



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 483**

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E ASSINATURA ISOTÓPICA  
DE Pb DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS ASSOCIADAS À  
GÊNESE DAS CAVERNAS DA SERRA SUL, CARAJÁS - PA**

**Dissertação apresentada por:**

**ERICA DA SOLIDADE CABRAL**

**Orientador:** Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)

**Coorientador:** Prof. Dr. Joel Buenano Macambira (UFPA)

---

**BELÉM**  
**2016**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Cabral, Erica da Solidade, 1990-

Petrografia, geoquímica e assinatura isotópica de Pb de formações ferríferas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul, Carajás - PA / Erica da Solidade Cabral. – 2016.

75 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marco Antonio Galarza Toro

Coorientador: Joel Buenano Macambira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Petrologia – Carajás, Serra dos (PA). 2. Espeleologia - Carajás, Serra dos (PA). 3. Geoquímica - Carajás, Serra dos (PA). 4. Minérios de ferro - Carajás, Serra dos (PA). 5. Chumbo - Isótopos. I. Título.

CDD 22. ed. 552.098115

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E ASSINATURA ISOTÓPICA  
DE Pb DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS ASSOCIADAS À  
GÊNESE DAS CAVERNAS DA SERRA SUL, CARAJÁS - PA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

**ERICA DA SOLIDADE CABRAL**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

**Data de Aprovação: 17 /06 / 2016**

**Banca Examinadora:**

**Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro**  
**Orientador-UFGA**

**Prof. Dr. Cesar Ulisses Vieira Verissimo**  
**Membro-UFGA**

**Prof. Dr. Jean Michel Lafon**  
**Membro-UFGA**

*Aos meus pais: Eurico Moraes Cabral  
e Patrícia da Solidade Cabral*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, que me deu forças e sabedoria para concluir o mestrado e me sustentou nos momentos difíceis fazendo meu fardo ficar mais leve. A ti Senhor seja dada toda honra e glória.

Aos meus pais que sempre me apoiaram, que são minha base, que confiaram nos meus sonhos, me mantiveram de carinho, amor, paciência e compreensão. A eles sou grata pelo que hoje sou.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geociências, pelo fornecimento de infraestrutura.

Ao meu amigo, namorado e geólogo Alessandro Braga por me apoiar, suportar, ser paciente, carinhoso, amigo e por sempre estar ao meu lado dividindo as alegrias e tristezas. Além de partilhar conhecimento.

Ao meu orientador Dr Marco Antônio Galarza Toro, pela paciência e conhecimento transmitido.

Ao meu coorientador Dr Joel Buenano Macambira, por toda dedicação e esforço para que fosse possível a conclusão desse mestrado.

Aos meus amigos geólogos com quem morei durante os 2 anos de mestrado, que quero levar para minha vida toda, Soraia da Silva Abreu, Marcela da Silva Santos e Diwhemerson Barbosa de Souza.

Aos meus amigos procavianos Leandro da Conceição Carvalho pelas horas de conversas e discursões sobre cavernas e a Adrian de Miranda Gomes pelo apoio e incentivo.

Ao convênio VALE/UFPA/FADESP que forneceu o suporte financeiro para campos, análises e bolsa de estudo, além de todo o suporte para que esse trabalho fosse concluído.

Ao PROCAV (Projeto Cavidades). Ao coordenador do projeto Antônio Emídio Santos Junior.

À gestora Daniele Gonçalves, por todo empenho e dedicação.

Aos geólogos Vale, Rafael Guimarães e Carlos Teles pelo auxílio em campo.

Ao Laboratório Pará-Iso e aos técnicos, pelo suporte na aquisição de dados

À todos que não foram citados e que de alguma forma contribuíram para que eu chegasse até aqui, à aqueles que me incentivaram quando pensei que não conseguiria e me fizeram descobrir que eu seria capaz. Muito obrigada!

## RESUMO

Os estudos geológicos realizados em cavernas hospedadas em formações ferríferas bandadas (banded iron formation – BIF's), do tipo jaspilito, que é o protominério de ferro do Corpo S11D, Serra Sul, demonstraram que essas rochas encontram-se em diferentes estágios de alteração intempérica, permitindo classificá-las em três grupos: 1) Jaspilito Não Alterado, 2) Jaspilito Alterado e 3) Minério de Ferro. As amostras de Jaspilito Não Alterado foram coletadas em afloramentos correlacionáveis às cavernas, as de Jaspilito Alterado foram coletadas dentro das cavernas e em furos de sonda correlacionáveis estratigraficamente à caverna S11D-0035, assim como as amostras de minério de ferro. Essa correlação estratigráfica foi estabelecida a partir da construção de seção geológica, que permitiu determinar a provável configuração litológica inicial da caverna e seu nível estratigráfico. Foi concluído que a caverna encontra-se na porção inferior da Formação Carajás, próximo ao contato com a Formação Parauapebas. O trabalho tem por objetivo compreender a origem e evolução das cavernas e relacionar temporalmente sua gênese com a formação do minério de ferro e do relevo. Além de identificar os diferentes litotipos presentes e analisar petrograficamente os minerais primários e neoformados. Com a análise geoquímica das rochas foi possível quantificar a remoção da sílica e o enriquecimento do ferro nos diferentes estágios de alteração do perfil intempérico, desde a rocha fresca até o minério de ferro. Já as análises isotópicas permitiram observar o comportamento dos isótopos de Pb. As observações petrográficas demonstraram que o Jaspilito Não Alterado é caracterizado pela alternância de bandas centimétricas de minerais opacos, compostas por hematita-1, magnetita e subordinadamente maghemita e bandas silicosas formadas por *chert* e quartzo granular. Enquanto o Jaspilito Alterado é composto predominantemente por hematita-2 e subordinadamente por hematita-1 e magnetita, o bandamento está ausente, pois a banda de minerais silicosos, que é a mais solúvel, foi quase que em sua totalidade lixiviada, o que acarretou a geração de cavidades de dissolução. Além disso, também foram observadas fases minerais neo-formadas, goethita e hematita-3. As análises químicas das rochas dos diferentes grupos corroboraram as evidências petrográficas. Nas amostras de Jaspilito Não Alterado o teor de SiO<sub>2</sub> varia de 40,0 a 44,5% e o teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> de 53,9 a 58,3%, sendo que os demais óxidos presentes, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, possuem teores muito baixos, bem como nos demais tipos. Diferentemente, as rochas classificadas como Jaspilito Alterado possuem maior concentração de ferro (de 87,9 a 97,1%) e menor teor de SiO<sub>2</sub> (de 0,3 a 1,1%). O Minério de Ferro, classificado como representando o estágio mais avançado de alteração, possui teor elevado de Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, variando de 96,2 a 98,3% e baixas quantidades de

SiO<sub>2</sub>, de 0,4 a 1,0%. Nos três grupos de rocha foi observado um baixo conteúdo de ETR, sendo que da base para o topo do perfil intempérico é observado um aumento na quantidade desses elementos, de 6 para 18 ppm. A razão La/Eu varia de 1,3 a 2,2 ppm no Jaspilito Não Alterado, de 0,2 a 1,6 ppm no Jaspilito Alterado e de 0,1 a 0,8 ppm no Minério de Ferro. Essa diminuição no minério de ferro pode ocorrer devido ao comportamento menos móvel dos ETRP em relação aos ETRL nos estágios mais avançados de intemperismo. A anomalia positiva de Eu ( $Eu/Eu^* > 1$ ), típica das BIF's foi observada em todas as amostras dos diferentes grupos de alteração. As análises isotópicas de Pb no Jaspilito Não Alterado indicam razões  $^{206}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb$  variando de 15,247 a 26,111, de 15,292 a 16,300 e de 34,596 a 37,614 respectivamente. Os valores sugerem que essas rochas são pouco radiogênicas e possuem assinatura isotópica semelhante às rochas da crosta superior. No Jaspilito Alterado as razões isotópicas  $^{206}Pb/^{204}Pb$  variam de 16,827 a 23,244, a  $^{207}Pb/^{204}Pb$  de 15,635 a 16,279, e  $^{208}Pb/^{204}Pb$  de 34,715 a 38,811. No Minério de Ferro as razões  $^{206}Pb/^{204}Pb$  variam de 15,702 a 22,845,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  de 15,369 a 16,221, e  $^{208}Pb/^{204}Pb$  de 35,169 a 38,467. Portanto, não foram observadas mudanças na assinatura isotópica ao longo do perfil de alteração, que indicassem eventos metamórficos, reativações tectônicas ou percolação de fluidos hidrotermais que perturbassem o geocronômetro Pb-Pb e acrescentassem material (Pb) oriundo de outras fontes, entretanto os processos intempéricos podem ter ocasionado remobilização de Pb nas amostras, mostrado pela sua grande dispersão no diagrama toriogênico. Na gênese e evolução das cavernas, além dos processos químicos, o relevo tem papel fundamental, atuando em dois momentos distintos. Primeiramente, facilitando a infiltração e percolação de águas meteóricas, canalizando-as para porções subterrâneas do platô, ocasionando a dissolução da camada silicosa e a formação do minério de ferro, perda de volume da rocha, abatimento das camadas e concomitante formação de cavernas. Em um segundo momento estas cavernas são expostas pelos processos de denudação do relevo que propiciam o recuo das encostas. Portanto, a análise dos processos químicos com o auxílio da petrografia e geoquímica, mostraram que os processos de dissolução e lixiviação são os processos primários na formação das cavernas que atrelados aos processos erosivos propiciam sua evolução. A análise dos processos químicos indica origem comum (intempérica) tanto para as cavernas quanto para o minério de ferro, provavelmente contemporâneos.

Palavras-chave: Estudos geoespeleológicos. Petrografia. Geoquímica. Formação ferrífera bandada. Isótopos de Pb. Carajás.

## ABSTRACT

Geospeleological studies in hosted caves in banded iron formation (banded iron formation - BIF's), type jaspilite, which is the iron protore the S11D body, Serra Sul, showed that these rocks are at different stages of weathering, allowing classifies them into three groups: 1) non-altered jaspilite, 2) altered jaspilite and 3) Iron Ore. Samples BIF's were collected both in caves and in correlated drillholes stratigraphically to S11D-0035 cave. This stratigraphic correlation was established from the construction of geological section, which allowed us to determine the likely initial lithological setting of the cave and its stratigraphic level. It was concluded that the cave is in the lower portion of the Carajás formation near the contact with the Parauapebas Formation. Petrographic observations showed that jaspilite is characterized by alternating centimetric bands of opaque mineral composed of hematite-1, magnetite and maghemite and subordinate siliceous bands formed by chert and granular quartz. While the non-altered jaspilite consists predominantly of hematite-2 and subordinately hematite-1 and magnetite, banding is absent because the band of silica minerals, which is more soluble, it was almost in its entirety leached, which led to the generating dissolution cavities. In addition, they also observed neo-formed mineral phases, goethite and hematite-3. The chemical analysis of rocks of different groups corroborate the petrographic evidence. Samples of non-altered jaspilite SiO<sub>2</sub> content ranges from 40.0 to 44.5% and Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> content from 53.9 to 58.3%, and the other oxides present, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, have very low levels, as well as in other types. In contrast, the rocks are classified as altered jaspilite higher concentration of iron (from 87.9 to 97.1%) and lower SiO<sub>2</sub> content (0.3 to 1.1%). The iron ore classified as representing the most advanced stage change, has a high content of Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, ranging from 96.2 to 98.3% and low amounts of SiO<sub>2</sub> from 0.4 to 1,0%. In all three groups of rock a low content of ETR was observed and, from bottom to top of the weathering profile is observed an increase in the amount of these elements, from 6 to 18 ppm. The ratio La/Eu ranges from 1.3 to 2.2 ppm non-altered jaspilite, from 0.2 to 1.6 ppm altered Jaspilite and 0,1 to 0,8 ppm Iron Ore. This decrease in iron ore may be due to less mobile behavior of HREE relative to LREE in the advanced stages of weathering. The positive anomaly Eu (Eu/Eu\* > 1), typical of the BIF's was observed in all samples from different groups change. The Pb-Pb isotopic analyzes in non-altered jaspilite indicate <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ratios ranging from 15.247 to 26.111, the ratio <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ranges from 15.292 to 16.300, and the ratio <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ranges from 34.596 to 37.614. The figures suggest that these rocks are less radiogenic and have isotopic signature similar to the upper crustal rocks. In jaspilite Changed the isotopic ratios <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ranging from 16.827 to 23.244, the

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 15.635 to 16.279, and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 34.715 to 38.811. In Iron Ore the  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios ranging from 15.702 to 22.845,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 15,369 to 16,221, and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  from 35,169 to 38,467. Therefore, changes were observed in the isotopic signature over change profile suggesting that there were no metamorphic events, tectonic reactivations, percolation of hydrothermal fluids or any other event that upset the Pb-Pb geochronometer and would add materials (Pb) come from other sources. The genesis and evolution of the caves, in addition to chemical processes, relief plays an important role, acting at two different times. First, facilitating the infiltration and percolation of rainwater and channel them to underground portions of the plateau, causing the dissolution of the siliceous layer and the formation of iron ore, loss of rock volume, reduction of layers and concomitant formation of caves. In a second step these caves are exposed by relief denudation processes that favor the retreat of the slopes. Therefore, the analysis of chemical processes with the help of petrography and geochemistry showed that the dissolution and leaching processes are the primary processes in the formation of caves linked to erosive processes provide its evolution. The analysis of chemical processes indicates common origin (weathering) for both the caves and for iron ore, probably contemporary.

Keywords: Geospeleological studies. Petrography. Geochemistry. BIF. Pb isotopes. Carajás.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO I

- Figura 1- Mapa de localização e acesso a Serra Sul, Carajás.....3  
 Figura 2- Mapa geológico Bacia Carajás.. .....6

### CAPÍTULO II

- Figura 1- Gráfico ternário  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mostrando os diferentes graus de lateritização..... 10  
 Figura 2- Solubilidade da sílica a 25°C. A linha cheia indica a variação da solubilidade da sílica amorfa com o pH, experimentalmente determinado. A linha tracejada superior é a curva calculada para sílica amorfa, baseada numa solubilidade assumida como constante, de 120 ppm de  $\text{SiO}_2$  para valores do pH abaixo de 8. A linha tracejada inferior é a solubilidade calculada do quartzo baseada na solubilidade aproximadamente conhecida de 10 ppm de  $\text{SiO}_2$  em soluções neutras e ácidas..... 11  
 Figura 3- 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.. ..... 15  
 Figura 4- Bloco diagrama mostrando cavernas formadas no interior do platô e expostas nas encostas..... 16  
 Figura 5- Caverna situada na borda do platô, sendo exposta através de processos erosivos; b) cavidade sendo alargada através de um curso d'água; c) cavidade formada na interface canga/minério, zona de menor resistência, favorecendo a dissolução.... 17  
 Figura 6- Mapa geológico do corpo S11D, constituído pela Formação Parauapebas na base, Formação Carajás e Formação Igarapé Cigarra no topo, mostrando cerca de 70 cavernas e em destaque as cavernas alvo de estudos detalhados. Modificado de Resende e Barbosa (1972). ..... 18  
 Figura 7- a) Entrada da caverna S11D-05; b) material da parede da caverna S11D-05; c) interior da caverna S11D-11; d) parede da caverna S11D-11 constituída por formação ferrífera bandada; e) parede da caverna S11D-35, composta por

formação ferrífera bandada; f) teto da caverna S11D-35 constituído por canga de minério.....	19
Figura 8- Planta baixa da caverna S11D-0005 .....	20
Figura 9- Planta baixa da caverna S11D-0011 .....	21
Figura 10- Planta baixa da caverna S11D-0035 .....	21
Figura 11- Mapa com o posicionamento da seção geológica N-S .....	21
Figura 12- Seção geológica de direção N-S, com o posicionamento da caverna S11D-35. ....	22
Figura 13- Seção geológica confeccionada a partir da seção real da Figura 10, com o detalhamento dos intervalos selecionados de acordo com a correlação estratigráfica desses com a caverna. ....	23
Figura 14- Perfis de correlação estratigráfica dos intervalos correlacionáveis a caverna S11D-0035. ....	24

### CAPÍTULO III

Figura 1- Mapa do Corpo S11D, mostrando as cavernas e os furos de sonda nos quais amostras de BIF's e minério de ferro foram coletadas.....	29
Figura 2- Mapa geológico da Bacia Carajás.....	33
Figura 3- a) Fotomicrografia em luz transmitida do bandamento do jaspilito, intercalação entre as bandas de minerais opacos e minerais silicosos (obj4x, luz transmitida, nicóis paralelos); b) Contato abrupto entre as bandas (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos); c) Massa criptocristalina, esbranquiçada de hematita primária, hematita-1 (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos); d) Magnetita sendo substituída pela hematita-2 (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); e) Maghemita (mineral cinza azulado), forma metaestável da hematita, ao centro da figura na borda do cristal de magnetita (mineral cinza rosado) (obj50x, luz refletida, nicóis paralelos); f) Ilhas de quartzo dentro da banda de minerais opacos (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados). ....	35
Figura 4- a) Banda de minerais silicosos formada por <i>chert</i> e quartzo granular (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados); b) Bolsa de quartzo granular estirado, com extinção ondulante em contato com <i>chert</i> (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados); c) Agregados de quartzo com contatos reto e junção tríplice (obj10x, luz transmitida,	

- nicóis cruzados); d) Quartzo granular em contato com a banda de minerais opacos (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados)..... 36
- Figura 5- a) Bandamento do jaspilito dobrado (obj4x, luz transmitida, nicóis paralelos); b) Dobras das bandas de jaspilito (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados); c) quartzo com textura “em pente” (obj10x, luz transmitida, nicóis cruzados); d) estruturas de caráter rúptil, falha e fraturas (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados)..... 37
- Figura 6- a) Amostra de mão de Jaspilito Alterado com bandamento persistente, no entanto não é notada a intercalação de bandas devido a lixiviação da sílica; b) Acamamento plano-paralelo (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos); c) Banda de minerais opacos, composta predominantemente por hematita (obj4x luz, refletida, nicóis paralelos); d) Cavidades de dissolução na banda silicosa (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos)..... 38
- Figura 7- a) Massa de hematita-2 substituindo a magnetita (luz refletida, nicóis paralelos); b) Cristais de magnetita substituídos parcial e totalmente por hematita-2 (luz refletida, nicóis paralelos); c) Cristais de magnetita ao centro da imagem mostrando que a substituição ocorre da borda para o centro (luz refletida, nicóis paralelos); d) palhetas de hematita-3 goethitizadas (luz refletida, nicóis paralelos).  
..... 39
- Figura 8- a) Cavidades de dissolução na banda silicosa e em menor proporção na banda de minerais opacos (luz refletida, nicóis cruzados); b) Cavidades de dissolução bordejadas e preenchidas por goethita se interconectando (luz refletida, nicóis paralelos)..... 40
- Figura 9- a) Veio cortando o bandamento, preenchido por goethita e concreções também de goethita (luz refletida, nicóis paralelos ; b) Veio paralelo ao bandamento; c) e d) Concreção formada por goethita com núcleo de hematita (luz refletida, nicóis paralelos e luz refletida, nicóis cruzados respectivamente)..... 40
- Figura 10- a) Características macroscópicas do minério maciço; b) Estruturação interna plano paralela presente no minério compacto; c) acamamento do minério. Notar a delicada laminação interna nas camadas mais maciças (LR); d) cristais isolados de pseudomorfos de magnetita. Observar que o menor grão (centro-esquerda) ainda possui o mineral primário preservado (LR)..... 41
- Figura 11- a) Hematita 3 cristalizada a partir da hematita primária (hematita 1); b) Cristais de hematita 3 preenchendo cavidades observados à luz refletida. Amostra

N4E365(91.19-91.25). Luz refletida. Objetiva: 10X; c) massa de goethita em cavidade, circundada por finas palhetas de hematita e goethita (LR); d) colapso nas camadas de hematita primária (centro) .....	42
Figura 12- a) Minério de ferro friável; b) Massa esbranquiçada criptocristalina de hematita-2 (luz refletida, nicóis paralelos). .....	43
Figura 13- Gráfico ternário mostrando o grau de laterização do jaspilito conforme a quantidade de sílica e a concentração de ferro nas rochas mais alteradas.....	44
Figura 14- Padrão de distribuição dos ETR do Jaspilito Não Alterado. ....	47
Figura 15- Comparação dos ETR nas serras Norte e Sul. ....	47
Figura 16: Padrão de distribuição dos ETR no Jaspilito Alterado. ....	48
Figura 17- Aumento da quantidade de ferro e diminuição da sílica relacionada ao grau de alteração da rocha, quanto maior a atuação intemérica menor a quantidade de sílica e maior ba quantidade de ferro.....	49
Figura 18- Padrão de distribuição dos ETR no Minério de Ferro. ....	50
Figura 19- Padrão médio de distribuição dos ETR nos diferentes estágios de alteração. ....	51
Figura 20- Relação $\text{SiO}_2 \times \text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ das rochas de acordo com seu grau de lateritização, diminuição da sílica e aumento aparente de ferro nos estágios mais avançados de intemperismo. ....	52
Figura 21- Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ destacando a curva da crosta superior com as amostras de Jaspilito não alterado, Jaspilito alterado e Minério de Ferro plotando acima da curva de Stacey e Kramers (1975). ....	55
Figura 22- Diagrama isotópico $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostrando a variação e interpolação da razões isotópicas dos Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de ferro.....	56
Figura 23- Diagrama isotópico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando a dispersão das rochas estudadas, sugerindo uma provável remobilização de Pb pelos processos intempéricos.....	56
Figura 24- Intervalo da composição isotópica de mineralizações na região de Carajás demonstrado pela razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . No gráfico é possível observar o quanto alguns depósitos são muito radiogênicos, diferentemente do depósito de ferro de Carajás. ....	58

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vi
<b>ABSTRACT</b> .....	viii
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	x
<b>CAPÍTULO I</b> .....	1
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO .....	2
1.4 JUSTIFICATIVA .....	2
1.5 OBJETIVOS .....	4
1.6.1 Pesquisa Bibliográfica .....	7
1.6.2 Campo .....	7
1.6.3 Petrografia .....	7
1.6.4 Geoquímica .....	7
1.6.5 Análise isotópica de Pb .....	8
<b>CAPÍTULO II</b> .....	9
<b>1 INTEMPERISMO E LATERITIZAÇÃO</b> .....	9
<b>2 EVOLUÇÃO DO RELEVO</b> .....	13
<b>3 CONSIDERAÇÕES SOBRE ORIGEM DE CAVERNAS EM BIF'S</b> .....	16
<b>4 GEOLOGIA LOCAL</b> .....	18
<b>5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO Pb</b> .....	24
<b>CAPÍTULO III</b> .....	27
<b>RESUMO</b> .....	27
<b>ABSTRACT</b> .....	28
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	29
<b>2 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	30
<b>3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	31
<b>4 PETROGRAFIA: GRAUS DE ALTERAÇÃO</b> .....	34
4.1 JASPILITO NÃO ALTERADO .....	34
4.2 JASPILITO ALTERADO .....	37
4.3 MINÉRIO DE FERRO .....	41
<b>5 GEOQUÍMICA</b> .....	44
5.1 JASPILITO NÃO ALTERADO .....	44

5.2 JASPILITO ALTERADO .....	49
5.3 MINÉRIO DE FERRO .....	49
5.4 RELAÇÃO $\text{SiO}_2$ X $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ .....	52
<b>6 ASSINATURA ISOTÓPICA DE Pb</b> .....	<b>53</b>
6.1 ASSINATURA ISOTÓPICA DE Pb DE DEPÓSITOS MINERAIS DA REGIÃO DE CARAJÁS .....	57
<b>7 CONCLUSÕES</b> .....	<b>59</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>62</b>
<b>CAPÍTULO IV</b> .....	<b>67</b>
<b>1 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>67</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>70</b>

## 1 INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

A porção norte da Província Mineral de Carajás comporta um dos maiores depósitos de minério de ferro do planeta, o Corpo S11D, na jazida de Serra Sul, com reservas provadas e prováveis de 4,2 bilhões de toneladas, onde está prevista que inicialmente serão produzidos 90 milhões de toneladas por ano. No Corpo existem cerca de 70 cavernas (Banded Iron Formations – BIF's) e estudos detalhados foram realizados em 3 destas e em 4 furos de sondagem, tendo enfoque na petrografia, geoquímica e geoquímica isotópica de Pb, abrangendo o estudo da gênese das cavernas associadas à formação do minério de ferro e suas relações com a evolução do relevo. As cavernas são compostas litologicamente por formações ferríferas bandadas (e seus produtos de alteração) que são rochas sedimentares formadas por precipitação química cíclica, evidenciada por intercalações de finas camadas de óxido de ferro (predominantemente hematita, magnetita) e camadas silicosas formadas por chert e quartzo granular.

Na região de Carajás, os primeiros estudos realizados em cavernas devem-se a Tolbert *et. al* (1971), que relatam sobre as grandes cavernas encontradas sob o manto de canga. Os estudos espeleológicos nessa região tiveram avanço a partir dos trabalhos do Grupo Espeleológico Paraense-GEP. Também podem ser citados os trabalhos de Pinheiro & Maurity (1988); Maurity & Kotschoubey (1995) que contribuíram de forma significativa ao estudo de cavernas hospedadas em BIF's. No entanto, a carência de estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos mais detalhados que auxiliaram no entendimento da gênese e evolução das cavernas, motivou a realização deste trabalho.

A dissertação foi elaborada de acordo com o modelo de integração de artigo científico. O documento é composto por 4 capítulos. O capítulo I apresenta um texto introdutório, que aborda o local e acesso à área de estudo, os objetivos, a metodologia aplicada e o contexto regional da Província Mineral de Carajás.

O capítulo II compreende considerações sobre conceitos relacionados aos processos intempéricos, a relação da evolução do relevo com a gênese das cavernas, trabalhos anteriores sobre cavernas em formações ferríferas e a geologia local.

O capítulo III constitui o corpo central da dissertação. Inclui artigo a ser submetido no Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, intitulado "***Petrografia, geoquímica e assinatura isotópica de Pb de formações ferríferas bandadas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul, Carajás - PA***". Nesse artigo foram abordados os aspectos petrográficos e químicos

das rochas encontradas em diferentes estágios de alteração e analisados os processos de dissolução e lixiviação na alteração da rocha mãe, jaspilito, e a formação de um perfil de alteração intempérica. Além de abordar o comportamento e a assinatura isotópica dos isótopos de Pb da base para o topo do perfil de intemperismo.

O capítulo IV compreende as considerações finais, contendo um texto conclusivo dos resultados alcançados durante o desenvolvimento da dissertação.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO

O corpo S11D está localizado na Serra Sul, na porção sul da Província Carajás, no município de Canaã dos Carajás, sudeste do Estado do Pará. Para que se possa chegar até a área de estudos a partir de Marabá, é necessário um deslocamento de 100 km pela BR 155 até a cidade de Eldorado dos Carajás. Seguindo a partir desse ponto 66 km pela PA 275 até Parauapebas e em seguida, pela PA 160 em direção a Canaã dos Carajás tem-se uma via a direita de acesso a Serra Sul (Figura 1).

## 1.3 JUSTIFICATIVA

O Brasil é o segundo maior produtor de minério de ferro do mundo. As duas maiores áreas de ocorrência no país estão localizadas no Quadrilátero ferrífero (MG) e na Província Mineral de Carajás (PA). Nestas áreas há a ocorrência de cavernas (Maurity & Kotschoubey, 1995; Dutra, 2013) e devido a litologia em que estão hospedadas carecem de estudos mais detalhados, inclusive geológicos, geoquímicos e isotópicos, pois pouco se sabe sobre os processos de formação destas cavernas.

Os estudos que foram realizados nestas áreas pretendem contribuir para o conhecimento geológico, geoquímico e isotópico, pois pouco sabe as respeito dos processos e controles na gênese e evolução de cavernas em formações ferríferas bandandas.

Devido ao fato destas cavernas estarem espacialmente associadas ao minério de ferro é possível estudar a gênese das cavernas fazendo relação com a formação do minério, pois os processos geradores foram os mesmos (relevo, condições climáticas, controle estrutural), além de terem sido formados concomitantemente ou em intervalos bem próximos (Abreu *et al.*, 2016; Cabral *et al.*, 2016).

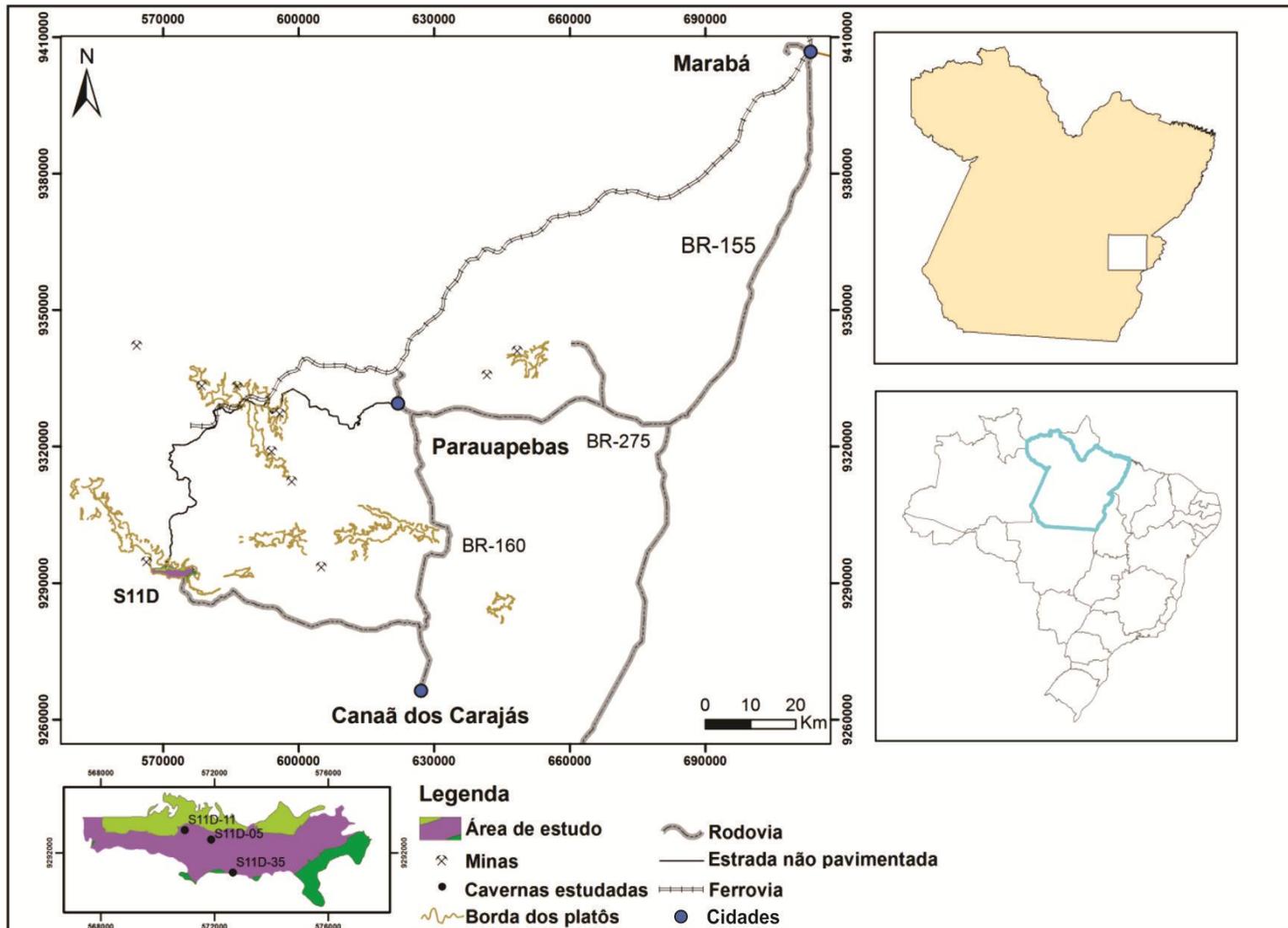


Figura 1- Mapa de localização e acesso a Serra Sul, Carajás.

Fonte: Autor.

## 1.4 OBJETIVOS

### Objetivo geral

- Compreender a origem e evolução das cavernas e relacionar temporalmente com a formação do minério de ferro e do relevo.

### Objetivos específicos

- Identificar os diferentes litotipos presentes nas cavernas desde a rocha fresca (Jaspilito Não Alterado) até o produto de alteração intempérica da mesma (Jaspilito Alterado e Minério de ferro);
- Analisar petrograficamente os litotipos e seus minerais primários e neoformados, além das texturas presentes;
- Entender o processo de remoção da sílica e enriquecimento do ferro nos diferentes estágios de alteração do perfil intempérico, desde a rocha fresca até a rocha alterada utilizando análises geoquímicas em rocha total;
- Analisar o comportamento dos ETRs da base para o topo do perfil e verificar se a assinatura geoquímica das Bif's foi modificada;
- Avaliar o comportamento dos isótopos de Pb, desde a rocha fresca até o minério de ferro, buscando estabelecer padrões no perfil de alteração.

## 1.5 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás, segundo Feio *et al.* (2012, 2013), compreende dois domínios, o Domínio Rio Maria e o Domínio Carajás. O Domínio Carajás é formado a sul pelo subdomínio de transição e a norte pela Bacia Carajás (Figura 2). A bacia é composta essencialmente por unidades supracrustais neoarqueanas (Gibbs *et al.*, 1986; Machado *et al.*, 1991, Teixeira e Eggler, 1994; Nogueira *et al.*, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 2006) e o subdomínio de transição dominado por granitóides arqueanos e granulíticos e charnoquitos subordinados (Vasquez *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2010). Atualmente o subdomínio de transição foi redefinido em dois domínios, a norte o domínio Canaã dos Carajás e a sul o domínio Sapucaia (Dall'Agnol *et al.*, 2013).

A Bacia Carajás tem como embasamento o Complexo Xingu (DOCEGEO, 1988; Araújo e Maia, 1991), de idade  $2859 \pm 2$  Ma (Machado *et al.*, 1991), que é considerado a porção mais extensa da Província Mineral de Carajás formado por rochas máfico-ultramáfico do Complexo intrusivo Luanga ( $2763 \pm 6$  Ma, Machado *et al.*, 1991) e Diopsídio-Norito Pium (Ricci & Carvalho, 2006; Santos *et al.*, 2012, 2013) datado em  $2746 \pm 1$  Ma (Santos *et al.*, 2013) e corpos gnáissicos migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos),

granulitos e granitóides (Feio 2011; Feio *et al.*, 2012, 2013). Além desses, também ocorrem corpos graníticos de idade arqueana intrusivos no embasamento (2,73-2,76 Ga; Huhn *et al.*, 1999; Avelar *et al.*, 1999; Barros *et al.*, 2001, 2009; Gomes, 2003; Sardinha *et al.*, 2004; Gabriel *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2012.). Complexo Granítico Estrela, Granitos tipo A da Suíte Planalto, Rochas Charnockíticas, granitóides da Suíte Pedra Branca Granito Serra do Rabo, Granito Igarapé Gelado, Granito Rancho Alegre e granitos potássios da Suíte Plaquê. O Grupo Grão Pará é formado por rochas vulcano-sedimentares. Na base é composto por basaltos e riolitos (Macambira, 2003) da Formação Parauapebas de idade  $2759\pm 2$  Ma (Machado *et al.*, 1991), na porção intermediária pela Formação Carajás constituída por formações ferríferas bandadas de fácies óxido do tipo jaspilito tendo sido quase totalmente modificadas para corpos de minério hematítico (Macambira, 2003). Datações em sill que corta essa formação indicam idades de  $2751\pm 4$  Ma (U-Pb em zircão, Krymsky *et al.*, 2007) e  $2740\pm 8$  Ma (U-Pb SHRIMP, zircão, Trendall *et al.*, 1998). Na porção superior é composto pela Formação Igarapé Cigarra (Macambira *et al.*, 1990), formada por basaltos, tufos, BIF's, quartzo-wackes e quartzo-arenitos com idade correlacionável a idade do Grupo Igarapé Bahia de  $2747\pm 1$  a  $2745\pm 1$  Ma (Galarza e Macambira, 2002a). O topo do Grupo Grão-Pará é composto pela Formação Igarapé Boa Sorte, representando o final das manifestações vulcânicas e sedimentação química e marcando o início da contribuição sedimentar clástica ao Grupo Grão Pará, composta por siltitos, folhelhos carbonáticos e arenito subordinado (Macambira, 2003). A Formação Igarapé Boa Sorte é datada de  $2681\pm 5$  Ma (Trendall *et al.*, 1998) (Tabela 1).

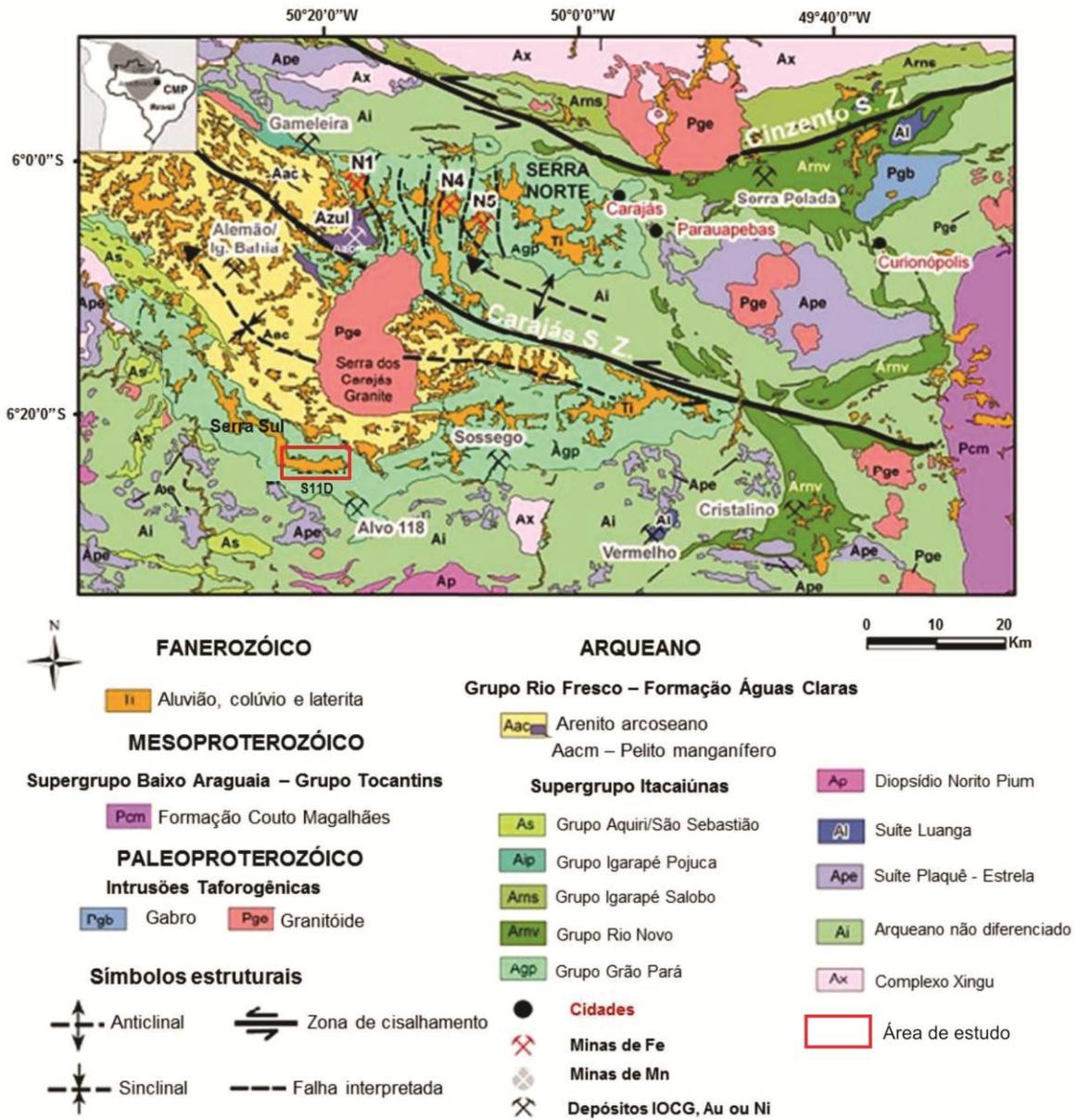


Figura 2- Mapa geológico da Bacia Carajás. Fonte: Modificado de Rosiere *et al.*, (2006) e Costa, (2007).

Tabela 1- Coluna estratigráfica para o Grupo Grão Pará.

ARQUEANO	GRUPO GRÃO PARÁ	Formação Ig. Boa Sorte	Siltitos e folhelhos carbonáticos e arenito subordinados
		Formação Ig. Cigarra	Basaltos, tufos, BIF's, <i>chert</i> , quartzo wake e quartzo arenito
		Formação Carajás	BIF's e soleiras de basaltos
		Formação Parauapebas	Basaltos e riolitos
	COMPLEXO XINGU		Gnaisses granodioríticos, trondjemíticos e tonalíticos

Fonte: Modificado de Macambira (2003).

## 1.6 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.6.1 Pesquisa Bibliográfica

O levantamento bibliográfico foi direcionado para estudos geoespeleológicos já existentes da região de Carajás, além de petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e geomorfológicos. O conhecimento da região através da leitura destes trabalhos facilitou a compreensão da situação e evolução geológica da área, da mesma forma a compreensão sobre origem e formação das cavernas em formações ferríferas bandadas.

### 1.6.2 Campo

As campanhas de campo ocorreram em duas etapas. Na primeira (08/12 a 12/12 de 2014) realizou-se a coleta sistemática de amostras dentro das cavernas (S11D-0005, S11D-0011 e S11D-0035) e em afloramentos, bem como o registro fotográfico. Na segunda etapa, (04/05 a 07/05 de 2015) foram coletadas amostras de quatro furos de sonda (SSD-FD404, SSD-FD408, SSD-FD412, SSD-FD413). Foram confeccionados perfis geológicos, a partir desses furos, para estabelecer a situação estratigráfica e espacial do local, o empilhamento das camadas, as estruturas sedimentares preservadas, bem como a correlação da caverna com os furos de sondagem.

### 1.6.3 Petrografia

A caracterização petrográfica foi realizada através da análise macroscópica, onde foi observada a composição mineralógica da rocha, o bandamento, feições diagenéticas e tectônicas, a espessura das bandas, as dimensões, formas e distribuição das cavidades de dissolução intempérica. Após esta primeira análise, algumas destas amostras passaram pelo processo de laminação onde foram confeccionadas 13 seções polidas para descrição dos minerais opacos utilizando microscopia óptica de luz refletida, além da confecção de 2 lâminas polidas, para observação tanto dos minerais transparentes em microscopia óptica de luz transmitida, como dos minerais opacos. A descrição microscópica teve como objetivo um maior detalhamento. As lâminas e seções foram analisadas no microscópio Zeiss, modelo Axioplan2 do Laboratório de Petrografia.

### 1.6.4 Geoquímica

A análise geoquímica de rocha total foi realizada em 21 amostras, levando em consideração os diferentes estágios intempéricos das rochas coletadas. Foram selecionadas após a caracterização petrográfica e analisadas pela ACME *Analytical Laboratories* Ltda.

(Vancouver, Canadá), sendo obtidas as quantidades de elementos maiores, menores, traços e ETRs. Os teores dos elementos maiores e menores foram determinados por ICP-OES e dos elementos traços e terras raras por ICP-MS.

### 1.6.5 Análise isotópica de Pb

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Pará, tendo sido aplicadas duas metodologias:

**Pb-Pb (dissolução total):** A abertura química da rocha (300 mg) foi feita com HNO<sub>3</sub> (65%) + HCl (37%) + HBr (8N). O resíduo da amostra foi solubilizado com HCl\*\*\* e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Spec Eichrom 50-100 mesh, condicionada com HCl (2N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. O concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise.

**Pb-Pb (lixiviação de hematita):** O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e Bjorlykke *et al.*, (1990) e adaptado às condições do Pará-Iso conforme indicado na Tabela 2. Foram utilizados aproximadamente 300 mg de amostra dissolvidos parcialmente para produzir soluções sobrenadantes, que foram coletadas em 4 etapas de lixiviação (L1 a L4) e em uma etapa de dissolução total do resíduo remanescente (L5).

O fator de discriminação de massa utilizado para correção das razões isotópicas é de  $0,001456 \pm 0,000020$  por u.m.a., o qual foi obtido a partir de análises repetidas de material de referência NBS-982. Durante o período das análises isotópicas, o material de referência forneceu valores de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $0,467084 \pm 0,000004$  e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de  $36,732 \pm 0,002$  ( $2\sigma$ ,  $n = 16$ ).

Tabela 2- Abertura química aplicada em amostras lixiviadas de hematita.

Lixiviados	Reagentes	Tempo	Temperatura
L1	4 mL Mistura Forte*	15 minutos	~ 110°C
L2	4 mL HBr*** (2N)	4 horas	~ 110°C
L3	4 mL HCl*** (4N)	12 horas	~ 110°C
L4	4 mL HCl*** (6N)	6 horas	~ 110°C
L5	4 mL água régia (50%)	24 horas	~ 110°C
L6	2 mL HCl <sub>Conc.</sub> + 2 mL HNO <sub>3</sub> Conc. + 4 gotas HBr*** (2N)	24 horas	~ 110°C

\* Mistura Forte = 12 HBr\*\*\* (4N) : 1 HCl\*\*\* (2N); \*\*\* = tridestilado

## 1 INTEMPERISMO E LATERITIZAÇÃO

*Intemperismo é o conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e de ordem química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da Terra. Os produtos do intemperismo, rocha alterada e solo, estão sujeitos aos outros processos do ciclo supérgeno – erosão, transporte, sedimentação – os quais acabam levando à denudação continental, com o conseqüente aplainamento do relevo. (Teixeira et al., 2003).*

A atuação do intemperismo é controlada por fatores como clima, relevo, rocha parental, fauna, flora e tempo de exposição. Para Teixeira *et. al.* (2003), o clima se expressa pela variação da temperatura e distribuição das chuvas, já o relevo influi no regime de infiltração e drenagem das águas fluviais, a composição mineralógica da rocha parental assim como sua resistência aos processos de alteração intempérica. A fauna e a flora atuam no fornecimento de matéria orgânica para as reações químicas e na remobilização de material e por fim, um dos fatores mais importantes, o tempo, pois quanto maior o tempo de exposição da rocha, maior a ação do intemperismo. De acordo com Mason (1966) o intemperismo químico representa a quebra da estrutura química dos minerais que compõem a rocha original. O intemperismo físico é caracterizado pelos processos que levam a fragmentação e desagregação da rocha, transformando-a em um material descontínuo e friável. Já o intemperismo biológico refere-se a ações realizadas por espécies animais e vegetais, que se manifestam de forma mecânica e química sobre a rocha, tendo participação expressiva no processo de pedogenização. No presente trabalho serão levadas em consideração as reações e os produtos do intemperismo químico que estão sujeitas ao equilíbrio e as oscilações das condições ambientais e climáticas.

Os processos intempéricos estão diretamente relacionados a lateritização, que consiste na formação de rochas pelo intemperismo tropical e paleotropical expostas à interação atmosfera-hidrosfera, manifestando-se através de perfis lateríticos (Costa, 2007). Os jaspilitos formam um perfil intempérico, variando de Jaspilito Não Alterado a Minério de ferro, sendo assim determinado com base na diminuição do teor de  $\text{SiO}_2$  e enriquecimento aparente de ferro da base para o topo do perfil.

Schellmann (1983) propôs um gráfico triangular,  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ , para estudar o intemperismo em rochas graníticas (Figura 1). Esse gráfico demonstra que quanto menor o conteúdo de sílica, maior o conteúdo de ferro decorrente da intensificação do processo intempérico. O conteúdo inicial de sílica da rocha mãe determina o início da lateritização. Diferentemente das rochas graníticas, as formações ferríferas apresentam, via de regra,

proporções aproximadamente iguais de ferro e sílica, sendo então esse gráfico para diferenciar a fase não alterada, com teores semelhantes de ferro e sílica das rochas alteradas, que possuem uma brusca diminuição da sílica e elevado teor de ferro, determinando, dessa forma o grau de lateritização de acordo com o protólito.

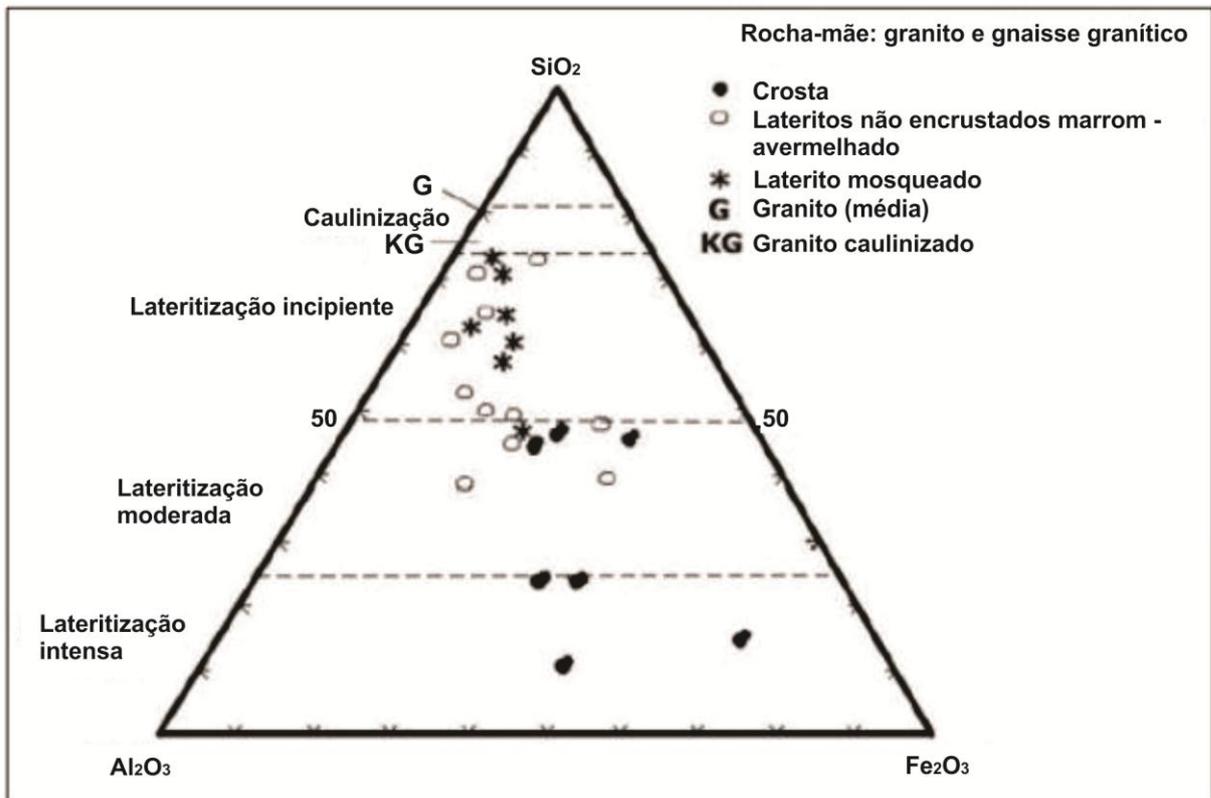


Figura 1- Gráfico ternário  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mostrando os diferentes graus de lateritização. Fonte: Schellmann (1983).

Abaixo seguem os processos químicos mais atuantes no intemperismo no processo de lateritização:

### Dissolução

Dissolução é o processo de solubilização direta de alguns minerais por ácidos, e depende das condições químicas do ambiente. A sílica, de acordo com Mason (1966), é mais solúvel em meios alcalinos (Figura 2). No entanto outros fatores contribuem para que ocorra a solubilização de sílica em volumes consideráveis. Tais como alta pluviosidade, eficiência da drenagem e tempo, seja em meio ácido ou alcalino, pois como pode ser observado no gráfico da Figura 2, se levarmos em consideração apenas o pH, a quantidade de sílica amorfa dissolvida em miligramas por litro (considerando pH maior que 5 e menor que 8, comuns na

natureza) é em torno de 120 não sendo suficientes para a dissolução de volumes consideráveis de sílica.

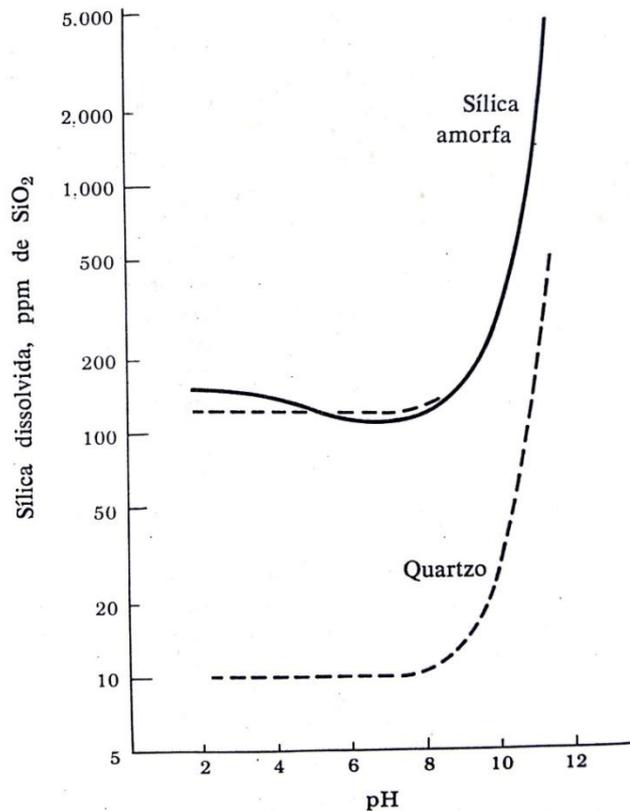


Figura 2- Solubilidade da sílica a 25°C. A linha cheia indica a variação da solubilidade da sílica amorfa com o pH, experimentalmente determinado. A linha tracejada superior é a curva calculada para sílica amorfa, baseada numa solubilidade assumida como constante, de 120 ppm de SiO<sub>2</sub> para valores do pH abaixo de 8. A linha tracejada inferior é a solubilidade calculada do quartzo baseada na solubilidade aproximadamente conhecida de 10 ppm de SiO<sub>2</sub> em soluções neutras e ácidas. Fonte: Krauskopf (1972).

Morris (1985) afirma que nas BIF's a sílica reage com a água e é carregada para fora do sistema ficando em solução sob a forma de H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>. Rimstid (1997) estudou o processo de solubilidade da sílica em baixas temperaturas, o autor calculou 11 ppm a concentração de sílica em solução aquosa à 25°C. Segundo Harmsworth *et al.* (1990), há evidências experimentais que mostram que a solubilidade do quartzo pode ser substancialmente aumentada, em até dez vezes, em presença de Fe<sup>2+</sup> em águas subterrâneas. Em uma área exposta de BIF's de 1 km<sup>2</sup>, havendo disponibilidade de Fe<sup>2+</sup>, como será demonstrado na petrografia a hematita também dissolve, liberando Fe<sup>2+</sup> e considerando uma precipitação média anual de 800 mm de chuva (intermediária entre os depósitos de Hamersley, 350 mm e PMC, 2.800 mm) e uma taxa de infiltração de 70%, seria possível esperar um aporte anual de 500 mil m<sup>3</sup> de água nova no aquífero. Esta água, em tese, solubilizaria em torno de 5 toneladas de sílica por ano, se considerado o valor de 11 ppm de Rimstid (1997). Podendo usar como exemplo o Cenozóico (65 Ma) com uma precipitação média sobre uma superfície

de 1 km<sup>2</sup>, menosprezando as oscilações climáticas que ocorreram no período, seriam lixiviadas cerca de 300 Mt de sílica das BIF's. Este montante seria suficiente para formar um depósito hematítico friável de 450 Mt, se fosse considerada uma proporção de 40% e 60% de massa entre quartzo e hematita no protominério (Sobrinho, 2012). Esses valores podem ser atribuídos ao depósito de minério de ferro N4E em Carajás (reserva medida de 462 Mt) (Vale, 2010). Embora o pH na área de estudo não seja o fator mais relevante no processo de solubilização da sílica, a alta pluviosidade atrelada ao tempo possibilita a solubilização de grandes volumes de sílica, compatíveis com os depósitos de minério de ferro de Carajás.

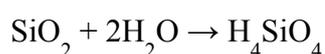
### Hidrólise

É a reação de decomposição pela quebra de uma substância através da molécula de água, essa reação se dá entre íons de H<sup>+</sup> e OH<sup>-</sup> da água e os íons do mineral. Segundo Teixeira *et al.*, (2003) o íon H<sup>+</sup> resultado da ionização da água, entra nas estruturas dos minerais, deslocando principalmente os cátions alcalinos (K<sup>+</sup> e Na<sup>+</sup>) e alcalino-terrosos (Ca<sup>2+</sup> e Mg<sup>2+</sup>) que são liberados para a solução. Ainda de acordo com os autores a estrutura do mineral na interface sólido/solução de alteração acaba sendo rompida, liberando Si e Al na fase líquida.

A hidrólise pode ser de dois tipos, total ou parcial, dependendo das condições de pluviosidade. Por exemplo, em condições de drenagem eficientes a sílica de um perfil intempérico pode ser totalmente eliminada, já o alumínio e o ferro, nessas mesmas condições permanecem no perfil, pois esses dois elementos possuem comportamento geoquímico muito semelhante no domínio hidrolítico.

Para Demattê (1974), os principais fatores que influem na hidrólise são: a) natureza da água (se a água saturada com sais não for removida e substituída por outra com concentração de sais menor, a hidrólise tende a paralisar, reduzindo o desenvolvimento do solo); b) efeito do pH sobre as solubilidades do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> hidratado (em um pH8, a solubilidade do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> é reduzida a praticamente zero, mas do SiO<sub>2</sub> é reduzida apenas para ¼ daquela que era a pH10; c) ação das plantas (as plantas vivas fornecem íons H para a argila coloidal em contato com suas raízes, e tendem a criar condições de argila ácida, que por sua vez intemperiza as rochas e minerais presentes).

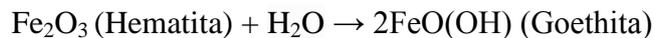
Os jaspilitos são formados por minerais silicosos e óxidos de ferro, sendo os minerais silicosos dissolvidos com maior facilidade quando comparados aos óxidos de ferro, dessa forma a sílica é dissolvida e colocada em solução como mostra a reação abaixo:



## Hidratação

A hidratação de um mineral ocorre pela atração entre dipolos das moléculas de água e em seguida a adsorção dessa água no retículo cristalino, transformando-os em novos minerais (Teixeira *et al.*, 2003). Refere-se, portanto, a formação de hidratos.

A banda de minerais opacos é formada por óxidos de ferro, quando a água entra na estrutura dessa rocha, ocorre a hidratação da hematita formando um mineral secundário, a goethita. Como pode ser observado na reação abaixo:



Nos estágios de intemperismo mais avançados, a goethita é o principal mineral neoformado, devido ao tempo de exposição dessas rochas na superfície e a entrada de água no sistema.

## 2 EVOLUÇÃO DO RELEVO

Segundo Ab'Sáber (1977), a Serra Sul está inserida entre o Domínio Morfoclimático Amazônico e o Domínio do Cerrado. Esta classificação leva em consideração o modelamento do relevo através de processos erosivos e de sedimentação com base na atuação climática. Dessa forma o relevo brasileiro foi dividido em duas unidades geomorfológicas: Planalto, região onde predomina a erosão; e Planícies, área de sedimentação. Outra classificação muito utilizada é a de Azevedo (1949), que leva em consideração o nível altimétrico, para determinar o que seja planalto e planície. Segundo ele planaltos são terrenos levemente acidentados, com mais de 200 metros de altitude; e planícies são superfícies planas, com altitudes inferiores a 200 metros, dessa forma a Serra Sul seria classificada como um planalto, pois a altitude nos platôs da região chega até cerca de 900 metros. Uma classificação mais detalhada é a de Ross (1990) que também leva em consideração os fatores geomorfológicos, usando três importantes critérios: critério morfoestrutural, morfoclimático e morfoescultural, dessa forma ele classificou o relevo brasileiro em planaltos, planícies e depressões onde a Serra Sul é classificada como Planaltos Residuais Sul-Amazônicos.

Uma classificação de relevo menos abrangente foi elaborada por Boaventura (1974) que observou a presença de um relevo principal, designado de Planalto Dissecado do Sul do Pará. Esse planalto compreende um conjunto de elementos de relevo com cotas topográficas mais elevadas da área, compondo serras que raramente ultrapassam 700 m de altitude. São maciços residuais de topo aplainado e conjunto de cristas e picos interpenetrados por faixas

de terrenos rebaixados. Essa unidade de relevo está intensamente dissecada por vales encaixados. Serra Sul corresponde a superfície regional de uma pediplanação terciária, considerados como testemunhos. Esse processo erosivo teve início no Cenozóico inferior e terminou no final do Plioceno, resultando na conjuntura atual da serra.

A região mais arrasada de Carajás é predominantemente plana a ondulada, essas superfícies de aplainamento consideradas como a etapa final do ciclo erosivo na região, constituem um pediplano regional com cotas variando de 250 a 350 m. Platôs e serras isoladas, com cotas superiores a 500 m, ocorrem como ressaltos dentro desse pediplano. Estes platôs constituem resquícios da Superfície Sul Americana, desenvolvida entre o Cretáceo e o Terciário Superior. No Oligoceno, devido ao soerguimento do continente, iniciou-se no Ciclo Velhas uma nova fase erosiva que originou extensas superfícies aplainadas em todo Brasil Central, inclusive na região de Carajás. Dentre os principais ressaltos geomorfológicos da região, têm-se: Serras Norte, Leste, Bocaina, Tarzan e Sul (Gonçalves e Sousa, 2011).

A configuração do relevo atual está intensamente relacionada ao paleoclima da região, que no Terciário era um clima agressivo, árido e logo após ocorreu uma alternância climática entre fases úmidas e quentes, que propiciou a reprecipitação de ferro formando couraças ferruginosas (crosta laterítica) que sustentam as serras. A crosta laterítica, em Carajás, foi datada em torno de 65 Ma (Vasconcellos *et al.*, 1992).

Na formação das cavernas o relevo atua em dois momentos, primeiramente ele expõe as camadas de jaspilite e de suas encaixantes do Grupo Grão Pará a superfície (Figura 3a). Após a exposição dessas rochas aos processos supergênicos, os basaltos são transformados em saprolito argiloso relativamente mais resistente que o produto de alteração do jaspilite, gerando uma depressão na região onde a BIF aflora. A drenagem é canalizada diretamente para essa região depressiva, formando lagos em sua superfície (Figura 3b), facilitando a percolação da água meteórica para porções subterrâneas do platô, ocasionando a dissolução da camada silicosa, a formação do minério de ferro. Com a evolução dos processos intempéricos, ocorre o desenvolvimento de uma crosta laterítica, recobrando o minério de ferro e os basaltos. A formação dessa crosta ocasionou a inversão do platô (Figura 3c). O processo de dissolução e lixiviação da sílica acarreta na diminuição de ~30 a 40% do volume da rocha, levando ao abatimento e a formação das cavernas (Figura 3d) (Cabral *et al.*, 2016).

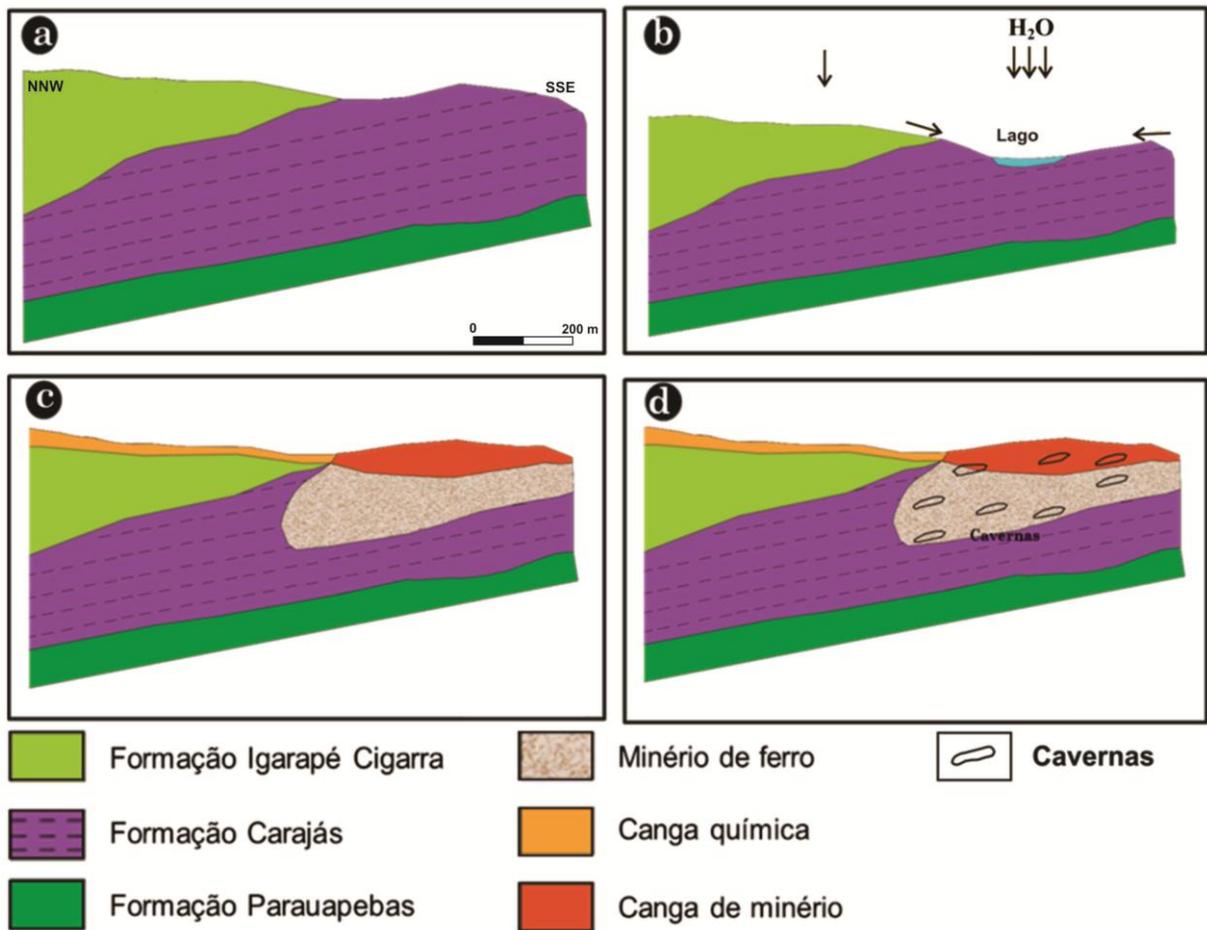


Figura 3- Figura esquemática mostrando a exposição do Grupo Grão Pará à superfície, possibilitando a atuação do intemperismo; b) Alteração dos basaltos produzindo saprolito mais resistente do que o produto gerado pela alteração dos jaspilitos, causando um relevo depressivo sobre as BIF's da Formação 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. Fonte: Modificado de Cabral *et al.*(2016).

Em um segundo momento as cavernas serão expostas de acordo com o modelamento do relevo, pois os processos erosivos ocasionam o recuo das encostas e consequentemente exposição destas (Figura 4).

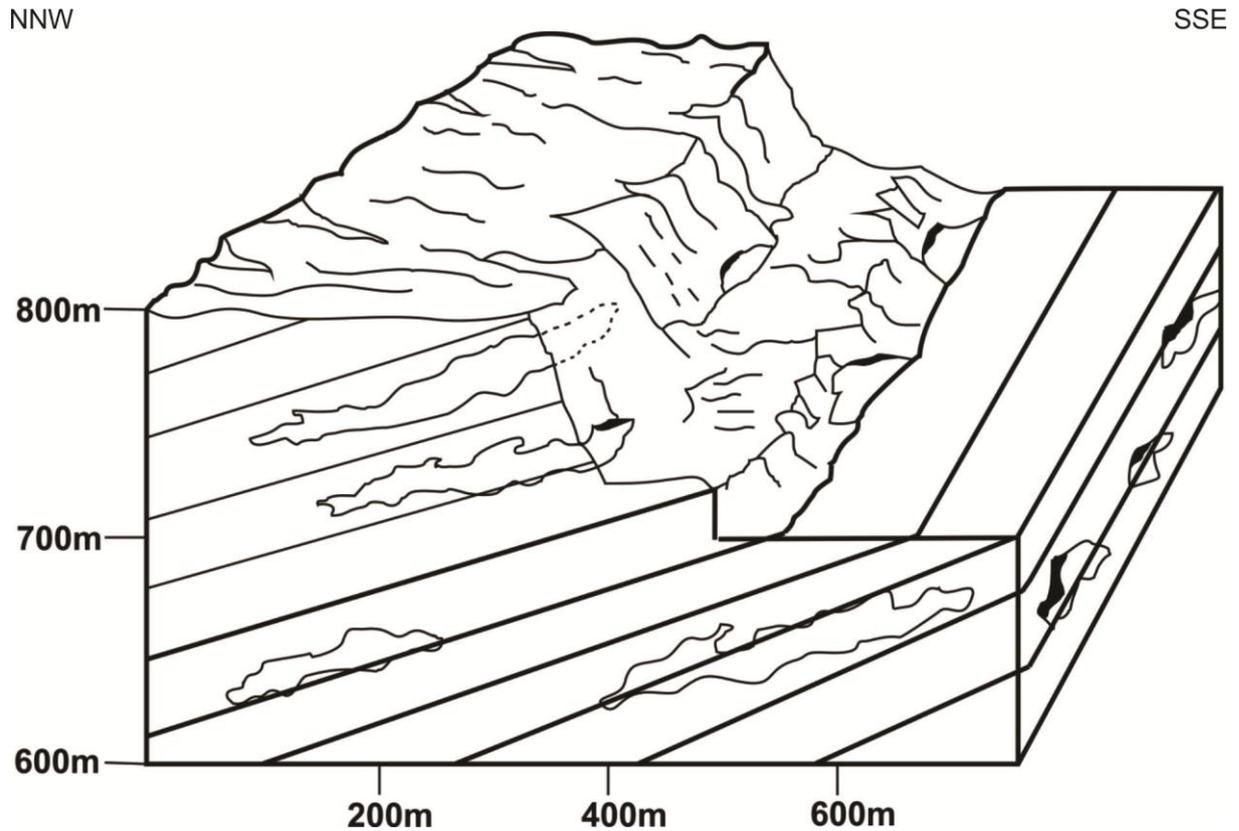


Figura 4- Bloco diagrama mostrando cavernas formadas na Formação Carajás no interior do platô e expostas nas encostas. Em uma análise geoestatísticas feita por Cabral *et al.*, (2016) apenas 4% das cavernas (amostragem 76) estão hospedadas em rocha máfica, a maioria das cavernas hospedadas no corpo S11D estão em formações ferríferas. Fonte: Modificado de Cabral *et al.*, (2016).

### 3 CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DE CAVERNAS EM BIF'S

Simmons (1963) distinguiu no Quadrilátero ferrífero os processos de formação de cavernas em duas tipologias: a) cavernas em borda de platô situadas em zonas de ruptura da cobertura de canga (Figuras 5a) cavernas topograficamente não relacionadas à borda de platôs (Figura 5b). As do primeiro tipo foram denominadas cavernas de erosão e as do segundo tipo cavernas de dissolução. A gênese do primeiro tipo é atribuída à simples erosão de partículas de granulometria fina via processos do tipo *piping* (Simmons, 1963; Tolbert *et al.*, 1971; Bowden, 1980). Essas cavernas evoluem a partir da lixiviação do material mais friável em direção a escarpa, ficando preservadas devido a capa de canga protetora. *“Cavernas de erosão ocorrem imediatamente abaixo de mantos de canga que suportam bordas de vales. A erosão de material friável sob o manto de canga inconsolidado se inicia logo que uma drenagem rompe a camada de canga, formando um vale de encostas íngremes. Quando a inclinação da encosta do vale é acentuada, a rocha intemperizada e o material detrítico não cimentado são*

*rolados encosta abaixo, criando pequenas cavernas. Depois de formadas as cavernas podem ser alargadas pela ação abrasiva de um curso d'água* (Simmons, 1963)” (Figura 5b).

De acordo com Piló e Auler (2009) a zona de contato canga/minério de ferro favorece a espeleogênese (Figura 5c).

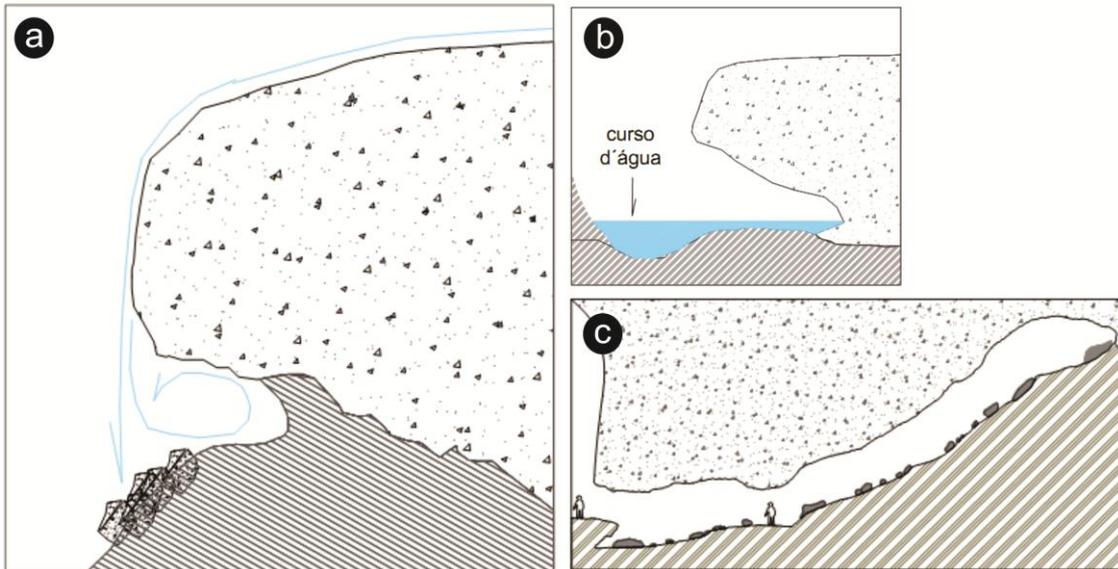


Figura 5- a) Caverna situada na borda do platô, sendo exposta através de processos erosivos; b) cavidade sendo alargada através de um curso d'água; c) cavidade formada na interface canga/minério, zona de menor resistência, favorecendo a dissolução. Fonte: Dutra, 2013.

Pinheiro e Maurity (1988) propuseram duas fases espeleogenéticas para a Serra dos Carajás. A primeira fase ocorre inteiramente na zona freática. Consiste na remoção de complexos alumino-ferrosos e argilominerais que foram formados e preencheram os vazios da canga endurecida, a remoção desse material leva a formação de cavernas irregulares. A segunda etapa, ainda na zona freática, envolve processos erosivos, esses processos expandem as cavernas geradas na primeira etapa, levando a formação de galerias e salões.

Maurity e Kotschoubey (1995) atribuem a formação das cavernas a evolução das zonas de baixa densidade. Estas zonas são altamente porosas e permeáveis, resultado da ação da mobilização, redistribuição e percolação de soluções ricas em Fe e Al. A cobertura laterítica que cobre essas cavernas é controlada principalmente por variações climáticas, exibindo feições pseudocársticas. Além disso, a ação da água é de grande importância não só atuando fisicamente como também a ação química é fundamental na desestabilização e dissolução dos minerais da cobertura intempérica. Outro fator que auxilia na formação das cavernas é o fator estrutural, no caso fraturas que atuam como condutos naturais auxiliam na percolação da água, além disso, as feições pseudocársticas também teriam condicionamento estrutural; a evolução dessas feições dependeria da resistência da canga a ação da água. Em

locais onde a canga era resistente formaram-se salões e galerias pela ação erosiva das águas (Maurity, 1995).

Dutra (2013) considera o processo erosivo como sendo o principal fator para a formação de cavernas, já os processos químicos, lixiviação, dissolução e biogênese são citados como fatores secundários.

#### 4 GEOLOGIA LOCAL

O corpo S11D é composto na base pela Formação Parauapebas de idade  $2759 \pm 2$  Ma (Machado *et al.*, 1991), formada por basaltos e riolitos (Macambira, 2003), na porção intermediária pela Formação Carajás de idade  $2751 \pm 3$  Ma (Krymsky *et al.*, 2002), formada por jaspilitos de fácies óxido de ferro (Macambira, 2003) e no topo pela Formação Igarapé Cigarra formada por basaltos, tufos, BIF's, quartzo-wackes e quartzo-arenitos (Macambira *et al.*, 1990), correlacionável com a idade da Formação Igarapé Bahia de  $2747 \pm 1$  Ma (Galarza & Macambira, 2002a). As camadas do corpo S11D possuem direção E-W e mergulham  $30-40^\circ$  N.

As cavernas estudadas no corpo estão litologicamente associadas aos jaspilitos da Formação Carajás (Figura 6). No Corpo S11D foram catalogadas cerca de 70 cavernas em formação ferrífera.

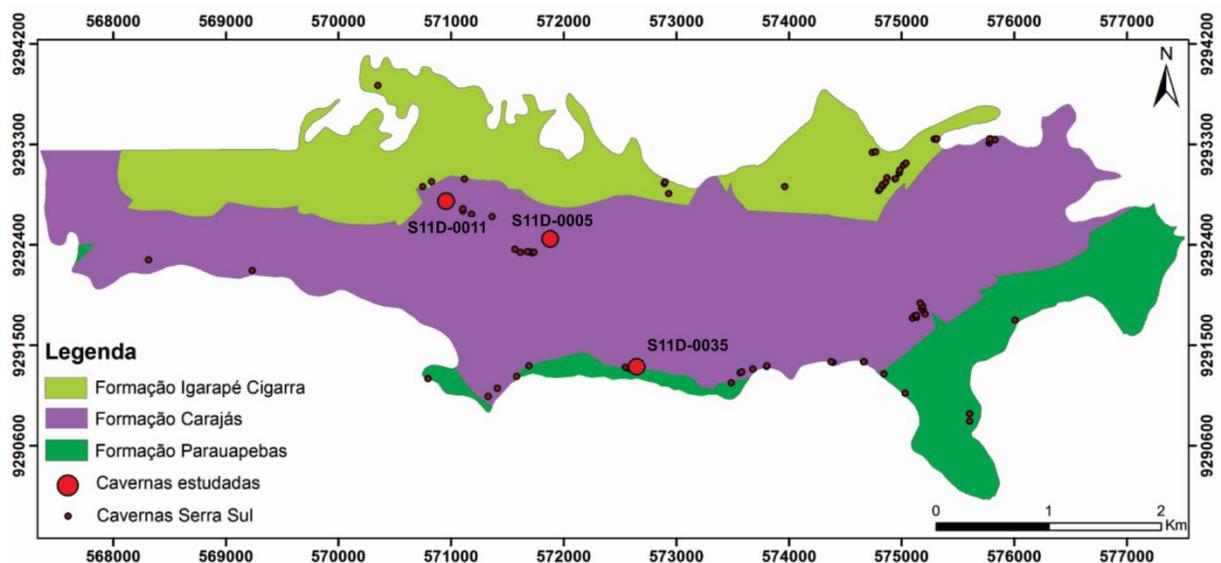


Figura 6- Mapa geológico do corpo S11D, constituído pela Formação Parauapebas na base, Formação Carajás e Formação Igarapé Cigarra no topo, mostrando cerca de 70 cavernas e em destaque as cavernas alvo de estudos detalhados. Modificado de Resende e Barbosa (1972).

As cavernas, S11D-0005, S11D-0011 e S11D-0035 foram estudadas detalhadamente, através de análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas. A caverna S11D-0005 (Figura

7a) encontra-se a 757m de altitude, possui área de 185,5m<sup>2</sup> (Figura 8) e litologicamente é constituída por formação ferrífera em suas paredes (Figura 7b) e canga no teto. A caverna S11D-0011 encontra-se topograficamente a 791m, possui área de 105,5m<sup>2</sup> (Figura 9), litologicamente possui tanto parede quanto teto constituídos por formação ferrífera (Figura 7c, d). A caverna S11D-0035, dentre as cavernas estudadas, encontra-se em uma das porções mais elevadas do platô, 821m, possui área de 133m<sup>2</sup> (Figura 10) e é constituída por formação ferrífera nas paredes (Figura 7e) e canga no teto (Figura 7f).

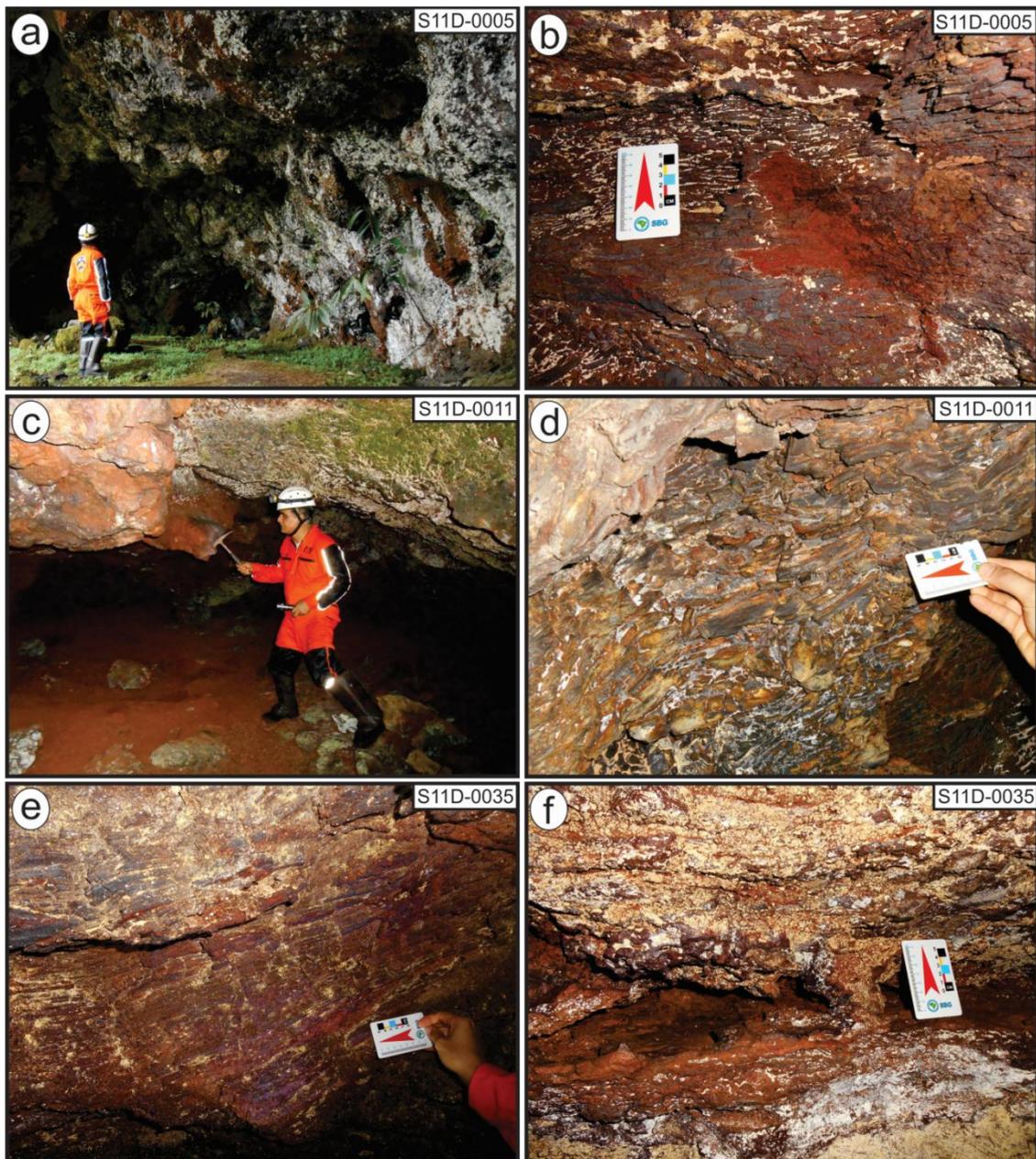


Figura 7- a) Entrada da caverna S11D-0005; b) material da parede da caverna S11D-0005; c) interior da caverna S11D-0011; d) parede da caverna S11D-0011 constituída por formação ferrífera bandada; e) parede da caverna S11D-35, composta por formação ferrífera bandada; f) teto da caverna S11D-0035 constituído por canga de minério.

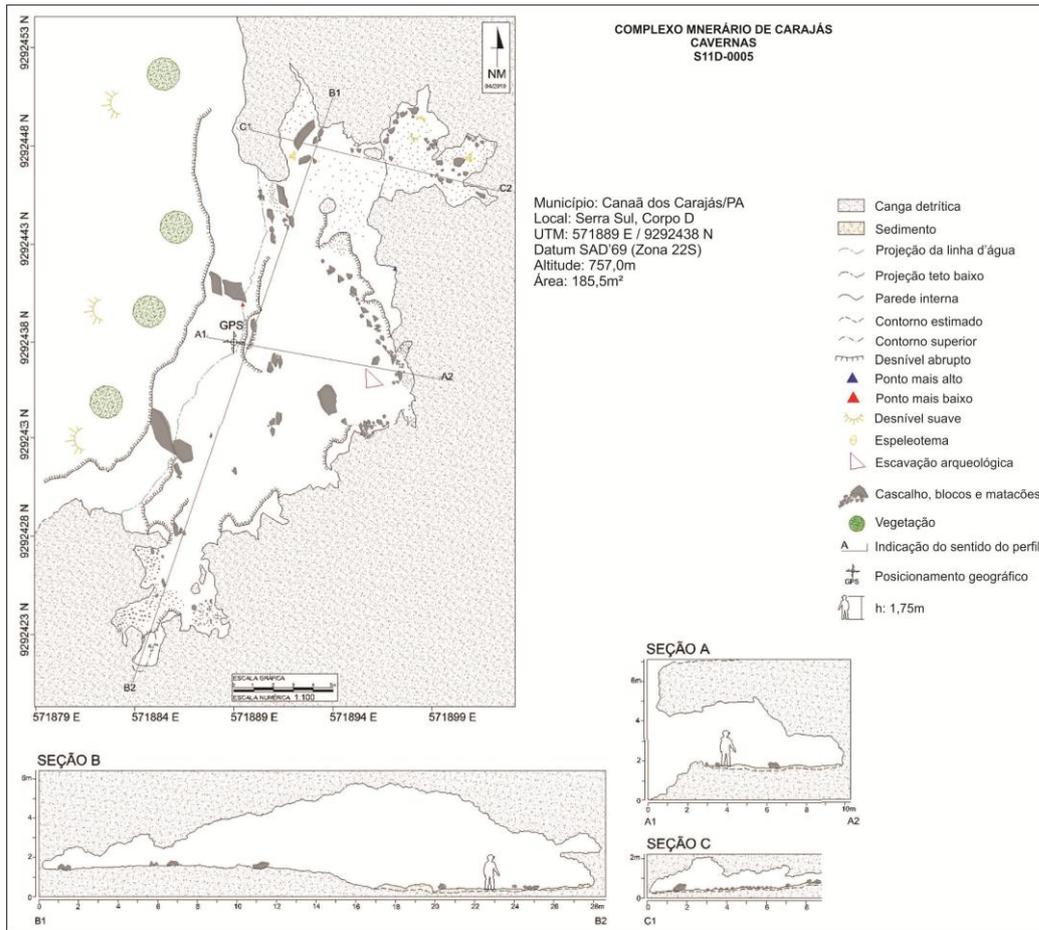


Figura 8- Planta baixa da caverna S11D-0005. Fonte: Vale.

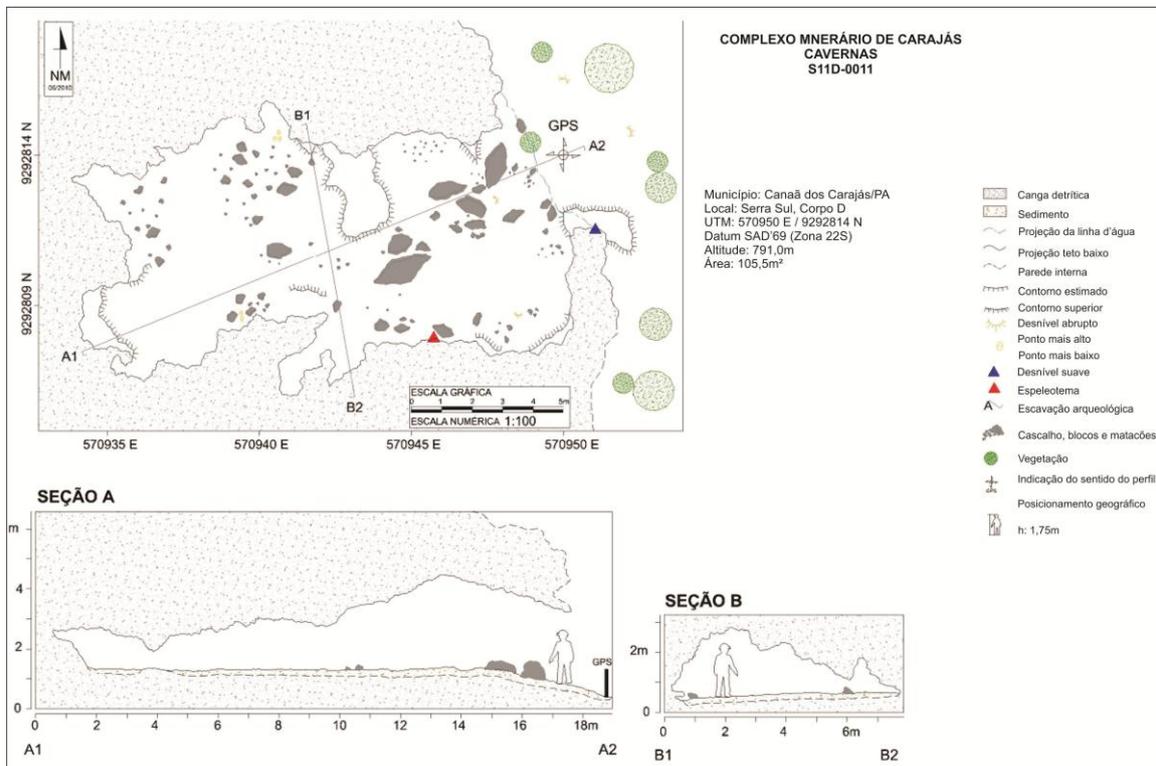


Figura 9- Planta baixa da caverna S11D-0011. Fonte: Vale.

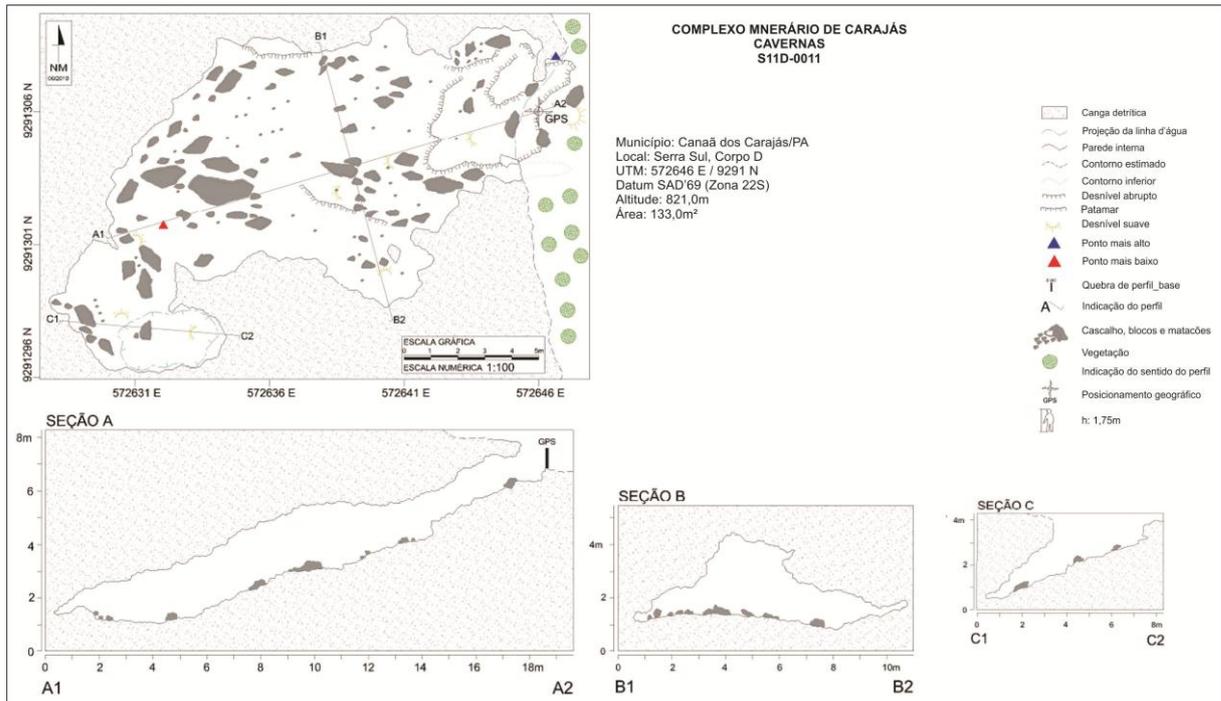


Figura 10- Planta baixa da caverna S11D-0035. Fonte: Vale.

Além das cavernas, também foram estudados furos de sonda estratigraficamente correlacionáveis a caverna S11D-0035. Esses furos encontram-se alinhados com a caverna compondo um perfil posicionado perpendicularmente ao acamamento dos jaspilitos do Corpo S11D (Figura 11). Com o auxílio dos furos de sonda SSDFD00408, SSD-FD00413, SSD-FD00404 e SSD-FD00412 foi elaborada uma seção geológica de direção aproximadamente N-S (Figura 12).

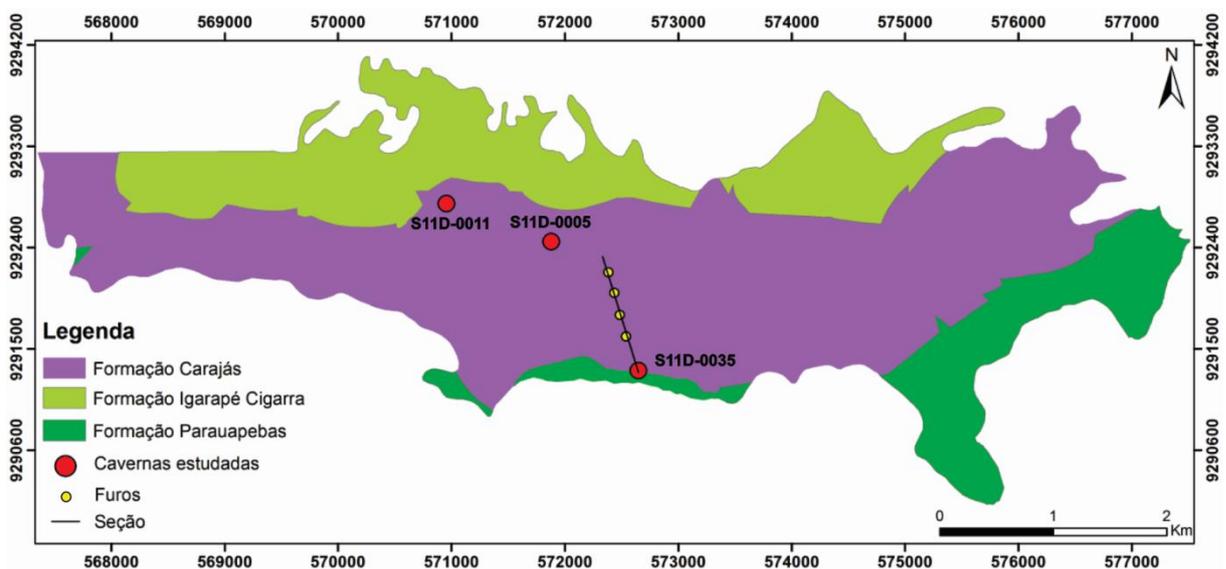


Figura 11- Mapa com o posicionamento da seção geológica N-S.

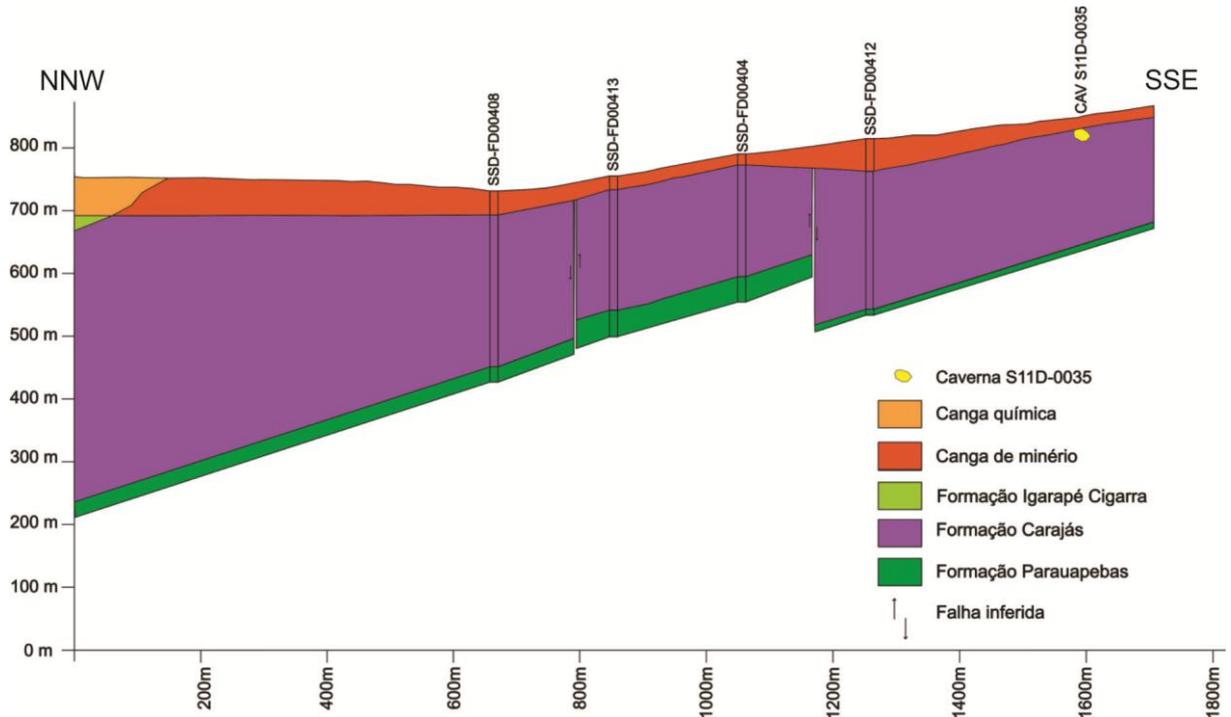


Figura 12- Seção geológica de direção N-S, com o posicionamento da caverna S11D-0035.

A seção geológica de direção N-S foi elaborada para que fosse possível estabelecer correlação estratigráfica entre a caverna S11D-0035 e os intervalos dos furos. O objetivo é obter amostras, nos testemunhos, de material estratigraficamente correspondente à caverna. Para se ter segurança que o intervalo do furo corresponde à posição da projeção da caverna, foram selecionados intervalos de quarenta metros, sendo vinte acima e vinte abaixo do posicionamento da caverna nos furos SSD-FD404, SSD-FD408, SSD-FD412, SSD-FD413. Esses intervalos foram descritos e coletadas amostras para análises petrográficas e químicas.

A Figura 13 mostra uma seção geológica confeccionada a partir da seção da Figura 12. Foi criada com o objetivo de demonstrar a correlação esperada da caverna S11D-0035 com os intervalos dos furos de sondagem, obedecendo ao posicionamento real das unidades estratigráficas do Grupo Grão Pará, desconsiderando as falhas que aparecem na figura 12.

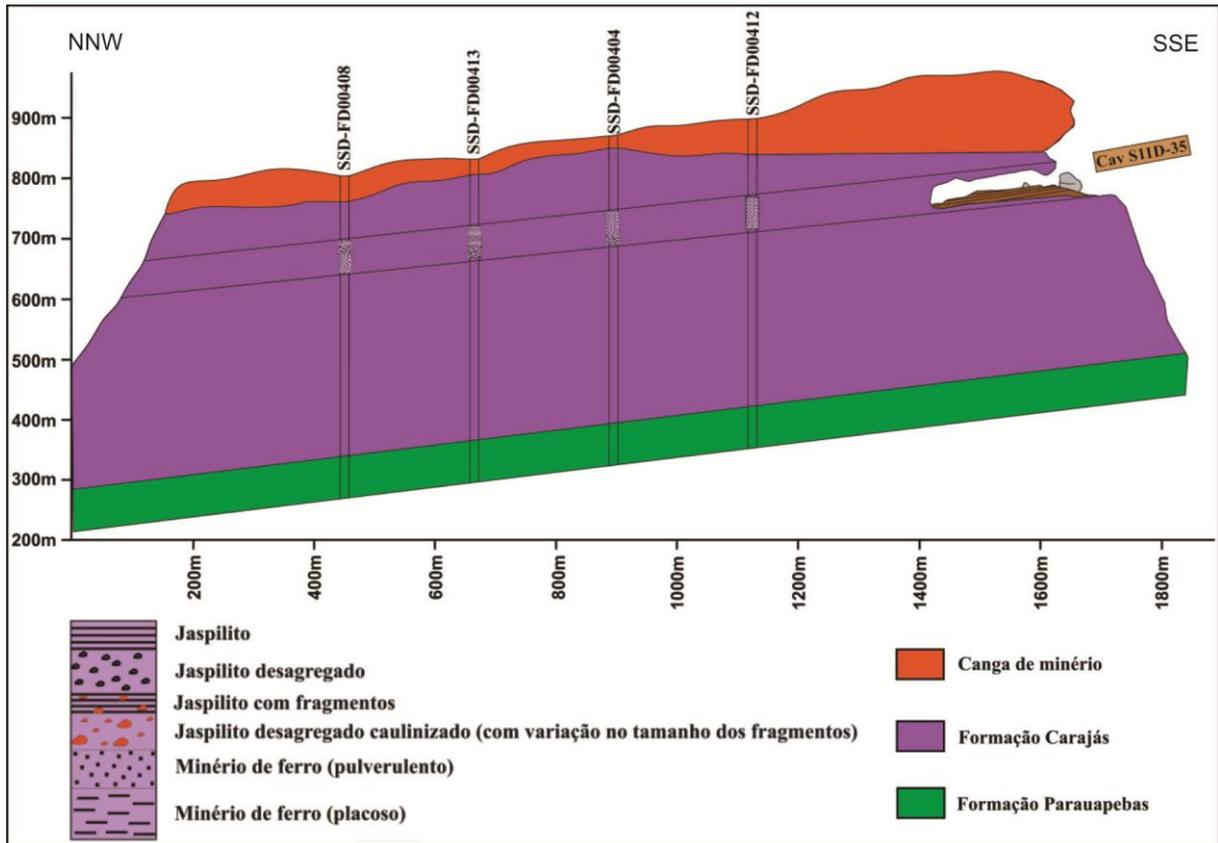


Figura 13- Seção geológica confeccionada a partir da seção real da Figura 10, com o detalhamento dos intervalos selecionados de acordo com a correlação estratigráfica desses com a caverna.

A Figura 14 é uma ampliação dos intervalos de 40 metros dos furos de sondagem empregados na confecção da seção geológica. Esses intervalos, correspondentes estratigraficamente ao material que ocorreria na caverna, são compostos por jaspilito e seus diferentes estágios de alteração, levando em consideração a coesão e a fragmentação do material presente. O furo SSD-FD412 é o mais próximo da caverna S11D-35 no perfil. O material encontrado foi classificado como Minério de Ferro pulverulento, esse material estava completamente desagregado, com granulometria muito fina. O furo SSD-FD404 possui dois tipos de material, sendo um na porção superior, estendendo-se por 29 metros, composto por minério de ferro pulverulento de granulometria fina e, na porção inferior com 11m de espessura, composto por minério de ferro placoso. O furo SSD-FD413 é formado na porção superior por jaspilito compacto seguido por jaspilito desagregado com grânulos que variam de 2,5 a 6cm. Na camada subjacente tornou-se a observar a presença de jaspilito compacto, no entanto havia material desagregado que estava parcialmente caulinizado. Esses fragmentos se estendiam dando continuidade a camada até 25m; do topo do intervalo até 32m foi encontrado minério de ferro pulverulento e na porção inferior do furo o material foi classificado como minério de ferro placoso. O furo mais distal da caverna, SSD-FD408, possui em sua porção

superior fragmentos de minério de ferro caulinizados de coloração marrom-avermelhada, esses fragmentos possuíam diâmetro médio de 2cm. A camada subjacente ainda é formada por fragmentos de minério de ferro, no entanto não encontravam-se caulinizados e sua granulometria variava de 0,5 a 1,5 cm, havendo também a presença de minério de ferro pulverulento, o qual se estende até a porção inferior do furo.

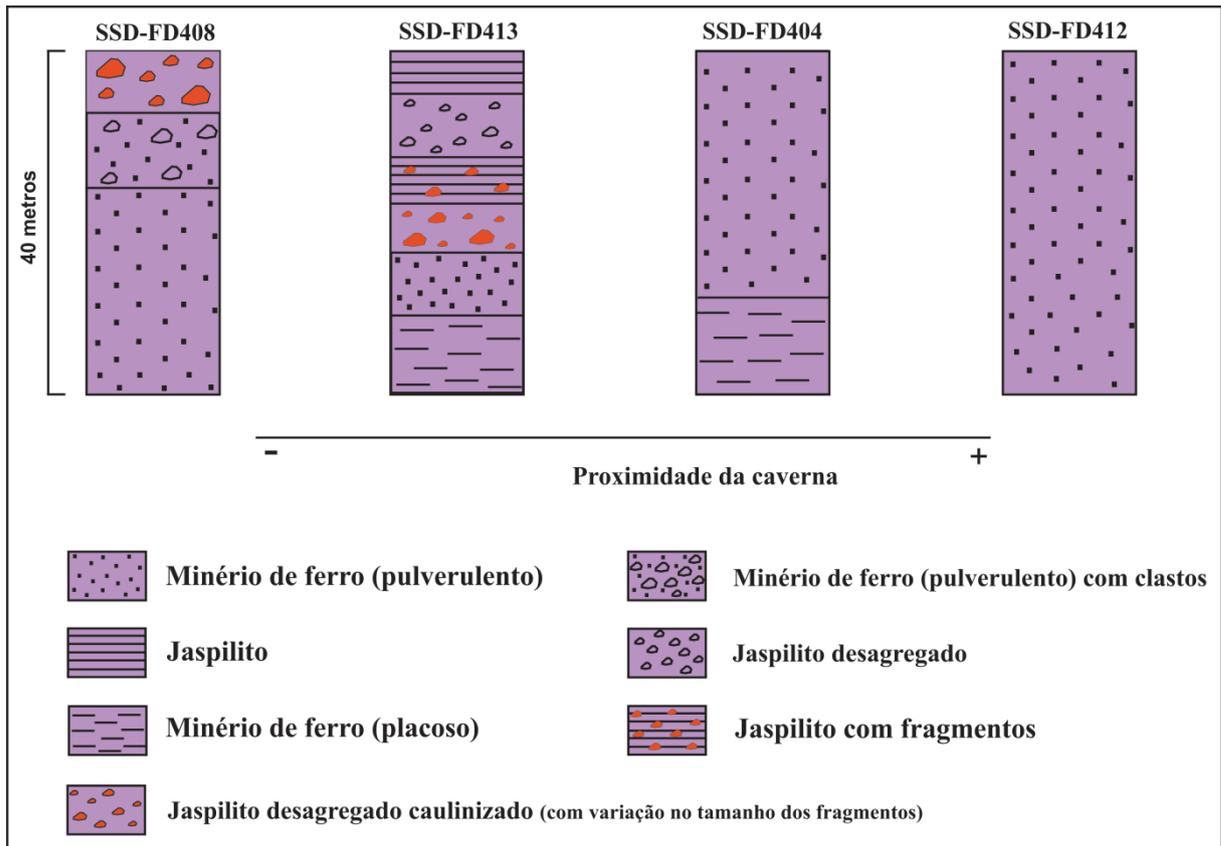


Figura 14- Perfis de correlação estratigráfica dos intervalos correlacionáveis a caverna S11D-0035.

Mediante a observação desses furos, foi notado que o furo mais próximo a caverna é o mais desagregado, não possui coesão do material, diferentemente do que ocorre com o furo SSD-FD413, em que o material na porção superior é coeso, jaspilito, e na porção central do furo, onde possivelmente seria o nível de formação da caverna, o material encontra-se desagregado. Podendo possivelmente haver um nível estratigráfico mais suscetível a formação de cavernas, devido o material estar mais desagregado e ser erodido com mais facilidade.

## 5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DO Pb

O Pb é um elemento da família IVA da tabela periódica, possui número atômico 82, massa de 207.2 u.m.a (unidade de medida atômica) e raio iônico 1,19Å. Possui 3 isótopos

radiogênicos,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ , produtos do decaimento radioativo do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  respectivamente e, um quarto isótopo,  $^{204}\text{Pb}$ , estável, considerado isótopo de referência.

A aplicação dos isótopos de Pb para desvendar problemas geológicos baseia-se nas diferenças das abundâncias relativas dos quatro isótopos desse elemento ( $^{204}\text{Pb} = 1,35\%$ ;  $^{206}\text{Pb} = 25,28\%$ ;  $^{207}\text{Pb} = 21,13\%$ ;  $^{208}\text{Pb} = 52,23\%$ ) (Stacey & Kramer, 1975). A abundância do  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$  tem aumentado na Terra desde sua formação em 4,5 Ga. Para o desenvolvimento do Pb na Terra existem 3 modelos que explicam sua evolução (Faure, 1986).

O modelo de Estágio Simples Holmes-Houtermans<sup>1</sup> (1946 *apud* Faure, 1986) baseia-se na evolução da Terra como um sistema fechado em relação ao geocronômetro Pb-Pb. Os isótopos de U, Th e Pb eram uniformemente distribuídos, sendo que a composição isotópica do Pb primordial era a mesma em qualquer região. Assim, todo o Pb comum atual é resultante de misturas de Pb radiogênico. Oversby (1976) propôs uma escala na qual valores de  $\mu$ , que representa a razão  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ , apresenta valores relativamente definidos nos diferentes níveis da litosfera; valores entre 7,5 e 8,2 indicam uma evolução a partir de fonte mantélica; valores entre 8,2 e 12 indicam uma evolução na Crosta Superior e, valores menores que 7,5 indicam uma evolução na Crosta Inferior. Através da razão do  $\mu$  é possível inferir a origem dos magmas, pois ela apresenta valores relativamente definidos nos diferentes níveis da litosfera.

O modelo de evolução de dois estágios de Stacey & Kramers (1975) propõe uma idade de referência para a Terra de 4,57 Ga, adotando que as médias das razões  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  no primeiro estágio foi de 7,19 e 32,11, respectivamente. Dessa forma, o 1º estágio ocorreu desde a formação da Terra até aproximadamente 3,7 Ga, quando processos de diferenciação originaram as condições para o segundo estágio, com novas razões médias de  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9,74$  e  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 37,19$ . Nesse modelo de evolução isotópica de Pb em dois estágios, a composição isotópica de Pb primordial é obtida em meteoritos. Já a composição do segundo estágio teve valores medidos em sedimentos e rochas vulcânicas atuais.

Os modelos de Múltiplos Estágios sugerem que o Pb deve ter sido associado a vários sistemas com diferentes razões U/Pb e Th/Pb, com tempos de residência bastante distintos.

Doe & Zartman (1979) introduziram o modelo “Plumbotectonics” a fim de explicar a variação das composições médias dos diferentes reservatórios geoquímicos da Terra (Manto, Crosta Inferior e Crosta Superior). Verificando que as diferenças isotópicas dos reservatórios eram provenientes do fracionamento químico e do decaimento radioativo durante os períodos

<sup>1</sup> HOLMES, A. 1946. Na estimate of the age of the Earth. Nature 157: 680-684.

HOUTERMANS, F.G. 1946. Die Isotope nahaufigkeiten im Naturlichen Bloi und das Alter des Urans. Naturwissenschaften, vol. 33, p. 185-186.

de isolamento, foi definido um domínio suplementar, Orógeno. Esse domínio corresponde a uma mistura entre diferentes reservatórios, devido à ação de processos dinâmicos atuantes nos mesmos.

Nas várias versões de seus modelos, Doe & Zartman (1979), Zartman & Doe (1981) e Zartman & Haines (1988) definiram curvas para mostrar a evolução isotópica do Pb dos quatro reservatórios com relação ao tempo. O diagrama de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  discrimina bem a Crosta Superior da Crosta Inferior, enquanto que o diagrama de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  discrimina a Crosta Inferior da Crosta Superior (Rollinson 1993).

Considerando-se as unidades litológicas como reservatórios de Pb, a razão inicial ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) pode ser modificada por processos de geração de magma e seu fracionamento, por processos hidrotermais e metamórficos, e intemperismo (Nicolaysen, 1967; Darnley, 1964, Hutermans, 1964; Hart *et al.*, 1968). Deste modo, a composição isotópica do Pb pode ser modificada tanto pelo decaimento de U e do Th como por mistura de dois ambientes diferentes.

A medida atual da composição isotópica de chumbo é igual a soma da composição isotópica inicial mais chumbo radiogênico adicionado ao longo do tempo. Dessa forma os dados isotópicos de Pb são examinados pela razão de um isótopo radiogênico e um isótopo estável de referência, ou seja  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Faure, 1986).

Nas rochas e depósitos minerais a composição isotópica de Pb apresenta padrões complexos, cujas variações refletem suas histórias geológicas particulares.

**Petrografia, Geoquímica e Assinatura Isotópica de Pb de Formações Ferríferas****Bandadas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul, Carajás – PA**

*Petrography, Geochemistry and Pb Isotopic Signature of Banded Iron Formations associated with the genesis of the caves of Serra Sul, Carajás – PA*

**Erica da Solidade Cabral<sup>1</sup>, Joel Buenano Macambira<sup>2</sup> & Marco Antonio Galarza Toro<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Programa de Pós- Graduação em Geologia e Geoquímica, IG/UFPA; <sup>2</sup>Faculdade de Geologia, IG/UFPA;

<sup>3</sup>Laboratório de Geologia Isotópica, PPGG, IG/UFPA

**RESUMO**

Os estudos geoespeleológicos realizados em cavernas hospedadas em formações ferríferas bandadas (*banded iron formation – BIFs*), do tipo jaspilito, que é o protominério de ferro do Corpo S11D, Serra Sul, demonstraram que essas rochas encontram-se em diferentes estágios de alteração intempérica, permitindo classificá-las em três grupos: 1) Jaspilito Não Alterado, 2) Jaspilito Alterado e 3) Minério de Ferro, estabelecendo um perfil de intemperismo. Foi levado em consideração a classificação visual e o contexto geológico da amostra, diminuição de SiO<sub>2</sub> e o aumento no teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> da base para o topo do perfil, a presença de cavidades de dissolução (quantidade e tamanho) e o aparecimento de novas fases minerais oriundas do processo supergênico. O Jaspilito Alterado e o Minério de Ferro possuem semelhanças no teor de ferro e sílica, entretanto com base nas características petrográficas foi possível diferenciá-las. Nas amostras de Jaspilito Não Alterado o teor de SiO<sub>2</sub> varia de 40,0 a 44,4% e o teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> de 53,9 a 58,3%. No Jaspilito Alterado e no Minério de Ferro há um aumento na concentração de ferro e brusca diminuição no teor de sílica, esta variando de 0,3 a 1,1% e o Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> de 87,9 a 98,2%. As análises isotópicas Pb-Pb no jaspilito não alterado indicam razões <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb variando de 15,247 a 26,111, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb de 15,292 a 16,300 e a razão <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb de 34,596 a 37,614. Os valores sugerem que essas rochas são homogêneas e possuem assinatura isotópica semelhante às rochas da crosta superior. No Jaspilito Alterado as razões isotópicas <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb variam de 16,827 a 23,244, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb de 15,635 a 16,279, e <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb de 34,715 a 38,811. No Minério de ferro as razões <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb variam de 15,702 a 22,845, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb de 15,369 a 16,221, e <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb de 35,169 a 38,467. Os valores apontam que essas rochas são pouco radiogênicas quando comparadas com as assinaturas isotópicas Pb-Pb dos depósitos de Cu-Au de Carajás. Não foram notadas mudanças nessa assinatura, ao longo do perfil de alteração, que indicassem

eventos metamórficos, reativações tectônicas ou percolação de fluidos hidrotermais que perturbassem o geocronômetro Pb-Pb e acrescentassem material (Pb) oriundo de outras fontes. Porém foi notado uma dispersão nas amostras alteradas, podendo indicar remobilização de Pb por processos intempéricos. Essas evidências sugerem que a formação das cavernas e do minério de ferro está relacionada apenas aos processos supergênicos associados ao desenvolvimento de um perfil de intemperismo.

Palavras-chave: geoespeleologia; Carajás; petrografia; geoquímica; formação ferrífera bandada; isótopos de Pb

### ABSTRACT

Geospeleological studies in caves hosted in banded iron formation (BIFs), of the jaspilite type, which is the iron protore of the S11D ore body, Serra Sul, showed that these rocks are in different stages of weathering, allowing to classify them into three groups: 1) non-altered Jaspilite, 2) altered Jaspilite and 3) Iron Ore, establishing a weathering profile. For this classification is taken into consideration the decrease of SiO<sub>2</sub> and increase of the Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> content from the base to the top of the profile, the presence of dissolution cavities (number and size) and the appearance of new mineral phases, derived from the supergene process. In jaspilite samples the SiO<sub>2</sub> content ranges from 40.0 to 44.4% and Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> content of 53.9 to 58.3%. In Altered Jaspilite there is an increase in iron concentration and abrupt decrease in silica content, ranging from 0.3 to 1.1% and Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> content from 87.9 to 97.1%. In iron ore, considered as the more advanced stage of weathering, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> has a high content ranging from 96.2 to 98.2%, with a very low amount of SiO<sub>2</sub> from 0.4 to 1.0%. The Pb-Pb isotopic analyzes in non-altered jaspilite indicate <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ratios ranging from 15.247 to 26.111, the ratio <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ranges from 15.292 to 16.300, and the ratio <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ranges from 34.596 to 37.614. These values suggests that these rocks are homogeneous and have isotopic signature similar to the upper crust. In Altered Jaspilite the isotopic ratios <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ranging from 16.827 to 23.244, the <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb from 15.635 to 16.279, and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb from 34.715 to 38.811. In Iron Ore the <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ratios ranges from 15.702 to 22.845, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb from 15,369 to 16,221, and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb from 35,169 to 38,467. The values indicate that these rocks are slightly radiogenic compared with the isotopic Pb-Pb signatures of the Cu-Au Carajás deposits. There was not seen changes in the isotopic signature over the weathering profile, indicating that there were metamorphic events, tectonic reactivations, percolating of hydrothermal fluids or any other event that disturb the Pb-Pb geochronometer and that would

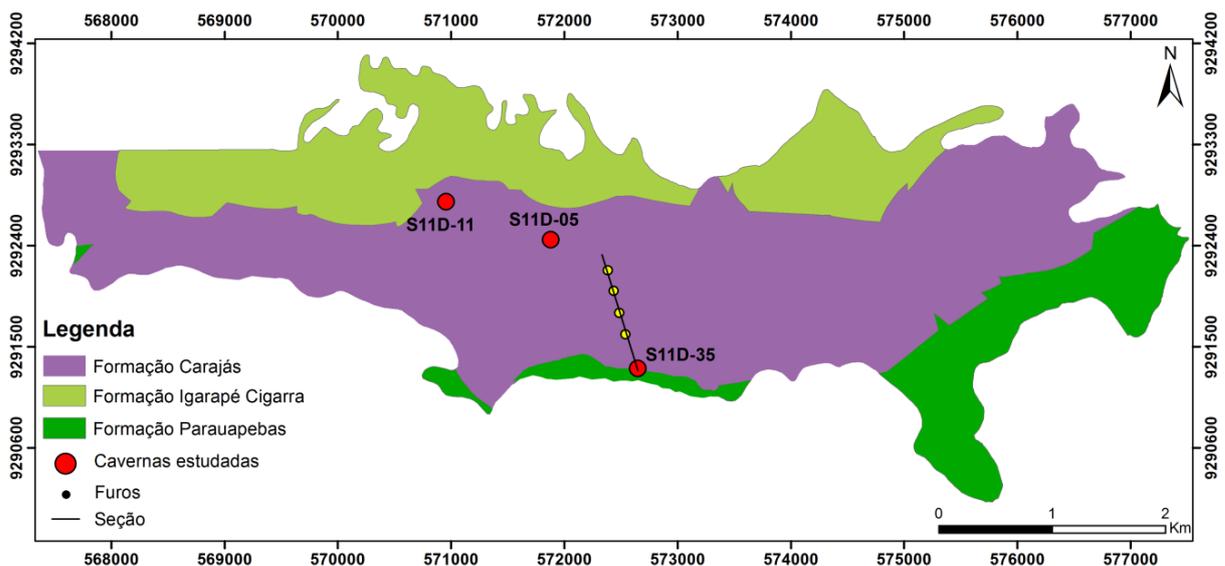
add material (Pb) come from other sources. This evidences suggests that the formation of caves and iron ore is only related to supergene processes associated with the development of a weathering profile.

Keywords: geospeleology; Carajás; petrography; geochemistry; BIF; Pb isotopes

## 1 INTRODUÇÃO

As formações ferríferas bandadas (*banded iron formations – BIF's*) são caracterizadas pela alternância de bandas centimétricas de minerais opacos, compostas essencialmente por hematita, magnetita e maghemita, e bandas silicosas formadas por jaspe e/ou *chert*, além de quartzo granular. Foram realizados estudos de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Estes estudos deram suporte para entender a origem das cavernas e do minério de ferro, levando em consideração os aspectos químicos, além de relacionar temporalmente sua formação. Os estudos se fizeram necessário devido a necessidade do avanço no conhecimento dos aspectos geológicos, com enfoque nos processos químicos que controlaram e/ou que auxiliaram na gênese das cavernas hospedadas em BIF's e a influência da geomorfologia na formação e exposição destas cavernas.

As amostras de BIF's foram coletadas em Serra Sul no interior das cavernas S11D-0005, S11D-0011, S11D-0035 e em furos de sonda correlacionáveis estratigraficamente a elas (Figura 1)



**Figura 1:** Mapa do Corpo S11D, mostrando as cavernas e os furos de sonda nos quais amostras de BIF's e minério de ferro foram coletadas.

Costa (2006) propôs uma classificação para formações ferríferas bandadas em diferentes graus de alteração intempérica, separando-os em cinco categorias: jaspilito não alterado, jaspilito moderadamente alterado, jaspilito intensamente alterado, minério de ferro e canga de minério. Essa classificação foi adotada para este trabalho contemplando apenas três grupos, Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado (jaspilito intensamente alterado) e Minério de ferro.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização petrográfica foi realizada através da análise macroscópica em amostra de mão (13 amostras) e microscópica em seções e lâminas polidas. Nas seções foram analisados minerais opacos utilizando microscopia óptica de luz refletida e nas lâminas foram descritos tanto os minerais transparentes em microscopia óptica de luz transmitida, como os minerais opacos. A descrição microscópica teve como objetivo um maior detalhamento (identificação dos minerais, suas estruturas e texturas, caracterização de processos de dissolução e neoformação). As lâminas e seções foram analisadas no microscópio Zeiss, modelo Axioplan2.

A análise geoquímica de rocha total foi realizada em 21 amostras, levando em consideração os diferentes estágios intempéricos das rochas coletadas nas cavernas e nos furos de sonda. Foram selecionadas após a caracterização petrográfica e analisadas pela ACME Analytical Laboratories Ltda. (Vancouver, Canadá), sendo obtidas as quantidades de elementos maiores, menores e ETRs. Os elementos maiores e menores foram determinados por espectrometria ICP-OES e dos elementos traços e terras raras por ICP-MS.

O fracionamento dos ETRs foi calculado em relação ao NASC (*North America Shale Composition*) obtido por Goldstein e Jacobsen (1988) e  $Eu/Eu^*$  (1) e  $La/Eu$  (2) de acordo com as equações:

$$(1) Eu/Eu^* = (2 Eu_{amostra}/Eu_{NASC}) / [(Sm_{amostra}/Sm_{NASC}) + (Gd_{amostra}/Gd_{NASC})]$$

$$(2) La/Yb = (La/Yb)_{amostra} / (La/Yb)_{NASC}$$

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso do IG/UFPA, utilizando um espectrômetro de massa de termo ionização TIMS (Triton Plus multicoletor) tendo sido aplicadas duas metodologias, Pb-Pb por dissolução total e lixiviação em óxido de ferro.

**Pb-Pb (dissolução total)** - A abertura química da rocha (300 mg) foi feita com  $HNO_3$  (65%) +  $HCl$  (37%) +  $HBr$  (8N). O resíduo da amostra foi solubilizado com  $HCl^{***}$  e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Spec Eichrom 50-100

mesh, condicionada com HCl (2N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. O concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise.

**Pb-Pb (lixiviação em óxido de ferro)** - O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e Bjorlykke *et al.* (1990) e adaptado às condições do Pará-Iso conforme indicado na Tabela 1. Foi utilizado aproximadamente 300 mg de amostra dissolvidos parcialmente para produzir soluções sobrenadantes, que são coletadas em 4 etapas de lixiviação (L1 a L4) e em uma etapa de dissolução total do resíduo remanescente (L5). Em uma das amostras (AM-01B) foi necessário uma última etapa (L6) para que ocorresse a lixiviação total. A separação cromatográfica, coleta e deposição em filamento do Pb, são as mesmas indicadas no procedimento anterior.

O fator de discriminação de massa utilizado para correção das razões isotópicas é de  $0,001456 \pm 0,000020$  por u.m.a., o qual foi obtido a partir de análises repetidas de material de referência NBS-982. Durante o período das análises isotópicas, o material de referência forneceu valores de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $0,467084 \pm 0,000004$  e  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de  $36,732 \pm 0,002$  ( $2\sigma$ ,  $n = 16$ ).

**Tabela 1:** Abertura química aplicada em amostras lixiviadas de hematita.

Lixiviados	Reagentes	Tempo	Temperatura
L1	4 mL Mistura Forte*	15 minutos	~ 110°C
L2	4 mL HBr*** (2N)	4 horas	~ 110°C
L3	4 mL HCl*** (4N)	12 horas	~ 110°C
L4	4 mL HCl*** (6N)	6 horas	~ 110°C
L5	4 mL água régia (50%)	24 horas	~ 110°C
L6	2 mL HCl Conc. + 2 mL HNO <sub>3</sub> Conc. + 4 gotas HBr*** (2N)	24 horas	~ 110°C

\* Mistura Forte = 12 HBr\*\*\* (4N) : 1 HCl\*\*\* (2N); \*\*\* = tridestilado

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

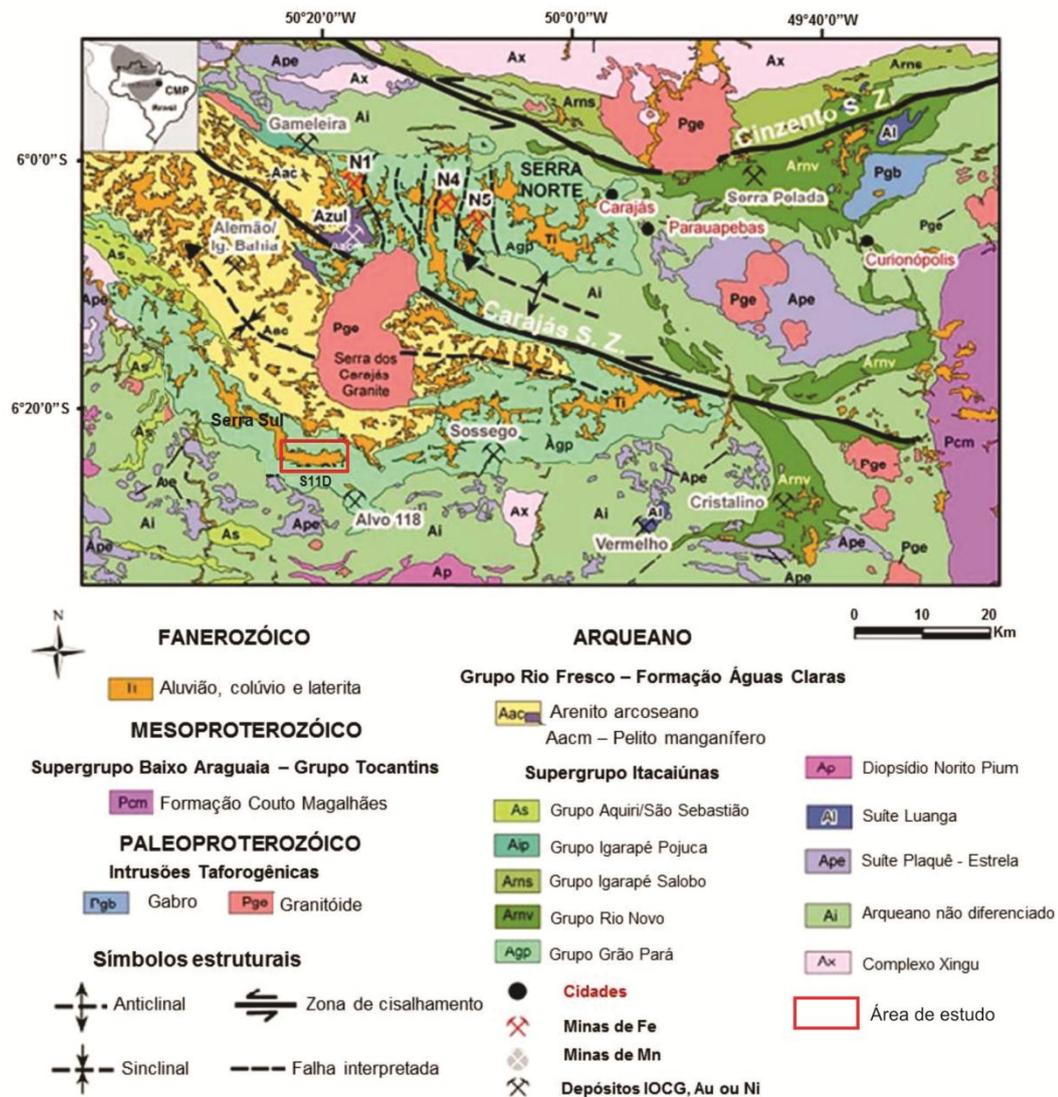
A Província Mineral de Carajás, segundo Feio *et al.* (2012, 2013), compreende dois domínios, o Domínio Rio Maria que compreende o Terreno Granito Greenstone de Rio Maria (TGGRM) e o Domínio Carajás, composto a norte pela Bacia Carajás e a sul pelo subdomínio de transição. A bacia Carajás é formada essencialmente por unidades supracrustais Neoarqueanas (Gibbs *et al.*, 1986; Machado *et al.*, 1991, Teixeira e Egger, 1994; Nogueira *et al.*, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 2006) e o subdomínio de transição dominado por granitóides arqueanos com rochas granulíticas e charnoquitos subordinados (Vasquez *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2010). Atualmente o subdomínio de transição foi redefinido em dois domínios, a norte o Domínio Canaã dos Carajás e a sul o Domínio Sapucaia (Dall'Agnol *et al.*, 2013).

A área de estudo encontra-se na porção norte do domínio Carajás, na Bacia Carajás (Figura 2), que tem como embasamento o Complexo Xingu (DOCEGEO, 1988; Araújo e Maia, 1991), de idade  $2859 \pm 2$  Ma, definida pelo método U/Pb em zircão (Machado *et al.*, 1991), é considerado a porção mais extensa da Província Mineral de Carajás formado por corpos gnáissicos migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos), granulitos e granitóides (Feio 2011; Feio *et al.*, 2012, 2013), assim como rochas máfico-ultramáfico do Complexo intrusivo Luanga ( $2763 \pm 6$  Ma, Machado *et al.*, 1991) e Diopsídio-Norito Pium (Ricci & Carvalho, 2006; Santos *et al.*, 2012, 2013) datado em  $2746 \pm 1$  Ma (Santos *et al.*, 2013). Além desses, foram identificados corpos granitóides de idade neoarqueana intrusivos no embasamento (2,73-2,76 Ga; Barros *et al.*, 2001, 2009, Huhn *et al.*, 1999, Gomes, 2003; Sardinha *et al.*, 2004, Feio *et al.*, 2012, Gabriel *et al.*, 2010, Avelar *et al.*, 1999): Complexo Granítico Estrela, Granitos tipo A da Suíte Planalto, Rochas Charnockíticas, granitóides da Suíte Pedra Branca Granito Serra do Rabo, Granito Igarapé Gelado, Granito Rancho Alegre e granitos potássios da Suíte Plaquê. A medida que estudos vêm sendo realizados tem ocorrido a individualização de diferentes tipos de rochas.

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), formado por rochas metavulcano-sedimentares e compreende o Grupo Grão-Pará, Grupo Rio Novo Grupo Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Grupo Aquiri (DOCEGEO, 1988).

A área de estudo está geologicamente inserida no Grupo Grão Pará (Pinheiro, 1997) que é composto na porção inferior pela Formação Parauapebas de idade  $2759 \pm 2$  Ma (Machado *et al.*, 1991), constituída por rochas vulcânicas básicas, apresentando em sua maioria metabasaltos e metadacitos (Meirelles *et al.*, 1984), na porção intermediária pela Formação Carajás constituída por formações ferríferas bandadas de fácies óxido do tipo jaspilito (Macambira, 2003) tendo sido quase totalmente modificadas para corpos de minério hematítico. Datações em sill que corta essa formação indicam idades de  $2751 \pm 4$  Ma (U-Pb em zircão, Krymsky *et al.*, 2007) e  $2740 \pm 8$  Ma (U-Pb SHRIMP, zircão, Trendall *et al.*, 1998). A porção superior é composta pela Formação Igarapé Cigarra (Macambira *et al.*, 1990), formada por basaltos bastante alterados hidrotermalmente, quartzo-wackes e quartzo-arenitos, essa formação possui idade correlacionável a idade do Grupo Igarapé Bahia ( $2747 \pm 1$  a  $2745 \pm 1$  Ma) (Galarza & Macambira, 2002a), esse grupo é constituído por metabasaltos, rochas metassedimentares incluindo metapelitos, wackes, ritmitos, formação ferrífera e rochas metapiroclásticas de composição ácida a intermediária (Ferreira Filho 1985),. O topo do Grupo Grão-Pará, Formação Igarapé Boa Sorte, parece representar o final das manifestações

vulcânicas e sedimentação química, marcando o início da contribuição sedimentar clástica ao Grupo Grão Pará (Macambira, 2003) (Tabela 2), datada de  $2681 \pm 5$  Ma (Trendall *et al.*, 1998).



**Figura 3:** Mapa geológico da Bacia Carajás. Fonte: Modificado de Rosiere *et al.*, (2006) e Costa, (2007).

**Tabela 2:** Coluna estratigráfica para o do Grupo Grão Pará.

ARQUEANO	GRUPO GRÃO PARÁ	Formação Ig. Boa Sorte	Siltitos e folhelhos carbonáticos e arenito subordinados
		Formação Ig. Cigarra	Basaltos, tufos, BIF's, <i>chert</i> , quartzo wake e quartzo arenito
		Formação Carajás	BIF's e soleiras de basaltos
		Formação Parauapebas	Basaltos e riolitos
	COMPLEXO XINGU		Gnaisses granodioríticos, trondjemíticos e tonalíticos

Fonte: Modificado de Macambira (2003).

#### **4 PETROGRAFIA: GRAUS DE ALTERAÇÃO**

Os diferentes graus de alteração conferem as rochas feições e fases minerais características. Neste trabalho será adotada a classificação de Costa (2006) que propôs diferentes graus de alteração para as formações ferríferas analisando a lixiviação da sílica, concentração de ferro, presença de cavidades de dissolução e minerais neoformados. O autor também caracterizou diferentes tipos de hematita: hematita-1, que pode ser encontrada como uma massa criptocristalina relativamente porosa, também classificada como hematita primária, de origem sedimentar; hematita-2, a qual é oriunda do processo de martitização da magnetita, é encontrada substituindo parcial ou totalmente a massa e cristais do mineral, formando pseudomagnetitas e; hematita-3, que são cristais na forma de finas palhetas e podem ocorrer interestratificados ou dispersos com a massa criptocristalina de hematita-1, ou ainda preenchendo cavidades de dissolução. Esses cristais são produtos da reprecipitação de óxido de ferro e foram encontrados nas rochas de grau de alteração intempérica avançado, Jaspilito Alterado. Em algumas amostras ocorre a hidratação desses cristais formando palhetas de goethita.

As cavidades de dissolução são uma feição que caracteriza as rochas em estágio avançado de alteração. Preferencialmente essas cavidades são formadas na banda de sílica por processo de dissolução e lixiviação. No entanto, também é possível notar cavidades na banda de minerais opacos.

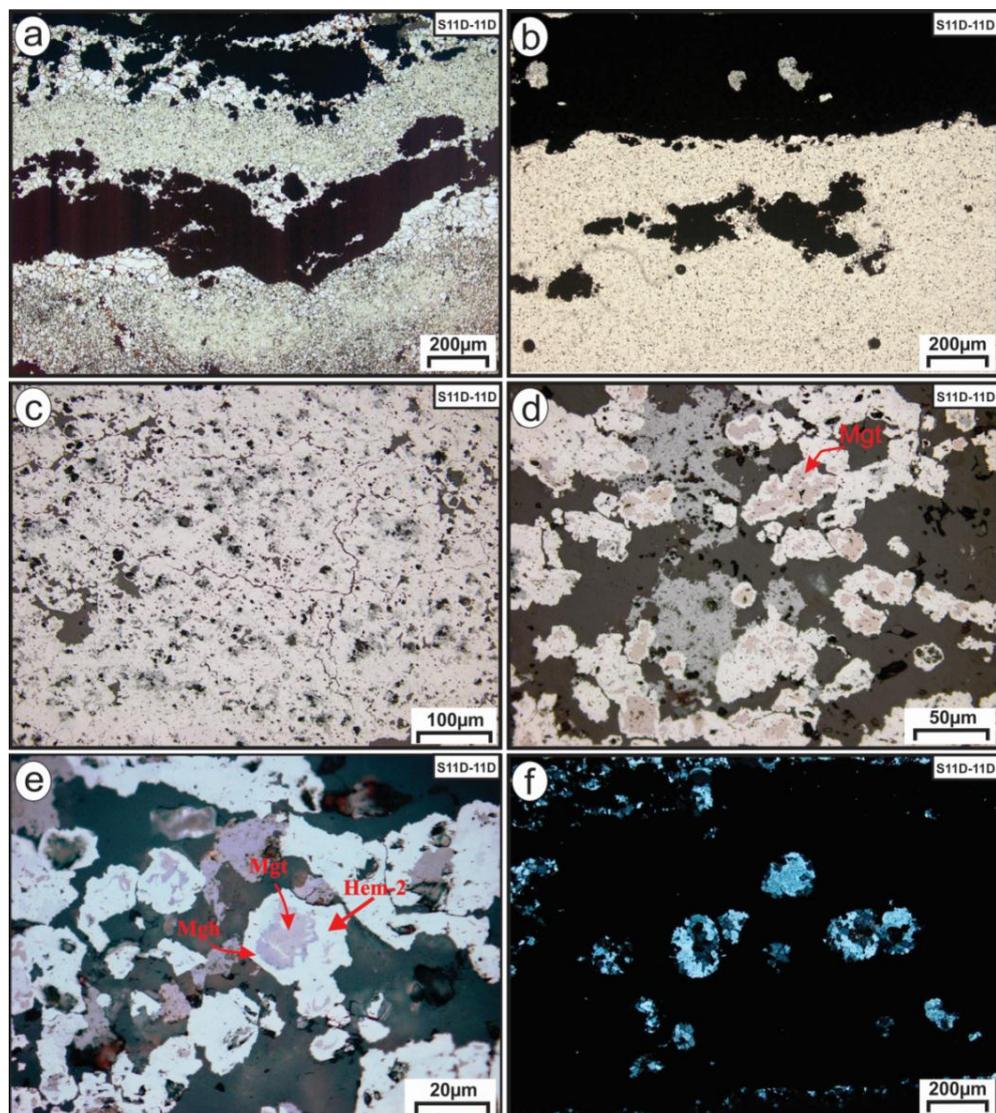
A classificação das rochas utilizadas nesse trabalho é uma classificação visual, levando em consideração o contexto em que a rocha se encontrava. Além de análises químicas e petrográficas.

##### **4.1 JASPILITO NÃO ALTERADO**

A classificação de Jaspilito Não Alterado foi atribuída às rochas que apresentam características primárias preservadas: alternância entre as bandas de minerais silicosos e minerais opacos (Figura 3a), bandamento regular e contínuo e contato abrupto entre as bandas (Figura 3b).

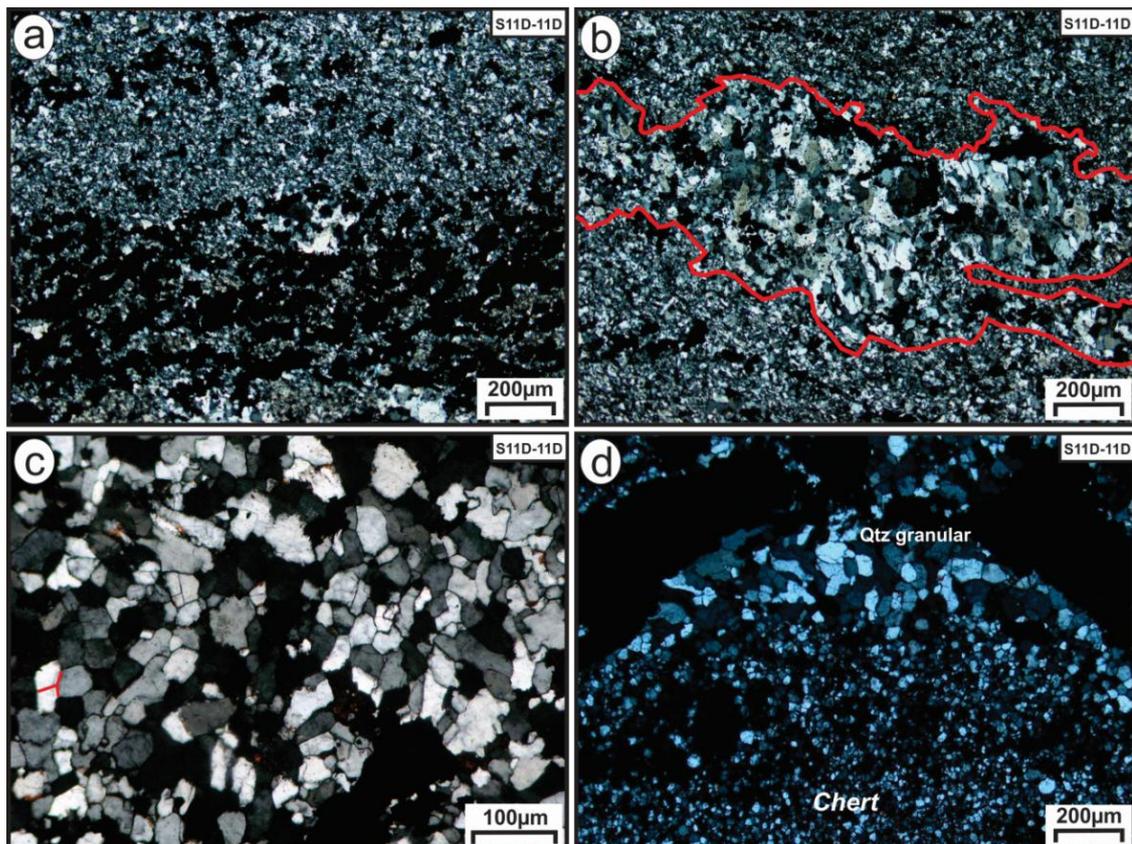
Através da análise petrográfica foi observado que as bandas de opacos possuem espessura média de 6 mm. São compostas mineralogicamente por hematita, magnetita e raramente maghemita. A hematita é o mineral mais abundante e foi observada como uma massa esbranquiçada criptocristalina, denominada de hematita-1. A hematita-1 é um mineral sedimentar ou possivelmente diagenético, considerado como sendo primário (Figura 3c). Em outros locais também foi observada a hematita como uma massa anédrica, porosa,

criptocristalina, formada a partir do processo de martitização e na borda de cristais substituindo a magnetita. Essa hematita é considerada secundária, hematita-2 (Figura 3d). A magnetita possui cor marrom rosada, hábito octaédrico, dispõe-se na forma de ilhas dentro da massa de hematita e como núcleos reliquiais de cristais parcialmente substituídos por hematita e maghemita, mineral menos abundantes nessas rochas (forma meta-estável da hematita). Essa substituição ocorre da borda para o centro do cristal (Figura 3e). Além dos minerais opacos, também foram observados minerais silicosos associados a essa banda, como ilhas formadas por cristais policristalinos de quartzo (Figura 3f).



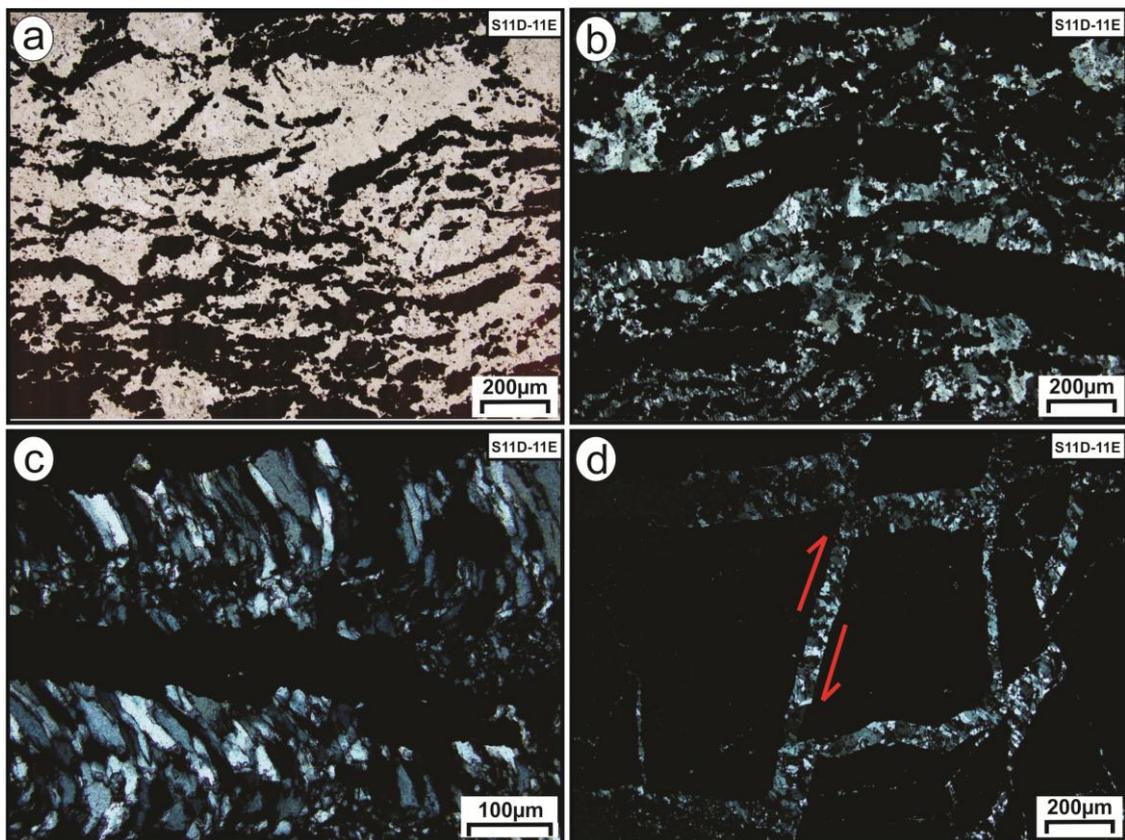
**Figura 3:** a) Fotomicrografia em luz transmitida do bandamento do jaspilito, intercalação entre as bandas de minerais opacos e minerais silicosos (obj4x, luz transmitida, nicóis paralelos); b) Contato abrupto entre as bandas (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos); c) Massa criptocristalina, esbranquiçada de hematita primária, hematita-1 (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos); d) Magnetita (Mgt) sendo substituída pela hematita-2 (Hem-2) (obj20x, luz refletida, nicóis paralelos); e) Maghemita (Mgh, mineral cinza azulado), forma metaestável da hematita, ao centro da figura na borda do cristal de magnetita (mineral cinza rosado) (obj50x, luz refletida, nicóis paralelos); f) Ilhas de quartzo dentro da banda de minerais opacos (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados).

As bandas de minerais silicosos tem em média 7 mm de espessura e possui contato abrupto com a banda de minerais opacos. São compostas predominantemente por *chert*, quartzo criptocristalino, cujos cristais têm diâmetro menor que 0,01 mm (Figura 4a) e quartzo granular, cristais com tamanhos em média de 1,5 mm, esse cristais apresentam em sua maioria contatos retos e são considerados como a primeira e a segunda geração de quartzo respectivamente. Em algumas porções há cristais de quartzo estirados, com extinção ondulante, no entanto essa evidência de deformação é localizada e não se estende em toda a amostra, havendo diferença brusca de tamanho e forma desses cristais em uma área restrita (Figura 4b). Na Figura 4c os cristais de quartzo estão bem compactados, com contatos retos e junção tríplice. Outra característica observada nessas rochas é o aumento do tamanho desses cristais no contato com a banda de minerais opacos. Sendo que isso é mais evidente no que foi aqui considerado como a charneira de uma dobra, em que o alívio de pressão propiciou uma recristalização localizada e o crescimento desses cristais (Figura 4d).



**Figura 4:** a) Banda de minerais silicosos formada por *chert* e quartzo granular (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados); b) Bolsa de quartzo granular estirado, com extinção ondulante em contato com *chert* (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados); c) Agregados de quartzo com contatos reto e junção tríplice (obj10x, luz transmitida, nicóis cruzados); d) Quartzo granular em contato com a banda de minerais opacos (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados).

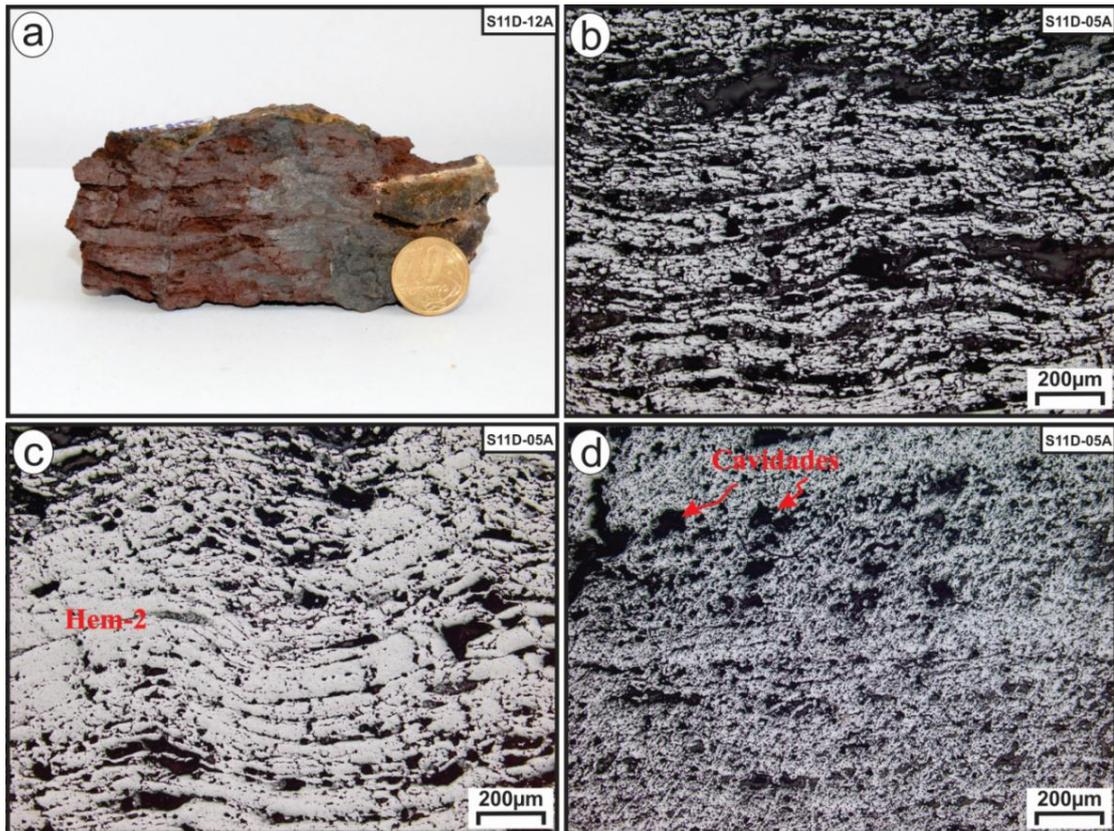
Em algumas das amostras classificadas como Jaspilito Não Alterado, foram observadas estruturas secundárias, ondulações (Figura 5a e b), que podem ser produto de escorregamentos (*slumps*) sin-deposicionais (Macambira, 2003), quartzo com textura “em pente” que caracteriza uma terceira geração de quartzo (Figura 5c) formado provavelmente em um evento de cristalização posterior aos processos diagenéticos. Além de estruturas de caráter rúptil, tais como falhas e fraturas (Figura 5d).



**Figura 5:** a) Bandamento do jaspilito dobrado (obj4x, luz transmitida, nicóis paralelos); b) Dobras das bandas de jaspilito (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados); c) quartzo com textura “em pente” (obj10x, luz transmitida, nicóis cruzados); d) estruturas de caráter rúptil, falha e fraturas (obj4x, luz transmitida, nicóis cruzados).

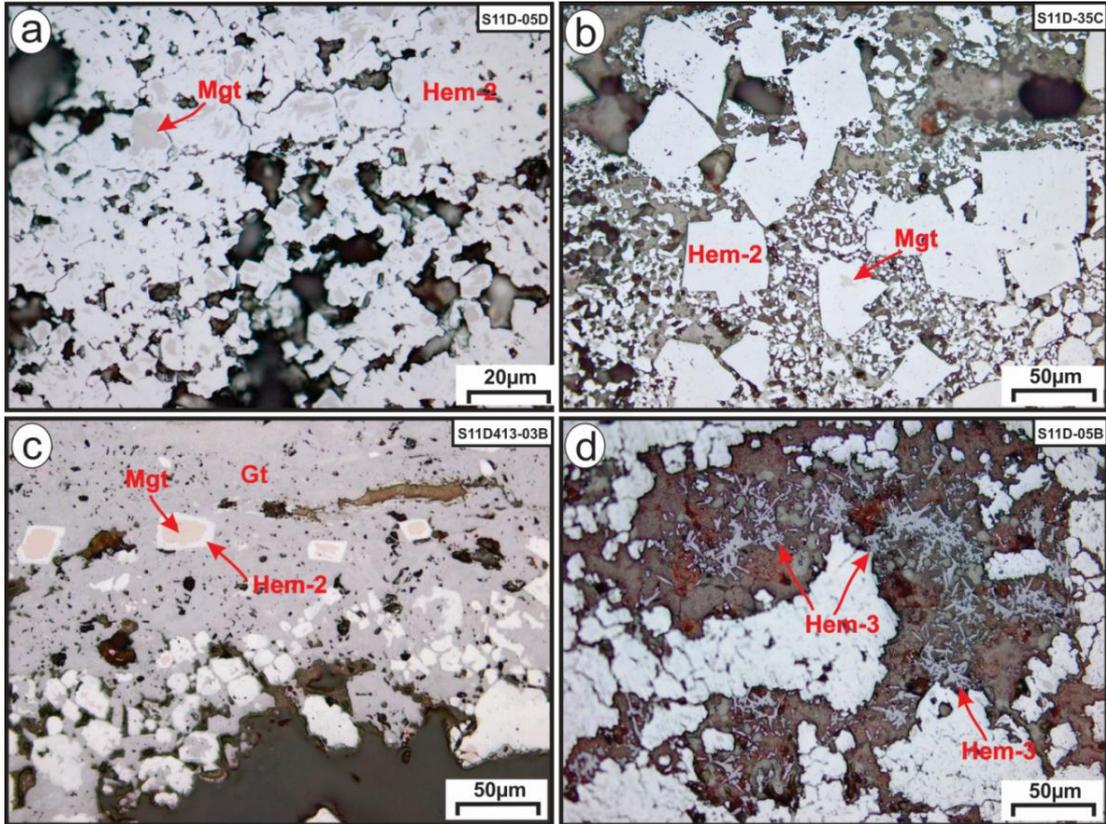
#### 4.2 JASPILITO ALTERADO

O grau de intemperismo destas rochas é mais evidente, o bandamento composicional não se encontra nítido devido a lixiviação da banda silicosa (Figura 6a e b), no entanto o acamamento plano-paralelo ainda é persistente e o bandamento é contínuo (Figura 6c). O processo de dissolução e lixiviação na banda silicosa acarretou a geração de cavidades de dissolução (Figura 6d).



**Figura 6:** a) Amostra de mão de Jaspilito Alterado com bandamento persistente, no entanto não é notada a intercalação de bandas devido a lixiviação da sílica; b) Acamamento plano-paralelo (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos); c) Banda de minerais opacos, composta predominantemente por hematita (obj4x luz, refletida, nicóis paralelos); d) Cavidades de dissolução na banda silicosa (obj4x, luz refletida, nicóis paralelos).

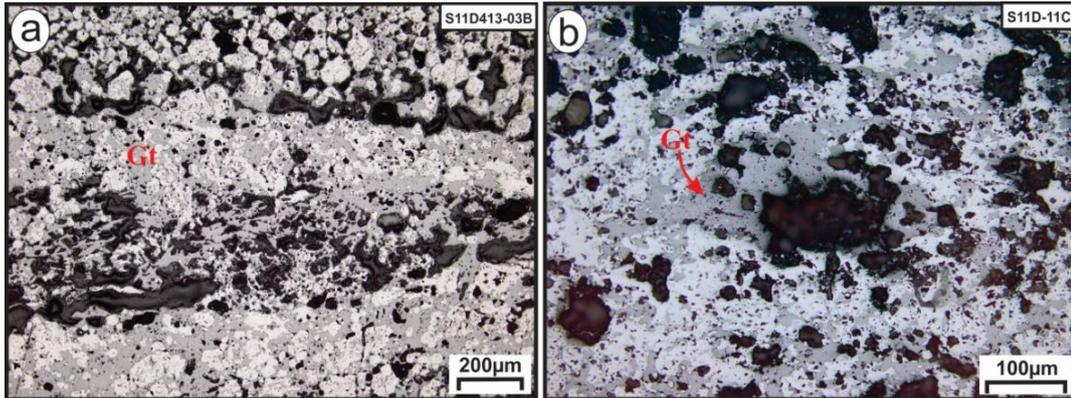
A banda de minerais opacos é predominantemente formada por hematita (Figura 6c) e em menor proporção magnetita (Figura 7a). A hematita foi observada nas bandas de minerais opacos de duas formas: como uma massa anédrica, criptocristalina, porosa e substituindo quase que completamente os cristais de magnetita, tomando a forma desse mineral (Figura 7b), ambas classificadas como hematita-2. No cristal essa alteração ocorre da borda para o centro como é observada na Figura 7c. Em estágios mais avançados de alteração é possível observar apenas um núcleo reliquiar de magnetita. Esse processo de substituição, da magnetita pela hematita, é denominado martitização. A hematita-3 também está presente nessas rochas como finas palhetas de cristais alongados preenchendo cavidades de dissolução, em algumas porções essas palhetas de hematita já estão goethitizadas (Figura 7d). A quantidade de hematita no Jaspilito Alterado é bem maior quando comparadas a quantidade presente nas rochas menos alteradas, Jaspilito Não Alterado. Além da hematita-3, a goethita também é um mineral neoformado e nessas rochas é o mais abundante (Figura 7c).



**Figura 7:** a) Massa de hematita-2 (Hem-2) substituindo a magnetita (luz refletida, nicóis paralelos); b) Cristais de magnetita (Mgt) substituídos parcial e totalmente por hematita-2 (luz refletida, nicóis paralelos); c) Cristais de magnetita ao centro da imagem mostrando que a substituição ocorre da borda para o centro (luz refletida, nicóis paralelos); d) palhetas de hematita-3 goethitizadas (luz refletida, nicóis paralelos).

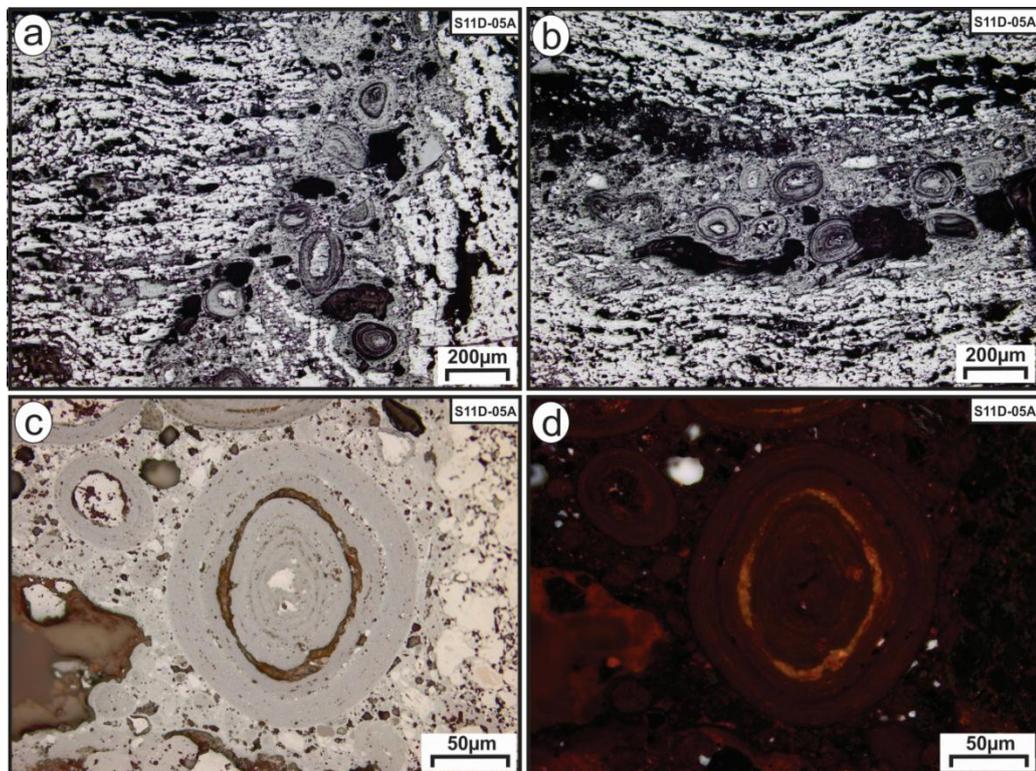
O aumento do processo de lixiviação juntamente com os processos supergênicos levaram a formação de cavidades geradas pela dissolução da sílica, além de minerais neoformados no entorno ou preenchendo as cavidades de dissolução. Esse processo ocorre predominantemente na banda de *chert*/quartzo granular, enquanto que na banda de opacos o processo é menos evidente.

As cavidades de dissolução foram observadas nessas rochas com tamanhos que variam de 0,5 mm a 10 mm e ocupam cerca de 30% do volume da rocha, demonstrando dessa forma a atuação intensa do processo de dissolução e lixiviação. Elas se formaram em locais onde os processos atuam com maior intensidade, formando zonas propícias a dissolução. Essas cavidades são formadas primeiramente na banda de sílica, pois os minerais silicosos são os mais solúveis quando comparados aos minerais opacos, entretanto com o aumento da alteração também são geradas cavidades na banda de minerais opacos (Figura 8a). As cavidades de dissolução encontram-se, em sua maioria, bordejadas e preenchidas por goethita, além de se interconectarem a medida que se expandem (Figura 8b).



**Figura 8:** a) Cavidades de dissolução na banda silicosa e em menor proporção na banda de minerais opacos (luz refletida, nicóis cruzados); b) Cavidades de dissolução bordadas e preenchidas por goethita se interconectando (luz refletida, nicóis paralelos).

Outra feição vista nestas rochas foram veios concordantes e discordantes ao bandamento (Figura 9a e b). Esses veios estão preenchidos por goethita e concreções também de goethita. Os núcleos das concreções são de diferentes tamanhos e formados por hematita e maghemita (Figura 9c e d). Essas concreções possuem tamanhos que variam de 6 mm a 10 mm e são feições características de ambientes superficiais, formadas pela deposição contínua de goethita em torno de núcleos constituídos por hematita e maghemita (Bigarella, 1996).



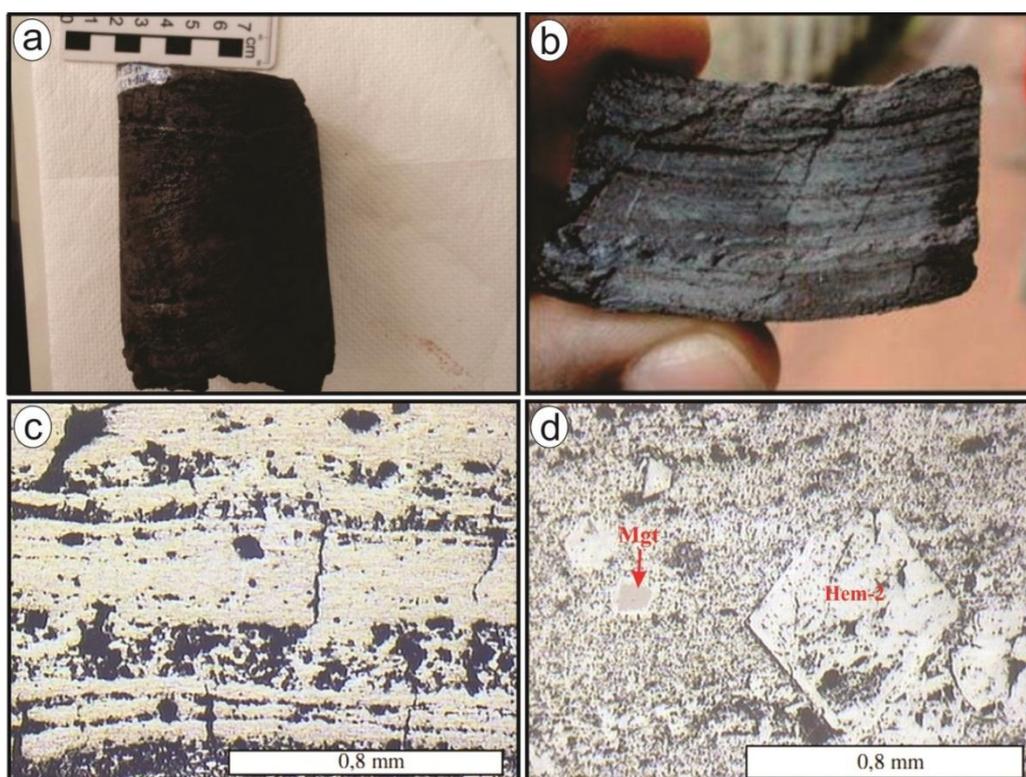
**Figura 9:** a) Veio cortando o bandamento, preenchido por goethita e concreções também de goethita (luz refletida, nicóis paralelos); b) Veio paralelo ao bandamento; c) e d) Concreção formada por goethita com núcleo de hematita (luz refletida, nicóis paralelos e luz refletida, nicóis cruzados respectivamente).

### 4.3 MINÉRIO DE FERRO

A maioria dos autores (Costa, 2006; Sobrinho, 2012) adotam atualmente para a classificação de Minério de Ferro dois tipos principais: hematita friável e hematita compacta. Segundo Sobrinho (2012), essa distinção é feita com base impreterivelmente na friabilidade do material.

Segundo Costa (2006) a goethita também está presente, mas em proporção muito inferior aos outros componentes citados e ao que parece, próximo ao contato com o minério friável ou Jaspilito Alterado.

O minério compacto constitui corpos de alto teor (Figura 10a), mas ainda apresentam características reliquias do protólito, jaspilito, como o acamamento plano-paralelo (Figura 10b e c). São formados quase que exclusivamente por hematita-2. Já a magnetita é uma fase subordinada e encontra-se completa ou parcialmente transformada para hematita-2 (Figura 10d).

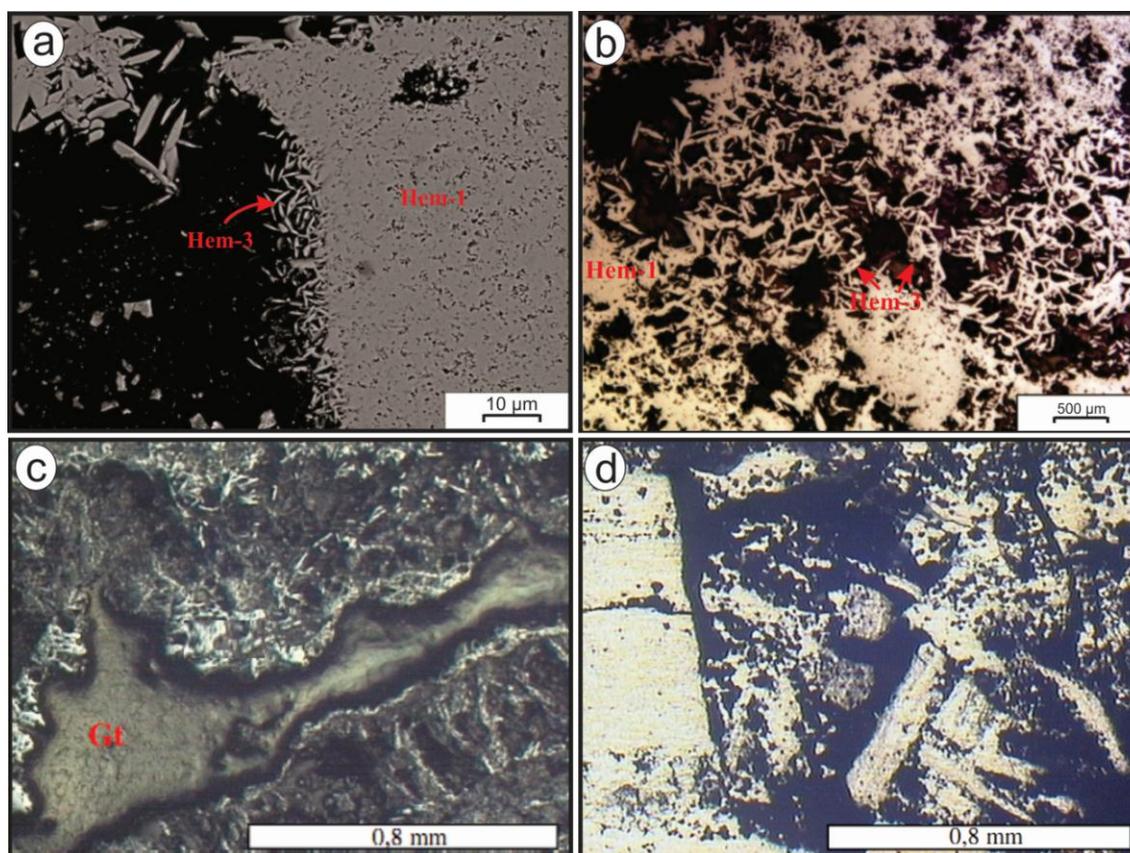


**Figura 10:** a) Características macroscópicas do minério maciço. Fonte: Sobrinho (2012); b) Estruturação interna plano paralela presente no minério compacto. Fonte: Sobrinho (2012). c) acamamento do minério. Notar a delicada laminação interna nas camadas mais maciças (LR). Fonte: Costa (2006); d) cristais isolados de pseudomorfs de magnetita. Observar que o menor grão (centro-esquerda) ainda possui o mineral primário preservado (LR) Fonte: Costa (2006).

O minério compacto não desagrega com facilidade e apresenta, em sua maioria, um fino acamamento marcado por bandas de hematita criptocristalina (hematita 1), em que

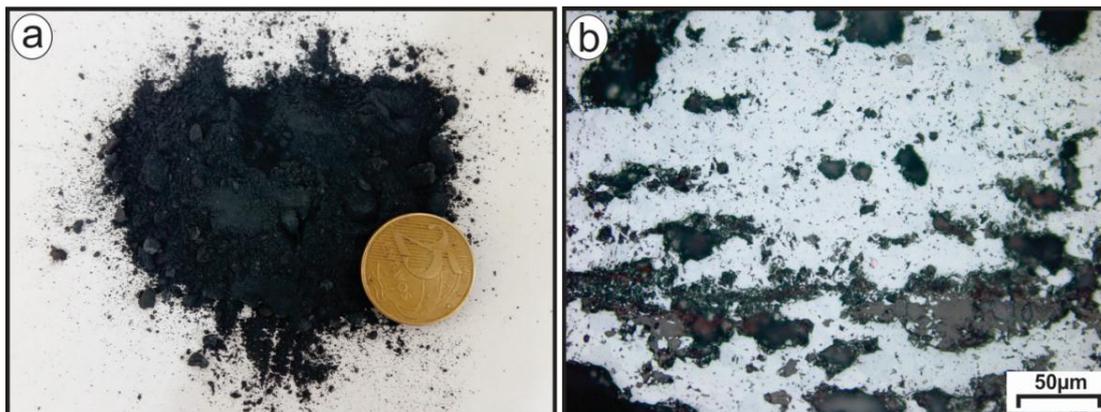
bandas foscas (maior porosidade) alternam com bandas mais brilhantes (menor porosidade) (Figura 10b). Outra forma de ocorrência da hematita é como cristais bem desenvolvidos na forma de finas palhetas, hematita-3. Esses cristais estão comumente associados a hematita-1 (Figura 11a) ou preenchendo parcialmente cavidades de dissolução (Costa, 2006) (Figura 10b). As cavidades de dissolução são circulares de diâmetro muito pequeno, em algumas zonas são muito numerosas, obliterando o acamamento (Figura 11b) e em alguns locais essas cavidades estão preenchidas por uma massa anédrica de goethita (Figura 11c).

Nas porções mais alteradas, onde parece ter havido maior remoção de material, são comuns feições de fragmentação dos leitos e estruturas de colapso (Costa,2006) (Figura 11d).



**Figura 11:** a) Hematita 3 cristalizada a partir da hematita primária (hematita 1). Fonte: Sobrinho (2012); b) Cristais de hematita 3 preenchendo cavidades observados à luz refletida. Amostra N4E365(91.19-91.25). Luz refletida. Objetiva: 10X. Fonte: Sobrinho (2012); c) massa de goethita em cavidade, circundada por finas palhetas de hematita e goethita (LR). Fonte: Costa (2006); d) colapso nas camadas de hematita primária (centro). Fonte: Costa (2006).

Diferentemente do minério compacto o minério friável (Figura 12a) não apresenta coesão e é por vezes pulverulento. Não sendo mais observadas características primárias. O material é predominantemente composto por hematita-2 (Figura 12b).



**Figura 12:** a) Minério de ferro friável; b) Massa esbranquiçada criptocristalina de hematita-2 (luz refletida, nicóis paralelos).

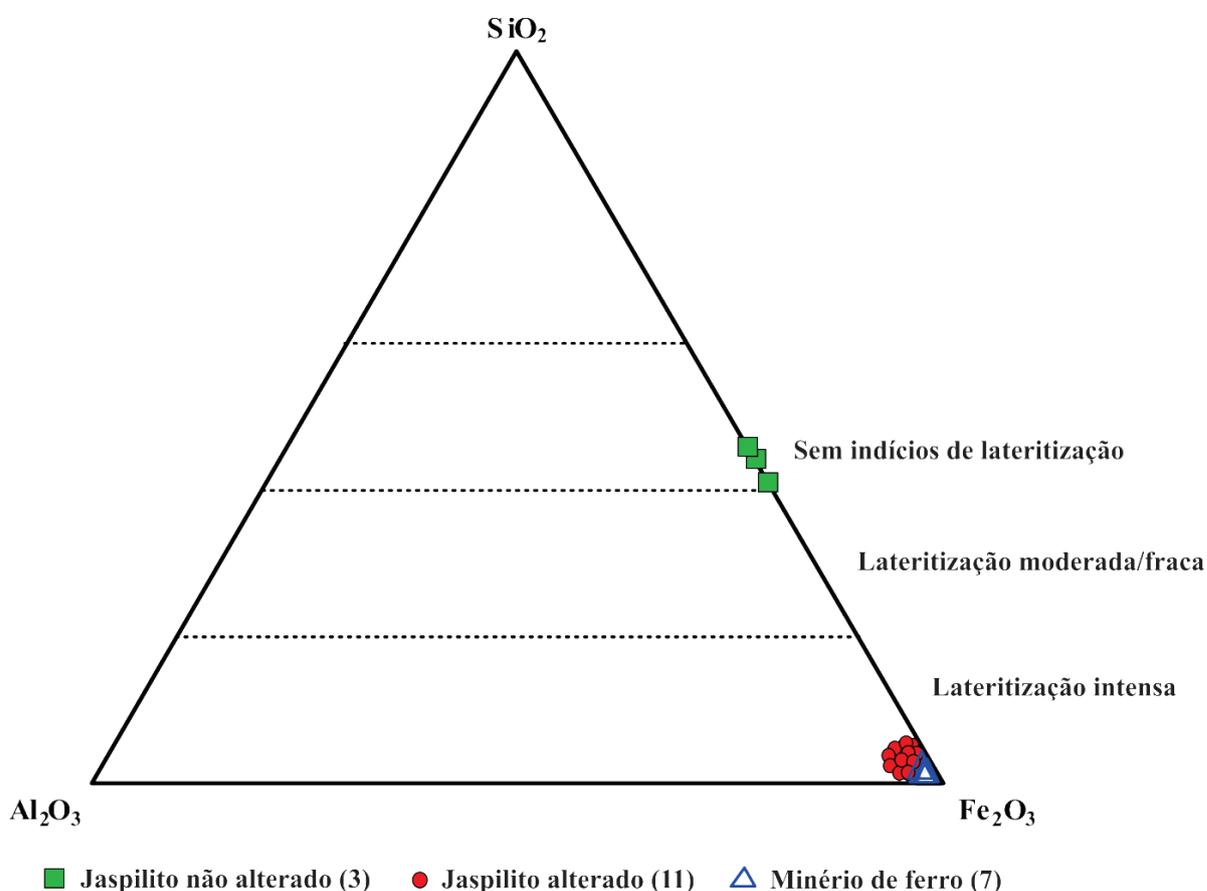
Como descrito por Dorr (1964) a banda de minerais silicosos é a mais solúvel em relação a banda de minerais opacos. Os minerais dessa camada possuem uma ordem de dissolução: *chert*, quartzo granular e jaspe. Dorr (1964) também afirma que a solubilidade dos grãos de quartzo depende do fator textural, quanto menor for o cristal de quartzo, mais facilmente ele será solubilizado. Além disso, outros fatores contribuem diretamente no processo de solubilização da sílica, como por exemplo, o pH. De acordo com Mason (1966) a sílica é mais solúvel em meios básicos, entretanto em condições ácidas, como ocorre em Carajás, também pode ocorrer solubilização em volumes menores, mas se associada a fatores como o tempo, alta pluviosidade, eficiência da drenagem e a presença de ferro no sistema, o volume de sílica dissolvido pode ser muito maior.

## 5 GEOQUÍMICA

As rochas analisadas foram coletadas dentro das cavernas (3) e em furos de sondagem (SSD-FD404, SSD-FD408, SSD-FD412, SSD-FD413) nos intervalos estratigraficamente correspondentes às cavernas. Essas rochas tratam-se de jaspilitos que encontram-se em diferentes graus de alteração, caracterizados como Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de Ferro. Esses estágios de alteração foram definidos mediante a análise petrográfica macroscópica e microscópica e com base nas análises químicas. O Jaspilito Alterado e o minério de ferro possuem semelhanças químicas, teor de ferro e sílica, entretanto com base nas características petrográficas foi possível diferencia-las. A classificação das amostras foi realizada com base na classificação de Costa (2006) que leva em consideração a classificação visual, petrográfica e geoquímica. As rochas tiveram sua classificação definida em campo, sendo feita com base no contexto geológico em que a rocha estava inserida. Em laboratório foi realizada a análise petrográfica e a classificação foi mantida. Entretanto as análises

químicas demonstraram que o Jaspilito Alterado e o Minério de ferro possuem os mesmos teores de ferro e sílica, demonstrando que quimicamente as rochas são semelhantes. Contudo foi decidido manter a classificação devido a relevância das considerações anteriores.

O Jaspilito Não Alterado (rocha fresca) possui de 40,01 a 44,47% de sílica. Levando em consideração a perda de sílica e a concentração no teor de ferro, foi possível estabelecer o grau de intemperismo das rochas e também classificá-las no gráfico ternário, modificado de Schellmann (1988), de acordo com o grau de lateritização. Foram estabelecidos 3 campos: 1) sem indícios de lateritização, 2) lateritização moderada/fraca e 3) lateritização intensa (Figura 13).



**Figura 43:** Gráfico ternário mostrando o grau de lateritização do jaspilito conforme a quantidade de sílica e a concentração de ferro nas rochas mais alteradas. Modificado de Schellmann (1988).

### 5.1 JASPILITO NÃO ALTERADO

O Jaspilito Não Alterado (3 amostras) não apresenta sinais de remoção de sílica nem a presença de minerais neoformados, os teores de  $\text{SiO}_2$  dessas rochas variam de 40,01 a 44,47% e os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  variam de 53,91 a 58,33%. Já a quantidade de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  é muito baixa, assim como as de  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ .  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  não foram observados, pois estão

abaixo do limite de detecção do método empregado. Esses teores podem ser observados na Tabela 3.

Diferentemente das BIF's do restante do mundo, as de Carajás possuem uma alta pureza, a média da somatória  $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$  é em torno de 98,00%. Como já observado por Macambira (2003), o teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$  é cerca de 10,00% acima da média para as BIF's de fácies óxido do tipo Algoma ou Superior do Canadá (Gross, 1990), além disso, em Carajás, os demais óxidos apresentam valores muito baixos (Tabela 3).

Os teores de elementos traços nas formações ferríferas são muito baixos, como já observados por Macambira (2003) e Costa (2006) na Serra Norte. Esses teores são concordantes com aqueles das BIF's de fácies óxidos dos depósitos do Canadá (Gross, 1990) e da Austrália (Dymek e Klein, 1988) e com os valores apresentados neste trabalho para a Serra Sul (Tabela 3). Nas 3 amostras de Jaspilito Não Alterado alguns elementos não foram detectados, pois estão abaixo do limite de detecção do método utilizado (Ag, Bi, Cd, Ga, Bi, Sb, Sn, Ta, Th, U). Nessas rochas nove elementos são representativos, Ba, Zr, Pb, Zn, Cu, Ni, Sc, Co e W, como mostra a Tabela 3.

Os ETR detectados no Jaspilito Não Alterado também possuem valores muito baixos (Tabela 3), a média dos ETR é de 6,10 ppm. Os teores dos ETR foram normalizados pelo padrão do NASC (*North America Shale Composition*) obtido por Goldstein e Jacobsen (1988). A razão ETRL/ETRP nessas rochas variam de 0,71 a 3,01, sendo observado um leve enriquecimento em ETRL (La/Eu varia de 1,26 a 2,24) (Figura 14). A Figura mostra uma comparação entre os ETR das Serras Sul (Lindenmayer *et al.*, 2001) e Norte (Macambira, 2003; Costa, 2006) mostrando que as formações ferríferas são empobrecidas em relação aos sedimentos do NASC (Figura 15).

**Tabela 3:** Composição química das rochas estudadas em Serra Sul. (\*) abaixo do limite de detecção.

Amostra Análise	Jaspilito Não alterado			Jaspilito Alterado											Minério de ferro						
	S11D-11D	AM-01B	AM-01C	S11D-05A	S11D-05B	S11D-05D	S11D-11C	S11D-35a	S11D-35B	S11D-35C	SSD-413-01	SSD-413-02	SSD-413-03	SSD-413-04	SSD-404-01	SSD-404-02	SSD-404-03	SSD-408-01	SSD-408-02	SSD-412-01	SSD-412-02
<b>SiO<sub>2</sub>(%)</b>	43,91	40,01	44,47	0,69	0,65	1,10	1,00	0,67	0,37	0,31	0,36	0,73	0,52	0,72	1,01	0,98	0,96	0,83	0,68	0,38	0,40
<b>TiO<sub>2</sub></b>	*	*	*	0,09	0,10	0,03	0,07	0,07	0,06	0,08	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	*	0,02	0,01	*	*	*
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,09	0,07	0,05	0,35	0,26	0,21	0,60	0,67	0,51	0,60	0,65	1,46	0,25	0,25	0,32	0,15	0,31	0,29	0,13	0,03	0,02
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub></b>	54,73	58,33	53,91	95,39	96,24	96,93	94,82	96,44	97,10	95,93	94,01	87,90	94,00	94,60	96,06	96,00	94,25	94,74	96,47	98,25	97,75
<b>MnO</b>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,13	0,08	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,72	0,22	0,09	0,09	0,04	0,04	0,03
<b>MgO</b>	0,04	*	*	0,01	*	*	*	0,02	0,01	0,03	*	*	*	*	0,15	0,06	0,02	0,01	*	0,05	0,04
<b>CaO</b>	*	*	*	*	*	*	0,02	0,01	*	*	0,03	*	*	*	0,30	0,13	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	*	*	*	*	*	*	*	*	0,02	*	0,01	*	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	*	*	*	*	0,02	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,01	*	*	*	*	*	*
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,09	0,05	0,04	0,33	0,40	0,15	0,31	0,39	0,16	0,33	0,43	0,23	0,18	0,02	0,02	*	0,02	*	*	*	*
<b>LOI</b>	1,00	1,40	1,40	3,00	2,10	1,40	3,10	1,60	1,70	2,60	4,40	9,60	5,00	4,30	1,30	2,40	4,20	3,90	2,60	1,20	1,70
<b>SOMA</b>	99,88	99,88	99,89	99,88	99,90	99,90	99,95	99,91	99,96	99,93	99,96	99,99	100,00	99,98	99,93	99,96	99,95	99,94	99,96	100,01	99,99
<b>Ba (ppm)</b>	6,00	18,00	9,00	9,00	10,00	15,00	8,00	16,00	12,00	6,00	5,00	3,00	7,00	4,00	150,00	40,00	16,00	8,00	7,00	8,00	7,00
<b>Zr</b>	2,00	1,80	1,20	29,90	18,00	7,40	10,30	19,60	18,60	19,30	11,50	10,50	4,60	7,60	4,00	2,40	4,80	3,10	1,50	6,60	4,20
<b>Pb</b>	12,80	2,50	1,70	7,10	18,30	55,40	11,50	2,50	2,90	3,90	2,20	1,70	1,90	2,10	5,90	3,10	3,00	4,60	4,70	4,40	2,90
<b>Ga</b>	*	*	*	2,6	3,1	1,4	1,8	2,70	1,50	9,40	0,80	1,50	*	0,90	0,90	*	1,00	1,00	*	*	*
<b>Zn</b>	34,00	39,00	32,00	43,00	54,00	40,00	101,00	17,00	16,00	10,00	21,00	22,00	14,00	36,00	28,00	19,00	12,00	23,00	24,00	6,00	4,00
<b>Cu</b>	31,40	30,00	29,20	9,00	58,40	16,50	23,0	17,60	18,20	8,80	23,80	17,50	21,70	36,70	124,20	87,60	40,00	47,70	28,80	13,60	9,70
<b>Ni</b>	1,10	1,30	1,60	0,70	2,10	1,50	0,90	0,40	0,40	0,50	27,00	*	26,00	*	10,20	5,00	3,30	4,00	1,80	1,60	2,00
<b>Sc</b>	10,00	11,00	10,00	18,00	19,00	19,00	18,00	19,00	3,00	18,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	1,00	3,00	2,00	*	1,00	1,00
<b>Co</b>	12,40	11,70	20,00	15,80	10,40	52,80	4,50	5,60	7,80	11,50	2,90	2,50	2,90	3,90	11,30	6,60	4,50	10,00	4,80	3,90	3,90
<b>W</b>	132,60	47,10	152,90	12,60	16,10	15,80	7,00	9,90	14,10	14,90	20,10	9,10	15,90	5,60	11,50	26,80	13,90	11,00	22,60	24,80	23,90
<b>La</b>	1,00	4,60	2,60	1,80	1,60	3,40	1,60	10,20	9,10	5,00	3,60	3,30	2,40	3,10	4,40	3,30	8,50	3,20	1,60	2,30	1,70
<b>Ce</b>	0,50	4,70	2,40	2,00	2,30	5,40	1,50	14,30	13,60	5,70	7,20	6,10	5,30	4,50	30,20	12,30	23,20	6,30	2,90	2,40	3,50
<b>Nd</b>	*	0,40	0,50	0,90	0,50	1,40	0,70	6,10	5,30	2,30	3,30	2,00	1,40	1,60	2,00	1,60	3,80	1,20	0,90	1,10	0,60
<b>Sm</b>	*	*	*	0,13	0,18	0,18	0,08	0,91	0,77	0,47	0,35	0,55	0,24	0,18	0,28	0,35	0,71	0,21	0,10	0,18	0,16
<b>Eu</b>	0,04	0,07	0,07	0,16	0,12	0,10	0,19	0,26	0,23	0,17	0,12	0,16	0,05	0,10	0,19	0,18	0,35	0,15	0,14	0,10	0,12
<b>Gd</b>	*	0,08	0,06	0,27	0,31	0,18	0,16	0,57	0,64	1,24	0,34	0,46	0,19	0,21	0,61	0,47	0,73	0,28	0,27	0,24	0,30
<b>Dy</b>	0,11	0,07	*	0,36	0,48	0,10	0,18	0,46	0,42	0,32	0,21	0,19	0,12	0,14	0,25	0,26	0,38	0,19	0,11	0,31	0,29
<b>Er</b>	0,11	0,09	0,10	0,23	0,34	0,09	0,22	0,14	0,14	0,16	0,06	0,15	0,05	0,20	0,08	0,16	0,15	0,14	0,09	0,09	0,04
<b>Yb</b>	0,11	0,12	0,09	0,24	0,38	0,08	0,23	0,14	0,09	0,19	0,11	0,14	0,08	0,16	0,10	0,10	0,09	*	0,11	0,09	*
<b>Lu</b>	0,01	0,02	0,01	0,04	0,06	0,01	0,04	0,01	0,04	0,07	0,02	0,03	*	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03

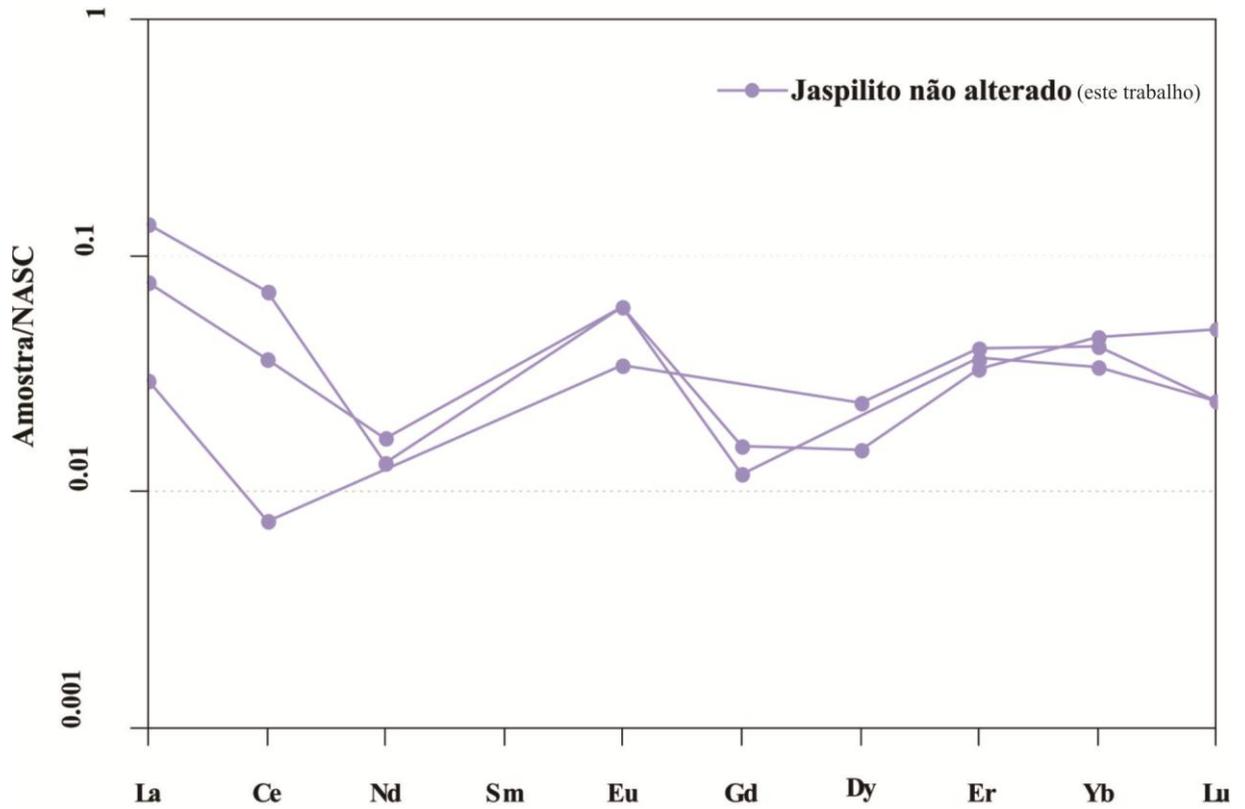


Figura 14: Padrão de distribuição dos ETR do Jaspilito Não Alterado.

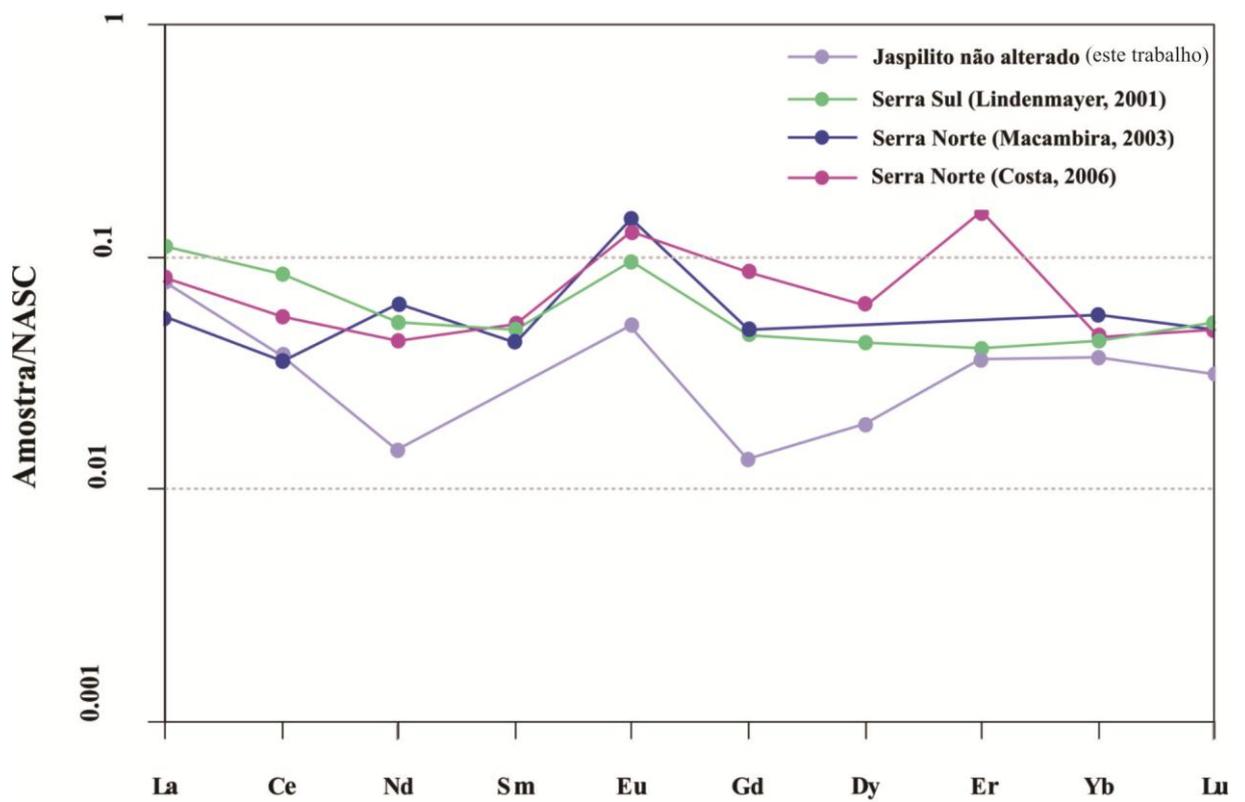


Figura 15: Comparação dos padrões de distribuição de ETRs dos jaspilitos nas serras Norte e Sul.

## 5.2 - JASPILITO ALTERADO

As 11 amostras de Jaspilito Alterado exibem altas concentrações de ferro (87,90 a 96,93%) e pequenas quantidades de sílica (0,31 a 1,10%). A quantidade de alumínio é muito baixa, variando de 0,3 a 1,5%. Os outros óxidos ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) também possuem concentrações muito baixas, como mostrado na Tabela 3.

Nas amostras de Jaspilito Alterado os elementos traços mais representativos são Ba, Zr, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, Sc e Co e W. O Cu varia de 8,80 a 58,40 ppm, com um média de 22,80 ppm e o Ga com uma média de 2,30 ppm. Em relação ao Jaspilito Não Alterado esses elementos mostram valores mais elevados (Tabela 3).

Os ETR nessas rochas também apresentam valores muito baixos, 14,10 ppm, no entanto há um aumento na quantidade quando comparados as rochas menos alteradas (6,10 ppm). Também apresenta leve enriquecimento de ETRL na maioria das amostras (La/Eu 0,20 a 1,63) e a relação ETRL/ETRP varia de 0,33 a 7,94.

A anomalia positiva de Eu encontra-se bem marcada na maioria das amostras. No entanto, a anomalia negativa de Ce, também característica das formações ferríferas, não está nítida na maioria das amostras, algumas apresentam uma tendência levemente positiva (Figura 16).

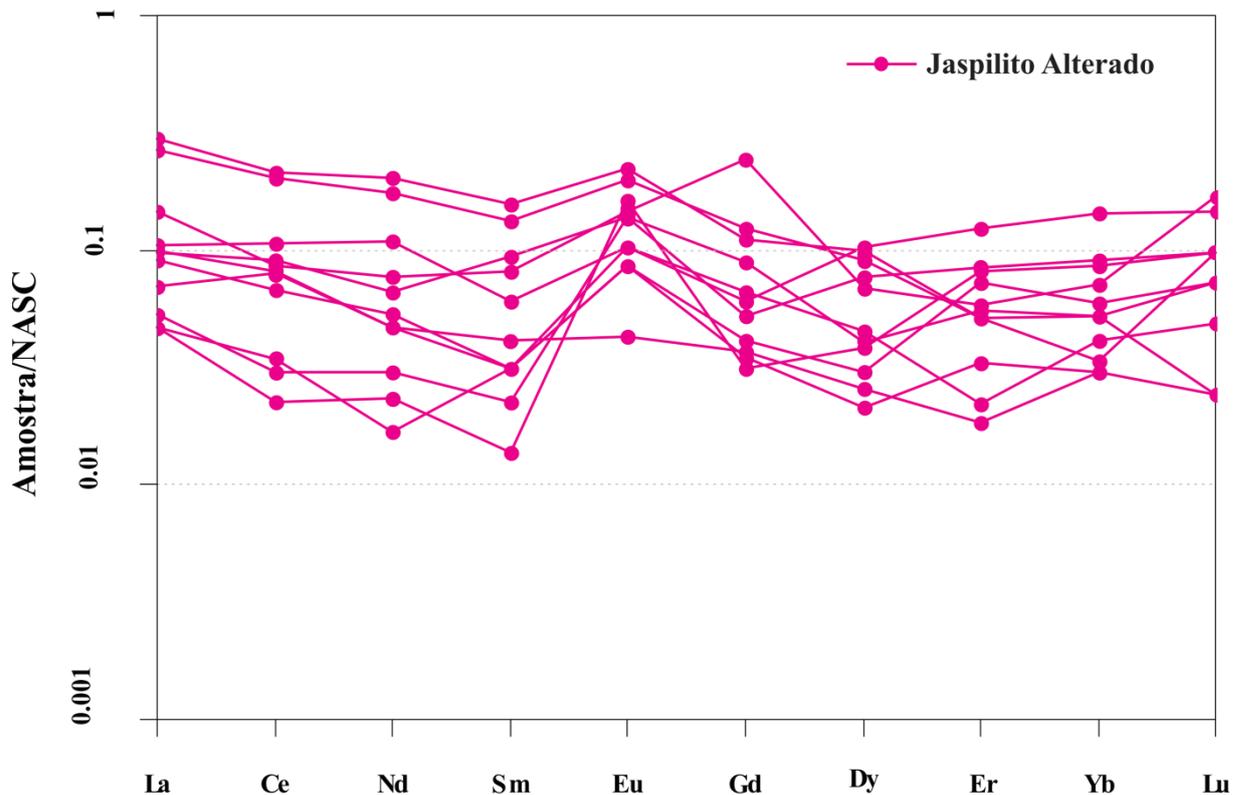
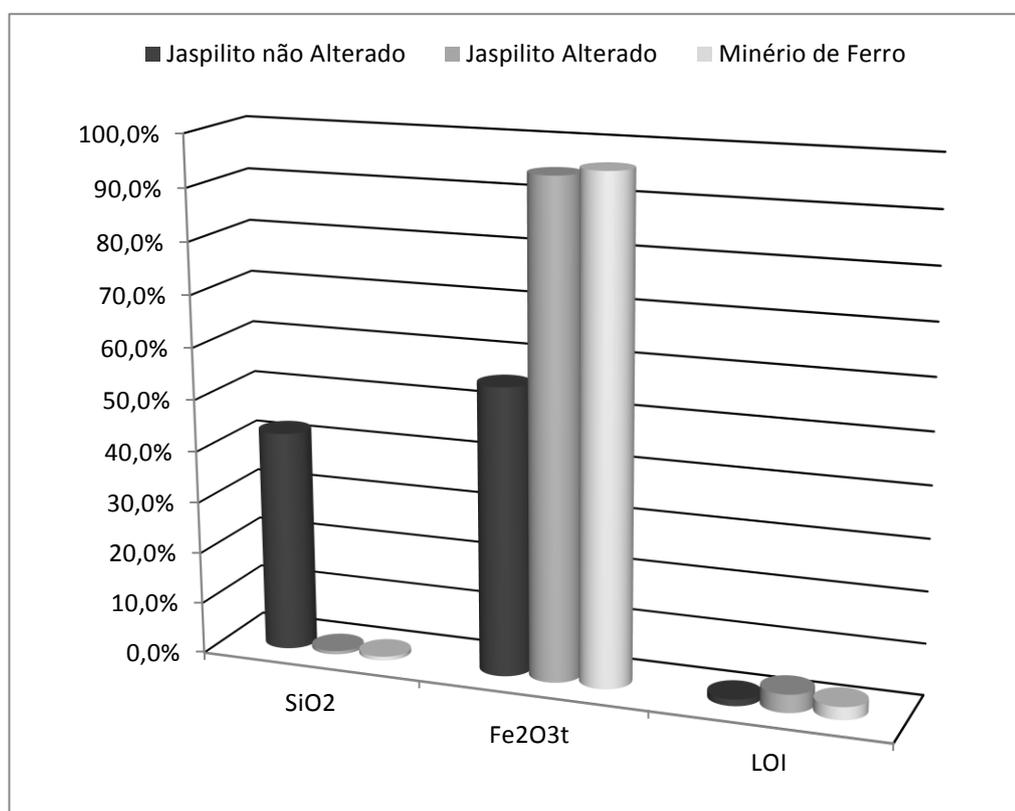


Figura 16: Padrão de distribuição dos ETR no Jaspilito Alterado.

### 5.3 - MINÉRIO DE FERRO

Para essa análise foram consideradas 7 amostras. Foi observado em todas elas alto teor de ferro, variando de 94,25 a 98,25%. Em contrapartida, os teores de sílica são muito baixos, variam de 0,38 a 1,01%. Os outros óxidos presentes ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) possuem pouca representatividade (Tabela 3).

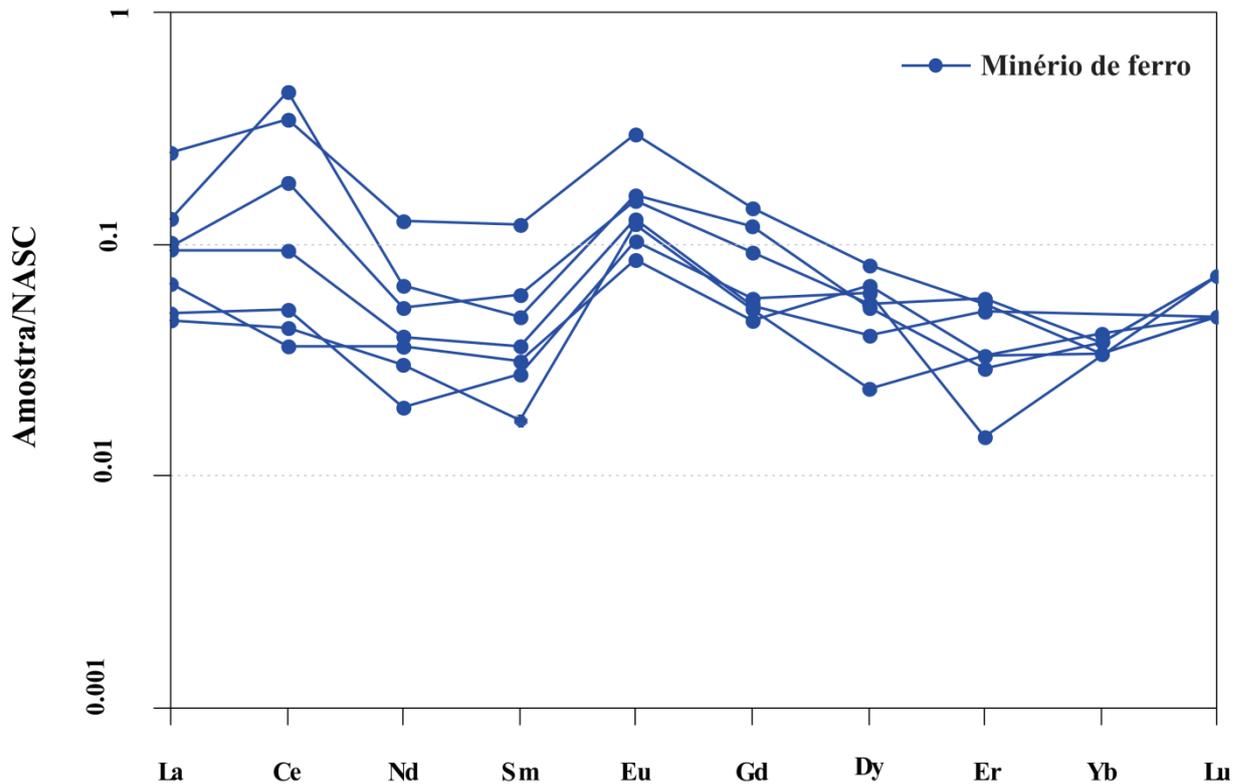
O gráfico da Figura 17 mostra de forma clara a diminuição no teor de sílica e o aumento do ferro nos estágios mais alterados. Sendo que o teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  são muito semelhantes no jaspilito alterado e minério de ferro. Além disso, também observamos um aumento na quantidade de água (LOI) no Jaspilito Alterado, isso pode ser explicado devido a presença de goethita nessas rochas.



**Figura 17:** Gráfico mostrando o aumento da quantidade de ferro e diminuição da sílica relacionada ao grau de alteração da rocha. O jaspilito não alterado possui altos teores de  $\text{SiO}_2$ , quando comparados aos teores presentes no Jaspilito Alterado e Minério de ferro, enquanto que nas rochas mais alteradas o teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  é elevado.

Os elementos traços, assim como nos estágios de menor alteração, apresentam teores muito baixos, destacando-se o Ba com média de 33,70 ppm e o Cu com média de 50,20 ppm. Os ETR apresentam teores muito baixos (Tabela 3), no entanto é possível observar um aumento na média desses elementos (18,00 ppm) com relação ao Jaspilito Alterado (14,10) e ao Jaspilito Não Alterado (6,10) A relação ETRL/ETRP no Minério de ferro varia de 1,14 a

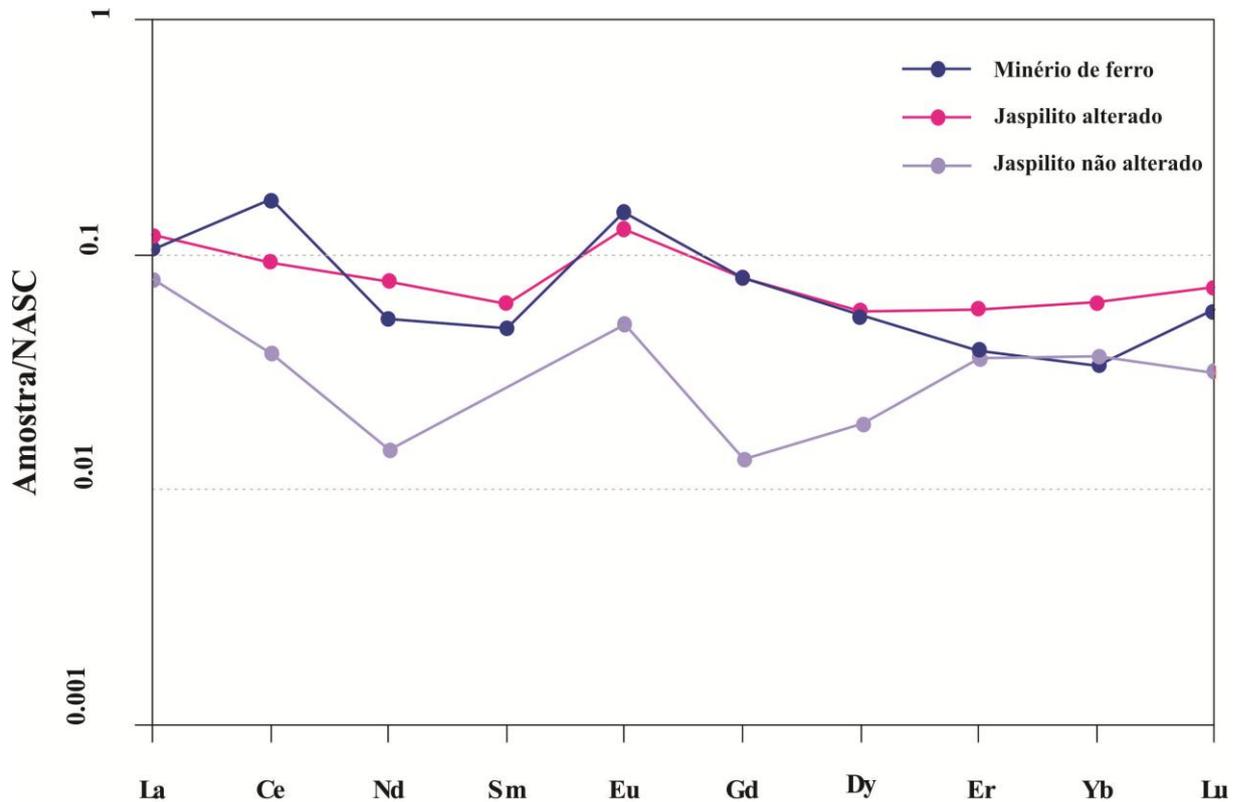
7,41, semelhante a variação no Jaspilito Alterado, de 0,33 a 7,94, em contrapartida no Jaspilito Não Alterado essa relação varia de 0,71 a 3,01. Da base para o topo do perfil o enriquecimento em ETRL (La/Eu = 0,3 a 0,8, Minério de ferro) fica menos evidente (Jaspilito Não Alterado, de 0,8 a 2,2, Jaspilito Alterado de 0,2 a 1,6) (Figura 18 e 19).



**Figura 18:** Padrão de distribuição dos ETR no Minério de ferro.

O teor de Ce nas rochas mais alteradas, Minério de ferro, também são mais elevados quando comparado ao do Jaspilito Não Alterado. Segundo Dymek e Klein (1988) as formações ferríferas possuem anomalia negativa de Ce. Já na maioria das rochas classificadas como Minério de ferro foi notada anomalia positiva (Figura 18), isto pode ser explicado devido ao comportamento do Ce em condições intempéricas. O Ce é um elemento pouco móvel e pode ocorrer na forma reduzida  $Ce^{+3}$  ou como  $Ce^{+4}$  em condições oxidantes, havendo dessa forma uma maior concentração de  $Ce^{+4}$  nas porções mais superficiais do perfil de intemperismo. Também pode raramente ocorrer a precipitação de  $Ce^{+4}$  na forma de cerianita ( $CeO_2$ ) (Coelho e Vidal-Torrado, 2000) e elevando o teor de Ce nas rochas mais alteradas.

Comparando os padrões de distribuição dos ETR ao longo do perfil, Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de ferro, é possível observar um enriquecimento desses elementos nas rochas mais alteradas (Figura 19).



**Figura 19:** Padrão médio de distribuição dos ETR nos diferentes estágios de alteração.

As análises químicas das rochas dos diferentes grupos corroboraram as evidências petrográficas. Nas amostras de Jaspilite Não Alterado o teor de  $\text{SiO}_2$  varia de 40,0 a 44,5% e o teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  de 53,9 a 58,3%, sendo que os demais óxidos presentes,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , possuem teores muito baixos, bem como nos demais tipos. Diferentemente, as rochas classificadas como Jaspilite Alterado possuem maior concentração de ferro (de 87,9 a 97,1%) e menor teor de  $\text{SiO}_2$  (de 0,3 a 1,1%), bem como o Minério de ferro, classificado como representando o estágio mais avançado de alteração, apresenta teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  variando de 96,2% a 98,3 e baixas quantidades de  $\text{SiO}_2$ , de 0,4 a 1,0%.

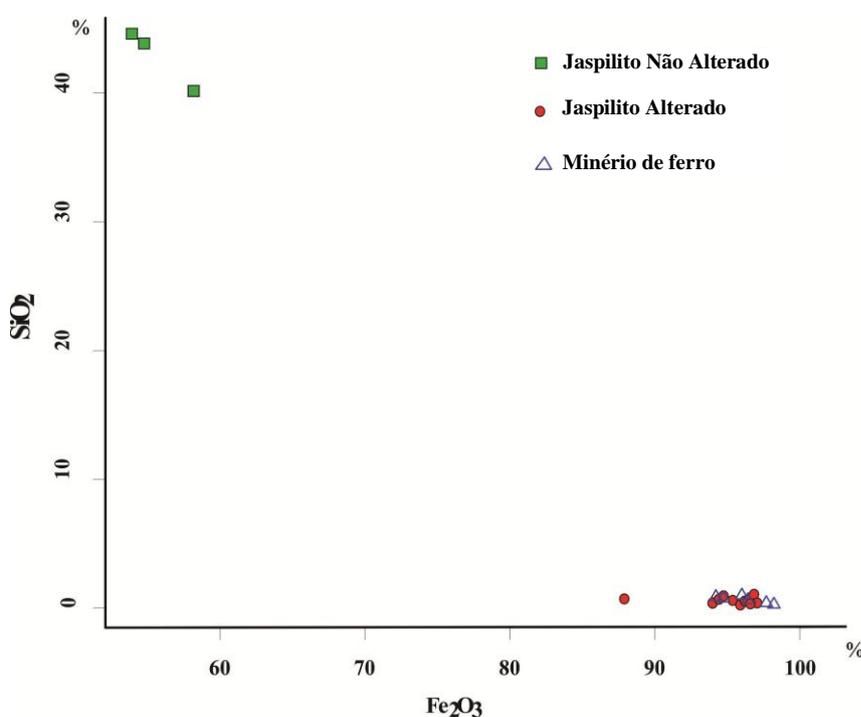
Nos três grupos foi observado um baixo conteúdo de ETR, sendo que da base para o topo do perfil intempérico há um aumento na quantidade desses elementos, de 6,0 para 18,0 ppm. A razão La/Eu varia de 1,3 a 2,2 ppm no Jaspilite Não Alterado, de 0,2 a 1,6 ppm no Jaspilite Alterado e de 0,1 a 0,8 ppm no Minério de ferro. Essa diminuição no Minério de ferro pode ocorrer devido ao comportamento menos móvel dos ETRP em relação aos ETRL nos estágios mais avançados de intemperismo.

Segundo Davy (1983) e Kato *et al.* (1998) a anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$ ) e a anomalia negativa de Ce indicam a influencia de soluções hidrotermais submarinas na precipitação das formações ferríferas bandadas.

#### 5.4 RELAÇÃO $\text{SiO}_2$ x $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$

Nessa relação é possível comparar a mobilidade do ferro em relação a sílica frente aos processos intempéricos. Se comparado a outros minerais constituintes de rochas, como k-feldspato, biotita e anfibólio, o quartzo é um mineral com alta estabilidade, pois encontra-se em equilíbrio nas condições superficiais, sendo considerado muito resistente. No entanto, mesmo em condições químicas desfavoráveis, a sílica pode ser dissolvida em um ambiente com alta pluviosidade, drenagem eficiente, além de ter sua solubilidade aumentada na presença de ferro, facilitando dessa forma os processos de hidrólise total, dissolução e lixiviação desse mineral do perfil intempérico mesmo em condições de pH ácido.

A Figura 20 mostra uma correlação negativa entre  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  e  $\text{SiO}_2$ , nas rochas não alteradas. Já os teores de ferro das amostras apresentadas no canto inferior direito são elevados, sugerindo o inverso aos teores de sílica. Enquanto que no canto superior direito a rocha apresenta suas características originais, não tendo sofrido processos intempéricos que alterasse sua constituição química.



**Figura 20:** Relação  $\text{SiO}_2$ x $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  das rochas de acordo com seu grau de lateritização, diminuição da sílica e aumento aparente de ferro nos estágios mais avançados de intemperismo.

## 6 ASSINATURA ISOTÓPICA DE Pb

As rochas coletadas no Corpo S11D foram classificadas de acordo com parâmetros petrográficos e geoquímicos em diferentes estágios de alteração: Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de ferro, formando um perfil de intemperismo. Dessa forma, foram feitas análises isotópicas Pb-Pb em rocha total e lixiviado em óxido de ferro nas amostras para que se pudesse observar o comportamento dos isótopos de Pb através das razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e ao longo do perfil de alteração. Para as rochas classificadas como Jaspilito Não Alterado, foram realizadas análises de apenas duas amostras, devido à dificuldade de coleta da rocha fresca em campo.

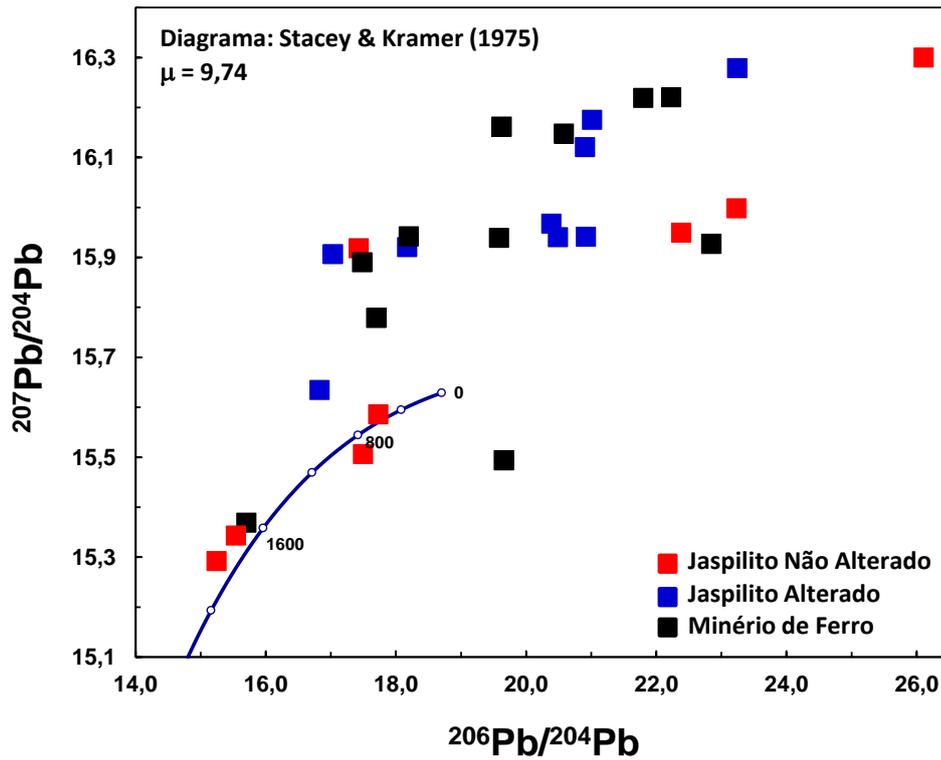
As razões isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  do Jaspilito Não Alterado variam de 15,247 a 26,111,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 15,292 a 16,300 e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 34,596 a 37,614. No Jaspilito Alterado as razões isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variam de 16,827 a 23,244,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 15,635 a 16,279 e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 34,715 a 38,811. No Minério de ferro as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vão de 15,702 a 22,845,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variam de 15,369 a 16,221 e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 35,169 a 38,467, essas razões mostram-se homogêneas e pouco radiogênicas (Tabela 4).

No diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , as razões isotópicas Pb-Pb das rochas do Corpo S11D (Figura 21) situam-se acima da curva de evolução isotópica de Pb de Stacey & Kramer (1975) o que indica, mesmo que em pequenas quantidades, a presença de U na fonte dessas rochas. Isto sugere uma assinatura isotópica semelhante às das rochas da crosta superior. Percebe-se que o Jaspilito Não Alterado apresenta um alinhamento e o Jaspilito Alterado e Minério de ferro apresentam grande dispersão, esse comportamento pode sugerir remobilização de Pb, possivelmente devido a abertura do sistema Pb-Pb por processos intempéricos.

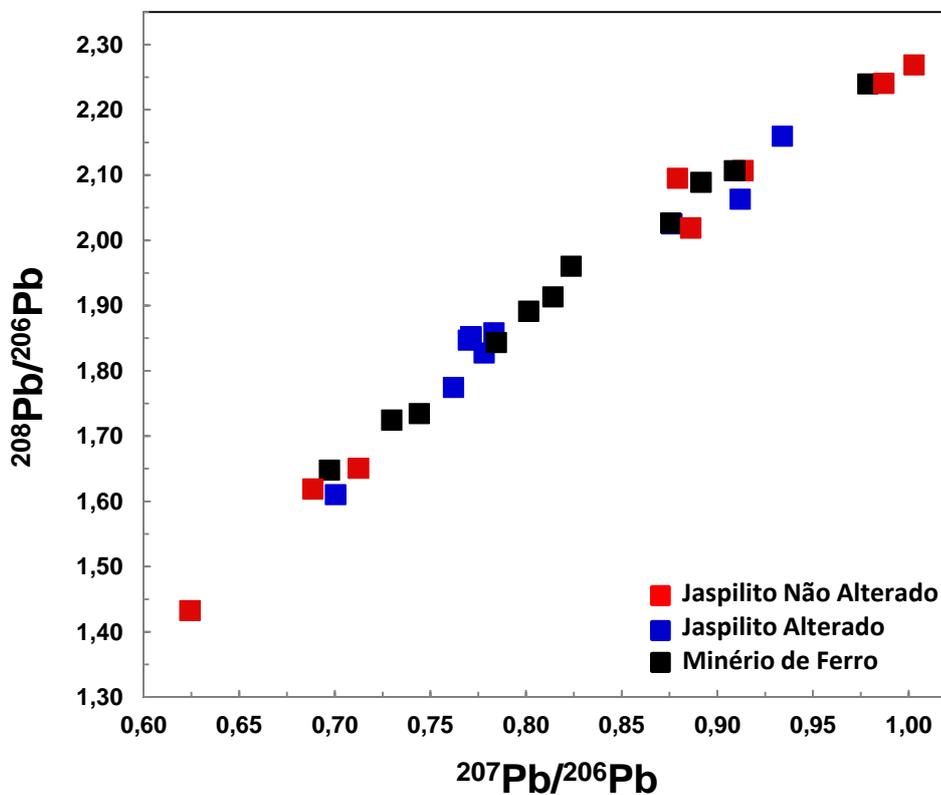
No diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Figura 22) foi possível observar que a variação da razão isotópica nos diferentes estágios de alteração, desde o Jaspilito Não Alterado ao Minério de ferro não apresenta grandes variações, mostrando que os materiais alterados possuem assinatura semelhante a da rocha fresca. Nesse diagrama, o espalhamento das rochas alteradas superpõem-se no intervalo das razões isotópicas da rocha fresca, apresentando um nítido alinhamento. Esse alinhamento sugere a existência de uma razão Th/U constante, ou seja, o intemperismo não modificou a razão Th/U. Contudo no diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figura 23) as rochas estudadas apresentam grande dispersão, o que sugere que a razão U/Th foi modificada pelos processos de alteração.

**Tabela 4:** Composição isotópica das amostras de Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de ferro. Lixiviados (L1 a L6).

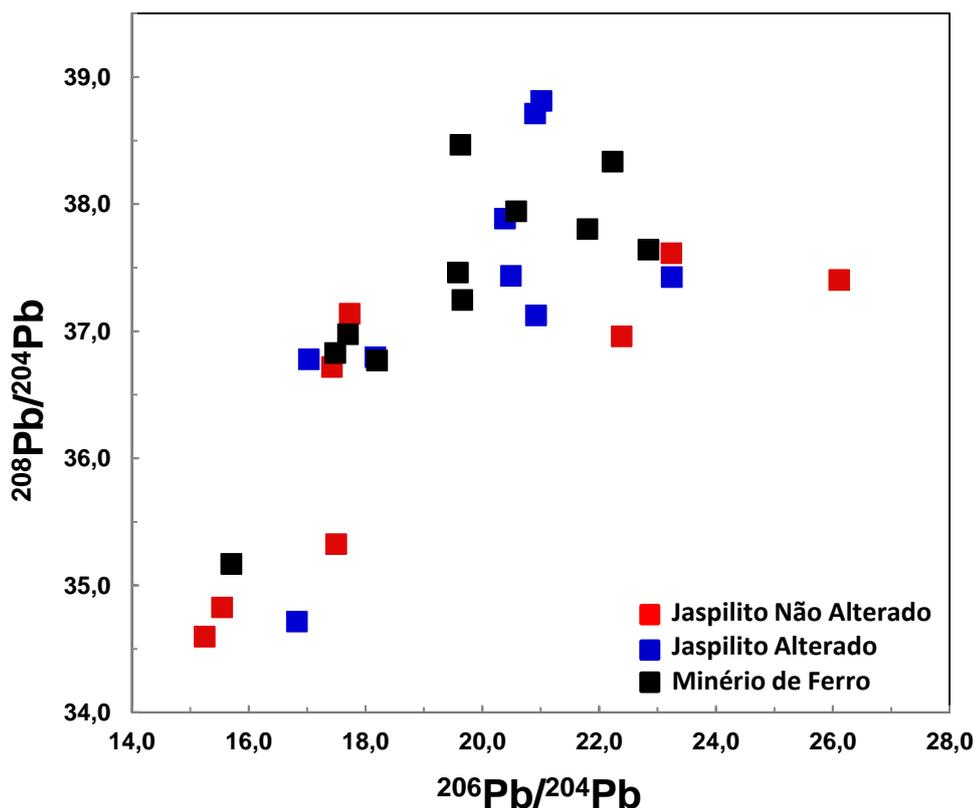
Amostra	Litotipo	Local de coleta	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2s	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s
S11D-11D	Jaspilito Não Alterado	Afloramento	17,426	0,007	15,918	0,007	36,719	0,002	0,913421	0,000025	2,106982	0,000018
AM-01B	Jaspilito Não Alterado	Afloramento	17,728	0,005	15,586	0,004	37,138	0,001	0,879164	0,000024	2,095032	0,000011
AM-01B L1	Jaspilito Não Alterado	Afloramento	23,236	0,005	15,998	0,003	37,614	0,008	0,688516	0,000011	1,618832	0,000024
AM-01B L2	Jaspilito Não Alterado	Afloramento	26,111	0,003	16,300	0,002	37,403	0,004	0,624259	0,000028	1,432513	0,000022
AM-01B L3	Jaspilito Não Alterado	Afloramento	22,386	0,004	15,949	0,002	36,959	0,005	0,712385	0,000026	1,650801	0,000011
AM-01B L4	Jaspilito não Alterado	Afloramento	15,247	0,004	15,292	0,004	34,596	0,001	1,002881	0,000024	2,268740	0,000024
AM-01B L5	Jaspilito não Alterado	Afloramento	15,543	0,002	15,343	0,002	34,827	0,005	0,987095	0,000015	2,240606	0,000025
AM-01B L6	Jaspilito não Alterado	Afloramento	17,499	0,003	15,506	0,002	35,325	0,006	0,886089	0,000027	2,018725	0,000029
SSD-413-01	Jaspilito Alterado	Furo de sondagem	20,488	0,005	15,941	0,004	37,436	0,009	0,778091	0,000016	1,827298	0,000024
SSD-413-03	Jaspilito Alterado	Furo de sondagem	20,919	0,001	15,941	0,006	37,124	0,001	0,762052	0,000028	1,774677	0,000039
S11D-35A	Jaspilito Alterado	Caverna	20,903	0,006	16,121	0,004	38,713	0,001	0,771260	0,000019	1,852000	0,000044
S11D-35B	Jaspilito Alterado	Caverna	21,012	0,002	16,175	0,001	38,811	0,003	0,769820	0,000014	1,847161	0,000025
S11D-35D	Jaspilito Alterado	Caverna	20,387	0,002	15,968	0,001	37,885	0,003	0,783232	0,000018	1,858330	0,000013
S11D-05 <sup>a</sup>	Jaspilito Alterado	Caverna	23,244	0,009	16,279	0,006	37,426	0,001	0,700365	0,000021	1,610172	0,000026
S11D-05B	Jaspilito Alterado	Caverna	18,170	0,007	15,921	0,006	36,795	0,001	0,876190	0,000027	2,025091	0,000020
S11D-05D	Jaspilito Alterado	Caverna	17,031	0,007	15,906	0,006	36,778	0,001	0,933963	0,000021	2,159542	0,000028
S11D-11C	Jaspilito Alterado	Caverna	16,827	0,003	15,635	0,003	34,715	0,007	0,911950	0,000027	2,063081	0,000014
SSD-412-01	Minério de ferro	Furo de sondagem	19,583	0,001	15,939	0,009	37,461	0,002	0,814021	0,000025	1,913423	0,000010
SSD-412-02	Minério de ferro	Furo de sondagem	21,798	0,001	16,219	0,008	37,805	0,002	0,744117	0,000024	1,734399	0,000017
SSD-408-01	Minério de ferro	Furo de sondagem	17,699	0,006	15,779	0,006	36,976	0,001	0,891467	0,000031	2,089000	0,000029
SSD-408-02	Minério de ferro	Furo de sondagem	15,702	0,006	15,369	0,006	35,169	0,001	0,978676	0,000030	2,239643	0,000013
SSD-404-01	Minério de ferro	Furo de sondagem	22,229	0,005	16,221	0,004	38,335	0,009	0,729720	0,000025	1,724476	0,000036
SSD-404-04	Minério de ferro	Furo de sondagem	19,624	0,007	16,162	0,006	38,467	0,001	0,823569	0,000037	1,960220	0,000060
SSD-404-04 L1	Minério de ferro	Furo de sondagem	22,845	0,009	15,927	0,006	37,641	0,001	0,697190	0,000018	1,647742	0,000039
SSD-404-04 L2	Minério de ferro	Furo de sondagem	20,580	0,006	16,148	0,005	37,944	0,001	0,784482	0,000024	1,843508	0,000028
SSD-404-04 L3	Minério de ferro	Furo de sondagem	18,197	0,006	15,942	0,005	36,770	0,002	0,875619	0,000030	2,026509	0,000018
SSD-404-04 L4	Minério de ferro	Furo de sondagem	17,481	0,004	15,890	0,004	36,829	0,009	0,909033	0,000023	2,106748	0,000052
SSD-404-04 L5	Minério de ferro	Furo de sondagem	19,658	0,001	15,494	0,009	37,246	0,002	0,801402	0,000035	1,891342	0,000021



**Figura 21:** Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  destacando a curva da crosta superior com as amostras de Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de ferro plotando acima da curva de evolução do Pb de Stacey e Kramers.



**Figura 22:** Variação da razão isotópica  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  no Jaspilito Não Alterado, Jaspilito Alterado e Minério de ferro.



**Figura 23:** Diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mostrando a dispersão das rochas estudadas. Sugerindo uma provável remobilização de Pb pelos processos intempéricos.

## 6.1 ASSINATURA ISOTÓPICA DE Pb DOS DEPÓSITOS MINERAIS DA REGIÃO DE CARAJÁS

Na Província Mineral de Carajás existem vários trabalhos sobre isotópicos de Pb em mineralizações e em alguns depósitos supergênicos. Dessa forma será feita uma breve análise comparativa das assinaturas isotópicas desses depósitos com o depósito de ferro do corpo S11D.

Segundo Marschik *et al.* (2001) e Lancaster *et al.* (2000), a mineralização de Cu-Au do Sossego está hospedada em granitos, dioritos, rochas vulcânicas máficas e félsicas e rochas subvulcânicas próximo ao contato das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. A mineralização é composta por calcopirita, siegenita, millerita, ouro, hesita e esfalerita. As assinaturas isotópicas de Pb em calcopirita mostram razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variando de 27,34 a 998,39 (Neves, 2006; Daniele Lima, comunicação pessoal).

A mineralização de Cu-Zn Pojuca está contida em BIF's intercalados a metavulcânicas máficas-intermediárias, consistindo em pirrotita, calcopirita e esfalerita, rara pirita, magnetita e ilmenita, e bem menos Co-pentlandita, molibdenita, bornita e covelita (Faraco *et al.*, 1996).

As assinaturas isotópicas obtidas em calcopirita possuem razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que variam de 41,60 a 69,60 (Mougeot, 1996).

A mineralização de Cu-Au Águas Claras está hospedada em arenitos e pelitos e nos contatos de *sills* máficos da Formação Águas Claras. A mineralização, de origem hidrotermal epigenética, é caracterizada por veios de quartzo auríferos sulfetados, extensionais, maciços e brechados, (Silva & Villas 1998). Este depósito é considerado pouco radiogênico, pois as assinaturas isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  obtidas em calcopirita variam de 18,40 a 22,81 (Silva *et al.*, 2001).

A mineralização de Cu-Au Salobo é hospedada por gnaisses neoarqueanos correlatos aos granitos deformados da Suíte Igarapé Gelado (Barbosa, 2004). A mineralização é constituída por calcocita e bornita, subordinadamente tem-se calcopirita, digenita, covelita, cobaltita, saflorita, pirrotita, pirita, molibdenita, ouro, prata e grafita (Faraco *et al.*, 1996, Docegeo 1988). O ouro constitui inclusões em magnetita, saflorita ou forma intercristais em arseniatos (Mellito, 2008). As assinaturas isotópicas de Pb em calcopirita, magnetita, calcocita e turmalina mostram razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variando de 22,53 a 1.408,98 (Mellito, 1998).

O depósito de Cu-Au Alemão está hospedado em rochas metavulcânicas e metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia. A mineralização é classificada em dois tipos de minério: magnetítico sulfetado e clorítico sulfetado (Santos 2002). A assinatura isotópica de Pb obtidos em sulfetos por Santos (2002) apresentam razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variando de 38,66 a 16.839,00.

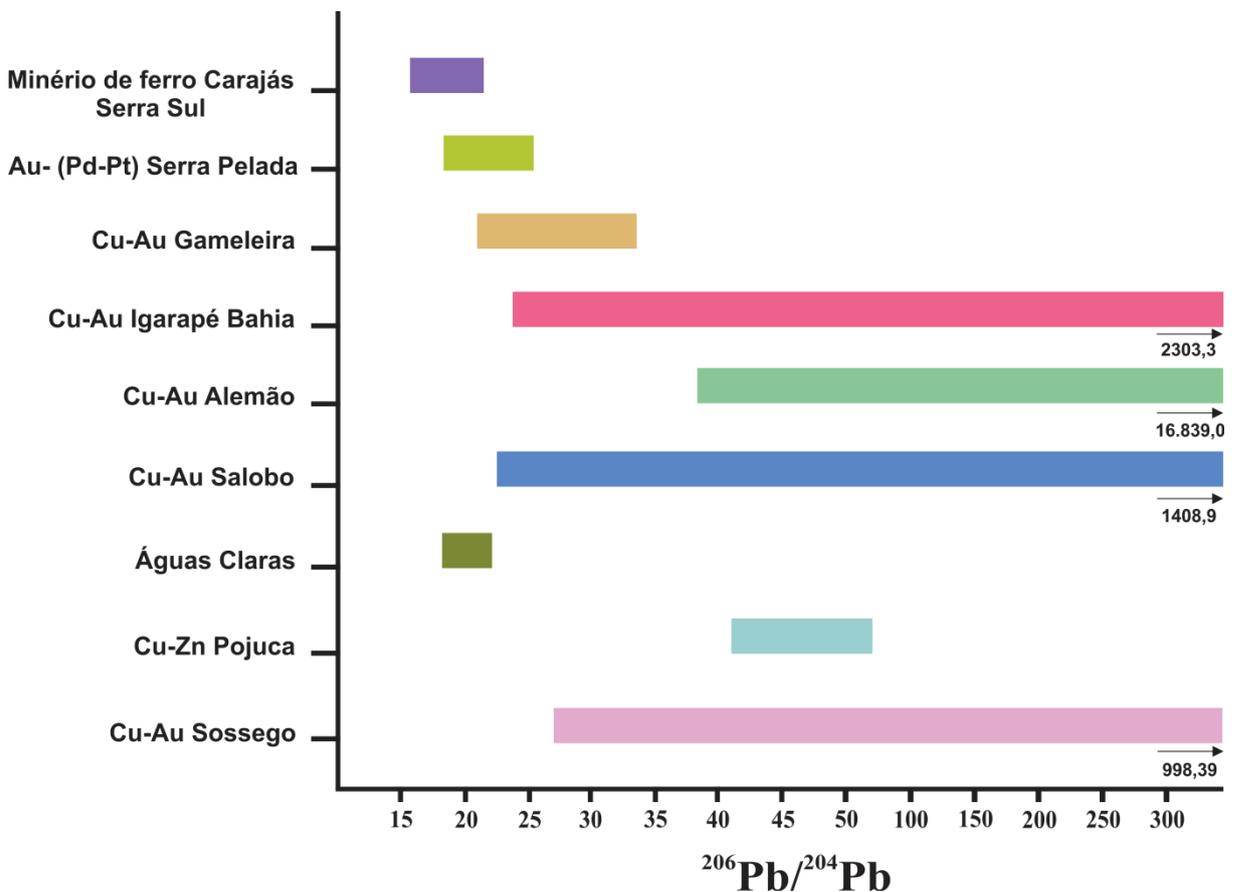
A mineralização de Cu-Au Igarapé Bahia é hospedado por rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e metassedimentares, incluindo formações ferríferas do Grupo Igarapé Bahia (DOCEGEO 1988). O minério é composto principalmente de calcopirita, secundada por pirita, bornita e covelita, em menor quantidade, biotita, turmalina, calcita, molibdenita e fluorita. Segundo Sutec/CVRD (1996), traços de uraninita, hessita, monazita, apatita, bastnasita, parisita, cassiterita, ferberita, e ouro, também são encontrados. As assinaturas isotópicas de Pb obtidos em calcopirita mostram razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variando de 23,91 a 2.303,34 (Galarza *et al.*, 2008).

O depósito de Cu-Au Gameleira está hospedado na sequência Vulcano-sedimentar do Grupo Igarapé Pojuca. A mineralização é constituída por calcopirita e molibdenita, além de fluorita e turmalina (Docegeo, 1998). Essa mineralização apresenta assinatura isotópica  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que varia entre 20,83 e 34,77 (Galarza & Macambira, 2002b).

O depósito de Au-(Pd-Pt) Serra Pelada está hospedado na sequência metassedimentar da Formação Rio Fresco. A mineralização se caracteriza por ser aparentemente pobre em minerais sulfetados sendo o ouro a principal mineralização desse depósito, sua assinatura isotópica  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  obtida em calcopirita variam de 18,4 a 25,9 (Mougeot, 1996).

O Minério de ferro, o qual constitui o depósito de ferro do Corpo S11D, possui razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pouco radiogênicas variando de 15,7 a 22,2 (Figura 24), quando comparadas às mineralizações altamente radiogênicas dos depósitos cupro-auríferos da Província Mineral de Carajás (Cu-Au Sossego, Cu-Au Salobo, Cu-Zn Pojuca, Cu-Au Alemão, Cu-Au Igarapé Bahia, Cu-Au Gameleira). Podendo ser comparado somente aos depósitos de Águas Claras e Serra Pelada devido ao fato de serem depósitos supergênicos.

Os altos valores das razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  na mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia está diretamente relacionado a presença de uraninita como inclusões em sulfetos (Angélica *et al.*, 1996; Mougeot, 1996) e associado ao fato de serem todos hidrotermais, pode ser a provável explicação para os demais depósitos altamente radiogênicos.



**Figura 24:** Intervalo da razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  das mineralizações na região de Carajás. No gráfico é possível observar que os depósitos cupro-auríferos são altamente radiogênicos, quando comparados ao depósito de ferro de Carajás.

## 7 CONCLUSÕES

As cavernas hospedadas em formações ferríferas bandadas (banded iron formation – BIF's), do Corpo S11D, encontram-se em diferentes estágios de alteração intempérica, permitindo classifica-las em dois grupos: 1) Jaspilito Alterado e 2) Minério de ferro. O Jaspilito Não Alterado é considerado a rocha fresca, da qual as rochas alteradas são oriundas, formando assim um perfil intempérico.

As observações petrográficas demonstraram que o Jaspilito Não Alterado é caracterizado pela alternância de bandas centimétricas de minerais opacos, compostas por hematita-1, magnetita e subordinadamente maghemita e bandas silicosas formadas por *chert* e quartzo granular. Já o Jaspilito Alterado é composto predominantemente por hematita-2 e subordinadamente por hematita-1 e magnetita, o bandamento está ausente, pois a banda de minerais silicosos, que é a mais solúvel, foi quase que em sua totalidade lixiviada, o que acarretou a geração de cavidades de dissolução. Além disso, também foram observadas fases minerais neo-formadas, goethita, mais abundante, e hematita-3. O Minério de ferro, são rochas intensamente alteradas, não apresentam características primárias, como a intercalação de bandas de minerais opacos e silicosos, pois esses minerais foram completamente lixiviados. A rocha é formada em sua totalidade por hematita-2.

As análises demonstraram um aumento da quantidade de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nas rochas alteradas, bem como uma brusca diminuição no teor de SiO<sub>2</sub>, demonstrando intenso processo de lateritização. Também é observado um aumento aparente no teor de ETR nas rochas mais alteradas, Jaspilito Alterado e Minério de ferro, também ocorre um aumento de ETRP com relação aos ETRL, devido provavelmente ao comportamento menos móvel desses elementos.

A gênese das cavernas e do minério de ferro está diretamente ligada a formação de um perfil de intemperismo através dos processos de dissolução e lixiviação. Sendo os processos químicos primários na formação das cavernas que combinados a outros fatores, tais como estruturais, hidrogeológicos, estratigráficos, ocasionam a evolução destas. Sendo tanto a origem das cavernas quanto do minério de ferro comum (intempérica) e provavelmente contemporâneas.

As análises isotópicas de Pb apontam para o Jaspilito Não Alterado razões  $15,247 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 26,111$ , razões  $15,292 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 16,300$  e razões  $34,596 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 37,614$ . No Jaspilito Alterado as razões isotópicas  $16,827 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 23,244$ , razões  $15,635 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 16,279$  e razões  $34,715 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 38,811$ . No Minério de ferro as razões  $15,702 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 22,845$ , razões  $15,369 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 16,221$  e razões  $35,169 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 38,467$ , mostrando que a assinatura isotópica das rochas são pouco radiogênicas.

As rochas estudadas mostraram assinatura isotópica semelhante a assinatura das rochas da crosta superior, como mostrou o diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  sugerindo que mesmo em quantidades pequenas há presença de U na fonte. Além disso, o digrama mostrou que as rochas alteradas estão dispersas, essa dispersão pode indicar remobilização de Pb por processos intempéricos.

No diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  as rochas alteradas possuem assinatura semelhante da rocha fresca, pois os seu intervalos superpõem-se ao da rocha fresca, apresentando um nítido alinhamento, sugerindo que o intemperismo não modificou a razão Th/U. Porém no diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  as amostras apresentam-se dispersas contrapondo a hipótese do digrama anterior.

De acordo com os resultados não foram observadas mudanças na assinatura isotópica ao longo do perfil de alteração, que indicassem eventos metamórficos, reativações tectônicas ou percolação de fluidos hidrotermais que perturbassem o geocronômetro Pb-Pb e acrescentassem Pb de outras fontes. Porém foi notada uma grande dispersão nas amostras estudadas, o que sugere remobilização de Pb por processos intempéricos.

Com base nos dados acima expostos, conclui-se que a formação das cavernas e do minério de ferro têm suas gêneses associadas somente a processos supergênicos, descartando a possibilidade de origem hidrotermal (hipogênica) .

## REFERÊNCIAS

- ANGÉLICA, R.S., COSTA, M.L., LENHARO, S.L.R., PÖLHLLMANN, H., 1996. Ocorrência de uraninita associada como o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. Simpósio de Geologia da Amazônia 5, Belém, Resumos Expandidos, SBG, pp. 152–155.
- 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.
- AVELAR V.G., LAFON J.M., CORREIA JR F.C., MACAMBIRA E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. Revista Brasileira de Geociências, 29(2):454-460.
- BARBOSA, J.P.O., 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região de Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás: Unpublished M.Sc. thesis, Belém, Brazil, University of Pará, 105p.
- BARROS C.E.M., SARDINHA A.S., BARBOSA J.P.O., MACAMBIRA M.J.B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, Canadian Mineralogist, 47:1423-1440.
- BARROS, C.E. de M.; e BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. 2001. Role of Magma pressure, tec-tonic stress and crystallization progress in the emplacement of sintectonic granites.

- The A-Type Estrela Granite Complex (Carajás Province Mineral, Brazil). *Tectonophysics*. 343: 93-109.
- BJORLYKKE, A., CUMMING, G.L., KRESTIC, O., 1990. New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold–copper deposit, Finnmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology* 43, 1–21.
- CLOUT, J.M.F., AND SIMONSON, B.M., 2005, Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits: *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 643-679.
- COELHO, M.R., VIDAL-TORRADO, P. Cério (Ce) em ferricretes nodulares desenvolvidos em solos da Formação Adamantina. Piracicaba. *Sci. Agric.*, 54: 329-336, 2000.
- COSTA, L.P., 2007, Caracterização das seqüências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará: Unpublished M.Sc. dissertation, Belo Horizonte, Brazil, Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geologia, 113 p.
- COSTA, U. A. P. 2006. Avaliação dos processos geradores do minério de Ferro da serra norte de carajás, sudeste do Pará. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará Dissertação de mestrado. 110 p.
- DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA D.C., LAMARÃO C.N. 2013. Magmatismo granitoide arqueano e evolução geológica do Subdomínio de Transição da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, Brasil. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciênc. Nat.*, Belém, v. 8, n 3, p. 251-256.
- DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, M.A., ALMEIDA, J.A.C., ALTHOFF, F.J., LEITE, A.A.S., OLIVEIRA, D.C., BARROS, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T. and Klein, E.L. (Eds.) *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trip Guide*. Belém, PRONEX-UFPA-SBGNO, 99-150.
- DAVY, R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron-Formations. In: A.F. Trendall & R.C. Morris (eds.) *Iron Formation Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 325-343.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Anais, Belém, SBG: p.10-54.
- DOCEGEO, 1998. Projeto Gameleira. Relatório Técnico Interno. Maio, 1998. 30p.
- DOE, B.R., ZARTMAN, R.E. 1979. Plumbotectonics, the Phanerozoic. In: BARNES H.L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2.ed. New York, Wiley-Interscience. p.22-70.
- DORR, J. V. N., 1964 – Supergene Iron ore of Minas Gerais, Brazil – *Economic Geology*, vol 59. pp. 1203-1240.
- DYMEK, R.F., KLEIN, C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Prec. Res.*, 39: 247-302.
- FARACO, L.M.T., CARVALHO, A. J.M., KLEIN, L.E. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota explicativa. Belém. CPRM/SGB. 33p.

- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2.ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 589 p
- FEIO G.R.L., DALL'AGNOL R., DANTAS E.L., MACAMBIRA M.J.B., SANTOS J.O.S., ALTHOFF F.J. 2012. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, DOI 10.1016/precambres. 2012.04.007.
- FEIO, G. R. L. 2011. Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Tese de Doutorado).
- FEIO, G.R.L., DALL'AGNOL R., DANTA 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.
- FIGUEIREDO E SILVA, R.C., LOBATO, L.M., AND ROSIÈRE, C.A., 2005, Petrografia e geoquímica em jaspilitos e minérios hidrotermais de ferro dos depósitos da serra norte (N1, N4E, N4W e N5E), Província Mineral Carajás, Pará [abs]: Simpósio de Metalogenia, 1st, Gramado, Brazil, SBG, CD ROM.
- FIGUEIREDO E SILVA, R.C., LOBATO, L.M., ROSIÈRE, C.A., GUEDES, S.C., MONTEIRO, A.M., MEIRELES, H., AND MATIAS, P.H., 2004, Estudos petrográficos microscópicos e geoquímicos em jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E, Província Mineral Carajás, Pará [abs.]: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 1st, Ouro Preto, Brazil, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), CD-ROM.
- FREI, R., KAMBER, B.S., 1995. Single mineral lead dating. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 261–268.
- GABRIEL E.O., OLIVEIRA D.C. GALARZA M.A. 2010. Petrografia e geocronologia de granitoides do complexo Xingu da região nordeste de água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. In: *Anais do 45o Congresso Brasileiro de Geologia: CDROM*. SBG, Belém.
- GALARZA M.A., MACAMBIRA, M.J.B. 2002a. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein, E. L., Vaquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia 3*. Belém, SBG, pp 153-168.
- GALARZA M.A., MACAMBIRA, M.J.B. 2002b. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará). Brasil. *Geologia USP Série Científica*. 2, 143-159.
- GALARZA M.A., MACAMBIRA, M.J.B., VILLAS R.N.N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 25: 388.
- GIBBS, A.K., WIRTH, K.R., HIRATA, W.K., OLSZEWSKI JR., W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* 16: 201–211.

- GOLDSTEIN, S.J. & JACOBSEN S.B. 1988. Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* 89:35-47.
- GROSS, G.A. 1990. Geochemistry of Iron-Formation in Canada. In: J-J. Chauvel et al. (ed.) *Ancient Banded Iron Formations (Regional Presentations)*. Athens, Theophrastus Publications, 3-26.
- GUTZMER, J. MUKHOPADHYAY, J. BEUKES, N. J. PACK, A. HAYASHI, K. AND SHARP, Z. D., 2006, Oxygen isotope composition of hematite and genesis of high-grade BIF-hosted iron ores: *Memoirs- Geological Society of America* 2006, Issue 198, p. 257-268.
- KATO Y., OHTA I., TSUNEMATSU T., WATANABE Y., ISOZAKI Y., MARUYAMA S., IMAI N. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 62:3475-3498.
- LANCASTER, O.J., FANTON, J., ALMEIDA, A.J., LEVEILLE, R.A., VIEIRA, S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: *International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstracts, CD-ROM*.
- LINDENMAYER, Z.G., FLECK, A., GOMES, C.H., SANTOS, A.B.Z., CARON, R., PAULA, F.C., LAUX, J.H., PIMENTEL, M.M., SARDINHA, A.S., 2005, Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. 2005, in Marini, O.J., Queiroz, E.T., and Ramos B.W. (eds), *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, p. 157-226.
- 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., AND MACIEL, A.L., 2004, Timing of hydrothermal iron mineralization, Carajás Province, PA [abs.]: *Simpósio Brasileiro Exploração Mineral, 1st, Ouro Preto, Brazil, 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. 217 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS J.F.F.; ASSIS J.F.P.; FIGUEIRAS A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca: relatório final. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150p. Inédito.
- 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.
- MARSCHICK, R., SPANGENBERG, J., LEVEILLE, R.A., LANCASTER, J.O. 2001. The Sossego iron oxide Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Relatório Interno, Phelps Dodge do Brasil S.A., Rio de Janeiro, 4 p.*
- MEIRELLES E. M., HIRATA W. K., AMARAL A. F., MEDEIROS 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, 5:2164-2174.

- MELLITO, K.M. 1998. Aplicação dos sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd no Depósito Polimetálico do Salobo 3a, Província Mineral de Carajás, Pará. IG-USP, Tese de Mestrado, 95p.
- MOUGEOT, R. 1996. Etude de la Limite Archeen – Proterozoique et des Mineralisations Au,  $\pm$ U Associees. Exemples des regions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil). Montpellier, Universite Montpellier II. PhD Thesis, 259p.
- NEVES, M. P. 2006. Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Deissertação, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém.
- NOGUEIRA, A.C.R., TRUCKENBRODT, W., PINHEIRO, R.V.L., 1995. Formação águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi 7, 177–197.
- OLIVEIRA, D.C., SANTOS, P.J.L., GABRIEL, E.O., RODRIGUES, D.S., FARESin, A.C., SILVA, M.L.T., SOUSA, S.D., SANTOS, R.V., SILVA, A.C., SOUZA, M.C., SANTOS, R.D., MACAMBIRA M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDROM.
- OVERSBY, V.M. 1976. Isotopic ages and geochemistry of Archean acid igneous rocks from the Pilbara, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40(7): 817-829.
- PINHEIRO, R. V. L., 1997. Ractivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon region, Brazil. Durham, Inglaterra. University of Durham. 408p. (Tese de Doutorado).
- RICCI P.S.F., CARVALHO M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom.
- ROLLINSON, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, John Wiley & Son. 352 p.
- ROSIÈRE, C.A., BAARS, F.J., SEOANE, J.C.S., LOBATO, L.M., DA SILVA, L.L., DE SOUZA, S.R.C., MENDES, G.E., 2006, Structure and iron mineralisation of the Carajás Province: Applied Earth Science, Transactions Institute of Mining and Metallurgy B, v. 115(4), p. 126-136.
- SANTOS, M.G.S. 2002. Estudo dos Isotopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). Belém, CG-CPGG-UFGPA, Tese de Mestrado, 126p.
- SCHELLMANN, W. 1983. Geochemical principles of lateritic nickel ore formation. In: A.J. Melfi and A. Carvalho (eds.) Lateritisation Processes. IAG/USP, iugs-unesco/project 129, IAGC, São Paulo. P.119-135.
- SILVA, C.M.G., MACAMBIRA M.J.B., VILLAS R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: SBG, Simp Geol Amaz 7. Belém, Resumos Expandidos, (CD-ROM).

- SILVA, C.M.G., VILLAS R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide  $\pm$ Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(3): 315-326.
- 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.
- STACEY, J.S., KRAMER J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- SUTEC/CVRD. (1996) Projeto de revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica. Relatório Interno.
- TEIXEIRA, J.B.G., EGGLER, D.H., 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geology Leopoldensia* 17, 71-114.
- TRENDALL, A. F., M. A. S. BASEI, J. R. DE LAETER & D. R. NELSON, 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.
- VASQUEZ, L.V., ROSA-COSTA, L.R., SILVA, C.G., RICCI, P.F., BARBOSA, J.O., KLEIN, E.L., LOPES, E.S., MACAMBIRA, E.B., CHAVES, C.L., CARVALHO, J.M., OLIVEIRA, J.G., ANJOS, G.C., SILVA, H.R., 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p (in Portuguese).
- 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.
- ZARTMAN R.E., HAINES S.M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52(6): 1327-1339.
- ZARTMAN, R.E., DOE B.R. 1981. Plumbotectonics - The Model. *Tectonophysics*, 75(1-2):135-162.

## 1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As cavernas em Serra Sul estão hospedadas em formações ferríferas bandadas, no entanto essas rochas encontram-se em diferentes graus de alteração: 1) Jaspilito Alterado e 2) Minério de ferro. O Jaspilito Não Alterado é considerado a rocha fresca, da qual as rochas alteradas são oriundas, formando assim um perfil intempérico.

As amostras de Jaspilito Não Alterado foram coletadas em afloramentos correlacionáveis as cavernas, as de Jaspilito Alterado dentro das cavernas e em furos de sonda correlacionáveis estratigraficamente à caverna S11D-0035 bem como as amostras de Minério de ferro. Essa correlação estratigráfica foi estabelecida a partir da construção de seção geológica, que permitiu determinar a provável configuração litológica inicial da caverna e seu nível estratigráfico.

Com essa correlação foi possível estabelecer um perfil intempérico, apresentando na base o Jaspilito Não Alterado, seguido pelo Jaspilito Alterado e Minério de ferro no topo. O Jaspilito Não Alterado possui bandamento contínuo característico das formações ferríferas bandadas, com intercalação de bandas de minerais opacos formadas por hematita, magnetita e maghemita e bandas silicosas, formadas por *chert* e quartzo granular. Essas rochas possuem teor  $\text{SiO}_2$  que varia de 40,0 a 43,9% e os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  de 53,9 a 58,3%. Os demais óxidos e os elementos traços possuem teores muito baixos nessas rochas bem como nos demais grupos de alteração.

A classificação das amostras levou em consideração a classificação visual, petrográfica e geoquímica. As rochas tiveram sua classificação definida em campo, sendo feita com base no contexto geológico em que a rocha estava inserida. Em laboratório foi realizada a análise petrográfica e a classificação foi mantida. Entretanto as análises químicas demonstraram que o Jaspilito Alterado e o Minério de ferro possuem os mesmos teores de ferro e sílica, demonstrando que quimicamente as rochas são semelhantes. Contudo foi decidido manter a classificação devido a relevância das considerações anteriores.

Nas rochas classificadas como Jaspilito Alterado foi observado uma maior atuação dos processos intempéricos, ocasionando a diminuição brusca dos teores de  $\text{SiO}_2$  (0,36 a 1,1%) e elevados teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  (87,9 a 96,93%). Os processos de dissolução propiciaram a lixiviação da sílica e a formação de cavidades de dissolução em volume considerável, ocasionando porosidade secundária à rocha. Também foram observadas fases minerais neoformadas. A entrada de água no retículo cristalino da hematita ocasionou a hidratação

desse mineral e a formação de goethita, fase neoformada mais abundante nas rochas alteradas. Outra fase mineral posterior encontrada foi a hematita-3, formada a partir da reprecipitação de ferro, indicando assim, a intensidade dos processos intempéricos nesse ambiente.

As rochas classificadas como Minério de ferro, estão intensamente alteradas. Estas rochas são formadas em sua totalidade por hematita e não apresentam características primárias, tendo sido observada uma facilidade na desagregação desse material. Também apresenta elevados teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , variando de 94,25 a 97,75 e baixa quantidade de  $\text{SiO}_2$ , 0,3 a 1,0%. O Minério de ferro foi coletado nos furos de sonda. Próximo a superfície e nas porções mais profundas do intervalo estipulado (40 m) esse minério é mais compacto, já em profundidades intermediárias em que o intervalo estava correlacionado estratigraficamente as cavernas o material estava desagregado e em algumas porções pulverulento e essa correlação também ocorre lateralmente, quanto mais próximo a caverna mais desagregado e pulverulento é o material. Isso nos dá indícios de que há um nível estratigráfico mais suscetível à formação de cavernas, sendo este na porção inferior da Formação Carajás, próximo ao contato com a Formação Parauapebas.

A banda de minerais silicosos é a mais solúvel em relação a banda de minerais opacos. Os minerais dessa camada possuem uma ordem decrescente de dissolução: *chert*, quartzo granular e jaspe. Também é possível afirmar que a solubilidade dos grãos de quartzo depende do fator textural, quanto menor for o cristal de quartzo, mais facilmente ele será solubilizado. Além disso, outros fatores contribuem diretamente no processo de solubilização da sílica, como por exemplo, o pH.

A sílica é mais solúvel em meios básicos, entretanto em condições ácidas, como ocorre em Carajás, também pode ocorrer solubilização em volumes menores, entretanto se associados a fatores como o tempo, alta pluviosidade, eficiência da drenagem e a presença de ferro no sistema, o volume de sílica dissolvido pode ser muito maior.

As formações ferríferas bandadas apresentam características geoquímicas típicas, como a anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$ ) que foi observada na maioria das amostras dos diferentes grupos de alteração, demonstrando a influência hidrotermal submarina na precipitação dessas rochas. A razão La/Eu varia de 1,3 a 2,2 ppm no Jaspilito Não Alterado, de 0,2 a 1,6 ppm no Jaspilito Alterado e de 0,1 a 0,8 ppm no Minério de ferro. Essa diminuição no Minério de ferro pode ocorrer devido ao comportamento menos móvel dos ETRP em relação aos ETRL nos estágios mais avançados de intemperismo.

A ausência da anomalia negativa de Ce na maioria das rochas de Serra Sul podem indicar uma água do mar menos oxidante e, a presença de anomalia positiva nas rochas mais

alteradas pode sugerir um mascaramento dessa anomalia pelo intemperismo. Isso é possível devido ao comportamento oxidante do  $Ce^{+4}$  nas condições superficiais. O Ce é um elemento pouco móvel e pode ocorrer na forma reduzida  $Ce^{+3}$  ou como  $Ce^{+4}$  em condições oxidantes, havendo dessa forma uma maior concentração de  $Ce^{+4}$  nas porções mais superficiais do perfil de intemperismo. Também pode raramente ocorrer a precipitação de  $Ce^{+4}$  na forma de cerianita ( $CeO_2$ ) elevando o teor de Ce nas rochas mais alteradas.

As análises isotópicas de Pb apontam para o Jaspilito Não Alterado razões  $15,247 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 26,111$ , razões  $15,292 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 16,300$  e razões  $34,596 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 37,614$ , sugerindo que essas rochas são pouco radiogênicas. No Jaspilito Alterado as razões isotópicas  $16,827 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 23,244$ , razões  $15,635 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 16,279$  e razões  $34,715 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 38,811$ . No Minério de ferro as razões  $15,702 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 22,845$ , razões  $15,369 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 16,221$  e razões  $35,169 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 38,467$ , mostrando que a assinatura isotópica das rochas são pouco radiogênicas

As rochas estudadas mostraram assinatura isotópica semelhante a assinatura das rochas da crosta superior, como mostrou o diagrama  ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$  vs.  ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$  sugerindo que mesmo em quantidades pequenas há presença de U na fonte. Além disso, o digrama mostrou que as rochas alteradas estão dispersas, essa dispersão indica remobilização de Pb por processos intempéricos.

No diagrama  ${}^{208}Pb/{}^{206}Pb$  vs.  ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$  as rochas alteradas possuem assinatura semelhante da rocha fresca, pois os seu intervalos superpõem-se ao da rocha fresca, apresentando um nítido alinhamento, sugerindo que o intemperismo não modificou a razão Th/U. Porém no diagrama  ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb$  vs.  ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$  as amostras apresentam-se dispersas contrapondo a hipótese do digrama anterior.

De acordo com os resultados não foram notadas mudanças na assinatura isotópica ao longo do perfil de alteração, que indicassem eventos metamórficos, reativações tectônicas ou percolação de fluidos hidrotermais que perturbassem o geocronômetro Pb-Pb e acrescentassem Pb de outras fontes. Porém foi observada uma grande dispersão nas amostras estudadas, o que sugere remobilização de Pb por processos intempéricos.

Na gênese e evolução das cavernas, além dos processos químicos, o relevo tem papel fundamental, atuando em dois momentos distintos. Primeiramente, facilitando a infiltração e percolação de águas meteóricas, canalizando-as para porções subterrâneas do platô, ocasionando a dissolução da camada silicosa e a formação do Minério de ferro, perda de volume da rocha, abatimento das camadas e concomitante formação de cavernas. Em um

segundo momento estas cavernas são expostas pelos processos de denudação do relevo que propiciam o recuo das encostas.

Portanto, a análise dos processos químicos com o auxílio da petrografia e geoquímica, mostraram que os processos de dissolução e lixiviação são os processos primários na formação das cavernas que atrelados aos processos erosivos propiciam sua evolução. Sendo tanto a origem das cavernas quanto do minério de ferro comum (intempérica) e provavelmente contemporânea. Dessa forma pode-se dizer que a formação das cavernas e do minério de ferro têm suas gêneses associadas apenas a processos supergênicos.

## REFERÊNCIAS

- Ab'Saber A.N. 1977. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. *Geomorfologia*, v.53, p.1-23.
- Angélica R.S., Costa, M.L., Lenharo S.L.R., Pöhlhmann H. 1996. Ocorrência de uraninita associada como o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia 5, Belém, *Resumos Expandidos*, p. 152–155.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Projeto espacial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A, Serra dos Carajás-Pa*, Rio de Janeiro, DNPM/CPRM. Relatório Final, p. 136.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia JR F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):454-460.
- Azevedo A. de. 1949. O planalto Brasileiro e o problema de classificação de suas formas de relevo. In: *Boletim da AGB*, v (4): 45-56.
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região de Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás*. DS Tese, Belém, Brazil, University of Pará, 105p.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil, *Canadian Mineralogist*, 47:1423-1440.
- Barros, C.E. de M.; e Barbey, P.; Boullier, A. M. 2001. Role of Magma pressure, tec-tonic stress and crystallization progress in the emplacement of sintectonic granites. The A-Type Estrela Granite Complex (Carajás Province Mineral, Brazil). *Tectonophysics*. 343: 93-109.
- Bjorlykke A., Cumming G.L., Krestic O. 1990. New isotope data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold–copper deposit, Finnmark, Northern Norway. *Mineralogy and Petrology* 43: 1–21.
- Boaventura R. S. 1974. Geomorfologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. *Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, PIN. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- Bowden D. J. 1980. Sub-laterite cave systems and other pseudokarst phenomena in the humid tropics. The exemple of the kasewe Hills, Sierra Leone. *Z. Geomorph.* 24: 77-90.
- 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*, Campinas – SP, **27**(1): 45-56.
- Clout, J.M.F., and Simonson, B.M., 2005, Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits: *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 643-679.

Coelho, M.R., Vidal-Torrado, P. 2000. Cério (Ce) em ferricretes nodulares desenvolvidos em solos da Formação Adamantina. Piracicaba. Sci. Agric., 54:329-336.

Costa, L.P., 2007, Caracterização das seqüências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará: Unpublished M.Sc. dissertation, Belo Horizonte, Brazil, Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geologia, 113 p.

Costa, M. L. 2007. Introdução ao Intemperismo Laterítico e à Lateritização. Capítulo V do livro: PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DE DEPÓSITOS MINERAIS METÁLICOS, NÃO METÁLICOS, ÓLEO E GÁS. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica - SBGq / CPRM - Serviço Geológico do Brasil , p. 199-244.

Costa U. A. P. 2006. *Avaliação dos processos geradores do minério de Ferro da serra Norte de Carajás, Sudeste do Pará*. MS Dissertação, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, 110 p.

Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. Em: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, PRONEX-UFPA/SBG, p. 97-150.

Dall'Agnol, R., Oliveira D.C., Lamarão, C.N. 2013. Magmatismo granitoide arqueano e evolução geológica do Subdomínio de Transição da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, Brasil. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciênc. Nat., Belém, v. 8, n 3, p. 251-256.

Davy, R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron-Formations. In: A.F. Trendall & R.C. Morris (eds.). Iron Formation Facts and Problems. Amsterdam, Elsevier, 325-343.

Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, Belém. Anexo, p.10-54.

Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO). 1998. *Projeto Gameleira*. Relatório Técnico Interno. Maio, 1998. 30p.

Doe, B.R., Zartman, R.E. 1979. Plumbotectonics, the Phanerozoic. In: BARNES H.L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2.ed. New York, Wiley-Interscience. p.22-70.

Dorr, J. V. N., 1964 – Supergene Iron ore of Minas Gerais, Brazil – Economic Geology, vol 59. pp. 1203-1240.

Dutra G.M. 2013. Síntese dos Processos de Gênese de Cavidades em Litologias de Ferro. Anais do 32º Congresso Brasileiro de Espeleologia. Barreiras-BA, p. 415-426.

Dymek, R.F., Klein, C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. Prec. Res., 39: 247-302.

Faraco, L.M.T., Carvalho, A. J.M., Klein, L.E. 1996. Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota explicativa. Belém. CPRM/SGB. 33p.

- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2.ed. New York, John Wiley & Sons, Inc. 589 p.
- Feio G. R. L. 2011. Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. DS Tese, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 190 p.
- Feio G.R.L., Dall'Agnol R., Danta 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.
- 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.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., and Rosière, C.A., 2005, Petrografia e geoquímica em jaspilitos e minérios hidrotermais de ferro dos depósitos da serra norte (N1, N4E, N4W e N5E), Província Mineral Carajás, Pará [abs]: Simpósio de Metalogenia, 1st, Gramado, Brazil, SBG, 1 CD ROM.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Guedes, S.C., Monteiro, A.M., Meireles, H., and Matias, P.H., 2004, Estudos petrográficos microscópicos e geoquímicos em jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E, Província Mineral Carajás, Pará [abs.]: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 1st, Ouro Preto, Brazil, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), 1 CD-ROM.
- Frei R., Kamber B.S., 1995. Single mineral lead dating. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 261–268.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C. Galarza M.A. 2010. Petrografia e geocronologia de granitoides do complexo Xingu da região nordeste de água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. In: SBG, do 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais*. 1 CD-ROM..
- Galarza M.A., Macambira, M.J.B. 2002a. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein, E. L., Vaquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (Eds.), In: SBG, Contribuições à Geologia da Amazônia 3. Belém. p 153-168.
- Galarza, M, A., Macambira, M.J.B. 2002b. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará). Brasil. *Geologia USP Série Científica*. 2: 143-159.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas, R.N.N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 388.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski JR, W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*. **16**: 201–211.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. 1988. Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* **89**:35-47.

Gomes A. C. B., 2003. Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. MS Dissertação, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, Belém. 160p.

Gomes A. C. B., Dall'Agnol R., Oliveira M. A., 2004. Granitos arqueanos cálcico-alcálicos e do tipo-A da região a leste de Canaã dos Carajás. *In: SBG/NSE, Congresso Brasileiro Geologia*, Araxá. Anais: 1 (CD-ROM).

Gonçalves D. F., Sousa D. L. 2011. Aspectos morfológicos de espeleotemas em feições pseudocársticas da região de Carajás – PA. *In: 31º Congresso brasileiro de espeleologia*, Paraná. Anais. p. 143.

Gross G.A. 1990. Geochemistry of Iron-Formation in Canada. *In: J-J. Chauvel et al. (ed.) Ancient Banded Iron Formations (Regional Presentations)*. Athens, Theophrastus Publications, 3-26.

Gutzmer J. Mukhopadhyay, J. Beukes N. J., Pack A. Hayashi, K., Sharp Z. D., 2006, Oxygen isotope composition of hematite and genesis of high-grade BIF-hosted iron ores: *Memoirs-Geological Society of America* 2006, Issue 198, p. 257-268.

Harmsworth R. A., Kneeshaw M., Mossis R. C., Robinson C. J., Srivastava P. K. 1990. BIF Derived Iron of Hamersley Province. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* p. 617-642.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadkaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém. Anais. 1: 100-110.

Huhn S.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6: 463-466.

Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai, N. 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 62:3475-3498.

Krauskopf K. B. 1972. *Introdução à Geoquímica*. São Paulo, EDUSP, Polígono, v.1, 294p.

Krymsky R.SH., Macambira J.B., Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, Estado do Pará. *In: 2º Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. Belém. Anais. p. 41.

Lancaster O.J., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, Abstracts, CD-ROM.

Lindenmayer Z. G., Laux J.H., Teixeira J. B. G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, *Rev. Bras. Geociências*, 31: 21-28

- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.Z., Caron R., Paula F.C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha A.S. 2005. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. *In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (eds). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.* Brasília,DF, DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, p. 157-226.
- 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. *In: ADIMB, Simpósio Brasileiro Exploração Mineral, 1st, Ouro Preto, Brazil, [Abs.].* Ouro Preto, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), 1 CD-ROM.
- Macambira J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. 217 f. DS Tese, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Macambira J.B.; Ramos J.F.F.; Assis J.F.P.; Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca: relatório final. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150p.
- 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.
- Mason B. 1966. Principles of Geochemistry. Wiley New York. p 120.
- Marschick R., Spangenberg J., Leveille R.A., Lancaster J.O. 2001. The Sossego iron oxide Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. Relatório Interno, Phelps Dodge do Brasil S.A., Rio de Janeiro, 4 p.
- Maurity C.W., Kotschoubey B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1- Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, 7: 331-362.
- 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.*
- Mellito K.M. 1998. Aplicação dos sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd no Depósito Polimetálico do Salobo 3a, Província Mineral de Carajás, Pará. MS Mestrado, instituto de Geociências-USP. 95p.
- Mougeot R. 1996. Etude de la Limite Archeen – Proterozoique et des Mineralisations Au,  $\pm$ U Associees. Exemples des regions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil). PhD Thesis, Montpellier, Universite Montpellier II. 259p.
- Neves M. P. 2006. Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. MS Dissertação, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. 104p
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *In: Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* 7: 177–197.

- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 45º do Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais. 1 CDrom.*
- Oversby V.M. 1976. Isotopic ages and geochemistry of Archean acid igneous rocks from the Pilbara, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**(7): 817-829.
- Pilló L.B. & Auler A. 2009. Geoespeleologia das cavidades em rochas ferríferas da região de Carajás, PA. *In: SBE, 30º Congresso Brasileiro de Espeleologia, Montes Claros. Anais p.181-186.*
- Pinheiro R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip System, Amazon, Brazil. DS Tese, University of Durham, Durham, 408 p.
- Pinheiro R. V. L., Maurity C. W. 1988. As cavidades em rochas intempéricas da Serra dos Carajás Brasil. *In: SBE, 1º Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe, Belo Horizonte. Anais. p.179-186.*
- Resende N.P. & Barbosa A.L.M. 1972. Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro, Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Pará, 119 p.
- Ricci P.S.F., Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém. 1 CDrom.*
- Rimstidh, J. D., 1997. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**(13): 2553-2558.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, John Wiley & Son. 352 p.
- Rosière C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S., Lobato L.M., da Silva L.L., de Souza S.R.C., Mendes G.E. 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province: Applied Earth Science, Transactions Institute of Mining and Metallurgy B, **115**(4): 126-136.
- Ross, J. L. S. 1990. Geomorfologia: Ambiente e Planejamento. Sao Paulo: Contexto, 85p
- Santos M.G.S. 2002. Estudo dos Isotopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA). Belém, CG-CPGG-UFGPA, Tese de Mestrado, 126p.
- Santos P.A.S., Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Costi H.T., Lamarão C.N., Galarza M.A. 2013. Petrography, magnétic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Brasilian Journal of Geology*, **43**(1): 876-889.

Sardinha A.S. 2005. *Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA*. TS Doutorado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Exame de Qualificação, Belém, 235p..

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 42. 1 CD-ROM.

Schellmann W. 1983. Geochemical principles of lateritic nickel ore formation. *In: A.J. Melfi and A. Carvalho (eds.) Lateritisation Processes*. IAG/USP, iugs-unesco/project 129, IAGC, São Paulo. p119-135.

Silva C.M.G., Macambira M.J.B., Villas R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. *In: SBG, 7º Simp Geol Amaz. Belém, Resumos Expandidos*. 1 CD-ROM.

Silva C.M.G., Villas R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide  $\pm$ Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3): 315-326.

Simmons G. C. 1963. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *The National Speleological Society Bulletin*, **25**: 66-72.

Sobrinho F. C. Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás. 2012. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá. p95.

Stacey J.S., Kramer J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**:207-221.

Companhia Vale do Rio Doce (Sutec/CVRD) (1996) Projeto de revisão do modelo geológico da mina do Igarapé Bahia: petrografia, química mineral e litogeoquímica. Relatório Interno.

Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B.*

Teixeira J.B.G., Eggler D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *In: Acta Geology Leopoldensia* **17**: 71-114.

Teixeira W., Toledo M. C. M., Fairchild T. R., Taioli, F. 2003. Decifrando a terra. 2ª reimpressão, Oficina de Texto. São Paulo-SP.

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**: 30-45.

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.

Vasconcelos P.M., Becker T.A., Renne P.R., Brimhall G.H. 1992. Age and duration of weathering by  $^{40}\text{K}$ – $^{40}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of potassium–manganese oxides. *Science* **258**: 451.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L. Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, 328p.

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.

Zartman R.E., Doe B.R. 1981. Plumbotectonics - The Model. *Tectonophysics*, **75**(1-2): 135-162.

Zartman R.E., Haines S.M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**(6): 1327-1339.