





Gênese de Cavernas da Serra Norte, Carajás, Pará com base em estudos petrográficos e geoquímicos de Formações Ferríferas Bandadas *Genesis of Caves at Serra Norte, Carajás, Pará based in petrographic and geochemical studies of Banded Iron Formations*

Soraia da Silva Abreu^{1,2} , Joel Buenano Macambira¹ ,

Moacir José Buenano Macambira² , Érica da Solidade Cabral^{1,2} 

¹Universidade Federal do Pará - UFPA, Instituto de Geociências, Rua Araguaia, 941, Novo Horizonte,
CEP: 68502-390, Marabá, PA, BR (soraia.abreu@unifesspa.edu.br; joel@ufpa.br; ericakbral@hotmail.com)

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

Recebido em 14 de julho de 2017; aceito em 11 de março de 2019

Resumo

Este trabalho objetiva entender os processos responsáveis pela formação das cavernas desenvolvidas em jaspilitos, no platô de N4, em Carajás, Pará. O estudo baseou-se em análises petrográficas e geoquímicas do jaspilito buscando caracterizar a evolução mineralógica, textural e geoquímica das quatro categorias em que foi classificado, considerando seus graus de alteração intempérica: 1) jaspilito fresco (JF); 2) jaspilito pouco alterado (JPA); 3) jaspilito muito alterado (JMA); 4) minério de ferro (MN). Na transição do JF para o MN ocorre intensa lixiviação de SiO₂ (de 62,51 para 0,51%) e consequente enriquecimento no teor de Fe₂O₃t (de 56,48 para 97,71%). O *chert* e o jaspé são lixiviados, acarretando a formação de microcavidades de dissolução, até a retirada completa da banda de sílica (na ordem de 50 a 60% em volume). Por outro lado, há neoformação de duas variedades de hematita, a Hm-2 e a Hm-3, além de goethita. Verificou-se que a gênese das cavernas está inicialmente relacionada a processos químicos de dissolução e lixiviação da sílica, que foi ocasionada pela percolação de fluidos de origem meteórica, canalizados pelo do bandamento do jaspilito, aliado também à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para essas soluções. Processos de erosão subterrânea, colapso e abatimento do material residual aceleraram o aumento dos espaços vazios no jaspilito com a consequente formação das cavernas. Interpreta-se que os processos iniciais que atuaram na formação das cavernas são os mesmos que condicionaram a formação do minério friável da mina estudada.

Palavras-chave: Cavernas; Jaspilito; Minério de ferro; Intemperismo; Carajás.

Abstract

This research aims to understand the main factors responsible for the formation of caves associated with jaspilite in N4 plateau, at Carajás Speleological Unit, Pará state. The study was based on petrographic and geochemical analyses of jaspilite with varying weathering degrees, seeking to understand the mineralogical, textural and geochemical evolution of four categories: 1) fresh jaspilite (JF); 2) least altered jaspilite (JPA); 3) very altered jaspilite; 4) iron ore (MN). In transition from fresh jaspilite to iron ore, the intense leaching of SiO₂ (62.51 to 0.51%) happens, as well as the consequent enrichment of Fe₂O₃t (56.48% to 97.71%). *Chert* and jasper are leached, causing the formation of dissolution microcavities until the complete removal of the siliceous band (roughly 50–60% in vol.). On the other hand, there is a neoformation of two hematite varieties, Hm-2, and Hm-3, besides goethite. The research verified that the caves' genesis is initially related to chemical processes of dissolution and leaching of silica, which were caused by the percolation of fluids of meteoric origin, channeled through the jaspilite banding and made more intense by the inclination of the layers, which served as preferred paths for these solutions. Processes of underground erosion with collapse of the residual material accelerated the growth of the open spaces in the jaspilite with the consequent formation of caves. We interpret that the initial processes that acted in the formation of the caves are the same that conditioned the formation of the friable ore of the studied mine.

Keywords: Caves; Jaspilite; Iron ore; Weathering; Carajás.

INTRODUÇÃO

A região de Carajás, Estado do Pará, é conhecida mundialmente pelos seus gigantescos depósitos de minério de ferro de alto teor, com reservas calculadas em torno de 18 bilhões de toneladas (CVRD, 1999). Desde o início do século XXI, diversas pesquisas de cunho espeleológico vêm sendo realizadas nessa região, levando à descoberta de centenas de cavernas tendo como principal rocha hospedeira a formação ferrífera bandada (*banded iron formation* — BIF) e o minério de ferro associado. Em poucos anos, Carajás surge como a maior Província Espeleológica do Brasil (Valentim e Olivito, 2011), ao lado do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

O número de cavernas em rochas ferríferas conhecidas hoje no Brasil, já ultrapassam mais de quatro mil, sendo elas cadastradas em bases de dados públicas e privadas (Calux, 2013). O conhecimento, principalmente com relação à gênese dessas cavernas, ainda é reduzido. Alguns autores, como Dutra (2013), Abreu et al. (2016) e Cabral et al. (2016), apontaram processos que seriam responsáveis pela origem das cavernas de Carajás. Abreu et al. (2016) e Cabral et al. (2016) demonstraram que a dissolução da sílica é um dos principais fatores responsáveis pela origem das cavernas nessa região, atribuindo sua origem aos mesmos processos de geração do minério de ferro friável de Carajás (cavernas

“minerogênicas”; Auler et al., 2014). Por outro lado, Dutra (2013), baseada em dados geoquímicos de águas de poços tubulares de Carajás e do Quadrilátero Ferrífero, concluiu que a dissolução não seria o principal fator responsável pela origem das cavernas nessas duas áreas. Essa interpretação será discutida mais adiante.

Diante do exposto, foram selecionadas para estudo três cavernas localizadas na jazida N4 em Carajás (duas em N4E e uma em N4WS) (Figura 1), objetivando elucidar os principais processos responsáveis pela origem dessas cavernas.

As cavernas de Carajás desenvolvem-se principalmente nas BIFs da Formação Carajás (Abreu et al., 2016). Desse modo, as análises petrográfica e geoquímica dessas rochas, exibindo variados graus de alteração intempérica, auxiliaram no entendimento da evolução química, mineralógica e textural, dando suporte ao entendimento da gênese dessas cavernas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Com base na observação visual de feições que indicam a intensidade do intemperismo que afetou as amostras, estas foram agrupadas em quatro categorias, para melhor caracterização dos horizontes estudados, do mais profundo para o mais superficial: jaspilito fresco (JF), jaspilito pouco

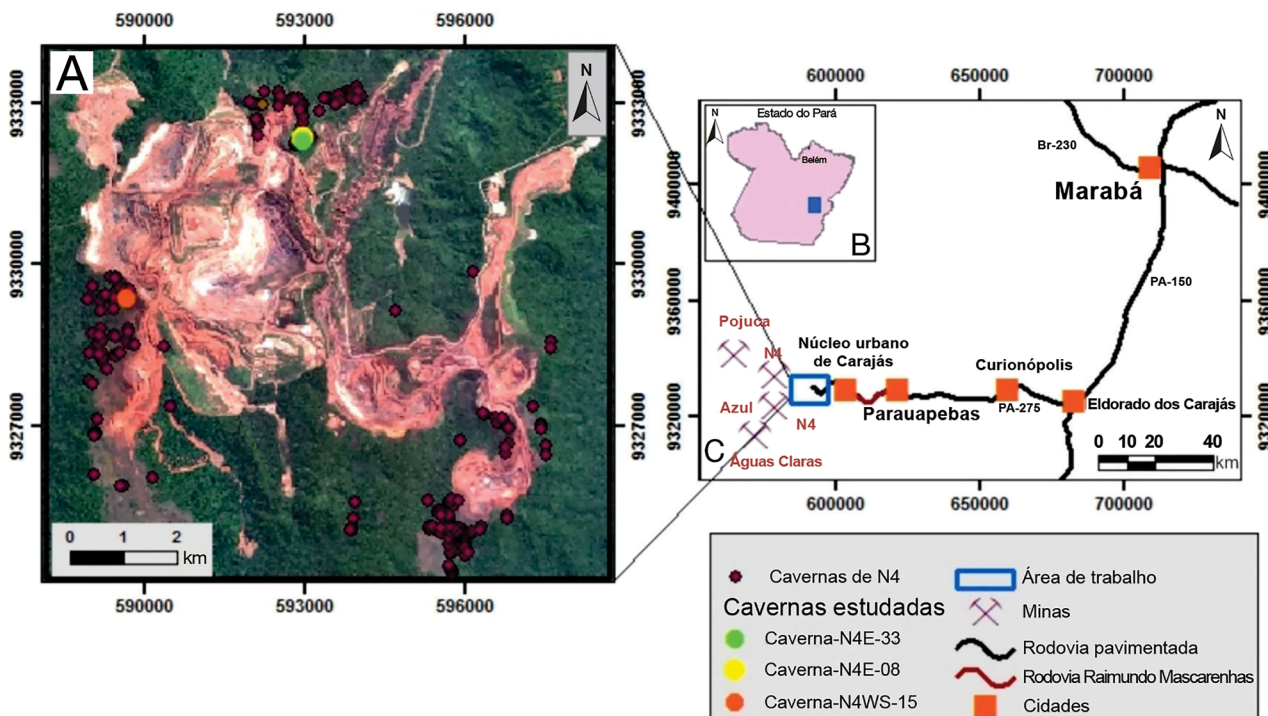


Figura 1. (A) Imagem de satélite da mina N4 mostrando a localização das três cavernas estudadas em detalhe; (B) mapa do Estado do Pará e o polígono da área com as cavernas estudadas; (C) mapa rodoviário do sudeste do Pará e as principais minas no entorno da área de estudo.

alterado (JPA), jaspilito muito alterado (JMA) e minério de ferro (MN).

Foram realizadas descrições de amostras de mão retiradas das cavernas (teto e parede) e de furos de sondagem. Nos furos, a primeira amostra foi coletada a 100 m de profundidade e as demais, a cada 20 m. Análises petrográficas de seções polidas (41) e lâminas delgadas (1) foram realizadas com o auxílio do microscópio petrográfico de luz refletida e transmitida. Foi observada a composição mineralógica primária e secundária, bem como foi feita a descrição das feições de dissolução, verificando-se sempre as mudanças ocorridas do JF até o MN. Como suporte à petrografia e à geoquímica foi aplicado o método de difração de raios X — DRX (uma amostra de cada categoria). As bordas sinuosas e graduais das feições de dissolução e o fato de ocorrerem no mesmo mineral (jaspe e/ou *chert*) são indicativos de que se trata de feições naturais, não provocadas pelo processo de polimento das amostras.

As análises químicas foram feitas no laboratório ACME Analytical Laboratories Ltda. (Vancouver, Canadá) em 27 amostras, levando-se em consideração as quatro categorias estudadas. O teor dos elementos maiores foi obtido por ICP-ES e os elementos-traço e terras raras por ICP-MS. Essa etapa permitiu obter melhores informações a respeito das mudanças geoquímicas ocorridas no processo de formação das cavernas. O padrão de distribuição dos ETRs foi estabelecido por meio de normalização com o North American Shale Composite (NASC) publicado por Goldstein e Jacobsen (1988).

Arcabouço geológico

A Unidade Espeleológica de Carajás está inserida no Cráton Amazônico, na porção norte da Província Mineral de Carajás (PMT), na Bacia Carajás. A PMT, segundo Feio et al. (2012, 2013), compreende dois Domínios: o Rio Maria e o Carajás. O Domínio Carajás é formado, ao sul, pelos Domínios Canaã dos Carajás e Sapucaia (Dall'Agnol et al., 2013) e, ao norte, pela Bacia Carajás (Feio et al., 2012). As rochas do Complexo Xingu (Silva, 1974) constituem o embasamento dessa bacia, que está recoberto pela sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; Wirth et al., 1986, Machado et al., 1991). Destacamos aqui as rochas do Grupo Grão Pará — GGP (pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas), principalmente as da Formação Carajás, unidade estratigráfica em que ocorre a maioria das cavernas da Serra dos Carajás.

O GGP (Macambira, 2003) é constituído, da base para o topo, de uma sequência vulcano-sedimentar composta da Formação Parauapebas, sobreposta pela Formação Carajás e, em seguida, das Formações Igarapé Cigarra e Igarapé Boa Sorte.

A Formação Parauapebas é constituída de rochas vulcânicas máficas intercaladas com raros vulcanitos félsicos.

O fato de existirem basaltos com texturas ígneas preservadas indica que essa formação não foi afetada por metamorfismo regional (Macambira, 2003).

A Formação Carajás ocupa a porção intermediária do GGP, é mais bem estudada na Serra Norte e descrita como constituída de jaspilito com bandamento definido pela alternância de micro e mesobandas de óxidos de ferro — hematita, magnetita e maghemita (Macambira, 2003; Abreu et al., 2016; Cabral et al., 2016), jaspe (*chert* impregnado por hematita fina) e/ou *chert* branco, além do minério de ferro associado. Sua espessura é estimada entre 200 e 300 m, com mergulho para oeste (na jazida de N4) e com contato concordante com as unidades subjacentes. A idade de deposição da Formação Carajás é inferida a partir da datação de rochas vulcânicas concordantes ao acamamento dos jaspilitos, com intervalos entre 2740 ± 8 (Trendall et al., 1998) e 2757 ± 18 Ma (Macambira et al., 1996).

A Formação Igarapé Cigarra é representada por rochas máficas com intercalações de tufos, seguidos por sedimentos clásticos e químicos, e repousa concordantemente sobre a Formação Carajás.

RESULTADOS

Petrografia: graus de alteração intempérica

No estudo petrográfico, analisaram-se amostras de jaspilito em diferentes graus de alteração intempérica, visando observar a evolução dos processos de dissolução ocorridos no interior das cavernas estudadas. A classificação em graus de alteração é a mesma adotada por Costa (2006), Sobrinho (2012), Abreu et al. (2016) e Cabral et al. (2016). Segundo ela, cada categoria representa estágios crescentes de intemperismo do jaspilito, desde a rocha fresca em profundidade até o minério na superfície.

As mudanças texturais e mineralógicas observadas são reflexo da intensidade do intemperismo que afetou as rochas. Desse modo, essas mudanças foram analisadas para estabelecer a sequência dos eventos de dissolução que culminaram na formação de microcavidades.

Jaspilito fresco

Embora as amostras coletadas nas cavernas não contemplem essa categoria, achou-se necessária uma descrição detalhada do mesmo, com base em trabalhos anteriores (Macambira, 2003), para estabelecer as suas principais características texturais e mineralógicas e comparar com os demais litotipos.

O JF apresenta bandamento regular com cores constantes, com praticamente nenhum sinal de alteração (Figura 2A). Camadas de minerais opacos constituídos principalmente de hematita (Hm), magnetita (Mg) e maghemita (Mgh) de

cor cinza escuro e brilho metálico se alternam com camadas de minerais silicosos de jaspe e *chert* com coloração avermelhada e esbranquiçada, respectivamente. A espessura das bandas varia de alguns milímetros até 4 cm; há porções ainda mais espessas por conta da ocorrência de níveis de hematita maciça. Laminações de minerais opacos são observadas nas bandas silicosas, assim como lâminas de minerais silicosos são observadas dentro da banda opaca, paralelas ao acamamento, caracterizando uma laminação interna plano-paralela (Figura 2B) (Macambira, 2003). O contato entre as bandas é geralmente brusco e retilíneo (Figura 2C), podendo haver porções de contato ondulado e gradacional.

Nas diferentes categorias do jaspilito foram identificados cristais de hematita com diferenças texturais marcantes, sendo possível classificá-las em três tipos (gerações) distintos: Hm-1, Hm-2 e Hm-3.

Hm-1 é caracteristicamente sedimentar e primária, que forma uma massa criptocristalina de coloração cinza claro sob luz refletida, é o mineral mais comum no JF, nas bandas de minerais opacos. É relativamente porosa e alterna-se com as camadas de jaspe e *chert*. As variedades Hm-2 e Hm-3 serão descritas mais adiante.

A magnetita é o segundo mineral mais comum, ocorre preferencialmente como cristais eudrais de forma isolada ou alinhada paralela ao bandamento, parcialmente substituída por maghemita no centro e hematita nas bordas (Figura 2D). Por vezes, forma lentes e lâminas ou ilhas dentro da camada de hematita. Apresenta-se na cor cinza rosado. Teria se formado *in situ*, por diagênese, por meio da migração de Fe das cercanias para compor a estrutura cristalina da magnetita. Restos da laminação e de *chert* preservados nos cristais eudrais de magnetita indicam essa origem.

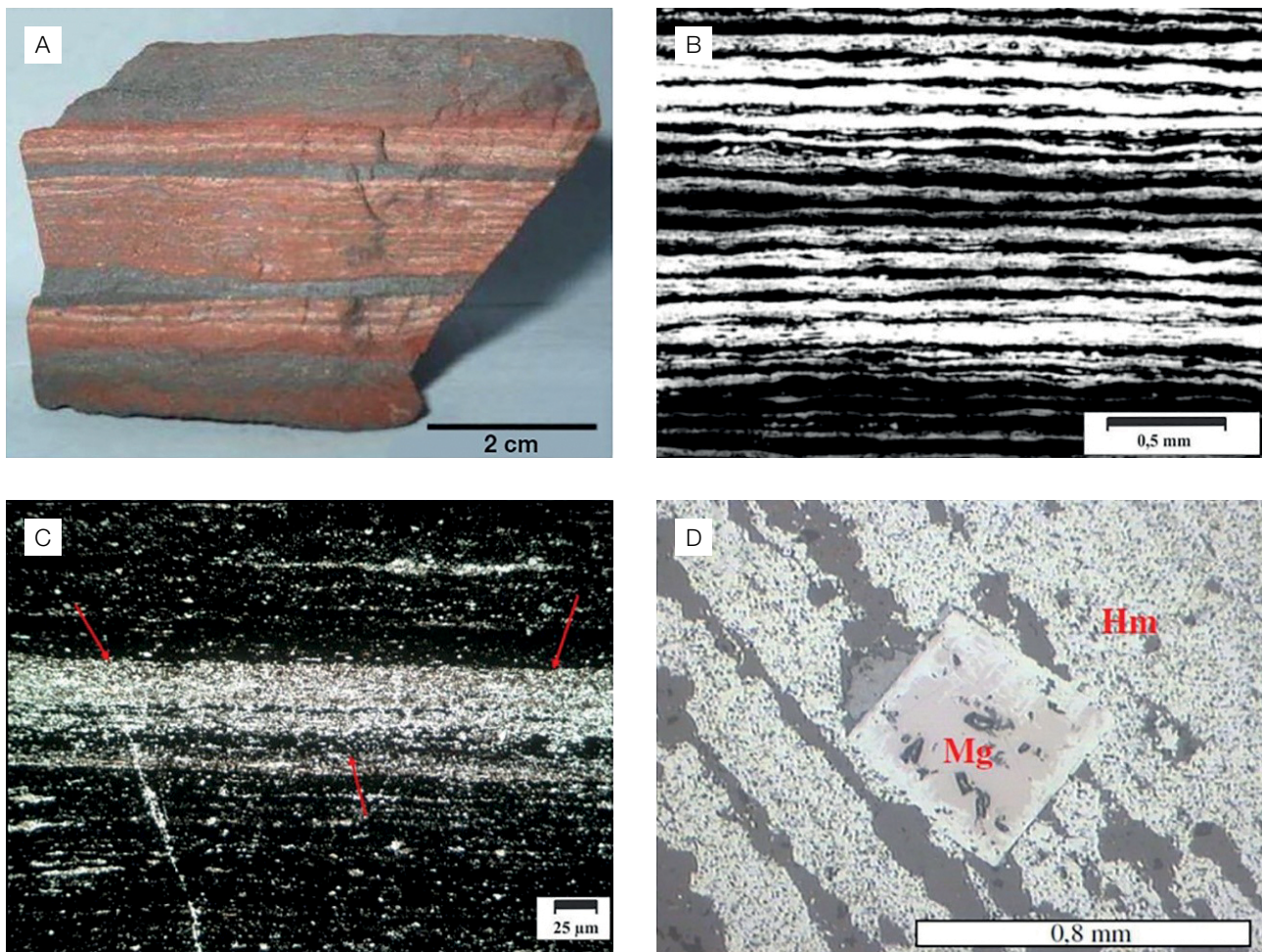


Figura 2. (A) Amostra de mão do jaspilito, mostrando o bandamento regular sem sinais de dissolução (fonte: Ramos, 2012); (B) fotomicrografia da laminação interna plano-paralela (fonte: Macambira, 2003); (C) fotomicrografia mostrando o contato brusco e retilíneo (setas vermelhas) entre as bandas do jaspilito (fonte: Ramos, 2012); (D) ao centro, cristal de magnetita, substituído por Hm-2 nas bordas. Nota-se que as camadas de *chert* estão perfeitamente preservadas (luz refletida em B, C e D, nicóis paralelos).

Uma característica marcante do JF é a ausência de feições de dissolução, uma vez que não sofreu qualquer tipo de alteração intempérica, preservando todas as características originais. Isso é claramente observado principalmente quando da análise das bandas ricas em minerais silicosos (nível mais solúvel do jaspilito), em que eles se encontram perfeitamente preservados e sem sinais de dissolução (Figura 2D).

As bandas de sílica são constituídas por jaspe e *chert*. A coloração avermelhada conferida ao jaspe é resultante da presença de hematita finamente granulada oriunda da deposição simultânea de sílica e de finas partículas de óxido de ferro (Murthy, 1990). O *chert*, por sua vez, é uma variedade silicosa composta de quartzo micro a criptocristalino sem outros compostos maiores; sua coloração branca é o indicio de que a sílica foi depositada pura. O *chert* ocorre geralmente no centro das bandas silicosas, na forma de lâminas ou lentes.

É comum a presença de microfalhas ou microfraturas; estas últimas discordantes ao acamamento, sem preenchimento, algumas com espessura de até 300 μm .

Jaspilito pouco alterado

Essa categoria apresenta características muito semelhantes às do litotipo anterior. O acamamento primário permanece praticamente inalterado (Figura 3A), mas já aparecem sinais de dissolução e algumas mudanças na composição mineralógica da rocha. Uma característica marcante desse litotipo é o aparecimento das microcavidades como resultado da dissolução inicial das bandas ricas em sílica (Figura 3B). Como consequência, a quantidade relativa de sílica é menor que no JF, enquanto a quantidade de óxido de ferro é maior.

O bandamento é regular e persistente lateralmente (Figura 4A), por vezes interrompido pela presença de cristais octaédricos de Mg levemente martitizados. Contatos bruscos

e ondulados entre minerais de ferro e minerais silicosos são comuns nas rochas dessa categoria.

Uma característica mineralógica importante do JPA é o aparecimento de Hm-2 e 3, bem como o surgimento de hidróxidos de ferro como a goethita (Gt). A Hm-2 é mais comum que a Hm-3, porém, entre os três tipos, a Hm-1 ainda domina. A Hm-2 é formada pelo processo de martitização da magnetita (Mg) e considerada secundária. Nesse processo, a magnetita passa por transformação química e modifica-se inicialmente para maghemita (Mgh, forma metaestável) e, em seguida, para Hm-2, preservando apenas seu hábito cristalográfico original (octaédrico).

A Hm-2 ocorre nas bordas dos octaedros de Mg, indicando substituição parcial desses cristais, iniciando-se pelas bordas (Figuras 4B e 4C). Nos jaspilitos que passaram por alteração mais acentuada, a quantidade de Mg substituída por Hm-2 é maior. A Gt ocorre como uma massa e também é observada preenchendo microcavidades de dissolução ou microfraturas, evidenciando seu caráter secundário (Figura 4D). Nos estágios mais avançados de intemperismo, mesmo essa goethita é lixiviada, aumentando os vazios na rocha.

A maghemita (Mgh) é um mineral secundário de transição, ocorre de forma bastante subordinada, é o primeiro produto da alteração/oxidação da magnetita, ocorre como uma massa microcristalina na banda de opacos ou a partir do processo de martitização nos cristais de magnetita, como já explicado.

As cavidades de dissolução observadas nesse grupo são, em sua maioria, arredondadas, com diâmetros que variam de 0,03 a 0,3 mm, quase sempre isoladas (Figuras 5A e 5B). A distribuição dessas feições segue o acamamento da rocha, indicando um nível preferencial de dissolução. Tais estruturas, algumas vezes, apresentam continuidade lateral, concentrando-se nas camadas ou lâminas ricas em sílica, iniciando seu desenvolvimento na parte interna ou mediana

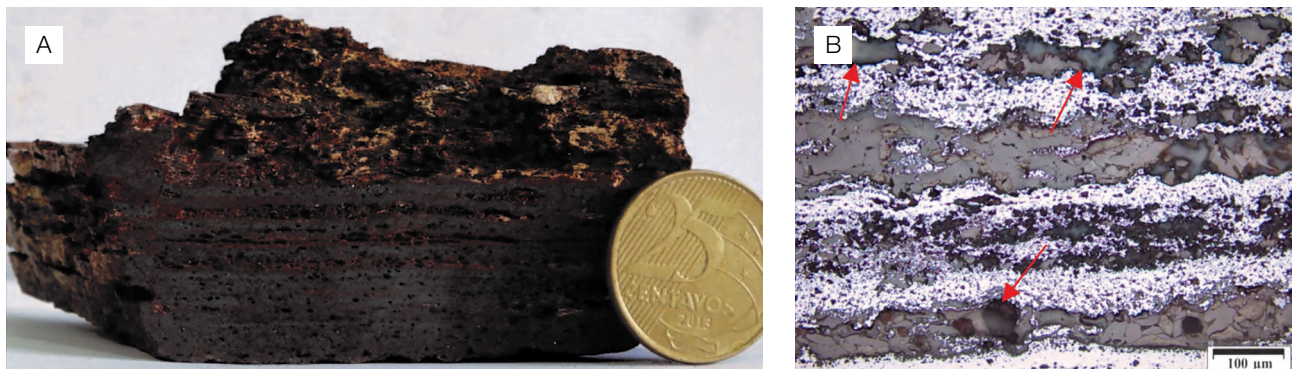


Figura 3. (A) Amostra de mão do jaspilito pouco alterado com pouca porosidade; (B) fotomicrografia mostrando a dissolução nos níveis silicosos. Notam-se a dissolução nos leitos ricos em sílica e a formação das microcavidades de dissolução (indicadas pelas setas) (luz refletida, nicóis paralelos).

desses leitos, nos quais predomina o *chert* (Figuras 5C e 5D). Suas paredes são formadas por *chert* e, principalmente, por jaspe; algumas se apresentam preenchidas por goethita.

Jaspilito muito alterado

O jaspilito dessa categoria encontra-se visivelmente alterado, conferindo à rocha uma coloração vermelha a ocre como resultado da grande quantidade de goethita em sua superfície. O acamamento ainda pode ser reconhecido, contudo é nítido que houve degradação/fragmentação mais ou menos acentuada das bandas residuais devido ao quase total desaparecimento dos níveis silicosos (Figura 6). A perda da sílica deixou inúmeras cavidades de dissolução bem mais desenvolvidas (com alguns milímetros) que no litotipo anterior. A maior abundância de Hm-3 (secundária) nas amostras dessa categoria, quando comparadas às do JPA, também é

uma característica marcante, porém a Hm-2 ainda é mais frequente que a Hm-3.

A lixiviação da sílica nessa categoria é muito mais intensa que no JPA, de modo que o bandamento se dá entre bandas de minerais opacos (Hm-1/Gt) e bandas de cavidades de dissolução. Esse arranjo deixa a rocha visivelmente fragmentada e irregular (Figura 7A). A banda opaca, outrora rica em hematita primária, começa a dar lugar às Hm-2 e Hm-3; é comum massas de goethita substituírem hematita primária ou secundária (Figura 7B), ou preencherem fraturas ou cavidades de dissolução.

A Hm-3 ocorre geralmente preenchendo microcavidades de dissolução e fraturas. São cristais microscópicos (de 3 a 30 μm), bem formados, aparentemente de hábito microplacóide (Figura 7C). Devem ter se formado em espaços livres, sem obstáculos ao seu crescimento. Isso deve ter acontecido após a dissolução da sílica, que abriu o espaço. A goethita

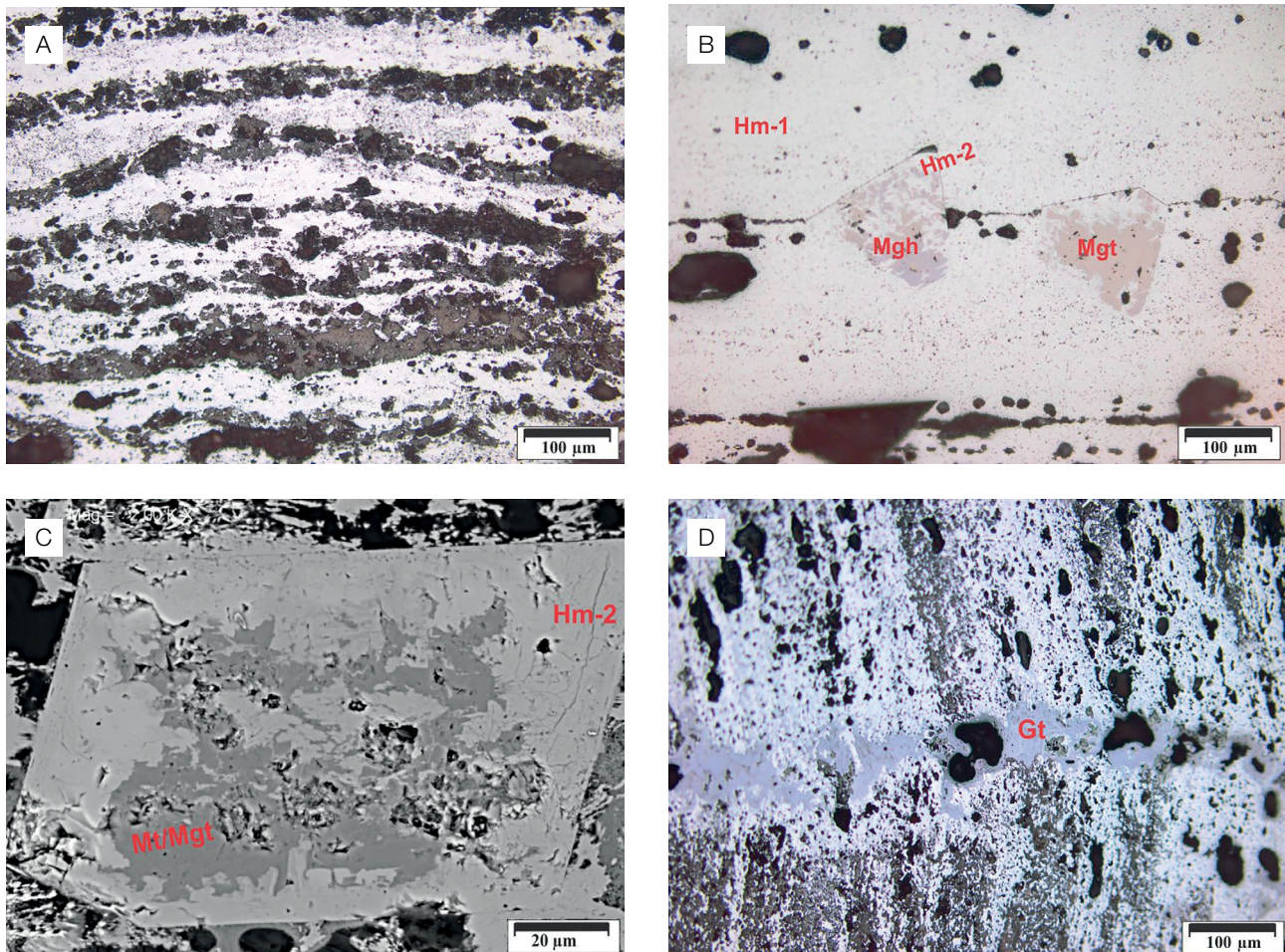


Figura 4. (A) Fotomicrografia do bandamento regular e persistente lateralmente do jaspilito pouco alterado; (B) octaedros de magnetita/maghemita diagenéticos sendo substituídos nas bordas por Hm-2; (C) imagem de microscopia eletrônica de varredura com detalhe do cristal de magnetita/maghemita sendo substituído por Hm-2 a partir das bordas; (D) fratura discordante ao acamamento preenchida por goethita (todas as imagens em luz refletida, nicóis paralelos).

forma massas (não cristais) e deve ter se formado substituindo diretamente as hematitas precoces (-1 e -2, e talvez até mesmo a -3). Os octaedros de magnetita encontram-se totalmente convertidos em Hm-2, resultando em pseudo-morfos de hematita sobre magnetita (Figura 7D).

As cavidades de dissolução se concentram principalmente nas porções ricas em sílica, demonstrando que se trata de um nível preferencial de dissolução, porém no JMA elas também ocorrem nas bandas ricas em hematita, como consequência da intensa ação intempérica nas rochas dessa categoria (Figura 8A).

Foi possível observar dois tipos principais de cavidades. O primeiro apresenta formato arredondado, muito semelhante aos observados no JPA. O segundo é mais comum, com cavidades lenticulares ou alongadas paralelamente ao bandamento da rocha. Geralmente, duas ou mais microcavidades se conectam, aumentando drasticamente seu diâmetro, o que resulta em “canais de dissolução” (Figura 8B)



Figura 6. Foto do jaspilito muito alterado com acamamento obliterado pela retirada da sílica.

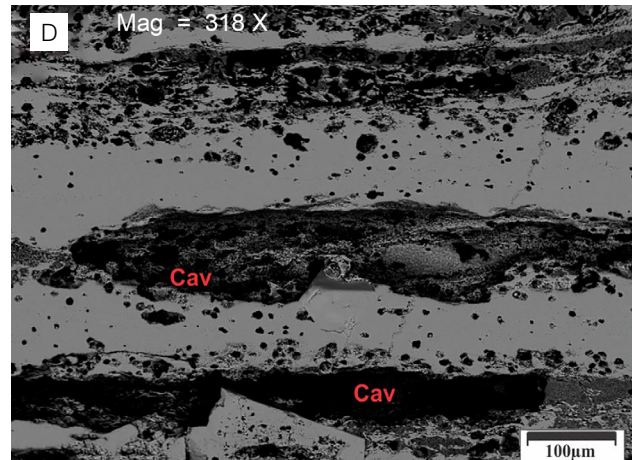
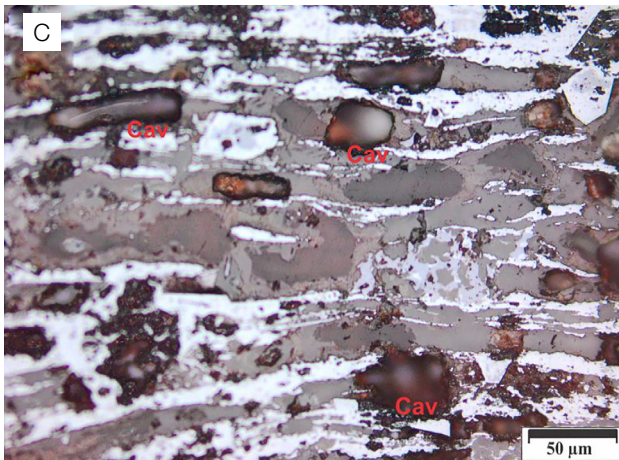
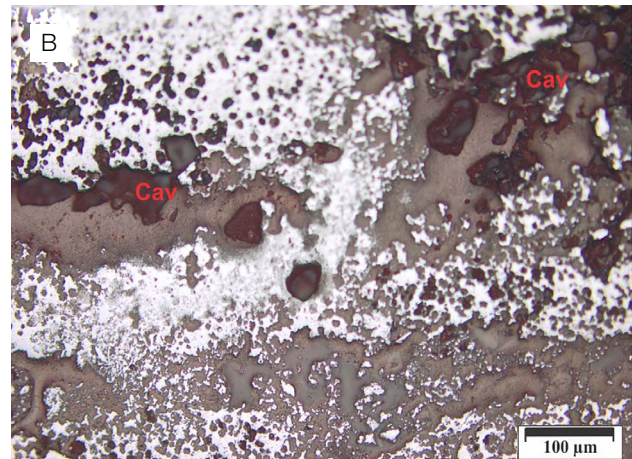
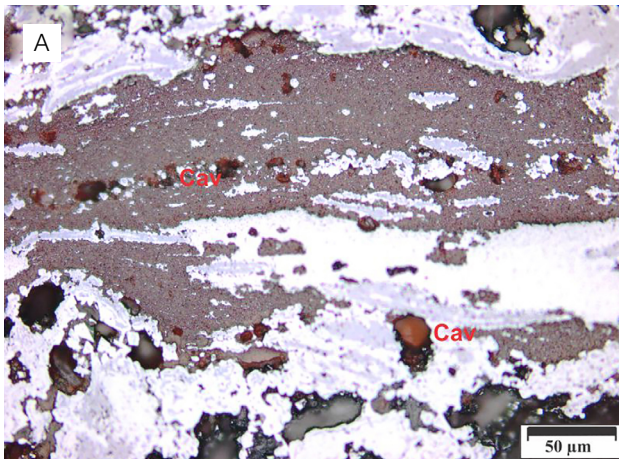


Figura 5. (A) e (B) Cavidades (Cav) de dissolução com formato arredondado, isoladas, concentradas na banda de jaspe; (C) cavidades arredondadas e lenticulares desenvolvidas no centro da banda silicosa, onde predomina o *chert* (luz refletida em A, B e C, nicóis paralelos); (D) imagem de microscopia eletrônica de varredura mostrando pequenos canais de dissolução (Cav), alinhados na banda silicosa.

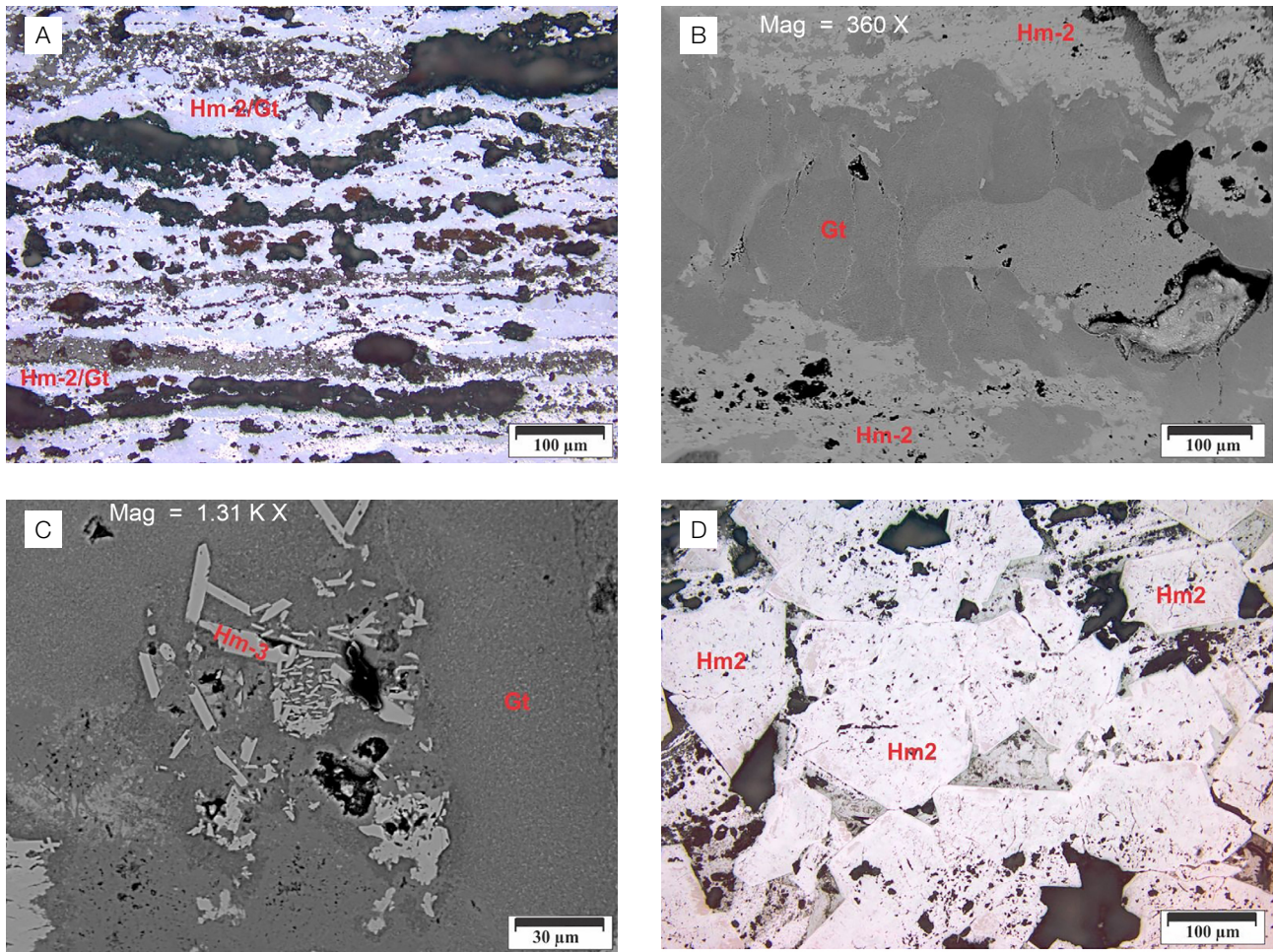


Figura 7. (A) Fotomicrografia do jaspilito muito alterado com bandamento entre bandas opacas e cavidades de dissolução (partes escuras); (B) imagem de microscopia eletrônica de varredura mostrando massa de Gt substituindo Hm-2; (C) imagem de microscopia eletrônica de varredura mostrando cristais de Hm-3, euédricos, envolvidos por Gt; (D) cristais de magnetita totalmente alterados para Hm-2; a forma octaédrica da magnetita foi preservada (luz refletida, nicóis paralelos nas imagens A, B e D).

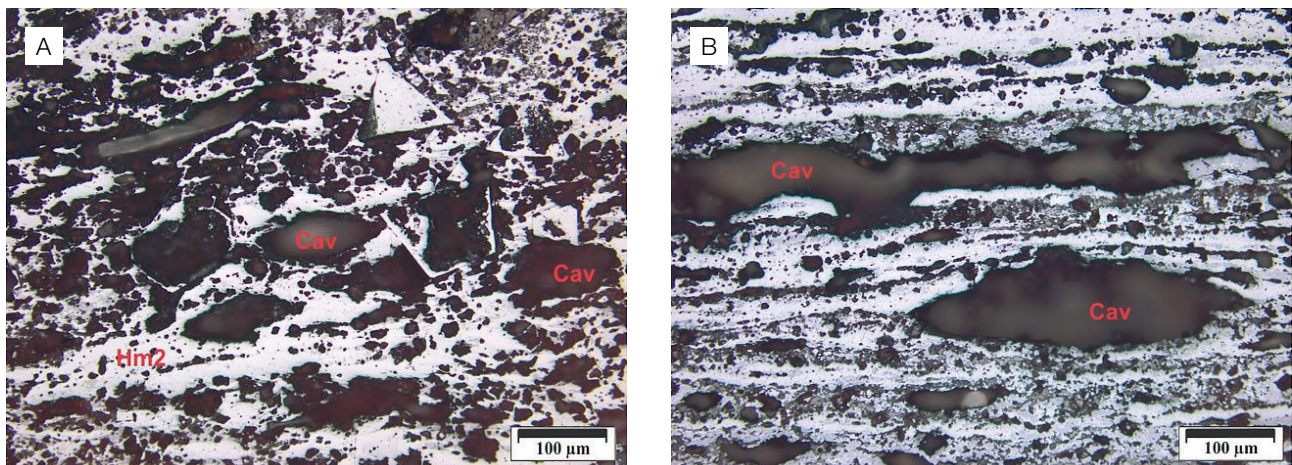


Figura 8. (A) Intensa dissolução no nível dos minerais opacos; (B) microcavidades com formato lenticular. Nota-se que a junção de duas ou mais cavidades formou um “canal de dissolução” na banda de sílica (luz refletida, nicóis paralelos nas duas imagens).

que se estendem por toda a banda, outrora rica em sílica. Há situações em que a dissolução é tão intensa, que dissolve até mesmo parte dos leitos de minerais opacos, embora sejam mais resistentes. Nesse caso, a magnetita é lixiviada primeiro que a hematita, conforme evidenciado pelas cavidades com bordas de Hm-2, configurando cristais octaédricos de magnetita (Figura 8A)

Minério de ferro

O MN observado nos diversos furos de sondagem apresenta-se de duas formas: como minério friável com textura pulverulenta e minério friável com textura placosa (Figuras 9A e 9B), nos quais as placas se apresentam de diversos tamanhos, a depender da profundidade ou da distância das cavernas

aos furos estudados. Ou seja, quanto maior a profundidade de coleta no furo, menos fragmentado se apresenta o minério, ou quanto mais próximo o furo está das cavernas, mais pulverulento ele é. As cores, tanto do minério friável pulverulento como do placoso, são bastante diversificadas, variando desde marrom acastanhado, amarelo-ocre, marrom avermelhado, preto a cinza.

No minério placoso com fragmentos de maiores dimensões é possível observar estruturas primárias como o bandamento e a laminação (Figura 10A). Essas bandas, muitas vezes, ainda apresentam vestígios de *chert* e jaspe, e comumente são compostas apenas de hematita como resultado da lixiviação ainda mais intensa que no JMA (Figura 10B). O minério friável placoso contém localmente, lentes com alguns centímetros de hematita compacta. Trata-se de uma

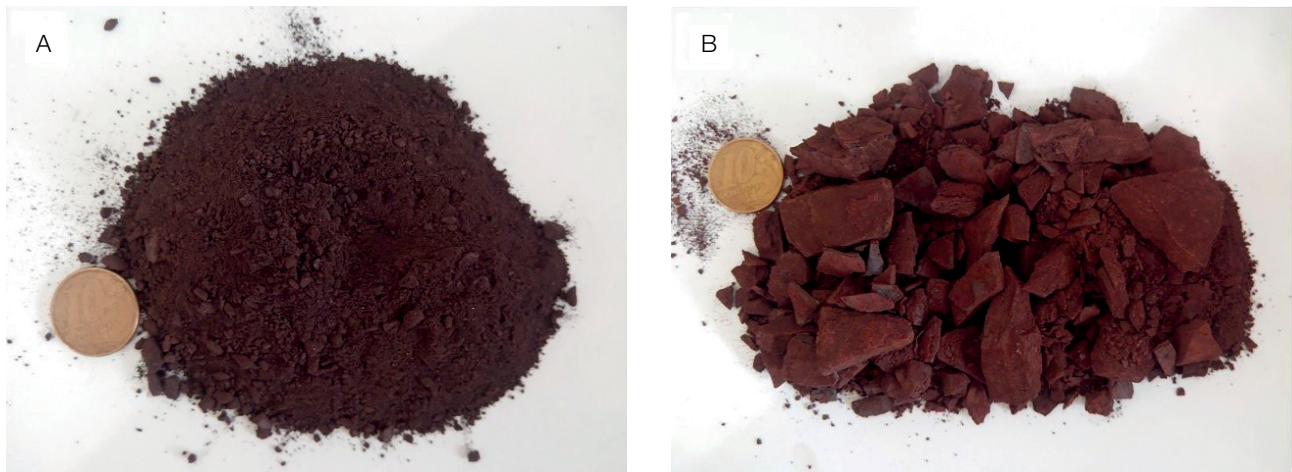


Figura 9. (A) Minério friável com textura pulverulenta; (B) minério friável com textura placosa.

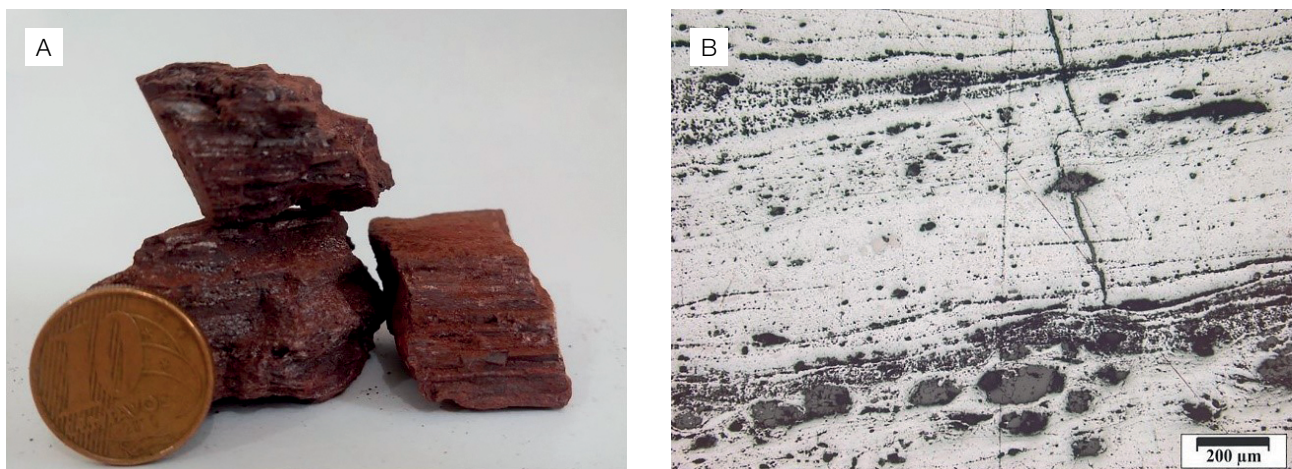


Figura 10. (A) Minério friável com estrutura placosa apresentando lâminas reliquiárias do jaspillito; (B) fotomicrografia mostrando presença marcante de hematita e lâminas outrora ocupadas pela sílica (luz refletida, nicóis paralelos).

feição sedimentar, com algumas bandas de óxidos de ferro de elevada pureza, apresentando apenas algumas lentes de sílica. O minério pulverulento não apresenta mais qualquer estrutura, é totalmente fragmentado, friável e constituído por óxidos/hidróxidos de ferro, hematita e goethita, esta última mais abundante que nas demais categorias.

O tamanho dos fragmentos do minério placoso é bastante variável, embora haja nítida tendência de distribuição espacial. As frações maiores (de 3 a 6,5 cm) ocorrem nas maiores profundidades nos furos de sonda (Figura 11A), pois, em profundidade, a ação intempérica é menos intensa, por isso os materiais são menos desagregados. Por outro lado, quando ocorrem mais próximos à superfície, esses fragmentos são consideravelmente menores (até 2,5 cm) ou pulverulentos (Figura 11B).

Uma característica marcante do minério friável é a presença de Hm-3 (Figura 11C) como umas das principais

variedades de Hm. Ela ocorre geralmente associada com os cristais de Mg já transformados em Hm-2, preservando apenas sua forma. É comum também massas de Gt visivelmente substituindo Hm-1 e Hm-2 (Figura 11D).

Geoquímica

Para melhor compreender os processos de evolução química que contribuíram para a formação das cavernas estudadas, foram realizadas 24 análises químicas (Tabela 1) de amostras de mão e de furos de sondagem, bem como foi incluído o JF (Macambira, 2003), que serviu de parâmetro de comparação com o JPA, o JMA e o MN. A distribuição da correlação de SiO_2 e Fe_2O_3 para as amostras dessas 4 categorias é apresentada na Figura 12, que mostra que o JF é bastante distinto das demais categorias. O JPA e o JMA mostram superposição de campos, em razão de suas semelhanças

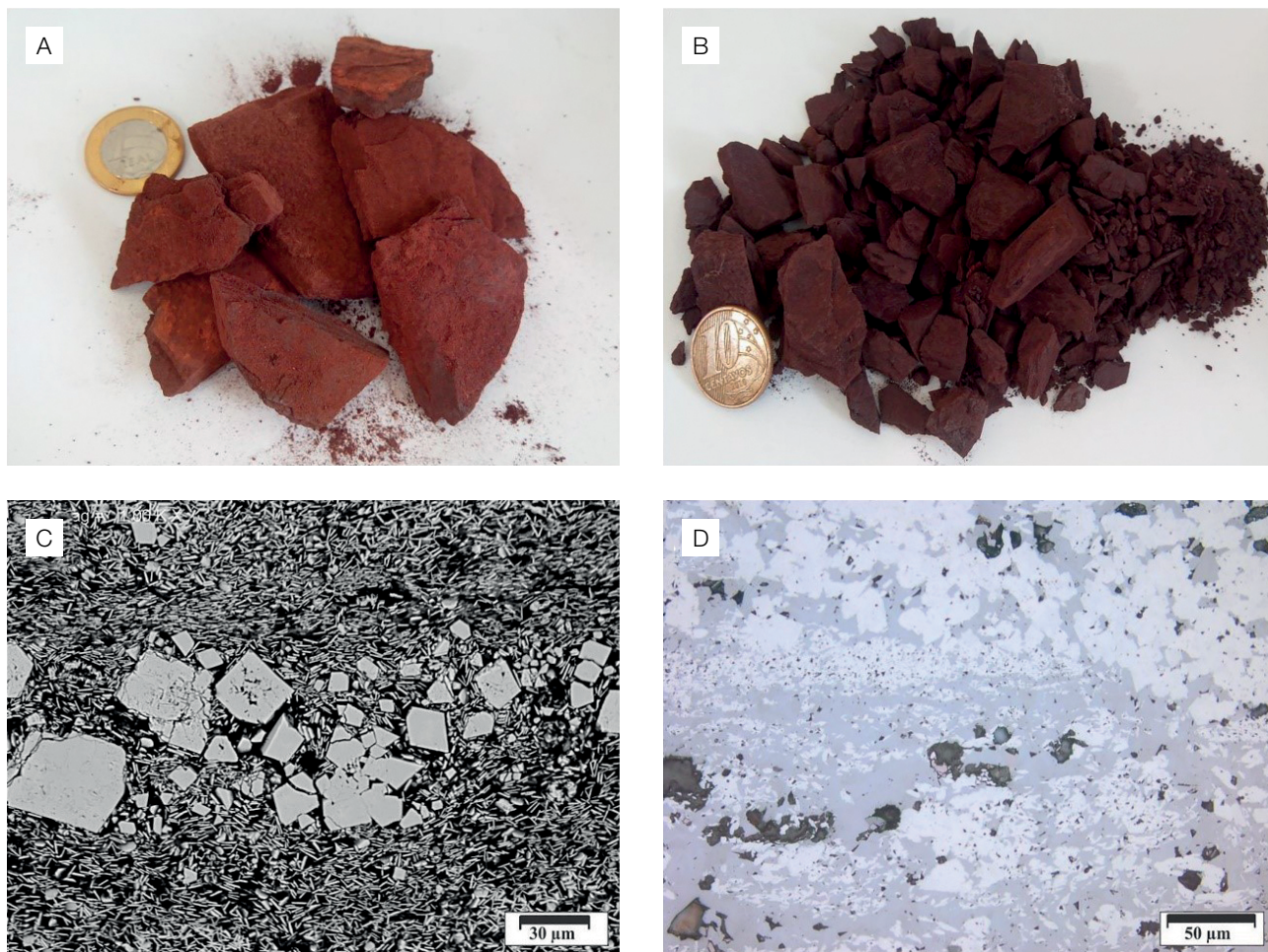


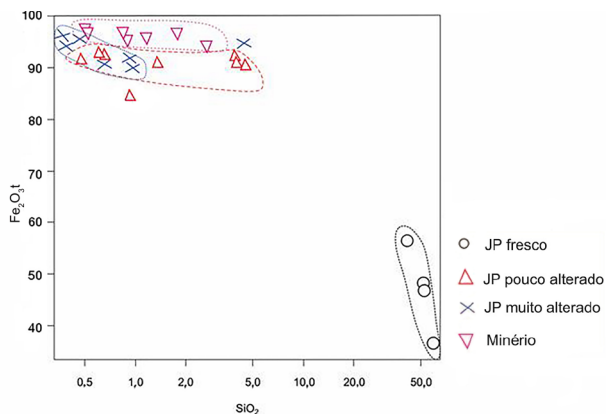
Figura 11. (A) Minério placoso coletado no furo N4E-375 em 140 m de profundidade; (B) minério placoso a pulverulento coletado no furo N4E-132 em 55 m de profundidade; (C) imagem de microscopia eletrônica de varredura mostrando presença marcante de palhetas de Hm-3, variedade de Hm comum nas amostras de minério; (D) massa de Gt (cinza) substituindo Hm-1 e Hm-2 (brancas) no minério (luz refletida, nicóis paralelos).

Tabela 1. Análises químicas de jaspilitos de diferentes categorias: jaspilito fresco (azul) (extraído de Macambira, 2003), jaspilito pouco alterado (lilás), jaspilito muito alterado (laranja) e minério de ferro (cinza).

Elementos	Amostras			N4E- FD- 1615- 4A			N4E- FD- 1615- 4B			N4E- N4WS- N4WS- 15-2a 15-02b 1615-2			N4E- N4E- N4E- 33-9A 33-6A 33-7A 08-4 15-4A 15-5A 375-2			N4E- N4E- N4E- 1615- 375-1 1615- 375-2 1			N4WS- N4WS- N4WS- 430-2 430-3 430-2 1352-1 1352-2									
	TJ- 6G	TJ- 6H	TJ- 7G	N4E- 33- 10A	N4E- 08-6	N4WS- 15-6A	N4WS- 15-2a	N4E- FD- 1615- 2	N4E- FD- 1615- 4A	N4E- FD- 1615- 4B	N4E- 33-9A	N4E- 33-6A	N4E- 33-7A	N4E- 08-4	N4WS- 15-4A	N4WS- 15-5A	N4E- 1615- 375-1	N4E- 1615- 375-2	N4E- 1615- 375-2	N4WS- 430-3	N4WS- 430-2	N4WS- 1352-1	N4WS- 1352-2					
SiO ₂ (%)	51,43	42,61	62,51	51,81	0,94	1,36	0,4	0,61	0,7	0,65	4,01	3,91	4,4	23,53	0,68	0,96	0,46	0,99	0,39	0,33	4,39	0,54	1,73	2,75	0,87	0,51	0,84	1,16
Al ₂ O ₃	0,13	0,12	0,16	0,16	7,04	0,73	0,48	0,13	0,74	0,66	2,85	2,23	2,98	0,14	1,69	1,14	0,79	1,17	0,66	0,42	0,16	0,17	0,29	0,16	0,23	0,4	0,14	0,52
Fe ₂ O ₃ t	47,43	56,48	35,92	47,68	84,67	90,98	91,71	92,6	92,95	92,12	91,09	91,94	90,35	75,12	91,29	92,48	95,76	91,3	94,21	95,61	94,55	97,57	96,83	94,35	96,02	97,71	97,07	95,67
CaO	0,04	0,05	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,04	0,06	0,08	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,12	0,08	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,09	0,06	0,04	0,11	0,17	0,11	0,04	0,04	0,04	0,04	0,09	0,02	0,13	0,08	0,05	0,11	0,09
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	*	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,01	0,1	0,36	2,7	4,18	0,8	0,67	0,01	0,01	0,01	0,01	0,27	0,16	0,36	0,1	0,95	0,31	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	*	0,11	0,04	0,06	0,04	0,13	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11	0,08	0,13	0,03	0,14	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	0,29	0,72	0,15	0,15	6,9	6,4	4,6	2,4	4,5	5,6	2	1,8	2,2	1,1	5,8	4,9	2,3	6,3	3,6	3,2	0,8	1,7	1	2,6	2,8	1,2	1,9	2,6
Total	99,44	100,12	98,93	99,97	99,93	99,92	99,96	100	99,93	99,99	99,97	99,99	99,99	100	99,93	99,93	99,83	99,95	99,94	99,95	100	99,96	99,98	99,96	99,97	99,82	100	100
Be(ppm)	16	10	7	10	24	11	10	7	19	21	10	6	8	7	22	15	6	16	15	9	10	4	30	13	7	23	8	8
Co	9	11	7	9	4	9	3,6	5	2,4	1,6	4,5	10,2	7,2	5,2	5,4	12,5	6,8	5,1	3,3	2,1	4,7	6,1	5,6	11,5	9	11,4	14	5,7
Ga	21	24	17	19	3,2	1,9	1,3	0,5	1,1	2	1,4	0,7	1,4	0,5	2,4	3,1	1,6	0,5	3,2	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Sc	0,3	0,3	0,2	0,2	6	5	3	2	4	4	1	1	2	0,1	6	4	5	4	5	3	1	2	2	2	2	1	1	1
Sr	*	*	*	*	4,7	1,8	2	1,2	23,7	27,3	1,5	0,8	1	1	5,1	2,7	1,8	3,8	10,6	3,8	0,9	1	1,9	1,2	1,5	3,7	1,2	1,2
Th	*	*	*	*	3,4	5,9	1,5	1,8	1,6	1,7	0,2	0,2	0,2	0,2	4	2,3	3	0,6	4,9	1,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
U	*	*	*	*	0,3	0,8	0,1	0,2	0,1	0,4	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Zr	13	15	10	13	38,3	27,2	12,3	9	25,5	25,4	1,4	1	2	1,7	31,2	19,6	31,3	6,9	40,3	16,2	2,2	3,1	3	2,3	2,1	5	2,8	3,1
Cu	28	3	11	7	33,4	116,7	27,5	14,9	33,3	21,5	34,4	36,9	20,1	24,4	69,4	106,9	125,3	25,5	21,5	65,1	47,8	3,6	40,2	33,7	29,4	15,9	23	20,1
Ni	7	6	6	4	2,4	4,6	0,8	0,7	1,7	0,8	1,1	2,9	2,2	0,8	5	6	3,1	1,7	2,2	1	1,4	0,1	3,3	1,4	1,9	2,5	2,2	1,5
Pb	9	15	13	14	18,9	17,9	10,2	4,1	11,4	7	5	3,7	4	4,7	14,3	6,7	8,3	8,4	11	8	7	2,5	6,7	4,9	2,3	4,1	2,1	2
Zn	75	94	65	62	30	101	26	10	13	18	13	29	22	6	53	13	32	35	13	27	11	9	22	17	24	14	12	7
La	2,3	2,7	3,3	1,99	3,6	4,3	2,5	1,8	19,5	22,1	1,8	2	5,1	1,7	4,4	6,7	4,1	2,4	15,2	5,8	2,2	4,9	6,5	2,8	2,8	11,7	3,5	3,1
Ce	3,7	3,7	5	2,3	8,2	6,5	3,3	2,2	11,3	12	2,3	3,4	3,6	2,8	8,9	7,2	6,4	3,7	21,8	6,6	5,7	3,2	10,8	4,3	7,4	8,4	7,1	6,5
Nd	*	*	1,9	*	2,7	2,7	1,2	0,8	11,3	11,1	1	1,9	2,3	1	2,4	4,4	2,1	1,1	6,1	2,5	1,4	1,7	2,6	0,9	1,9	2,7	2,3	1,2
Sm	0,22	0,22	0,43	0,14	0,7	0,55	0,22	0,08	1,46	1,72	0,23	0,54	0,6	0,23	0,56	1,29	0,41	0,22	0,83	0,34	0,39	0,29	0,68	0,34	0,62	0,69	0,61	0,18
Eu	0,1	0,1	0,2	0,09	0,18	0,24	0,15	0,08	0,38	0,42	0,13	0,21	0,21	0,13	0,24	0,44	0,19	0,12	0,21	0,21	0,21	0,14	0,34	0,14	0,19	0,23	0,26	0,16
Gd	0,2	0,2	0,37	0,14	0,73	1,06	0,24	0,16	1,39	1,4	0,22	0,62	0,78	0,25	0,84	1,6	1,6	0,42	0,78	0,34	0,54	0,34	0,83	0,3	0,52	0,79	0,56	0,19
Yb	0,11	0,11	0,18	0,09	0,49	0,68	0,08	0,13	0,55	0,51	0,11	0,27	0,23	0,13	0,42	0,9	0,34	0,11	0,26	0,22	0,26	0,14	0,22	0,18	0,18	0,2	0,23	0,12
Lu	*	*	0,02	0,02	0,08	0,11	0,04	0,02	0,1	0,09	0,02	0,3	0,04	0,03	0,09	0,13	0,05	0,01	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03

*Abaixo do limite de detecção.

nos teores desses elementos e pela impossibilidade de as análises químicas destacarem as observações visuais (macro e microscópicas) e as mudanças mineralógicas e texturais que foram empregadas na separação dessas categorias. As amostras do MN ocupam um campo mais ou menos definido, com alto teor de Fe.



JP: jaspillito.

Figura 12. Padrão de distribuição da correlação de SiO₂ e Fe₂O_{3t} para as amostras das quatro categorias estudadas. Os teores de SiO₂ estão em escala logarítmica, para melhor visualização das diferenças.

Elementos maiores

As análises químicas do JF (quatro amostras) foram obtidas de Macambira (2003), haja vista que as amostras coletadas nas cavernas não contemplavam essa categoria, porém o material é estratigraficamente correlacionável com as cavernas estudadas (base da Formação Carajás) e, portanto, adequado para comparação.

O JF, classificado dessa forma por não apresentar sinais de alteração ou dissolução química, apresenta teores de SiO₂ que variam de 42,61 a 62,51%. O Fe₂O_{3t} varia de 35,92 a 56,48%, oscilação decorrente da espessura das bandas de minerais opacos e silicosos presentes nas amostras. A soma de SiO₂ e Fe₂O_{3t} no JF alcança mais de 98%, sendo possível, a partir desses elementos, verificar a mudança de teor nos outros subgrupos com a ação do intemperismo, constatação feita também no trabalho de Costa (2006). O Al₂O₃ apresenta no máximo 0,16%. Os metais alcalinos e alcalinos terrosos têm concentrações muito baixas (máx. 0,06), assim como o TiO₂, que em todas as amostras apresenta teor de 0,01%, o P₂O₅, de até 0,02%, e o MnO₂, de 0,02% (Figura 13).

No JPA (10 amostras), o teor de SiO₂ varia de 23,53 (valor anômalo, provavelmente devido a heterogeneidades da amostra) a 0,4%, enquanto o Fe₂O_{3t} varia de 75,12 a 92,95%. As análises mostraram concentrações variáveis de acordo com a profundidade (Figura 14). Quanto mais

Porcentagem de outros elementos nos litotipos

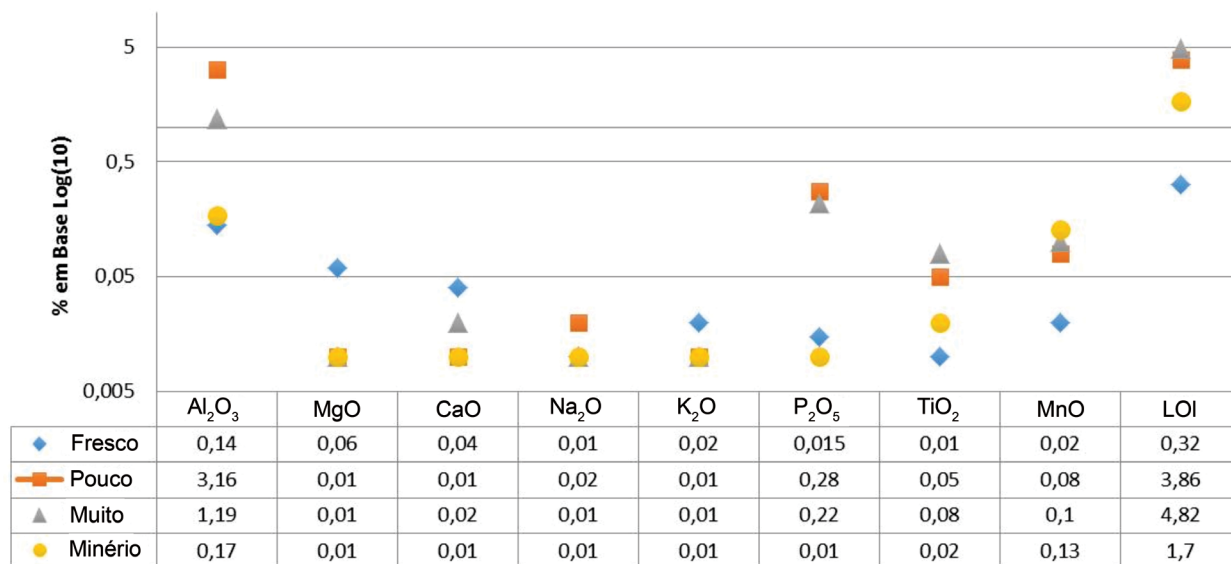


Figura 13. Padrão de distribuição das médias dos demais elementos maiores nos litotipos descritos acima, em escala logarítmica.

próximas da superfície (rocha mais intemperizada), menor o teor de SiO_2 e maior o de Fe_2O_3 . O Al_2O_3 chega a 7,04% (amostra N4E-33-10), com uma média de 3,16%. Os óxidos de metais, como K, Na, Ca, Mg, apresentam concentrações ainda mais baixas, em torno de 0,02%. Já TiO_2 e MnO_2 têm leve enriquecimento, mostrando teores médios de 0,05 e 0,08%, respectivamente, nas amostras dessa categoria.

As amostras do JMA (7 amostras) forneceram concentrações de SiO_2 , com máximo de 4,39 e mínimo de 0,33%, e Fe_2O_3 variou de 91,29 a 95,76%. O Al_2O_3 apresenta máximo de 1,69%. Os metais alcalinos, como K, Na, Ca e Mg, mostram-se móveis nos litotipos mais alterados, com teores ainda menores que 0,01% e, em algumas amostras, abaixo do limite de detecção. O TiO_2 e o MnO_2 aumentam seus teores de forma sutil; o primeiro para 0,08% e o segundo para 0,1%. Os valores em torno 0,22% de P_2O_5 nesse litotipo estão na mesma faixa de valores que o JPA. Essa categoria é a que apresenta a maior concentração média de água (LOI) em suas amostras, chegando a 4,82%, o que pode resultar da hidratação que ocorre nas amostras mais alteradas, nas quais a entrada de água na estrutura da hematita forma um mineral secundário, a goethita.

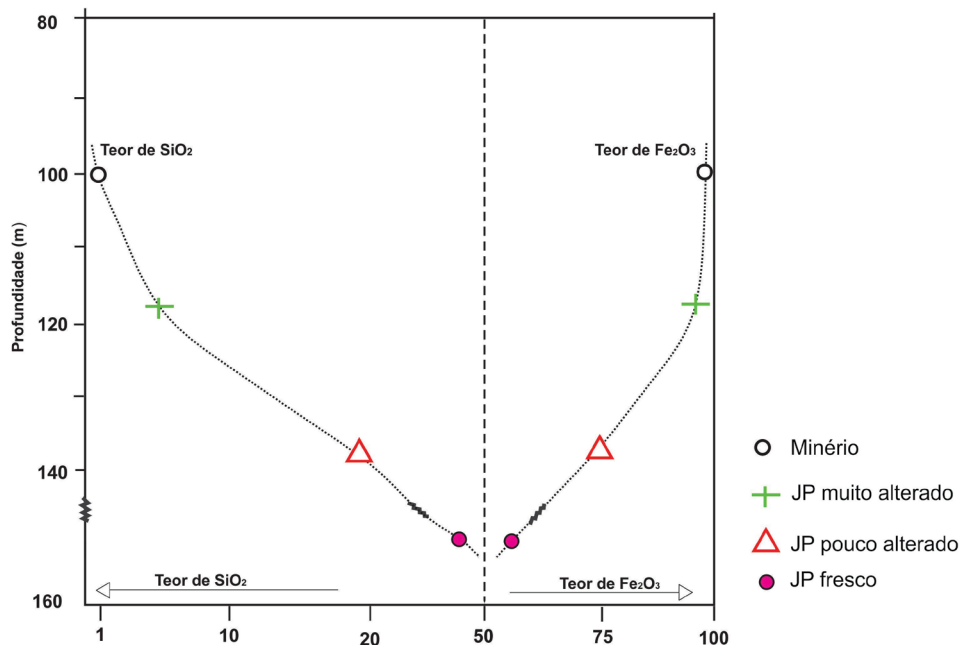
Nas análises de amostras do minério (sete amostras), verificou-se que a perda de SiO_2 foi ainda maior que no JPA e no JMA, sendo os seus teores situados entre 2,75 e 0,51%; o Fe_2O_3 continuou aumentando de teor (94,35 a 97,71%). O Al_2O_3 não demonstrou padrão (máximo de 0,17%). Em relação aos metais alcalinos e alcalinos terrosos,

seus teores médios são de 0,01%, e na maioria das amostras analisadas esses elementos não foram detectados. O teor de TiO_2 , que vinha aumentando até o JMA, cai para 0,02%; o MnO_2 continua aumentando, chegando no JMA a 0,13%. Segundo Costa (2006), a presença de óxidos secundários de Mn no minério eleva suas concentrações.

Elementos-traço

No JF, os teores dos elementos-traço são muito baixos, alguns não detectados pelo método analítico utilizado. A concentração de Ba variou de 7 a 16 ppm. O Co tem o mínimo de 7 e o máximo de 16 ppm. O Zr tem variação de 10 a 15 ppm, enquanto Ga varia de 17 a 24 ppm. O Cu alcança 28 ppm em uma das amostras, com teor mínimo de 3 ppm. O Ni apresenta-se em baixos teores, com uma variação de 4 a 7 ppm. O Pb varia de 9 a 15 ppm. Os valores maiores são de Zn, com mínimo de 62 e máximo de 75 ppm. O Sc tem pouca variação (de 0,2 a 0,3 ppm). Os elementos detectados, mesmo que em baixos teores, têm afinidade com rochas máficas. Destacam-se, com efeito, os metais calcófilos Zn e, de modo mais modesto, Cu e Pb, típicos dos ambientes vulcanossedimentares.

No JPA, os elementos-traço também se apresentam em baixos teores, sendo que alguns não são detectáveis. O Ba varia de 6 a 24 ppm; o Zr apresenta ampla variação, indo de 1 a 38 ppm; o Cu alcança em uma das amostras 116,7 ppm, com o mínimo de 14,9 ppm; o Sc varia de 1 a 6 ppm.



JP: jaspilito.

Figura 14. Padrão de variação dos teores de SiO_2 e Fe_2O_3 com a profundidade (furo N4E-375).

As médias desses quatro elementos apresentam valores mais elevados, quando comparados aos teores do JF. O Co tem mínimo de 1,6 e máximo de 10,2 ppm. O Sr alcança até 4,6, com mínimo de 0,7 ppm. O Th e o U apresentam concentrações muito baixas, não tendo sido detectados em três amostras; o Th atingiu o máximo de 5,9, e o U, apenas 0,8 ppm. O Ni apresenta pouca variação, de 0,7 a 4,6 ppm; o Ga atinge 3,2 ppm, sendo que na amostra N4WS-15-6b o elemento não foi detectado; o Pb varia de 3,7 a 18,9 ppm; o Zn apresenta grande variação de 10 até 101 ppm. Esses três últimos elementos apresentam diminuição de suas concentrações em relação ao litotipo anterior (JF).

À semelhança dos litotipos anteriores, o JMA apresenta concentrações muito baixas, contudo os elementos Ba (6–22 ppm), Zr (2,2–40,3 ppm), Cu (21,5–125,3 ppm) e Sc (1–6 ppm) apresentam leve aumento de suas concentrações em relação aos litotipos anteriores. Ao contrário, os elementos Ga (até 3,2), Pb (6,7–14,3 ppm), Zn (11–53 ppm), Sr (0,9–10,6 ppm), U (até 0,5 ppm) e Th (até 4,9 ppm) diminuem os teores em relação ao JPA. Já os elementos Ni (1–6 ppm) e Co (2,1 a 12,5 ppm) não mostraram qualquer tendência nos diferentes litotipos estudados.

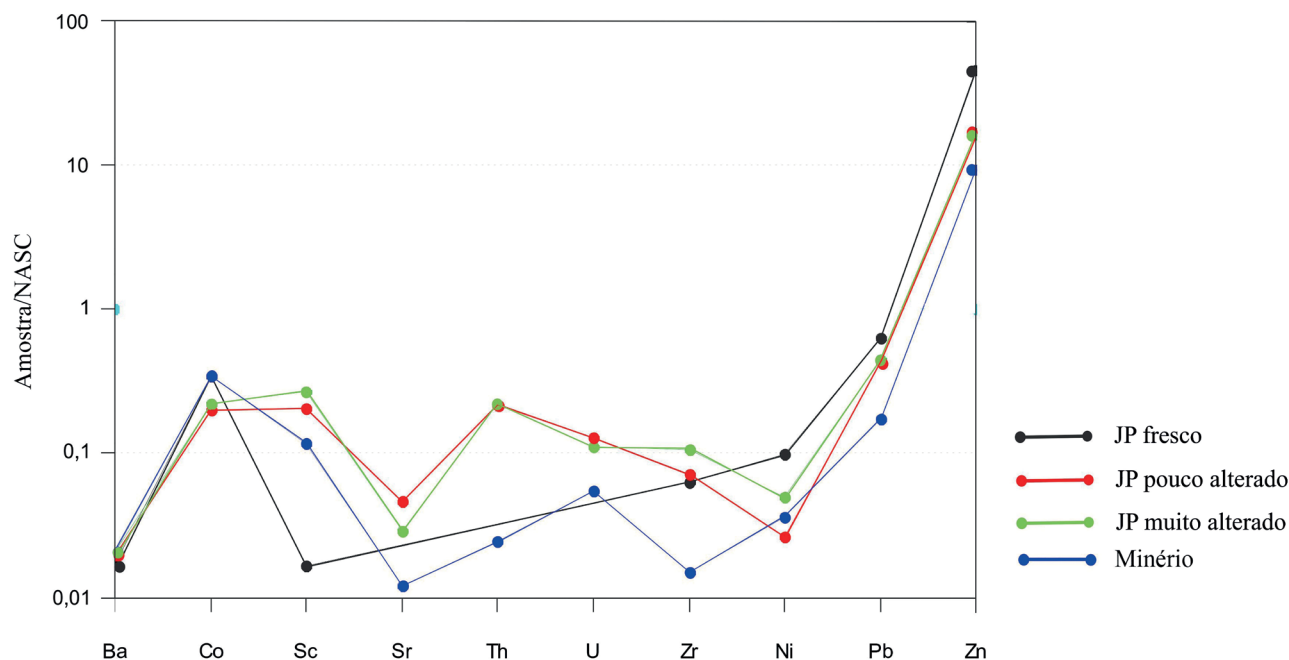
Nas amostras do minério, as concentrações continuam muito baixas, semelhantes a todos os outros subgrupos. O Ba (4–30 ppm) manteve sua média de concentração, quando

comparado ao JMA. O Zr (2,1–5 ppm), o Cu (3,6–40,2 ppm) e o Sc (1–2 ppm), que vinham aumentando o teor até o JMA, diminuem as concentrações nas amostras de minério. Como no litotipo anterior, os elementos Ga (até 0,8 ppm), Pb (2–6,7 ppm), Zn (7–24 ppm), Sr (1–3,7), U (até 0,2 ppm) e Th (até 0,5 ppm) diminuem ainda mais suas concentrações (Figura 15).

Elementos terras raras

No JF, os teores dos ETR foram retirados de Macambira (2003), que analisou cinco amostras de jaspilito da base da Formação Carajás, correspondente estratigraficamente às áreas das cavernas estudadas. Nesse litotipo, os teores dos ETR são baixos, com média da Σ ETR de 6,66 ppm, com mínimo de 3,46 e máximo de 11,4 ppm. Observa-se enriquecimento geral em ETRL expresso por uma média $(La/Yb)_N$ de 1,52 (máx.: 1,93 e mín.: 0,85). A anomalia de Eu é positiva em todas as amostras da base (média de 3,54), variando de 2,24 a 7,45, sugerindo contribuição de fontes hidrotermais submarinas para os fluidos que deram origem ao jaspilito na deposição de formações ferríferas bandadas, segundo Kato et al. (1998 *apud* Macambira, 2003).

No JPA, a concentração dos ETR é baixa, porém é maior que no JF, com média de 17,53 ppm (máx.: 49,34 ppm e



JP: jaspilito.

Figura 15. Padrão de distribuição das médias dos elementos-traço em todas as categorias estudadas, em escala logarítmica, normalizados pelo North American Shale Composite (NASC) de Condie (1993), exceto o elemento Zn, normalizado pelo NASC de Morgan et al. (1978). Elementos que foram analisados, mas que não constam do gráfico, não têm referência para sua normalização.

mín.: 5,27 ppm). A razão $(La/Yb)_N$ permaneceu praticamente a mesma, com apenas leve enriquecimento (1,68). No que diz respeito à anomalia de Eu (Eu/Eu^*), todas as amostras dessa categoria apresentam anomalia positiva, com média de 1,5 (variando de 1,18 a 3,06).

O JMA, que representa o litotipo mais intemperizado que o JPA, apresenta concentrações maiores em comparação com o JF. A média de $\sum ETR$ é 19,75 ppm, com variações de 45,23 a 8,08 ppm. O enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP $[(La/Yb)_N]$ teve média de 1,26. A anomalia de Eu permanece positiva em todas as amostras, semelhante aos subgrupos anteriores, com média de 1,63, ligeiramente mais acentuada que no JPA.

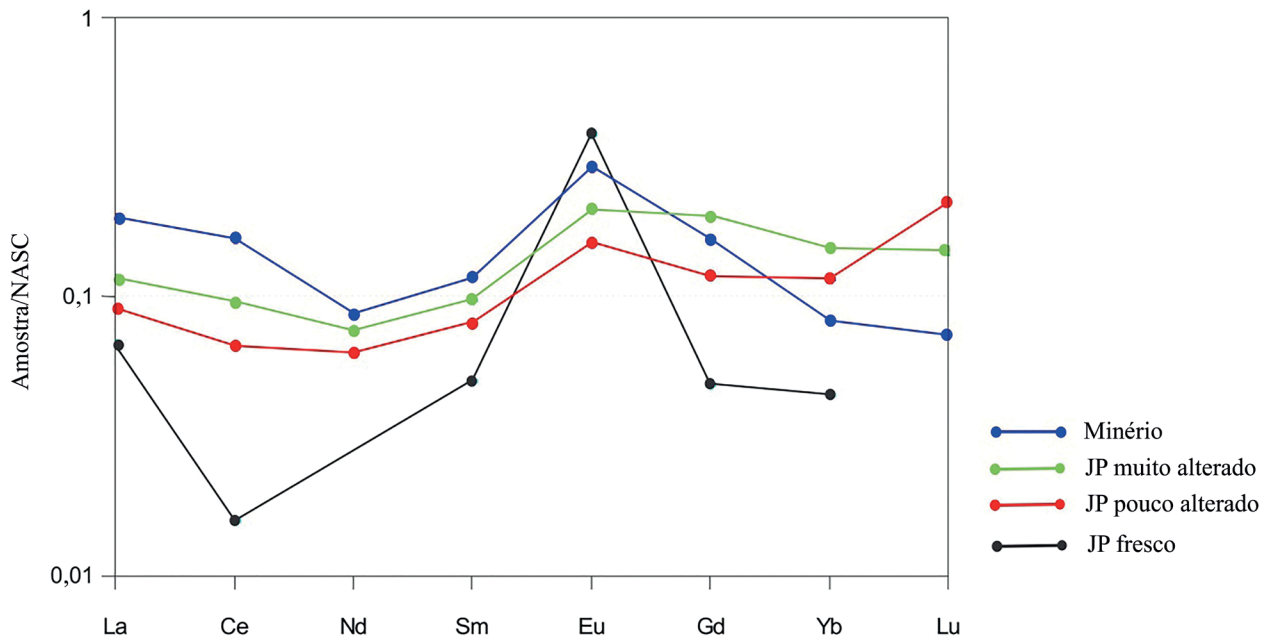
No MN, a média dos teores dos ETR é de 15,23 ppm (variando de 8,98 a 24,76 ppm), continuando bem mais elevado que no JF, porém mais baixo que no JPA e no JMA. No entanto, quando se considera apenas as amostras de uma mesma área (N4E), a concentração de ETR é, no minério, de 22 ppm, maior que em todos os subgrupos, denotando enriquecimento em ETR do JF até o minério (Figura 16). A razão $(La/Yb)_N$ é 2,18, mostrando maior enriquecimento de ETRL em relação aos outros litotipos estudados. No minério, a anomalia de Eu é bastante evidente, com Eu/Eu^* de 1,97. Os ETRL (La, Ce, Nd e Sm) mostram nítido aumento do JF para MN, indicando seu comportamento pouco móvel

no perfil de intemperismo, ou seja, enriquecimento relativo, acompanhando o que acontece com o ferro e o elemento-traço Ba. Enquanto Zn e Pb empobrecem em direção ao topo do perfil de alteração, ou seja, são móveis nessa situação. Na rocha fresca observa-se nitidamente anomalia negativa de Ce (precipitação em condições óxicas) que se atenua totalmente na cobertura de alteração, enquanto a anomalia positiva de Eu (participação de fluidos hidrotermais na gênese das BIFs) perde intensidade. Aparentemente, a alteração intempérica tende a diminuir a intensidade das anomalias negativa de Ce e positiva de Eu. As ETRP mostram um padrão errático, não evidenciando qualquer tendência. As soluções hidrotermais são normalmente ricas em ETR (Derry e Jacobsen, 1990) e, caso atuassem na geração do minério friável, deveriam deixar nítida essa assinatura, muito mais que é observado.

DISCUSSÃO

Principais mudanças ocorridas do jaspilito para o minério

Semelhantemente ao que foi constatado nos trabalhos de Costa (2006), Abreu et al. (2016) e Cabral et al. (2016), verificou-se



JP: jaspilito.

Figura 16. Padrão de distribuição das médias dos elementos terras raras para todos os litotipos descritos. Normalizado segundo o North American Shale Composite (NASC) de Goldstein e Jacobsen (1988).

por meio da petrografia que a dissolução da sílica é um dos processos mais comuns na transição do JF até o MN, o que ficou claro pela presença e pelo desenvolvimento das microcavidades de dissolução concentradas sempre nos níveis ricos em sílica. O formato de tais estruturas, arredondadas e alongadas, evidencia que as elas foram originadas a partir da dissolução dos minerais que anteriormente ocupavam seu lugar, indicando a atuação de uma solução percolante (certamente meteórica) que atacava preferencialmente um determinado mineral. Observou-se que o *chert*, localizado no centro da banda silicosa, é o primeiro a ser solubilizado, seguido pelo jaspe, mostrando que há diferença de resistência à lixiviação entre as variedades de quartzo (como já descrito por Morris, 1985). Essa observação serve de base para a afirmação de que a dissolução é o fator inicial responsável pela formação das cavernas estudadas nos platôs de N4E e N4WS. As soluções responsáveis pela transformação do JF em MN e, conseqüentemente, nas cavernas, foram canalizadas por meio do próprio bandamento do jaspilito, aliado também à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para as soluções descendentes.

A seqüência do processo seria: dissolução da sílica, com a criação de espaços vazios (cavidades de dissolução), geração de Hm-3, principalmente nas bordas das cavidades. Alteração da Hm-1 e Hm-2 para goethita, possivelmente ao longo das bordas das cavidades de dissolução da sílica. Em seguida, com a continuidade da percolação de água meteórica pelas cavidades, a goethita seria lixiviada, criando mais espaço para percolação da água. Os óxidos (Mg e Hm), sendo mais estáveis que a goethita, restariam, preservando parcialmente o bandamento do jaspilito.

O fato de as rochas mais intemperizadas encontrarem-se nas porções mais rasas (em que há maior ação intempérica) é uma forte evidência da atuação de processos supergênicos na formação das cavernas e do minério friável, já que o intemperismo se inicia da superfície para baixo.

Observou-se também que, em furos próximos das cavernas, no intervalo do furo estratigraficamente correspondente à posição da caverna, ocorre material pulverulento ou de pequenos tamanhos, enquanto o minério placoso ocorre nos furos mais afastados da caverna, embora ainda no mesmo nível estratigráfico. Conclui-se que o minério pulverulento representa um estágio intempérico mais avançado que o registrado pelo minério placoso. Essa observação indica que os processos que causaram a fragmentação do minério contribuíram para a formação das cavernas. Pois, se o minério foi formado pela solubilização da sílica e desagregação, esse processo também atuou no local no qual hoje está a caverna. Com a diferença de que onde hoje está a caverna houve a erosão do minério fragmentado. A erosão subterrânea seria muito efetiva, atuando sobre material pulverulento e relativamente rico em compostos solúveis (goethita). O material residual seria inicialmente acumulado no piso da

caverna (em que existem vários níveis de sedimentos clásticos) e depois carregado para fora ou para níveis profundos da caverna.

Outro fator que demonstra a ação da alteração supergênica nos locais estudados é que muitos furos, mesmo profundos e em jaspilito, mostram que, quando estão fraturados ou brechados, transformam-se em minério. Isso demonstra que, havendo possibilidades para entrada de água, nesse local ocorrerá a dissolução da sílica e a formação de minério.

Sobrinho (2012) e Abreu et al. (2016) foram uns dos primeiros autores a argumentar que, à medida que o jaspilito sofre dissolução e forma as microcavidades de dissolução, elas podem evoluir; e que, quando sofre erosão, pode se desenvolver e dar origem às cavernas da Serra Norte. É sabido também que a dissolução, sozinha, não é suficiente para o desenvolvimento das cavernas, havendo outros fatores que atuam em conjunto e contribuem para a continuidade de seu desenvolvimento. Cada caverna tem sua evolução controlada pelo conjunto desses fatores (tais como falhas, fraturas, contatos litológicos etc.) cujo estudo não faz parte dos objetivos do trabalho. Aqui, busca-se demonstrar que o início do processo é o mesmo, tanto para formação do minério friável como das cavernas. Depois da dissolução inicial da sílica e, posteriormente, de parte da goethita, os espaços abertos seguirão se ampliando condicionados por feições locais específicas para cada caverna.

As análises químicas mostraram que durante o processo de alteração intempérica das rochas, ou seja, durante a passagem do JF para o MN, ocorrem modificações marcantes nos teores dos elementos, deixando claro o processo de evolução do intemperismo. Nesse sentido, a SiO_2 diminui progressivamente, enquanto o Fe_2O_3 aumenta. Mesmo para baixos graus de alteração, a sílica é intensamente lixiviada, pois seu teor diminui bruscamente; o oposto é observado para o teor de ferro. A sílica é muito mais lixiviada que o ferro é concentrado. Isso é possível em razão da diferença de resistência entre os minerais silicosos (jaspe e *chert*) e de ferro (hematita) diante dos processos de intemperismo. Essas mudanças são possíveis por conta das reações químicas de hidrólise total, dissolução, lixiviação e hidratação.

Os teores de elementos móveis, como K, Ca, Na e Mg, também diminuem, mas de forma discreta, pelo fato de seus conteúdos já serem bem baixos na rocha fresca e, principalmente, pelo comportamento geoquímico desses elementos, que são facilmente removidos por reações químicas de intemperismo. O Al_2O_3 , assim como P_2O_5 , apresentou comportamento semelhante, com maiores teores no JPA. O MnO apresenta claro aumento ao longo do perfil de alteração, que pode ser resultado da presença de óxidos e hidróxidos de manganês no MN (Vasconcelos, 1996).

Os elementos-traço, semelhante ao que verificou Costa (2006), ocorrem em baixos teores em todos os subtipos, e foi notado padrão de enriquecimento ou de empobrecimento para

poucos elementos ao longo do perfil de alteração. O gráfico da Figura 15, que compara os teores médios dos elementos-traço das quatro categorias, mostrou padrão de distribuição semelhante para todos os subgrupos. No entanto, a categoria MN é a que apresenta as menores concentrações, demonstrando perda de grande parte desses elementos nos produtos mais alterados. Os elementos aqui observados como de alta mobilidade nos processos de alteração intempérica são Zn, Pb, U, Th e Sr. Os dois primeiros demonstram diminuição de seus teores do JF até o MN, e os três últimos, do JPA até o MN (estão abaixo do limite de detecção nas amostras de JF). O Ba foi o único elemento-traço que teve comportamento inverso, ou seja, que apresenta concentrações mais elevadas a partir do JF. Os demais elementos não apresentaram qualquer tendência, pois ora aumentam de teor, ora diminuem.

No que concerne aos ETR, percebe-se também padrão semelhante na transição do JF até o MN. A leve diferença notada no padrão da rocha fresca pode ocorrer porque essas amostras não foram coletadas no mesmo local das demais (retiradas do furo N4E-375) ou pela ausência de informações em relação aos elementos Nd e Lu. Com exceção do Eu, é claro o aumento da concentração dos ETR em direção aos produtos de alteração, sendo os maiores valores no MN. Em todos os subgrupos há tendência de enriquecimento relativo dos ETRL em relação aos ETRP. A anomalia positiva de Eu mostrou-se evidente em todas as categorias estudadas, principalmente no JF, em que ela é a mais acentuada. Comportamentos semelhantes foram percebidos no trabalho realizado por Costa (2006), quando buscou elucidar a gênese dos minérios de ferro da Serra Norte.

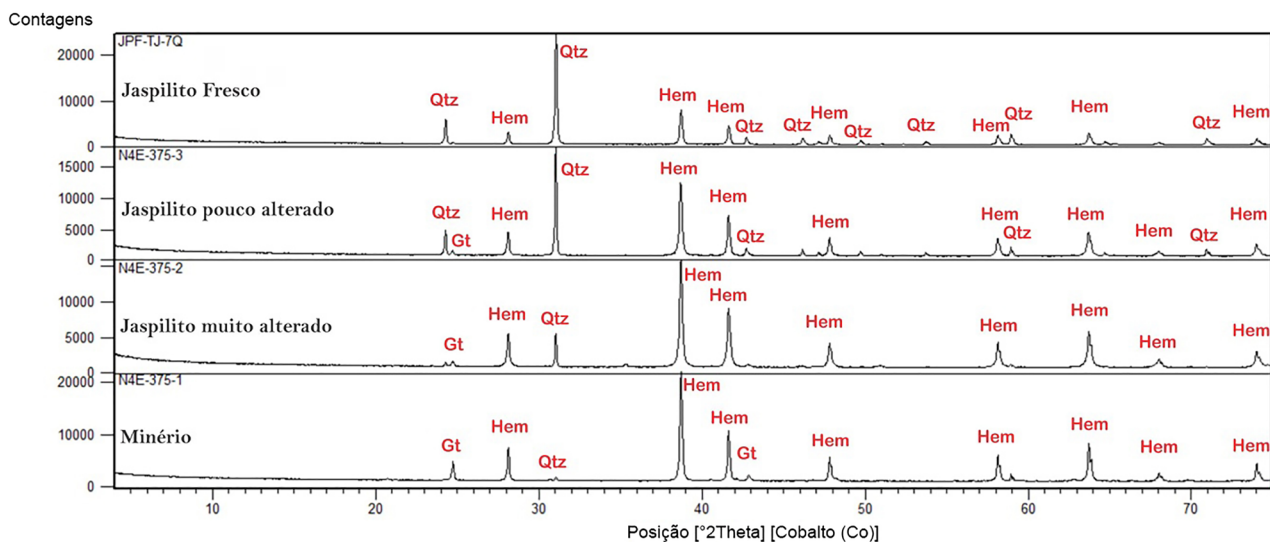
Nas amostras em que o intemperismo foi mais intenso, ou seja, no MN, a razão ETRL em relação aos ETRP mostrou-se mais elevada. Os ETR, como um todo, são pouco

móveis, no entanto os ETRP são mais solúveis próximos à superfície que os ETRL, por formarem complexos orgânicos estáveis com mais facilidade, conforme argumentam Balashov et al. (1964). Esse fato pode explicar a causa da maior concentração de ETRL no MN, coletado mais próximo à superfície que os demais litotipos.

Provavelmente, o aumento da \sum ETR do JF até o MN está relacionado à elevação da concentração de ferro nessa direção, pois, como demonstrado por Macambira (2003), os ETR se concentram nas bandas ricas em ferro do jaspilito. Logo, se o ferro tem seu conteúdo aumentado nessa direção, conseqüentemente o conteúdo de ETR também vai seguir o mesmo padrão de enriquecimento.

As análises por DRX corroboraram o que já havia sido observado na petrografia e são concordantes com os dados geoquímicos apresentados. Mesmo considerando-se que as amostras selecionadas possam não ser representativas das categorias, a difração mostrou as frequências relativas dos principais minerais presentes em cada tipo.

Os difratogramas da Figura 17 apontaram, nos quatro subtipos estudados, essencialmente quartzo (correspondendo a *chert* ou jaspé), hematita e goethita. No entanto, ficou claro que, na amostra correspondente ao JF, os picos de quartzo são mais intensos (maior teor de sílica) e praticamente desaparecem na amostra de MN. Isso indica menor quantidade desse mineral nas rochas mais alteradas, em virtude da intensa dissolução da sílica; o inverso foi observado com relação à hematita, que apresenta picos mais intensos na amostra de minério (maior teor de ferro), confirmando seu enriquecimento em direção ao topo da cobertura de alteração; por sua vez, os picos correspondentes à goethita surgem discretamente a partir do JPA e tornam-se gradualmente mais intensos no MN.



Qtz: quartzo; Hem: hematita; Gt: goethita.

Figura 17. Comparação das composições mineralógicas dos diferentes litotipos estudados por meio de difratogramas.

Origem do minério friável e das cavernas

As pesquisas sobre as feições geológicas, estruturais e texturais dos minérios de ferro permitiram que surgissem alguns modelos para explicar a origem desse minério ao redor do mundo; entre os mais aceitos estão: a hipótese supergênica, na qual os depósitos apresentam características que apontam sua formação a partir da lixiviação da sílica, principalmente por águas meteóricas, relacionados a superfícies de erosão recentes ou muito antigas (por exemplo, Tolbert et al., 1971; Beisiegel, 1982; Costa, 2006); e a origem hipogênica, em que o minério mostra características de substituição hidrotermal dos minerais de ganga (por exemplo, Teixeira et al., 1997; Lobato et al., 2005).

Autores como Lobato et al. (2004, 2005), que defendem a origem hidrotermal para o minério de ferro compacto de Carajás, assinalam características petrográficas que embasam seus argumentos, como a recristalização de *chert* e jaspe e o preenchimento de vazios por hematita. Como descrito no tópico da petrografia, na área estudada, não se observou recristalização nos minerais silicosos e as microcavidades de dissolução encontram-se vazias, ou pontualmente preenchidas, mas não o suficiente para assinalar que houve entrada de ferro oriundo de fora do sistema que preencheu e enriqueceu o minério friável. Pelo contrário, as inúmeras cavidades de dissolução indicam que, de fato, a origem do minério friável foi decorrente do enriquecimento residual de hematita, ocasionado pela lixiviação progressiva da sílica (Morris, 1985; Costa, 2006; Sobrinho, 2012). Outro fator que demonstra a ação da alteração supergênica nos locais estudados é que, em muitos furos, mesmo profundos e em jaspilite, quando o mesmo está fraturado ou brechado, encontra-se transformado em minério. Isso mostra que a entrada de água nesse local possibilitou intensa dissolução da sílica e maior desenvolvimento do quadro de alteração, o que resultou em diversos locais em formação de minério.

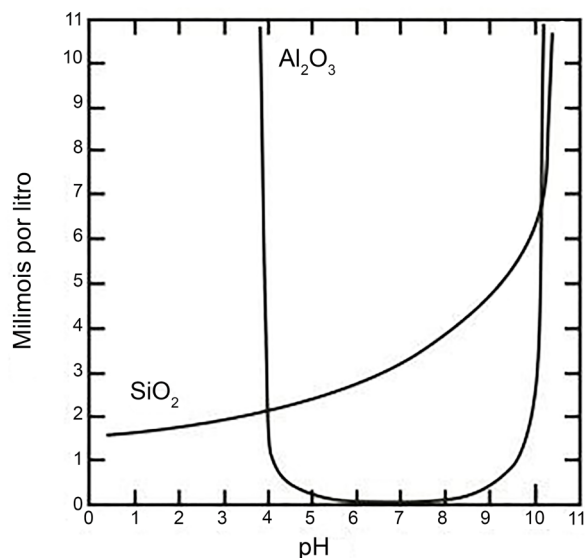
O trabalho de Figueiredo e Silva et al. (2013) aponta diversas evidências da atuação de hidrotermalismo na área da Mina N4E, inclusive participando da gênese do minério de ferro compacto. Não há dúvidas sobre esses processos, muito claramente demonstrados pelos citados autores. Porém, como assinalaram Teixeira et al. (1997), o evento hidrotermal mais recente registrado na área ocorreu em zonas restritas e fraturadas, o que, de fato, foi observado durante as fases de campo do presente trabalho. Nessas zonas fraturadas deve ter ocorrido percolação de soluções hidrotermais e geração de minério de ferro compacto, como descrito por Figueiredo e Silva et al. (2013), no entanto parecem ser situações localizadas, pois na vasta maioria dos locais visitados não foram observadas evidências de hidrotermalismo no minério friável.

Desse modo, os resultados obtidos com a petrografia, a geoquímica e a DRX sugerem que a passagem do JF para o MN foi causada pelo processo de alteração supergênica,

uma vez que a composição mineral da rocha fresca é extremamente semelhante à da rocha alterada. O que muda é apenas a proporção dos minerais encontrados. Isso significa que não houve entrada de novos compostos no sistema, mas apenas saída e reorganização dos que já existiam. Por exemplo, Hm-1 reequilibrou-se para formar goethita e Hm-3 nos litotipos mais alterados. Por outro lado, o *chert* e o jaspe, formas de quartzo extremamente abundantes no JF, praticamente se extinguem no minério, indicando processo de dissolução confirmado pela presença das microcavidades.

Corroborando o que foi observado nas análises petrográficas, a diminuição do conteúdo de sílica em direção à superfície deixa clara a atuação marcante do processo de dissolução química. Do mesmo modo, evidencia o enriquecimento do conteúdo de ferro. Seja no JF ou no Minério, esses dois elementos, juntos, correspondem a mais de 98% dos óxidos presentes na rocha.

Dutra (2013), em estudos realizados no Quadrilátero Ferrífero e em Carajás, afirma que a dissolução não pode ocorrer na formação ferrífera dessas regiões (mas sim por erosão), pelo argumento de que a sílica é pouco solúvel em meio ácido (Figura 18), e que os resultados de pH das águas em Carajás estão em torno de 5. No entanto, outros fatores importantes devem ser levados em consideração quando se trata de dissolução: o clima da região de Carajás (alta pluviosidade de até 2.800 mm/a), a eficiência da drenagem, o tempo em que essas rochas ficaram expostas à ação do intemperismo (podemos considerar 65 Ma — idade dos depósitos de manganês de Carajás, correlacionável ao período de formação dos depósitos de ferro (Vasconcelos, 1996) — e



Fonte: Mason (1966).

Figura 18. Solubilidade da sílica e da alumina em função do pH.

a presença de ferro no sistema. Como demonstrado por Morris (1985), nas BIFs, a sílica reage com a água, sendo carregada para fora do sistema em solução sob a forma de H_4SiO_4 . Harmsworth et al. (1990) demonstram que a solubilidade do quartzo pode ser substancialmente aumentada, em até dez vezes, na presença de Fe_2+ em águas subterrâneas.

As coberturas de intemperismo na Amazônia se desenvolveram com maior intensidade no Paleógeno, em particular na ocasião de alguns episódios de curta duração em condições climáticas extremas. De semelhante modo, durante o Neógeno ocorreram vários períodos de clima global (ou quase) quente e úmido, favorável à intensa lixiviação da sílica. A dissolução da sílica seria acelerada também pelo processo de martitização, bem como na presença de compostos orgânicos.

Sobrinho (2012) calculou o volume de sílica solubilizado para formar os depósitos de ferro de N4E, afirmando que em uma área exposta de BIF de 1 km², considerando-se uma precipitação média anual de 800 mm de chuva (intermediária entre Hamersley, 350 mm, e a PMC, 2.800 mm) e uma taxa de infiltração de 70%, seria possível esperar um aporte anual de 500 mil m³ de água nova no aquífero. Essa água, em tese, solubilizaria em torno de 5 t de sílica por ano, se considerado o valor de 11 ppm (obtido de Rimstidt, 1997). No Cenozoico (65 Ma) e menosprezando as oscilações climáticas que ocorreram no período, seriam carregadas em torno de 300 Mt de sílica para fora das BIFs. Esse montante seria suficiente para formar um depósito hematítico friável de 450 Mt, se fosse considerada uma proporção de 40 e 60% de massa, respectivamente, entre quartzo e hematita no protominério. À medida que ocorre dissolução para formação dos depósitos de ferro, esses mesmos fatores podem condicionar o início da formação das cavernas em Carajás.

Os resultados expostos apontam fortemente que a origem das cavernas da Serra Norte foi inicialmente controlada pela dissolução da sílica, pelo enriquecimento supergênico, processo esse que também foi responsável pela origem dos depósitos de minério de ferro friável de Carajás. À medida que a dissolução ocorre, duas ou mais microcavidades de dissolução podem se unir, tornando-se cada vez maiores, como foi observado nos estudos petrográficos.

Abreu et al. (2016) enumeraram alguns fatores que colaboram para o desenvolvimento de cavernas na região de Carajás: rochas naturalmente mais suscetíveis à dissolução teriam maior possibilidade de desenvolver cavernas (fator Litológico); estruturas como dobras, falhas, fraturas, contatos litológicos etc. desenvolveriam caminhos preferenciais para as soluções (fator Estrutural); controle da infiltração, percolação, oscilação do lençol freático e presença de zonas menos permeáveis poderiam favorecer a concentração da migração de água em determinados locais, possibilitando a formação das cavernas (fator Hidrológico); haveriam níveis estratigráficos mais propícios à dissolução

dentro de uma determinada camada de rocha ou de uma unidade litoestratigráfica (fator Estratigráfico); a dissolução de minerais provoca diminuição de volume em uma rocha alterada pelo intemperismo. Caso essa dissolução alcance um volume expressivo (~30 a 40%) de rocha, certamente haverá um rearranjo espacial para compensar a perda de volume, causando o desmantelamento e a formação de “vazios” (fator Abatimento); a presença de rochas pouco permeáveis sobre rochas relativamente mais permeáveis é uma situação favorável ao desenvolvimento de cavernas (fator Rocha Seladora).

CONCLUSÃO

As três cavernas estudadas estão hospedadas em BIF e seu desenvolvimento foi condicionado pelo intemperismo químico da rocha fresca, transformando-a, ao longo do perfil de alteração, em JPA, JMA e MN.

Cada estágio de alteração intempélica apresenta características petrográficas e químicas particulares. O JF apresenta bandamento preservado, sem sinais de dissolução; o óxido principal é a Hm-1, além de magnetita e maghemita; os minerais silicosos são o jaspe e o *chert*; o teor médio de SiO_2 é de 52% e Fe_2O_3 de 47%.

O JPA apresenta poucos sinais de alteração; o *chert* começa a ser lixiviado, ocasionando a formação das microcavidades de dissolução; como resultado, o teor de SiO_2 cai para uma média de 3%, enquanto Fe_2O_3 enriquece relativamente, chegando a 80%; o óxido principal continua a Hm-1, mas começam a aparecer Hm-2 e Hm-3.

No JMA, o bandamento do jaspilite sumiu em parte; a sílica já foi quase totalmente lixiviada; há numerosas microcavidades formando “canais de dissolução”; nesse litotipo, Hm-2 e -3 são abundantes, além de surgirem hidróxidos de Fe (goethita).

No topo do perfil de alteração, há a formação do litotipo mais alterado, o MN, caracterizado pela presença marcante de Hm-3 e Gt e praticamente nenhuma sílica (teor 0,5%); como consequência, o acamamento da rocha é quase ausente; o teor de ferro chega a 98%.

Verificou-se, com a petrografia, que a dissolução e a lixiviação da sílica constituem processos comuns na passagem do JF para o MN, evidenciadas pela presença constante das microcavidades de dissolução, atestando a passagem de um “líquido lixivador”. Além disso, há diferenças marcantes no teor dos elementos, deixando claro o processo de evolução do intemperismo, pois quanto menor a profundidade, menor o teor de SiO_2 e maior o teor de Fe_2O_3 ; esse comportamento é típico de um perfil de lateritização. Os teores de elementos-traço como Zn e Pb diminuem para o topo do perfil de alteração, demonstrando que são elementos móveis diante dos processos intempélicos. O teor de Ba, por outro lado,

aumenta em direção à superfície, denotando seu comportamento pouco móvel.

Com relação aos ETR, o padrão de distribuição é o mesmo desde o JP até o MN, indicando que a água meteórica responsável pela alteração não adicionou novos elementos químicos no sistema, apenas concentrou o seu conteúdo, semelhante ao que ocorreu com o ferro.

A água, responsável pela transformação do JF em MN friável e, conseqüentemente, pela formação das cavernas, pode ter sido canalizada pelo próprio bandamento do jaspilito, aliado também à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para as soluções descendentes. O nível estratigráfico de formação das cavernas é o mesmo em que ocorre o minério mais pulverulento e fragmentado; é visível que da base para o topo do perfil houve maior intensidade dos processos de alteração, indicando que os fluidos responsáveis por essa alteração sejam de origem supergênica, já que o intemperismo atua com maior intensidade próximo à superfície. Além disso, amostras de jaspilito fraturado ou brechado, em profundidade ou não, estão sendo convertidas em minério, indicando que com a entrada da água há dissolução da sílica e formação do minério, por processo de alteração supergênica.

Os processos iniciais que atuaram na formação das cavernas são os mesmos que condicionaram a formação do minério de ferro friável. Posteriormente, processos de erosão e colapso fizeram com que as microcavidades de dissolução evoluíssem e alargassem. De todo modo, a evolução do relevo tem papel fundamental na formação da cobertura de alteração e também das cavernas: primeiro, permite a infiltração e a percolação de água para as porções mais profundas do relevo, fazendo com que haja dissolução e formação de minério nos níveis mais profundos do platô; é necessário que haja eliminação de material rochoso em quantidade, mesmo que boa parte da rocha matriz tenha sido dissolvida. Isso acarreta redução de volume e abatimentos erosivos formando as cavernas; posteriormente, essas cavernas já formadas serão expostas na superfície à medida que o relevo é denudado e há o recuo das encostas. A cobertura intemperizada provavelmente não se desenvolveu sobre um relevo já existente, e sim foi responsável pela individualização de platôs, visto que essa cobertura apresentava maior resistência ao desmantelamento. Resultados semelhantes também foram obtidos nos trabalhos de Abreu et al. (2016) e Cabral et al. (2016).

A formação das cavernas está intimamente relacionada à alteração e à transformação dos jaspilitos em material quebradiço, friável, mais fácil de ser removido fisicamente, no entanto essas cavernas possivelmente desenvolveram-se de forma atrelada ao quadro residual já amadurecido e levemente estabilizado, após a formação de um horizonte consolidado no topo (crosta laterítica). Dessa forma, as cavernas podem ter iniciado sua formação em período relativamente recente.

Os resultados obtidos com a petrografia e a geoquímica sugerem que a passagem do JF para o minério friável indica relação direta com a alteração supergênica (Cabral et al., 2016), ocorrendo apenas o rearranjo dos elementos já existentes. Além disso, o enriquecimento em ferro é relativo, pois ele não provém de fora do sistema. De fato, o enriquecimento ocorre à medida que a sílica é lixiviada.

Embora outros fatores (estruturais, hidrológicos, litológicos, estratigráficos, rocha selante e abatimento-redução de volume) controlem a distribuição e a localização do minério friável, certamente a lixiviação da sílica é o primeiro e um dos mais importantes fatores, pois possibilita a criação de vazios, o que favorece uma maior percolação de água meteórica.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA), a infraestrutura fornecida; à Vale S.A, financiadora do projeto 3017 (ACA nº 20644725) — VALE-UFPA-FADESP, Levantamento Geoespeleológico da Unidade Espeleológica de Carajás, Província Mineral de Carajás (PROCAV); à Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa (FADESP); à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará (UNIFESSPA); e à Universidade Federal do Pará. Agradecem aos coordenadores do Projeto PROCAV, professor doutor Antônio Emídio de Araújo Santos Junior e geóloga mestre Daniele Freitas Gonçalves, a orientação e o apoio ao estudo, bem como aos geólogos da VALE, especialmente Carlos Teles e Rafael Guimarães, o auxílio durante as etapas de campo. E à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), a concessão de bolsa a S. A. A., no último ano do mestrado. Agradecem também aos revisores da revista *Geologia USP. Série Científica*, as valiosas sugestões, que muito contribuíram para a melhor apresentação e compreensão do texto.

REFERÊNCIAS

- Abreu, S. A., Macambira, J. B., Cabral, E. S. (2016). Geologia e Petrografia de formações ferríferas com ênfase na gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-Pa. *Espeleo-Tema*, 27(1), 33-44.
- Auler, A. S., Piló, L. B., Parker, C. W., Senko, J. M., Sasowsky, I. D., Barton, H. A. (2014). Hypogene Cave Patterns in Iron Caves: convergence of forms or process Hypogene Morphologies? In: A. Klimchouk, I. D. Sasowsky, J. Mylroie, S. A. Engel, A. S. Engel (Eds.), *Hypogene Cave Morphologies*, 18, 15-19. Leesburg: Karst Waters Institute.

- Balashov, Y. U. A., Ronov, A. B., Migdinov, A. A., Turanskaya, N. V. (1964). The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earth during sedimentation. *Geochemistry*, 5, 951-969.
- Beisiegel, V. R. (1982). Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. *I Simpósio de Geologia da Amazônia*, Anais, 21-46. Belém: SBG-NO.
- Cabral, E. S., Macambira, J. B., Abreu, S. S. (2016). Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas (FFB) em cavernas da Serra Sul, Carajás – PA. *Espeleo-Tema*, 27(1), 45-56.
- Calux, A. S. (2013). *Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado). Belo Horizonte: Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais, 177 p.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1-4), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Companhia Vale do Rio Doce (CVRD). (1999). *Relatório Anual*. Rio de Janeiro: Companhia Vale do Rio Doce, 200 p.
- Costa, U. A. P. (2006). *Avaliação dos processos geradores do minério de ferro da Serra Norte de Carajás, sudeste do Pará*. Dissertação (Mestrado). Belém: Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará, 110 p.
- Dall’Agnol, R., Oliveira, D. C., Guimarães, F. V., Gabriel, E. O., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N., Althoff, F. J., Santos, P. A., Teixeira, M. F. B., Silva, A. C., Rodrigues, D. S., Santos, M. J. P., Silva, C. R. P., Santos, R. D., Santos, P. J. L. (2013). Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, Anais. Belém: SBG-NO. CD-ROM.
- Derry, L. A., Jacobsen, S. B. (1990). The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 2965-2977. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90114-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90114-Z)
- Dutra, G. M. (2013). Síntese dos Processos de Gênese de Cavidades em Litologias de Ferro. *XXXII Congresso Brasileiro de Espeleologia*, Anais, p. 415-426. Barreiras: SBE.
- Feio, G. R. L., Dall’Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Gomes, A. C. B., Sardinha, A. S., Oliveira, D. C., Santos, R. D., Santos, P. A. (2012). Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151, 57-73. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- Feio, G. R. L., Dall’Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., Soares, J. E. B. (2013). Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227, 157-185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>
- Figueiredo e Silva, R. C., Hagemann, S., Lobato, L. M., Rosière, C. A., Banks, D. A., Davidson, G. J., Vennemann, T., Hergt, J. (2013). Hydrothermal Fluid Processes and Evolution of the Giant Serra Norte Jaspilite-Hosted Iron Ore Deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Economic Geology*, 108(4), 739-779. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.739>
- Goldstein, S. J., Jacobsen, S. B. (1988). Rare earth elements in river waters. *Earth and Planetary Science Letters*, 89(1), 35-47. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90031-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90031-3)
- Harmsworth, R. A., Kneeshaw, M., Mossis, R. C., Robinson, C. J., Srivastava, P. K. (1990). BIF-derived iron ores of the Hamersley Province. In: F. E. Hughes (Ed.), *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea* (14, 617-642). Austrália: Australasian Institute of Mining and Metallurgy.
- Lobato, L. M., Figueiredo e Silva, R. C., Rosière, C. A., Zucchetti, M., Baars, F. J., Pimentel, M., Rios, F. J., Seoane, J. C. S., Monteiro A. M. (2005). Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará state, Brazil. In: *Iron Ore Conference 2005*. Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series. p. 99-110.
- Lobato, L. M., Rosière, C. A., Baars, F. J., Figueiredo e Silva, R. C., Zucchetti, M., Rios, F. J., Seoane, J. C. S., Pimentel, M., Lindenmayer, Z. G., Mendes, G. E., Maciel, A. L. (2004). Timing of hydrothermal iron mineralization, Carajás Province, PA. *Simpósio Brasileiro Exploração Mineral*, Anais. Ouro Preto: Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB). CD-ROM.
- Macambira, J. B. (2003). *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese (Doutorado). Campinas: Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas, 217 p.

- Macambira, J. B., Macambira, M. J. B., Scheller, T., Gomes, A. C. B. (1996). Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás-Pará: indicador da idade dos BIFs. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 6, 516-519. Salvador: SBG.
- 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(3-4), 329-354. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90040-H](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H)
- Mason, B. (1966). *Principles of geochemistry*. 3ª ed. Nova York: Wiley.
- Morgan, J. W., Higuchi, H., Takahashi, H., Hertogen, J. (1978). A Chondritic Euclite Parent Body - Inference from Trace-Elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1), 27-38. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90213-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90213-2)
- Morris, R. C. (1985). Genesis of iron ore in Banded Iron Formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. In: K. H. Wolf (Ed.), *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits* (13, 73-235). Amsterdã: Elsevier.
- Murthy, P. S. N. (1990). Origin of the Cyclothermic Patterns in the Precambrian Banded Iron Formation of Donimalai Area in Sandur Schist Belt, Karnataka State, India. In: J.-J. Chauvel, C. Yuqi, E.M. El Shazly, G.A. Gross, K. Laajoki, M.S. Markov, K.L. Rai, V.A. Stulchikov, S.S. Augustithis. (Eds.), *Ancient Banded Iron Formation*, 337-350. Atenas: Theophrastus Publication.
- Ramos, J. N. (2012). *Caracterização de Feições Sedimentares nos Jaspilitos da Formação Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação). Belém: Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará, 91 p.
- Rimstidt, J. D. (1997). Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13), 2553-2558. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00103-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00103-8)
- Silva, G. H. (1974). Esboço geológico de parte da Folha SC. 21 Juruena. *XXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, v. 4, p. 309-320. Porto Alegre: SBG.
- Sobrinho, F. C. (2012). *Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Marabá: Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará, 95 p.
- Teixeira, J. B. G., Ohmoto, H., Eggler, D. H. (1997). Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brasil. In: M. L. Costa & R. S. Angelica (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia* (161-203). Belém: SBG.
- 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(7), 985-999. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.7.985>
- Trendall, A. F., Basei, M. A. S., De 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(3), 265-277. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00015-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00015-7)
- Valentim, R. F., Olivito, J. P. R. (2011). Unidade espeleológica Carajás: delimitação dos enfoques regional e local, conforme metodologia da IN-02/2009 MMA. *Espeleo-Tema*, 22(1), 41-60.
- Vasconcelos, P. M. (1996). Paleoclimas e Evolução Geomorfológica da Região de Carajás: Evidência Geoquímica e Geocronológica. *V Simpósio Geologia da Amazônia*, Anais, p. 26-30. Belém: SBG/NO.
- Wirth, K. R., Gibbs, A. K., Olszewski Jr., W. J. (1986). U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2), 195-200.