

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

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

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

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

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

Contatos: [ericacabral@ufpa.br](mailto:ericacabral@ufpa.br); [joel@ufpa.br](mailto:joel@ufpa.br); [soraiaabreu@ufpa.br](mailto:soraiaabreu@ufpa.br).

### Resumo

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

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

### Abstract

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

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

## 1. INTRODUÇÃO

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

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

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

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

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

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

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

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

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

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

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

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

## 3. ANÁLISES GEOESTATÍSTICAS

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

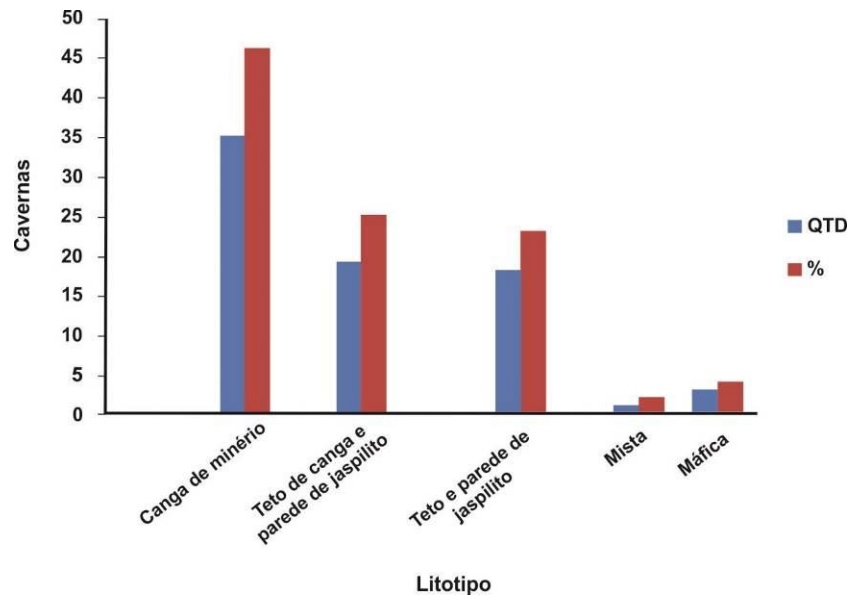
Para a análise topográfica foram consideradas 141 cavernas levando em consideração a altitude em que ocorrem que varia de 350 a 900m (Figura 2). Verificou-se uma distribuição desde altitudes de 400m a 850m, entretanto, foi possível observar um nítido controle altimétrico, em alta vertente, com a maioria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

O corpo S11D apresenta duas feições distintas, borda e topo de platô, dessa forma foi possível notar que há uma variação na concentração de cavernas nas duas feições do relevo. Para quantificar essa variação foi estabelecido o parâmetro de Densidade de Cavernas – DC (número de cavernas por km<sup>2</sup>). Primeiramente foi calculada a área do corpo S11D totalizando 18 km<sup>2</sup>, posteriormente foram calculadas as áreas de topo de platô 15 km<sup>2</sup> e a borda 3 km<sup>2</sup> (porção superior da encosta). Para essa análise foram consideradas 76 cavernas, distribuídas na área coberta pelo mapa geológico da Figura 4.

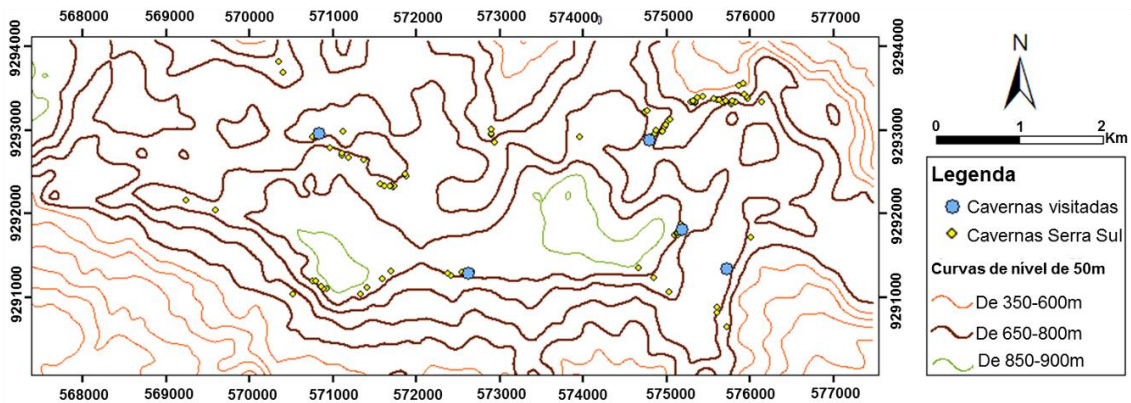
As cavernas encontradas no topo do platô somam 37, equivalentes a 48%, o que corresponde a uma DC de 2,4/km<sup>2</sup> enquanto nas encostas foram

quantificadas 39 cavernas, equivalentes a 52%, o que corresponde a uma DC de 13/km<sup>2</sup>. Dessa forma é possível demonstrar numericamente a elevada densidade de ocorrência de cavernas na encosta do platô, cinco vezes maior que no topo (Figura 5).

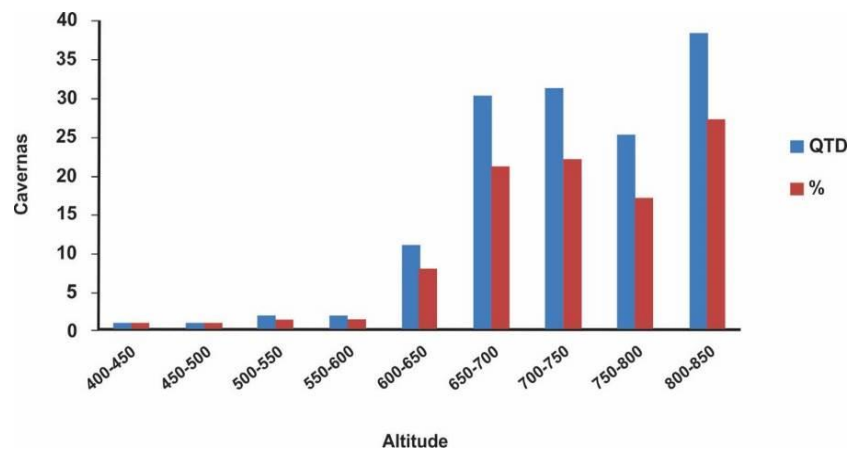
Possivelmente essa concentração se deve ao fato de que a borda é esculpida através de processos erosivos ocasionando solapamento das encostas moldando assim um relevo recente o qual expõe cavernas preexistentes.



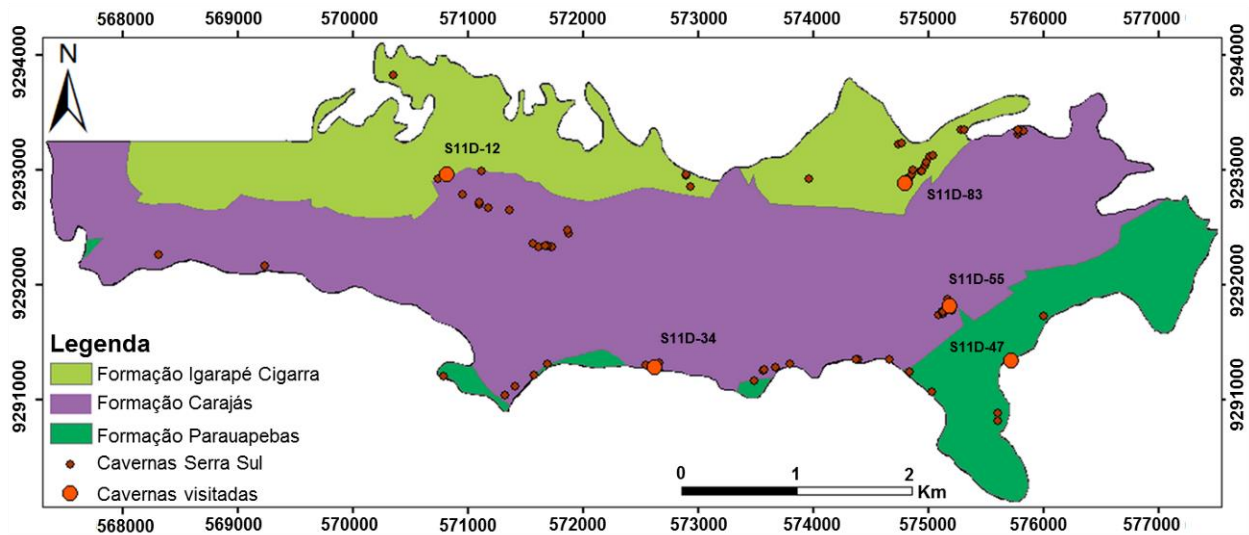
**Figura 1:** O gráfico demonstra a quantidade e a porcentagem correspondente dos cinco litotipos nos quais as 76 cavernas foram agrupadas: canga de minério, teto de canga e parede de jaspilito, teto e parede de jaspilito, mista e máfica.



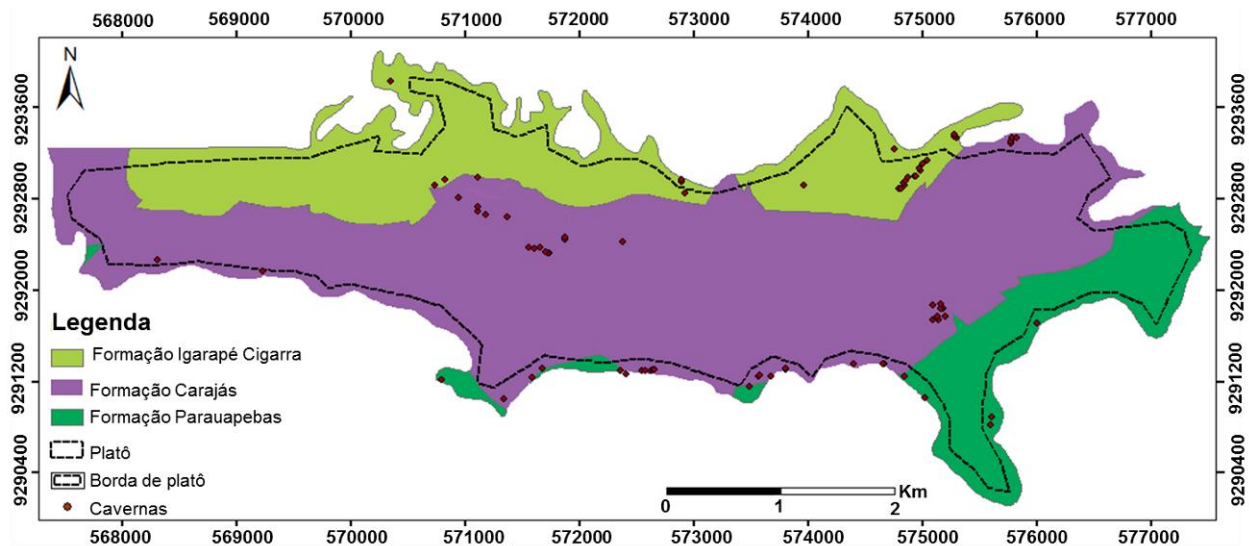
**Figura 2:** Mapa ultrapassando os limites do corpo S11D, mostrando as cavernas na área de acordo com as cotas topográficas



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



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



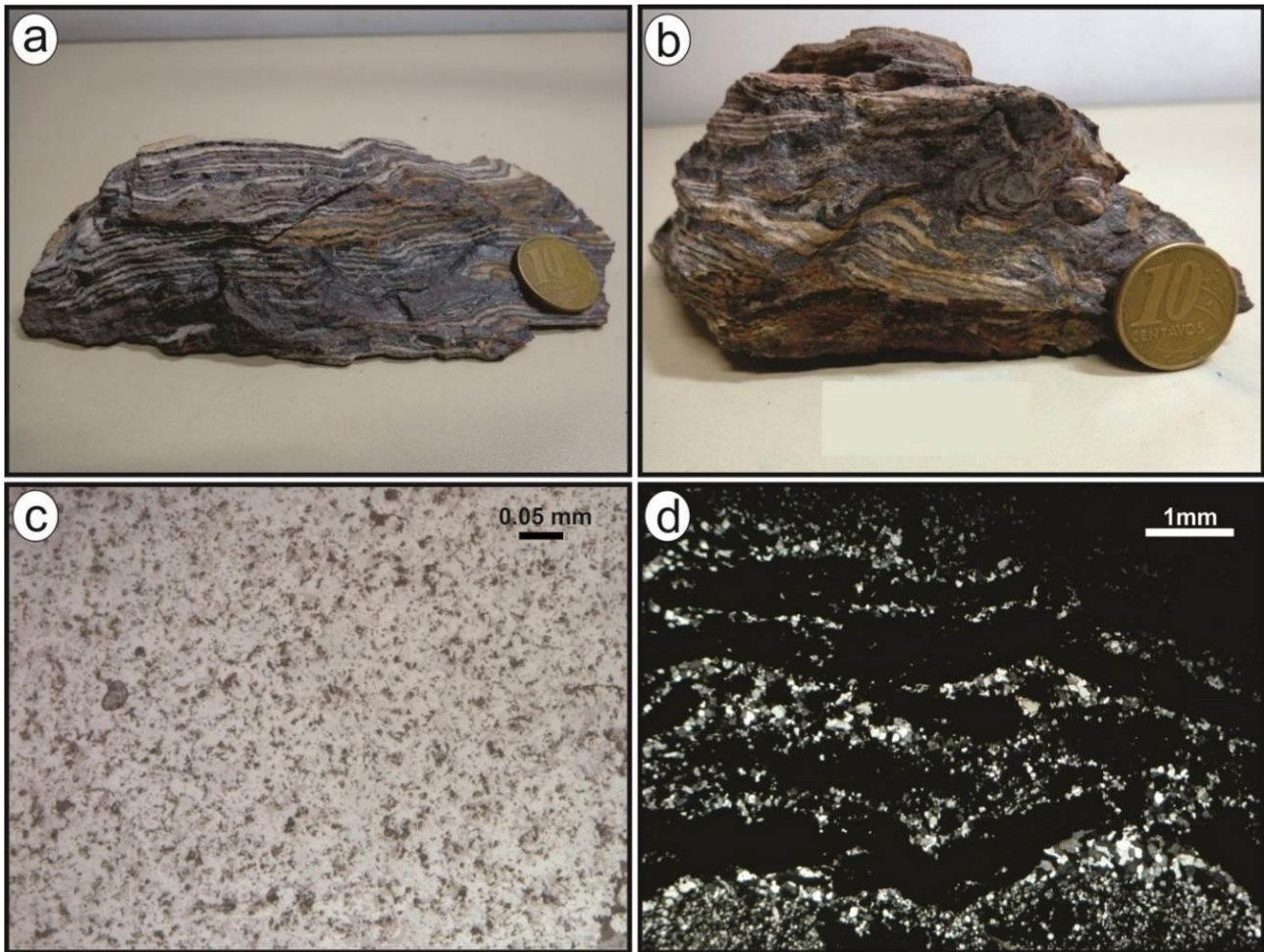
**Figura 5:** Mapa geológico da Serra Sul, corpo S11D mostrando as cavernas encontradas no topo e na borda do platô.

#### 4. PETROGRAFIA

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

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

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



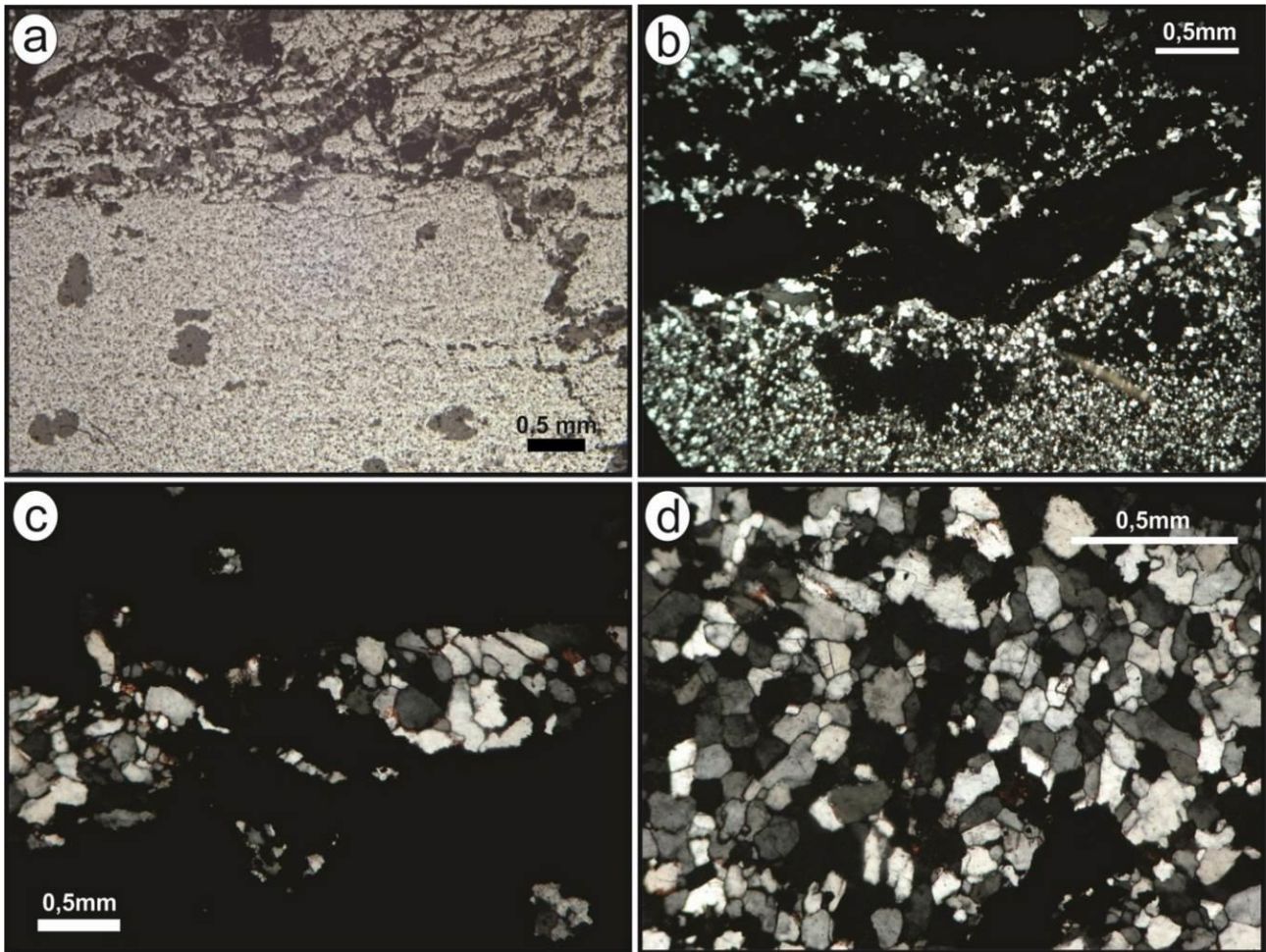
**Figura 6:** a) e b) Jaspilite pouco alterado, mostrando bandamento característico, alternância entre bandas de minerais opacos e bandas de chert; c) Banda de opacos composta por uma massa de hematita e imersos nessa massa magnetita e maghemita (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); d) Alternância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

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

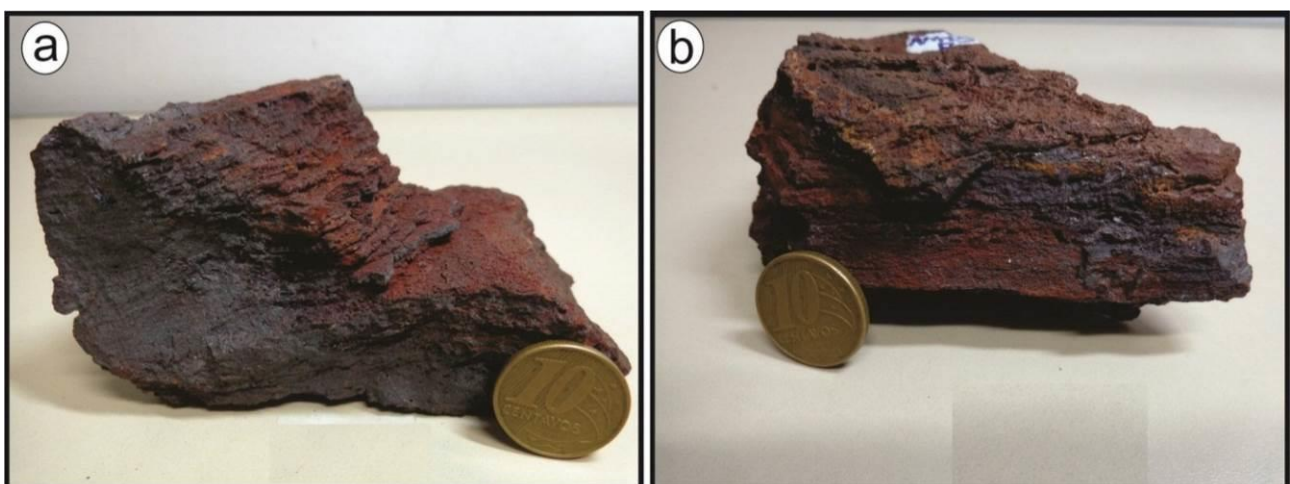
O jaspilite alterado apresenta algumas características como o bandamento composicional não tão nítidos, sendo que em algumas porções não é possível observar a presença das bandas de sílica, pois a rocha já encontra-se parcialmente alterada para minério de ferro, com a sílica quase que completamente lixiviada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

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

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



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



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



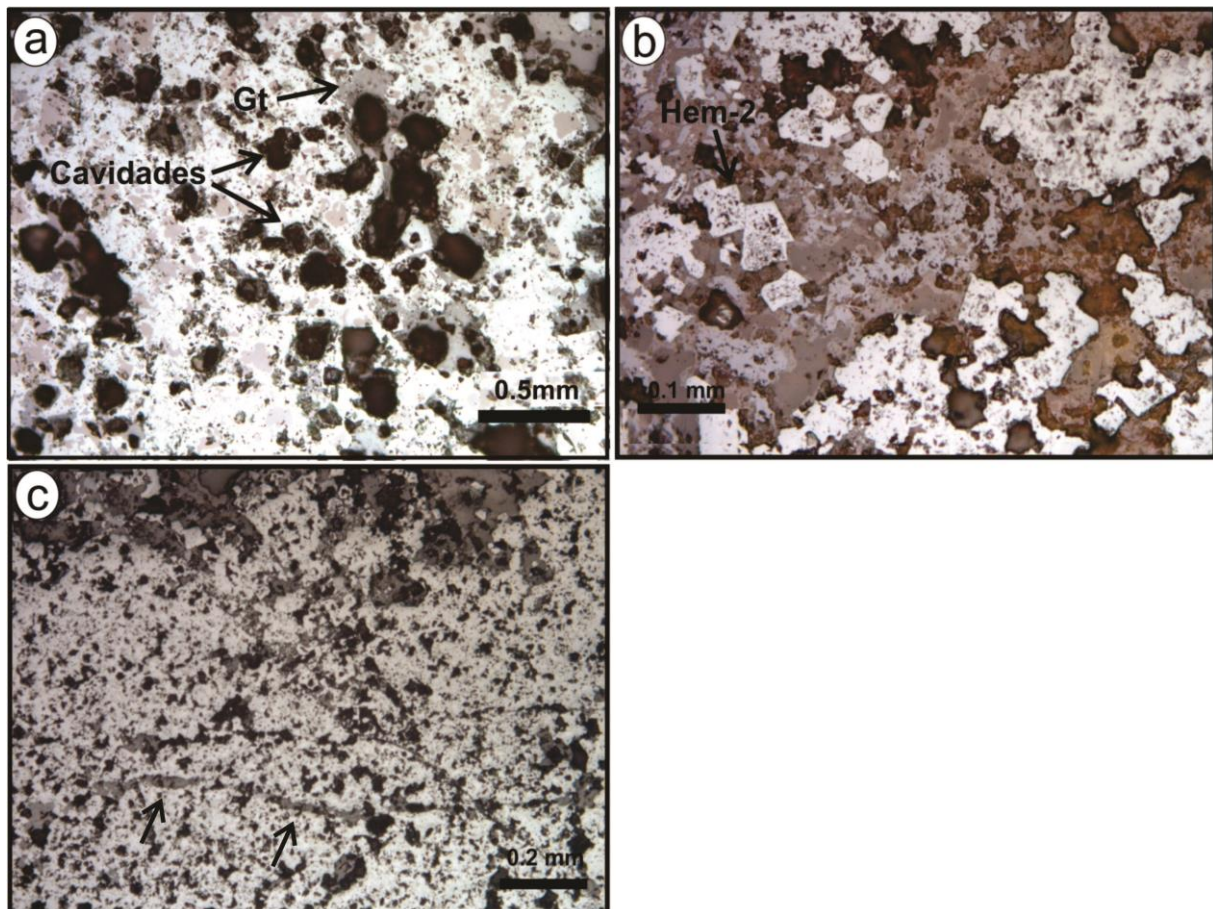
**Figura 9:** Amostra de rocha do teto da caverna S11D-0055, coletada na interface canga/minério. A rocha é formada por canga e apresenta cavidades de dissolução.

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

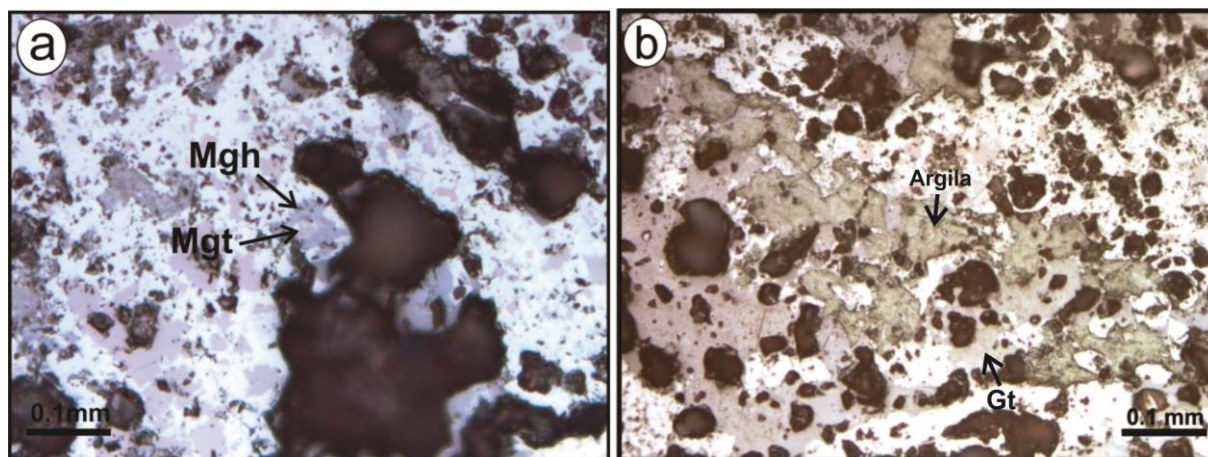
hematita-2, que apresenta-se de duas formas: disposta como uma massa proveniente da alteração da magnetita, onde ainda há resquícios de magnetita em forma de ilhas, ou na borda de cristais de magnetita, apresentando-se como pseudomorfos (Figura 10b).

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

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



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



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

## 5. DISCUSSÕES

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

Os controles avaliados são descritos abaixo:

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

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

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

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

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

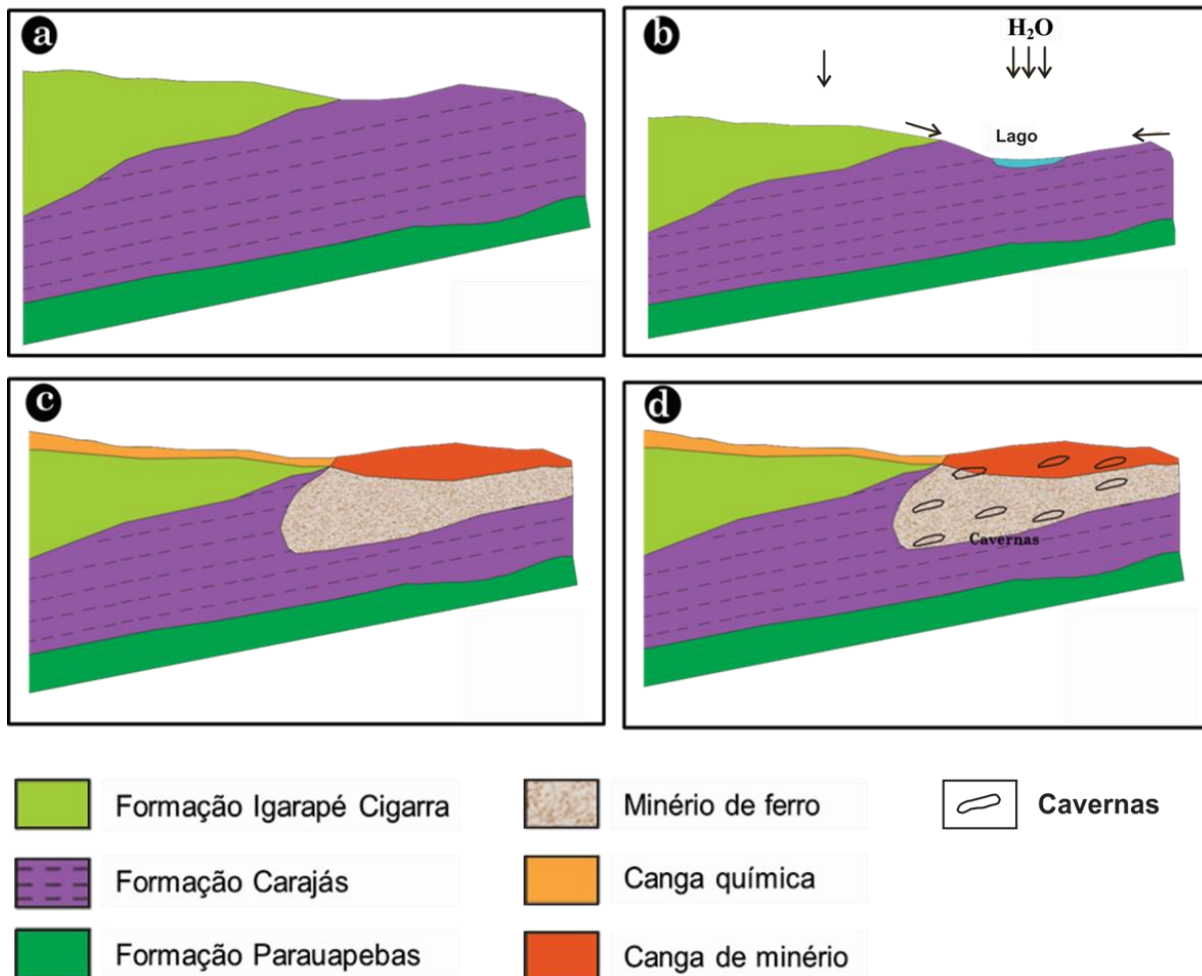


depressão na região onde a BIF aflora. Dessa forma a drenagem é canalizada diretamente para essa região depressiva, com formações de lagos em sua superfície (SOBRINHO, 2012) (Figura 12b), facilitando a percolação da água meteórica para porções subterrâneas do platô, ocasionando a dissolução da camada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

*chert* → quartzo granular → jaspe

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

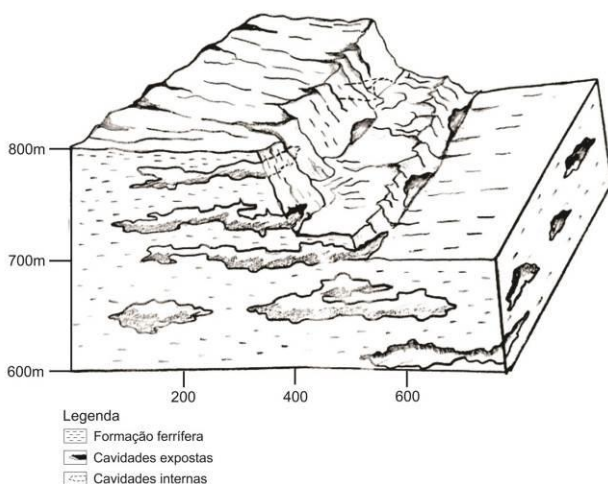
quanto menor o tamanho do quartzo, mais solúvel ele será, em função do aumento da superfície de contato. Com relação à dissolução do jaspe ser posterior à do *chert* e do quartzo granular, pode ser explicado devido à impregnação do jaspe por hematita, tornando-o mais resistente, além do posicionamento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



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

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

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



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

## 6. CONCLUSÕES

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## AGRADECIMENTOS

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

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

## REFERÊNCIAS

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

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



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

[www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp](http://www.cavernas.org.br/espeleo-tema.asp)