. D.L. Aspectos morfológicos de Espeleotemas em feições pseudocársticas da região de Carajás-PA. **Anais do 31º CBE**. p. 141-145. 2011. Disponível em: www.cavernas.org.br/anais31cbe/31cbe_141-145.pdf.
- HARMSWORTH, R. A., KNEESHAW, M., MOSSIS, R. C., ROBINSON, C. J. and SRIVASTAVA, P. K. – BIF Derived Iron of Hamersley Province. **Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea** p. 617-642. 1990.
- LINDENMAYER Z. G., LAUX J. H., TEIXEIRA J. B. G. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geologia**, 31(1):21-28. 2001.

Conclui-se, portanto, que o fator básico inicial responsável pela formação das cavernas e do minério é o processo de dissolução da sílica, que acarreta em redução de volume da rocha de 30 a 50%, dependendo da espessura inicial da banda silicosa pela percolação de águas por descenso, ou seja, por processos de alteração supergênica.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA), à Universidade Federal do Pará (UFPA), pela infraestrutura fornecida, à VALE S.A pelo suporte financeiro à pesquisa e concessão de bolsa de estudo, aos Geólogos da VALE que nos auxiliaram em campo Carlos Teles e Rafael Guimarães, ao Geólogo do galpão de amostragem Julielson Camelo, e aos coordenadores do projeto de pesquisa PROCÁV Daniele Freitas Gonçalves e Antônio Emídio Santos Júnior por todo apoio e empenho dedicados ao projeto.

- LOBATO, L. M; FIGUEREDO E SILVA, R. C.; ROSIÈRE, C. A.; ZUCCHETTI, M.; BAARS, F. J.; PIMENTEL, M; RIOS, F. J.; SEOANE, J. C. S.; MONTEIRO A. M. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará State, Brazil. : Iron Ore 2005, The Australian Institute of Mining and Metallurgy, **Publication Series** v. 8 (2005), Australia, p. 99-110. 2005.
- MACAMBIRA J.B. *O ambiente deposicional do Grupo Grão Pará-Carajás*. 212 p. Campinas, Universidade de Campinas, Instituto de Geociências, (**Tese de Doutorado**). 2003.
- MAURITY, C.W.; KOTSCHOUBEY, B. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 - Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarsificação, espeleotemas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Série Ciências da Terra, n 7, p. 331-362, 1994.
- MEIRELLES, M.R. Geoquímica e Petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pa. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, **Tese de Mestrado**, 150 p. 1986.
- MORRIS, R C, A. Textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to Banded iron-formation in the Hamersley iron province of Western Australia, **Economic Geology**, 75:184-209. 1980.
- MORRIS, R.C. Genesis of iron ore in Banded Iron Formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. In: WOLF, K.H. (ed). Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. Amsterdam, **Elsevier**. v.13, p. 73-235. 1985.
- PINHEIRO, R.V.L; MAURITY, C.W. Considerações Preliminares sobre a Espeleologia da Serra dos Carajás (PA). Grupo Espeleológico Paraense - GEP. **Relatório inédito**, p.38, 1985.
- PINHEIRO, R.V.L.; MAURITY, C.W. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) – Brasil. In: Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe, 1., 1988, Belo Horizonte. **Anais...**Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Espeleologia, p. 179-182,1988.
- Relatório Interno do ProCav, Vale, S.A. 2012.
- REZENDE, N.P; BARBOSA, A. L. M. Relatório de pesquisa de minério de Ferro, distrito ferrífero da Serra dos Carajás – Estado do Pará. **Relatório Final**. 1972.
- RIBEIRO, D. T. Enriquecimento supergênico de formações ferríferas bandadas: estruturas de colapso e desordem. 123 p. 2003. **Tese de Doutorado-UFRJ**.
- SIMMONS, G. C. Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **The National Speleological Society Bulletin** 25:66-72, 1963. (Traduzido por Augusto Auler).
- SOBRINHO, F. C. Contribuição ao estudo da Gênese do minério de Ferro na mina N4E, Carajás. **Trabalho de Conclusão de Curso** -Universidade Federal do Pará. 95 p. 2012.
- TRENDALL, A. F; MORRIS, R. C. Iron formation: facts and problems. Amsterdam, **Elsevier**, (Developments in Precamb. Geol., 6). 1983.
- TOLBERT, G. E.; TREMAINE, J. W.; MELCHER, G. C.; GOMES, C. B. The recently discovered serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. **Economic Geology**, 66: 985-994, 1971.
- VALENTIM, R. F; OLIVITO, J. P. R. Unidade espeleológica Carajás: delimitação dos enfoques regional e local, conforme metodologia da IN-02/2009 MMA. **Espeleotema**. v.22, n. 1, p.41-60, 2011. Disponível em: www.cavernas.org.br/espeleo-tema/espeleo-tema_v22_n1_041-060.pdf.



GEOLOGIA E PETROGRAFIA DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS EM CAVERNAS DA SERRA SUL, CARAJÁS - PA

GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF BANDED IRON FORMATIONS (BIF) IN CAVES AT SERRA SUL, CARAJÁS - PA

Erica da Solidade Cabral (1,2), Joel Buenano Macambira (1) & Soraia da Silva Abreu (1,2)

(1) Faculdade de Geologia – Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA.

(2) Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica-Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém-PA.

Contatos: ericacabral@ufpa.br; joel@ufpa.br; soraiaabreu@ufpa.br.

Resumo

Grande parte das cavernas do corpo de minério S11D em Carajás ocorrem em formações ferríferas bandadas (jaspilitos) da Formação Carajás (Grupo Grão Pará). Os jaspilitos são formados por uma alternância centimétrica de bandas de minerais silicosos (chert, quartzo e jaspe) e bandas de minerais opacos (hematita, magnetita e maghemita). Verificou-se feições indicativas de processos de dissolução, principalmente na banda silicosa, mais suscetível à ação desses processos. A ordem de dissolução dos minerais observada foi: chert, quartzo granular e posteriormente jaspe. A lixiviação desses minerais promove a formação de cavidades de dissolução seguida pela precipitação de goethita em suas paredes, contribuindo para o enriquecimento em minerais ferrosos (minério de ferro). À medida que os processos de dissolução atuam com maior intensidade ocorrem colapsos e aumento da percolação de água meteórica através de estruturas como acamamentos, fraturas e falhas e, levando ao desenvolvimento e alargamento das cavernas. Os controles observados para a formação e evolução das cavernas são variados e atuam de forma integrada como, dissolução, litológico, estratigráfico, hidrogeológico, estrutural, por abatimento, relevo e topográfico.

Palavras-Chave: Serra Sul; Carajás; cavernas; dissolução.

Abstract

Most of the caves of the ore body S11D in Carajás occur in banded iron formations (jaspilites) from the Carajás formation (Grão Pará group). The jaspilites are formed by centimetric alternating bands of siliceous minerals (chert, quartz and jasper) and bands of opaque minerals (hematite, magnetite and maghemite). There are indicative features of dissolution processes, mainly in siliceous band, more susceptible to the action of these processes. The established sequence of mineral dissolution is: chert, granular quartz and lastly jasper. The leaching of minerals promotes the formation of dissolution cavities followed by goethite precipitation in its walls, contributing to enrichment of ferrous minerals (iron ore). As the dissolution processes act with greater intensity breakdowns occur and the percolation of meteoric water is increased through structures such as beddings, fractures and faults and leading to the development and enlargement of caves. The controls for the formation and evolution of the caves studied are varied and act in an integrated way, such as dissolution, lithological type, stratigraphic level, hydrogeological, structures, by landslip, relief and topography.

Key-Words: Serra Sul; Carajás; caves; dissolution.

1. INTRODUÇÃO

Cavernas ocorrem em sua maioria em ambientes carbonáticos, porém, também podem ocorrer em outras litologias como, arenitos, granitos, quartzitos e minério de ferro (AULER & PILÓ, 2005). A Província Mineral de Carajás (PA) é uma das maiores áreas de ocorrência de minério de ferro do Brasil e do mundo, onde são encontradas cavernas em formações ferríferas. Os primeiros estudos em cavernas nesta área devem-se a Tolbert

et al. (1971), que relata cavernas encontradas sob o manto de canga (crosta laterítica). Estudos espeleológicos nessa região tiveram avanço ao longo do tempo, como os trabalhos do Grupo Espeleológico Paraense-GEP.

As cavernas em formações ferríferas podem ocorrer de quatro formas: a) com teto e paredes de canga; b) com teto de canga e paredes de jaspilito; c) com teto e paredes de jaspilito; e d) com teto de

canga e jaspilito e pardes de jaspilito (mista). Além de cavernas em rocha máfica.

Este estudo irá apresentar duas análises estatísticas, a análise topográfica onde foram consideradas 141 cavernas e análise litológica, considerando 76 cavernas. Dentre essas foram escolhidas 5 cavernas representativas para a análise petrográfica, S11D-0012, S11D-0034, S11D-0047, S11D-0055 e S11D-0083. Essas análises objetivam observar se há um nível topográfico mais suscetível à ocorrência de cavernas e um litotipo mais favorável para o seu desenvolvimento.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada na porção norte da Província Mineral de Carajás, na Bacia Carajás, no Cráton Amazônico.

O embasamento da Bacia Carajás é formado pelo complexo Xingu (ARAÚJO; MAIA, 1991). O Complexo Xingu, datado de 2.859 ± 2 pelo método U/Pb em zircão (MACHADO *et al.*, 1991), é considerado o embasamento cristalino da Província Mineral de Carajás e a porção mais extensa desta, formado por corpos gnáissicos migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos), granulitos e granitóides (FEIO, 2011, 2012 *et al.*, 2013). Além desses, foram identificados corpos graníticos de idade arqueana intrusivos no embasamento (2,74-2,76 Ga; BARROS *et al.*, 2001), Complexo Granítico Estrela, Granito Planalto, Granito Rancho Alegre e Suíte Plaquê.

Na Bacia Carajás o magmatismo mais significativo é representado pelo vulcanismo máfico do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; WIRTH *et al.*, 1986; MACHADO *et al.*, 1991), que é formado por rochas metavulcano-sedimentares e compreende os grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Buritirama e Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988). No corpo S11D aflora a parte inferior do Grupo Grão Pará: Formação Parauapebas, de idade 2.759 ± 2 Ma, constituída por basaltos e dacitos (MEIRELLES *et al.*, 1984). Na porção intermediária está a Formação Carajás de idade 2.740 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP, zircão, TRENDALL *et al.*, 1998) constituída por formações ferríferas bandadas (BIF's) de fácies óxido do tipo jaspilito, quase totalmente modificadas para corpos de minério hematítico (MACAMBIRA, 2003). Na porção superior ocorre a Formação Igarapé Cigarra (MACAMBIRA *et al.*, 1990) concordantemente sobre a Formação Carajás e formada por basaltos bastante alterados hidrotermalmente, quartzo-wackes e quartzo-arenitos. No topo do Grupo Grão Pará, porém fora da Serra Sul, ocorre a Formação Igarapé Boa Sorte

(MACAMBIRA *et al.*, 1990), composta essencialmente por siltitos com intercalações de folhelhos ambos carbonosos e carbonáticos (Tabela 1).

Tabela 1: Proposta estratigráfica para sucessão do Grupo Grão Pará. Modificado de Macambira (2003).

ARQUEANO	GRUPO GRÃO PARÁ	Formação Ig. Boa Sorte	Siltitos e folhelhos carbonáticos e arenitos subordinados
		Formação Ig. Cigarra	Basaltos, tufos, BIF's, chert, quartzo wacke e quartzo arenito
		Formação Carajás	Formações ferríferas e soleiras de basalto
		Formação Parauapebas	Basaltos e riolitos
	COMPLEXO XINGU		Gnaisses granodioríticos, trondhjemíticos e tonalíticos

3. ANÁLISES GEOESTATÍSTICAS

As 76 cavernas analisadas foram reunidas em quatro grupos: 1) com teto e paredes de canga, correspondendo a 46%; 2) com teto de canga e paredes de jaspilito, correspondendo a 25%; 3) paredes e teto de jaspilito, 23%; 4) cavernas mistas, com porções de canga e jaspilito no teto, sendo as paredes apenas de jaspilito, correspondendo a 1%. Além disso, também foram identificadas cavernas formadas em rocha máfica alterada, correspondendo a 4% (Figura 1).

Para a análise topográfica foram consideradas 141 cavernas levando em consideração a altitude em que ocorrem que varia de 350 a 900m (Figura 2). Verificou-se uma distribuição desde altitudes de 400m a 850m, entretanto, foi possível observar um nítido controle altimétrico, em alta vertente, com a maioria das cavernas (70%) concentradas em altitudes mais elevadas, entre 650 e 800m (Figura 3).

O corpo S11D apresenta duas feições distintas, borda e topo de platô, dessa forma foi possível notar que há uma variação na concentração de cavernas nas duas feições do relevo. Para quantificar essa variação foi estabelecido o parâmetro de Densidade de Cavernas – DC (número de cavernas por km²). Primeiramente foi calculada a área do corpo S11D totalizando 18 km², posteriormente foram calculadas as áreas de topo de platô 15 km² e a borda 3 km² (porção superior da encosta). Para essa análise foram consideradas 76 cavernas, distribuídas na área coberta pelo mapa geológico da Figura 4.

As cavernas encontradas no topo do platô somam 37, equivalentes a 48%, o que corresponde a uma DC de 2,4/km² enquanto nas encostas foram

quantificadas 39 cavernas, equivalentes a 52%, o que corresponde a uma DC de 13/km². Dessa forma é possível demonstrar numericamente a elevada densidade de ocorrência de cavernas na encosta do platô, cinco vezes maior que no topo (Figura 5).

Possivelmente essa concentração se deve ao fato de que a borda é esculpida através de processos erosivos ocasionando solapamento das encostas moldando assim um relevo recente o qual expõe cavernas preexistentes.

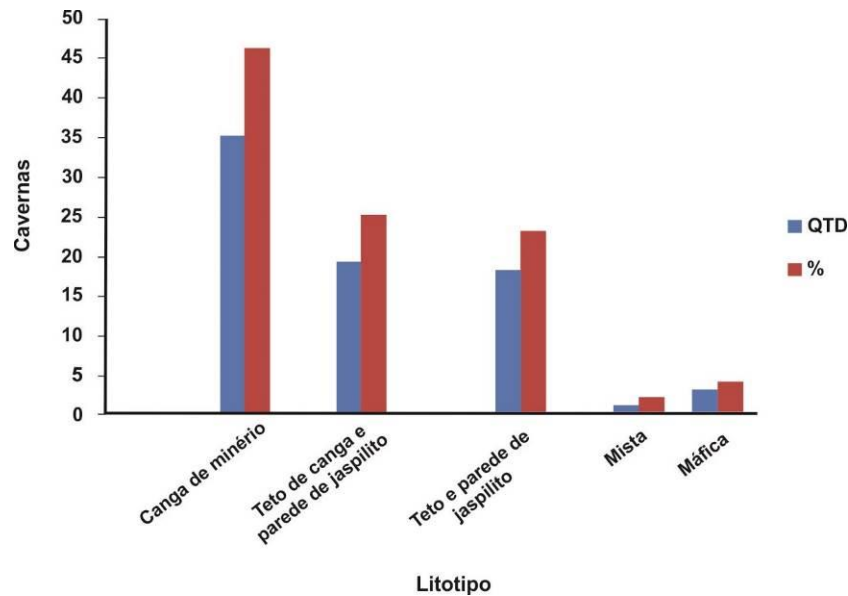


Figura 1: O gráfico demonstra a quantidade e a porcentagem correspondente dos cinco litotipos nos quais as 76 cavernas foram agrupadas: canga de minério, teto de canga e parede de jaspilito, teto e parede de jaspilito, mista e máfica.

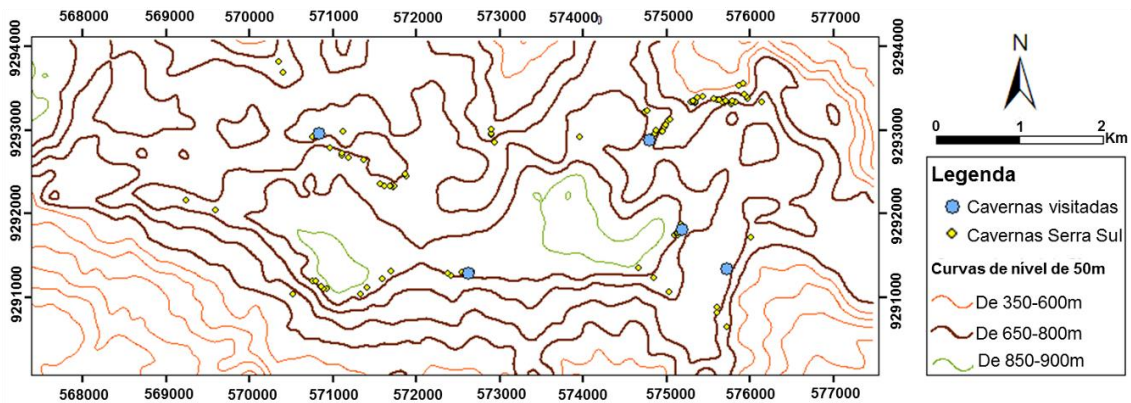


Figura 2: Mapa ultrapassando os limites do corpo S11D, mostrando as cavernas na área de acordo com as cotas topográficas

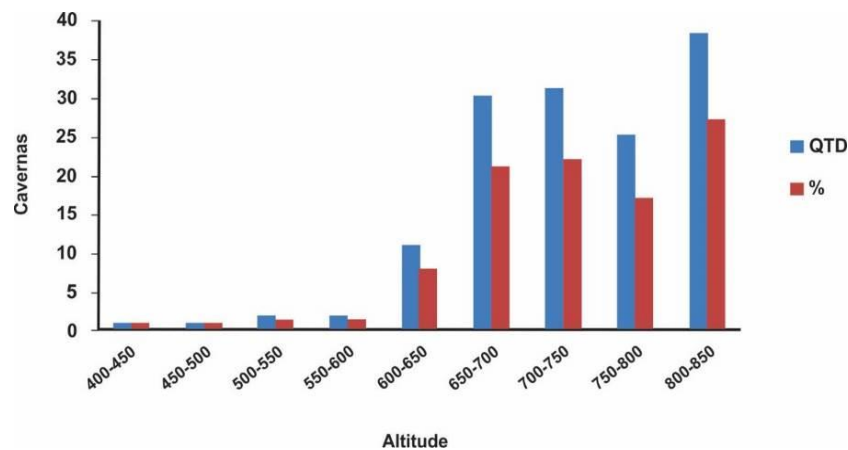


Figura 3: Gráfico mostrando a quantidade e a porcentagem das 141 cavernas nos diferentes níveis altimétricos, sendo notado que em cotas mais elevadas a concentração é maior.

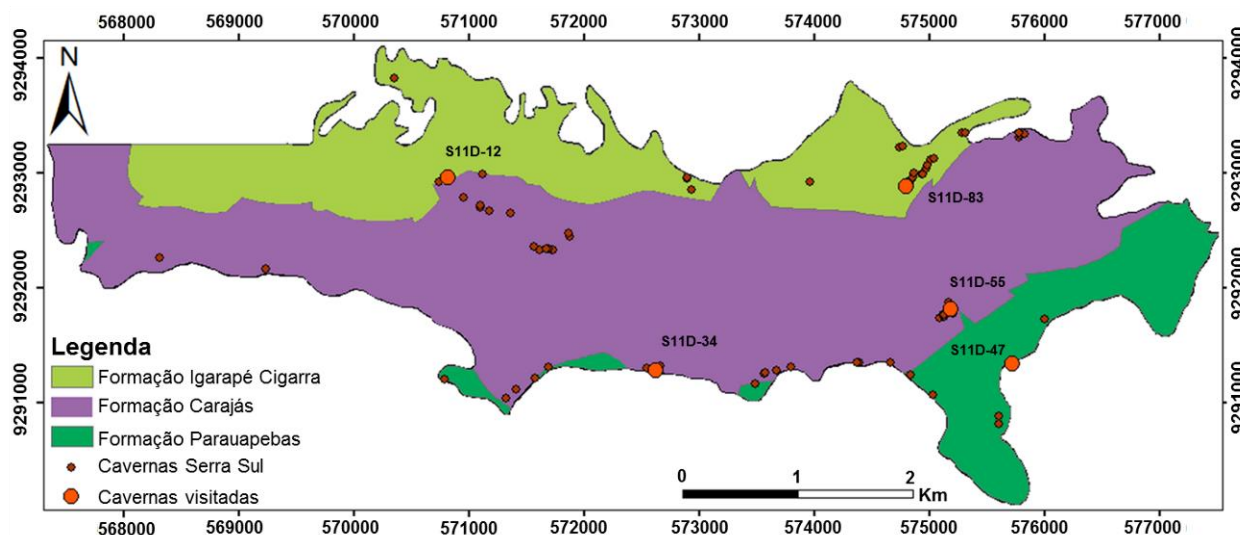


Figura 4: Mapa geológico da Serra Sul, corpo S11D, mostrando as 76 cavernas consideradas no trabalho (destaque para as cavernas estudadas em detalhe). Modificado de Rezende; Barbosa, 1972.

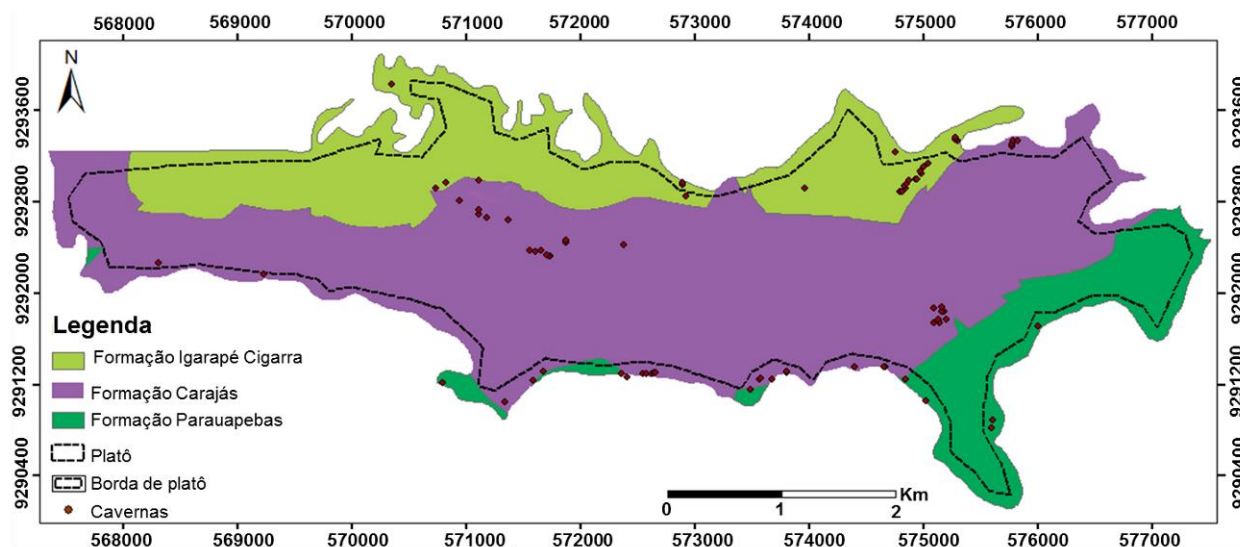


Figura 5: Mapa geológico da Serra Sul, corpo S11D mostrando as cavernas encontradas no topo e na borda do platô.

4. PETROGRAFIA

De acordo com a classificação petrográfica de formações ferríferas de Sobrinho (2012) que leva em consideração o grau de alteração intempérica das rochas, foi possível individualizar em Serra Sul dois tipos: a) jaspilito pouco alterado e b) jaspilito alterado.

O jaspilito pouco alterado apresenta um baixo grau de intemperismo (Figura 6a, b), bandamento característico, com a alternância de bandas de minerais opacos, (espessura de 4 a 7 mm) e bandas silicosas, (espessura de 3 a 7 mm). Estas rochas foram coletadas nas proximidades da caverna S11D-0012 e o afloramento encontrava-se disposto na forma de blocos *in situ*. As rochas apresentam além de estruturas de acamamento, característico das BIF, pequenas dobras que foram atribuídas a produto de escorregamentos (*slumps*) sin-depositacionais (Macambira, 2003) ou de um evento secundário deformacional (Figura 6b, d).

Através da análise minerográfica observou-se que as bandas de opacos são compostas essencialmente por hematita, magnetita e maghemita, além de finas lâminas de chert com espessura de 0,02mm, mostrando a preservação da laminação plano-paralela. A hematita ocorre como uma massa criptocristalina branca acinzentada, anisotrópica, com baixa porosidade, denominada de hematita-2, provavelmente oriunda do processo de alteração da magnetita. A magnetita foi observada como ilhas, apresenta coloração cinza rosada, é isotrópica e está associada a maghemita que é a forma metaestável da hematita. A maghemita possui coloração cinza azulada, isotrópica e é formada pela alteração da magnetita, em uma das fases do processo de martitização (Figura 6c). Nessas bandas também foram encontrados pequenos aglomerados de cristais de quartzo formando ilhas (Figura 7a).

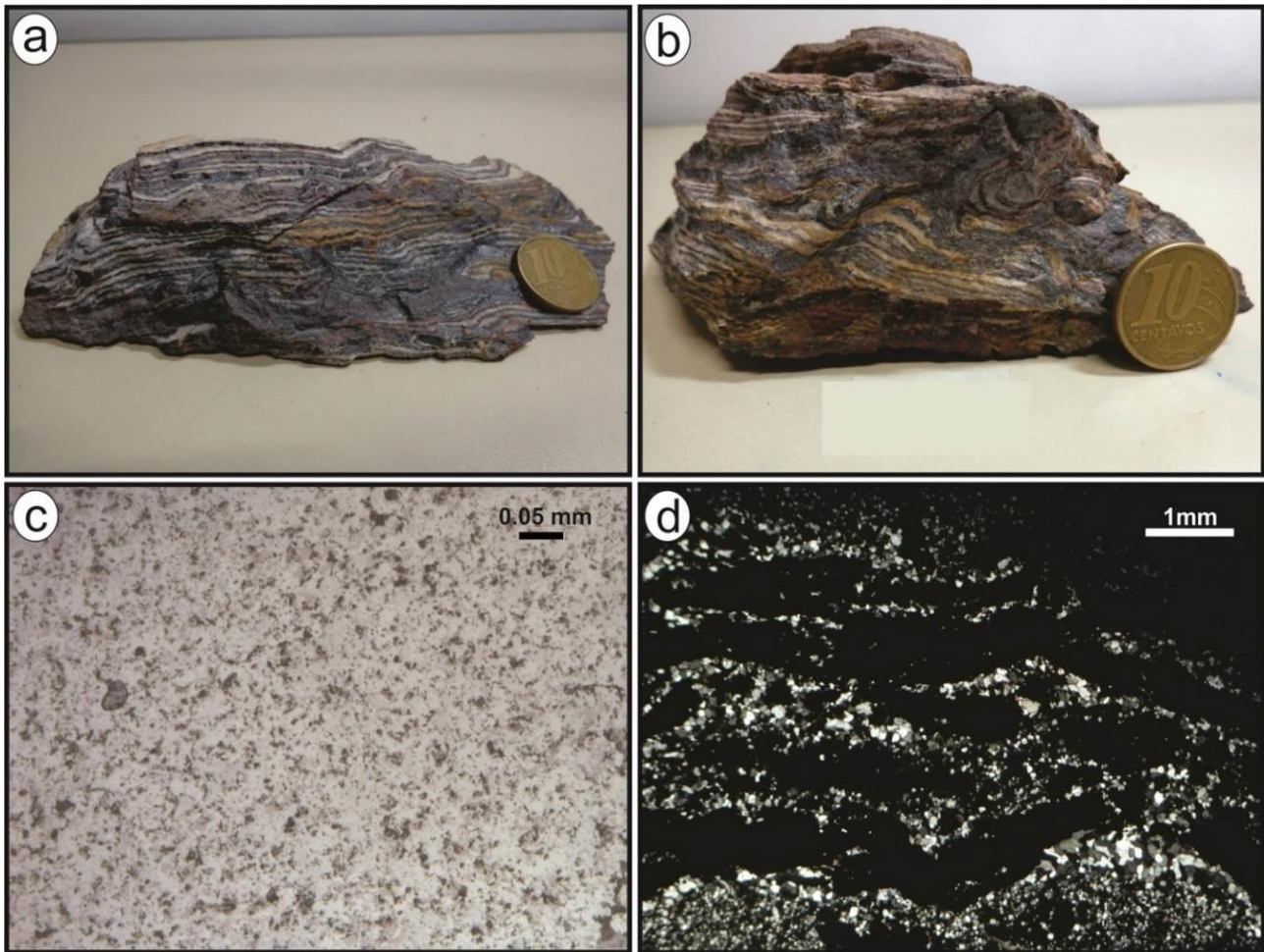


Figura 6: a) e b) Jaspilite pouco alterado, mostrando bandamento característico, alternância entre bandas de minerais opacos e bandas de chert; c) Banda de opacos composta por uma massa de hematita e imersos nessa massa magnetita e maghemita (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); d) Alternância entre a banda de opacos e a banda silicosa composta por chert e cristais de quartzo evidenciando o dobramento das bandas (obj2,5x, luz transmitida, nicóis cruzados).

As bandas silicosas são formadas por chert (quartzo criptocristalino, menores que 0,01 mm), quartzo granular ameboide (Figura 7b, c) e cristais de quartzo em que a atuação da diagênese/compactação foi maior, originando contatos retos isolados em alguns cristais (Figura 7d). É possível notar ainda na banda silicosa uma grande variação no tamanho e forma dos cristais (Figura 7b). Esta variação pode ser devido a recristalização causada pela pressão das camadas de opacos sobrejacentes. Outra feição observada em alguns locais é o interrompimento das bandas ocasionados por truncamento, através de feições de caráter rúptil, fraturas.

O jaspilite alterado apresenta algumas características como o bandamento composicional não tão nítidos, sendo que em algumas porções não é possível observar a presença das bandas de sílica, pois a rocha já encontra-se parcialmente alterada para minério de ferro, com a sílica quase que completamente lixiviada (Figura 8a). O aumento do

processo de lixiviação pode levar à formação de cavidades ocasionadas pela dissolução dos minerais mais solúveis. Esse processo ocorre predominantemente na banda de jaspe/chert enquanto na banda de opacos é muito incipiente (Figura 8a). A grande maioria das cavidades de dissolução encontra-se alinhadas nas bandas silicosas, seguindo uma direção preferencial, que representa o acamamento do jaspilite.

As cavidades de dissolução se formam em locais onde os processos químicos atuam com maior facilidade, em zonas de fraqueza. Primeiramente elas se formam nas bandas silicosas, devido o quartzo ser mais suscetível a lixiviação. Com o aumento da alteração intempérica as bandas de opacos também são lixiviadas, porém com frequência bem menor (Figura 8b). Outro local propício à formação de cavidades é no contato da banda silicosa com a banda de opacos e também podem ser encontradas em um estado mais elevado de alteração na canga de minério (Figura 9).

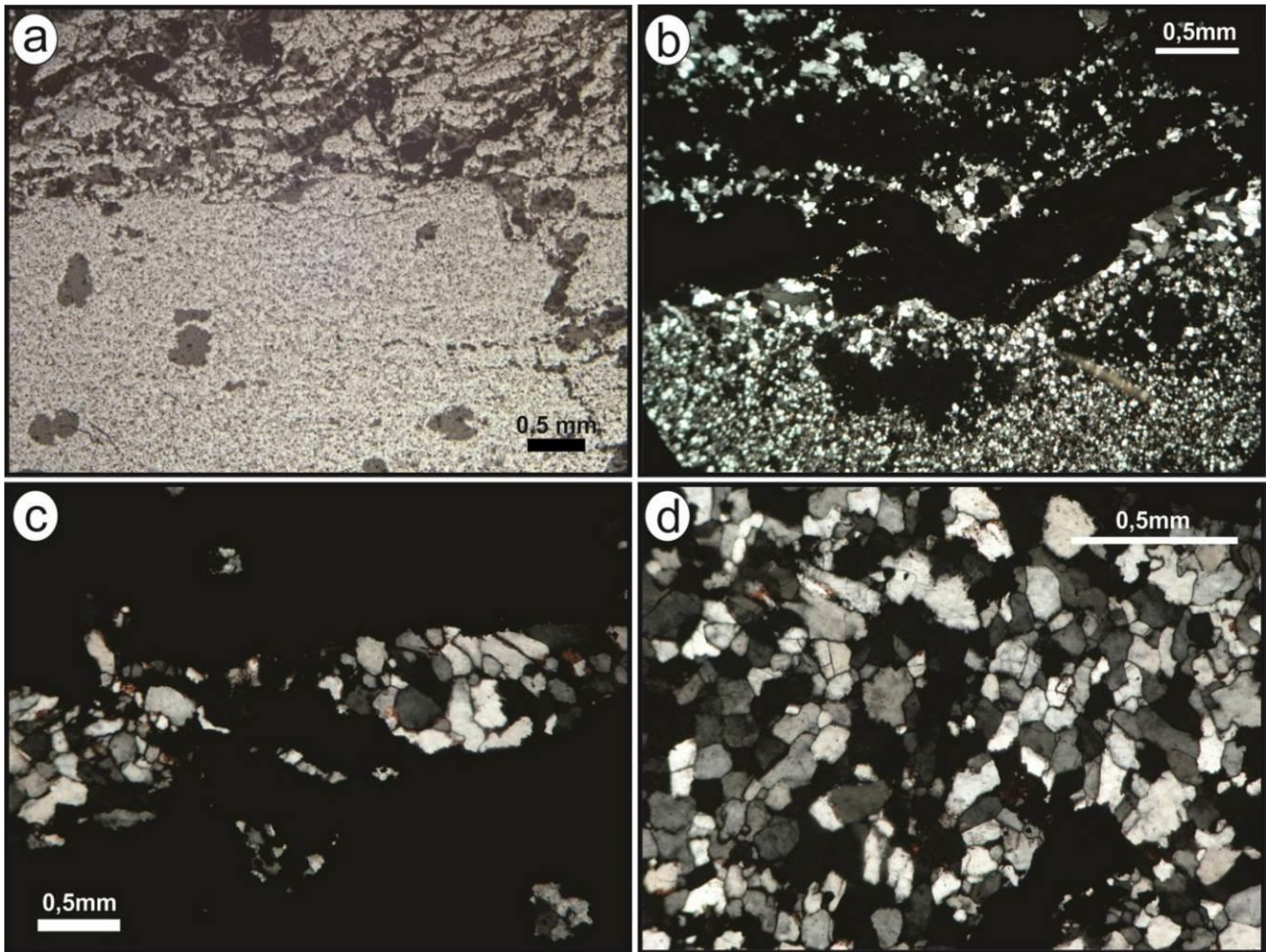


Figura 7: a) Cristais de quartzo aglomerados na banda de opacos formando ilhas (obj2,5x, luz refletida, nicóis paralelos); b) Banda silicosa com cristais de quartzo de diferentes tamanhos (obj2,5x, luz transmitida, nicóis cruzados). c) Banda de quartzo granular em contato reto com a banda de opacos (obj5x, luz transmitida, nicóis cruzados); d) Cristais de quartzo, com contato reto e em alguns pontos lobular entre os cristais de quartzo (obj10x, luz transmitida, nicóis cruzados).

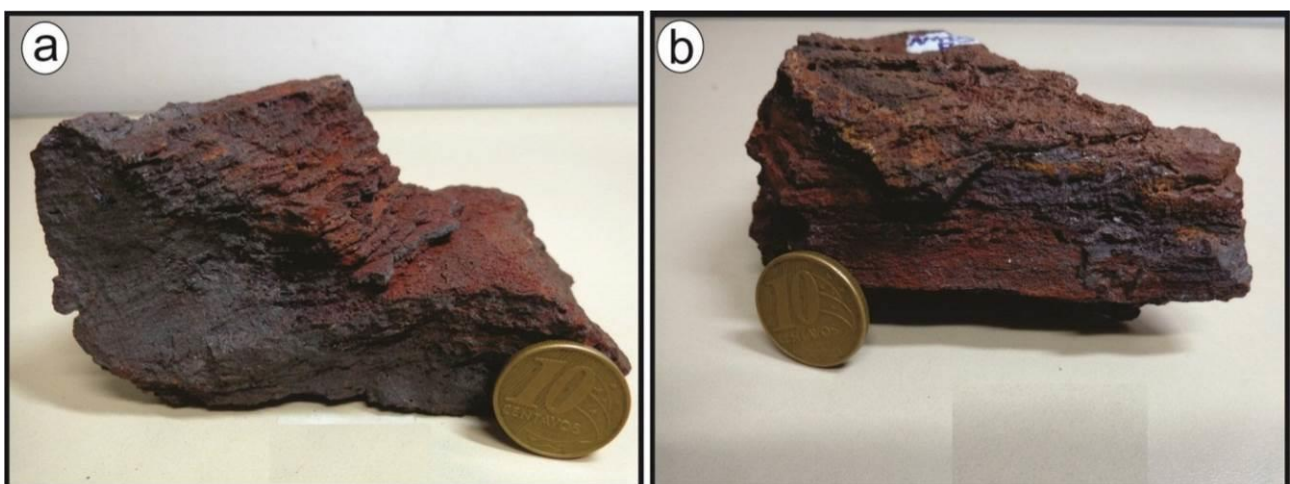


Figura 8: a) Amostra de mão AM-04 onde é possível observar a sílica quase que totalmente lixiviada e a formação do minério de ferro; b) Cavidades formadas por dissolução na banda de jaspe e na banda de opacos.



Figura 9: Amostra de rocha do teto da caverna S11D-0055, coletada na interface canga/minério. A rocha é formada por canga e apresenta cavidades de dissolução.

A banda de opacos é predominantemente formada por magnetita, hematita e maghemita, além de goethita bordejando as cavidades de dissolução (Figura 10a). Uma característica marcante das bandas de opacos nessas rochas é a presença de hematita-1, que pode ser encontrada como uma massa cryptocristalina, relativamente porosa e é classificada como hematita primária, além da

hematita-2, que apresenta-se de duas formas: disposta como uma massa proveniente da alteração da magnetita, onde ainda há resquícios de magnetita em forma de ilhas, ou na borda de cristais de magnetita, apresentando-se como pseudomorfos (Figura 10b).

Na banda de opacos é possível observar cavidades de dissolução bordejadas e preenchidas por goethita (Figura 10a), evidenciando graus de alteração intempérica elevados, entretanto a rocha ainda preserva características primárias como lâminas de jaspe plano-paralelas (Figura 10c).

Com o aumento do grau de intemperismo do jaspilito, há o aumento na quantidade de hematita-2. Isso é possível devido a processos de martitização. Observa-se também que essa alteração ocorre da borda para o centro do cristal que ainda preserva o hábito da magnetita (Figura 10b). Também foram encontrados cristais de magnetita alterando-se para a maghemita (Figura 11a). Outro mineral formado foi a goethita, que em algumas porções da rocha encontra-se associada a argila (Figura 11b).

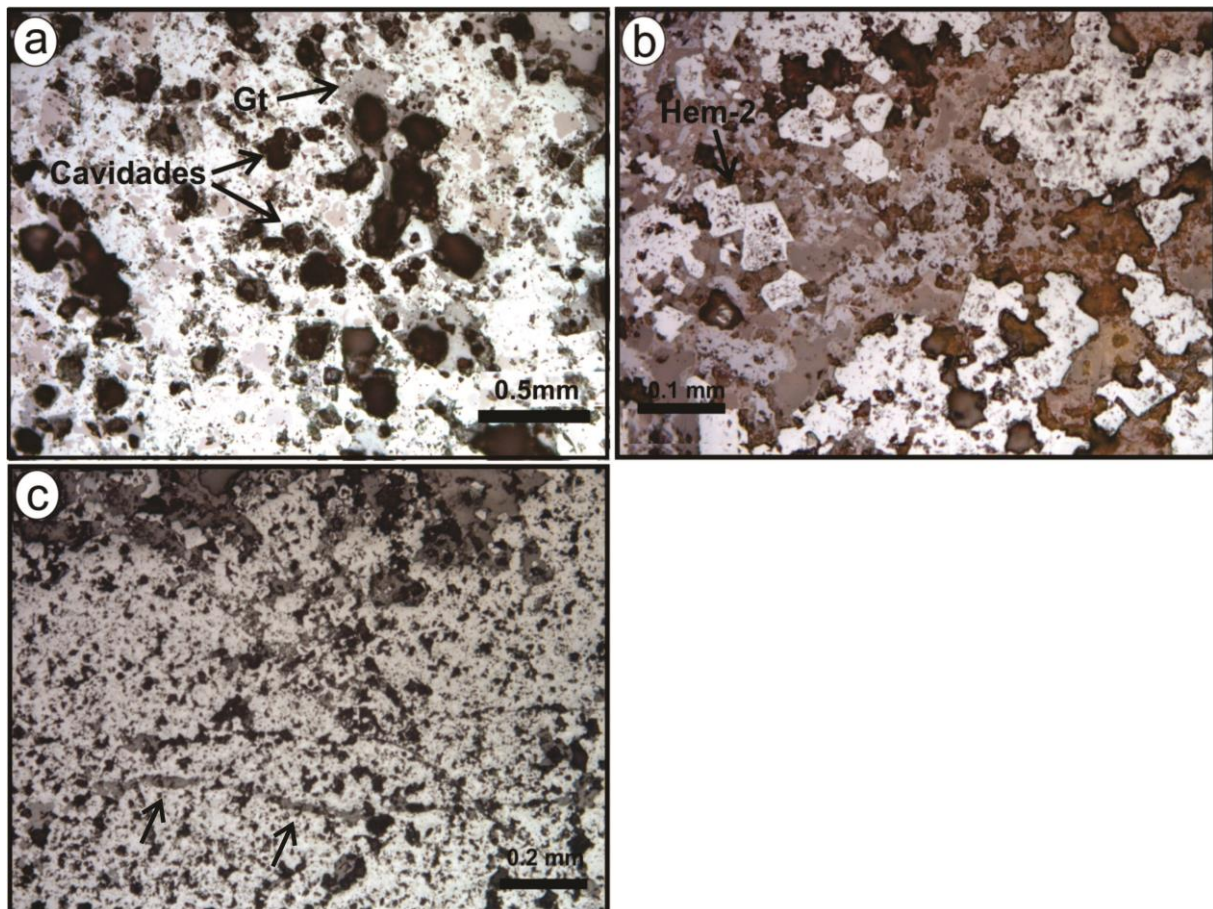


Figura 10: a) Massa de hematita com goethita (Gt) bordejando as cavidades de dissolução (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); b) Cristais de hematita euédrica, comportando-se como pseudomorfos de magnetita. Classificada neste trabalho como hematita-2 (Hem-2) (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); c) Lâminas de jaspe plano-paralelas presentes na banda de opacos (obj10x, luz refletida, nicóis paralelos).

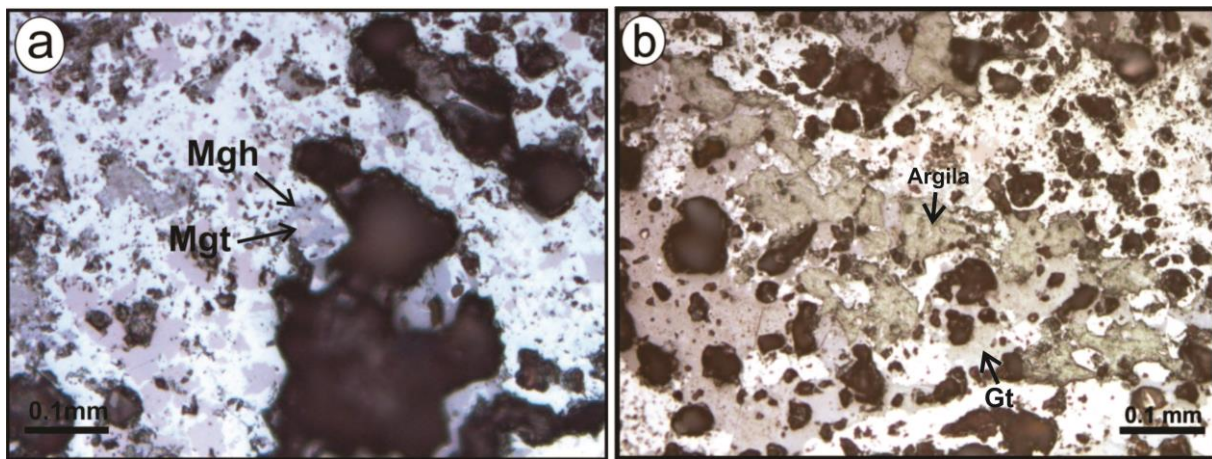


Figura 11: a) No centro da figura notar um cristal de magnetita (Mgt) alterado para maghemita (Mgh) nas bordas (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); b) Goethita (mineral de coloração marrom) bordejando as cavidades de dissolução associada a argila (mineral de coloração esverdeada) (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos).

5. DISCUSSÕES

A partir dos resultados deste trabalho foi possível estabelecer parâmetros e controles para a formação e a evolução das cavernas desenvolvidas em formações ferríferas no corpo S11D, Serra Sul. Tais fatores atuam em conjunto, no entanto, em algumas cavernas ou grupo de cavernas, alguns fatores são mais importantes que outros. Assim, os estudos de detalhe dos aspectos geológicos e petrográficos, macroscópicos e microscópicos, foram fundamentais para o entendimento da formação dessas cavernas desde a escala microscópica até a regional.

Os controles avaliados são descritos abaixo:

- 1) Litológico: haveria rochas naturalmente mais suscetíveis à dissolução que teriam maior possibilidade de desenvolver cavernas.
- 2) Estrutural: estruturas tais como dobras, falhas, fraturas, contatos litológicos, e outras, desenvolveriam caminhos preferenciais para as soluções, facilitando a percolação e dissolução em determinadas zonas, cujo arranjo espacial seria propício para o desenvolvimento de cavernas.
- 3) Hidrológico e Hidrogeológico: o controle da infiltração, percolação, oscilação do lençol freático e presença de zonas menos permeáveis poderia favorecer a concentração da migração de água em determinados locais, onde a dissolução seria mais efetiva e haveria o desenvolvimento das cavernas.
- 4) Estratigráfico: haveriam níveis estratigráficos mais propícios à dissolução dentro de uma determinada rocha ou de uma formação litoestratigráfica. Poderia ser uma mudança na composição mineral ou na textura, limitada a

uma posição estratigráfica, ou seja, níveis mais solúveis dentro do pacote de jaspilito.

- 5) Por abatimento: a dissolução de minerais provoca diminuição de volume em uma rocha que está sendo alterada pelo intemperismo. Caso essa dissolução alcance um volume expressivo (~30 a 40%) de rocha, certamente haverá um re-arranjo espacial para compensar a perda de volume, causando o abatimento e possivelmente a formação de cavernas.
- 6) Rocha “seladora”: a presença de rochas pouco permeáveis, como diques ou uma crosta laterítica, em contato com rochas relativamente mais permeáveis é uma situação favorável ao desenvolvimento de cavernas. Pois esses corpos pouco permeáveis direcionam o fluxo de água para uma determinada região, canalizando-a.

O controle topográfico foi evidenciado a partir da análise que mostra 70% das cavernas encontradas em Serra Sul ocorrendo em alta vertente (650 a 850m). Essa concentração deve-se possivelmente ao fato de que nesse intervalo de altitudes ocorreram oscilações do lençol freático, que durante a evolução do relevo os processos de denudação contribuíram com a percolação de água mais intensa. Isso foi ressaltado, pois verificou-se que há uma maior ocorrência de cavernas em maiores altitudes (vide Figura 3), ou seja, num desnível de 450m (de 400 a 850m) a grande maioria das cavernas está concentrada nos 200m mais superiores (650 a 850m)..

A evolução do relevo acaba por expor as camadas de jaspilito juntamente com suas encaixantes à superfície (Figura 12a). Após a exposição do Grupo Grão Pará à atuação do intemperismo, os basaltos são transformados em saprolito argiloso relativamente mais resistente que o produto de alteração do jaspilito, gerando uma

depressão na região onde a BIF aflora. Dessa forma a drenagem é canalizada diretamente para essa região depressiva, com formações de lagos em sua superfície (SOBRINHO, 2012) (Figura 12b), facilitando a percolação da água meteórica para porções subterrâneas do platô, ocasionando a dissolução da camada silicosa e a formação do minério de ferro (Figura 12c). Esse processo acarreta na diminuição no volume da rocha de ~30 a 40%, levando ao abatimento e formação de cavernas (Figura 12d). A camada silicosa é mais facilmente dissolvida, em relação à banda de minerais opacos. A ordem de dissolução desses minerais silicosos se dá da seguinte forma, sendo que o *chert* possui maior facilidade de dissolução (SOBRINHO, 2012).

chert → quartzo granular → jaspe

A diferença da resistência desses minerais à lixiviação pode ser explicada pela diferença de tamanho dos grãos. Dorr (1964) afirma que o fator textural que controla o processo de formação supergênica do minério é a solubilidade do quartzo, em função do tamanho de seus grãos. Ou seja,

quanto menor o tamanho do quartzo, mais solúvel ele será, em função do aumento da superfície de contato. Com relação à dissolução do jaspe ser posterior à do *chert* e do quartzo granular, pode ser explicado devido à impregnação do jaspe por hematita, tornando-o mais resistente, além do posicionamento do jaspe na banda de sílica, sendo mais próximo do contato com as bandas de opacos, enquanto a sílica “pura” (*chert* e quartzo granular) ocupa a parte central da banda. Possivelmente, as camadas de opacos sobrepostas e sotopostas, menos permeáveis, “protegeriam” mais o jaspe, canalizando a maior parte do fluido para a região central da banda silicosa (SOBRINHO, 2012). Concomitante ao processo de dissolução das camadas silicosas do jaspilito, ocorre a geração de minério de ferro e formação de cavidades de dissolução e, conseqüentemente a continuidade do processo dará origem as cavernas. No início do processo, certamente pequenas, mas que aumentariam consideravelmente, em função do aporte e dos caminhos da água de percolação.

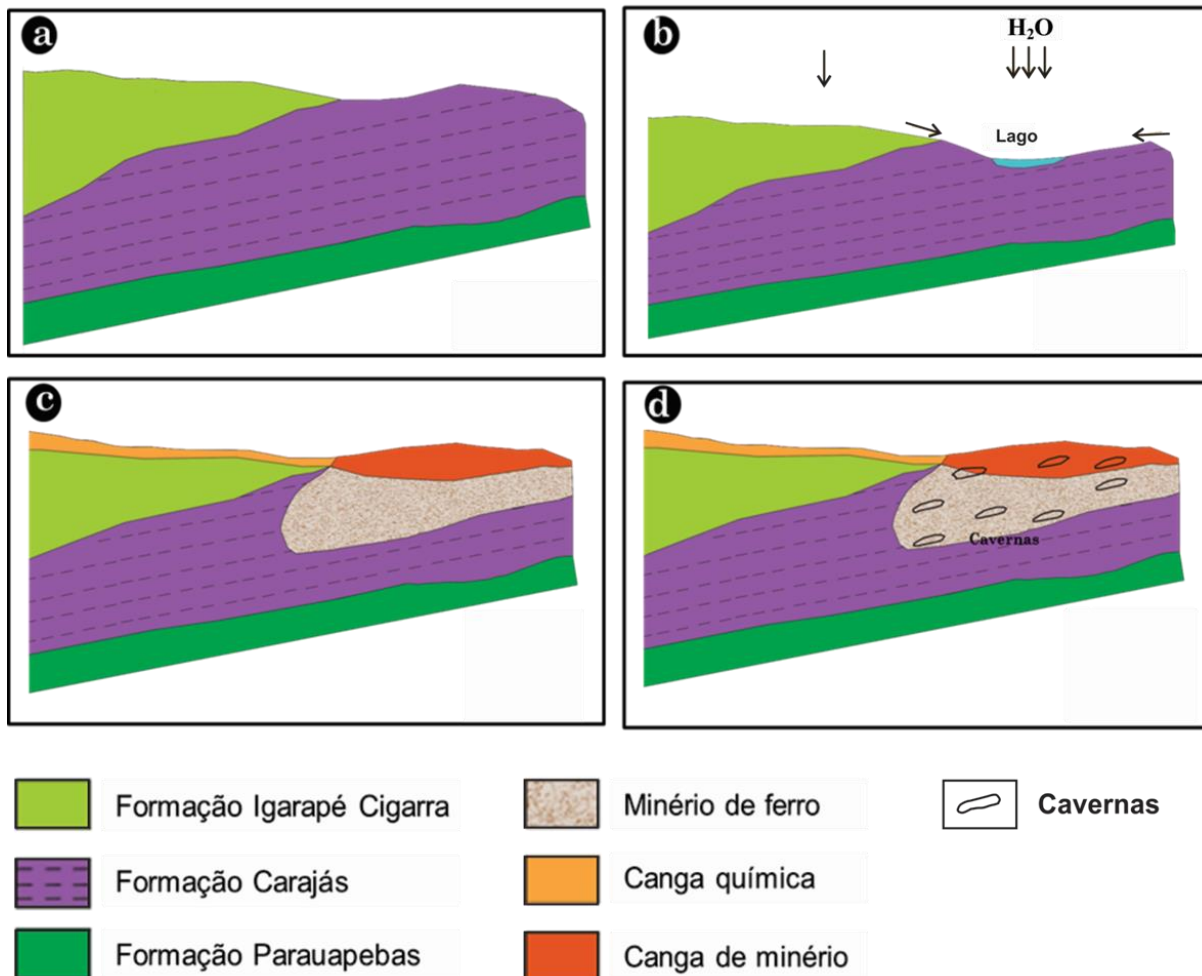


Figura 12: a) Figura mostrando a exposição do Grupo Grão Pará à superfície, possibilitando a atuação do intemperismo; b) Alteração dos basaltos produzindo saprolito mais resistente do que o produto gerado pela alteração dos jaspilitos, causando um relevo depressivo sobre as BIF's da Formação Carajás, com o desenvolvimento de lagos; c) formação do minério de ferro com a lixiviação da sílica e d) formação de cavernas através do abatimento.

A partir desses processos, as cavernas se desenvolveriam nas porções subterrâneas do platô, em diferentes posições laterais e altitudes, controladas por feições locais, tais como dobras, falhas, fraturas, contatos geológicos, lençol freático, e outros. Posteriormente, as cavernas podem ser expostas de acordo com o modelamento do relevo, pois à medida que ocorre erosão, há um recuo das encostas e conseqüentemente exposição das cavernas. Esse fato é sustentado, pois a maioria das cavernas ocorrem na borda dos platôs (13 cavernas/Km²), com frequência cinco vezes maior que as cavernas encontradas no topo do platô, (2,6 cavernas/Km²) (Figura 13).

A Serra Sul pode ser considerada como um Pediplano Pliocênico, devido ao aplainamento dos seus topos, que são testemunhos de uma superfície de aplainamento Neógena. Segundo Boaventura (1974) o processo de modelamento do relevo na região teve início no Cenozoico Inferior e cessou no final do Plioceno. Até os dias atuais os processos erosivos continuam atuantes, entretanto com uma menor intensidade.

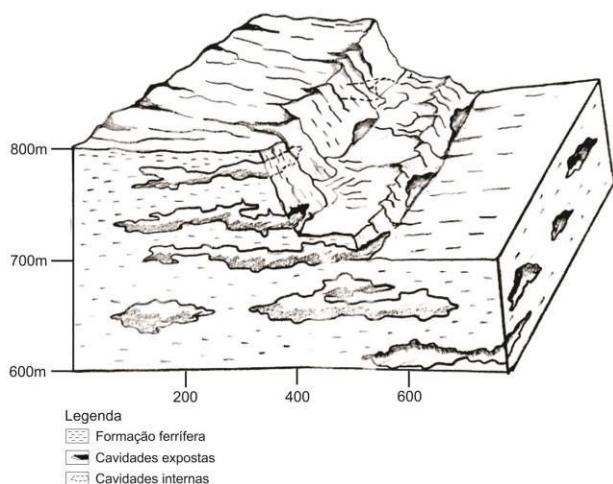


Figura 13: Bloco diagrama esquemático mostrando cavernas desenvolvidas em Formações Ferríferas Bandadas.

6. CONCLUSÕES

As BIF's da Serra Sul são compostas mineralogicamente por magnetita, hematita e maghemita na banda de minerais opacos e, chert, jaspe e quartzo, banda de minerais silicosos. Há uma quantidade acentuada de maghemita nas rochas mais alteradas, mineral oriundo do processo de martitização.

A dissolução é o controle mais atuante para formação das cavidades de dissolução e contribui, junto com a erosão, para o desenvolvimento das cavernas. Este processo atua primeiramente na banda de sílica, pois é a camada mais solúvel, sendo

a seguinte ordem de dissolução dos minerais: primeiramente *chert*, quartzo granular e por fim jaspe.

Com o avanço do processo supergênico há um aumento na quantidade de hematita e no volume das cavidades de dissolução, além disso, a goethita, mineral neoforado, também tem um aumento considerável nas rochas mais alteradas. Também foi possível observar cavidades de dissolução na banda de minerais opacos, porém com menor expressão que na banda silicosa. Estas cavidades geram um aspecto poroso.

O relevo também pode ser considerado um importante controle na formação das cavernas, pois atua como agente facilitador na infiltração e percolação de águas meteóricas para o interior do platô, bem como na exposição de cavernas pré-existentes. Devido a exposição destas cavernas a densidade de cavernas na borda do platô é cinco vezes maior que no topo.

Nas análises geoestatísticas foram consideradas duas amostragens, sendo 76 cavernas para a análise litológica, em que 46% destas são formadas por teto e paredes de canga e 141 cavernas para análise topográfica, em que 70% encontram-se em cotas altimétricas elevadas, entre 650m a 850m.

As cavernas estão em constante processo de evolução, sendo o controle hidrológico/hidrogeológico um dos responsáveis por isso, através da infiltração, percolação e oscilação do lençol freático. As estruturas rúpteis como falhas e fraturas podem auxiliar a formação e crescimento de cavernas, atuando como tramas estruturais, facilitando a percolação da água.

A formação e evolução das cavernas estão associadas a processos supergênicos e controles variados (litológico, estrutural, hidrogeológico, estratigráfico) que atuaram de forma integrada, mas com intensidades distintas. Concomitante à formação das cavernas houve a geração do minério de ferro.

Os resultados deste trabalho contribuirão para o entendimento da geração e evolução de cavernas originadas em formações ferríferas, bem como a formação do minério de ferro, tanto em Carajás como no Quadrilátero Ferrífero e em outras porções do mundo.

AGRADECIMENTOS

Ao Convênio Vale-UFGA (PROCAV), pelo auxílio financeiro, à Universidade Federal do Pará-Campus Marabá, ao coordenador do PROCAV

Antônio Emídio Santos Jr, a gestora Daniele Freitas colaboração no galpão de amostragem e nos dados Gonçalves, aos geólogos da Vale, Carlos Teles e solicitados e ao geólogo Marcelo Barbosa pela Rafael Guimarães pelo auxílio nas atividades de revisão técnica. campo, ao geólogo Julielson Camelo pela

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. 1991. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás.** Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, p.136.
- AULER, A. S.; PILO, L. B. **Introdução às cavernas em minério de ferro e canga.** O Carste. Belo Horizonte. v. 17, n. 3, p. 70-72. 2005.
- BARROS, C.E. de M.; e BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. 2001. **Role of Magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of sintectonic granites.**The A-Type Estrela Granite Complex (Carajás Province Mineral, Brazil). *Tectonophysics*. 343: 93-109.
- BOAVENTURA, R. S., 1974. **“Geomorfologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins”.** In: Projeto RADAM (DNPM), vol. 4: “Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC. 22 Tocantins”. Rio de Janeiro, PIN.
- DOCEGEO, 1988. **Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Anais...SBG. p. 10-54. (anexo).
- DORR, J. V. N., 1964 – **Supergene Iron ore of Minas Gerais, Brazil** – Economic Geology, vol 59. pp. 1203-1240.
- FEIO, G. R. L. 2011. **Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás.** Tese de doutorado, Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 190 p.
- FEIO G.R.L., DALL’AGNOL R., DANTAS E.L., MACAMBIRA M.J.B., SANTOS J.O.S., ALTHOFF F.J. 2012. **Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?** Lithos 151: 57-73..
- FEIO G.R.L., DALL’AGNOL R., DANTAS E.L., MACAMBIRA M.J.B., SANTOS J.O.S., ALTHOFF F.J., SOARES J.E.B. 2013. **Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.** *Precambrian Res.*, 227:157-185.
- MACAMBIRA J. B., RAMOS J. F. F., ASSIS J. F. P., FIGUEIRAS A. J. M., 1990. **Projeto Serra Norte. Conv. Seplan/DOCEGEO/UFPA. Projeto Pojuca. Convênio DNPM/DOCEGEO/UFPA.** Relatório Final. 150p.
- MACAMBIRA J.B. 2003. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará.** 217 p. Tese de doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z.G., KROGH, T.E., LINDENMAYER, D. 1991. **U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil.** *Precambrian Research* 49, 329-354.
- MEIRELES, E. M., HIRATA, W. K., AMARAL, A. F., MEIDEIROS FILHO, C. A., GATO, W. C., 1984. **Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33 Rio de Janeiro, *Anais*, 5:2164-3174.

- RESENDE N.P. & BARBOSA A.L.M. 1972. **Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro, Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Pará**, 119 p.
- SOBRINHO, F. C. **Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás**. 2012. 95p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá.
- TOLBERT, G.E.; TREMAINE, J.W.; MELCHER, G.C.; GOMES, C.B. **The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil**. *Economic Geology*, v. 66, p. 985-994. 1971.
- TRENDALL, A. F., BASEI M.A.S., LAETER J.R., NELSON D.R. 1998. **Ion microprobe zircon U-Pb results from the Carajás área of the Amazon Craton**. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 265-277.
- WIRTH, K. R., GIBBS, A. K., OLSZEWSKI JR., W.J. 1986. **U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil**. *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (2):195-200.



A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).
Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp

MODELO EVOLUTIVO PARA A GRUTA DO MURO, OURO BRANCO - MG

EVOLVING MODEL FOR THE GRUTA DO MURO, OURO BRANCO – MG

Marco Antonio Bragante-Filho (1,2), Cláudio Mauricio Teixeira-Silva (1), João Paulo Alves (1,2), Bruna de Oliveira Meyer (1,2), Letícia Batisteli (1,2), Pedro Henrique Assunção (1,2), Paulo Eduardo Lima (1,2), Mateus Lima Rosa (1,2), Érica Nunes (3), Lorena de Oliveira Pires (1,2), Jeferson Alves Araújo-Junior (1,2), Pedro Inácio Cruz-Neto (1,2) & Ícaro Souza Abreu (1,2)

(1) Sociedade Excursionista & Espeleológica, Ouro Preto MG.

(2) Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto MG.

(2) Sociedade Brasileira de Espeleologia, São Paulo - SP.

Contatos: marcoab.filho@gmail.com; claudiomts@gmail.com.

Resumo

Este artigo sintetiza os estudos geoespeleológicos realizados na gruta do Muro (CNC, MG-1943) inserida no Parque Estadual da Serra de Ouro Branco no município de Ouro Branco, região centro-sul do estado de Minas Gerais. A gruta do Muro se desenvolve em rochas metareníticas do Grupo Itacolomi e pertence à porção sudeste da região conhecida como Quadrilátero Ferrífero. Foi realizado o levantamento das litofácies, das estruturas e feições geológicas, dos seus aspectos hidrogeológicos e hidrológicos, e dos depósitos sedimentares alóctones e autóctones. Como resultados desses estudos foram elaborados um mapa estrutural, um perfil estratigráfico e estereogramas de densidades dos pólos de superfícies geológicas. Através da interpretação desses diversos dados estabeleceu-se uma história evolutiva para a gênese da gruta do Muro. Esta história foi dividida em três etapas: deposição da rocha hospedeira, deformação da rocha hospedeira e estágio de estabilidade tectônica. Essa última dividida em dois períodos: juvenil e maduro, em que atuam processos sob influência da zona freática e vadosa respectivamente. A gruta encontra-se no estágio de formação de estabilidade tectônica com fluxos hídricos ativos, percolação de fluidos em planos de fraqueza, incisão de blocos e formação de espeleotemas.

Palavras-Chave: Geoespeleologia; Gruta do Muro; Quadrilátero Ferrífero; Grupo Itacolomi; Parque Estadual da Serra de Ouro Branco.

Abstract

This article summarizes the geoespeleological studies undertaken at the Gruta do Muro Cave (CNC, MG-1943), located in the Ouro Branco Mountain Range Park (Parque Estadual da Serra de Ouro Branco), city of Ouro Branco, southern central region of the state of Minas Gerais. Rocks from the Itacolomi group consists of metarenitics, located in the southeastern portion of the Iron Quadrangle (Quadrilátero Ferrífero). The gathering of geoespeleological data was based on the geological framework where the cave is located, namely, the description of: lithofacies; geological structures and features; hydrogeological and hydrological aspects; and the allochthonous and autochthonous sedimentary deposits. The results are: (1) a structural map, (2) a stratigraphic profile; and (3) density stereograms of geological horizons. Based on this data, is interpreted that the genesis of the Gruta do Muro occurred in three stages: host rock deposition; host rock deformation; and tectonic stability. The latter one is divided into two periods: young and mature, influenced by herein work process underneath the influence of groundwater and the vadose zone, respectively.

Key-Words: Geoespeleology; Gruta do Muro cave; Iron Quadrangle; Itacolomi Group; Ouro Branco Mountain Range Park.

1. INTRODUÇÃO

As cavidades naturais compreendem qualquer espaço subterrâneo desenvolvido por processos naturais, com ou sem abertura identificada, assim como todo seu conteúdo mineral, hídrico, biótico,

arqueológico, paleontológico, e geológico, independentemente das suas dimensões e configurações do zoneamento fótico (LINO, 2009).

Sob o ponto de vista da “Teoria do Fractal”, “Teoria do Caos” e “Princípio Único”, as complexas

formas que as cavernas apresentam refletem padrões condicionados por inúmeros fatores regionais. Dentre estes fatores, devem ser destacados: tipo de rocha hospedeira, geologia estrutural, espessura do pacote rochoso, ação biológica, temperatura e clima. A Geoespeleologia é o estudo da interação dos processos químicos e físicos que atuam na formação das cavidades naturais subterrâneas. A morfologia das cavernas é o produto de uma interação entre os processos erosivos e de dissolução somados as características da rocha hospedeira. Dentre as características mais importantes deve-se citar: composição, estruturação sedimentar e metamórfica, o grau de diagênese, porosidade e permeabilidade (LINO, 2009).

A gênese de cavidades em rochas siliciclásticas ainda é um tema bastante controverso, visto que a sílica, sob influência das condições superficiais naturais, é resistente ao intemperismo. Martini (1979), Galán (1991), Melo; Giannini (2007) reconhecem a importância dos processos de dissolução química nos estágios iniciais, ainda que sejam predominantes os processos mecânicos no desenvolvimento de cavidades nesse litotipo. Esses autores também afirmam a predominância dos processos químicos sobre a sua matriz, fator que desencadeia o processo de “*piping*”, com desprendimento e erosão dos grãos de quartzo. Neste contexto, Fabri (2011) ressalva a importância da disponibilidade hídrica na atuação dos processos mecânicos sobre a rocha, assim como da conformação topográfica regional. Ainda devem ser considerados outros fatores que influenciam a resistência à dissolução: o grau de cristalização dos grãos, temperatura, acidez, saturação em sólidos totais dissolvidos na solução e tempo de exposição às reações químicas (YARIV; CROSS, 1979). Valores de pH elevados (condições alcalinas) aumentam a solubilidade da sílica (KRAUSKOPF, 1972) e a concentração de ácidos orgânicos na solução pode acelerar a cinética da dissolução dos minerais silicatados (FABRI, 2011, ICEHOWER; DOVE, 2000, WILLEMS *et al*, 2002, VILES *et al*, 1994). No entanto, independente dos fatores condicionantes, a dissolução do quartzo exige elevada estabilidade tectônica regional (MARTINI, 2000, GALÁN, 1991) e dessa forma acompanharia preferencialmente planos e lineações de fraqueza da rocha acentuando a sua porosidade e permeabilidade (TEIXEIRA-SILVA; SOUZA, 1997, TEIXEIRA-SILVA; SIMÕES, 2004, YOUNG, 1986; BUSCHE; SPONHOLZ, 1992; WHITE *et al*, 1966; CORTA-NETO; BARBOSA-FILHO, 1997).

Os processos erosivos que controlam a gênese das cavidades estão sobre a influência dos mecanismos de circulação de águas no interior do aquífero em que estas estão inseridas. Neste contexto Meinzer (1923) *apud* Lino (2009) diferencia Zona Vadosa: no qual a água se infiltra pelos macro e microfraturamentos, em movimento essencialmente vertical; Zona Freática: completa e permanentemente inundada, onde as águas apresentam um movimento horizontal e lento em direção a uma exurgência; e Zona de Oscilação intermediária entre as duas anteriores. A “teoria bicíclica”, de Davis (1930) *apud* Lino (2009), descreve etapas nas quais atuam os processos erosivos relacionados a essas zonas hídricas. Na etapa juvenil atuam processos de dissolução dentro da zona freática. Na etapa madura esses processos atuam na zona vadosa.

1.1. Geologia Regional

Estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero

A coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (Figura 01) foi proposta inicialmente por Dorr (1969) e desde então, vem passando por modificações decorrentes da interpretação de estudos baseados em dados sedimentológicos, estruturais, estratigráficos e geocronológicos (LADEIRA, 1981; MACHADO *et al.*, 1996; ALKMIM; MARSHAK, 1998).

O embasamento é representado por rochas granito-gnáissicas, de composição tonalítica a granodiorítica, que exibem feições de migmatização (UHLEIN; NOCE, 2012). Sobreposto a este assentam as rochas vulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas. O Supergrupo Rio das Velhas é subdividido nos grupos: Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné (ALKMIM; MARSHAK, 1998). O Supergrupo Minas é composto por quartzitos, xistos, filitos, mármore e itabiritos e sobrepõe a unidade estratigráfica anterior. É subdividido nos grupos: Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará (ALKMIM; MARSHAK, 1998).

Recobrimo esta assembleia de rochas numa discordância angular e erosiva, assenta-se o Grupo Itacolomi, no qual está inserida a gruta do Muro. Relacionável a uma sedimentação de depósito continental de leque aluvial (ALKMIM; MARSHAK, 1998), é composto por metaconglomerados, metarenitos, quartzitos ferruginosos e xistos (FERREIRA; LAZARIN, 1993), com idades próximas a 2 Ga (MACHADO *et al*, 1996).

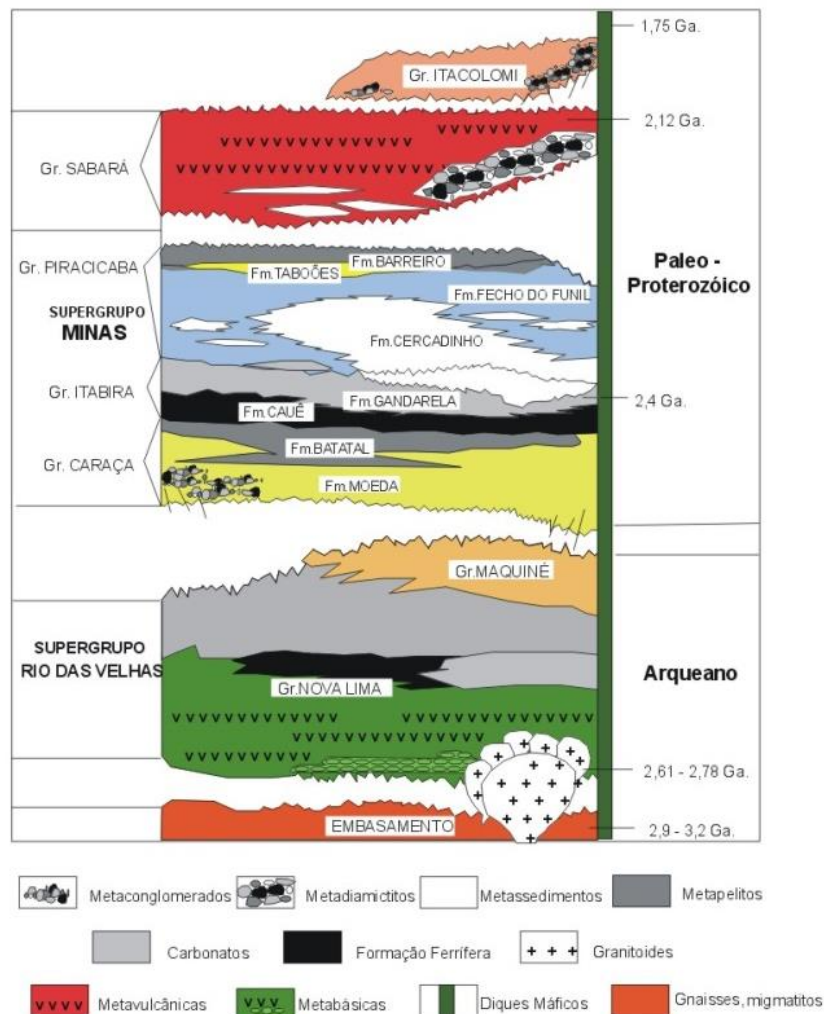


Figura 01: Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (modificada de ALKMIM; MARSHAK, 1998).

Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero

O arcabouço estrutural do Quadrilátero Ferrífero sempre foi alvo de estudos de cunho estratigráfico e estrutural, os quais subsidiaram a confecção de diferentes modelos tectônicos para evolução desta região. Adota-se neste trabalho o modelo proposto por Uhlein; Noce (2012) que integra os estudos de Dorr (1969) e Alkmim; Marshak (1998).

Os primeiros núcleos continentais e a primeira litosfera surgiram durante o Éon Arqueano dando origem aos complexos granito-gnáissicos e às faixas de rochas vulcanossedimentares (ERNST, 2009) (Figura 02.a). A deposição do Supergrupo Rio das Velhas intercalou sedimentos oceânicos e vulcânicos a derrames basálticos submarinos. No final do Arqueano essas rochas sofreram ação de processos orogenéticos, com metamorfismo e deformação (Figura 02.b). No Paleoproterozóico ocorreu a deposição do Supergrupo Minas e entre 2,2 e 2,0 bilhões de anos atrás a compressão causada pela Orogênese Transamazônica (Figura 02.c). O Grupo Itacolomi possui sedimentos oriundos da erosão das

cadeias montanhosas geradas por essa orogênese dessa forma, os sedimentos que compõem este grupo teriam origem da deterioração das rochas dos Complexos-gnáissicos e dos supergrupos Rio das Velhas e Minas (LADEIRA, 1981).

Concomitante a deposição do Grupo Itacolomi ocorreu um evento extensional marcado por falhas normais e intrusões de diques. Há cerca de 600 milhões de anos, a Orogênese Brasileira atuou sobre todas as sequências do Quadrilátero Ferrífero (Figura 02.d). Esse evento produziu novos dobramentos, falhamentos inversos e transformações metamórficas nas rochas do Quadrilátero, inclusive no Grupo Itacolomi (Figura 02.d).

Após a Orogênese Brasileira, a região entrou, durante todo o Fanerozóico, em estabilidade tectônica e dominaram processos erosivos diferenciais. O processo de erosão diferencial que atuou nos diversos tipos litológicos do Quadrilátero foi responsável pela diferenciação do relevo em regiões de serras - como é exemplo a Serra de Ouro Branco - planaltos e vales.

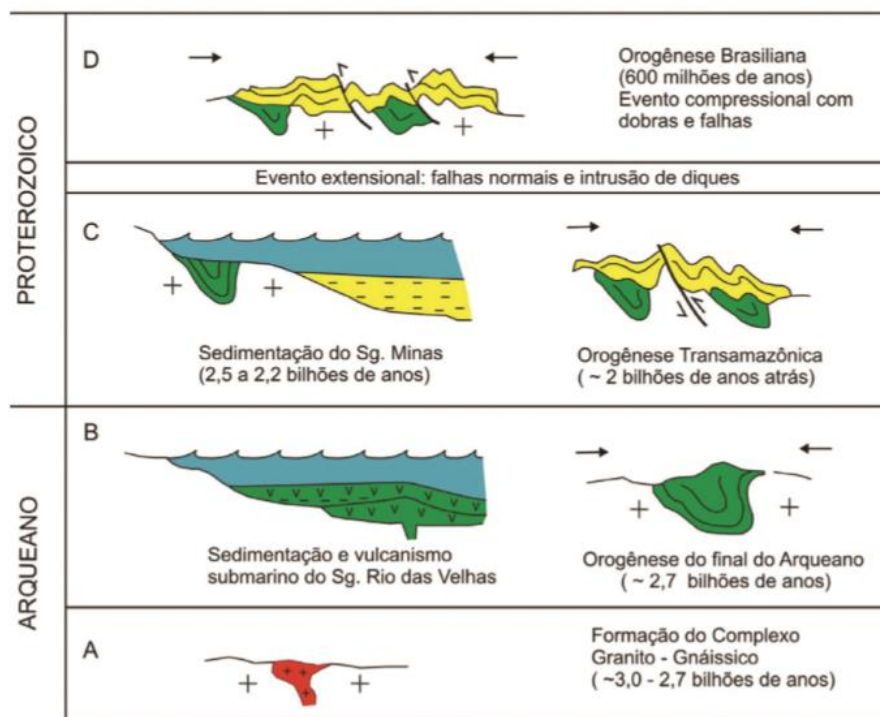


Figura 02: Quadro síntese da evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero (UHLEIN; NOCE, 2012).

1.2. Aspectos gerais da gruta do Muro e Serra de Ouro Branco.

A Serra de Ouro Branco se estende por cerca de 19 quilômetros na direção E-W, e ocupa uma área de aproximadamente 65 km². Na porção leste, corresponde a um espigão dotado de morfologia cárstica a ruíniforme em rochas quartzíticas, com altitudes máximas em torno de 1.250 metros e, a oeste, há um platô elevado, limitado por paredes íngremes de rochas nuas, com a altitude máxima de 1.573 metros (ALKMIM, 1987). Os quartzitos da Serra de Ouro Branco foram originalmente cartografados como Grupo Caraça por Johnson (1955), e como provável parte do Grupo Maquiné por Barbosa (1968). Foram correlacionados ao Grupo Tamanduá por Dorr II (1969) e finalmente atribuídos ao Grupo Itacolomi por Alkmim (1985) (*apud* BALTAZAR et al, 2005) (Figura 03).

Segundo Minas Gerais (2015) a gruta do Muro possui um critério de máxima relevância: dimensão notável em extensão. Além disso, ela possui um critério de alta relevância: diversidade de processos de formação de espeleotemas. Possui também três critérios de média relevância: diversidade morfológica e mineralógica dos espeleotemas em âmbito local; pouco significativa maturidade ou abundância de espeleotemas e drenagem intermitente. Atingindo assim, com base nos critérios físicos da IN 02/2009, o grau máximo de relevância.

A cavidade foi caracterizada como gruta por possuir desenvolvimento predominantemente

horizontal e maior que 20 metros segundo a definição de Lino (2009). Está posicionada à meia encosta na face sul da Serra de Ouro Branco e possui duas entradas; uma a sul e outra a norte. A entrada sul possui formato lenticular de três metros de altura. A entrada norte possui formato circular de 15 metros de altura. Ambas as entradas estão posicionadas de forma que ao adentrar a gruta o caminhamento se faz por desnível descendente. Possui planta baixa linear, perfil longitudinal predominantemente horizontal e cortes transversais em formas variadas.

1.3. Localização e Vias de Acesso

A cavidade, gruta do Muro, foi catalogada no Cadastro Nacional de Cavidades (CNC) com código MG-1943 (SBE, 2015). Localiza-se no município de Ouro Branco – Minas Gerais, dentro dos limites do Parque Estadual da Serra de Ouro Branco. Possui coordenadas UTM (639784E; 7731870S), no datum: WGS 84, Zona 23K, a uma altitude de 1227 metros.

Seu acesso, partindo da capital Belo Horizonte, é feito pela rodovia BR-040 até o trevo com a rodovia MG-030 que leva ao município de Ouro Branco. Em Ouro Branco, segue-se pela rodovia MG-129, sentido Ouro Preto por aproximadamente 7 km. Interceptando a MG-129 próximo às coordenadas UTM (642316E; 7731868S) há uma estrada não pavimentada por onde se avança para oeste. Essa estrada percorre a crista da Serra de Ouro Branco por aproximadamente três quilômetros até o ponto de

parada do carro (UTM 639363E; 7732209S). Então percorre-se uma trilha descendente de declividade moderada/alta, por aproximadamente 600 metros. O

trajeto feito a pé passa por vegetação de campo rupestre e margeando uma drenagem pela face sul da serra até a entrada da cavidade.

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DA SERRA DE OURO BRANCO MODIFICADO DO MAPA GEOLÓGICO DE OURO PRETO

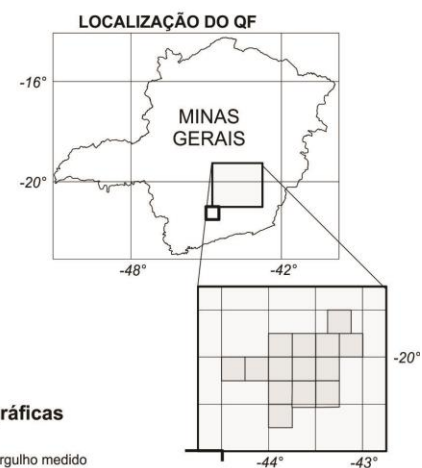
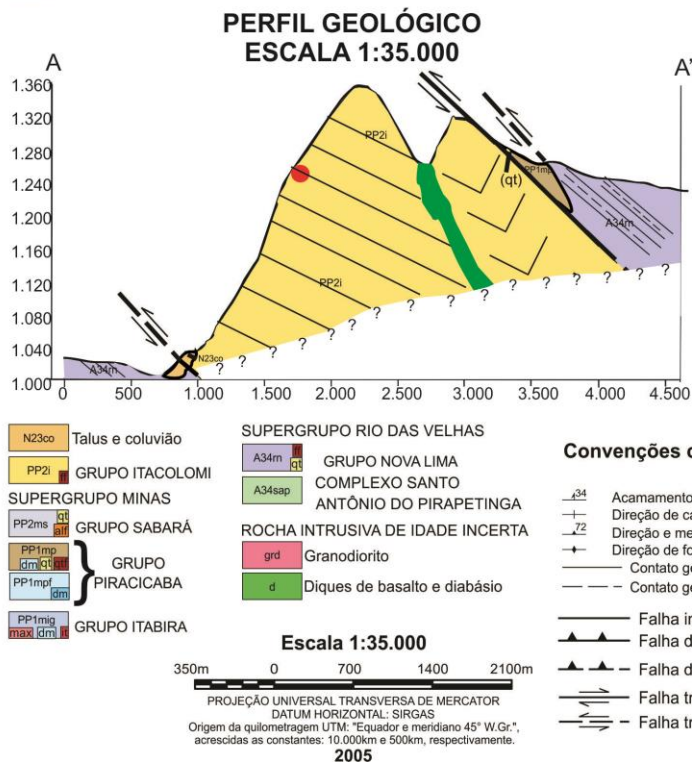
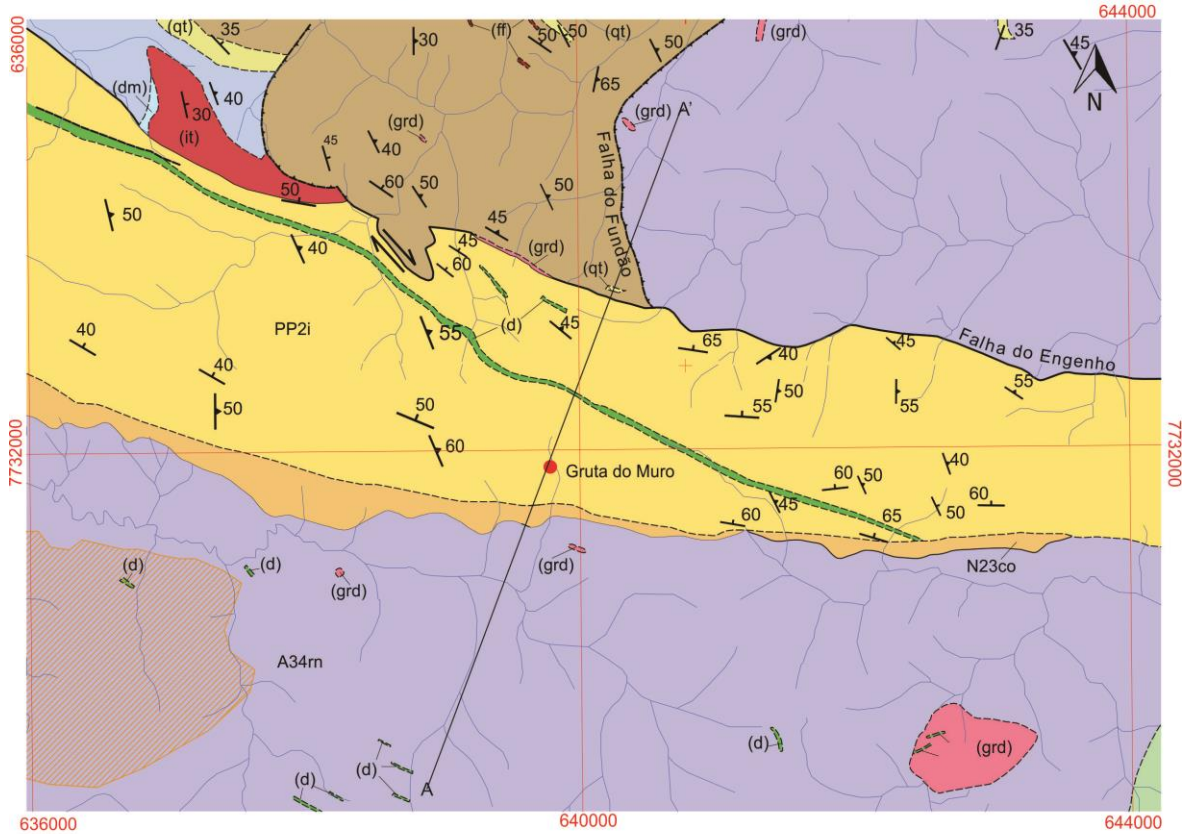


Figura 03: Mapa geológico da Serra de Ouro Branco, em Vermelho a localização da gruta do Muro (Modificado e interpretado de CODEMIG 2005).

2. METODOLOGIA

Os primeiros levantamentos efetuados envolveram pesquisa bibliográfica para coleta de informações a respeito de dados geológicos e espeleológicos que envolvem a Serra de Ouro Branco. No tratamento dos dados foram utilizados os *softwares*: *AutoCAD*, na edição vetorial; *ArcGIS*, na distribuição dos dados georreferenciados e layout dos mapas e croquis; e *Microsoft Excel* na base de dados. Para a obtenção dos pontos geográficos da gruta foi utilizado o aparelho de *GPS Garmin 62S*. Todas as feições geológicas, planares e lineares foram medidas no sistema de notação trama (*dip direction/dip*, e.g. 040/35) e processadas através do *software Openstereo* pelo método de distribuição de Fisher.

A cavidade foi inicialmente caracterizada através do preenchimento da Ficha de Prospecção Endocárstica (FPE) contida no Termo de Referência (MINAS GERAIS, 2005). O mapeamento espeleológico foi realizado por membros da Sociedade Excursionista & Espeleológica (SEE) na precisão BCRA – 3C, em Julho de 2013, durante a elaboração do Plano de Manejo Espeleológico do Parque Estadual da Serra de Ouro Branco – PESOB (Minas Gerais, 2015). Este mapa foi utilizado como base para a confecção do mapa estrutural.

Foram descritas as feições geológicas macroscópicas presentes nas rochas metassedimentares, assim como os aspectos hidrogeológicos e depósitos sedimentares alóctones e autóctones. Estes dados foram coletados de forma a buscar a compreensão da evolução da cavidade. Foram tomadas fotografias orientadas do arcabouço espeleológico e de todas as estruturas descritas.

3. DISCUSSÕES E RESULTADOS

Modelo Evolutivo para a gruta do Muro

Com resultados obtidos em campo foram elaborados: um perfil colunar estratigráfico, estereogramas de densidades dos polos de superfícies geológicas e um mapa estrutural da cavidade. Através da interpretação desses diversos dados estabeleceu-se um modelo evolutivo para a gênese da gruta do Muro. Pode-se organizar a gênese segundo estágios ou fases de desenvolvimento dentro de uma evolução que certamente é contínua e dinâmica dentro do espaço-tempo. Este modelo foi dividido em três etapas: deposição da rocha hospedeira, deformação da rocha hospedeira e estágio de estabilidade tectônica. Sendo que última etapa foi dividida em dois períodos: juvenil e maduro, em que atuam processos sob

influência da zona freática e vadosa respectivamente. Todos os dados obtidos e as suas interpretações em estágios evolutivos seguem descritos detalhadamente.

Deposição da rocha hospedeira

O arcabouço rochoso apresenta baixa maturidade textural e composicional. É pobremente selecionado, possui granulometria que varia de areia fina a cascalho médio e apresenta interlaminações com espessura média de cinco centímetros de silte e argila. Através de uma análise macroscópica, foi possível identificar grãos de quartzo subarredondados a angulosos, feldspato em sua forma hidratada (caulim), hematita e sericita em sua composição. Exibe estratificação cruzada acanalada com grânulo decrescência ascendente em “sets” de espessura média de 0,25 metros (Figura 04). O sistema deposicional envolvido é o de leque aluvial continental em sua porção distal, controlado por rios entrelaçados.

Deformação da Rocha Hospedeira

Através das atitudes obtidas das medidas planares dos diversos horizontes geológicos presentes na rocha quartzítica foi possível a elaboração de diagramas estereográficos de densidades dos polos do acamamento sedimentar-S0 (Figura 05.a), clivagem espaçada-S1 (Figura 05.b) e um mapa estrutural da cavidade (Figura 07).

A interpretação do diagrama de S0 mostra caimento geral para norte (Figura 05.a). O diagrama de S1 revela uma configuração de dobras com caimento para SSE (Figura 05.b). Esse padrão pode também ser analisado através do mapa estrutural da gruta do Muro (Figura 07).

Foram identificadas pelo menos quatro fases deformacionais nas rochas do Grupo Itacolomi. A primeira fase está relacionada a um dobramento do acamamento sedimentar com um de seus flancos caindo para norte. Esta fase também é responsável pela formação de uma foliação metamórfica plano-axial (S1) através da recristalização de minerais micáceos. A segunda fase deformacional com encurtamento NE/SW é responsável pelo dobramento das estruturas planares S1 (Figuras 06.a; 06.b; 06.c). Foram geradas dobras abertas a suaves, angulares, com flancos retos, amplitudes e comprimentos de onda métricos a decamétricos e caimento preferencial para SSE. Uma possível terceira fase deformacional foi responsável pelo dobramento dos eixos das dobras acima descritas causando a rotação e a inversão de sentido de seus

caimentos. Uma quarta fase de deformação ocorreu em um regime rúptil-dúctil (Figuras. 06.d; 06.e) e gerou falhas inversas com dobras de arrasto mostrando vergências de NE para SW. No interior da cavidade também é observada uma deformação

rúptil com a formação de falhas de pequena escala (Figura 06.f). Essa configuração das fases deformacionais pode estar relacionada a um metamorfismo progressivo onde há o decaimento de pressão e temperatura.

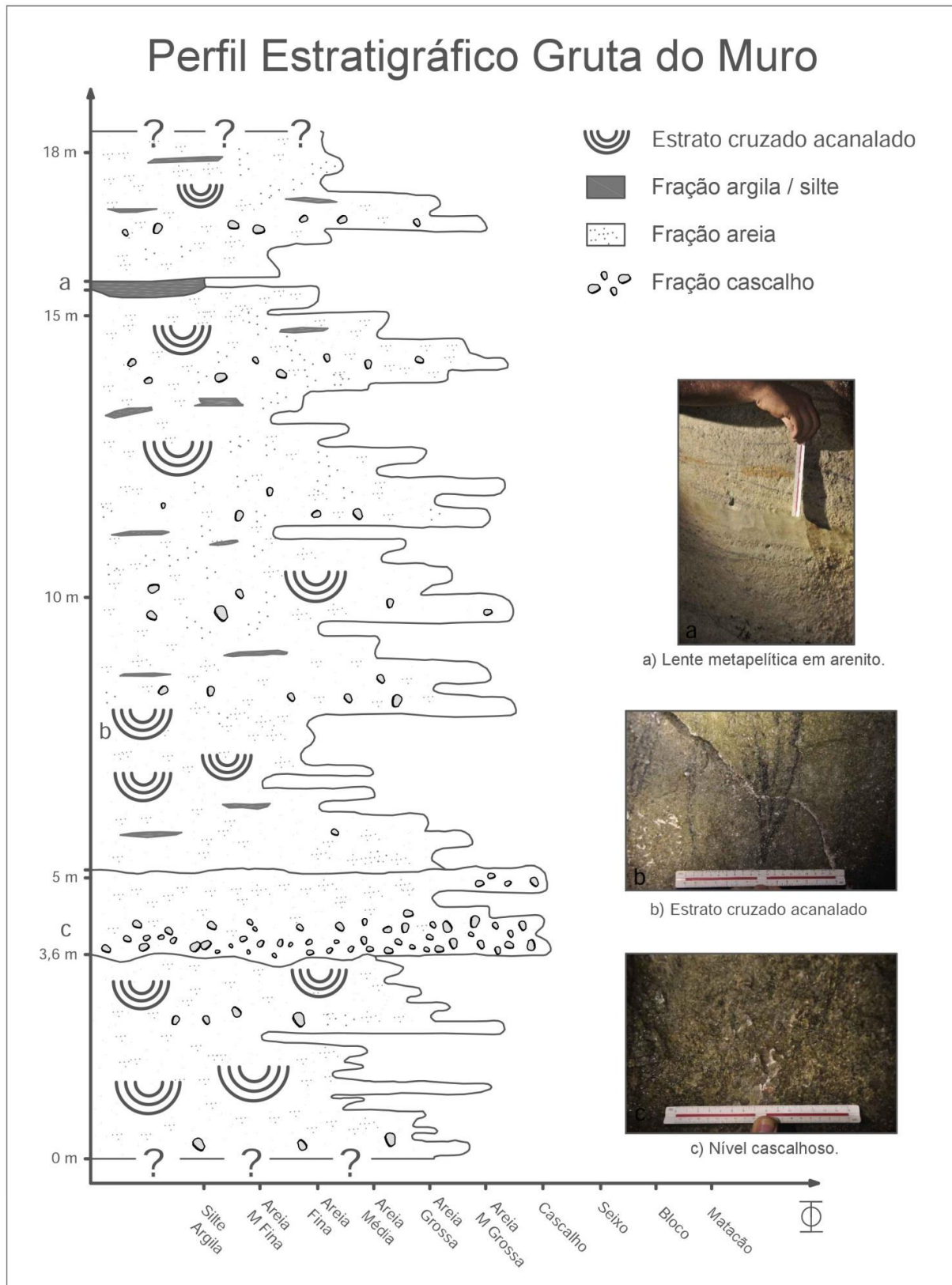


Figura 04: Perfil estratigráfico da parede E do salão principal da gruta do Muro realizado em escala 1:100.

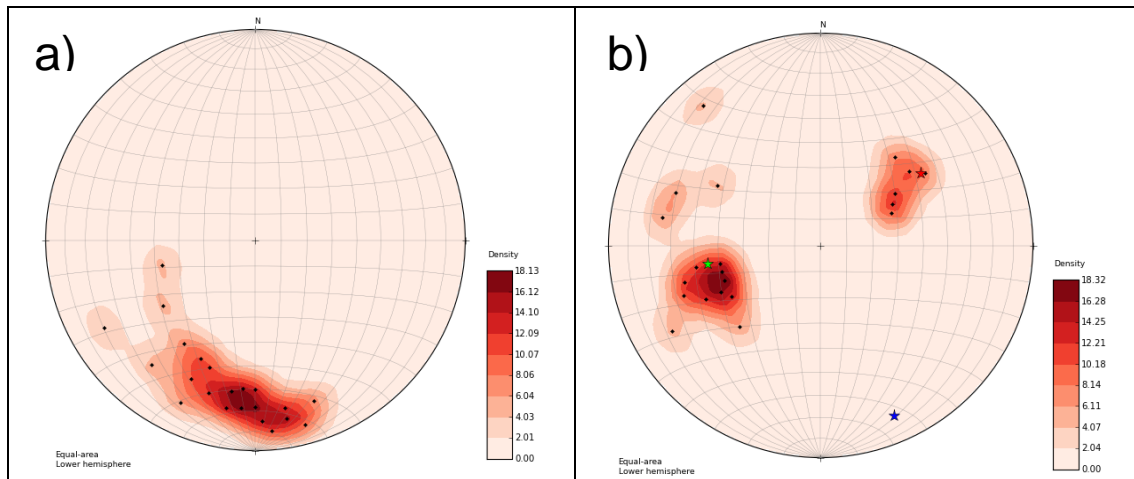


Figura 05: a) Diagrama de densidade dos polos do acamamento sedimentar-S0 que indica um caimento preferencial para norte (n=22); b) Diagrama de densidade dos polos de foliação metamórfica -S1 (n=21).

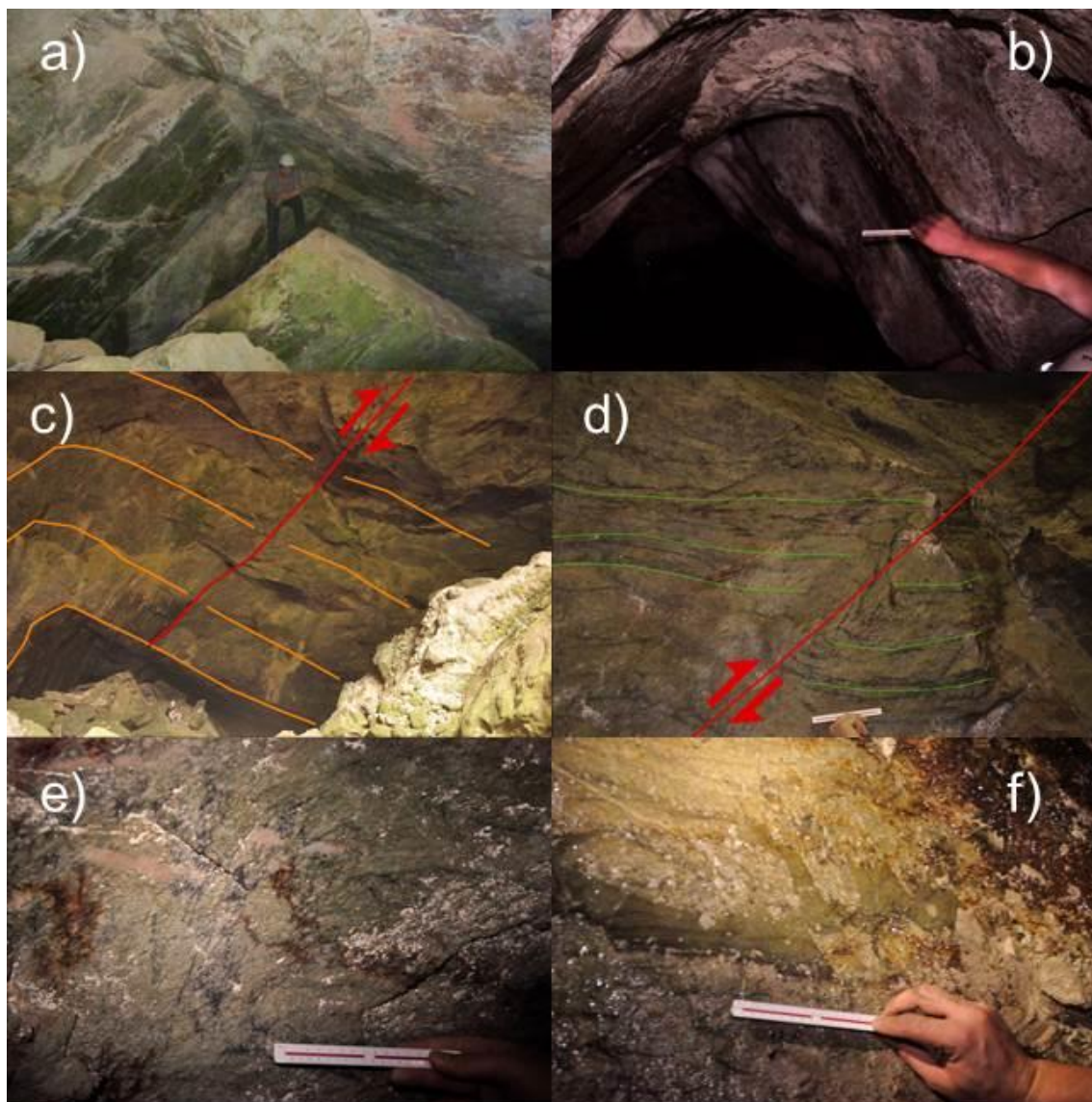


Figura 06: a) Eixo de dobra decamétrica do salão principal (mesma dobra que a Figura 7.c) Az 180; b) Dobra angular de flancos retos com acumulo de material na zona de charneira onde há também a percolação de fluidos aquosos e recristalização de espeleotemas F1 020/60 F2 217/54 Az 315; c) Eixo de dobra decamétrica angular com caimento para sul localizada no salão principal Az 160 (Em laranja foliação metamórfica); d) Dobra de arrasto de falha reversa que caracteriza um comportamento rúptil-dúctil com amplitude de 55 cm e comprimento de onda 40cm Az 200 (Em verde acamamento sedimentar); e) Acamamento com maior deformação próximo ao plano de falha possuindo dobras angulares e falhas centimétricas associadas Az 200; f) Falhas com rejeito centimétrico de regime rúptil Az 050.

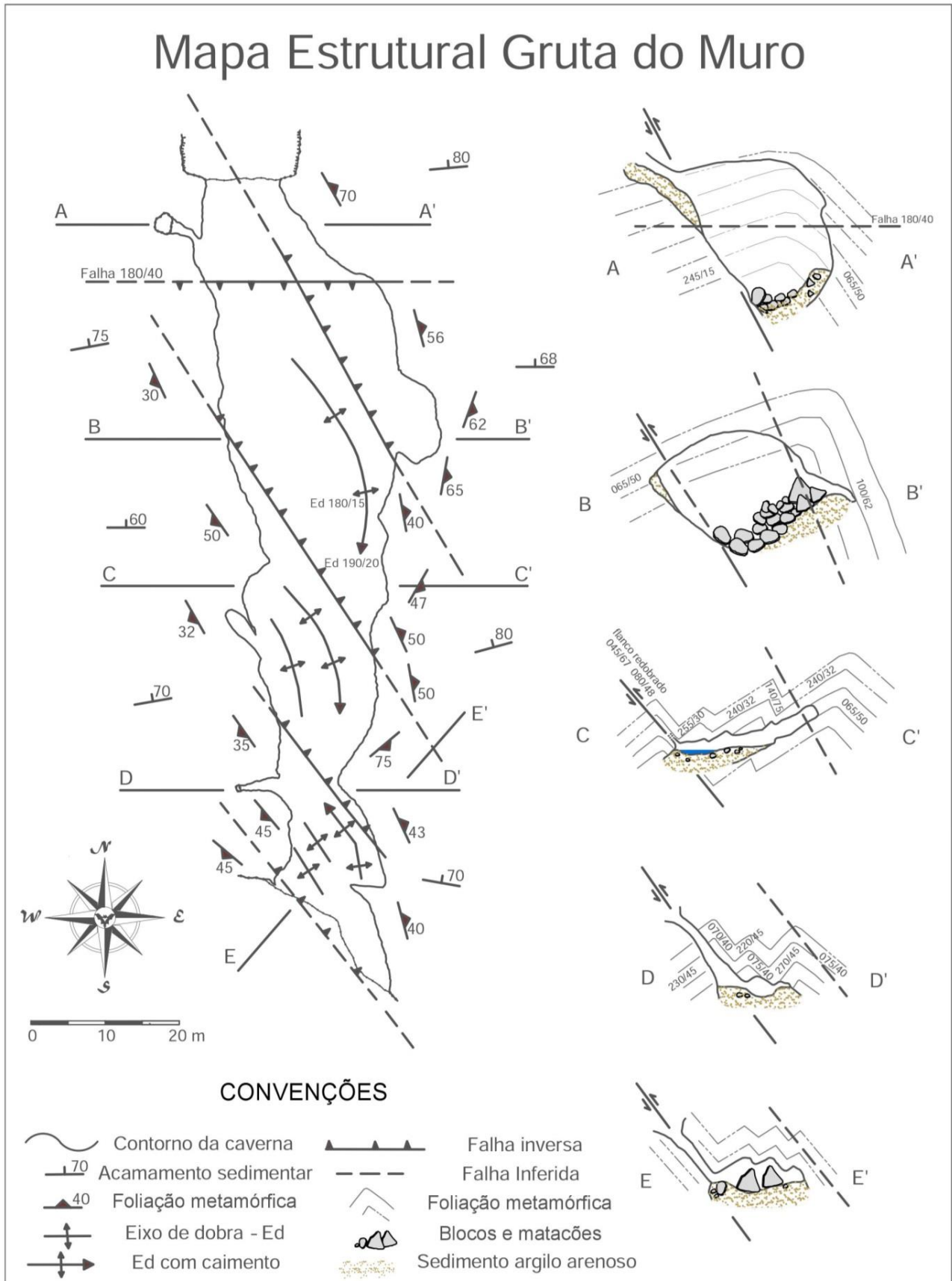


Figura 07: Mapa estrutural da gruta do muro.

Estabilidade Tectônica

A terceira etapa está relacionada à estabilidade tectônica que a região foi submetida durante todo o Fanerozóico. Neste estágio as rochas metareníticas em que está inserida a gruta do Muro atuam como um aquífero do tipo fraturado. Trata-se de um excelente aquífero natural resistente ao intemperismo químico, o que favorece o seu posicionamento em cotas elevadas (Minas Gerais, 2015). Esta etapa pode ser dividida em duas: o período juvenil e o período maduro.

Durante o primeiro período, a rocha e o controle estrutural em que se posiciona a gruta estavam abaixo do nível freático. Dessa forma ela foi submetida à percolação de águas subterrâneas que seguem preferencialmente as direções de planos e lineações de fraqueza. A rocha então sofreu intemperismo e através da atuação de processos como: caulnização do feldspato, hidratação de minerais ferrosos e aluminosos e a dissolução e desagregação dos minerais constituintes. Essas fissuras, por onde percolavam estas águas pretéritas, podem ser entendidas como os protocondutos da cavidade. Em seus milhares de anos de atuação, os processos erosivos em que a região foi submetida resultaram em um drástico rebaixamento e inversão do relevo. Como os metarenitos do Grupo Itacolomi são mais resistentes à erosão que os xistos do Supergrupo Rio das Velhas, Grupo Piracicaba e o embasamento, eles sustentaram as serras relictas enquanto os xistos e o embasamento foram escavados em vales. Com o rebaixamento do relevo houve um consecutivo rebaixamento do lençol freático. Dessa forma a posição da gruta no maciço passa para zona vadosa do aquífero e a gruta entra em seu período maduro.

Durante o segundo período ainda está atuante o processo de percolação e dissolução dos planos de fraqueza, no entanto aparecem processos controlados pela gravidade e há a ampliação dos condutos de forma gradativa até atingir as dimensões atuais. Dentre os processos gravitacionais que influenciam a formação da gruta deve-se destacar: a incasão, solapamentos laterais, inundações catastróficas (BOGLI *apud* Lino, 2009). Há na cavidade sinais de desabamentos de matacões que possuem tamanho máximo de 10m e modal de 2m de comprimento (Figuras.06.a; 06.c). A incasão e solapamentos laterais destes blocos rochosos são controlados em diversos compartimentos pelos eixos de dobras de S1 associados aos planos de falhas inversas. (Figuras. 06.a; 06.b; 06.c).

Fluxos torrenciais, comuns às áreas tropicais, podem ter interferido no desabamento de blocos da cavidade acelerando a velocidade de abertura dos

condutos. Com o aumento repentino do fluxo, há também o aumento da energia e da capacidade de carreamento de sedimentos para outros compartimentos. Por toda a gruta podemos observar indicadores de mudanças sazonais na capacidade e competência do fluxo da cavidade. Trata-se de troncos de árvores em meio a blocos (Figura 08.a) e serapilheira em até 3 metros acima do nível do fluxo normal da gruta (Figura 08.b). O fluxo hídrico atualmente presente na cavidade é intermitente e corre por entre os sedimentos inconsolidados de forma criptorréica, possuindo vários sumidouros e ressurgências. Esse fluxo possui sentido N-S e termina em um sumidouro próximo a uma das entradas, ressurgindo do lado de fora da gruta. A cavidade também possui um lago perene com profundidade máxima de 1,5 metros em sua porção intermediária.

Na cavidade há alguns condutos abandonados que estão localizados principalmente na parede W da cavidade. Estes condutos são controlados por planos de falhas inversas e teriam sido formados por um paleofluxo que os abandonou em cotas elevadas. Estes condutos pertencem a um nível senil do estágio de evolução da cavidade. Neste estágio há uma diminuição da velocidade de ampliação dos condutos pela perda de ação dos processos erosivos gravitacionais que atuam na zona vadosa.

Os depósitos sedimentares alóctones no interior da gruta variam de matacões, blocos, cascalho, areia e argila. Estão dispostos de forma variada nos diversos ambientes sedimentares em seu interior. São oriundos em parte pela inserção de sedimentos erodidos das rochas do Grupo Itacolomi do meio externo; parte por processos gravitacionais de desprendimentos do teto e paredes. Sua disposição atual pode nos trazer informações de como estavam posicionados em tempos pretéritos possibilitando a interpretação de sua evolução espacial temporal. Na porção NW há uma claraboia que foi responsável pela inserção de um cone de sedimentos alóctones mal selecionados (tálus). Esse depósito possui altura máxima de 15 metros e ocupava todo o salão principal. A drenagem intermitente N/S que passa pelo interior da gruta foi responsável pelo retrabalhamento destes sedimentos e o seu transporte para outros compartimentos da cavidade (Figura 09.a). Dessa forma o banco de sedimentos foi escavado pela drenagem e possui um nível abandonado junto à parede E do salão (Figura 09.a). Na porção S da gruta, onde o teto é mais baixo e a declividade dos condutos é menor, os sedimentos são compostos por lamias e areias finas a médias quartzo-feldspáticas. Nesta porção de menor energia há a presença de “*small ripples*” de corrente (Figura 09.b).

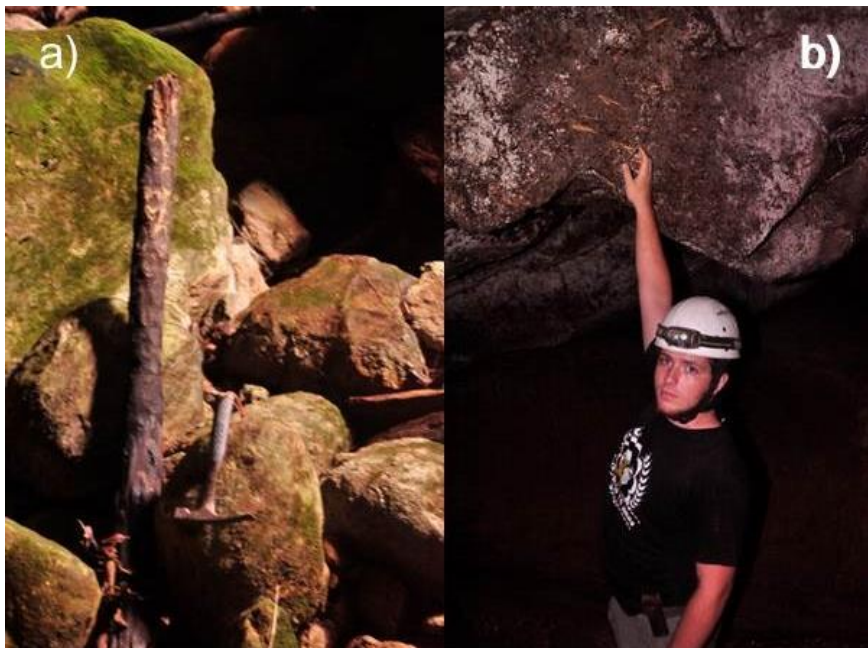


Figura 08: Indicadores de variação de nível do fluxo. a) Tronco de madeira carreado para dentro da cavidade por fluxos torrenciais; b) Serapilheira a 3m de altura na parede próximo a entrada sul da cavidade



Figura 09: a) Banco de sedimentos cortado pela drenagem Az 000; b) Small ripples de corrente em sedimento arenoso quartzo-fesdspático Az100.

Quanto aos depósitos autóctones, possui espeleotemas raros em contexto local como coraloides, micro-travertinos, cortinas, estalactites e escorrimentos (Figuras 10.a; 10.b; 10.c; 10.d). Apresentam colorações que variam desde o preto, vermelho e amarelo (Figuras 10.a; 10.b; 10.c; 10.d). Esses espeleotemas provavelmente são compostos de uma variedade de sílica amorfa em combinação com minerais de óxidos metálicos hidratados. Faz-se necessária a utilização de procedimentos espectrométricos de raios-X para averiguar a sua composição detalhada. De forma geral, estão espalhados por diversos pontos da cavidade,

ocorrem em pequena quantidade e são de dimensões milimétricas a centimétricas. São formados por depósitos de águas circulantes, que percolam planos e lineações de fraqueza da rocha, e por exsudação da umidade presente no local. Estes espeleotemas podem ser considerados provas do processo de dissolução atuante na rocha hospedeira.

A etapa de estabilidade tectônica com a cavidade posicionada na zona vadosa do aquífero, estágio maduro, está em atividade na atualidade e os processos erosivos e deposicionais descritos neste período estão em plena atividade.

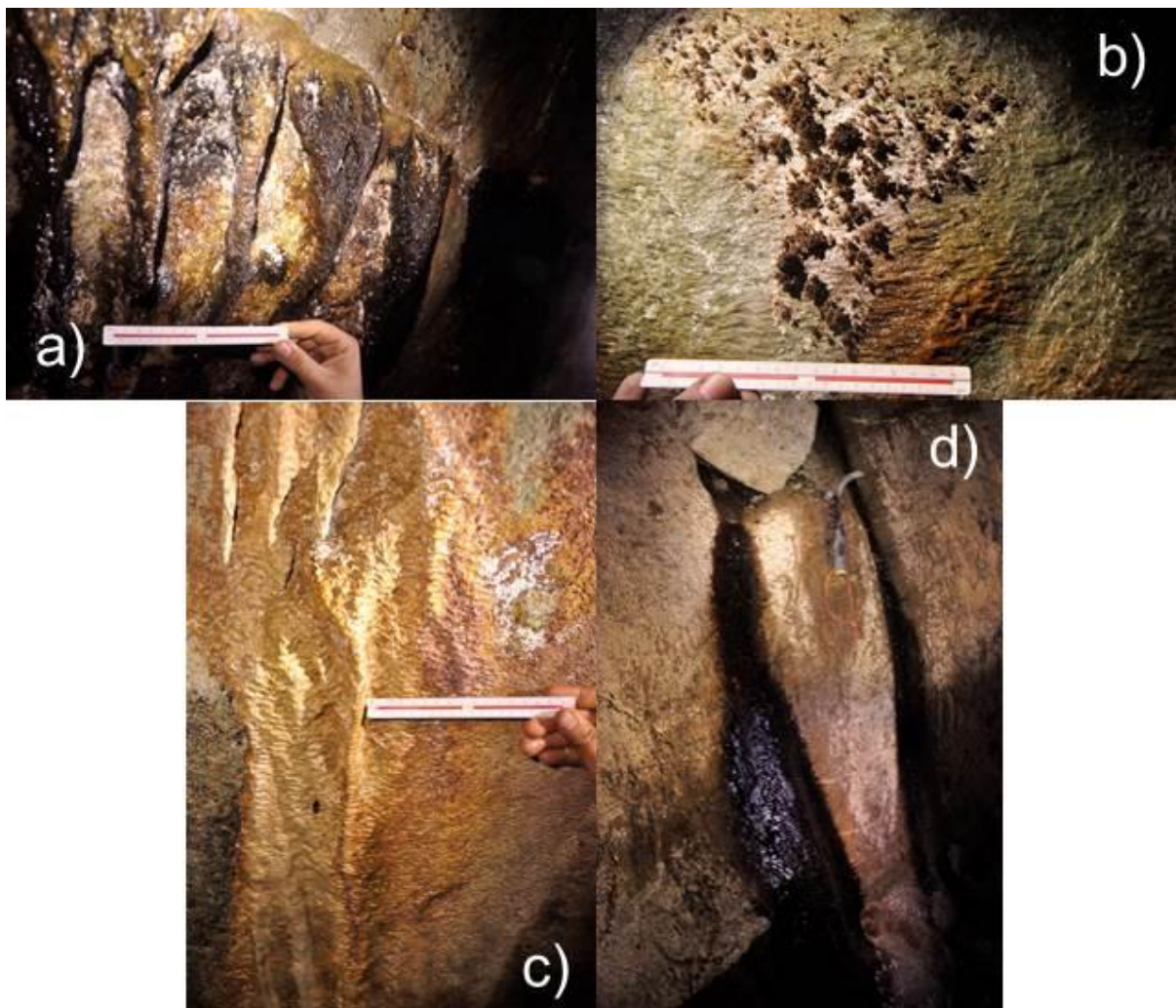


Figura 10: Espeleotemas. a) Cortinas decimétricas de coloração preta; b) Coraloídes vermelhos; c) Cortinas amareladas decimétricas; e) Escorrimento preto.

4. CONCLUSÕES

A espeleogênese e o estudo geológico em cavernas é algo ainda pouco explorado por geólogos de todo o país. Cavernas, através de suas condições meteorológicas peculiares, são ótimos sítios geológicos no qual é possível a contemplação do arcabouço geológico de forma única, ou seja, em todas as direções. As estruturas são geralmente bem preservadas e de fácil visualização devido à proteção contra intempéries externas. O estudo estrutural de uma caverna pode ajudar a esclarecer estágios de evolução tectônica de uma determinada região ou maciço rochoso trazendo à tona informações presentes no subsolo.

Estudos espeleogenéticos em cavernas relevantes de uma mesma região ou unidade geológica possibilitaria a comparação de dados para a interpretação de seus condicionantes de formação. Seria possível, por exemplo, em estudos como: geologia estrutural, estratigrafia de sequência e geoquímica de espeleotemas, o levantamento de informações pertinentes que possibilitassem a

elaboração de um modelo padrão para o desenvolvimento destas cavidades.

Sugere-se a realização de estudos em geologia estrutural mais aprofundados nesta cavidade bem como estudos espeleogenéticos em cavidades próximas a gruta do Muro e que estejam inseridas em rochas quartzíticas do Grupo Itacolomi. São sugeridos também estudos geoquímicos nos espeleotemas presentes nessas cavernas para que seja possível a análise detalhada de sua composição.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a Universidade Federal de Ouro Preto, a Escola de Minas de Ouro Preto e a ao Departamento de Geologia- DEGEO por oferecer a infraestrutura necessária para a realização deste trabalho. A todos os professores do DEGEO e seus conhecimentos transferidos. Em especial gostaríamos de agradecer o Prof. Dr. Claudio Maurício Teixeira-Silva por sua enorme dedicação ao ensino da Geoespeleologia. A Prof. Dra. Caroline

Janette Souza Gomes pelo auxílio da interpretação dos dados estruturais e correção. Ao Prof. MSc. Luiz Fernando Ev pelo auxílio na interpretação dos dados estratigráficos. À Felipe Chagas da gerência do Parque Estadual da Serra de Ouro Branco e ao Instituto Estadual de Florestas pelo apoio logístico e institucional. Agradecemos também a todos os membros da Sociedade Excursionista & Espeleológica que participaram das atividades de campo deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F. Sedimentologische, Lithostratigraphische und Tektonische Untersuchungen in der serra de Ouro Branco. Minas Gerais, Brasilien. **Tese de doutorado, TU Clausthal, Alemanha**, p.217. 1985.
- ALKMIM F.F. Modelo deposicional para a sequência de metassedimentos da serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: **Anais do Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, 1987**. p.47-68. 1987.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**. Res., 90: 29–58, 1998.
- BARBOSA, A. L. M. **Geologic map of the Ouro Preto and Santa Rita de Ouro Preto quadrangles, Minas Gerais, Brasil**. 1969.
- BALTAZAR, O.F.; BAARS F.J.; LOBATO, L.M.; REIS, L.B.; ACHTSCHIN, A.B.; BERNI, G.V.; SILVEIRA, V.D. 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. 2005.
- BUSCHE D.; SPONHOLZ B.. Morphological and micromorphological aspects of the sandstone karst of eastern Niger. **Z. Geomorph**, N.F., v. 85, 1-18, 1992.
- DAVIS, W. M. Origino f Limestone Caverns. **Geol. Soc. Amer. Bull**. New York. 1930.
- COSTA-NETO, A.V.; BARBOSA-FILHO, J. Espeleogênese em quartzitos da Serra de Ibitipoca, sudeste de Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 20, 75-97, 1997.
- DORR, J. V. N.. **Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero**. Minas Gerais, Brazil. Washington, USGS/DNPM. Prof. Paper 641-A, 110p. 1969.
- ERNST, W.G.. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional, episodic stagnant-lid behavior. **Gondwana Res.**, 15(3-4):243-253. 2009.
- FABRI, F. P.. Estudo das cavernas quartzíticas da região de Itambé do Mato Dentro, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Dissertação de Metrado, Departamento de Geografia, Instituto de Geociencias, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte**. 179 p. 2011.
- FERREIRA-FILHO, F. A.; LAZARIN, H. A.. **Caracterização Litoestrutural e Geomorfológica da Região do Pico do Itacolomi, Ouro Preto**. Trabalho Geológico, DEGEO/EM/UFOP, 83p. 1993.
- FORD, D.C. & WILLIAMS, P.W. **Karst Geomorphology and Hydrology**. London, Unwin Hyman, 601p. 1989.
- GALÁN, C. Disolución y gênesis del karst em rocas carbonáticas y rocas síliceas: un estudio comparado. **Munibe**, v. 43, 43-72. 1991.
- ICEHOWER, J.; DOVE, P. The dissolution kinects of amourphous sílica into sodium chloride solutions: effects of temperature and ionic strength. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. V. 64, 24, 4193-4203. 2000.

- JOHNSON R.F. **Geologic map and sections of the Dom Bosco and Ouro Branco quadrangles, Minas Gerais, Brasil.** 1955.
- KRAUSKOPF, K.B. **Introdução a geoquímica.** São Paulo, 1972.
- LADEIRA, E. A.. **Metallogenesis of gold at the morro velho mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero.** University of Western Ontario. 544p. 1981.
- LINO, C.F.. **Cavernas: o fascinante Brasil subterrâneo.** 2ed. São Paulo. Gaia. 288p. 2009.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C.M., GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, 141, 259 – 276. 1996.
- MARTINI, J.. Karst in the Black Reef Quartzite near Kaapsehoop, Transvaal. **Ann. Geol. Surv.** South Africa, v. 13, 115-128. 1979.
- MARTINI, J. Dissolution of quartz and silicate minerals. **National Speleologia Society. Speleogenesis evolution of karst aquifers.** Huntville/Alabama: Naional Speleological Society/USA, cap. 4, 171-173. 2000.
- MEINZER, O. E. Outline of ground-water hydrology. **Water Supply Paper** 1923.
- MELO, M.S.; GIANNINI, P.C.F. Sandstone dissolution landforms in the Furnas Formation, southern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 2149- 2164, 2007.
- MINAS GERAIS. **Decreto Estadual nº 45.180 – 21 de set. de 2009. Cria o Parque Estadual Serra do Ouro Branco, nos municípios de Ouro Branco e Ouro Preto.** Legislação Mineira, Assembleia de Minas, 2012. Disponível em: www.almg.gov.br/consulte/legislacao/completa/completa.html. Acesso em: 18 de Abril de 2015.
- MINAS GERAIS. **Plano de manejo do Parque Estadual da Serra de Ouro Branco; Instituto Estadual de Florestas – IEF; Relatório Final de Espeleologia**, 2015, Inédito.
- MINAS GERAIS. **Termo de Referência para Elaboração de Estudos de Impacto Ambiental Para Atividades Minerárias em Áreas Cársticas no Estado de Minas Gerais.** FEAM/IBAMA, Belo Horizonte, MG, 28p, 2005.
- SBE. **Cadastro Nacional de Cavernas do Brasil (CNC).** Campinas: SBE, 2015. Disponível em: www.cavernas.org.br/cnc/CavernasBW/DetalheEdit/5901. Acesso em: 01 março de. 2015.
- TEIXEIRA-SILVA C.M.; SIMÕES, P.R. Geoestrutural da Gruta dos Ecos (GO-18). In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 42, Araxá. Anais. 2004.
- TEIXEIRA-SILVA, C. M.; SOUZA, K.. Geoespeleologia da gruta Igrejinha. In: SBE/SEE, Congresso Brasileiro de Espeleologia, 24, Ouro Preto, Anais,119-130, 1997.
- UHULEIN, A.; NOCE, C. M. Quadrilátero Ferrífero. **Geologia do Brasil.** Beca-Ball Edições Ltda.. 228 – 235p. 2012
- VILES, H.. Pentecost A. Problems in assessing the weathering action of lichens with na example of epiliths on sandstone. **Rock weathering and landform evolution.** John Wiley & Sons Ltd, 99-116. 1994.
- WHITE, W.B., JEFFERSON, G.L.; HAMAN, J.F. Quartzite Karst in Southeastern Venezuela. **International Journal of Speleology**, v.2, 309-314, 1966.

WILLEMS, L.; COMPERE, P.; HATERT F.; POUCLLET, A.; VICAT, J.P.; EK C.; BOULVIAN, F. Karst in granitic rocks, South Cameroon: cave genesis and sílica and taranakite speleothems. **Terra Nova**, v.14, 5, 355-362. 2002.

YARIV, S.; CROSS, H.. **Geochemistry of colloid system for Earth scientists**. Berlin: Springer-Verlag, 450 p. 1979.



A revista *Espeleo-Tema* é uma publicação da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE).
Para submissão de artigos ou consulta aos já publicados visite:

www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp
