

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ASPECTOS MINERALÓGICOS E GEOQUÍMICOS DO TIPO CROSTA EM  
CAVERNAS FERRÍFERAS/LATERÍTICAS DE SERRA NORTE, CARAJÁS,  
PARÁ**

**ÁDRIAN DE MIRANDA GOMES VIANA**

Curitiba-PR  
2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ASPECTOS MINERALÓGICOS E GEOQUÍMICOS DO TIPO CROSTA EM  
CAVERNAS FERRÍFERAS/LATERÍTICAS DE SERRA NORTE, CARAJÁS,  
PARÁ**

Dissertação apresentada por:

**ÁDRIAN DE MIRANDA GOMES VIANA**

Dissertação apresentada ao  
Curso de Pós-Graduação em  
nível de mestrado do curso de  
Área de concentração: Geologia  
Exploratória  
Orientador: Prof. Dr. Carlos  
Eduardo de Mesquita Barros

Banca Examinadora:

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Adriana Maria Coimbra Horbe

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Anelize Bahniuk Rumbelsperger

## TERMO DE APROVAÇÃO


### ÁDRIAN DE MIRANDA GOMES

*“Aspectos mineralógicos e geoquímicos dos espeleotemas do tipo crosta em cavernas ferríferas/lateríticas de Serra Norte, Serra dos Carajás, Pará.”*

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:

  
Profª. Drª. Adriana Marla Coimbra Horbe - UnB

  
Profª. Drª. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger - UFPR

  
Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR  
Presidente

Curitiba, 26 de fevereiro de 2016.

## Dados de Catalogação

Aos meus pais e meu esposo pelo carinho e incentivo.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, que sempre me guia em todas as decisões, por ter sido meu orientador e força para ultrapassar todas as dificuldades neste trabalho.

À minha família, especialmente minha mãe e meu pai, com muito amor, que sempre acreditaram em mim e tornaram possível meus estudos, a minha irmã e todos os outros familiares que sempre acreditaram na minha capacidade e torceram por mim.

Ao meu esposo e melhor amigo, Luiz Adriano, que acompanhou de perto toda a batalha e todas as dificuldades de um mestrado e por seu incentivo incondicional.

À empresa Vale pela bolsa de mestrado, sem a qual dificilmente poderia ter ingressado nessa empreitada, além de dispor de sua infraestrutura para que este trabalho pudesse ser realizado. Agradeço também a toda coordenação do projeto PROCAV, a geóloga Daniele Gonçalves e Prof. Dr. Emídio dos Santos Jr. e, aos geólogos Carlos Teles e Rafael Guimarães que auxiliaram nas atividades de campo.

À Universidade Federal do Paraná, ao Programa de Pós Graduação de Geologia pela assistência e auxílio.

Aos Laboratórios LAMIR da UFPR e de Laminação da UFPA, pela disponibilidade para análises.

Agradeço sinceramente ao Prof. Dr. Carlos Eduardo Barros, pela orientação e grande esforço diante da dificuldade do trabalho, com sua inestimável ajuda.

Ao Prof. Dr. José Manoel (*in memoriam*) por ter aceitado inicialmente a orientação e pela oportunidade de ingressar na pós-graduação da UFPR.

Aos amigos do projeto, Leandro Conceição, Érica Cabral, Antônio Alessandro e Soraia Abreu, que me ajudaram nas discussões e dúvidas.

À todos os amigos que acreditam e rezaram por mim.

## RESUMO

A Serra dos Carajás exhibe feições de degradação que compõem o sistema geomorfológico denominado de pseudocarste ou carste, formado por cavidades naturais subterrâneas. O termo pseudocarste se distingue por apresentar feições de dissolução e erosão em rocha não carbonática. As cavernas se originam pela dissolução, precipitação e abatimentos em zonas de baixa densidade, principalmente na interface formação ferrífera bandada e crosta laterítica. As feições espeleogenéticas ou depósitos secundários do interior das cavernas em formação ferrífera/laterítica têm sido estudados em razão da maior fiscalização dos órgãos de controle ambiental sobre empreendimentos minerários, sobretudo em áreas providas de patrimônios naturais, a exemplos das cavernas. Na Serra dos Carajás há cerca de 2000 cavernas em formações ferríferas/lateríticas que resultaram da recente evolução supergênica do depósito. Estas cavernas possibilitam atribuir a origem dos espeleotemas à dissolução e reprecipitação de minerais por soluções aquosas ricas em íons. Processos de escoamento, condensação, gotejamento e exsudação controlaram a composição e morfologia dos espeleotemas. Os espeleotemas tipo crosta das minas de N4E e NWS em Carajás são formados por óxidos-hidróxidos de Fe e Al, sulfatos de Fe e Al e fosfatos, sendo subdivididos em: a) Crosta ferruginosa; b) Crosta alumino-fosfo-ferruginosa; c) Crosta fosfática e d) Crosta sulfática. Foram identificados hematita, goethita, gibbsita, lepidocrocita, leucofosfita, fosfosiderita, estrengita, alunita, aluminita, basaluminita e material amorfo. A hematita e a goethita se destacam por mostrar hematita lamelar, granular e microcristalina, e goethita botroidal, nodular, esferoidal e lamelar. Os espeleotemas de óxidos-hidróxidos de ferro e alumínio resultam da lenta mobilização dos íons na forma de coloides. Com o transporte restrito das águas de escoamento, os coloides floculam e originam depósitos de géis que se precipitam em materiais amorfos. Os minerais fosfáticos são produtos da substituição da laterita, têm cor creme, aspecto porcelanado, e texturas esferulítica/celular. Paleopisos são constituídos de fragmentos hematíticos cimentados por estrengita, e finas camadas de leucofosfita que revestem o piso, blocos e paredes. Estes espeleotemas se originaram pela decomposição do guano de morcegos, assim como os minerais sulfáticos, que têm aspecto pulverulento, cor esverdeado e branco leitoso, e textura lamelar e globular. Estes minerais podem se formar pela oxidação da formação ferrífera por processos de exsudação da rocha.

**Palavras-chave:** espeleotemas; formações ferríferas; Carajás; fosfatos.

## ABSTRACT

The Serra dos Carajás displays degradation of features that comprise the geomorphological system called pseudocarste or karst, formed by natural underground cavities. The term pseudocarste is distinguished by presenting dissolution and erosion in non-carbonate rocks. The caverns are originated by dissolution, precipitation and rebates in low density zones, mainly on the interface formation and banded iron laterite crust. The espeleogenéticas features or inside the secondary deposits from caves in iron formation / lateritic have been studied because of increased enforcement of environmental organizations on mining ventures, especially in deprived areas of natural heritage, examples of the caves. Serra dos Carajás about 2000 caves in iron formations / lateritic that resulted from the recent evolution of supergene deposit. These caves make it possible to assign the origin of speleothems dissolution and reprecipitation of minerals by rich aqueous solutions into ions. flow processes, condensation, dripping and oozing controlled the composition and morphology of speleothems. The speleothems crust type Mines N4E and NWS in Carajás are formed by Fe and Al oxides, hydroxides, sulphates and Fe and Al phosphates, being subdivided into: a) ferruginous crust; b) crust aluminum-phospho-ferruginous; c) phosphatic crust and d) crust sulfatic. Hematite, goethite, gibbsite, lepidocrocite, leucophosphite, fosfosiderite, strengite, alunite, aluminite, basaluminite and amorphous material were identified. Hematite and goethite stand out for showing lamellar hematite, granular and microcrystalline, and goethite botroidal, nodular, spheroidal and lamellar. The speleothems of hydroxides of iron and aluminum oxides result from the slow mobilization of ions in the form of colloids. With the restricted transport of draining water, the colloid flocculate and cause deposits gels precipitate in amorphous materials. Phosphatic minerals are replacing products of laterite, have cream, porcelaneous appearance and spherulitic textures cellule. Paleo floors are made of hematite fragments cemented by strengite, and thin layers of leucophosphite lining the floor, blocks and walls. These espeleotemas originated by the decomposition of guano bats, as well as sulfáticos minerals that have aspect powder, green color and milky white, lamellar and globular and texture. These minerals can be formed by the oxidation of iron formation by exudation process of rock.

**Key words:** speleothems; iron formations; Carajás; phosphates.

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO I

<b>Figura 1:</b> a) Mapa de localização da área de estudo. Modificado de Macambira (2003). b) Localização em Serra Norte das cavernas selecionadas para o trabalho. ....	16
<b>Figura 2:</b> Mapa geológico da Província Mineral de Carajás. Fonte: Modificado de Feio <i>et al.</i> (2011). ....	26
<b>Figura 3:</b> Mapa geológico da Bacia Carajás (Macambira, 2003). ....	28
<b>Figura 4:</b> Desenho esquemático de uma caverna na interface crosta laterítica e formação ferrífera com feições morfológicas mais comuns (Piló <i>et al.</i> , 2015). ....	30
<b>Figura 5:</b> Planta da caverna N4E-08, localizando as amostras coletadas. ....	31
<b>Figura 6:</b> Caverna N4E-08. ....	32
<b>Figura 7:</b> Planta da caverna N4E-33, localizando as amostras coletadas. ....	33
<b>Figura 8:</b> Caverna N4E-33. (a) Crosta esbranquiçada no teto, com pequenos coraloides bege e crosta amarelada associada à crosta esbranquiçada, (b) Crosta ferruginosa com aspecto lustroso recobre blocos. ....	34
<b>Figura 9:</b> Planta baixa da cavidade N4WS-15 mostrando a localização das amostras coletadas. ....	35
<b>Figura 10:</b> Caverna N4WS-15. (a) Crosta esverdeada associada à crosta esbranquiçada na parede; (b) Crosta esbranquiçada sobre a formação ferrífera bandada. ....	35
<b>Figura 11:</b> Planta da caverna NWS-67 com a localização das amostras coletadas. ....	36
<b>Figura 12:</b> Caverna N4WS-67 com espessa capa (espeleotema) que recobre a parede de crosta laterítica. ....	37
<b>Figura 13:</b> Amostras de jaspilito alterado com espeleotema tipo crosta recobrindo. (a) brecha hematítica com espeleotema de capa ferruginosa recobrindo, e (b) Espeleotema tipo crosta esverdeada e esbranquiçada revestindo o minério de ferro. ....	38

### CAPÍTULO II

<b>Figura 1:</b> (a) Localização da área de estudo modificado de Macambira (2003); (b) Serra Norte e as cavernas selecionadas para o trabalho. ....	41
<b>Figura 2:</b> Mapa geológico da Bacia Carajás (Macambira, 2003). ....	43
<b>Figura 3:</b> Padrões planimétricos das cavernas selecionadas para o estudo com a localização das amostras. ....	45
<b>Figura 4:</b> Cavernas N4E-08 e N4E-33. ....	46

<b>Figura 5:</b> Caverna N4WS-67 e N4WS-15.....	48
<b>Figura 6:</b> Amostras de jaspilite alterado com espeleotema tipo crosta recobrando.....	49
<b>Figura 7:</b> Dados de crostas alumino-fosfo-ferruginosas (Luz refletida, nicóis paralelos). ....	52
<b>Figura 8:</b> Texturas da crosta alumino-fosfo-ferruginosa.....	53
<b>Figura 9:</b> Fotomicrografias (luz refletida) das crostas ferruginosas, mostrando as morfotexturas da goethita.....	55
<b>Figura 10:</b> Textura lamelar-fibrosa da hematita (ponto1). Textura esponjosa característica de oxi-hidróxido de ferro e alumínio (ponto 2). Seções transversais com textura prismática da goethita (Gt).....	56
<b>Figura 11:</b> Dados da crosta fosfática.....	57
<b>Figura 12:</b> (a) Textura lamelar da strengita e fibrosa da leucofosfita; (b) Textura globular da fosfosiderita. ....	57
<b>Figura 13:</b> Dados da crosta sulfática.....	58

**LISTA DE TABELAS****CAPÍTULO I**

---

**Tabela 1:** Amostras coletadas nas cavernas N4E-33, N4E-08, N4WS-15 e N4WS-67, em que litologia a caverna ocorre, tipo de laminação e outros métodos utilizados. .... 24

**Tabela 2:** Dados espeleométricos das cavernas de estudo.....29

**CAPÍTULO II**

---

**Tabela 1:** Dados espeleométricos das cavernas de estudo. .... 45

**Tabela 2:** Resultados analíticos químicos dos espeleotemas tipo crosta..... 61

**Tabela 3:** Condições, processos e composição mineralógica dos espeleotemas tipo crosta de Carajás.....65

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	6
<b>RESUMO</b> .....	7
<b>ABSTRACT</b> .....	8
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	9
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	11
<b>CAPÍTULO I</b> .....	13
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	13
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	14
1.2 OBJETIVOS .....	14
1.3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO .....	15
<b>2. FEIÇÕES CÁRSTICAS/ PSEUDOCÁRSTICAS</b> .....	15
2.1 A DISSOLUÇÃO DA SÍLICA ASSOCIADA À ORIGEM DAS CAVIDADES .....	17
2.2 ESTUDOS ANTERIORES SOBRE A MINERALOGIA DOS ESPELEOTEMAS DAS CAVERNAS DE CARAJÁS .....	19
<b>3. FORMAÇÃO DA COBERTURA LATERÍTICA</b> .....	20
<b>4. MATERIAS E MÉTODOS</b> .....	21
4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	22
4.2 CAMPO .....	22
4.3 LABORATÓRIO.....	22
<b>5. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	24
<b>6. A PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA DA SERRA DOS CARAJÁS</b> .....	27
<b>7. PETROGRAFIA</b> .....	37
<b>CAPÍTULO II</b> .....	39
PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS ESPELEOTEMAS DO TIPO CROSTA EM CAVERNAS FERRÍFERAS/LATERÍTICAS DE SERRA NORTE, CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ.....	39
<b>CAPÍTULO III</b> .....	69
<b>8. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	69
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS</b> .....	70

## CAPÍTULO I

---

### 1. INTRODUÇÃO

Os processos de alteração na crosta laterítica exibem várias feições de degradação que compõem um sistema geomorfológico denominado de pseudocarste ou carste. O termo pseudocarste ainda bastante discutido é definido por apresentar elementos da paisagem e do regime hidrogeológico semelhante aos de ambientes carbonáticos, no entanto apresenta processos de dissolução e erosão concomitantemente (McFarlane & Twidale, 1987; Maurity, 1995).

As principais feições pseudocársticas encontradas nas formações ferríferas bandadas (FFB) são cavernas e depressões doliniformes (Maurity & Kotschoubey, 1995). Cavidades naturais subterrâneas originam-se por processos químicos e físicos, principalmente decorrentes de dissolução, precipitação e abatimentos, e por isto concentram-se em zonas de baixa densidade, em um nível propício ao desenvolvimento espeleogenético, isto é, na interface crosta laterítica e formação ferrífera (Maurity & Kotschoubey, 1995; Gomes, 2014).

No Brasil, essas feições começaram a ser descritas por Simmons (1963) em cavernas do Quadrilátero Ferrífero, Minas de Gerais. Tolbert, (1971) e Pinheiro & Maurity (1988) na Serra do Carajás, Pará. Mais tarde, foram publicados outros trabalhos (Maurity & Kotschoubey, 1995) e relatórios internos de empresas sem enfoque espeleogenético.

O Brasil concentra uma das maiores reservas mundiais de minério de ferro, grande parte localizadas na Serra do Carajás. Nas formações ferríferas bandadas de Carajás há cerca de 2000 cavidades naturais subterrâneas catalogadas. De acordo com estudos recentes, dentro de alguns anos o número de cavernas catalogadas em rochas ferríferas/lateríticas será maior que em rochas carbonáticas (Pereira, 2012).

Com o controle mais rigoroso exercido pelos órgãos de fiscalização ambiental, tem sido cobrado do setor de extração mineral um controle maior no sentido da catalogação das cavernas em formações ferríferas e em cobertura laterítica. Outra contrapartida atribuída às empresas de mineração são os estudos científicos sobre a formação de cavernas nestes tipos de rochas (Auler & Piló, 2005). Estas solicitações às empresas de mineração se tornam ainda maiores em face à expansão do mercado do minério de ferro.

A Serra dos Carajás está inserida no Planalto Dissecado do Sul do Pará na Província Mineral de Carajás (Ab'Saber, 1958) e forma um maciço residual em platôs (serras Norte, Leste, Bocaina, Tarzan e Sul) recobertos por crosta laterítica desenvolvida sobre rochas arqueanas do Grupo Grão Pará (Piló & Auler, 2009; Maurity & Kotschoubey, 1995). A Serra

Norte, como as outras serras de Carajás, possui cobertura laterítica reliquiar que exhibe feições de degradações pseudocársticas (cavernas), provavelmente resultado da evolução mais recente do quadro supergênico (Crescêncio, 2009).

Essas cavernas em minério de ferro podem formar depósitos químicos secundários, chamados de espeleotemas, os quais se originam a partir da dissolução e reprecipitação de minerais por soluções aquosas ricas em  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{HCO}_3^-$ , além de fosfatos, nitratos e óxidos hidratados no interior das cavernas (Lino, 1989; Maurity & Kotschoubey, 1995; Auler, 1997; Ayub & Becker, 1997; Hill & Forti, 2004; Piló & Auler, 2005).

Na região de Carajás, os espeleotemas são atribuídos a processos de escoamento, condensação, gotejamento e exsudação. São compostos por óxidos-hidróxidos de Fe e Al, sulfatos de Fe e Al e fosfatos, sob a forma de crostas, coraloídes, microtravertinos, estalactites, estalagmites, dentre outros. Contudo, neste trabalho foram estudadas o principal e mais frequente tipo de espeleotema em Carajás, as crostas. Estas crostas possuem variedade morfológica e mineralógica abundante, e por isso merecem ser analisadas em termos de composição e processos de formação. Diante disso, foram selecionadas para o trabalho algumas cavidades que ocorrem no entorno das áreas N4E e N4WS, são elas: a) N4E-33, N4E-08, N4WS-67 e N4WS-15. (Figura 1b).

### 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de trabalho localiza-se no município de Parauapebas, no sudeste do estado do Pará, onde se encontra a mina N4. O acesso à área se dá a partir de Belém seguindo pela PA-150 até Marabá e, posteriormente, percorrendo 165 km pela PA-275 até o município de Parauapebas. A partir de Parauapebas, pela rodovia Raimundo Mascarenhas são ainda percorridos 30 km até o Distrito Industrial de Carajás, onde se encontram as minas de ferro da Vale S/A (Figura 1).

### 1.2 OBJETIVOS

O trabalho tem como objetivo principal o estudo das características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas de um tipo específico de espeleotema, denominado de Crostas da Região de Carajás. Com base no estudo geoespeleológico mais específico, sistematizar uma classificação adequada para as várias morfologias dos espeleotemas do tipo Crosta, que será realizado em cavidades que foram selecionadas por serem representativas para o estudo e se encontram em N4E e N4WS na região de Serra Norte, no estado do Pará (Figura 1).

### 1.3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

O trabalho é composto de três capítulos. O capítulo I traz um texto integrador, que contextualiza a relevância do tema investigado, localização da área de estudo, contexto geológico regional da Província Mineral de Carajás, bem como os objetivos traçados e materiais e métodos utilizados.

O capítulo II é composto pelo artigo a ser submetido a um periódico.

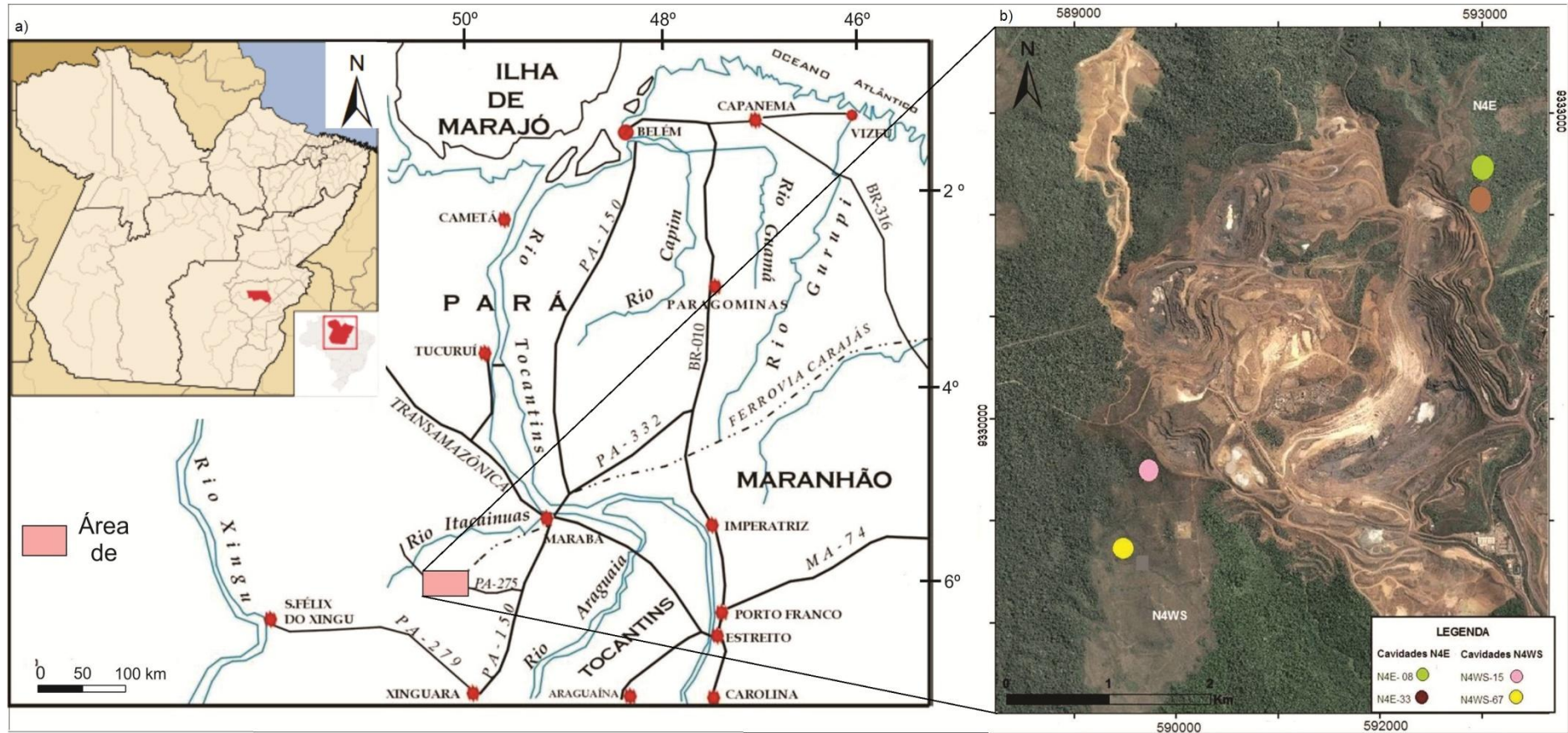
O capítulo final (capítulo III) contém as considerações finais.

## 2. FEIÇÕES CÁRSTICAS/ PSEUDOCÁRSTICAS

O termo carste se refere a uma paisagem em que as formas de relevo são determinadas pelo intemperismo químico que atua na dissolução da rocha encaixante. As feições cársticas são atribuídas a processos de interação dos sistemas hidrológico e geoquímico que promovem a dissolução das rochas como principal atuante.

Em rochas carbonáticas esse processo é clássico e muito conhecido, embora se acredite que o processo de dissolução seja muito importante, mas não o predominante para configurar as feições cársticas. Em rochas não carbonáticas, a exemplo de formações ferríferas, também se desenvolvem tais feições, no entanto, só foram denominadas “cársticas” se a dissolução foi essencial para sua gênese (Hardt & Pinto, 2009).

Segundo Kempe & Halliday (1997) “feições pseudocársticas” têm morfologias semelhantes às feições cársticas, e difere destas pela predominância da erosão mecânica sobre a dissolução. Essas feições têm sido descritas desde o início do século XX, porém foram detalhadas na região da África Ocidental e na Austrália (McFarlane & Twidale, 1987). No Brasil, feições pseudocársticas são pouco estudadas, a exemplo, Simmons (1963) em cavernas em Minas Gerais. Dolinas e cavernas em complexos ultramáficos-carbonatíticos de Maecuru e Maraconá, localizados no norte do Pará, (Costa *et al.* 1980; 1991). Cavernas que se desenvolveram nas encostas do platô de laterita fosfática, na Serra do Piriá, nordeste do Pará, (Pinheiro *et al.* 2001) e na Serra dos Carajás no sudeste do Pará, cavernas em formações ferríferas bandadas e crosta laterítica (Tolbert, 1971; Maurity & Kotschoubey, 1995).



**Figura 1:** a) Mapa de localização da área de estudo. Modificado de Macambira (2003). b) Localização em Serra Norte das cavernas selecionadas para o trabalho.

Há grande divergência a respeito da aplicação do termo cárstico ou pseudocárstico para terrenos ferríferos/lateríticos. Segundo Maurity (1995), feições pseudocársticas são formas de relevos que podem estar associadas à lateritização. A formação das couraças ferruginosas, abatimentos subterrâneos, a dissolução e o controle estrutural, são fatores que influenciam na evolução das cavernas. Maurity & Kotschoubey (1995) ressaltam a importância da ação física da percolação fluida, e destacam que a ação geoquímica é fundamental na desestabilização e dissolução mineral para a formação de pseudocarstes.

McFarlene & Twidale (1987) discutem a possibilidade de as rochas lateríticas poderem constituir um domínio cárstico (pseudocárstico), já que estas rochas formam-se geralmente em ambientes tropicais, propícios à lixiviação dos minerais residuais de baixa solubilidade e as condições de pH e Eh são desfavoráveis para os processos de dissolução, e conseqüentemente desfavoráveis ao desenvolvimento de feições cársticas. Entretanto, segundo os autores, para haver os processos de dissolução no meio laterítico é necessário o “desmantelamento” geoquímico dos minerais mais estáveis (hematita, goethita, quartzo...) o que possibilita a formação das feições cársticas.

Ambos os autores explicitam que é necessário um estudo mais aprofundado, desde o contexto geomorfológico e geoquímico, para compreender melhor os mecanismos da dissolução que ocorrem nessas cavernas.

Calux (2013) descreve as cavernas do Quadrilátero Ferrífero como uma geoforma cárstica uma vez que o principal processo seja a dissolução, onde foram realizados levantamentos litoestruturais, hidrológicos, sedimentares e morfológicos. Estas evidências observadas no trabalho de Calux (2013) foram também observadas por em Carajás, e estão relacionadas a controles litológico, estratigráfico e mineralógico (Abreu, 2014; Cabral, 2015; Braga, 2015).

## 2.1 A DISSOLUÇÃO DA SÍLICA ASSOCIADA À ORIGEM DAS CAVIDADES

Estudos dos processos químicos supergênicos enfatizam a importância da dissolução dos minerais em Formações Ferríferas Bandadas (Macambira, 2003; Ribeiro, 2003; Macambira & Kotschoubey, 2006). Na formação de cavernas acredita-se que a dissolução seja igualmente importante. Simmons (1963) subdividiu a formação das cavernas de acordo com os processos atuantes, sendo caverna de dissolução e caverna de erosão. Pinheiro & Maurity (1988) e Maurity & Kotschoubey (1995) mostraram

que a formação das cavernas na Serra dos Carajás envolveu processos de intemperismo químico causados por soluções aquosas ao longo de descontinuidades estruturais em lateritas ferruginosas e na interface crosta laterítica-saprólito. As zonas de baixa densidade, caracterizadas pela presença de vazios de dissolução na rocha, propiciam processos físicos, como colapsos e abatimentos. Dessa forma, os espaços gerados evoluam para cavidades maiores, galerias e salões das cavernas.

Segundo Sobrinho (2012) em níveis de sílica do protominério é maior a ocorrência de microcavidades. À medida que aumenta o grau intempérico aumentam as texturas arredondadas e alongadas características da dissolução. Calux (2013) também menciona a origem das cavernas do Quadrilátero Ferrífero (QF) a partir de alvéolos microscópicos que resultam em protocavidades (microcavidades de dissolução), indicando que a dissolução das rochas no QF pode ser um indicador para o início do processo.

Muito se discute sobre a dissolução da sílica em Formação Ferrífera Bandada, no que diz respeito ao pH, solubilidade, temperatura etc. Sabe-se que a temperatura é muito importante para a solubilidade de alguns elementos, desse modo, temperaturas elevadas causam maior solubilidade da sílica. Rimstid (1997) estudou a solubilidade da sílica em baixas temperaturas (25° C) e afirma que o valor obtido nos experimentos é semelhante aos encontrados em águas subterrâneas antigas. Segundo Harmsworth *et al.* (1990) há evidências de que a solubilidade do quartzo pode ser consideravelmente aumentada na presença de  $Fe^{+2}$  em águas subterrâneas. Morris & Fletcher (1987) sugeriram que as reações férricas-ferrosas podem aumentar substancialmente a taxa de dissolução de quartzo. A solubilidade do quartzo também pode se tornar maior quando da junção do ácido silícico com o ácido orgânico (Summerfield, 1991), de forma que a água retida por um determinado tempo propicia a dissolução (Briceno, 1991). De fato, ocorre a dissolução da sílica, porém de forma lenta em um período maior. A velocidade de dissolução da sílica pode diminuir quando a solução aquosa percola por estruturas planares, no caso o bandamento e descontinuidades, tornando o fluxo lento que é então retido nas estruturas da rocha (Martini, 2000).

Outros trabalhos mostram que análises microscópicas podem sugerir uma ordem de dissolução da sílica nas formações ferríferas bandadas. Sobrinho (2012) descreve numerosas cavidades de dissolução em chert, em quartzo granular e nos níveis de jaspe. Abreu (2014) observou feições de alteração e substituição dos minerais e sugeriu uma ordem de dissolução da sílica. Este processo está diretamente ligado ao enriquecimento

supergênico das formações ferríferas, em que à medida que o intemperismo e a lixiviação se desenvolvem, a perda da sílica é compensada por rearranjos das bandas residuais, provocando a diminuição de volume e colapsos (Ribeiro, 2003).

Segundo Abreu (2014) a lixiviação da sílica causada pelo intemperismo do substrato, favorecida em clima equatorial, teria reduzido o volume da rocha e iniciado a formação das cavernas na Serra Norte.

Sobrinho (2014) observou estruturas de substituição e de reprecipitação de minerais, a exemplo do quartzo em “pente”, o qual sugere que a dissolução da sílica e de outros minerais ocorreu junto à precipitação do material lixiviado. Acredita-se que o quartzo neoforado na formação ferrífera ou amorfo em depósito secundário e os minerais dos espeleotemas refletem o reequilíbrio do sistema.

Os espeleotemas apresentam quantidade considerada de produtos amorfos, que são formadas por depósitos de soluções saturadas ou por reações entre fosfatos e hidróxidos. A sílica amorfa tem solubilidade constante em pH neutro e a taxa de dissolução aumenta com o acréscimo da acidez e temperatura (Martini, 2000).

## 2.2 ESTUDOS ANTERIORES SOBRE A MINERALOGIA DOS ESPELEOTEMAS DAS CAVERNAS DE CARAJÁS

A pesquisa dos espeleotemas em depósitos ferríferos ainda é pouco difundida, apesar de haver estudos antigos como o de Henwood (1871). Ele descreve no Quadrilátero Ferrífero crostas e estalactites de hidróxidos de ferro, e o de Simmons (1963) um dos mais conhecidos e um dos primeiros que se interessou a descrever a mineralogia dos espeleotemas e a hipótese para espeleogênese das cavernas em minério de ferro.

Na região de Carajás o primeiro trabalho que referenciou cavernas e grutas foi de Tolbert *et al.* (1971), que descreve cavernas associadas à crostas lateríticas. Pesquisas realizadas pelo Grupo Espeleológico do Pará (GEP) cadastraram cavidades em vários litotipos da região de Carajás. Pinheiro & Maurity (1988) estudaram as cavernas na Serra dos Carajás com o enfoque na gênese, e propuseram duas fases distintas. Na primeira fase os processos químicos prevalecem, estando diretamente ligado à formação das lateritas ferruginosas. A segunda fase seria marcada pela ação dos fatores mecânicos, com importantes modificações das condições ambientais. Os processos mecânicos atuam sobre as rochas fragilizadas pelo ataque químico anterior.

Desse modo, os espaços progressivamente cresceriam formando as galerias e salões das cavernas.

Maurity & Kotschoubey (1995) abordam a gênese das cavernas de Carajás, baseados em estudos geoquímicos e mineralógicos de espeleotemas. Aqueles autores consideram que a formação das cavernas ocorre na interface crosta laterítica/saprólito, e caracterizam como feições pseudocársticas, devido aos processos de alteração da crosta mais recente controladas por zonas de baixa densidade e por fatores estruturais.

### **3. FORMAÇÃO DA COBERTURA LATERÍTICA**

As formações lateríticas são produtos dos processos do intemperismo tropical e paleotropical que atuam em qualquer tipo de rocha aflorante. Schellmann (1980) considera que o produto de intenso intemperismo de rochas subaéreas resulta em teores de Fe e/ou Al mais elevados que de Si em relação ao substrato ou rocha mãe. Estas rochas passam por um processo específico chamado de lateritização, que resultam em perfis lateríticos. As formações lateríticas formam importantes depósitos minerais como Fe, Al, Mn, Au, Ni, P, Ti entre outros, além de constituírem registros paleoambientais.

Os perfis lateríticos são construídos em horizontes típicos do topo para base: crosta ferruginosa, horizonte mosqueado ou argiloso, horizonte saprolítico e o substrato (Costa, 2007). Tardy (1993) discrimina horizontes mosqueados, bauxíticos, “couraças” ou crostas ferruginosas e solos (ferralíticos, ferruginosos tropicais). Estas sucessões resultam da diferenciação textural, estrutural, mineralógica e química de  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  e  $H_2O$ , por um período geológico em eventos diferentes.

A zona de alteração é chamada de horizonte saprolítico ou conhecido como horizonte pálido, e divide-se em saprolito grosso na base e saprolito fino, acima. Nesta porção do perfil laterítico as estruturas da rocha-mãe estão preservadas parcialmente e é caracterizada pela reação de hidrólise dos minerais primários e lixiviação dos compostos mais solúveis. Em geral, no perfil laterítico completo, o saprolito representa o horizonte mais espesso (Tardy, 1992; 1993).

O horizonte mosqueado ou horizonte argiloso é a transição do saprolito intemperizado e a crosta ferruginosa. Este horizonte tem zonas esbranquiçadas ou acinzentadas e zonas avermelhadas e/ou amareladas. Esta zona produz caulinita, quartzo e se enriquece em oxi-hidróxidos de Fe por meio de intemperismo, constituindo o horizonte mosqueado dotado de nódulos e colunas (Costa, 1991; Tardy, 1993; Rosolen

*et al.*, 2002). De acordo com Rosolen *et al.* (2002) a formação do horizonte mosqueado está relacionada à depleção do Fe e não à ferruginização.

O desenvolvimento da crosta ferruginosa, também chamada de couraça, está associado a climas tropicais, onde o Fe é redistribuído e concentrado. Este nível tem teor de 65% a 40% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e é rico em esferólitos (pisólitos, oolitos), concreções, nódulos e fragmentos de oxi-hidróxidos de Fe cimentados por gibbsita-caulinítica ou por uma matriz argilítica (Valenton, 1994).

Anand & Paine (2002) classificam como solo os horizontes da crosta e o horizonte mosqueado, que representam como pedolito, e as coberturas ou fragmentos rochosos que se encontram acima dos perfis, os *lags*, constituem o regolito.

Os perfis lateríticos são divididos em autóctones e alóctones (Bardossy & Aleva, 1990; Costa 1991). Os lateritos autóctones são formados desde o início no perfil, ao passo que a formação dos alóctones se inicia com processos de erosão e intemperismo e se depositam em locais próximos, ao longo de “linhas de pedras”. Os perfis lateríticos autóctones são classificados em maduros e imaturos (Costa, 1991).

Os lateritos maduros, originados no Terciário, apresentam um horizonte de crosta aluminosa no topo do perfil, além de ser mais diferenciados e complexos que os imaturos. Os lateritos imaturos se formaram no Quaternário, não desenvolvem o horizonte aluminoso, mesmo se o substrato tiver alguma natureza aluminosa, mas apresentam um horizonte de concreção ferruginosa. Os dois perfis são geralmente encontrados na Amazônia, Austrália, África e na Índia (Bardossy & Aleva, 1990; Costa 1991).

#### **4. MATERIAS E MÉTODOS**

A metodologia de trabalho foi dividida em três partes. A primeira abrange a pesquisa bibliográfica, a segunda etapa consistiu em uma campanha de campo para coleta de amostras e informações das cavernas, e a terceira parte envolveu o tratamento e interpretação dos dados de campo e laboratorial, realizados principalmente por descrições detalhadas macro, meso e microscópicas.

Foram utilizadas neste trabalho 21 amostras coletadas de cavernas as quais são as mais representativas, pois possuem os espeleotemas mais importantes para a pesquisa (Tabela 1), de acordo com informações da empresa Vale S.A.

#### 4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

O levantamento bibliográfico abordou a pesquisa de trabalhos sobre a geologia regional da Província Mineral de Carajás e sobre os aspectos das formações ferríferas bandadas de Carajás e outras mundiais. Extensa pesquisa a respeito de cavernas e mecanismo de formação de espeleotemas em rochas ferríferas e em outras tipologias de rochas, como em carbonáticas. Além do auxílio com trabalhos acadêmicos, foram consultados também relatórios técnicos e estudos relacionados a processos de licenciamento, tendo em vista que a grande maioria dos dados espeleológicos neste tema foi gerada por estes trabalhos.

#### 4.2 CAMPO

Foi realizada uma campanha de campo no mês de fevereiro de 2015 de quatro cavernas selecionadas (N4E-33, N4E-08, N4WS-72 e NWS-15), na qual foram desempenhadas descrições das rochas encontradas nas cavernas, coleta de 21 amostras e documentação fotográfica de diferentes pontos das cavernas, inclusive dos pontos amostrados (Tabela 1).

#### 4.3 LABORATÓRIO

##### **4.3.1 Petrografia**

A análise petrográfica consistiu primeiramente na descrição das amostras de mão com o auxílio da lupa binocular, seguindo um roteiro de descrição confeccionado pelo orientador deste trabalho. Este roteiro contempla descrição macroscópica e microscópica: aspectos texturais (cor, brilho, traço, tamanho dos grãos/fragmentos, orientação dos minerais, estado de alteração, substituição, neoformação...) e aspectos estruturais (bandamento, laminação, fraturas...). Foram preparadas 11 lâminas delgadas para a descrição de minerais transparentes (análise de luz transmitida e refletida) e 10 seções polidas para descrição de minerais opacos (análise de luz refletida). As lâminas e seções foram produzidas no Laboratório de Laminação da UFPA (Tabela 1). Para descrição petrográfica e micromorfológica de alguns minerais utilizou-se o microscópio óptico petrográfico com câmera digital integrada do Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia da UFPR. Nesta etapa foram observadas a constituição mineral, textura e estruturas dos diferentes tipos de espeleotemas do tipo crosta e a rocha em que os espeleotemas estão hospedados,

jaspilito e crosta laterítica. A análise micromorfológica foi apoiada nos estudos de Mohapatra *et al.* (2008).

#### 4.3.2 Geoquímica e mineralogia

As análises geoquímicas foram realizadas por fluorescência de raios X em 18 amostras para determinar os elementos que constituem os espeleotemas. As análises foram feitas na Fluorescência da marca Panalytical, modelo Axios Max do Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. Os teores foram reportados em óxidos (% em peso).

A caracterização mineral de 18 amostras (Tabela 1) foi realizada por difratometria de raios X no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. As amostras foram analisadas pelo método do pó, em um difratômetro de raios X (modelo X'Pert Pro MPD, PW 3040/60 PANalytical), com goniômetro PW3050/60( $\theta$ - $\theta$ ) e com tubo de raios-X cerâmico de ânodo de Cu ( $K\alpha_1 = 1,540598 \text{ \AA}$ ) modelo PW3373/00, foco fino longo, filtro  $K\beta$  de Ni, detector X'Celerator RTMS (*Real Time Multiple Scanning*) no modo *scanning* e com *activelength* 2,122°. Foram usadas as seguintes condições instrumentais: varredura 5° a 75° 2 $\theta$ , 40 kV, 30 mA, passo 0,02° em 2 $\theta$  e tempo/passo de 20 s, fenda fixa 1/2 e anti-espalhamento 5°, máscara 10 mm, movimento da amostra *spinning*, com 1 rps. Para esta etapa as amostras foram selecionadas de acordo com as características descritas previamente na petrografia e pelo local que foi coletada (teto, parede, piso ou blocos), ou seja, selecionada por cada tipo de espeleotema.

#### 4.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS)

Análises texturais e micromorfológicas foram desenvolvidas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e análises microquímicas realizadas por EDS (Energy Dispersed Spectroscopy), da marca Jeol, no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. Estas análises são semi-quantitativas, ou seja, não correspondem exatamente ao número real, porém sugerem valores que auxiliam na caracterização e classificação dos espeleotemas tipo crosta, por isso foram selecionados pontos específicos em lâminas delgadas e também analisados pequenos fragmentos, em 13 amostras no total para o procedimento (Tabela 1).

**Tabela 1:** Amostras coletadas nas cavernas N4E-33, N4E-08, N4WS-15 e N4WS-67, em que litologia a caverna ocorre, tipo de laminação e outros métodos utilizados.

Litotipo da Caverna	Amostra	Seção Polidas (SP)/Lâmina Delgadas (LD)	DRX	FRX	MEV/EDS
N4E-33 Jaspilito (FFB)	N4E-33-Am1	SP			
	N4E-33-Am1A	LD			
	N4E-33-Am2A	SP	x	x	x
	N4E-33-Am2B	LD	x	x	
	N4E-33-Am3	SP	x	x	
	N4E-33-Am4	SP	x	x	x
N4E-08 Jaspilito (FFB)	N4E-08-Am1	SP	x	x	x
	N4E-08-Am2	SP	x	x	x
	N4E-08-Am3	LD	x	x	
	N4E-08-Am4	SP	x	x	x
	N4E-08-Am5	LD	x	x	x
N4WS-15 Jaspilito (FFB) e crosta laterítica	N4WS-15-Am1	SP			
	N4WS-15-Am2	SP	x	x	
	N4WS-15-Am3	LD	x	x	x
	N4WS-15-Am4A	LD	x	x	x
	N4WS-15-Am4B	LD	x	x	x
N4WS-67 Jaspilito (FFB) e Canga	N4WS-67-Am1	SP	x	x	x
	N4WS-67-Am2A	LD	x	x	x
	N4WS-67-Am2B	LD	x	x	x
	N4WS-67-Am3	LD	x	x	x
	N4WS-67-Am4	LD	x	x	

## 5. GEOLOGIA REGIONAL

A PMC está localizada no sudeste do Estado do Pará, pertence à Província Amazônia Central, representa a porção mais antiga do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira (2004) e é a mais importante província metalogenética do Brasil (DOCEGEO 1988; Cordani & Sato, 1999), onde ocorrem depósitos de ferro, cobre, ouro, manganês, níquel e outros.

A PMC é subdividida nos domínios tectônicos (Figura 2) de Rio Maria, ao sul, com idade de 3,0-2,86 Ga (Macambira & Lafon, 1995; Dall’Agnol *et al.* 2006) e de

Carajás, ao norte, com idades de 2,76-2,55 Ga (Souza, 1996). O Domínio de Transição ocorre entre os dois primeiros (Feio, 2011).

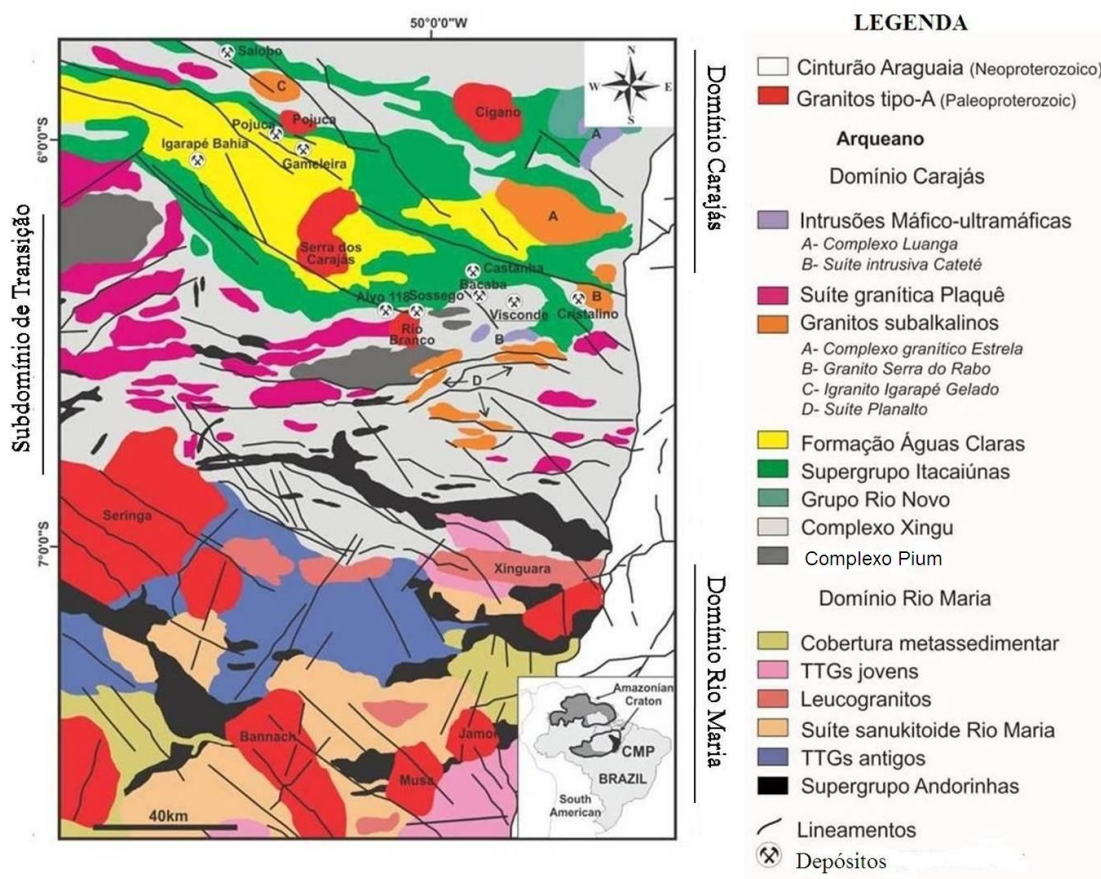
O Domínio Rio Maria é formado pelo *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas (grupos Sapucaia, Seringa, Babaçu, Lagoa Seca, Identidade, Pedra Preta) cujas rochas têm de idade 2,98 Ga (Avelar, 1996). Afloram neste domínio tonalitos, trondhjemitos e granodioritos de 2,98 a 2,86 Ga (U-Pb e Pb-Pb em zircão) (Dall’Agnol *et al.* 1994; Leite *et al.* 2004) e granitóides de 2,87 a 2,86 Ga (U-Pb e Pb-Pb em zircão) (Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lafon, 1995; Althoff *et al.* 2000; Leite *et al.* 2004; Oliveira *et al.* 2009; Almeida *et al.* 2011).

O Domínio Carajás compreende rochas vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, as quais hospedam reservas de minério de Fe, Cu e Au. Segundo Macambira (2003) a bacia foi formada por rifte continental. Afloram rochas metavulcanossedimentares, como paragneisses, anfibolitos, quartzitos, meta-arcósios e formações ferríferas, metamorfisadas nas fácies xisto verde e anfibolito. O Supergrupo é subdividido nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca e Buritirama (DOCEGEO, 1988; Macambira, 2003).

Da base para o topo o Grupo Grão Pará se divide nas formações Parauapebas, Carajás, Igarapé Cigarra, Igarapé Boa Sorte (Macambira, 2003). A Formação Parauapebas engloba metabasaltos, metadacitos e metarriolitos, com variado hidrotermalismo, metamorfismo e deformação (Machado *et al.* 1991, Araújo & Maia, 1991).

A Formação Carajás é composta pela formações ferríferas bandadas (FFB), as quais se intercalam aos metabasaltos e formam faixas de espessura decamétrica e comprimentos quilométricos desde os platô N1 e N5 até a Serra Leste (Macambira, 2003). Segundo Trendall *et al.* (1998), a idade de 2,74 Ga (U-Pb, SHRIMP) em zircão representa a idade mínima de deposição do jaspilito.

A Formação Igarapé Cigarra é concordante à Formação Carajás (Macambira *et al.* 1990; Nogueira *et al.* 1995) e se constitui de rochas máficas com intercalações de tufos, rochas sedimentares clásticas e químicas. Estas rochas seriam correlatas àquelas do Grupo Igarapé Bahia (nos platôs N1 e N4) e marcariam o fim da deposição de vulcânicas e sedimentação química (Macambira, 2003).



**Figura 2:** Mapa geológico da Província Mineral de Carajás. Fonte: Modificado de Feio *et al.* (2011).

A Formação Igarapé Boa Sorte ocorre no topo do Grupo Grão Pará (Macambira, 2003) e engloba metassiltitos, ardósias e metarenitos na base, os quais são o protominério do depósito de Mn do Azul.

Os granitos Estrela, Serra do Rabo e Igarapé Gelado têm idades de 2,76 Ga a 2,73 Ga (U-Pb evaporação de zircão e U-Pb convencional) e cortam as rochas do Supergrupo Itacaiúnas (Barros *et al.* 2009).

Granitos do tipo A são discordantes da estruturação regional (Dall’Agnol *et al.* 2006) e têm idade (U-Pb em zircão) 1,88Ga. Destacam-se os granitos Serra dos Carajás, Cigano, Musa e Seringa (Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1996).

Sobre as unidades do grupo Grão-Pará encontra-se espessa cobertura laterítica, a qual sustenta os platôs da Serra de Carajás. A crosta laterítica, formada no Paleógeno, é composta por um horizonte saprolítico derivado do substrato recoberto pela crosta ferro-aluminosa. Sobre as rochas ricas em ferro (jaspilito dessilicificado) a crosta é essencialmente ferruginosa (Maurity & Kotschoubey, 1995).

Tolbert *et al.* (1971) classificaram a cobertura laterítica da Serra dos Carajás em canga hematítica dura, canga hematítica e canga hematita-goethítica. A primeira é encontrada em platôs altos e recobre o minério de ferro. A segunda é caracterizada por aglomerados de fragmentos hematíticos da formação ferrífera, e a última é formada por aglomerados de seixos e fragmentos hematíticos, goethíticos, magnetíticos que ocorrem em meio à matriz argilosa. O cimento é constituído por oxi-hidróxido de ferro.

Segundo Maurity (1995), sobre o platô N1, em algumas elevações ocorre minério de ferro e formação ferrífera preservada. Nos locais mais planos as variações texturais e composicionais da cobertura laterítica permitem distinguir lateritas ferro-aluminosas, brechas hematíticas e conglomerados lateríticos.

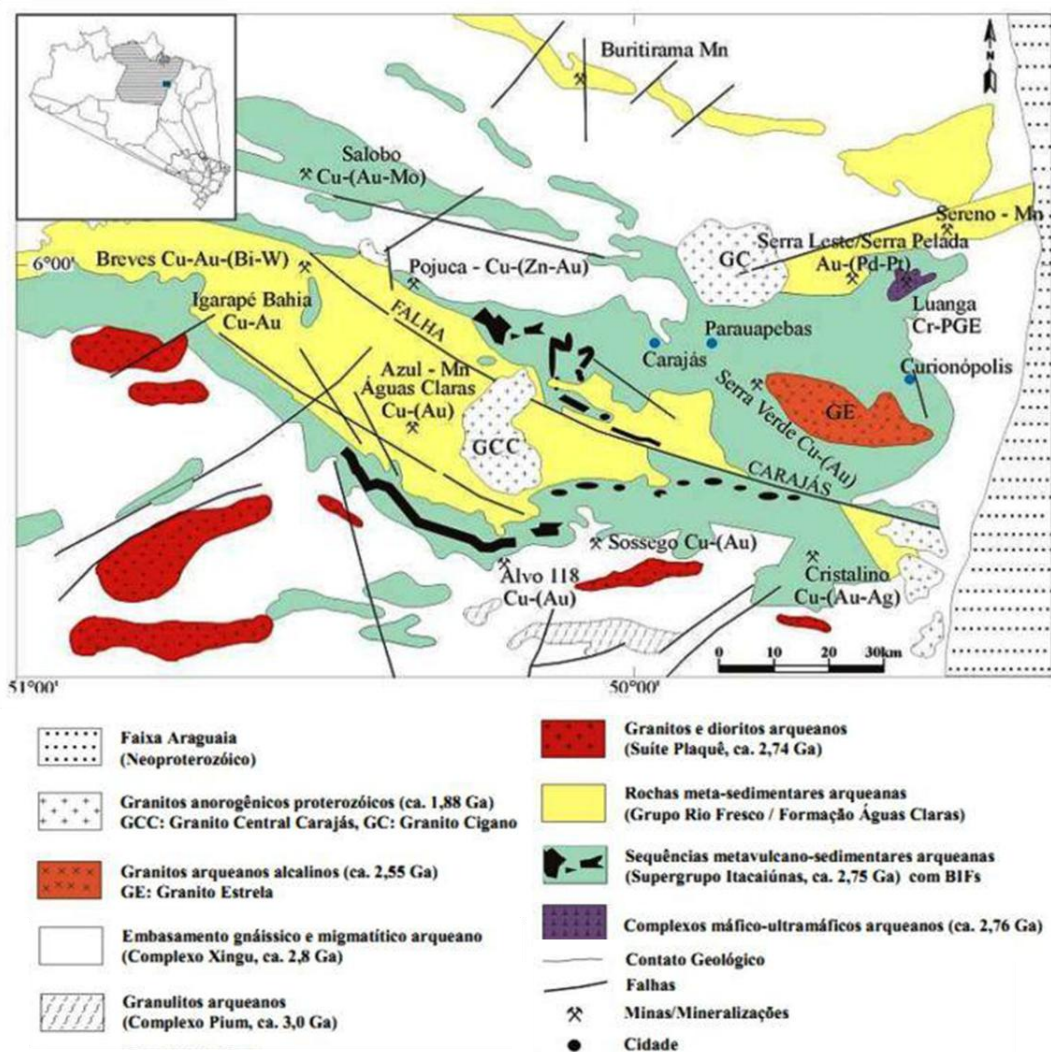
## **6. A PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA DA SERRA DOS CARAJÁS**

A Serra dos Carajás, inserida no Planalto Dissecado do Sul do Pará, forma um maciço residual em forma de platôs (serras Norte, Leste, Bocaina, Tarzan e Sul) que exibem coberturas de crosta laterítica onde se encontram feições pseudocársticas, que são recobertas principalmente, pelas unidades do Grupo Grão Pará, (Piló & Auler, 2009; Maurity & Kotschoubey, 1995).

As cavernas da região de Carajás de um modo geral ocorrem em formação ferrífera, no entanto com algumas variações de litotipos, como na interface jaspilito e crosta laterítica, rochas máficas e na interface máficas e formação ferrífera (Coelho *et al.* 2011). Cavernas em formações ferríferas são pequenas quando comparadas a cavernas carbonáticas, por exemplo, possuem entradas estreitas causadas por processos erosivos de colapsos do manto laterítico e de dissolução (Simmons, 1963).

A maioria das cavernas encontra-se na base de escarpas de crosta laterítica e/ou da formação ferrífera posicionadas em vertentes inclinadas com altitudes de cerca de 600 m, geradas pela erosão de locais com prévia quebra de relevo. Nestes locais, o maior gradiente hidráulico do lençol freático teria aumentado a velocidade da água subterrânea e a sua capacidade erosiva (Piló & Auler, 2009; Dutra, 2013).

A Serra Norte, como as outras serras de Carajás, apresenta cobertura laterítica reliquiar com feições de degradações pseudocársticas que resultam da evolução mais recente do quadro supergênico (Crescêncio, 2009). Nas áreas de N4E e N4WS, a crosta laterítica é muito similar à couraça do platô N1 (Maurity & Kotschoubey 1995), a qual foi denominada de crosta hematítica brechóide, oriunda da alteração da formação



**Figura 3:** Mapa geológico da Bacia Carajás (Macambira, 2003).

ferrífera bandada. Esta crosta laterítica é um aglomerado hematítico cimentado por oxihidróxido de ferro que preenche os interstícios e mantém coesos os fragmentos angulares ou arredondados, de granulação variando de seixo a grandes blocos (Coelho *et al.* 2011). A formação ferrífera é representada por jaspilito (protominério), formado por bandamento de sílica/chert e óxidos de ferro. A lixiviação da sílica, causada pela circulação de fluidos, desenvolve cavidades de dissolução/porosidade que são preenchidas por oxihidróxidos de ferro. Este processo promove a degradação química e física do manto de alteração da formação ferrífera, gerando as cavidades naturais subterrâneas.

As cavernas estudadas N4E-33, N4E-08, N4WS-67 e N4WS-15 estão localizadas na porção leste e oeste da Serra Norte (Figura 1), possui como substrato rochoso a Formação Carajás, sobretudo na zona de contato crosta laterítica/formação

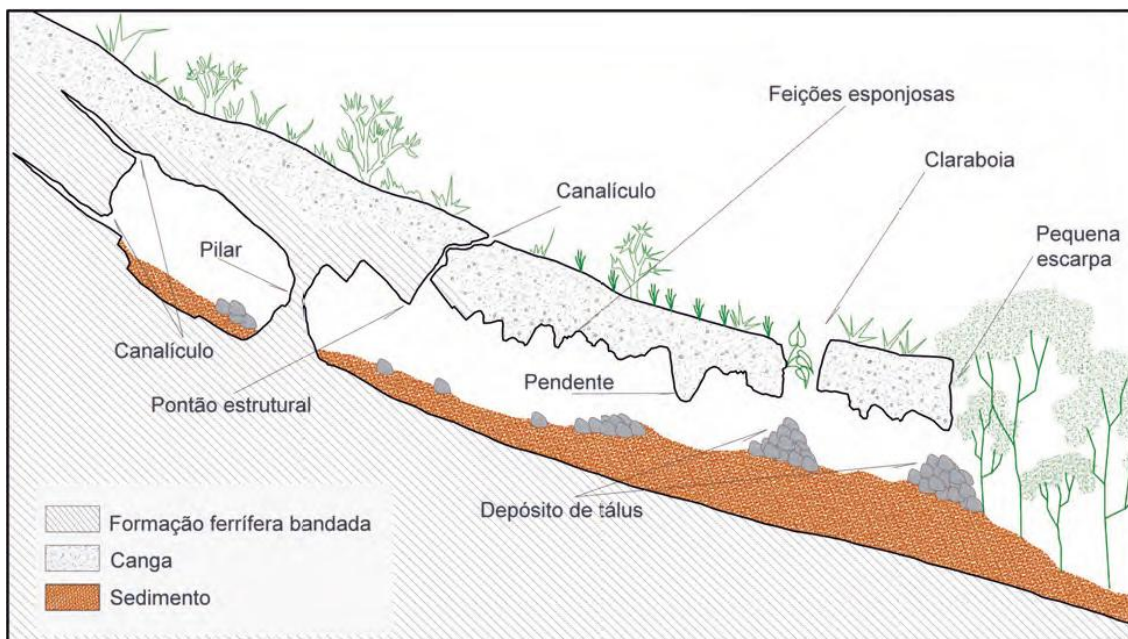
ferrífera. Os dados espeleométricos das cavernas (Coelho *et al.*, 2011) são importantes para as análises de campo e detalhamento dos litotipos (Tabela 2).

Palmer (2003) ao estudar a morfologia das cavernas, analisou plantas baixas e identificou padrões planimétricos subdividindo-os em sete: espongiforme, retilíneo, reticulado, e as formas mistas globular/espongiforme, labiríntico/espongiforme, retilíneo/espongiforme e reticulado/espongiforme. Coelho *et al.* (2011) em um trabalho nas cavernas da Serra dos Carajás classificaram os padrões planimétricos, seguindo Palmer (2003) em: retilíneo, curvilíneo, espongiforme, globular e abrigo. Estes padrões planimétricos obedecem ao controle estrutural, sendo falhas, juntas de alívio e o bandamento da formação ferrífera condicionantes para a percolação de fluidos, contribuindo para o processo de abertura das cavernas e conseqüentemente na deposição dos espeleotemas de acordo com cada local específico da caverna.

**Tabela 2:** Dados espeleométricos das cavernas de estudo.

<b>Cavernas</b>	<b>Coordenadas Geográficas:</b>	<b>PH (m):</b>	<b>Desnível (m):</b>	<b>Área (m<sup>2</sup>):</b>	<b>Volume (m<sup>3</sup>):</b>
<b>N4E-08</b>	6°02'20,3''S/ 92°09'36,1''W	20	9,6	72	2050
<b>N4E-33</b>	6°02'26,5''S/ 92°09'36,6''W	120,4	33	728,1	2184
<b>N4WS-15</b>	6°03'57,1''S/ 92°11'20,9''W	72	20,2	420	2315
<b>N4WS-67</b>	6°04'21,7''S/ 92°11'29,9''W	216	12,14	707,5	1698

Além da análise de planta baixa, as cavernas possuem características de feições morfológicas que influenciam na formação de espeleotemas e são causadas durante o processo de degradação do manto intempérico, são: canalículo, pilar, pendente, pontão estrutural, paleopiso, clarabóia, cúpula, marmita e alvéolo (Figura 4). Feições hidrológicas também influenciam diretamente no desenvolvimento dos espeleotemas, tais como processos de gotejamento, condensação, exsudação, empoçamento, drenagem temporária, drenagem perene, entre outros (Coelho *et al.* 2011).

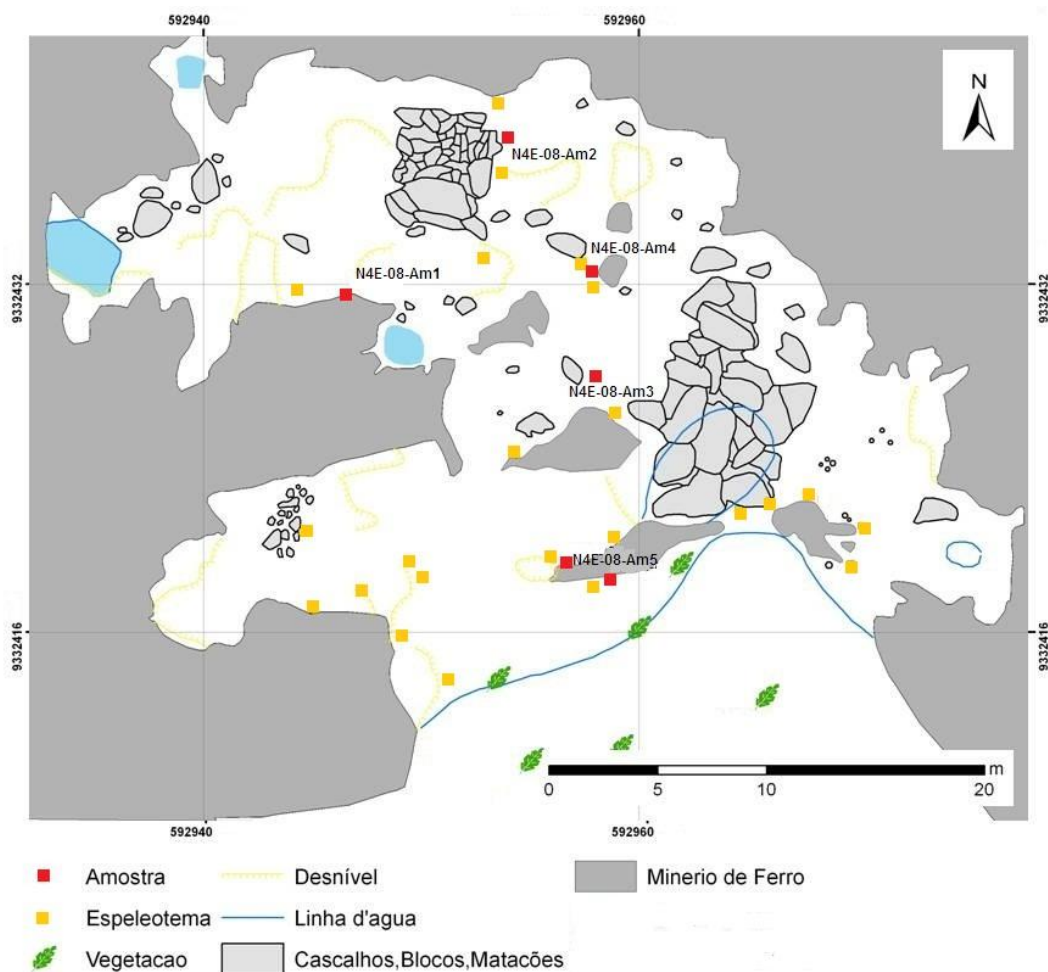


**Figura 4:** Desenho esquemático de uma caverna na interface crosta laterítica e formação ferrífera com feições morfológicas mais comuns (Piló *et al.*, 2015).

A caverna N4E-08 se desenvolveu em minério de ferro, no sopé da escarpa rochosa em vertente de 649 m de altitude. A caverna é esponjiforme, com condutos globulares de tamanho variado e conectados por passagens estreitas (Figura 5).

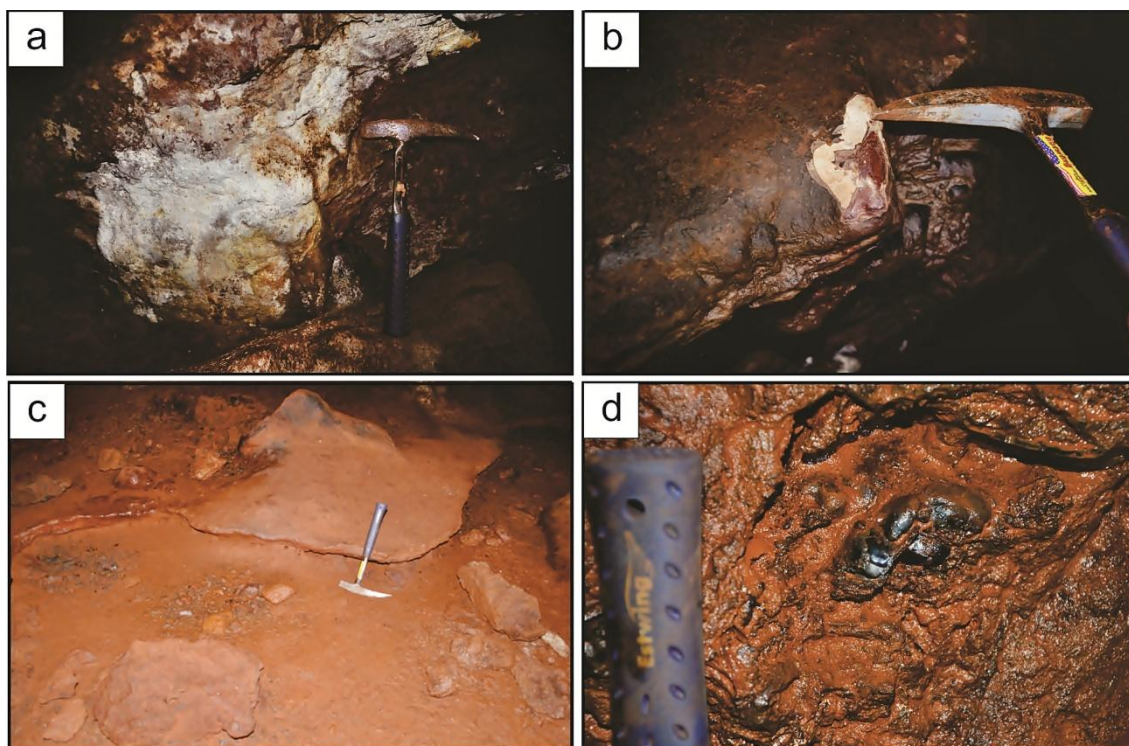
As estruturas observadas são juntas de alívio, dobras, fraturas (N8W/70NE; N5W/70NE) e o bandamento (N30W/subvertical). Gotejamento e condensação pontual permitiram a formação de coraloides, escorrimentos e crostas.

Coraloides são frequentes, possuem até 1 cm, são bojudos, cinza e marrom, alguns se associam a líquens e musgos na zona fótica. Na zona intermediária há escorrimento castanho escuro de material ferruginoso cuja textura é semelhante ao do microtravertino. Espessas crostas esbranquiçadas associadas a pigmentos brancos (microorganismos) são observadas na entrada e na parte intermediária da caverna. Estas



**Figura 5:** Planta da caverna N4E-08, localizando as amostras coletadas.

crostas podem estar dispostas ao longo do bandamento. Na zona mais interna ou afótica, há crostas brancas com aspecto pulverulento, às vezes sedoso no teto e na parede (Figura 6a). Crostas ferruginosas arredondadas e lustrosas, com camadas milimétricas esbranquiçadas (Figura 6b), recobrem blocos e piso (paleopiso). A laminação delgada do piso possivelmente indica evolução polifásica (Figura 6c). Na parede e no piso há crostas cinza escuras com feições botroidais, aspecto lustroso e brilho graxo (Figura 6d).

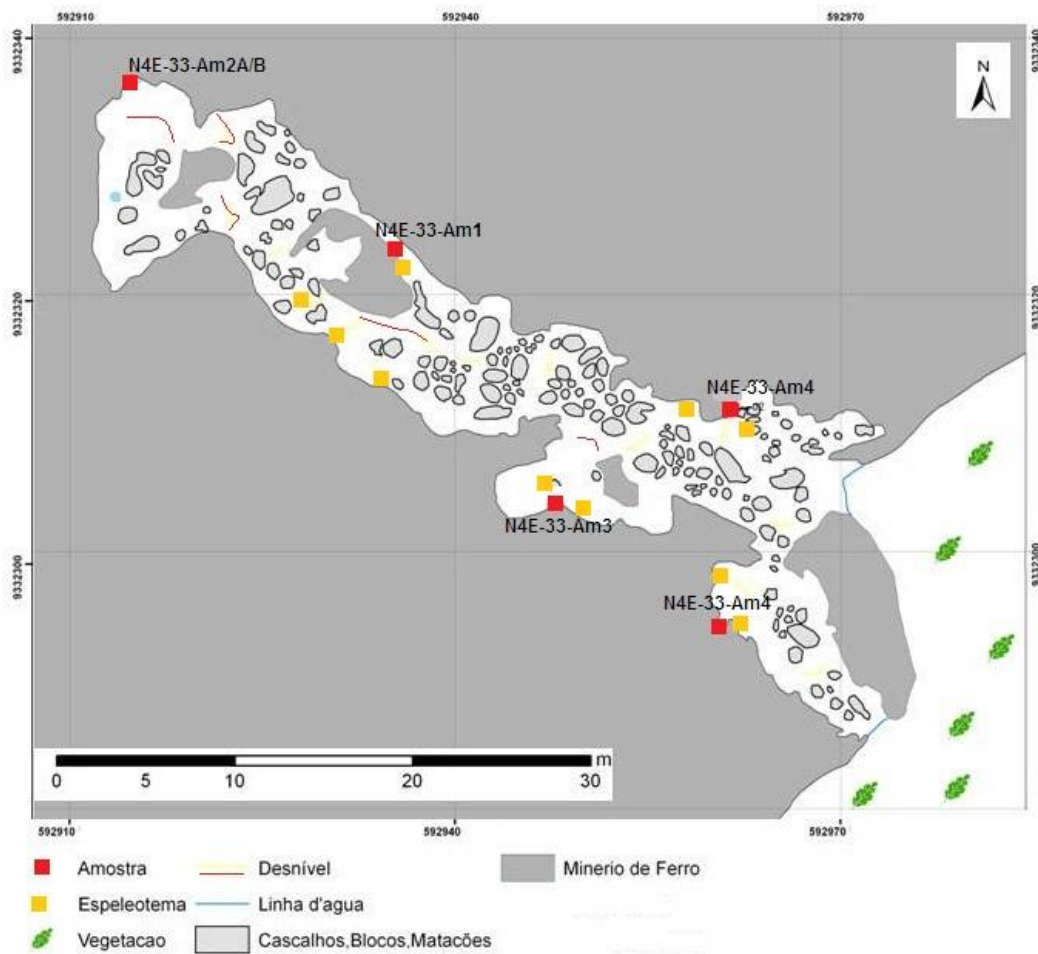


**Figura 6:** Caverna N4E-08. (a) Crosta esbranquiçada com aspecto pulverulento recobre paredes e teto de formação ferrífera bandada (b) Crosta ferruginosa com aspecto lustroso e esbranquiçado na parte interna recobre blocos de formação ferrífera bandada; (c) Paleopiso na parte mais interna da caverna; (d) Crosta cinza escura arredondada nas paredes de formação ferrífera bandada.

A caverna N4E-33 ocorre sobre formação ferrífera bandada em vertente com altitude de 613 m, tem dois condutos de entradas estreitos e padrão retilíneo (Figura 7). Há blocos decimétricos de formação ferrífera bandada. O bandamento tem atitudes variadas (N70E/45NW; N30E/40NW; N70W/35NE; N70W/SW). Planos de falha N70W recobertos por óxido-hidróxido de ferro e fraturas (N10W/subvertical; N60E/65SE) podem ser descritos. Gotejamento por canais de escoamento temporário nas extremidades laterais originam espeleotemas do tipo escorrimento, coraloides e crostas.

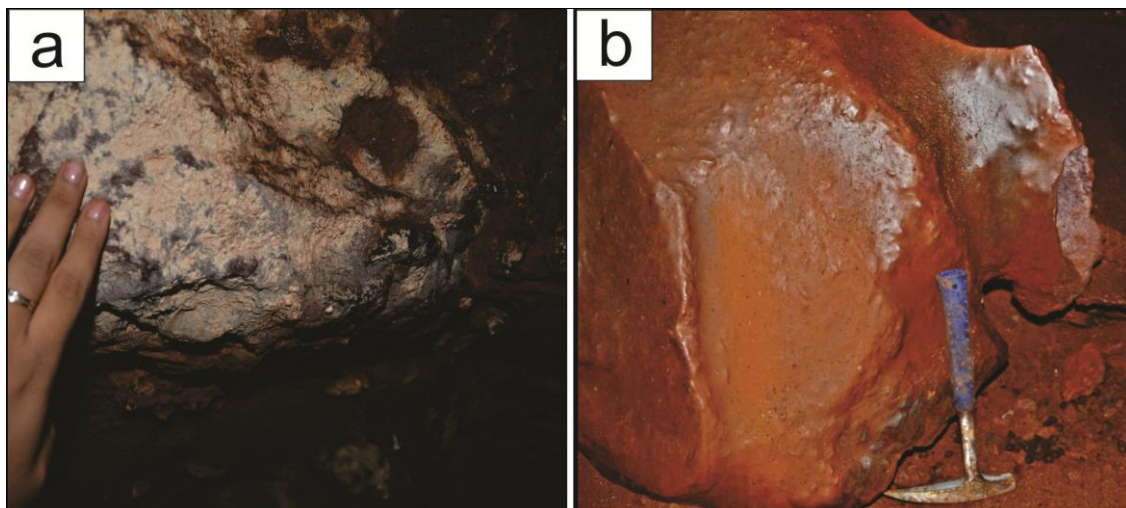
O espeleotema do tipo escorrimento é ferruginoso e recobre parte da parede da caverna, tem espessura de 2 cm. Na zona intermediária se desenvolvem crostas esbranquiçadas delgadas de aspecto porcelanado e pulverulento que revestem alguns blocos de formação ferrífera bandada e o teto (Figura 8a). Estas crostas se associam a crostas amarelado-alaranjadas com espessura de 0,5 cm e à crosta ferruginosa (Figura 8a). Os coraloides de cor bege claro a marrom são bojudos, têm até 1 cm e se formam

respectivamente sobre as crostas esbranquiçadas e amareladas. No salão final, crosta de material ferruginoso tem aspecto lustroso e recobre pisos e blocos (Figura 8b).



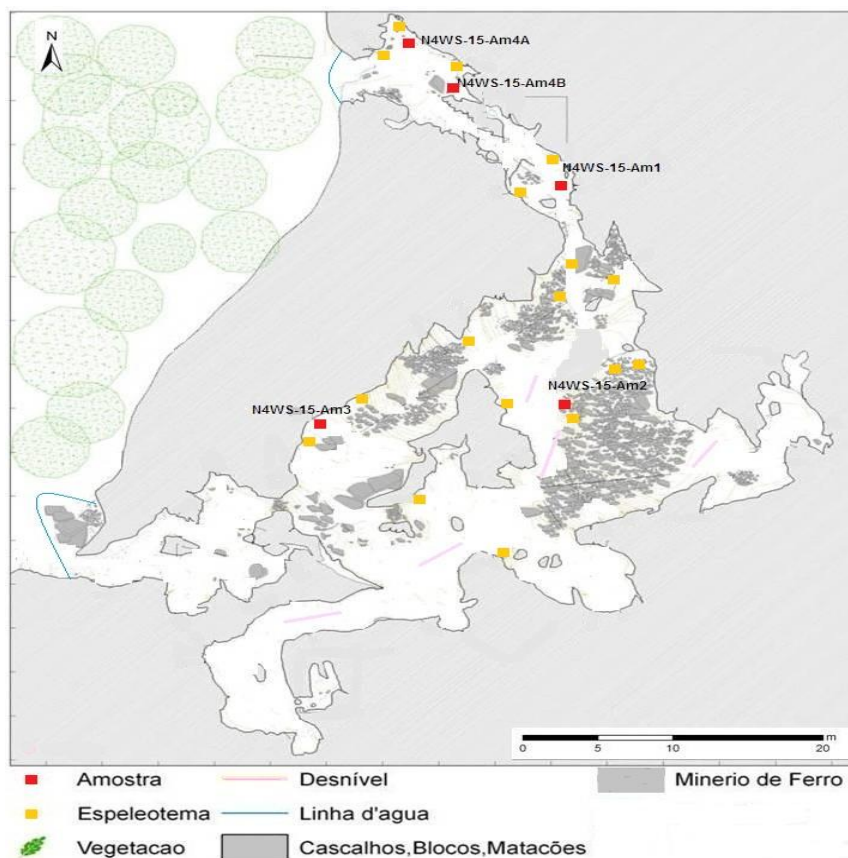
**Figura 7:** Planta da caverna N4E-33, localizando as amostras coletadas.

A caverna N4WS-15 ocorre entre a formação ferrífera bandada do piso e da parede. A crosta laterítica detrítica do teto e da parte externa da caverna possui vertente alta com 688 m. A caverna tem padrão esponjiforme, com galerias de dimensões decamétricas e condutos métricos a decimétricos (Figura 9).

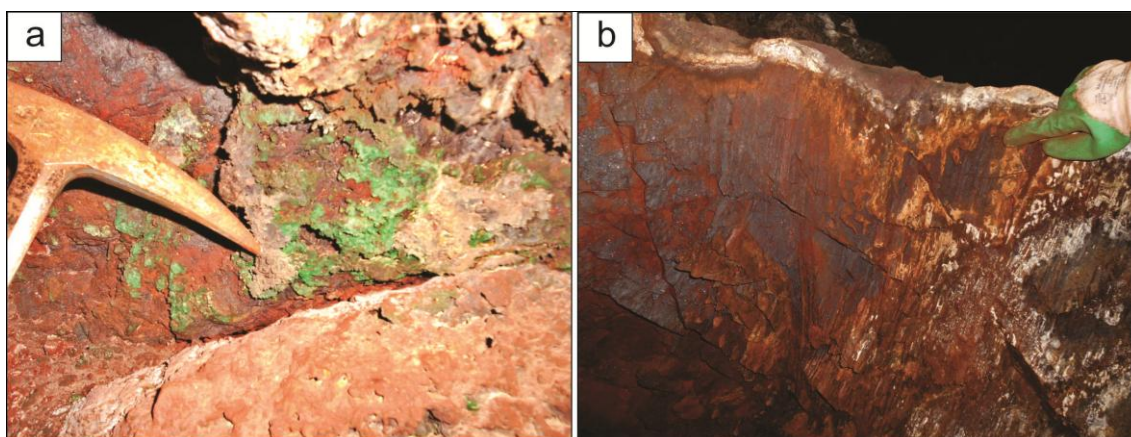


**Figura 8:** Caverna N4E-33. (a) Crosta esbranquiçada no teto, com pequenos coraloides bege e crosta amarelada associada à crosta esbranquiçada, (b) Crosta ferruginosa com aspecto lustroso recobre blocos.

As rochas da caverna N4WS-15 apresentam bandamento (N30W/77SW, N50W/80SW, N20W/85SW) e fraturas (N70E/85SE, N30W/78SW, N40E/subvertical). As feições hidrológicas são gotejamento, exudação e condensação. Os espeleotemas se distribuem de acordo com o setor da caverna. Na parte onde o fluxo de ar é mais intenso ocorre espeleotemas esverdeados e associados à espeleotemas esbranquiçados pulverulentos na parede da caverna (Figura 10a).



**Figura 9:** Planta baixa da cavidade N4WS-15 mostrando a localização das amostras coletadas.

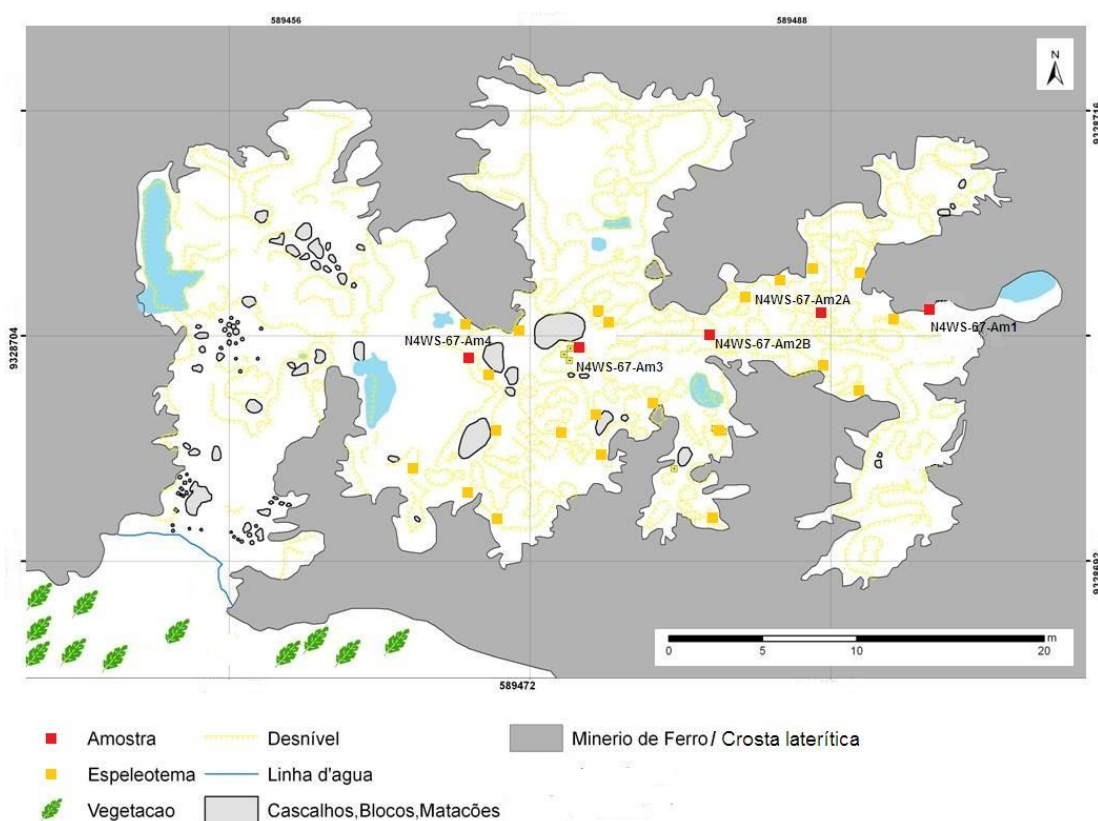


**Figura 10:** Caverna N4WS-15. (a) Crosta esverdeada associada à crosta esbranquiçada na parede; (b) Crosta esbranquiçada sobre a formação ferrífera bandada.

Nas porções que há pouco ou nenhum fluxo de ar ocorre espeleotemas do tipo coraloides mais desenvolvidos branco amarelados, pontiagudos, em aglomerados dispostos em lascas das paredes e do teto. Estes tipos se formam a partir de substrato de crosta branca e amarelada (Figura 10b). A caverna N4WS-67 está na interface minério de ferro e crosta laterítica, onde a crosta laterítica predomina amplamente em relação à

FFB que se limita a uma pequena porção no interior da caverna. A caverna possui altitude de 630 m, o padrão planimétrico é do tipo espongiiforme, com maior desenvolvimento no eixo WSW-ENE e prolongamentos transversais (Figura 11).

Essa caverna apresenta parede, teto e piso irregulares, e marmitas decimétricas a métricas no piso, com aspecto runiforme, paredes e teto de crosta laterítica composta por clastos subangulosos a angulosos de formação ferrífera cimentados por óxido-hidróxido de ferro. Dentre as feições hidrogeológicas se destacam gotejamento, surgência, escoamento, ressurgência, infiltração, empoçamento, condensação, enxurrada, semidouro e exudação. Há abundantes depósitos de guano aparentemente antigos.



**Figura 11:** Planta da caverna NWS-67 com a localização das amostras coletadas.

Os espeleotemas são abundantes e representados por coraloides e crostas, além de estalactites, escorrimento e microtravertinos. Os coraloides marrom escuros, amarelos e vermelhos ocorrem por toda caverna. Podem ser descritos espessos recobrimentos de espeleotemas do tipo crosta e estalactites. Os mais comuns são estalactites bem desenvolvidas, crosta bege, crosta esbranquiçado-amarelada e crosta

ferruginosa, que revestem blocos, piso, parede e teto em todas as extremidades da caverna (Figura 12).

As crostas fosfáticas são as mais comuns e são constituídas por materiais de durezas diferentes. As porções maciças e de alta dureza se encontram mais próximo do substrato. Podem ocorrer porções com reentrâncias ou laminações mais acentuadas de cores bege, amarelada e acinzentada e com aspecto celular (mais friável ou dureza menor). A crosta acinzentada forma o substrato de coraloides.



**Figura 12:** Caverna N4WS-67 com espessa capa (espeleotema) que recobre a parede de crosta laterítica.

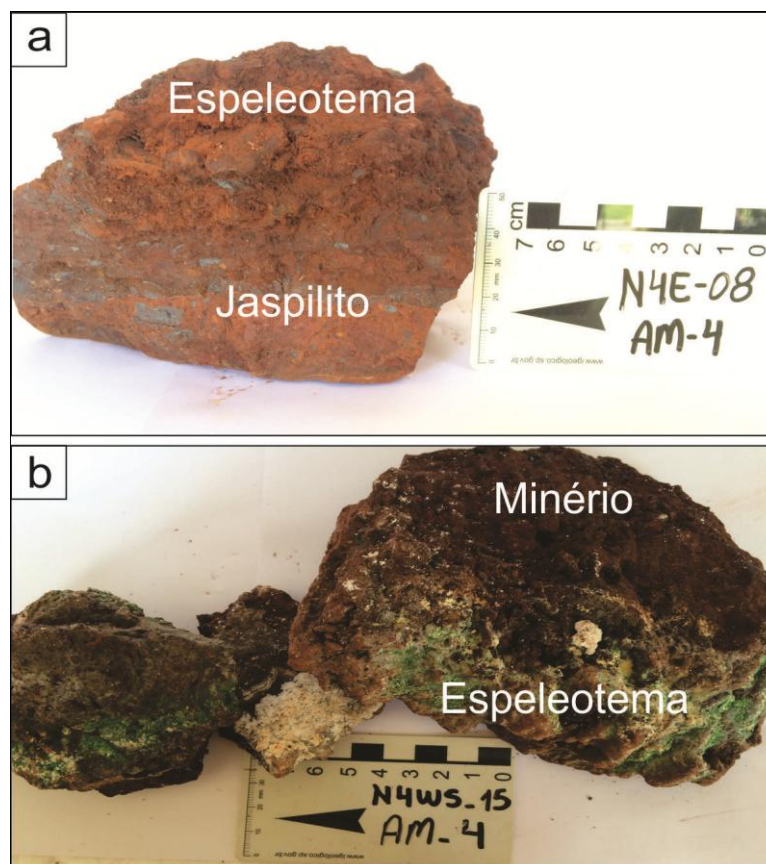
## 7. PETROGRAFIA

Em geral os espeleotemas revestem os jaspilitos e a crosta laterítica.

O jaspilito encontra-se intensamente alterado com bandamento marcado pela alternância de lâminas milimétricas grãos e plaquetas desagregados de opacos e matriz argilo-ferruginosa. Vazios de dissolução nas bandas silicosas são comuns. Por vezes, as camadas estão fragmentadas em clastos de tamanhos variados, originando brechas com fragmentos de jaspilito (Figura 13a).

Na crosta laterítica há fragmentos centimétricos subangulosos a angulosos com orientação desordenada, cimentados por matriz argilo-ferruginosa ou de oxi-hidróxido de ferro microcristalino, denominada de brecha hematítica. Além da brecha, a crosta apresenta depósitos de blocos e seixos com formas arredondadas e angulosas originários

do dismantelamento da cobertura laterítica, denominado de conglomerado laterítico (Figura 13b).



**Figura 13:** Amostras de jaspilito alterado com espeleotema tipo crosta recobrindo. (a) brecha hematítica com espeleotema de capa ferruginosa recobrindo, e (b) Espeleotema tipo crosta esverdeada e esbranquiçada revestindo o minério de ferro.

## CAPÍTULO II

---

### **PETROGRAFIA E MINERALOGIA DOS ESPELEOTEMAS DO TIPO CROSTA EM CAVERNAS FERRÍFERAS/LATERÍTICAS DE SERRA NORTE, CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ**

Ádrian de Miranda Gomes<sup>1</sup>; Carlos Eduardo de Mesquita Barros<sup>1</sup>;

#### **Submissão ao Boletim do Museu Emílio Goeldi**

<sup>1</sup>*Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná-UFPR, Instituto de Geociências, Centro Politécnico, C.P 19001, 81531-990, Curitiba – PR, Brasil(ahdrian.gomes@hotmail.com, cadubarros@ufpr.br).*

**Resumo** A Serra dos Carajás exhibe cavidades naturais subterrâneas que compõem um sistema geomorfológico pseudocárstico. A presença de cavernas restringe a exploração de minério de ferro face à regulamentação ambiental. As cavernas originam-se por processos químicos e físicos causados pela dissolução, precipitação e abatimentos em zonas de baixa densidade, principalmente na interface formação ferrífera bandada e crosta laterítica. Os espeleotemas têm variadas composições e formas, mas nas formações ferríferas de Carajás o principal espeleotema é o tipo crosta. Nas minas de ferro de N4 e N4WS os espeleotemas do tipo crosta são subdivididos em: crosta ferruginosa, crosta alumino-fosfo-ferruginosa, crosta fosfática e crosta sulfática. Os minerais identificados por análises petrográficas, difração de raios x, fluorescência de raios x e microscopia eletrônica de varredura foram: hematita, goethita, gibbsita, lepidocrocita, leucosfita, fosfosiderita, strengita, alunita, aluminita, basaluminita, além de material amorfo. As crostas ferruginosas ou paleopisos se formam por processos de escorrimento e empoçamento sob condições oxidantes, e as crostas fosfáticas e sulfáticas se formam por escorrimento e exsudação em pH ácido, respectivamente.

**Palavra-chave:** Espeleotemas; formações ferríferas; Carajás; fosfatos.

**Abstract** The Serra dos Carajás displays natural underground cavities that comprise a geomorphological pseudocarstic system. The presence of caves restricts the exploitation of iron ore due to the environmental regulations. The caves originate by chemical and

physical processes caused by the dissolution, precipitation and rebates in low-density zones, mainly in the interface banded iron formation and lateritic crust. The speleothems have different compositions and shapes, but the iron formations of the main Carajas espeleotema is the crust type. In the iron mines of the N4 and N4WS speleothems crust type are subdivided into: ferruginous crust, alumino-phospho-ferruginous crust, phosphatic crust and sulfática crust. The minerals identified by petrographic analysis, X-ray diffraction, X-ray fluorescence and scanning electron microscopy were: hematite, goethite, gibbsite, lepidocrocite, leucophosphite, fosfosiderite, strengite, alunite, aluminite, basaluminite, and amorphous material. The ferriferous or paleopisos formed by draining and pooling process under oxidizing conditions, and phosphatic and sulphatic crusts are formed by draining and oozing at acid pH, respectively.

**Key words:** Speleothems; iron formations; Carajás; phosphates.

## INTRODUÇÃO

A alteração de crostas lateríticas resulta em feições de degradação do sistema geomorfológico pseudocárstico ou cárstico. O termo pseudocarste engloba elementos da paisagem e do regime hidrogeológico semelhante aos de ambientes carbonáticos, onde há feições de dissolução e erosão (McFarlane & Twidale, 1987; Maurity & Kotschoubey, 1995).

As principais feições cársticas/pseudocársticas em formações ferríferas são cavernas e depressões doliniformes, associadas à dissolução, precipitação e abatimentos em zonas de baixa densidade da interface crosta laterítica e formação ferrífera bandada (Maurity & Kotschoubey, 1995; Gomes, 2014). No Brasil, essas feições são conhecidas principalmente no Quadrilátero Ferrífero e da Serra dos Carajás (Simmons, 1963; Tolbert *et al.* 1971; Pinheiro & Maurity 1988; Maurity & Kotschoubey 1995).

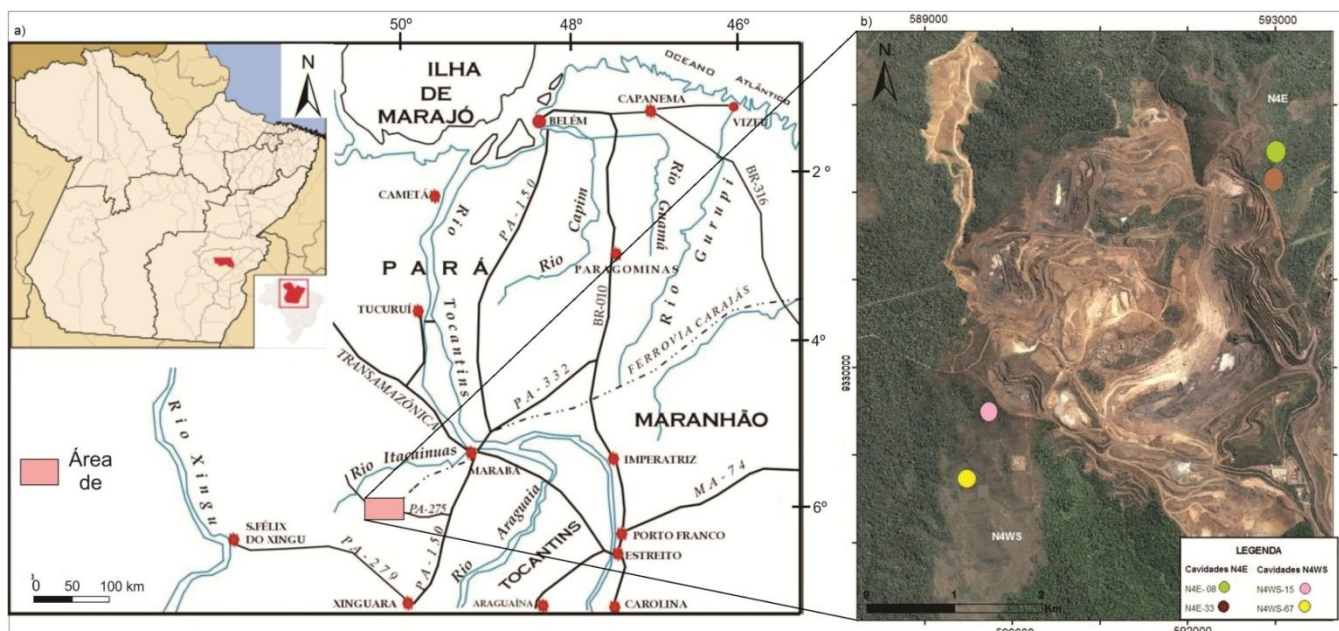
Com a expansão no mercado do minério de ferro teve início um maior controle por parte dos órgãos de licenciamento e regulamentação ambiental em áreas de exploração do minério de ferro e crosta laterítica, justificando estes estudos (Auler & Piló, 2005).

A Serra dos Carajás se insere no Planalto Dissecado do Sul do Pará na Província Mineral de Carajás (Ab`Saber, 1958), como um maciço residual na forma de platôs (serras Norte, Leste, Bocaina, Tarzan e Sul), sustentados por crosta laterítica

desenvolvida sobre rochas arqueanas do Grupo Grão Pará (Piló & Auler, 2009; Maurity & Kotschoubey, 1995). Na Serra dos Carajás a cerca de 2000 cavidades naturais subterrâneas catalogadas em depósitos de formações ferríferas e/ou crosta laterítica.

Cavernas em minério de ferro podem formar espeleotemas resultantes da dissolução e reprecipitação de minerais por soluções aquosas ricas em  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{HCO}_3^-$ , além de fosfatos, nitratos e óxidos hidratados no interior das cavernas (Lino, 1989; Maurity & Kotschoubey, 1995; Auler, 1997; Ayub & Becker, 1997; Hill & Forti, 2004; Piló & Auler, 2005).

Na região de Carajás os processos de escoamento, condensação, gotejamento e exsudação resultaram em espeleotemas formados por óxidos-hidróxidos de Fe e Al, sulfatos de Fe e Al e fosfatos. Os espeleotemas ocorrem sob a forma de crostas, coraloides, estalactites, estalagmites, dentre outros. O presente trabalho irá caracterizar os espeleotemas tipo Crosta, os quais são os mais frequentes na região e se subdividem em: a) crosta ferruginosa; b) crosta alumino-fosfo-ferruginosa c) crosta fosfática e; d) crosta sulfática. Foram estudadas as cavidades N4E-33, N4E-08, N4WS-67 e N4WS-15 (Fig. 1b), situadas próximo das áreas N4E e N4WS, no contexto da mina N4 em Serra Norte, a oeste do núcleo urbano de Carajás, município de Parauapebas, sudeste do estado do Pará, (Fig. 1a).



**Figura 1:** (a) Localização da área de estudo modificado de Macambira (2003); (b) Serra Norte e as cavernas selecionadas para o trabalho.

## MATERIAIS E MÉTODOS

As análises petrográficas macroscópicas e microscópicas de 21 amostras que visaram detalhar seus aspectos texturais (cor, brilho, traço, tamanho dos grãos/fragmentos, orientação dos minerais, estado de alteração substituição, neoformação...) e os aspectos estruturais (bandamento, laminação, fraturamento...). Foram analisadas 11 lâminas delgadas e 10 seções polidas (luz transmitida e luz refletida) no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR. Nesta etapa foram descritos o jaspilito, a crosta laterítica e os espeleotemas do tipo crosta.

A caracterização geoquímica, mineralógica, micromorfológica e textural contou com o auxílio da fluorescência de raios X, difratometria de raios X (método do pó), e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS), baseada nos procedimentos de Mohapatra *et al.* (2008). Estas análises foram realizadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (PMC) se situa no sudeste do Cráton Amazônico, no âmbito da Província Amazônia Central, na qual predominam rochas arqueanas. A grande importância econômica da PMC se reflete nos depósitos de ferro, manganês, cobre e ouro (DOCEGEO, 1988). Na parte norte da PMC predominam rochas metavulcânicas-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988), o qual engloba os grupos Grão Pará, Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia e Buritirama (DOCEGEO, 1988) (Fig. 2).

O Grupo Grão Pará é composto por metabasaltos da Formação Parauapebas, metadacitos e metarriolitos (Araújo & Maia, 1991). A datação U-Pb em zircão de metarriolitos forneceu a idade de 2,75 Ga (Machado *et al.*, 1991). A Formação Carajás é composta por formações ferríferas bandadas e lentes de minério de ferro, cortados por diques e sills de diabásio de 2,74 Ga (U-Pb em zircão, SHRIMP) (Araújo & Maia, 1991; Trendall *et al.*, 1998). Estas rochas foram metamorfasadas e deformadas em zonas de cisalhamento dúctil e dúctil-rúptil (Pinheiro & Holdsworth, 2000) e em auréolas de contato (Barros *et al.*, 2009).

A Formação Igarapé Cigarra é concordante à Formação Carajás (Macambira *et al.*, 1990) e se constitui de metabasaltos intercalados a tufos e a rochas sedimentares

clásticas e químicas. A idade 2,74 Ga foi obtida pelo método Pb-Pb evaporação de zircão (Galarza & Macambira, 2002). A Formação Igarapé Bahia seria a variação lateral da Formação Igarapé Cigarra (idade 2,74 Ga) e compreende rochas metavulcanossedimentares e formações ferríferas bandadas (DOCEGEO, 1988; Macambira, 2003). A Formação Igarapé Boa Sorte, parte superior do grupo, engloba siltitos e folhelhos da mina de Mn do Azul (Macambira, 2003), datados (U-Pb em zircão, SHRIMP) em 2,68 Ga (Trendall *et al.*, 1998).

Sobre as unidades da bacia Carajás, encontra-se uma espessa cobertura laterítica, a qual sustenta principalmente os platôs das Serras de Carajás. A crosta laterítica formada no Paleógeno, composta por um horizonte saprolítico derivado do substrato e no topo, uma crosta ferro-aluminosa (Maurity & Kotschoubey, 1995).

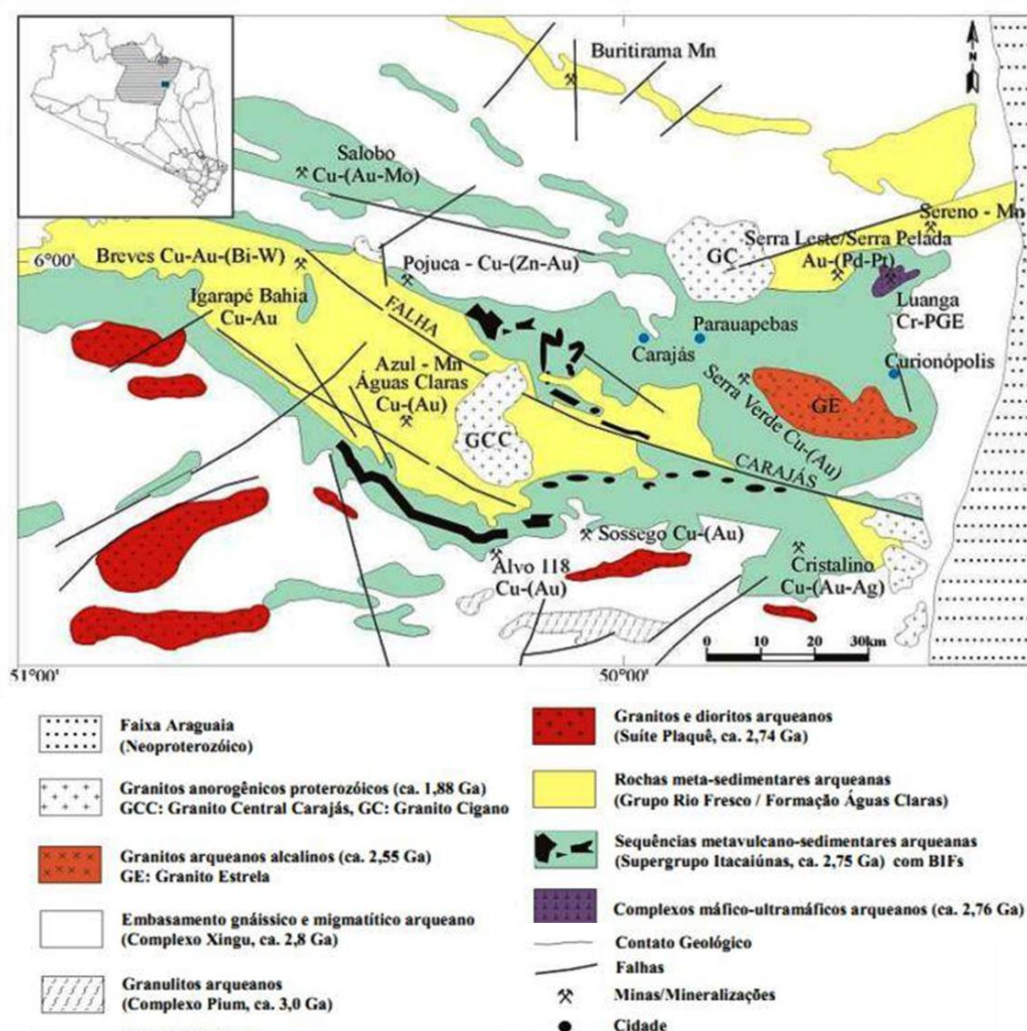


Figura 2: Mapa geológico da Bacia Carajás (Macambira, 2003).

## PROVÍNCIA ESPELEOLÓGICA DA SERRA DOS CARAJÁS

### GEOLOGIA DAS CAVERNAS

As cavernas da região de Carajás ocorrem em formação ferrífera, em interfaces jaspilito e crosta laterítica, em metabasaltos e em contatos entre metabasaltos e formação ferrífera (Coelho *et al.*, 2011). Acredita-se que as cavernas são do Paleógeno e contemporâneas as crosta lateríticas (Dutra, 2013).

Cavernas em formações ferríferas são pequenas (Tab. 1) quando comparadas a cavernas carbonáticas por exemplo, possuem entradas estreitas causadas por processos erosivos de colapsos do manto laterítico e de dissolução (Simmons, 1963). Encontram-se na base de escarpas de crosta laterítica e formação ferrífera, posicionam-se em vertentes inclinadas com altitudes de cerca de 600 metros (Tab. 1).

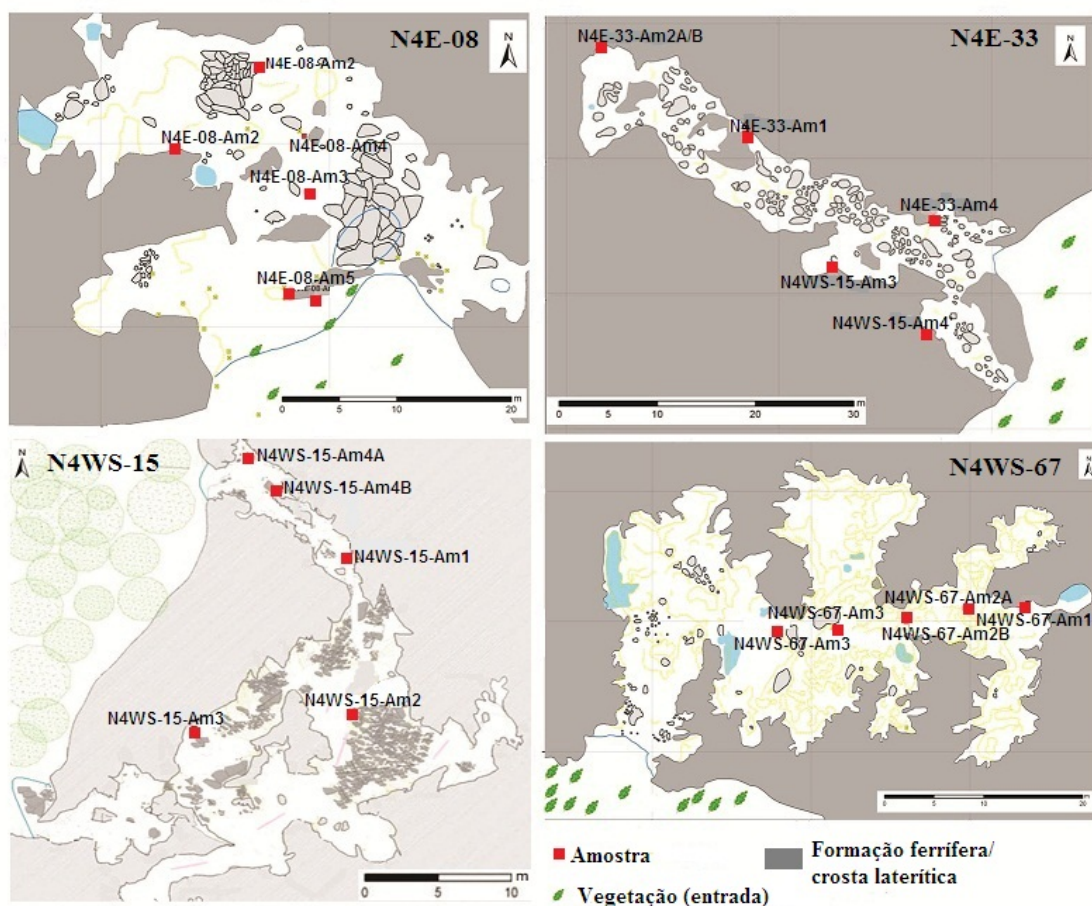
Na Serra Norte as coberturas lateríticas têm feições de degradações pseudocársticas supergênicas recentes (Crescêncio, 2009). Nas áreas de N4, a crosta laterítica é similar àquela descrita na couraça do platô N1, onde há crosta hematítica brechóide da alteração da formação ferrífera (Maurity & Kotschoubey, 1995). Esta crosta forma aglomerados hematíticos, com cimento de oxi-hidróxido de ferro que preenche interstícios e mantém coesos os fragmentos angulares ou arredondados que variam de seixo a grandes blocos (Coelho *et al.*, 2011). A formação ferrífera apresenta intensa lixiviação da sílica causada pela circulação de fluidos, além de cavidades de dissolução ou porosidade. Estas cavidades podem ser preenchidas por óxi-hidróxidos de ferro. A abundância de cavidades de dissolução promove a degradação química e física do manto de alteração da formação ferrífera, e gera feições pseudocársticas.

As cavernas têm feições morfológicas que influenciam na formação de espeleotemas e se originam pela degradação do manto intempérico. Estas feições são canalículos, pilares, pendentes, pontão estrutural, clarabóias, cúpulas, marmitas e alvéolos. Além de feições morfológicas, os padrões planimétricos são controlados por falhas, juntas de alívio e pelo bandamento da formação ferrífera. Estas estruturas condicionam a percolação de fluidos e contribuem na abertura das cavernas e na deposição dos espeleotemas. Coelho *et al.* (2011) classificaram os padrões das cavernas da Serra dos Carajás em retilíneo, curvilíneo, esponjiforme, globular e abrigo (Fig. 3), tais padrões foram observados nas cavernas estudadas.

Os dados espeleométricos das cavernas foram importantes para as análises de campo e detalhamento dos litotipos (Tab. 1).

**Tabela 1:** Dados espeleométricos das cavernas de estudo.

Cavernas	Coordenadas Geográficas:	PH (m):	Desnível (m):	Área (m <sup>2</sup> ):	Volume (m <sup>3</sup> ):
N4E-08	6°02'20,3''S/ 92°09'36,1''W	20	9,6	72	2050
N4E-33	6°02'26,5''S/ 92°09'36,6''W	120,4	33	728,1	2184
N4WS-15	6°03'57,1''S/ 92°11'20,9''W	72	20,2	420	2315
N4WS-67	6°04'21,7''S/ 92°11'29,9''W	216	12,14	707,5	1698



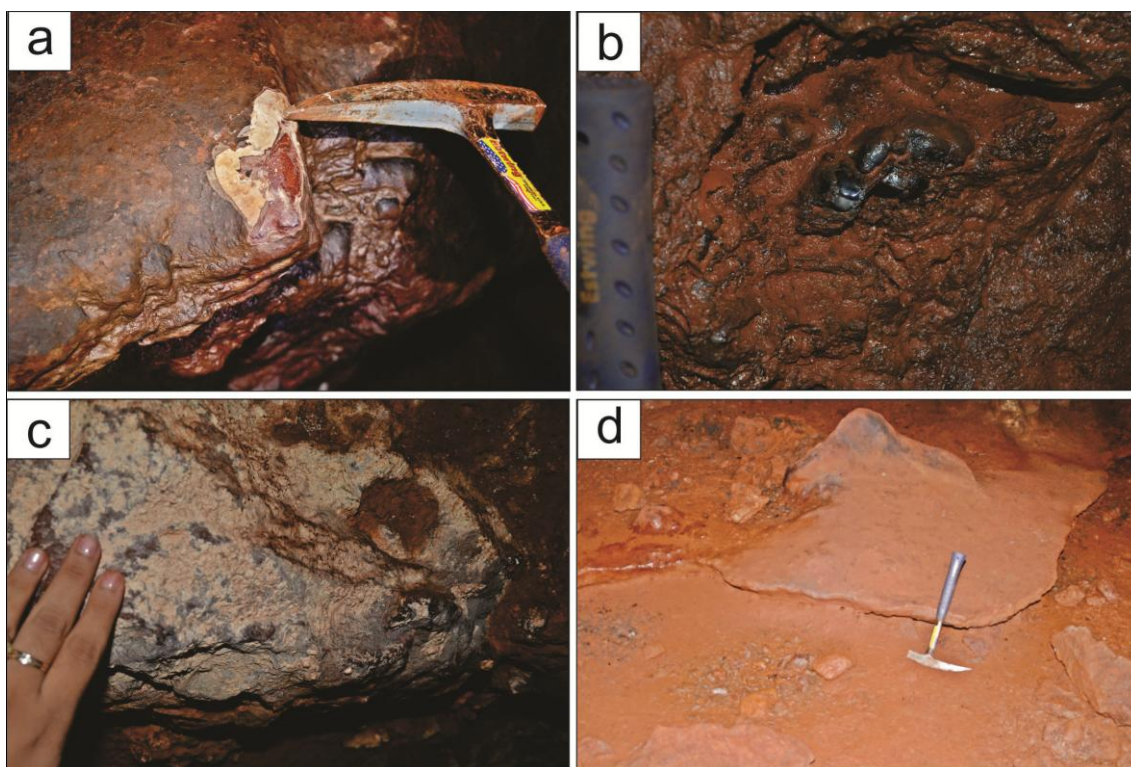
**Figura 3:** Padrões planimétricos das cavernas selecionadas para o estudo com a localização das amostras.

A caverna N4E-08 se desenvolveu em minério de ferro, no sopé da escarpa rochosa, em vertente de 649 m de altitude. A caverna é esponjiforme, com condutos globulares de tamanho variado e conectados por passagens estreitas (Fig. 3).

Gotejamento e condensação pontual permitiram a formação de coraloídes, escorrimentos e crostas. Na parte mais interior da caverna, há crostas brancas com aspecto pulverulento, às vezes sedoso, no teto e na parede. Capas ferruginosas arredondadas e lustrosas, com camadas milimétricas esbranquiçadas (Fig. 4a), recobrem blocos e piso (paleopiso). Na parede e no piso há crostas cinza escuras com feições botroidais, aspecto lustroso e brilho graxo (Fig. 4b).

A caverna N4E-33 ocorre sobre formação ferrífera bandada em vertente com altitude de 613 m, tem dois condutos de entradas estreitos e padrão retilíneo (Fig. 3). Gotejamento por canais de escoamento temporário nas extremidades laterais originam espeleotemas do tipo escorrimento, coraloídes e crostas. Na zona intermediária se formam finas crostas esbranquiçadas de aspecto porcelanado e pulverulento que revestem alguns blocos decimétricos e o teto de formação ferrífera bandada (Fig. 4c).

Estas crostas se associam às crostas amarelado-alaranjadas com espessura de 0,5 cm. Há coraloídes bege claro a marrom, bojudos, com até 1 cm e se formam, respectivamente, sobre crostas esbranquiçadas e amareladas. No salão final da caverna, a crosta de material ferruginoso tem aspecto lustroso e recobre pisos (paleopisos) e blocos (Fig. 4d).



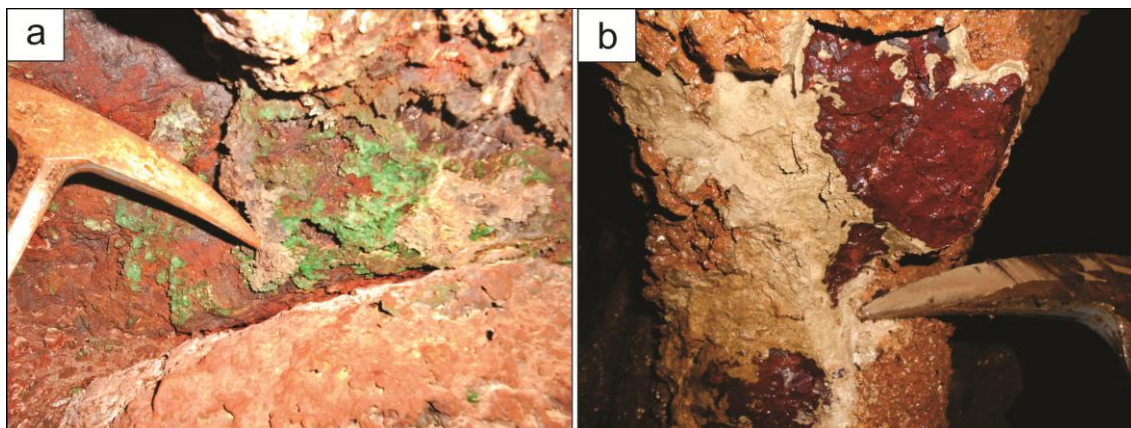
**Figura 4:** Cavernas N4E-08 e N4E-33. (a) Capa ferruginosa com aspecto lustroso e delgadas laminações esbranquiçadas, recobrem blocos de formação ferrífera e o piso; (b) Crosta cinza escura arredondada nas

paredes de formação ferrífera bandada; (c) Crosta esbranquiçada no teto, com pequenos coraloides bege; d) Paleopiso (na parte mais interna da caverna)

A caverna N4WS-15 ocorre entre a formação ferrífera bandada no piso e na parede. A crosta laterítica compõe o teto e a parte externa da caverna. Possui vertente alta com 688 m. A caverna tem padrão espongiforme, com galerias de dimensões decamétricas e condutos métricos a decimétricos (Fig. 3). As feições hidrológicas são gotejamento, condensação e empoçamento. Os espeleotemas se distribuem de acordo com o setor da caverna. Nas porções que há pouco ou nenhum fluxo de ar ocorre espeleotemas do tipo coraloides mais desenvolvidos branco amarelados, em aglomerados dispostos nas paredes e no teto. Estes tipos se formam a partir do substrato de crosta branca e amarelada. Onde o fluxo de ar é mais intenso ocorre espeleotemas esverdeados e associados à espeleotemas esbranquiçados leitosos na parede da caverna (Fig. 5a).

A caverna N4WS-67 está na interface minério de ferro e crosta laterítica, onde a crosta laterítica predomina. A caverna possui altitude de 630 m, o padrão planimétrico é do tipo espongiforme (Fig. 3). Essa caverna apresenta parede, teto e piso irregulares, com aspecto runiforme e marmitas decimétricas a métricas no piso. Dentre as feições hidrológicas se destacam gotejamento, surgência, escoamento, ressurgência, infiltração, empoçamento, condensação e exudação. Há abundantes depósitos de guano aparentemente antigos. Os espeleotemas são abundantes e são representados por coraloides e crostas, além de estalactites, escorrimento e microtravertinos. Os coraloides marrom escuros, amarelos e vermelhos ocorrem por toda caverna. Ocorrem espessos recobrimentos de espeleotemas do tipo crosta e estalactites.

As crostas são as mais comuns e são constituídas por materiais de durezas diferentes. As porções maciças e de alta dureza se encontram mais próximo do substrato. Podem ocorrer porções com reentrâncias ou laminações mais acentuadas de cores bege, amarelada e acinzentada e com aspecto celular (dureza menor). Este espeleotema reveste blocos, piso, parede e teto em todas as extremidades da caverna (Fig. 5b).



**Figura 5:** Caverna N4WS-67 e N4WS-15. (a) Crosta esverdeada associada à crosta esbranquiçada na parede da caverna; (b) Espessa capa (espeleotema) que recobre a parede de crosta laterítica.

## MINERALOGIA E MICROMORFOLOGIA

Em geral espeleotemas revestem os jaspilitos e a crosta laterítica.

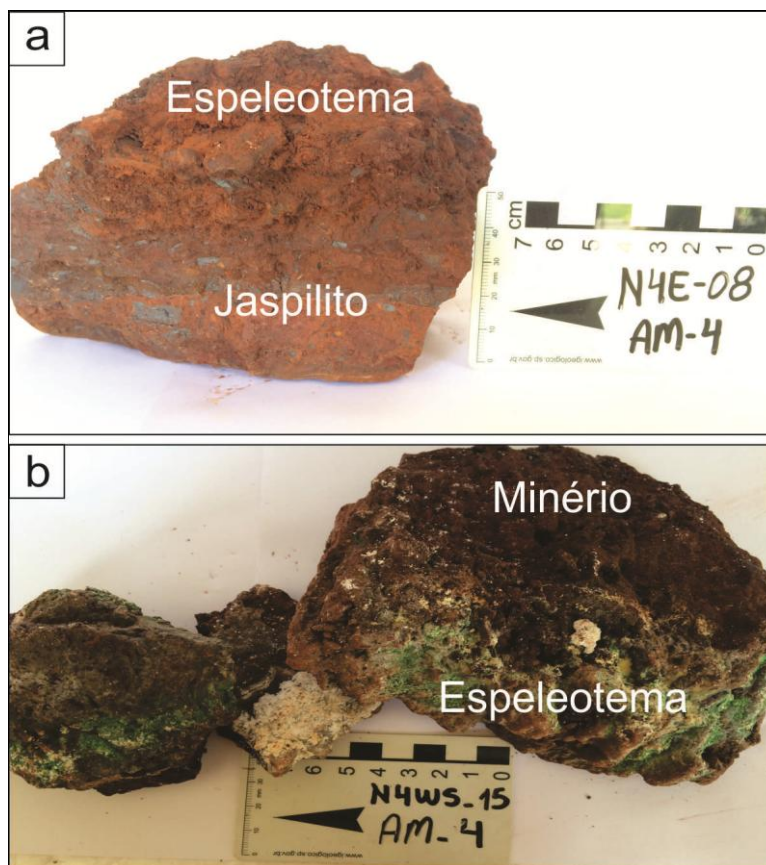
O jaspilito têm bandamento marcado pela alternância de lâminas milimétricas de opacos e de matriz argilo-ferruginosa. Encontra-se intensamente alterado e constituído por grãos e plaquetas desagregados de hematita. Vazios de dissolução nas bandas silicosas são comuns. Por vezes, as camadas estão fragmentadas em clastos de tamanhos variados, originando brechas com fragmentos de jaspilito (Fig. 6a).

Na crosta laterítica há fragmentos centimétricos subangulosos a angulosos com orientação desordenada, cimentados por matriz argilo-ferruginosa ou de oxi-hidróxido de ferro microcristalino, denominada de brecha hematítica. Além da brecha, a crosta apresenta depósitos de blocos e seixos com formas arredondadas e angulosas originários do desmantelamento da cobertura laterítica, denominado de conglomerado laterítico (Fig. 6b).

### **Crosta alumino-fosfo-ferruginosa**

As crostas alumino-fosfo-ferruginosas são as feições esbranquiçadas que ocorrem como delgadas capas lustrosas pulverulentas que recobrem blocos e pisos das cavernas.

Na escala microscópica foram observadas estruturas primárias do jaspilito, o qual apresenta laminação plano paralela marcada pela alternância de bandas de opacos e de jaspe/chert. Ao longo dos níveis de sílica são comuns os vazios de dissolução.



**Figura 6:** Amostras de jaspilito alterado com espeleotema tipo crosta recobrindo. (a) brecha hematítica com espeleotema de capa ferruginosa recobrindo; (b) Espeleotema tipo crosta esverdeada e esbranquiçada revestindo o minério de ferro.

Estas crostas são compostas por inúmeros fragmentos de jaspilito, sem os níveis de jaspe preservados. Os fragmentos de jaspilito são angulosos, possuem tamanhos variados, bandamento reliquiar marcante e são compostos predominantemente por hematita criptocristalina, denominada de hematita 1. Este mineral forma massas muito porosas, branco acinzentadas, com bi-reflectância fraca e anisotropia cinza-azulado a branco acinzentado. As cavidades de dissolução formam lentes alongadas (Fig. 7b).

Nas bandas de hematita 1, ou no contato com a banda de jaspe, há cristais de hematita alinhados com formas octaédricas herdadas da magnetita, porém, substituídos parcial (bordas) ou totalmente por hematita 2 (Fig. 7b). A hematita 2 é formada pela martitização da magnetita, a qual passa por modificações químicas, às vezes transformando-se em pseudomorfos de maghemita ou de hematita 2 (Fig. 7f).

Alguns fragmentos de hematita 1 com até 4 mm estão quase totalmente corroídos pela dissolução. O bandamento coexiste com numerosas cavidades de dissolução, sobretudo nas bandas silicosas. Cavidades subcirculares se dispõem ao longo de bandas de sílica, formando estruturas em pods (Fig. 7c). Em menor quantidade

há cristais de hematita 3, muito finos, alongados e com hábito prismático tabular. É um mineral secundário presente nas bandas de jaspe dos fragmentos reliquias e em algumas cavidades formadas pela dissolução da sílica (Fig. 7c).

A goethita é o segundo mineral mais abundante, principalmente em amostras fortemente intemperizadas. A goethita é marrom avermelhada a ocre e constitui uma massa criptocristalina cinza azulada, com bi-reflectância fraca ou ausente e anisotropia distinta (luz refletida). Esta massa envolve fragmentos hematíticos como uma capa goethítica nas bordas, chamadas de córtex goethítico cuja estrutura concêntrica é marcante. A goethita preenche vazios de dissolução, tem textura coliforme e hábito nodular (Fig. 7d).

A gibbsita tem textura criptocristalina e é comum entre fragmentos de hematita e goethita. Ocorre nas bordas ou preenchendo completamente as cavidades de dissolução e exibe maclas polissintéticas geralmente quando ocorre como *cuttans* (Fig. 7e).

Apesar de os minerais fosfáticos como a leucofosfita e estrengita não terem sido identificados com clareza ao microscópio, provavelmente pelo tamanho muito fino, no entanto há sucessivas camadas milimétricas bege acinzentadas, constituídas por leucofosfita criptocristalina, com textura coliforme que teria precipitado de modo similar ao da gibbsita, nas bordas de microcavidades de dissolução e próximos da goethita (Fig. 7f).

As análises de MEV mostraram que os cristais de leucofosfita possuem textura lamelar, ao passo que a estrengita mostra textura globular e prismática (Fig. 8a). Os minerais ferruginosos se destacam por apresentar massas amorfas de ferro com aspecto esponjoso e textura acicular (Fig. 8c). Análises pontuais semiquantitativas de EDS identificaram reflexões principais de Fe, Al e P de modo subordinado (Fig. 8b).

O difratograma demonstrou a presença de leucofosfita ( $\text{KFe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), fosfosiderita ( $\text{FePO}_4(\text{H}_2\text{O})_2$ ), estrengita ( $\text{Fe}^{3+}\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goethita ( $\text{FeOOH}$ ) e gibbsita ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ). Foram identificadas reflexões principais para hematita e goethita, seguida de gibbsita e fosfatos (Fig. 7a).

### **Crosta ferruginosa ou paleopisos**

As feições alumino-ferruginosas têm aspecto de capa lustrosa marrom-avermelhada que recobre paredes e sobretudo partes do piso, caracterizando os paleopisos. Como estas crostas geralmente ocorrem nos pisos, a identificação

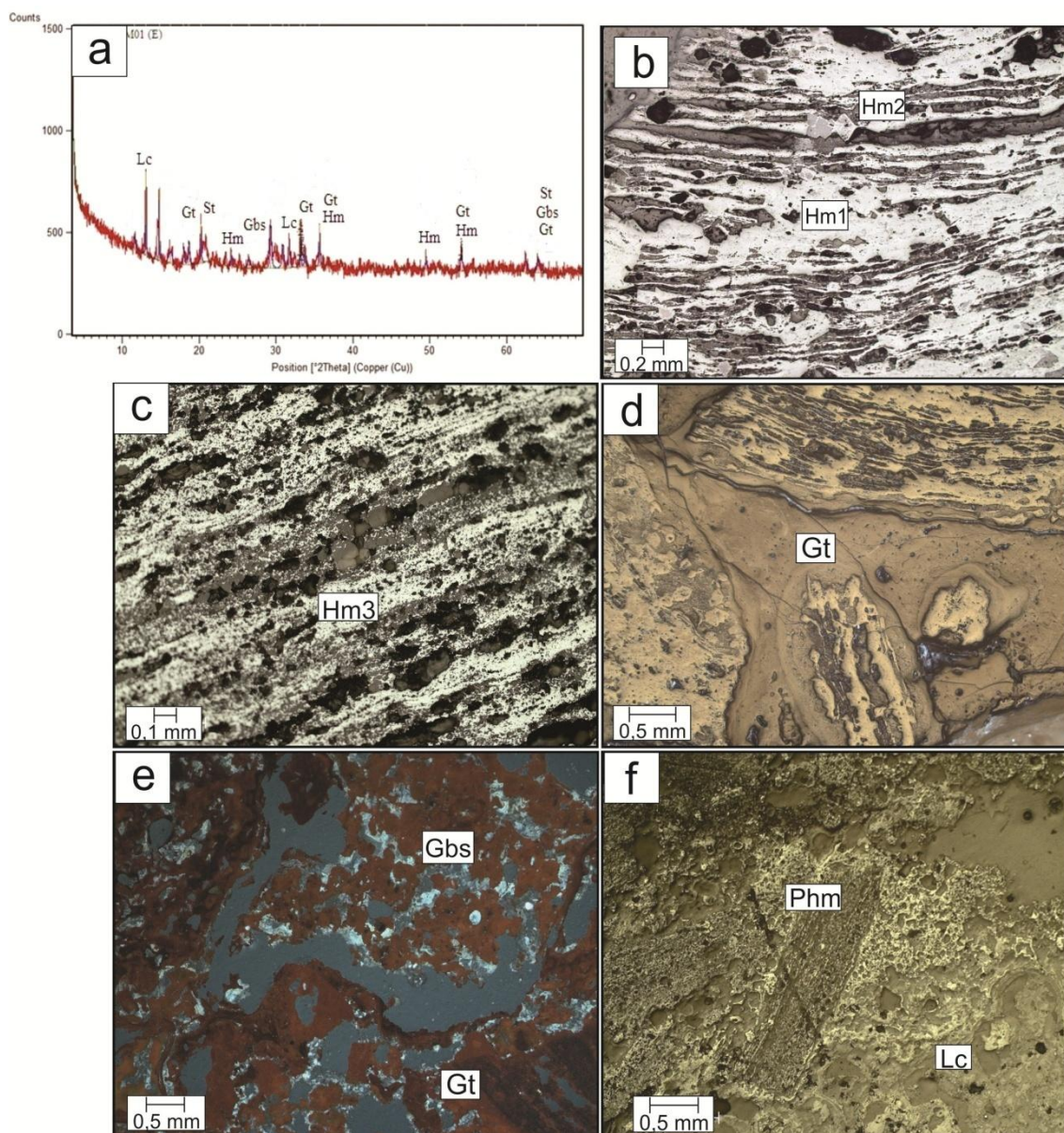
microscópica de texturas e estruturas sugere intensa lixiviação, originando várias morfologias de goethita.

Na escala microscópica, a rocha hospedeira apresenta características de jaspilito intensamente alterado, ainda que alguns fragmentos preservem a estrutura primária plano-paralelo da rocha. O substrato do espeleotema exhibe textura brechóide, com fragmentos subangulosos a angulosos de jaspilito (~1,5 mm) e sustentados por massa criptocristalina de goethita. Nos fragmentos de jaspilito são descritos pontualmente cristais de pseudomagnetita hexagonais, angulosos a subangulosos (0,1 a 0,5 mm), parcialmente martitizados, com bordas de hematita cinza esbranquiçado e centro de magnetita cinza azulado (hematita 2). O interior de fragmentos de hematita 2 pode ser também preenchido por sílica amorfa, chert, além de microcavidades de dissolução. A hematita 3 nota-se com hábito acicular, granulometria fina a muito fina em cristais de goethita ou em porções próximas de cavidades de dissolução.

A superfície do espeleotema é revestida por massas criptocristalinas de oxihidróxido de Fe que envolvem grãos de hematita, goethita, sílica amorfa, além de partículas sílticas de quartzo (~0,4 mm) e gibbsita. Estas massas e os materiais envolvidos resultam em arranjo caótico de aspecto cavernoso, por vezes são cortados paralelamente ou perpendicularmente por microcanalículos preenchidos por oxihidróxido de Fe, também chamados por septos goethíticos.

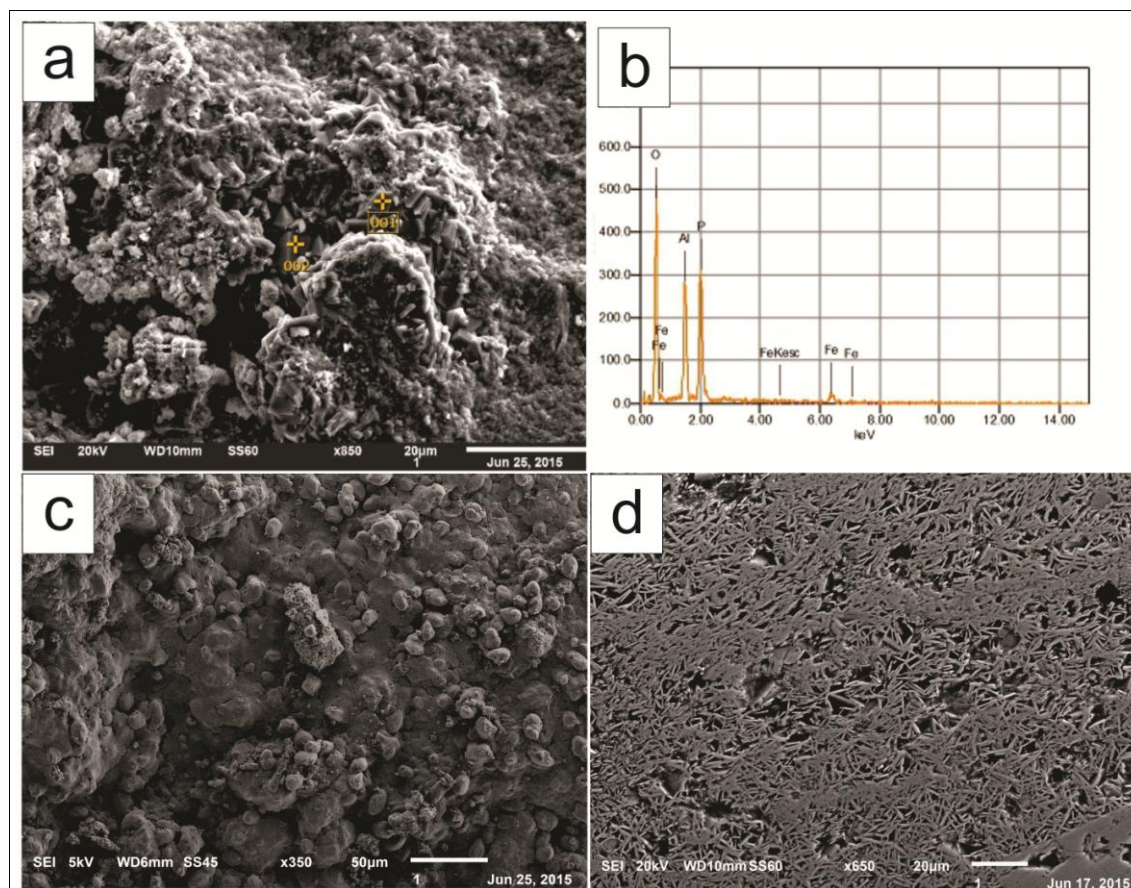
A gibbsita ocorre em precipitado esbranquiçado amorfo ou criptocristalino que preenche vazios de dissolução da matriz ferruginosa ou estão ao redor de cristais prismáticos de goethita. Na presença de ferro a gibbsita se torna menos abundante, criptocristalina e mal formada.

A goethita é o mineral mais importante nesse tipo de crosta, pois exhibe hábitos e texturas variadas. Tem cor alaranjada a avermelhada, sob luz refletida (polarizadores cruzados) e luz transmitida (natural), respectivamente. Sob luz refletida (polarizadores paralelos) a goethita possui anisotropia cinza-azulada a cinza-esbranquiçada. A principal forma da goethita é botroidal, no MEV nota-se microtextura fibrorradial e prismático em secções transversais (Fig. 10). Junto à goethita ocorre lepidocrocita (FeOOH) que, sob luz transmitida tem cor alaranjada a ocre, é anisotrópica e pleocróica e tem maior birrefringência que a goethita. A lepidocrocita pode mostrar aspecto criptocristalino que se assemelha ao da calcedônia.



**Figura 7:** Dados de crostas alumino-fosfo-ferruginosas (Luz refletida, nicóis paralelos). (a) Difratoograma da crosta indicando as reflexões dos principais minerais; (b) fragmento de jaspilito com cristais de hematita 2 e massa criptocristalina de hematita 1; (c) bandas de hematita 3, hábito acicular e estrutura em “pods”; (d) Córtex goethítico envolvendo jaspilito; (e) Material amorfo nas bordas do plasma goethítico, ambos em cavidades de dissolução (nicóis cruzados); (f) Pseudomorfos de hematita, substituídos por goethita. No canto inferior direito nota-se leucofosfita com textura coloforme. Hm: hematita, Gt: goethita, Phm: pseudomorfo de hematita, Gbs: gibbsita, Lc: leucofosfita, St: estrengita

Com base em Mohapatra *et al.* (2008), foram identificados os seguintes morfotipos: botroidal, nodular e lamelar. Estes morfotipos de goethita mostram as microtexturas abaixo (Fig. 9):



**Figura 8:** Texturas da crosta alúmino-fosfo-ferruginosa. (a) Textura prismática; (b) Tabela de EDS dos elementos principais do espeleotema; (c) Textura globular; e (d) Textura acicular.

- Texturas intergranulares: ocupam o espaço intersticial entre grãos de hematita;
- Textura intragranular: preenchem poros dos fragmentos de hematita (Fig. 9a);
- Textura em linhas de cavidades: camadas de goethita concêntricas ou rítmicas que ocorrem encrustantes ao redor de vazios. Estas camadas têm refletividade semelhante à de calcedônia e por vezes são mais desenvolvidas no sentido da margem da cavidade de dissolução (Fig. 9c);
- Textura em cunha: em amostras com goethita e lepidocrocita criptocristalinas. Camadas rítmicas em forma de leque, semelhantes a calcedônias (Fig. 9b);
- Textura reniforme: comum nestes espeleotemas, resulta da alteração da composição do mineral ou das condições físico-químicas das soluções percolantes. Possui camadas alternadas concêntricas de diferentes tons e exibe hábito coliforme (Fig. 9c);
- Textura em pente: finos cristais aciculares euédricos organizados nos próprios cristais de goethita, no centro de cavidades de dissolução ou em pseudomorfos de hematita. Estes cristais crescem em direção ao centro formando estrutura em pente (Fig. 9d);

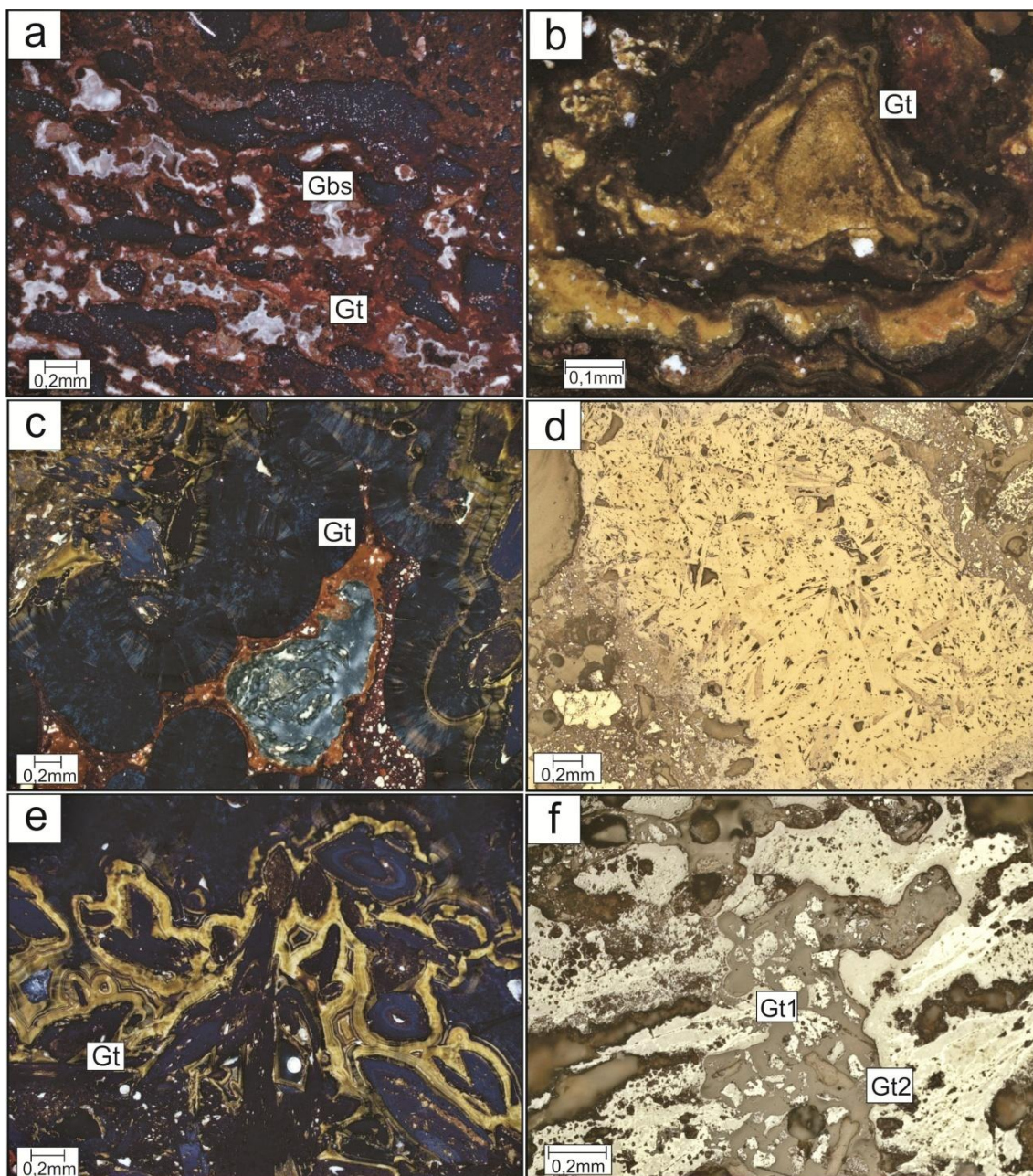
- Textura prismática: cristais de goethita prismática, euédricos e bem desenvolvidos, ocorrem isolados ou em conjunto, às vezes próximos de cristais de hematita (Fig. 9e);
- Textura de grânulos microestruturais: são pequenas “gotas” de goethita, denominada de goethita 2, que se desenvolve ao longo de uma matriz goethítica, chamada de goethita 1. Os dois tipos de goethita representam gerações distintas, muitas vezes essas gotas se unem e formam um conjunto (Fig. 9f). Todas estas texturas descritas se enquadram em texturas de espaços de preenchimento (Mahapatra *et al.*, 2008).
- Texturas de substituição: também são observadas quando a hematita é substituída por goethita a partir do centro do cristal. Pode ocorrer também a substituição de bordas de hematita para goethita.

Análises de MEV-EDS indicaram no ponto 1 microtextura lamelar-fibrosa. No ponto 2 há microtextura esponjosa característica de oxi-hidróxido de ferro e alumínio (Fig. 10). Estes espeleotemas são compostos essencialmente de hematita, goethita e subordinadamente gibbsita, cujos difratogramas sugerem caráter ligeiramente amorfo.

### **Crosta fosfática**

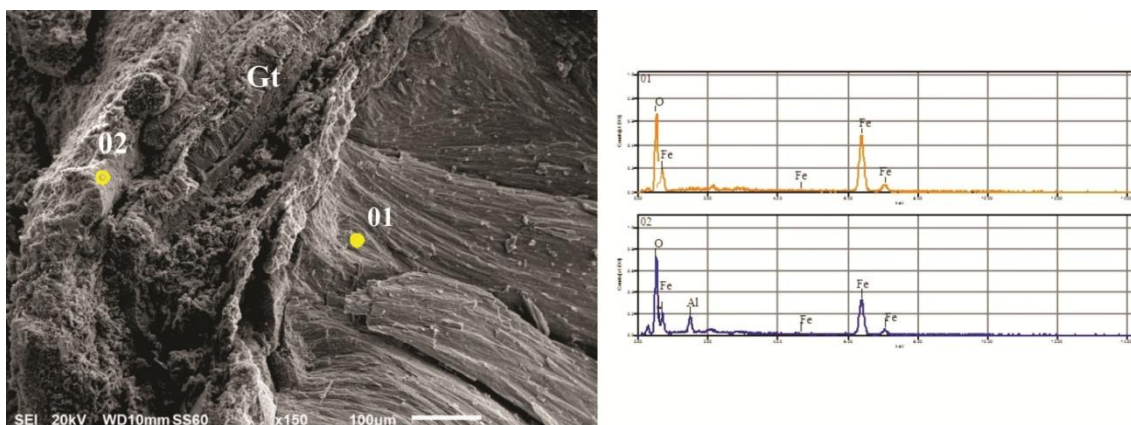
As feições fosfáticas se desenvolvem em cavidades cujo substrato principal é a crosta laterítica, por isso ocorre como uma capa incrustada sobre o horizonte ferruginoso da crosta laterítica, envolvendo blocos, paredes e teto da caverna.

O substrato é constituído por fragmentos lateríticos, que são envolvidos por uma capa essencialmente formada por material fosfático de cor creme. Entre a transição substrato/espeleotema a capa tem estrutura rugosa e delgadas laminações contínuas. À medida que há o aumento da espessura da capa a estrutura passa a ser rugosa e maciça.



**Figura 9:** Fotomicrografias (luz refletida) das crostas ferruginosas, mostrando as morfotexturas da goethita. (a) Textura intragranular e intergranular (polarizador cruzado); (b) Textura em cunha (polarizador cruzado); (c) Textura de linhas de cavidades (polarizador cruzado); (d) Textura em pente (polarizador paralelo); (e) Textura prismática colorforme (polarizador cruzado); (f) Textura de grânulos microestruturais (polarizador paralelo); (Gt: goethita, Gbs: gibbsita).

Na escala microscópica, notam-se cristais de leucofosfita com hábito fibrorradial (Fig. 11a). Este mineral tem birrefringência moderada em luz transmitida, texturas esferulítica e celular também são amplamente observadas (Fig. 11b). Por vezes, a leucofosfita preenche cavidades de dissolução (Fig. 11c).



**Figura 10:** Textura lamelar-fibrosa da hematita (ponto1). Textura esponjosa característica de oxi-hidróxido de ferro e alumínio (ponto 2). Seções transversais com textura prismática da goethita (Gt).

Poros associados a feições de dissolução possuem bordas de corrosão (0,1 a 10 mm), reentrâncias muito irregulares, textura rugosa e aspecto cavernoso. Esta estrutura cavernosa se assemelha à feição esquelética ou orgânica (Fig. 11b).

Esferólitos encontram-se próximos de zonas de transição entre um agregado fibrorradial marrom-avermelhado correspondente a estrengita (Fig. 11a) e a textura fibrorradial mais desenvolvida à leucofosfita. Estes esferólitos que ocorrem associados aos fosfatos de ferro estão relacionados à hidratação da hematita. As estruturas fibrorradiais menos desenvolvidas são formadas por fosfosiderita (Fig. 11a). Ao MEV, estrengita e fosfosiderita possuem textura lamelar e agregados esféricos ou globulares, a leucofosfita apresenta textura fibrosa (Fig. 12).

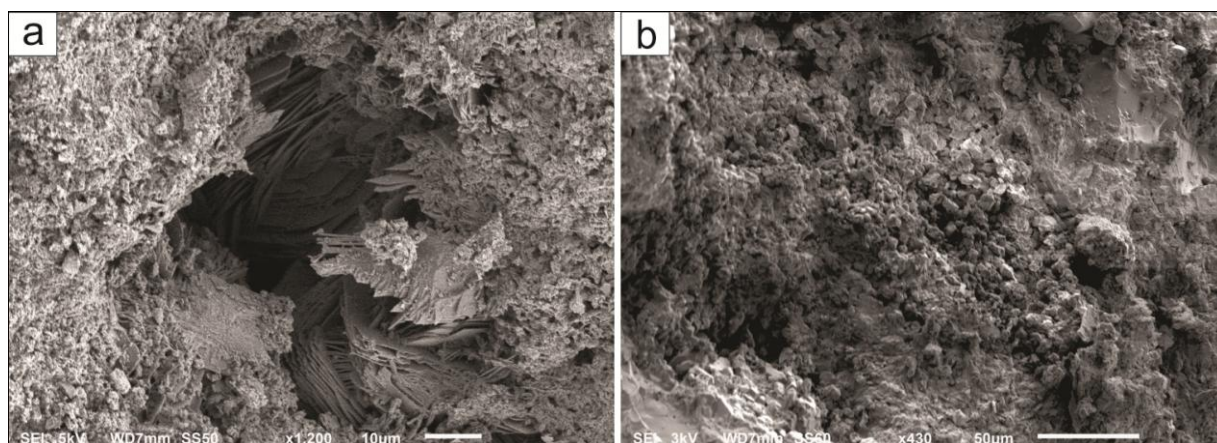
### Crosta sulfática

As feições esverdeadas e esbranquiçadas se desenvolvem no substrato de formação ferrífera muito alterada ou no próprio minério de ferro. Foram identificados os minerais: alunita ( $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ ), aluminita ( $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 7H_2O$ ) e basaluminita ( $Al_4(SO_4)(OH)_{10} \cdot 5H_2O$ ).

Em escala microscópica, os minerais constituem massas amorfas ou criptocristalinas esbranquiçadas e ocorrem associadas à hematita e goethita, algumas vezes, a fosfatos. Estas massas, por vezes, preenchem fragmentos de jaspilito que se encontram “craquelados” (Fig. 13).

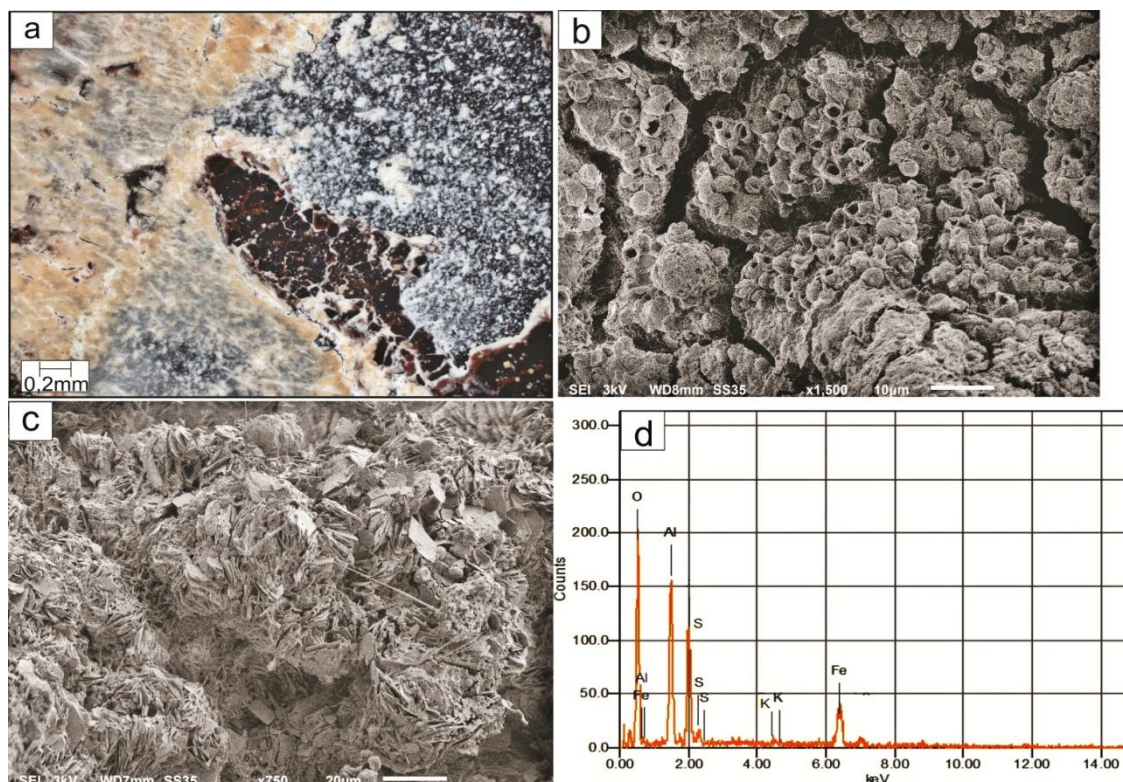


**Figura 11:** Dados da crosta fosfática. (a) Textura fibrorradial dos minerais fosfáticos. Notar esferólitos no canto superior direito; (b) Estrutura celular da leucofosfita; (c) Hábito fibrorradial da leucofosfita preenchendo uma cavidade de dissolução; (d) Difratoograma da crosta fosfática. Lc: leucofosfita; Fsd: fosfosiderita; St: estrengita.



**Figura 12:** (a) Textura lamelar da estrengita e fibrosa da leucofosfita; (b) Textura globular da fosfosiderita.

Ao MEV-EDS foi possível identificar por análise pontual os elementos que constituem os minerais e as principais texturas, como lamelar característica da alunita e globular da aluminita e basaluminita (Fig. 14).



**Figura 13:** Dados da crosta sulfática. (a) Fotomicrografia da crosta sulfática, massa amorfa esbranquiçada; (b) Textura lamelar da alunite; (c) Textura globular da alunite; (d) Tabela de EDS indicando as principais reflexões.

## GEOQUÍMICA

As crostas ferruginosas (Tab.2) se distinguem por teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que variam entre 84,0 a 91% o que confirma a presença de óxidos de ferro em grandes quantidades na composição destes espeleotemas. Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ocorrem entre 1,7 e 4,3% e valores de perda ao fogo entre 4,87 a 8,88%. Os teores de perda ao fogo são baixos em relação aos espeleotemas com fósforo na composição e representam a hidratação que ocorre entre neoformação dos minerais de goethita e hematita, o que caracteriza este espeleotema. A concentração de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) é baixa (0,5 a 1,8%) e reflete a presença de sílica amorfa.

O teor médio de ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) no jaspilito em análise de rocha total é 53,65% (Macambira & Schrank, 2002), similar ao da análise nos espeleotemas (teor de ferro alto). Esta concentração de ferro é importante economicamente para a exploração mineral, o que influencia diretamente no grau de relevância das cavernas.

As crostas alumino-fosfo-ferruginosas possuem teores elevados de ferro (até 70%) e fósforo (7,4 a 29,0%). Nas amostras em que o teor de ferro é menor, os valores

de fósforo são maiores. Essa proporção também é observada nos valores de perda ao fogo (8,86 a 17,04%), cujos valores são maiores em amostras com menos ferro. Isso se deve à reação que ocorre na formação de minerais fosfáticos que possuem H<sub>2</sub>O na composição, como a leucofosfita, estrengita e fosfosiderita. O teor de potássio aumenta com a formação da leucofosfita (0,1 a 1,8%), e a leucofosfita por meio de reações se transforma em fosfatos de ferro hidratado, a estrengita e fosfosiderita. Os teores de alumínio estão entre de 2,0 a 6,6% e são importantes na formação de hidróxidos de alumínio oriundos da crosta laterítica produzidos pelo intemperismo, ocorrem de forma amorfa.

Nas crostas fosfáticas, o fósforo (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) tem teor superior a 30% (Tab. 2), destacando-se entre os demais espeleotemas. O ferro diminui consideravelmente a cerca de 30% em relação aos outros tipos de crostas mencionados. O alumínio (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) também possui teor baixo (0,8 a 1,0%), diferente do potássio (K<sub>2</sub>O) cujo teor é moderado a alto (2,0%). Este acréscimo no potássio ocorre pela formação da leucofosfita, que é o mineral fosfático principal deste espeleotema.

As crostas sulfáticas correspondem aos espeleotemas que possuem entre quantidade considerável de SO<sub>3</sub> de 2% e 4,4% de alumínio, constituindo sulfatos de alumínio, como a basaluminita e aluminita. A sílica neste tipo de crosta ocorre em quantidade considerável (1,8 a 2,2%) e de modo amorfo.

## **DISCUSSÃO**

### **GEOQUÍMICA E FORMAÇÃO DOS ESPELEOTEMAS TIPO CROSTA**

#### **Espeleotemas de Óxidos-Hidróxidos de Ferro**

A origem de espeleotemas está diretamente relacionada à formação de minerais secundários que se depositam no interior de cavernas. O processo de dissolução da maior parte das rochas silicatadas determina a constituição de argilominerais e óxidos-hidróxidos de ferro e alumínio que são formados em geral sob pH ácido a neutro.

Os espeleotemas tipo crosta ferruginosa e paleopisos se formam quando o Fe e Al são remobilizados como colóides devido à dissolução da crosta laterítica e do saprólito. O intemperismo de hematita, magnetita e goethita provoca liberação de ferro, sílica e alumínio, além de diversos íons. Estas soluções reprecipitarão na forma de depósitos de géis (fase de coloide: as soluções começam adquirir aspecto sólido) na

porção mais interna da caverna, em resposta às condições oxidantes e menos ácidas da caverna.

Os óxidos de ferro estudados em cavernas ferríferas são principalmente hematita e goethita. A goethita se forma sob pH ácido, por isso há maior quantidade de goethita nos espeleotemas, os quais têm estrutura cristalina e quantidades variáveis de alumínio, fósforo e sílica (Ker, 1997). Isto ocorre devido à reprecipitação da goethita, a qual origina diferentes morfotipos nos espeleotemas ferruginosos.

A goethita botroidal observada em minério laterítico cresce como esferas ou camadas concêntricas mais ricas em alumínio, assim como a goethita acicular. A goethita nodular, também característica de lateritas, desenvolve nódulos circulares com valores relativamente elevados de fósforo e moderados de sílica e alumínio. A goethita lamelar ocorre em plano de falha e em paleopisos, e se distingue pelos altos teores de alumínio. Em espeleotemas ferruginosos a goethita hidratada é pobre em ferro, rica em sílica, e apresenta texturas intragranular, intergranular e criptocristalina. A textura em cunha possui uma adsorção maior de sílica e é pobre em ferro, por isso, provavelmente essa textura é vista nas primeiras goethitas que precipitaram a partir do enriquecimento em ferro (Mohopatra, *et al.*, 2008). A textura em pente é formada quando a goethita precipita lentamente dentro de uma cavidade de dissolução na forma de cristais aciculares e é geralmente rica em sílica. Quando a goethita precipita rapidamente durante a desidratação de outras texturas (grânulo microestrutural e prismático) forma-se a textura de linhas de cavidades com alto teor de ferro, que são incrustantes nas bordas de cristais prismáticos e vazios de dissolução.

Ao longo da desidratação, a goethita desenvolve texturas mais definidas, como os grânulos microestruturais e prismáticos. A textura prismática contém alto teor de ferro e a textura de grânulos exhibe moderados teores de sílica e alumínio. Ambos podem possuir fósforo. A textura reniforme possui alumínio alto (Mohopatra *et al.* 2008).

A lepidocrocita ( $\text{FeOOH}$ ), menos estável que a goethita devido a substituição isomórfica, é convertida na presença de ferro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ). Pode também se alterar novamente para goethita na presença de hidróxido alcalino ou de soluções de sulfato ferroso (Schwertmann & Taylor, 1972a). A lepidocrocita se forma sob baixa oxidação e pH ácido, ocorre associada à goethita e sua origem está relacionada à presença de sílica no sistema (Schwertmann & Taylor, 1972b).

**Tabela 2:** Resultados analíticos químicos dos espeleotemas tipo crosta. (PF: perda ao fogo; n.d: não determinado.)

	<b>Crosta ferruginosa</b>		<b>Crosta aluminofosfo-ferruginosa</b>		<b>Crosta fosfática</b>		<b>Crosta sulfática</b>	
	N4E-08- Am 1	N4E-08- Am5	N4E-33- Am2A	N4E-67- Am1	N4WS-67- Am2A	N4WS- 67-Am3	N4WS-15- Am4B	N4WS-15- Am4A
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,4	0,8	1,3	2,3	1,0	0,2	2,2	1,8
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,3	1,7	2,0	6,6	1,0	0,8	3,4	4,4
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	84,0	91,2	79,4	41,6	44,0	45,8	86,4	80,9
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,7	0,1	0,4	0,5	0,2	0,1	0,1	0,3
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,7	0,3	7,5	29, 1	31,0	32,2	0,3	0,8
<b>K<sub>2</sub>O</b>	n.d.	0,1	0,1	1,8	2,0	1,3	n.d.	0,2
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,1	0,6	0,1	0,1	0,4	< 0,1	2,5	1,7
<b>MnO</b>	0,7	0,1	n.d.	n.d	n.d.	< 0,1	< 0,1	0,1
<b>MgO</b>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
<b>ZnO</b>	n.d	n.d	0,1	0,1	0,1	< 0,1	n.d.	n.d.
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	n.d.	n.d	0,2	0,9	0,9	< 0,1	n.d.	n.d.
<b>BaO</b>	0,1	< 0,1	n.d.	n.d	0,7	0,5	n.d	n.d
<b>Cl</b>	< 0,1	0,2	n.d.	n.d	n.d	n.d	0,1	0,1
<b>PF</b>	8,88	4,87	8,86	17,04	18,69	18,98	5,19	9,68
<b>Total</b>	99,88	99,97	99,96	100,00	100,00	99,88	100,00	99,98

### **Espeleotemas Fosfáticos**

A origem do fósforo em cavidades subterrâneas se dá principalmente pela decomposição e lixiviação do guano, rico em nitrogênio, que é mais solúvel em relação ao fósforo (Axelrod *et al.*, 1952; Nriagu & Moore, 1984). Segundo Maurity & Kotschoubey (1995), a presença de potássio e fósforo não é proveniente da crosta laterítica ou das formações ferríferas e rochas metavulcânicas, dado que os seus teores são muito baixos.

Os minerais fosfáticos de cavernas em geral são oriundos do excremento de morcegos, por isso a acidez do guano pode também influenciar no tipo de mineral fosfático (Hill & Forti, 1997). O fósforo é concentrado após a decomposição do guano e lixiviado, havendo novas reações de interação com o meio ácido do substrato. De acordo com a temperatura, esse novo material precipitará na forma de espeleotemas de fosfatos de ferro.

Em outros litotipos, os fosfatos de alumínio são mais frequentes que os fosfatos de ferro, pois a reação entre fosfato e hidróxido de alumínio é mais rápida (Flicoteaux & Lucas, 1984). Nas cavernas estudadas, os fosfatos de ferro são mais comuns que os fosfatos de alumínio, pois aqueles são mais estáveis em meio ácido e se formam pela ação de águas meteóricas sem material argiloso, e em condições redutoras, além de o ferro ser mais abundante do que o alumínio.

Processos que envolvem o dióxido de carbono e substâncias orgânicas facilitam a solubilidade dos minerais fosfáticos, os quais são bastante insolúveis. A solubilidade, neste caso, aumenta com o acréscimo do pH (Nriagu & Moore, 1984). Dependendo da acidez e da disponibilidade de cátions na solução, os minerais fosfáticos se dissolvem em coloides e podem se originar pela decomposição de outros minerais fosfáticos. Como exemplo, a alteração da leucofosfita para formar fosfosiderita e estrengita que, segundo Axelrod (1952), são minerais de fósforo mais comuns em minérios de ferro.

A leucofosfita é um dos minerais mais importantes formados em cavernas com concentrações altas de potássio e amônia (Axelrod, 1952; Simmons, 1964). A leucofosfita se forma em pH entre 2,4 a 5,5, sendo que entre o pH 4,0 a 5,5 é criptocristalina (Dick & Zeiske, 1997). A leucofosfita pode ser estável sob condições alcalinas, e transforma-se em estrengita sob acidificação por dissociação e redução de K e NH<sub>4</sub>. Entretanto, a presença de fosfatos em excesso torna a leucofosfita estável a baixos valores de pH (2,0) (Dick & Zeiske, 1997).

Axelrod (1952) descreve a leucofosfita no minério de ferro com estrutura metacolóide e com várias cores que correspondem á variações de textura e composição. No presente trabalho pode-se verificar leucofosfita com vários tons, uma vez que este mineral se encontra com outros minerais fosfáticos. A leucofosfita se distingue pelo hábito fibrorradiado mais desenvolvido que dos outros fosfatos. Por se formar primeiro, os cristais de leucofosfita são maiores.

Estes espeleotemas encontram-se incrustados como uma capa sobre o substrato ferruginoso de crosta laterítica. Correspondem a uma estrutura rugosa com laminações delgadas entre a transição substrato/espeleotema. Com aumento da espessura da capa, a estrutura torna-se rugosa e maciça. Esta estrutura delgada que ocorre na base da feição é atribuída a precipitados químicos oriundos da lixiviação da laterita e lixiviação do guano decomposto, em períodos alternados de processos de escoamento e condensação de fosfato límpido e fosfato associado ao ferro. O tempo de precipitação, a permeabilidade, a porosidade da rocha e o teor de matéria orgânica permitem a formação de uma estrutura concêntrica, semelhante à de carbonatos.

Tissen *et al.* (1996) afirmam que o fósforo acumulado em materiais ferruginosos está normalmente ligado ao Fe e Al em formas amorfas de baixa solubilidade. Os espeleotemas que formam uma capa lustrosa e que envolvem blocos e paredes são formados principalmente por strengita e fosfosiderita. Para a cristalização destes minerais, os íons  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  se ligam com hidróxidos de ferro em resposta à substituição da hidroxila dos minerais neoformados.

### **Espeleotemas Sulfáticos**

Os sulfatos resultam da presença de águas subterrâneas com alta reatividade do íon  $\text{SO}_4^{2-}$  (Maurity & Kotschoubey, 1995). As reações químicas com sulfatos são complexas e muitas delas ainda não são totalmente compreendidas. Sua origem é coprogênica semelhante ao fósforo, já que os teores de enxofre na formação ferrífera e na cobertura laterítica são muito baixos, além de a distribuição dos sulfatos ser restrita nas cavernas.

Maurity & Kotschoubey (1995) mostraram que no platô N1 de Carajás o teor de  $\text{SO}_4^-$  é muito baixo (0,2 %). Valores semelhantes foram obtidos neste trabalho. Contudo, o teor de  $\text{SO}_3^-$  alcança até 2% em peso nas amostras coletadas. Segundo Hutchinson (1950), o teor proveniente dos excrementos de morcegos pode chegar a 4% em peso de  $\text{SO}_3^-$ , o que aumentaria a concentração para a formação de minerais com

enxofre dependendo das condições do meio. Wurster *et al.* (2015) mostraram que o guano é rico em fosfatos e sulfatos, devido à alta concentração de carbono, nitrogênio, fósforo e enxofre.

A perda do carbono orgânico se associa à redução de nitrogênio e enxofre e ao enriquecimento de alumínio, potássio e ferro (Wunters *et al.*, 2015). Por outro lado quando não há perda significativa do carbono, também se concentra enxofre.

Os mecanismos propostos para explicar a deposição de sulfatos são precipitação por evaporação, substituição-solução, efeito do íon comum e água saturada (Hill & Forti, 1997). A formação das crostas sulfáticas se dá por exsudação do substrato, principal processo que originou estes espeleotemas, ou seja, precipitação por evaporação.

Nas cavernas estudadas foram identificadas alunita ( $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ ), aluminita ( $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 7H_2O$ ) e basaluminita ( $Al_4(SO_4)(OH)_{10} \cdot 5H_2O$ ). Estes minerais são sulfatos de alumínio e potássio formados pelos complexos  $AlSO_4^+$  e  $Al(SO_4)_2^-$  advindos da união do enxofre lixiviado da decomposição do guano e do alumínio mobilizado e dissolvido da crosta laterítica.

A formação de sulfatos de alumínio ocorre com mais facilidade que os sulfatos de ferro, pois precipitam em locais sem decomposição de guano e em condições oxidantes e de baixa acidez, ao contrário dos sulfatos de ferro que são mais instáveis nestas condições e transformam-se em hidróxidos de ferro (Hutchinson, 1950; Wurster *et al.* 2015). A cor dos sulfatos não está somente associada ao estado de oxidação do ferro, mas pode estar vinculada a condições de cristalização e a processos de exsudação da rocha, associadas a fases amorfas, variações de temperatura e umidade relativa do ar.

## CONCLUSÕES

- Um dos principais processos de formação das cavernas em Carajás é a dissolução, e conseqüentemente, o principal processo da gênese dos espeleotemas tipo crosta;
- Foram identificadas composições formadas por óxidos-hidróxidos de Fe e Al, sulfatos de Fe e Al e fosfatos de Fe;
- Os minerais identificados foram hematita, goethita, gibbsita, lepidocrocita, leucofosfita, fosfosiderita, strengita, alunita, aluminita, basaluminita, além de material amorfo;

**Tabela 3:** Condições de formação, processos e composição mineralógica dos espeleotemas tipo crosta de Carajás.

	<b>Crosta ferruginosa/paleopiso</b>	<b>Crosta alumino-fosfo-ferruginosa</b>	<b>Crosta fosfática</b>	<b>Crosta sulfática</b>
<b>Tipologia da caverna</b>	Formação ferrífera	Formação ferrífera e laterítica	Laterítica	Formação ferrífera e laterítica
<b>Processo</b>	Evolução polifásica de empoçamento ou escorrimento	Precipitação química com períodos alternados de escorrimento	Precipitação química com períodos alternados de escorrimento	Precipitação por evaporação
<b>Condições</b>	Ph ácido, condições oxidantes	Ph ácido, condições oxidantes	Ph ácido, condições redutoras (depende da acidez do guano)	Ph ácido, condições oxidantes
<b>Minerais</b>	Hematita, goethita, lepidocrocita	Hematita, goethita, gibbsita, estrengita e fosfosiderita	Leucofosfita, estrengita e fosfosiderita	Alunita, aluminita, basaluminita

- A formação dos espeleotemas de óxidos hidróxidos de ferro e alumínio pode ser explicada pela mobilização lenta dos íons na forma de colóides, pelo transporte das águas de percolação, floculação e depósitos de “géis”, que desidratam e cristalizam em um ambiente oxidante, por meio do processo de escorrimento e empoçamento, que constituem os paleopisos;
- Os espeleotemas fosfáticos e sulfáticos têm origem coprogênica, a partir da decomposição do guano, que é lixiviado pela água de percolação, e pela combinação de íons hidroxila com outros elementos. As crostas fosfáticas se formam por precipitações alternadas de processos de escorrimento em um ambiente redutor em pH ácido. As crostas sulfáticas por processos de precipitação por exsudação da rocha em condições oxidantes;
- Foi realizada uma classificação baseada na composição mineral e geoquímica do espeleotema tipo crosta de Carajás: crosta ferruginosa, crosta alumino-fosfo-ferruginosa, crosta fosfática e crosta sulfática.

- O estudo das feições pseudocársticas ampliará e contribuirá para o conhecimento geológico das cavidades naturais da Província Mineral de Carajás.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, ao Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia da UFPR. À Vale pelo financiamento do estudo e incentivo à divulgação dos estudos geológicos realizados na região. À Daniele Gonçalves, gestora do projeto PROCAV, aos geólogos Carlos Teles, Rafael Guimarães e Antônio Emídio pelo apoio nos trabalhos de campo. Agradecemos os demais colegas participantes do projeto. C.E.M Barros agradece ao CNPq pela bolsa em Produtividade em Pesquisa (306.021/2012-9 e 309.625/2015-7).

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N., 1958. A geomorfologia no Brasil. **Notícias Geomorfológicas**, 2: 1-8.
- AULER, A., 1997. Espeleologia no Brasil: Uma abordagem histórica. **Espeleo-Tema**, 18: 23-30.
- ARAÚJO, O. J. B., MAIA, R. G. N., 1991. **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil: Serra dos Carajás**, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo: 1-164, DNPM/CPRM. Brasília.
- AYUB, S., BECKER, J. H., 1997. Estudo do meio em cavernas como ferramenta da Educação Ambiental e de que maneira este estudo é realizado no Brasil. **InformAtivo SBE**, 73: 18-20.
- AXELROD, J. M., CARRAN, M. K., MILTO, N. C., THAYER, T. P., 1952. Phosphate mineralization at Bomi Hills and Bambuta Liberia, West Africa. **American Mineralogist**, 37: 883-909.
- BARROS, C. E. M., SARDINHA, A. S., BARBOSA, J. P. O., MACAMBIRA M. J. B., 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, **Canadian Mineralogist**, 47: 1423-1440.
- COELHO, A., AULER, A., FRANCO, F. P., ANDRADE, R., 2011. Espeleologia N4 / N5 / PESE / PESL Diagnóstico Geoespeleológico Diagnóstico Bioespeleológico. **Análise de Relevância - Inédito**, Vale. Belo Horizonte, 270.
- COSTA, U. A. P., MACAMBIRA, J. B., KOTSCHOUBEY, B., 2006. Origem sedimentar-supergênica para o minério de ferro da Serra Norte de Carajás. In: **XLIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais... Aracaju.
- CRESCÊNCIO, G., 2009. A história do GEM: 20 anos de descobertas, estudo e preservação de cavernas. In: **Congresso Brasileiro de Espeleologia**, 30, Montes Claros. Anais... Montes Claros, MG: SBE/Grucav/Unimontes.

- DICK, S., ZEISKE, T., 1997. Leucophosphite  $K[Fe_2(PO_4)_2(OH)(H_2O)] \cdot H_2O$ : hydrogen bonding and structural relationships. *Journal of Solid State Chemistry*. 133: 508-515.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, Belém. Anais...SBG, 35: 11-54.
- DUTRA, G., 2013. Síntese dos processos de gênese de cavidades em litologias de ferro. In: Rasteiro, M. A.; Morato, L. (orgs.) **Congresso Brasileiro Espeleologia**, Barreiras. Anais... Campinas: SBE. 32: 415-426.
- FLICOTEAUX, R. & LUCAS, J., 1984. Weathering of phosphate minerals. In: **Phosphate Minerals Springer**. Verlag, Nriagu & Moore (editores), 292-317.
- GALARZA, M. A. T. & MACAMBIRA, M. J. B., 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil, In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (editores) **Contribuições à Geologia da Amazônia**. SBG-NO, 3: 153-168.
- GOMES, M A., 2014. **Aspectos morfológicos e mineralógicos de feições em cavidade hospedadas em Formações Ferríferas Bandadas/lateríticas da região de Carajás-PA**. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Marabá-PA.
- HILL, C. A., FORTI, P., 1997. Cave minerals of the World. 2. Ed. **The National Speleological Society**. Inc., 463.
- HILL, C. A., & FORTI, P., 2004a, Minerals in caves, in Gunn, J., ed., **Encyclopedia of Caves and Karst Science**: London, Fitzroy Dearborn, 511-514.
- HILL, C. A., FORTI, P., 2004b, Speleothems: Carbonate, in Gunn, J., ed., **Encyclopedia of Caves and Karst Science**: London, Fitzroy Dearborn.
- HUTCHINSON, G. E., 1950. Survey of existing knowledge of biogeochemistry. The Biogeochemistry of vertebrate excretion. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, 96 (3): 1-554.
- LINO, C. F., 1989. **Cavernas: o fascinante Brasil subterrâneo**. Ed. Rios. São Paulo-SP, 279.
- KER, J. C., 1997. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, 5 (1): 17-40.
- MACAMBIRA, J. B., 2003. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará**. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. Tese de Doutorado. 217.
- MACAMBIRA, J. B., RAMOS, J. F. F., ASSIS, J. F. P., FIGUEIRAS, A. J. M., 1990. **Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca**: relatório final. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150. Inédito.
- MACAMBIRA, J. B. & SCHRANK A., 2002. Químio-estratigrafia e Evolução dos Jaspilitos da Formação Carajás (Pa). **Revista Brasileira de Geociências**, 32 (4): 567-578.
- 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.
- MAURITY, C. W., KOTSCHOUBEY, B., 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1- Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Série Ciências da Terra 7: 331-362.
- MCFARLANE, M. J., TWIDALE, C. R., 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles. **Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband**, 64: 73-95.

- MOHAPATRA, B., JENA, S., MAHANTA, K., MISHRA, P. 2008. Goethite morphology and composition in banded iron formation, Orissa, India. **Resource Geology**, 58, 325-332.
- NRIAGU, J. O., MOORE, P. B., 1984. **Phosphate Minerals**. . Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag, 442.
- PILÓ, L. B., AULER, A. 2005. Cavernas em minério de ferro e canga de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, MG. **O Carste**, 17 (3): 92-105.
- PILÓ, L. B., AULER, A. 2009. Geoespeleologia das cavernas em rochas ferríferas da Região de Carajás, PA. In: **Congresso Brasileiro de Espeleologia**, 30, Montes Claros. Anais... Montes Claros, MG: SBE/Grucav/Unimontes.
- PINHEIRO, R. V. L., HOLDSWORTH, R. E., 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, 30 (4): 597-606.
- PINHEIRO, R. V. L., MAURITY, C. W., 1988. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) - Brasil. In: Anais 1º **Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe**, Belo Horizonte, 179-186.
- TIESSEN, H, LO MONACO, S., RAMIREZ, A., SANTOS, M. C. D. & SHANG, C., 1996. Phosphate minerals in a lateritic crust from Venezuela. **Biogeochemistry** 34: 1-17.
- TOLBERT, G. E., TREMAINE, J. W., MELCHER, G. C., GOMES, C. B., 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. **Economic Geology**, 66: 985-99.
- TRENDALL, A. F., BASEI, M. A. S., LAETER, J. R., NELSON, D. R., 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, 11: 265–277.
- SIMMONS, G. C., 1963. Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **The National Speleological Society Bulletin**, 25: 66-72.
- SIMMONS, G. C., 1964. Leucophosphite, a new occurrence in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **American Mineralogist**, 49: 337-386.
- SCHWERTMANN, U. AND TAYLOR, R. M., 1972a. The transformation of lepidocrocite to goethite: **Clays and Clay Minerals**, 20: 151-158.
- SCHWERTMANN, U., TAYLOR, R. M., 1972b. The influence of silicate of the transformations of lepidocrocite to goethite: **Clays and Clay Minerals** 20: 159-164.
- WURSTER, C. M., MUNKSGAARD, N., ZWART, C., BIRD, M., 2015. The biogeochemistry of insectivorous cave guano: a case study from insular Southeast Asia. **Biogeochemistry** 124: 163-175p.

## CAPÍTULO III

---

### 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Acredita-se que um dos principais processos de formação das cavernas em Carajás seja por dissolução, e conseqüentemente, o principal processo da gênese dos espeleotemas tipo crosta, ao passo que com as análises petrográficas foram observadas feições de dissolução, não somente da sílica como dos óxidos de ferro, acarretando na geração de minerais secundários (espeleotemas).

É importante ressaltar que minerais secundários os quais se depositam no interior de cavernas se caracterizam como espeleotemas, apesar de apresentar semelhança com horizontes lateríticas. Os espeleotemas tipo crosta possuem uma variedade morfológica e mineralógica diversificada, como composições formadas por óxidos-hidróxidos de Fe e Al, sulfatos de Fe e Al e fosfatos de Fe.

A formação dos espeleotemas de óxidos-hidróxidos de Fe e Al são causados por uma lenta dissolução dos compostos (Maurity & Kotschoubey, 1995), possibilitando uma maior mobilização e a precipitação em forma de colóides, causado pelo transporte restrito das águas percolantes, que ao flocular, originam depósitos de “géis”, os quais desidratam e resultam materiais amorfos. Estes espeleotemas formam-se sob condições oxidantes em pH ácido e são constituídos por hematita e goethita. Apresentam morfologias como lamelar, granular e microcristalina para hematita, e botroidal, nodular, esferoidal e lamelar para goethita.

A formação dos espeleotemas fosfáticos e sulfáticos são muito discutidos, haja vista ter que avaliar uma quantidade expressiva de fósforo para compor estes depósitos químicos, e isso é pouco provável considerando a origem vinda da formação ferrífera, já que os teores de  $P_2O_3$  são baixos (menor que 1% em peso) (Beisiegel, 1982; Macambira & Schrank, 2002). Outra idéia é considerar a origem vinda da crosta laterítica ou pela adsorção de fósforo iônico por goethita, porém também hipóteses pouco prováveis, já que o teor apesar de mensurável ser baixo. Desse modo, considera-se que sua origem seja a partir da decomposição do guano de morcegos que é rico na concentração de carbono, nitrogênio, fósforo e enxofre, ou seja, de origem coprogênica, pois foram notados expressivos depósitos de excrementos dentro das cavernas, os quais interagiram com o meio aquoso por meio da lixiviação da água de percolação, combinando-se com íons hidroxila e outros elementos que formam os compostos químicos fosfáticos e sulfáticos.

Os espeleotemas fosfáticos se originam em condições de pH ácido e geralmente se encontram em cavernas lateríticas. O processo de escorrimento em períodos alternados de precipitação química constitui produtos de aspecto porcelanado de finas camadas de strengita e fosfoderita que revestem blocos e piso, a leucofosfita forma camadas espessas que revestem paredes e teto.

Os minerais sulfáticos ocorrem de forma restrita nas cavernas por processo de exsudação do substrato, sob condições oxidantes, como, alunita, aluminita, basaluminita. Apresentam cor esverdeada e branco leitoso, aspecto pulverulento e textura lamelar e globular.

O trabalho organizou uma classificação baseada na composição mineral e geoquímica do espeleotema mais comum das cavernas em Serra Norte, o espeleotema tipo crosta: crosta ferruginosa ou paleopisos, crosta alumino-fosfo-ferruginosa, crosta fosfática e crosta sulfática. Acredita-se que o estudo em depósitos minerais secundários onde ocorrem feições pseudocársticas ampliará e contribuirá para o conhecimento geológico das cavidades naturais da Província Mineral de Carajás.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abreu, S. S. 2014. *Petrografia de formações ferríferas associadas às cavernas da Serra Norte, na Unidade Espeleológica de Carajás PA*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, 100pp.
- Ab'Saber, A.N. 1958. *A geomorfologia no Brasil*. Notícias Geomorfológica, Campinas, **2**: 1-8.
- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A., Macambira, M. J. B., Pimentel, M. M., Rämö, O. T., Guimarães, F. V., Leite, A. A. S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **120**: 235-257.
- Althoff, F. J., Barbey, P., Boullier, A. M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187-206.
- Anand, R.R. & Paine, M. 2002. Regolith geology of Yilgarn Craton, Western Australia: Implication for Exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49**: 3-162.
- Araújo, O. J. B., Maia, R. G. N., 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164.
- Auler, A. 1997. Espeleologia no Brasil: Uma abordagem histórica. *Espeleo-Tema*, **18**: 23-30.
- Auler, A; Piló, L. B. 2005. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. *O Carste*, Belo Horizonte, **17** (3): 70-72.
- Avelar, V. G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental*.

- Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149pp.
- Ayub, S., Becker, J. H. 1997. Estudo do meio em cavernas como ferramenta da Educação Ambiental e de que maneira este estudo é realizado no Brasil. *InformAtivo SBE*, **73**: 18-20.
- Axelrod J. M., Carran M. K., Milton C., Thayer T. P. 1952 - Phosphate mineralization at Bomi Hills and Bambuta Liberia, West Africa - *American Mineralogist*, **37**: 883-909.
- Bárdossy, G. & Aleva, G. J. J. 1990. Lateritic bauxites. *Developments in Economic Geology. Elsevier, Amsterdam*, **27**: 624.
- Barros, C. E. M., Sardinha, A. S., Barbosa, J. P. O., Macambira M. J. B. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, *Canadian Mineralogist*, **47**: 1423-1440.
- Braga, A. A. J. 2015. *Avaliação estrutural sobre cavernas em Formações Ferríferas, Carajás-PA*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 63pp.
- Briceno, H. O. 1991. Table mountain geology and superficial geochemistry: Chimantá Massif, Venezuelan. Guyana Shield: *Journal South American Earth Sciences*. **3**:179-194.
- Cabral, E. S. 2015. *Petrografia, Geoquímica e assinatura isotópica de Pb em Formações Ferríferas Bandadas associadas a cavernas da Serra Sul, Carajás-PA*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém.87pp.
- Calux, A. 2013. *Desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no Quadrilátero Ferrífero*, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 220pp.
- Coelho A., Auler A., Franco F. P., Andrade R. 2011. Espeleologia N4/N5/PESE/PESL Diagnóstico Geoespeleológico, Diagnóstico Bioespeleológico, *Análise de Relevância, Relatório Inédito*. VALE. Belo Horizonte, 270.
- Cordani, U. G., Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22** (3): 167-173.
- Costa, M. L.; Costa, W. A. M.; Schwab, R. G. 1980. Mineralogia das ocorrências de fosfatos lateríticos do Pará e Maranhão (Brasil). In: *Congresso Brasileiro Geologia, 31. Anais...* Camboriú, SBG. **4**: 1982-1996.
- Costa M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. **21** (12): 146-160.
- Costa, M. L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. In: Licht, O.A. B.; Mello, C.S.B.; Silva, C.R. (editores). *Prospecção geoquímica de depósitos minerais metálicos, não metálicos, óleo e gás*. São Paulo, SBG, 788.
- Costa, U. A. P., Macambira, J. B., Kotschoubey, B. 2006. Origem sedimentar-supergênica para o minério de ferro da Serra Norte de Carajás. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju. *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Crescêncio, G. 2009. A história do GEM: 20 anos de descobertas, estudo e preservação de cavernas. In: Congresso Brasileiro de Espeleologia, **30**, Montes Claros. *Anais... Montes Claros*, MG: SBE/Grucav/Unimontes.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton:

- geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113-138.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M. A. Almeida, J. A. C., Althoff, F. J. Leite, A. A. S., Oliveira, D. C., Barros, C. E. M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the carajás metallogenic province, eastern amazonian cráton. In: Symposium on Magmatismo, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, *Excursion Guide, Belém*, 99-150.
- Dick, S., Zeiske, T. 1997: Leucophosphite  $K[Fe_2(PO_4)_2(OH)(H_2O)] \cdot H_2O$ : hydrogen bonding and structural relationships. *Journal of Solid State Chemistry*, **133**, 508-515.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro Geologia, Belém. *Anais... Belém*, SBG, **35**: 11-54.
- Dutra, G. 2013. Síntese dos processos de gênese de cavidades em litologias de ferro. 2013. In: Rasteiro, M. A.; Morato, L. (orgs.) Congresso Brasileiro de Espeleologia, Barreiras. *Anais... Campinas*: SBE, **32**: 415-426.
- Feio, G. R. L., 2011. *Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Dissertação de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Brasil. 205pp.
- Flicoteaux, R., Lucas, J. 1984. Weathering of phosphate minerals. In: Phosphate Minerals Springer Verlag, Nriagu & Moore (editores), 292-317.
- Galarza, M. A. T., Macambira, M. J. B. 2002 Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil, In: E. L. Klein, M. L. Vasquez, L. T. Rosa-Costa (editores). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, **3**: 153-168.
- Gomes, M. A. 2014. *Aspectos morfológicos e mineralógicos de feições em cavidade hospedadas em Formações Ferríferas Bandadas/lateríticas da região de Carajás-Pa*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia. 51pp.
- Hardt, R., Pinto, S. A. F. 2009. Carste em litologias não carbonáticas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **10** (2): 99-105.
- Harmsworth, R. A., Kneeshaw, M., Mossis, R. C., Robinson, C. J. & Srivastava, P. K. 1990. BIF Derived Iron of Hamersley Province. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*, 617-642.
- Henwood, W. J. 1871. On the gold mines of Minas Geraes. In: Observations on metalliferous deposits. *Transactions of the Royal Geological Society of Cornwall*, **8**: 168-370.
- Hill, C.A., Forti, P. 1997. Cave minerals of the World. *The National Speleological Society Bulletin* (editores), **2**: 463.
- Hill, C.A., and Forti, P. 2004a, Minerals in caves, in Gunn, *Journal Encyclopedia of Caves and Karst Science: London* (editores), Fitzroy Dearborn, 511-514
- Hill, C.A., Forti, P. 2004b, Speleothems: Carbonate, in Gunn, *Journal Encyclopedia of Caves and Karst Science: London* (editores), Fitzroy Dearborn.
- Hutchinson, G. E. 1950. Survey of existing knowledge of biogeochemistry. The Biogeochemistry of vertebrate excretion. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **96** (3): 1-554.
- Kempe, S., Halliday, W. 1997. Report of the discussion on pseudokarst. In: *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, Basel, Switzerland: Speleo Projects, **6**: 107.
- Ker, J. C. 1997. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos*, **5** (1): 17-40.

- Lino, C. F. 1989. *Cavernas: o fascinante Brasil subterrâneo*. Editora Rios. São Paulo-SP, 279.
- Leite, A. A. S., Dall'Agnol, R., Macambira, M. J. B., Althoff, F. J. 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447-458.
- Macambira J. B., Ramos J. F. F., Assis J.F.P., Figueiras A. J. M. 1990. *Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca: relatório final*. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150p. Inédito.
- Macambira, J. B. & Schrank A. 2002. Químio-estratigrafia e Evolução dos Jaspilitos da Formação Carajás (Pa). *Revista Brasileira de Geociências*, **32** (4): 567-578.
- Macambira, J. B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. Tese de Doutorado. 217pp.
- Macambira, J. B., Kotschoubey, B., Costa, U. A. P. 2006. Origem sedimentar-supergênica para o minério de ferro da Serra Norte de Carajás. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia Aracaju. *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Macambira, M. J. B., Lafon, J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 263-287.
- 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.
- Martini, J. E. J. 2000. Dissolution of quartz and silicate minerals. Speleogenesis Evolution of Karst Aquifers. *National Speleological Society*. Hunstisville, Alabama-USA. 527.
- Maurity, C. W. 1995. *Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 Serra dos Carajás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, Dissertação de mestrado em geoquímica. 95pp.
- Maurity, C. W., Kotschoubey, B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1- Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Série Ciências da Terra, **7**: 331-362.
- Mcfarlane, M. J., Twidale, C. R. 1987. Karstic features associated with tropical weathering profiles. *zeitschrift für geomorphologie supplementband*, **64**: 73-95.
- Mohapatra, B., Jena, S., Mahanta, K., Mishra, P. 2008. Goethite morphology and composition in banded iron formation, Orissa, India. *Resource Geology*, **58**: 325-332.
- Morris, R. C., Fletcher, A. B. 1987. Increased solubility of quartz following ferrous-ferrous iron reactions. *Nature*, **340**: 600.
- Nogueira A. C. R., Truckenbrodt W., Pinheiro R. V. L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 177-277.
- Nriagu, J. O., Moore, P. B. 1984. *Phosphate Minerals*. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag, 442.
- Oliveira, M. A., Dall'Agnol, R., Althoff, F. J., LEITE, A. A. S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 146-160.
- Palmer, A. N. 2003. Speleogenesis in carbonate rocks. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers* (Virtual Journal), **1**:1-11.

- Pereira, M. C. 2012. *Aspectos Genéticos e Morfológicos das Cavidades Naturais da Serra da Piedade – Quadrilátero Ferrífero/MG*. Dissertação de Mestrado. UFGM. 150pp.
- Piló, L.B., Auler, A. 2005. Cavernas em minério de ferro e canga de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, MG. *O Carste*, **17** (3): 92-105.
- Piló, L. B., Auler, A. 2009. Geoespeleologia das cavernas em rochas ferríferas da Região de Carajás, PA. In: *Congresso Brasileiro de Espeleologia*, **30**, Montes Claros. *Anais... Montes Claros*, MG: SBE/Grucav/Unimontes.
- Piló, L. B., Coelho, A. & Reino, J. C. R. R. 2015. Geoespeleologia em rochas ferríferas. In: *Geossistemas Ferruginosos do Brasil: áreas prioritárias para conservação da diversidade geológica e biológica, patrimônio cultural e serviços ambientais*, Editora 3i, Belo Horizonte, Flávio Fonseca do Carmo e Luciana Hiromi Yoshino Kamino (editores), 125-148.
- Pimentel, M.M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1988. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG. **38**: 390-391.
- Pinheiro, R. V. L. & Maurity, C. W. 1988. As cavernas em rochas intempéricas da Serra dos Carajás (PA) - Brasil. In: *Anais 1º Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe*, Belo Horizonte, 179-186.
- Pinheiro, R. V. L.; Holdsworth, R. E. 2000. Evolução tectono estratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4): 597-606.
- Pinheiro R.V.L, Maurity C, Henriques A.L, Silveira LT, Lopes P.R.C, Silveira OT, Paiva ALFA, Verissimo Cuv and Kern D.C. 2001. As grutas bauxíticas da Serra do Piriá, PA. *Bol Mus Par Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra) **13**: 3–97.
- Ribeiro, D, T. 2003. *Enriquecimento Supergênico de Formações Ferríferas Bandadas: Estruturas de Colapso e desordem*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências UFRJ. Rio de Janeiro, 123pp.
- Rimstidh, J. D. 1997. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61** (13): 2553-2558.
- Rosolen, V., Lamotte, M., Boulet, R., Trichet, J., Rouer, O. 2002. Genesis of a mottled horizon by Fe-depletion within a laterite cover in the Amazon Basin. *Comptes Rendus Geoscience*. **334**: 187-195
- Schellmann, W. 1980. Considerations on the definition and classification of laterites. In: International Seminar on Lateritization Processes. *Proceedings... Trivandrum*, Oxford & Ibh. **1**: 10.
- Schwertmann, U. and Taylor, R. M. 1972. *The transformation of lepidocrocite to goethite: Clays and Clay Minerals*, **20**: 151-158.
- Schwertmann, U. and Taylor, R. M. 1972b. *The influence of silicate of the transformations of lepidocrocite to goethite: Clays and Clay Minerals* **20**: 159-164.
- Simmons, G. C. 1963. Canga Caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *The National Speleological Society Bulletin*, **25**: 66-72.
- Simmons G. C. 1964. Leucophosphite, a new occurrence in the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist*, **49**: 337-386
- Sobrinho, F. C. 2012. *Contribuição ao estudo da Gênese do minério de Ferro na mina N4E, Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia. 95pp.
- Summerfield, M.A. 1991. Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. New York: *Longman Scientific & Technical*, 537.

- Tardy, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In: Weathering, Soils and Paleosols. Edited by I.P. Martini and W. Chesworth. *Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier, Amsterdam, 379-401.
- Tardy, Y. 1993. *Petrologie des Latérites et des Sols Tropicaux*. Masson, Paris, 460.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (editores.) *Geologia do continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo. 471-485.
- Tiessen, H; Lo Monaco, S., Ramirez, A., Santos, M. C. D. & Shang, C. 1996. Phosphate minerals in a lateritic crust from Venezuela. *Biogeochemistry*, **34**: 1-17.
- Tolbert, G. E., Tremaine, J. W., Melcher, G. C., Gomes, C. B. 1971. The recently discovered serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*, **66**: 85-99.
- Trendall, A. F., Basei, M. A. S., Laeter, J. R., Nelson, D. R. 1998. SHRIMP zircon U–Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 265–277.
- Valeton, I. 1994. Element concentration and formation of ore deposit by weathering. *Elsevier*, **21**:99-129.
- Wurster, C. M., Munksgaard, N., Zwart, C., Bird, M. 2015. The biogeochemistry of insectivorous cave guano: a case study from insular Southeast Asia. *Biogeochemistry*, **124**: 163-175.