

PETROLOGIA DE CORPOS FÉLSICOS DA PORÇÃO CENTRAL/NORDESTE DA MINA SERRA SUL LOCALIZADA EM CANAÃ DOS CARAJÁS, NO ESTADO DO PARÁ

PETROLOGY OF FELSIC BODIES OF THE CENTRAL/NORTHEAST PORTION OF THE SERRA SUL MINE LOCATED IN CANAÃ DOS CARAJÁS, PARÁ STATE

HÉLIO JUNIOR LIMA MONTEIRO^{1,2}, ARTUR CORVAL¹, DEBORA GRALA ROLDÃO², MOZART HENRIQUE TEIXEIRA²

¹ Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro - UFRRJ, Campus Saropéda. Km 07, Zona Rural, BR-465, Seropédica - RJ, 23890-000. E-mail: geohe-lio@yahoo.com.br;corvalgeo@ufrj.br

² VALE S.A. Praia do Botafogo, 000186, salas 701, 1101, 1601, 1701, 1801, 1901, Rio de Janeiro – RJ, 22250-145. E-mail: debora.roldao@vale.com; mozart.teixeira@vale.com

Resumo - Uma unidade extrusiva ácida neoarqueana inserida na sequência metavulcanossedimentar (~2,76 Ga) do Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas, sendo representada por derrames basálticos sotopostos e sobrepostos a jaspilitos, riolitos, rochas vulcanoclásticas e diques/sills de gabros são subordinados, estando assim inserida no distrito Serra Sul na Província Mineral de Carajás, Pará. Este trabalho visa o entendimento dos processos ígneos envolvidos na gênese desta rocha ácida inserida concordantemente nas formações ferríferas bandadas da Formação Carajás (FC), apoiados em dados de campo, petrográficos e geoquímicos. Inserida na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Grão Pará (Domínio Carajás), os riolitos, rocha menos abundante na FC, ocorrem como derrames de lavas concordantemente ao longo do bandamento composicional da formação ferrífera bandada. O estudo dos testemunhos de sondagem de cinco furos estratigráficos que interceptam rochas ácidas da FC no corpo S11D (Serra Sul) demonstrou que estas rochas atingem pequenas espessuras. Os riolitos são vermelhos claros, porfiríticos, finos a médios e holocristalinos. Apresentam textura ígnea preservada sendo comumente inequigranular porfirítica. Seus constituintes primários essenciais são o quartzo e os feldspatos potássicos, os acessórios são o zircão, rutilo, apatita e minerais opacos além de secundários como muscovita, sericita e a clorita. Em geral, a rocha vulcânica estudada destaca-se pelo conteúdo de SiO₂ entre 56,20 e 72,30 %peso, teores de CaO entre 0,01 e 0,06 %peso, com teores de K₂O entre 1,10 e 3,76 %peso, TiO₂ <1.0 %peso, MgO entre 0,19 e 4,06 %peso, Fe₂O_{3t} entre 7,75 e 22,20 %peso. Com base na litogeoquímica, as amostras foram classificadas como riolitos e dacitos na série subalcalina. Os riolitos da FC foram formados, provavelmente, em ambiente intraplaca continental e arco vulcânico, sendo estes pós-colisionais e com misturas de fontes, houve também contribuição de material crustal e mantélico com influência de zonas de subducção. Portanto, a Bacia Grão-Pará provavelmente foi formada em regime convergente relacionado a um ambiente do tipo subducção. No diagrama multielementar de elementos-traço e ETRs as rochas da FC apresentam um empobrecimento em LILEs (Rb, Ba, Sr, Ce) em relação aos HFSEs. As anomalias negativas de Sr, P e Ti são notáveis, além de anomalias negativas de Nb e K.

Palavras-chave: Serra Sul; Carajás; petrologia; geoquímica

Abstract - A neoproterozoic acidic extrusive unit inserted in the metavolcanosedimentary sequence (~2.76 Ga) of the Grão Pará Group, Itacaiúnas Supergroup, being represented by basaltic spills overlain by and superposed to jaspilites, rhyolites, volcanoclastic rocks and gabbro dykes/sills are subordinated, being thus inserted in the Serra Sul district in the Mineral Province of Carajás, Pará. This paper aims to understand the igneous processes involved in the genesis of these acid rocks, concordantly inserted in the banded iron formations of the Carajás Formation (CF), supported by field, petrographic and geochemical data. Inserted in the metavolcanosedimentary sequence of the Grão Pará Group (Carajás Domain), rhyolites, a less abundant rock in the CF, occur as lava flows concordantly along the compositional banding of the banded iron formation. The study of core samples from five stratigraphic boreholes that intersected acidic rocks of the CF in body S11D (Serra Sul) showed that these rocks reach small thicknesses. The rhyolites are light red, porphyritic, thin to medium, and holocrystalline. They present preserved igneous texture being commonly inequigranular porphyritic. Its essential primary constituents are quartz and potassic feldspars, the accessories are zircon, rutile, apatite and opaque minerals besides secondary ones like muscovite, sericite and chlorite. In general, the studied volcanic rock stands out for SiO₂ content between 56.20 and 72.30 %wt, CaO contents between 0.01 and 0.06 %wt, with K₂O contents between 1.10 and 3.76 %wt, TiO₂ <1.0 %wt, MgO between 0.19 and 4.06 %wt, Fe₂O_{3t} between 7.75 and 22.20 %wt. Based on lithogeochemistry, the samples were classified as rhyolites and dacites in the subalkaline series. The CF rhyolites were probably formed in a continental intraplate and volcanic arc environment, being post-collisional and petrogenetically related to mixed sources. There was also a contribution of crustal and mantle material with influence from subduction zones. Therefore, the Grão-Pará Basin was probably formed in a convergent regime related to a subduction-type environment. Considering the multi-elemental diagram based on trace elements and REE, the rocks of the CF present an impoverishment in LILEs (Rb, Ba, Sr, Ce) in relation to the HFSEs. Negative anomalies of Sr, P and Ti are notable, in addition to negative anomalies of Nb and K.

Keywords: Serra Sul; Carajás; petrology; geochemistry

Citação: MONTEIRO, H. J. L., CORVAL, A., ROLDÃO, D. G., TEIXEIRA, M. H. Petrologia de corpos félsicos da porção central/nordeste da mina serra sul localizada em Canaã dos Carajás, no Estado do Pará. Boletim Paranaense de Geociências, v. 80, n.1, p. 1-28. 2022.

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo do presente trabalho compreende-se nos platôs de Serra Sul que são compostos pelos alvos S11A, S11B, S11C e S11D e posiciona-se no flanco meridional do Sinclinal Bocaina. O corpo de S11, compartimentado nos corpos A, B, C e D (Relatório de Pesquisa Mineral, 1972), representa o principal alvo, apresentando 28 km de comprimento, 1 Km de largura e profundidade conhecida de 600 m.

O Platô de S11 pertence ao Distrito de Canaã dos Carajás, distanciando 66 Km da cidade homônima. A principal via de acesso é feita do aeroporto de Carajás em direção a Canaã dos Carajás pelas estradas estaduais PA-275 e PA-160, percorrendo-se uma distância de

79Km até o trevo para a estrada de acesso S11D. Do trevo de acesso para S11D (na entrada da cidade de Canaã dos Carajás) até o platô percorre-se uma distância de 63 Km (Fig. 1).

Alguns trabalhos de caracterização petrológica do Grupo Grão Pará já foram descritos na literatura, tais como: Beisiegel et al. (1973), apud Meireles et al. (1984), Gibbs et al. (1986), Gibbs & Wirth (1990), Macambira et al. (1990), Macambira (2003), Tolbert et al. (1971), Beisiegel et al. (1973), Meirelles (1986), Lindenmayer et al. (2001), Macambira (2003), Teixeira (1994), Teixeira et al. (1997).

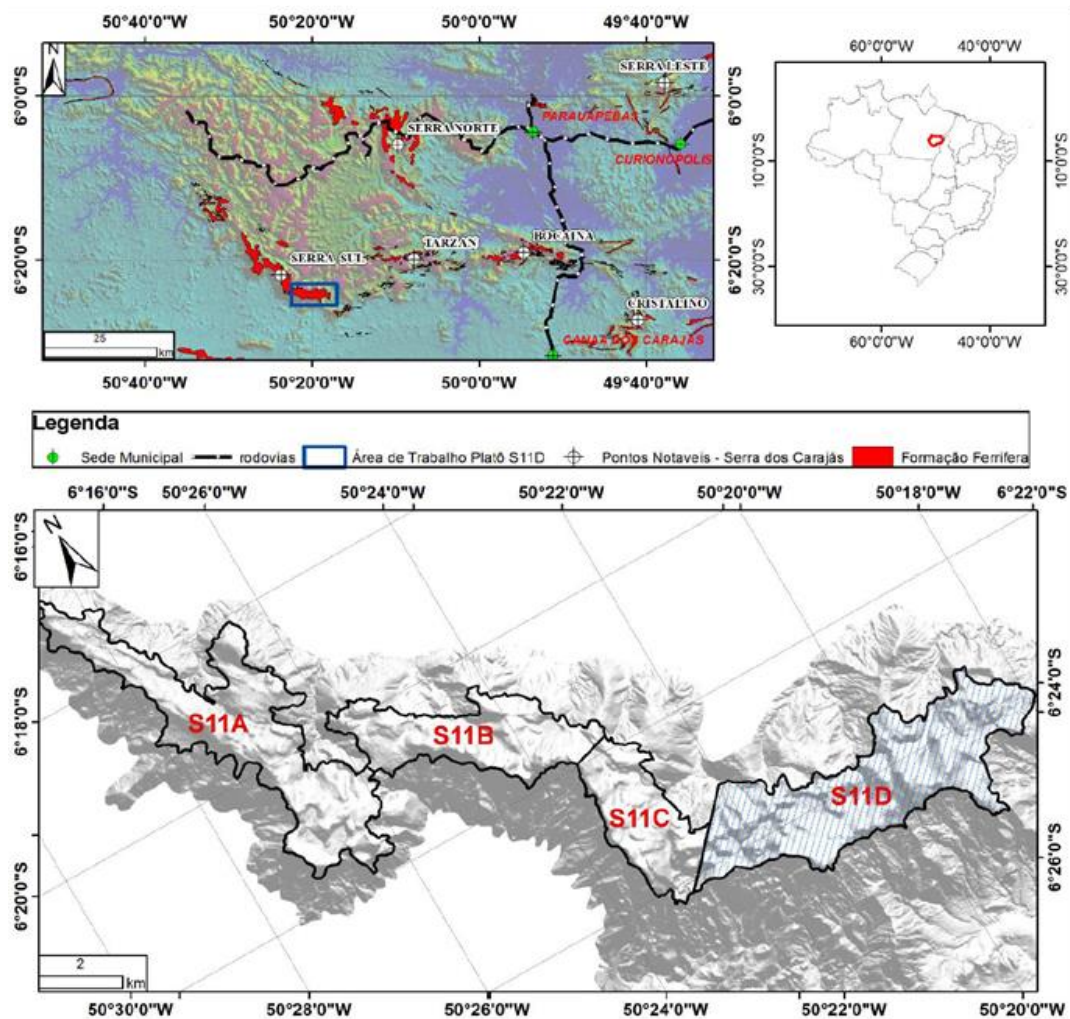


Figura 1. Mapa de localização do depósito de minério de ferro de Serra Sul com destaque para o corpo S11D.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Na área dos depósitos de ferro estudados (Mina S11D) afloram rochas do Grupo Grão Pará, sotopostas a carapaças lateríticas (Fig. 2a-b). O Grupo Grão Pará (CVRD/AMZA, 1972 apud Docegeo, 1988) foi dividido em 3 unidades por Beisiegel et al. (1973), assim originalmente descritas:

- Paleovulcânica Inferior – representada por rochas vulcânicas máficas, hidrotermalmente alteradas e com feições primárias preservadas, tais como amígdalas e textura intergranular. As estruturas primárias sugerem a ocorrência de vários derrames e contribuições piroclásticas que formam um corpo estratiforme em contato concordante com a Formação Carajás acima. Na mina N4, a espessura é inferida em mais de 150 m.
- Formação Carajás: formada por formações ferríferas bandadas (FFB) e seus produtos de alteração, ocorrendo na forma tabular entre as rochas máficas. Todos os contatos estratigráficos são concordantes quando observados. A Formação Carajás tem espessura média de 200-250 m na serra Norte e acima de 300 m na serra Sul e é cortada por diques e soleiras de rochas máficas.
- Sequência Paleovulcânica Superior: formada por rochas vulcânicas básicas semelhantes àquelas da Sequência Paleovulcânica Inferior, das quais se diferencia por intercalações lenticulares de formação ferrífera.

As rochas das unidades inferior e superior ocorrem na forma de diversos derrames, representando um evento vulcânico submarino e mostram dois tipos petrográficos: a) rochas com granulação muito fina, sem fenocristais e textura intergranular, e b) rochas de granulação grossa, que em parte são faneríticas e, localmente, porfiríticas (Hirata, 1982).

A Sequência Paleovulcânica Inferior é designada Formação Parauapebas (Docegeo, 1984 apud Meireles et al. 1984) e, além das feições já conhecidas (feições vulcânicas em diversos derrames basálticos, zonas amigdaloidais e textura porfirítica), são

observadas intercalações de rochas vulcânicas félsicas, com textura porfirítica e matriz afanítica. Estas podem apresentar estruturas de fluxo e porções fragmentárias. Na porção basal da unidade, zonas subordinadas de rochas metassedimentares argilosas laminadas e formadas por biotita e quartzo são descritas. As rochas vulcânicas félsicas são descritas por Gibbs et al. (1986) como riolitos em derrames homogêneos, lapilli tufo e tufo a cristal e vítreos. Os autores calculam que as rochas vulcânicas félsicas constituem cerca de 10-15% dos afloramentos de rochas vulcânicas na Serra Norte. Os basaltos da unidade inferior apresentam topos brechados e escoréáceos com clorita, quartzo, pirita e outros minerais secundários preenchendo amígdalas (Gibbs & Wirth 1990).

A Formação Carajás (FC) está em contato com a Formação Parauapebas (FP) e mostra intercalações entre as rochas vulcânicas máficas e a formação ferrífera bandada (Gibbs & Wirth, 1990). A formação ferrífera bandada é descrita como jaspilito (Coelho, 1980 apud Beisiegel, 1982) meso e microbandado formado por bandas de jaspe e óxidos de ferro. Jaspe é um chert impregnado por hematita microcristalina. Além do bandamento composicional, os jaspilitos de Carajás preservam outras estruturas deposicionais, tais como laminação interna plano-paralela, estruturas de escavação e preenchimento (scour-and-fill) e esferulitos/grânulos de provável origem orgânica (Meirelles, 1986; Macambira, 2003). Os jaspilitos formaram-se por precipitação química em plataformas marginais de águas rasas, em período de calma tectônica e perto de fumarolas com ampla distribuição areal (Lindenmayer et al. 2001). Descrições detalhadas sobre os jaspilitos foram feitas por Meirelles (1986), Lindenmayer et al. (2001), Klein & Ladeira (2002), Macambira (2003) e Figueiredo & Silva (2004).

A Sequência Paleovulcânica Superior é designada Formação Igarapé Cigarra (FIC) por Macambira et al. (1990) apud Macambira (2003). De acordo com os autores, a unidade

é constituída por basaltos com intercalações de tufos recobertos por sedimentos clásticos (quartzo wackes e quartzo arenitos) e sedimentos químicos (FFB e chert), apresentando contato concordante com a Formação Carajás e espessura de 1-3 km. A Sequência Paleovulcânica Superior é questionada por alguns autores, seja pelos litotipos que a compõem ou pela sua ocorrência como unidade pertencente ao Grupo Grão Pará. No primeiro caso, Gibbs et al. (1986) e Gibbs & Wirth (1990) denominam-na de Sequência Superior, constituída por tufos, siltitos tufáceos, filitos, cherts, grauvas e, subordinadamente, derrames máficos. No segundo caso, Meirelles (1986), Meirelles & Dardenne (1991) e Lindenmayer et al. (2001) consideram as relações de topo e base das rochas vulcânicas com os jaspilitos como de caráter estrutural, questionando seu valor estratigráfico. Teixeira (1994) e Teixeira et al. (1997) consideram somente as formações Parauapebas e Carajás como pertencentes ao Grupo Grão Pará. A Sequência vulcano-sedimentar superior pertenceria ao Grupo Igarapé Bahia, posicionado logo acima do Grupo Grão Pará.

Diques e sills de gabro e diabásio cortam as unidades anteriormente descritas (Tolbert et al. 1971; Beisiegel et al. 1973; Meirelles 1986; Lindenmayer et al. 2001; Macambira, 2003).

Um pacote de siltitos com intercalações de folhelhos e níveis arenosos subordinados encontra-se depositado sobre a Formação Igarapé Cigarra, cuja posição estratigráfica ainda não há um consenso. Macambira et al. (1990) apud Macambira (2003) consideram este pacote como topo do Grupo Grão Pará,

designando-o de Formação Igarapé Boa Sorte. Nogueira et al. (1995) posicionam este pacote sedimentar na base da Formação Águas Claras, depositada discordantemente sobre o Grupo Grão Pará.

A idade do vulcanismo da unidade inferior do Grupo Grão Pará é determinada em 2758 ± 39 Ma, por meio de análises U-Pb em zircões de riolitos pertencentes à Formação Parauapebas, feitas por Wirth et al. (1986). Esta idade é ratificada por análises de U-Pb em zircões de riodacitos da mesma unidade feitas por Machado et al. (1991), que forneceram idade $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ de 2759 ± 2 Ma.

Trendall et al. (1998) dataram rochas do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras, pelo método U-Pb/SHRIMP em zircões. Na primeira unidade, riolitos associados ao vulcanismo inferior forneceram idades de extrusão entre 2760 ± 11 Ma e 2757 ± 7 Ma. Uma idade de 2740 ± 8 Ma foi obtida para um sill de diabásio. Entretanto, de acordo com Lindenmayer (2004), o segundo litotipo pertence às rochas vulcânicas superiores. Arenitos da Formação Águas Claras apresentam duas populações de zircões. A população principal forneceu idade de 2681 ± 5 Ma, interpretada pelos autores como a idade do vulcanismo sindeposicional às rochas sedimentares.

Krymsky et al. (2002) dataram zircões (método U-Pb) provenientes da mesma amostra de rocha vulcânica félsica analisada por Trendall et al. (1998). A idade obtida de 2751 ± 4 Ma foi interpretada como a idade de cristalização da rocha vulcânica.

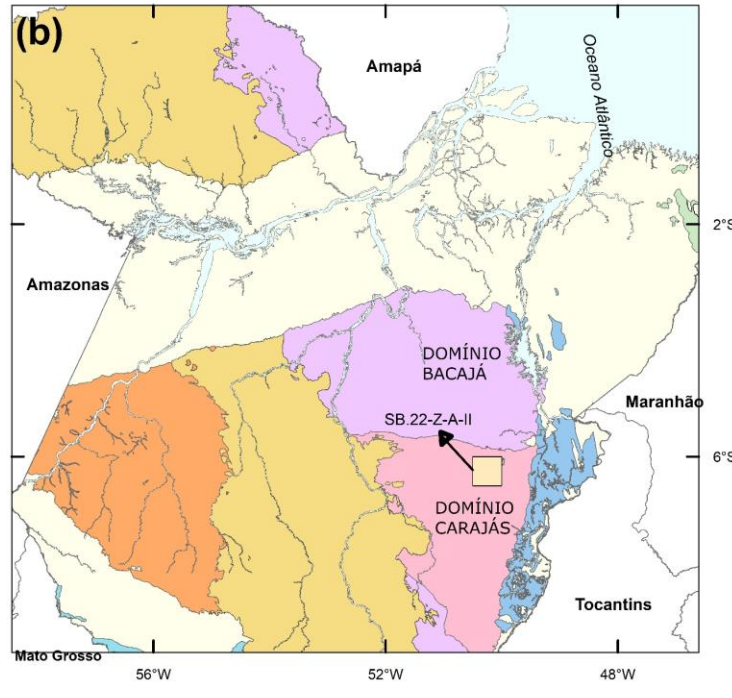
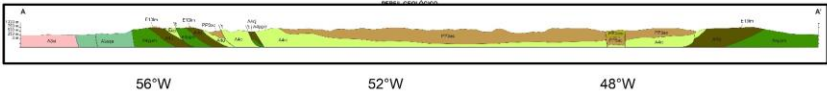
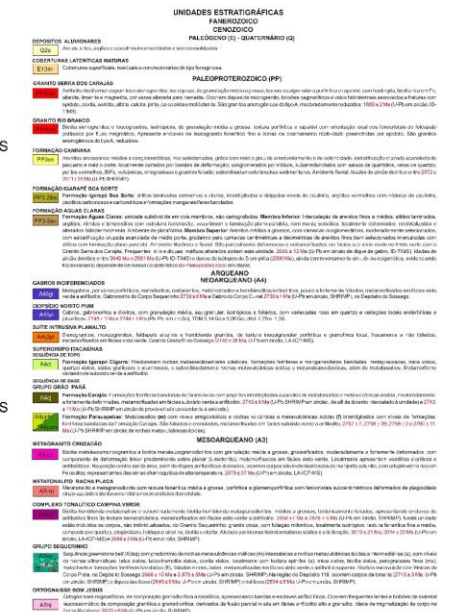
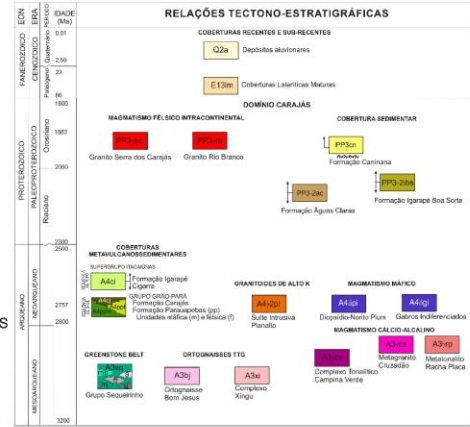
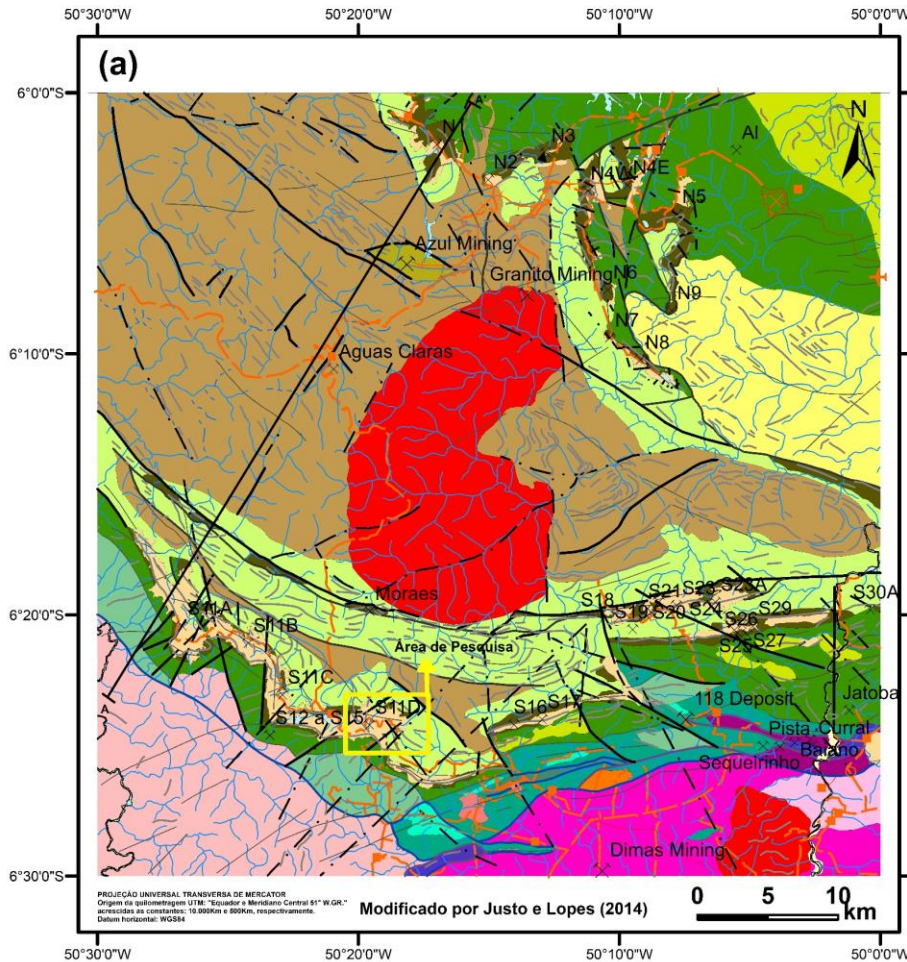


Figura 2. (a) Mapa Geológico simplificado do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Justo & Lopes, 2014), com a localização da área do depósito de S11D. (b) Províncias Tectônicas, modificado de Vasquez & Rosa-Costa (2008), após Santos (2003).

O Supergrupo Itacaiúnas é formado pelas seqüências vulcanossedimentares Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama. Estas unidades têm em comum a associação litológica dominada por vulcanismo máfico intercalado com rochas sedimentares químicas, sobrepostos por rochas sedimentares clásticas. Entretanto, ao mesmo tempo, as seqüências apresentam diferenças entre si quanto ao grau metamórfico, à intensidade de deformação e aos tipos de depósitos minerais que hospedam. Até o presente momento, não há uma definição clara sobre a contemporaneidade ou não destas unidades (Docegeo, 1988; Machado et al. 1991; Pinheiro and Holdsworth, 2000).

Em relação ao ambiente de formação das seqüências vulcanossedimentares, que implica no ambiente tectônico da própria Província Mineral de Carajás, há duas idéias básicas:

1) as unidades do Supergrupo Itacaiúnas são rochas vulcânicas e sedimentares desenvolvidas sobre crosta continental adjacente a zonas de rifte ou bacias intracratônicas (Gibbs et al. 1986; Olszewsky et al. 1989; Machado et al. 1991; Lindenmayer 1992; Santos 2003; Tallarico et al. 2005; Grainger et al. 2007).

2) as seqüências vulcanossedimentares são formadas em ambientes de arco e envolvem, conseqüentemente, a presença de zona de subducção (Meirelles & Dardenne, 1991; Teixeira, 1994; Lobato et al. 2005a; Rosière et al. 2006).

Olszewsky et al. (1989) sugerem que as rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Grão Pará desenvolveram-se sobre crosta continental adjacente a zonas de rifte. Segundo os autores, a ausência de lavas em almofadas, a íntima associação das vulcânicas máficas com rochas sedimentares clásticas

ricas em quartzo e as evidências de contaminação crustal ($\epsilon\text{Nd}(t)$ com valores negativos) sugerem formação sobre ou perto de crosta continental. Os mesmos autores concluem que as rochas máficas do Grupo Grão Pará têm características químicas de basaltos continentais. As rochas vulcânicas estudadas pelos autores em questão diferem daquelas de zonas de subducção por apresentarem vulcanismo bimodal, sem termos de composição intermediária andesítica. Vale destacar que os autores afirmam que as rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará são quimicamente distintas das rochas de greenstone belts, pois o enriquecimento em álcalis nestas últimas é muito menor do que aquele presente nas rochas de Carajás.

Para Meirelles & Dardenne (1991), as rochas basálticas do Grupo Grão Pará representam um magmatismo predominantemente shoshonítico, que possivelmente ascendeu até a superfície por um sistema de riftes formado em ambiente de crosta continental, ligado geneticamente a uma orogênese vizinha. De acordo com os autores, o mecanismo de rifteamento está relacionado a um processo de subducção, que se assemelha em muitos aspectos com a evolução do mar do Japão.

Com base nas características geoquímicas dos elementos Terra Raras (ETR), Teixeira (1994) sugere que as rochas máficas do Grupo Grão Pará formaram-se em ambiente de arco magmático, geradas por fusão parcial sobre uma zona de subducção. De acordo com o desenho esquemático apresentado pelo autor, o vulcanismo máfico teria ocorrido na região do arco. Silva et al. (2005) e Lindenmayer et al. (2005) seguem a proposta de Teixeira (1994) de ambiente de arco magmático e zona de subducção.

A etapa preliminar envolveu essencialmente os seguintes itens:

- Levantamento bibliográfico sobre temas afins à pesquisa (plutonismo máfico e

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O método de pesquisa proposto para o presente trabalho envolveu essencialmente as seguintes fases: trabalho de campo, de laboratório e de escritório.

granitogênese (Beisiegel et al. 1973; Lobato et al. 2005 e Rosière et al. 2006).

- Levantamento bibliográfico sobre temas relacionados à pesquisa realizados diretamente na Mina S11D (Rosière et al. 2005).

A etapa de campo envolveu essencialmente os seguintes itens:

- Levantamento de campo, incluindo: a) o reconhecimento exato da área de estudos com auxílio de GPS, b) caracterização estrutural, morfológica e litológica dos afloramentos, c) coleta de amostras representativas e, preferencialmente, inalteradas.

A etapa de laboratório envolveu os seguintes itens principais:

- Aquisição do banco de dados com 1986 furos de sondagem diamantada de exploração foram utilizados para a seleção (Fig. 3), bem como: a) análise dos perfis dos cinco furos diamantados selecionados (onde

foi considerada a relevância de cada furo para o estudo); b) de acordo com o número de furos selecionados, foi determinada a seleção de 22 intervalos de amostras que foram utilizadas no estudo;

- Confecção de 10 lâminas de seção delgada para a análise petrográfico-petroológica das amostras inalteradas, incluindo estudo sob microscópio de luz transmitida (fases transparentes).

- Seleção e preparação das amostras: Com base na fase da petrografia, rochas inalteradas foram selecionadas para britagem e moagem, a serem executadas no laboratório ALS Limited no Brasil. Essas amostras foram destinadas para análises litogeoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras que foram realizadas no laboratório ALS Limited no Perú. Foram encaminhadas nove amostras para a referida finalidade.

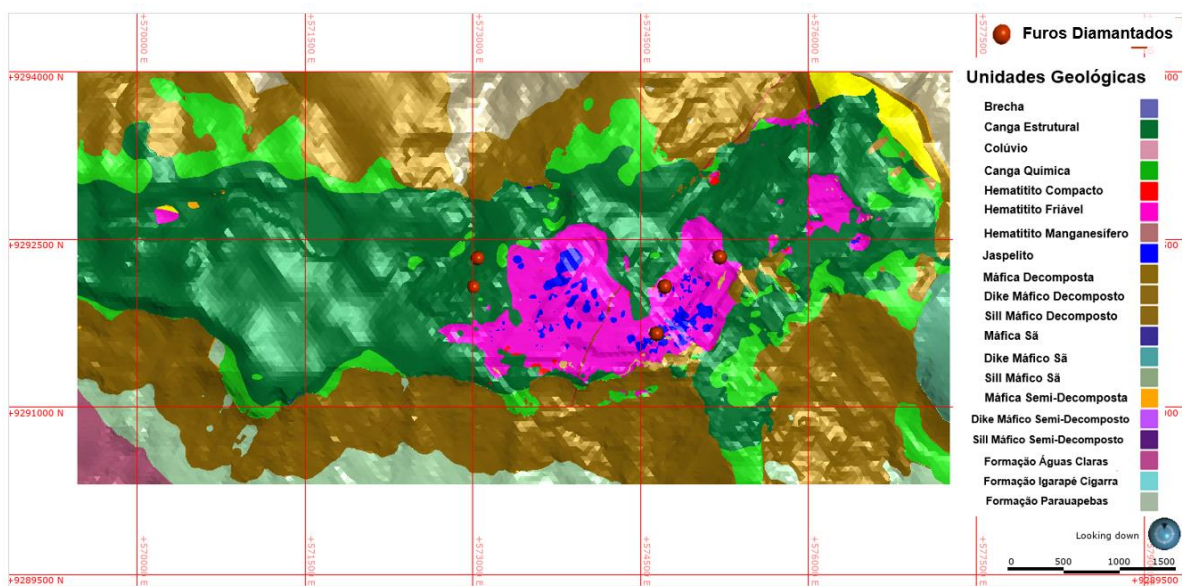


Figura 3. Modelo geológico 3D da mina S11D, apresentando a disposição dos furos diamantados selecionados para este estudo.

4. RESULTADOS

4.1 Dados de Campo

A mina de S11D tem extensão de aproximadamente 6 km e direção predominantemente W-E. Esta foi dividida em sistemas de lavra numerados de 1 a 4 (Fig. 4). As cavas dos sistemas 1, 2 e 4 estão bem desenvolvidas com grande exposição do minério de ferro. A lavra no sistema 3 está parcialmente paralisada, com a deposição de pilhas de estéril.

4.1.1. Unidades Litoestratigráficas

Durante o mapeamento do depósito de S11D apenas litologias do Grupo Grão Pará foram observadas. Estas ocorrem preferencialmente alongadas segundo a direção W-E com mergulhos predominantemente para norte. A formação ferrífera, que ocorre neste depósito pode ser resumida em hematititos e jaspelitos. A formação ferrífera de S11D ocorre limitada na base e no topo por rochas máficas e félsicas de origem vulcânica. O substrato rochoso de S11D é coberto por uma crosta de material lateritizado, às vezes

detrítico, rico em óxidos e hidróxidos de ferro, denominado de canga.

Formação Parauapebas e Formação Igarapé Cigarra

As rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará foram observadas nas porções sul e norte do platô de S11D, limitando a base e o topo, respectivamente, da camada de formação ferrífera. A vulcânica situada na base da formação ferrífera foi caracterizada ao longo dos cortes de taludes nos sistemas 1 a 4. Trata-se de um saprólito, predominantemente avermelhado, silto-argiloso, coeso (Fig. 5a) e (Fig. 5b).

A vulcânica que ocorre no topo da camada de formação ferrífera foi caracterizada apenas no talude norte do dique de contenção 3. Neste ponto, a vulcânica apresenta-se como um saprólito friável, pouco coeso, de coloração amarelada e com estrutura foliada (Fig. 6).

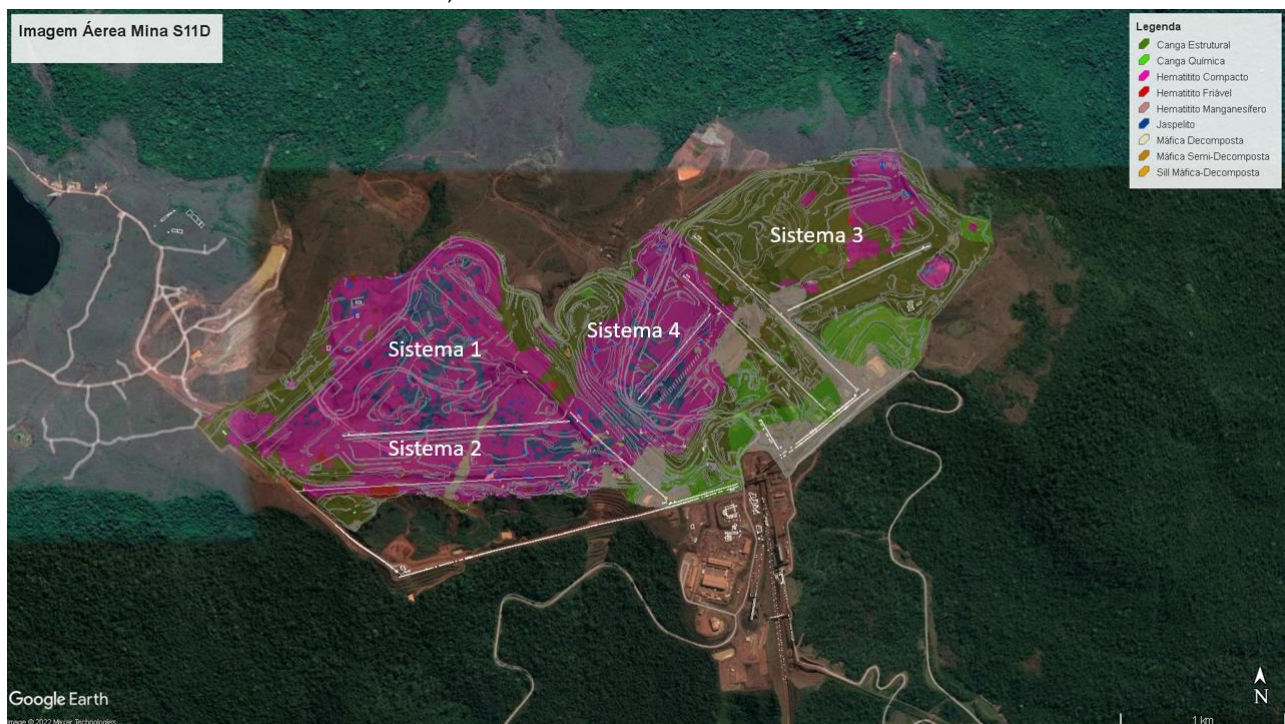


Figura 4. Imagem mostrando a aérea da mina S11D. Imagem indicando a localização dos sistemas de lavra da mina.

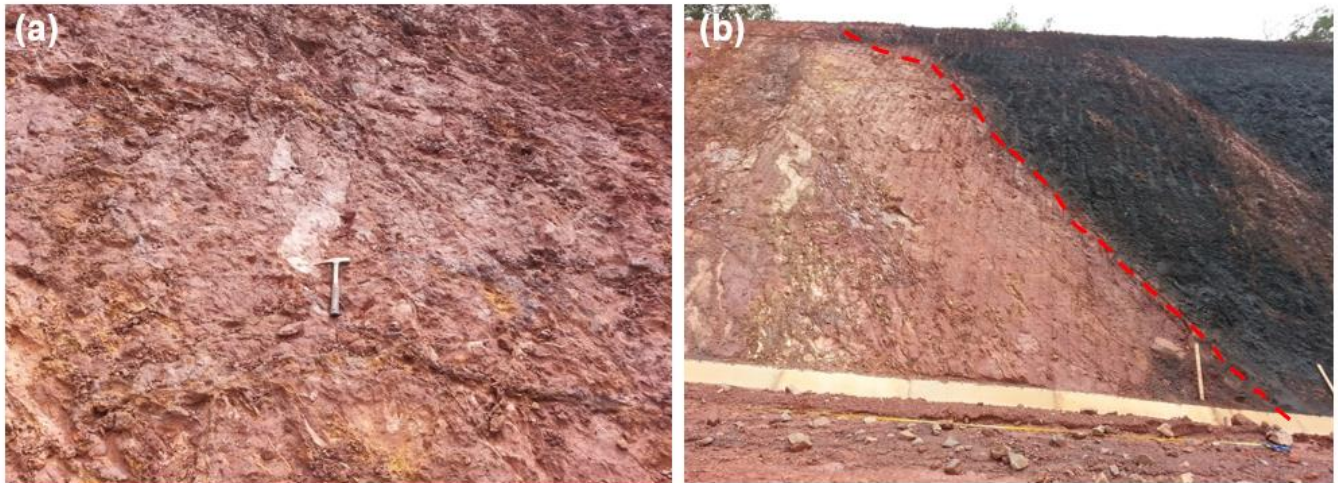


Figura 5. Imagens de rochas vulcânicas que ocorrem na base da camada de formação ferrífera. (a) Saprólito avermelhado de rocha vulcânica. (b) Níveis acamadados de saprólito de rocha vulcânica de diferentes cores.



Figura 6. Foto apresentando o saprólito de rocha vulcânica situada no topo da camada de formação ferrífera.

4.1.1.1. Formação Carajás

Rochas de origem vulcânica também foram observadas intercaladas na camada de formação ferrífera. Trata-se de rocha vulcânica ácida de composição riolítica, com espessura máxima de 1 metro (Fig. 7a-b) e de persistência quilométrica, visto que esta camada de rocha vulcânica foi observada e acompanhada desde o sistema 2 até o

sistema 4. As rochas vulcânicas ácidas ocorrem geralmente alteradas para saprólitos friáveis, vermelhos de textura silto-arenosa. A rocha vulcânica ácida de composição riolítica apresenta porções compactas a semi-compactas preservadas (Fig. 8a), com matriz vermelha e arcabouço composto principalmente por quartzo (Fig. 8b).

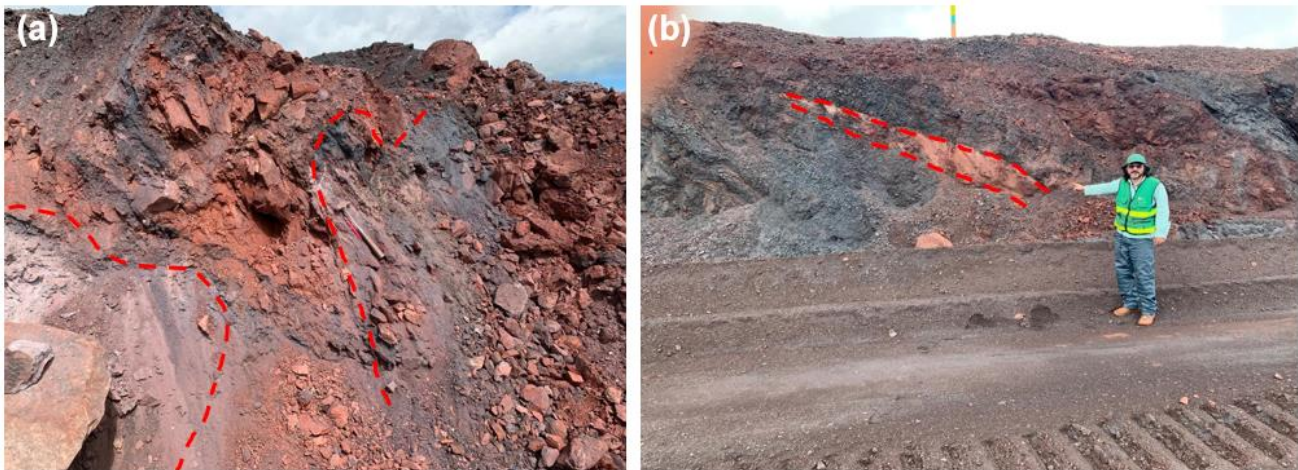


Figura 7. Foto da rocha vulcânica. (a) Vulcânica ácida de composição riolítica encaixada concordantemente com o bandamento do jaspelito. (b) Vulcânica ácida de composição riolítica encaixada concordantemente com o bandamento do hematitito friável.

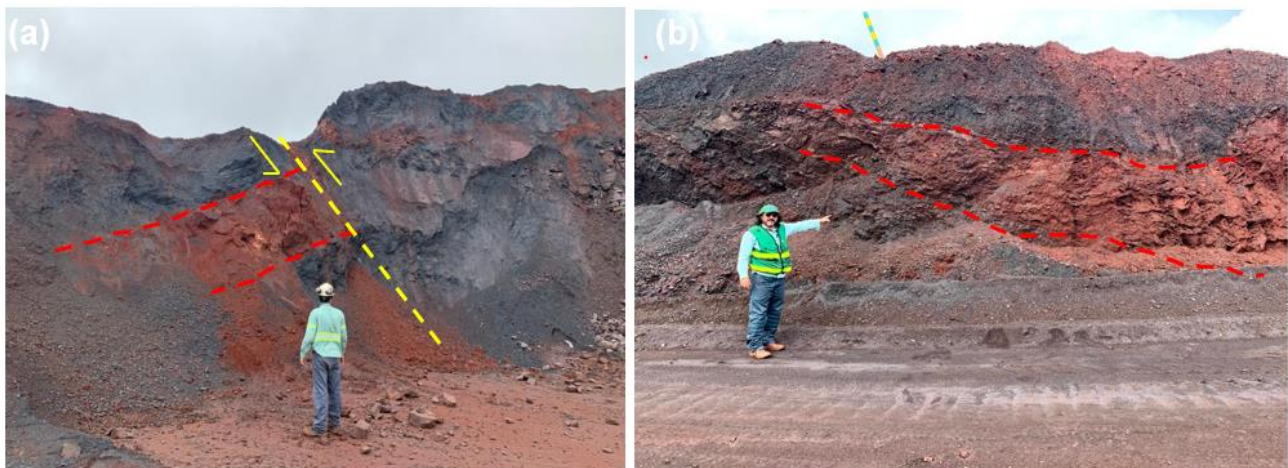


Figura 8. Foto da rocha vulcânica. (a) Corpo de vulcânica ácida de composição riolítica encaixada concordantemente na formação ferrífera rompida por uma falha inversa. (b) Detalhe da granulometria da rocha estudada.

A formação ferrífera de S11D é composta basicamente por jaspelitos e hematititos, apresentando contato brusco com as encaixantes vulcânicas de base Formação Parauapebas e Formação Igarapé Cigarra de topo. As maiores exposições da formação ferrífera ocorrem nas cavas dos sistemas 1, 2 e 4. Esta litologia está exposta em corpos compactos, métricos, envelopados por hematitito friável em grandes corpos compactos, de centenas de metros, nos pisos das cavas dos sistemas 1 e 4, sempre orientados segundo o trend NE-SW. No sistema 1, o jaspelito ocorre em maiores

proporções na porção noroeste, próximo ao mirante. No sistema 4, os corpos aflorantes de jaspelitos encontram-se agrupados na porção sul deste sistema. O jaspelito de S11D é uma rocha cinza (Fig. 9a), bandada, composta pela alternância de bandas cinzas, constituídas de óxidos de ferro, e bandas silicosas predominantemente brancas (chert) e jaspes. Contudo, foram observadas porções de jaspelito ocre onde o bandamento é caracterizado pela alternância de bandas de óxidos de ferro com uma massa amarelada, aparentemente limonitizada (Fig. 9b).

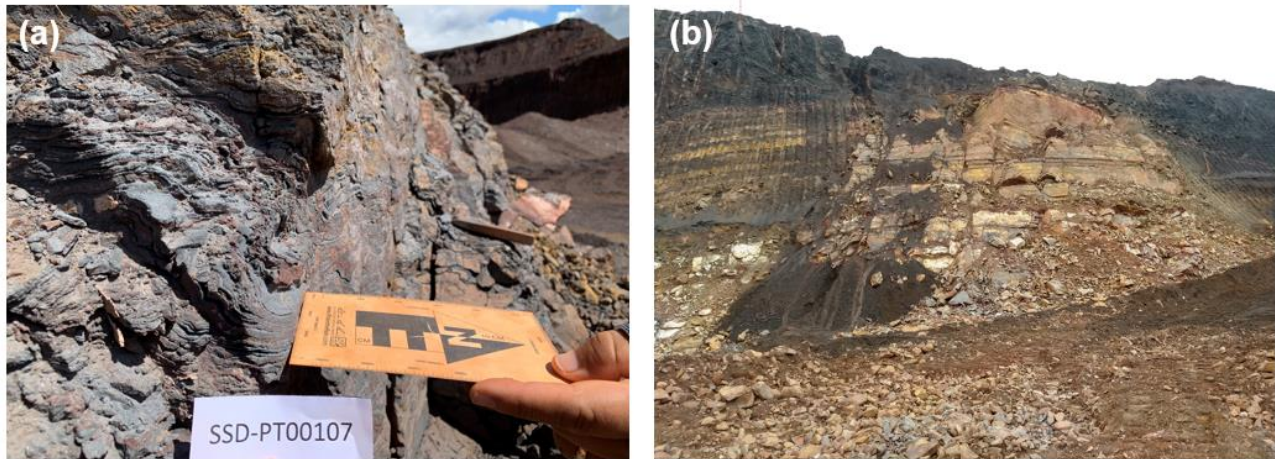


Figura 9. Foto mostrando o jaspelito de S11D. (a) Variedade cinza. (b) Variedade ocre.

O minério de ferro de S11D é constituído por substrato rochoso de hematitito, de predominância friável, sendo capeado por cangas. Este substrato é limitado a sul e a norte por rochas vulcânicas e em profundidade por jaspelitos compactos. O hematitito de S11D envelope núcleos métricos a decamétricos de jaspelitos compactos, restos preservados do processo de mineralização.

O hematitito é uma rocha bandada de cor cinza, porém porções limonitizadas de coloração ocre (Fig. 10) ocorrem ao longo de todo complexo de S11D. A referida rocha

apresenta consistência predominantemente friável, semi-compacta (média) e compacta. O hematitito friável é constituído geralmente pelos tipos chapinha e pulverulento. O tipo chapinha caracteriza-se pela alternância de bandas formando placas “chapas” e bandas de pulverulentos (Fig. 11a). No tipo pulverulento, não existe heterogeneidade entre a resistência das bandas, visto que o material se desmancha por igual (Fig. 11b).

Os hematititos com compacidade média a compacta (Fig. 12) apresentam ocorrências restritas aos diques 1 e 3, porção sul do sistema 2.

4.1.1.2. Unidades de Coberturas

A canga estruturada possui a maior expressão areal cobrindo grande parte da porção sul da lagoa do violão e aos arredores das atuais cavas de S11D. A canga estrutural é formada simplesmente pela penetração de fluidos supergênicos ao longo dos planos estruturais das rochas. A direção e mergulho dos planos e eixos estruturais podem ser registrados como representantes do bedrock, contudo esta costuma apresentar alto magnetismo (Fig. 13a).

A canga de minério ocorre principalmente ao redor da lagoa do violão e na parte sul do sistema 3, sendo constituída por fragmentos

irregulares de formação ferrífera cimentados por hidróxidos de ferro.

A canga química ocorre em uma faixa contínua de direção W-E, principalmente na porção norte da área de S11D, recobrando a rocha vulcânica de topo. Esta unidade foi pouco caracterizada durante o mapeamento.

O depósito de rolado foi observado perfazendo pequenas bacias formadas no meio de estruturas sinformais de direção NE-SW na mina de S11D. As bacias foram observadas na porção central do sistema 1 e porção sul do sistema 2. Estas são constituídas por seixos e blocos arredondados, predominantemente de formação ferrífera (Fig. 13b).



Figura 10. Vista geral de talude exibindo hematitito limonitizado.

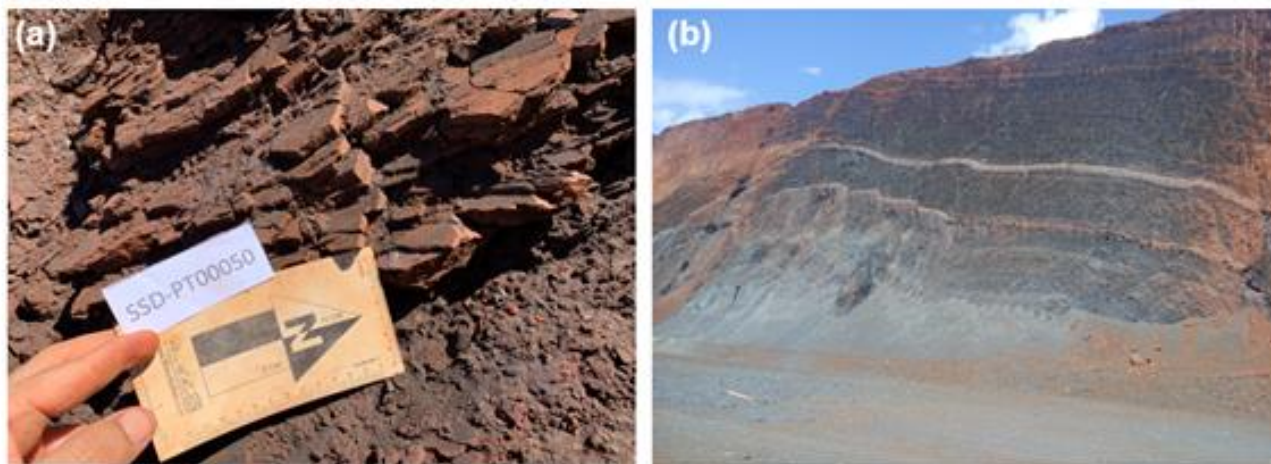


Figura 11. Foto de hematititos friáveis. (a) Detalhe do tipo chapinha. (b) Vista geral de tipo pulverulento.



Figura 12. Foto de hematititos compactos, muito fraturado, apresentando estruturação horizontalizada.



Figura 13. Foto mostrando os aspectos dos materiais de coberturas. (a) Canga estruturada. (b) Depósito de rolado.

4.2. Petrografia

As dez lâminas analisadas neste trabalho foram selecionadas com base em critérios petrográficos de acordo com Best (2002), evitando processos de alteração e visando a maior representação característica das rochas da região estudada. As amostras foram selecionadas a partir de testemunhos de sondagem.

A caracterização petrográfica foi realizada no Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica (LABMEG) da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro por meio da análise macroscópica em amostras de mão como testemunhos de sondagem e microscópica em lâminas delgadas. Nas lâminas delgadas, foram analisados minerais transparentes utilizando microscopia óptica de luz transmitida. As lâminas foram analisadas no microscópio Zeiss, modelo Axioplan2 ligado a

um computador fim de adquirir fotomicrografias.

A granulometria (fina <1mm, média 1-3mm e grossa >3mm), classificação textural e hábitos de grãos minerais, dentre outras características mineralógicas, foram baseadas em Gill (2014) e Mackenzie et al. (1982). As classificações litológicas estavam de acordo com Streckeisen (1974 e 1980) e LeMaitre (2002).

A descrição microscópica das lâminas petrográficas obtidas de amostras recolhidas de furos de testemunhos revelaram que as mesmas são riolitos inseridos na Formação Carajás (FC). Estas rochas serão descritas a seguir:

Riolitos

Macroscopicamente a rocha é leucocrática, de textura silto-arenosa, apresentando matriz vermelha e arcabouço composto

principalmente por quartzo com grãos de 2 a 5 mm de diâmetro (Fig. 14).

Sob microscópio de luz transmitida, as dez lâminas delgadas analisadas foram classificadas como riolito, a partir do diagrama QAP (Streckeisen, 1976). Elas formam rochas vulcânicas concordantes que se encontram distribuídos em S11D, inserido na Formação Carajás.

O estudo petrográfico das lâminas delgadas revelou que as rochas estudadas são holocristalinas, inequigranulares porfiríticas, com granulometria variando de fina a média (Fig. 15 a-b). Os riolitos possuem uma matriz muito fina com pórfiros de quartzo, de um modo geral, as rochas classificadas como riolito são compostas essencialmente por quartzo e feldspato potássico. Os minerais acessórios são zircão, rutilo, apatita e minerais opacos além de secundários como muscovita, sericita e a clorita que se apresenta somente numa única lâmina descrita (Fig.17).

O feldspato potássico encontra-se normalmente de duas formas: 1) grãos finos, xenomórficos compondo a matriz fina da rocha que ficam entre os grãos de opacos e grãos maiores de feldspato potássico; e 2) os que apresentam granulometria média,

subédricos por vezes apresentando contatos irregulares com minerais opacos pontualmente. Por vezes, os grãos apresentam intercrescimento perfitico.

Os grãos de quartzo apresentam dimensões inferiores aos grãos de feldspato potássico, sendo subédricos a anédricos. Os referidos grãos de quartzo formam intercrescimentos granofíricos de dimensões menores que <1mm, apresentando contatos concâvos entre si, bem como contatos retos com cristais de feldspato potássico e os minerais opacos. Mais localmente há também a presença de vênulas de quartzo.

O zircão possui forma de pequenos grãos automorfos, prismáticos, tendo contato côncavo com os minerais opacos, enquanto a apatita acicular apresenta-se inclusa dentro do zircão (Fig. 16). Há também inclusão de zircão em feldspatos potássicos. Os grãos de muscovita lamelares e subédricos estão presentes na matriz fina da rocha.

As lâminas estudadas petrograficamente sugerem que as rochas devem ter sido alteradas hidrotermalmente.

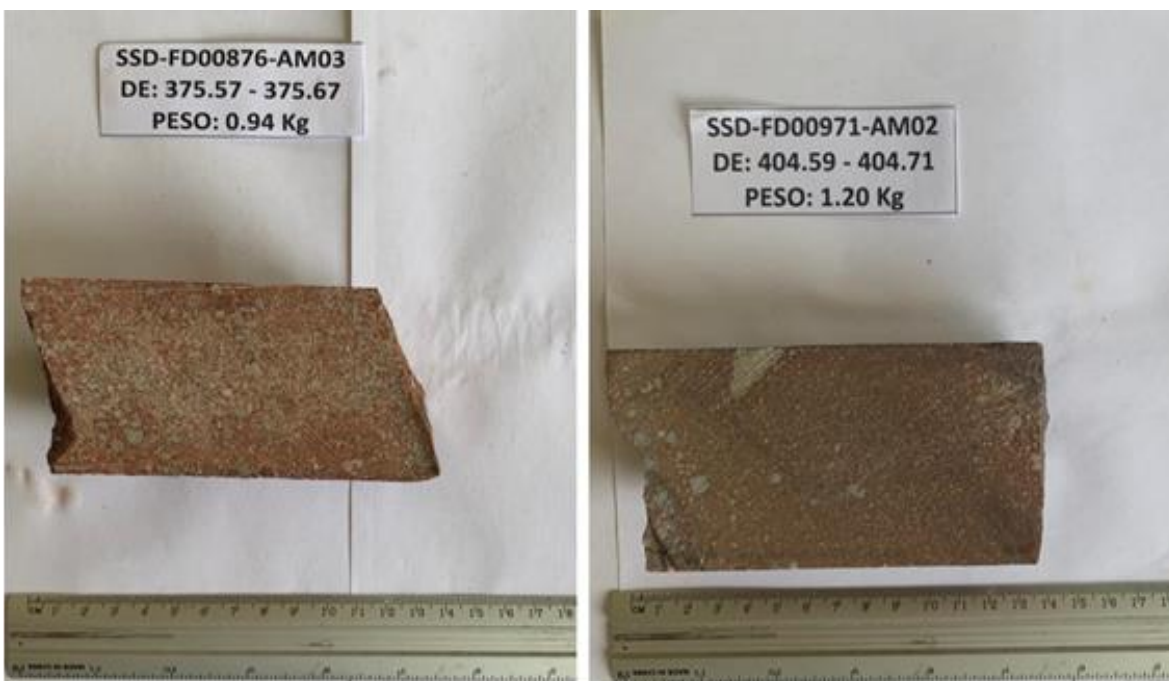


Figura 14. Foto dos testemunhos de sondagem.

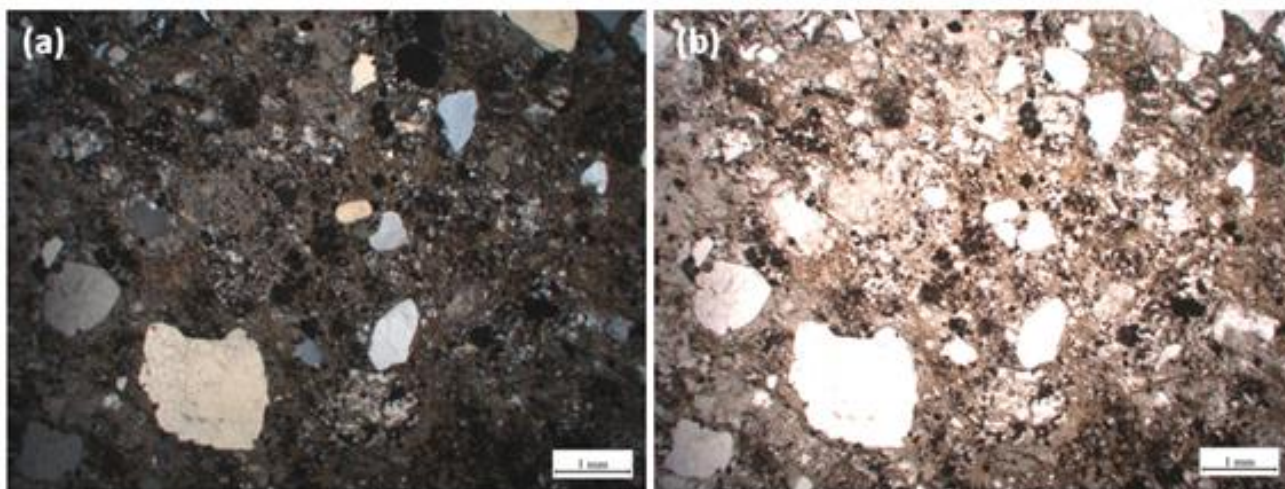


Figura 15. Fotomicrografias exibindo as principais feições das amostras estudadas do Riolito da Formação Carajás: (a) textura inequigranular porfírica (Nícois cruzados) (b) textura inequigranular porfírica (Nícois paralelos).

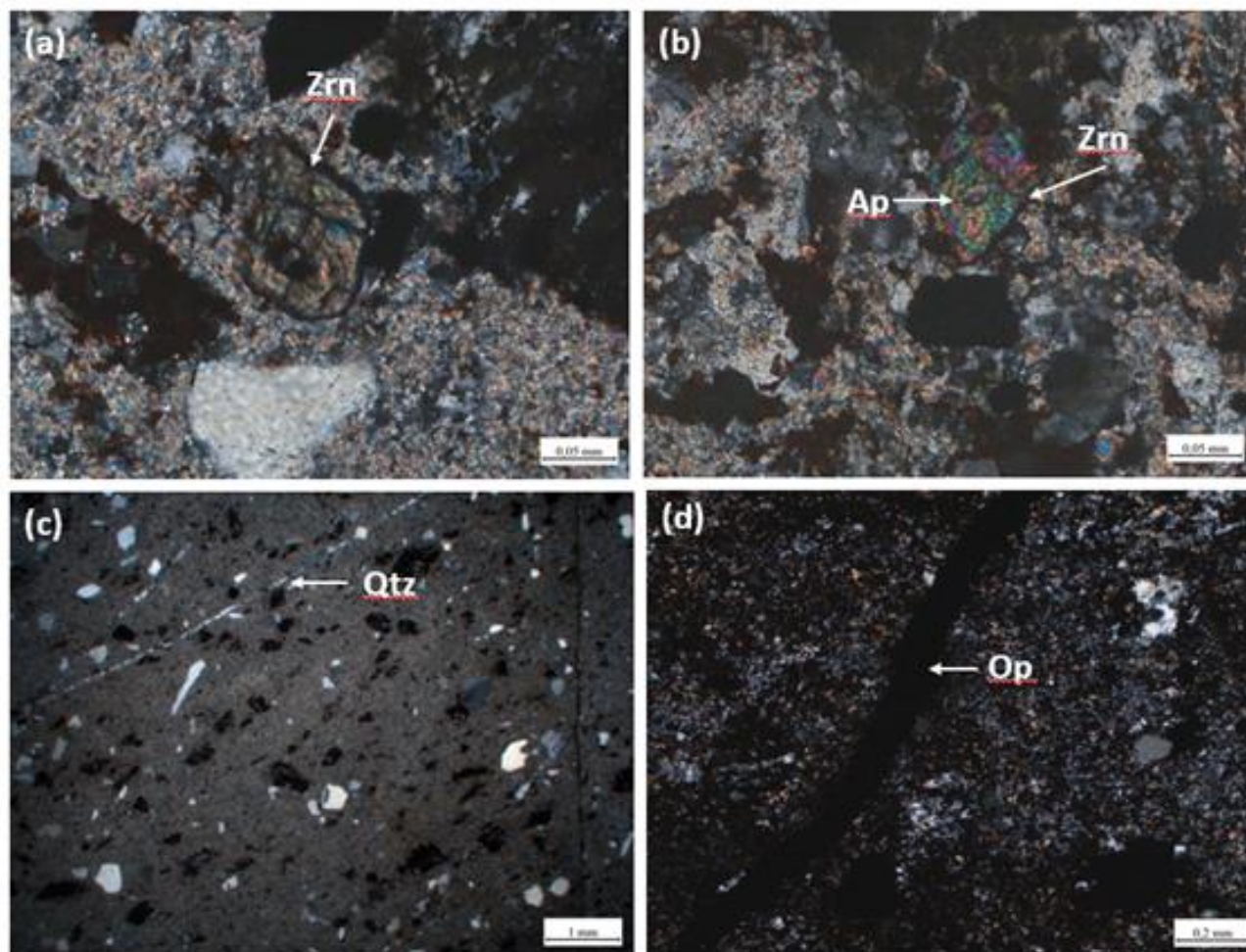


Figura 16. Fotomicrografias exibindo as vênulas e inclusões de minerais presentes nos riolitos da Formação Carajás na area estudada: (a) zircão, (b) grãos de apatita inclusa em zircão, (c) vênula de quartzo, (d) vênula de minerais opacos.

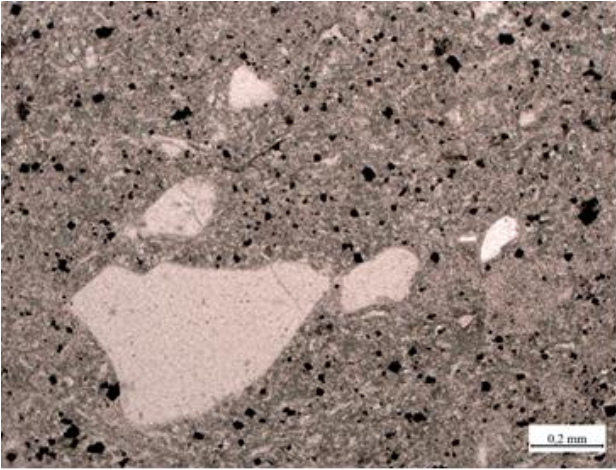


Figura 17. Fotomicrografia exibindo grãos de clorita nos riolito da area de estudo. Nicóis paralelos.

4.3. Litogeoquímica: Classificação de Rochas, discriminação de séries magmáticas e tratamento de dados

A análise química de rocha total foi realizada em nove amostras (Tab. 1), levando em consideração os diferentes estágios intempéricos das rochas coletadas nos furos de sonda. As referidas amostras foram selecionadas após a caracterização petrográfica e analisadas pela Analytical Laboratories (ALS Limited), Lima-Perú, sendo obtidas as concentrações de elementos maiores, menores e traço, incluindo os elementos terras raras (ETR). Os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 , BaO , K_2O e SrO) foram determinados por espectrometria por Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) e os elementos-traço (Ba, Ce, Co, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Pb, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr) por Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS).

Neste artigo, os elementos maiores foram expressos em porcentagem de peso (%peso), enquanto os elementos traços foram expressos em partes por milhão (ppm). A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de softwares adequados à discriminação de séries, classificação de rochas e interpretação petrogenética.

Os pacotes ME-ICP06, TOT-ICP06, OA-GRA05, ME-MS81, ME-MS42, ME-4ACD81 utilizam dados de padrões internacionais sobre rochas para avaliar a acurácia dos dados obtidos. As normas SY-4, OREAS 146, NCSDC71301, BXSP-1, BCS-348, MRGeo08, GBM908-10 e OREAS 24b foram utilizadas como padrões devido à semelhança com as rochas da área de estudo. A precisão analítica dos elementos maiores varia de 0 a 1,66%. A precisão analítica para os elementos menores (traços e terras raras) varia entre 0 e 14,75 %. Ressalta-se que, excepcionalmente, a precisão calculada para o Pb foi de 20%. Em virtude deste fato, a atenção especial será dada a diagramas que venham a utilizar este elemento.

A acurácia analítica para os elementos maiores varia de 0 a 6,87%. A acurácia analítica dos elementos menores, terras raras e traços varia entre 0 e 9,86%.

O ferro de todas as amostras estudadas neste artigo foi analisado como ferro total expresso sob a forma de ferro férrico (Fe_2O_{3t}).

Os valores de perda ao fogo (LOI) das amostras do Grupo Grão Pará, selecionadas para este estudo, estão, em geral, acima de 2 %peso (média 3,96 %peso) (Tab. 2). Como uma aproximação, o valor de perda ao fogo (LOI) das rochas pode ser uma indicação do grau de alteração. Rochas com valores elevados de LOI são, geralmente, mais alteradas do que aquelas com valores mais baixos (Valente et al. 2002). $\text{LOI} > 2\%$ do Grupo Grão Pará pode ter sido afetados extensivamente por alteração hidrotermal e

intemperismo. Mesmo assim, os valores de LOI podem ser usados como critério de seleção de amostras alteradas, com alguma confiança, no caso das rochas que contêm volumes relativamente pequenos de fases hidratadas, como é o caso dos riolitos. Aliando este fato ao que foi analisado na petrografia, considerou-se a rocha vulcânica estudada neste trabalho como parcialmente alterada.

As amostras SSD-FD00876-AM03, SSD-FD01016-AM02 e SSD-FR01166-AM01, apresentam totais dos óxidos iguais a 101,75

%peso, 98,11 %peso e 98,49 %peso, respectivamente. Estas somas estão fora do intervalo (entre 99 e 101% peso) geralmente considerado satisfatório para análises geoquímicas de rocha total. Mesmo assim, estas amostras foram utilizadas neste trabalho, muito embora atenção especial tenha sido dada a elas no tocante à detecção de possíveis discrepâncias. Uma estimativa da qualidade das análises utilizadas neste trabalho foi feita pelo cálculo de coeficientes de variação (coeficiente de variação=desvio-padrão/média) (Tab. 2).

Tabela 1. Composição química das rochas estudadas de S11D – Elementos maiores são expressos em percentagem de peso (%peso), enquanto que os elementos traços são expressos em partes por milhão (ppm). Fe₂O₃ é ferro total sob a forma de ferro férrico; LOI é a perda ao fogo.

NUMERO AMOSTRA	1 SSD-FD00876-AM01	2 SSD-FD00876-AM02	3 SSD-FD00876-AM03	4 SSD-FD00971-AM01	5 SSD-FD01016-AM01	6 SSD-FD01016-AM02	7 SSD-FD01016-AM04	8 SSD-FR01166-AM01	9 SSD-FD00885-AM01
Al ₂ O ₃	15,15	14,75	12,3	10,9	14,65	13,15	13,95	11,85	14,35
BaO	0,11	0,11	0,1	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
Cr ₂ O ₃	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003
Fe ₂ O ₃	14,9	13,75	9,81	22,2	16,4	15,9	16,1	7,75	18
K ₂ O	3,58	3,76	3,61	1,1	1,2	1,61	1,47	2,76	3,75
MgO	0,59	0,61	0,59	2,21	0,19	0,23	0,23	0,42	4,6
MnO	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Na ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05
SiO ₂	61,2	62,1	72,3	59,5	62	62,3	63,1	71,8	56,2
SrO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	0,73	0,68	0,35	0,24	0,38	0,48	0,54	0,27	0,38
LOI	3,99	3,67	2,61	3,94	5,34	4,34	4,85	3,51	3,39
Total	100,38	99,51	101,75	100,17	100,27	98,11	100,35	98,49	100,92
Ba	985	1025	902	145,5	189	239	198	505	376
Ce	103,5	131	226	247	236	219	176	229	223
Co	4,2	3,6	3,4	53	6,6	5,1	4,9	2,8	37,4
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	20
Cs	0,25	0,31	0,28	0,07	0,11	0,13	0,14	0,16	0,24
Dy	5,38	6,16	6,65	11,85	12,4	11,05	7,17	11	11,45
Er	3,44	3,49	3,16	6,79	6,85	6,33	4,69	6,68	6,62
Eu	2,16	2,56	4,14	2,95	3,55	3,4	2,99	1,99	2,5
Ga	21,4	20,3	16,5	18,5	19,2	18,7	18,5	21,6	18,7
Gd	7,36	7,71	12,15	14	14,95	13,6	9,95	12,8	13
Hf	14,1	13,6	7,1	12,3	15,7	14,1	13,9	13,6	14,9
Ho	1,14	1,22	1,11	2,33	2,48	2,18	1,49	2,18	2,38
La	73,3	91,4	129,5	127,5	116,5	111,5	108,5	108,5	108,5
Lu	0,57	0,61	0,4	0,97	0,87	0,91	0,75	1,94	1,07
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Nb	16	16,8	10,6	28,2	32,2	24,6	20,6	30,1	29,8
Nd	51	63,2	99,6	104	97,8	90,4	77,3	85,3	92,7
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Pr	14,3	17,9	27,3	29,7	27,2	25,1	22,2	24	25,1
Rb	54,3	57,8	53,1	25,7	25,9	32,8	31,6	55	90,4
Sm	8,29	10,4	17,95	18,3	17,25	15,5	12,8	14,35	14,7
Sn	2	2	2	2	2	2	1	3	5
Sr	5,1	6,1	6,7	1,2	1,9	3,7	5,7	2,6	2,5
Ta	1	1	0,7	2	2,1	1,6	1,4	2	1,9
Tb	0,92	0,99	1,4	1,99	2,19	1,89	1,3	1,75	1,84
Th	11,55	11,45	7,22	28,9	30,9	23,6	18,65	30,7	32,8
Tl	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Tm	0,55	0,57	0,47	1,02	0,93	0,93	0,75	1,02	1,06
U	3,75	3,22	2,08	7,22	5,46	4,65	3,85	5,97	6,7
V	46	40	27	15	30	31	36	7	15
W	7	8	6	3	2	2	3	3	7
Y	34,1	37,3	35,2	68,6	75,1	63,1	46,1	65,4	67,4
Yb	3,8	3,73	2,83	6,68	6,1	6,31	5,34	6,84	7,11
Zn	30	29	17	32	25	42	37	22	24
Zr	597	570	300	391	545	554	536	470	563
As	0,00009	0,00003	0,00005	0,00002	0,00016	0,00014	0,00012	0,00012	0,00005
Bi	0,000021	0,000021	0,000133	0,000001	0,000031	0,000019	0,000056	0,000001	0,000001
Hg	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000007	0,0000005	0,0000006	0,0000005	0,0000005
Sb	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000005	0,0000006	0,0000006
Se	0,00002	0,00002	0,00002	0,00005	0,00002	0,00002	0,00002	0,00002	0,00002
Tl	0,000002	0,000002	0,000002	0,000002	0,000002	0,000002	0,000002	0,000002	0,000002
Ag	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Cd	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Co	3	3	3	58	5	5	5	2	41
Cu	110	113	56	317	41	31	25	87	9
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Mo	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ni	8	12	7	9	3	6	4	7	13
Pb	3	2	3	2	10	7	4	3	3
Sc	12	12	7	5	8	10	9	5	6
Zn	20	17	12	28	32	37	28	17	28

Tabela 2. Valores mínimos, máximos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos dos riolitos (Fe_2O_3 é ferro total sob a forma de ferro férrico; LOI é a perda ao fogo e n é o número de amostras).

Elemento	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação	n
Al_2O_3	10,9	15,15	13,45	1,481	0,1101	9
BaO	0,01	0,11	0,0533	0,0418	0,7844	9
CaO	0,01	0,06	0,01556	0,01667	1,0714	9
Cr_2O_3	0,002	0,003	0,002111	0,000333	0,1579	9
Fe_2O_3	7,75	22,2	14,98	4,27	0,2851	9
K_2O	1,1	3,76	2,538	1,178	0,4643	9
MgO	0,19	4,6	1,074	1,459	1,3584	9
MnO	0,01	0,03	0,02444	0,00882	0,3608	9
Na_2O	0,01	0,06	0,02333	0,01803	0,7726	9
P_2O_5	0,04	0,07	0,05111	0,01054	0,2062	9
SiO_2	56,2	72,3	63,39	5,32	0,084	9
SrO	0,01	0,01	0,01	-	-	9
TiO_2	0,24	0,73	0,45	0,172	0,3822	9
LOI	2,61	5,34	3,96	0,812	0,2051	9
Total	98,11	101,75	99,994	1,139	0,0114	9
Ba	146	1 025	507	366	0,7208	9
Ce	103,5	247	198,9	50,7	0,2548	9
Co	2,8	53	13,44	18,45	1,3727	9
Cr	10	20	11,11	3,33	0,3	9
Cs	0,07	0,31	0,1878	0,0839	0,447	9
Dy	5,38	12,4	9,234	2,816	0,3049	9
Er	3,16	6,85	5,339	1,62	0,3035	9
Eu	1,99	4,14	2,916	0,696	0,2385	9
Ga	16,5	21,6	19,267	1,602	0,0832	9
Gd	7,36	14,95	11,724	2,747	0,2343	9
Hf	7,1	15,7	13,256	2,489	0,1878	9
Ho	1,11	2,48	1,834	0,581	0,3168	9
La	73,3	129,5	108,08	17,36	0,1606	9
Lu	0,4	1,07	0,7989	0,2313	0,2895	9
Mo	2	2	2	-	-	9
Nb	10,6	32,2	23,21	7,56	0,3258	9
Nd	51	104	84,59	17,73	0,2096	9
Pb	5	5	5	-	-	9
Pr	14,3	29,7	23,64	4,87	0,2058	9
Rb	25,7	90,4	47,4	20,89	0,4407	9
Sm	8,29	18,3	14,39	3,41	0,237	9
Sn	1	5	2,333	1,118	0,4792	9
Sr	1,2	6,7	3,944	2,01	0,5096	9
Ta	0,7	2,1	1,522	0,521	0,3426	9
Tb	0,92	2,19	1,586	0,451	0,2844	9
Th	7,22	32,8	21,75	9,82	0,4514	9
Tl	0,5	0,5	0,5	0,00	-	9
Tm	0,47	1,06	0,8111	0,2302	0,2838	9
U	2,08	7,22	4,767	1,702	0,3571	9
V	7	46	27,44	12,86	0,4684	9
W	2	8	4,556	2,404	0,5276	9
Y	34,1	75,1	54,59	16,41	0,3007	9
Yb	2,83	7,11	5,416	1,578	0,2913	9
Zn	17	42	28,67	7,71	0,2691	9
Zr	300	597	502,9	98,2	0,1954	9
As	0,00002	0,00016	0,000087	0,000051	0,5883	9
Bi	0,000001	0,000133	0,000032	0,000042	1,329	9
Hg	-	0,000001	0,000001	-	0,1326	9
Sb	0,000005	0,000006	0,000005	-	0,0844	9
Se	0,00002	0,00005	0,000023	0,00001	0,4286	9
Tl	0,000002	0,000002	0,000002	-	-	9
Ag	0,5	0,5	0,5	-	-	9
Cd	0,5	0,5	0,5	-	-	9
Co	2	58	13,89	20,66	1,4876	9
Cu	9	317	87,7	93,7	1,0689	9
Li	10	10	10	-	-	9
Mo	1	1	1	-	-	9
Ni	3	13	7,67	3,32	0,4326	9
Pb	2	10	4,111	2,667	0,6486	9
Sc	5	12	8,222	2,728	0,3318	9
Zn	12	37	24,11	8,12	0,3366	9

Cabe ressaltar que os valores elevados de coeficientes de variação são indicativos de:

- 1) Erro analítico (isso pode ser testado com dados de precisão e acurácia);
- 2) Alteração (isso pode ser testado pela checagem dos valores de LOI e pelas variações dos elementos traços incompatíveis imóveis; p. ex. Y, Zr e Nb);

Valores relativamente elevados observados para outros elementos (p.ex.: CaO= 1,07, MgO= 1,36, Co= 1,37, Bi= 1,33 e Cu= 1,07; (Tab. 2) podem ser decorrentes das concentrações muito próximas dos limites de detecção dos instrumentos analíticos.

4.3.1. Classificação de Rocha

O diagrama de discriminação de series utilizado neste trabalho (Fig.18a) foi o TAS (Total de Alcalis x Sílica; Irvine & Baragar, 1971) onde as amostras plotaram no campo de subalcalinos.

Com base nos diagramas de (Ross & Bedard, 2009) e o diagrama de fertilidade para rochas riolíticas de (Leshner, 1986), os riolitos estudados da Formação Carajás (FC) de é possível afirmar que os magmas de composição riolítica estudados no presente

artigo científico caracterizam uma série calcioalcalina (Fig.18 a-b).

Os álcalis são elementos relativamente móveis durante a atuação dos processos secundários (ação intempérica e/ou hidrotermais). As amostras foram plotadas em diagramas de classificação (Fig.18 a-b) que se baseiam em elementos considerados imóveis, tais como o Zr, Y, Th e Yb (Leshner, 1986; Ross & Bedard, 2009).

As amostras classificadas como riolitos e dacitos no diagrama TAS (Figs. 19 a-d) apresentam teores de $TiO_2 < 0.73$ %peso, sendo portanto, caracterizada como de baixo TiO_2 (Tab. 2).

Em termos gerais, o cálculo da norma CIPW indica a presença dos seguintes minerais normativos: quartzo (36,42 – 67,13%), ortoclásio (7,02 – 24,19%), coríndon (8,38 – 13,97%), hematita (8,59 – 23,98%), hiperstênio (0,53 – 12,05%), ilmenita (0,02 – 0,06%), apatita (0,02 – 0,11%), rutilo (0,22 – 0,72%) e albita (0,09 – 0,53%), (Tab. 3).

Os feldspatos presentes nestas rochas são de tendência mais potássica, corroborando assim os resultados fornecidos pela descrição petrográfica.

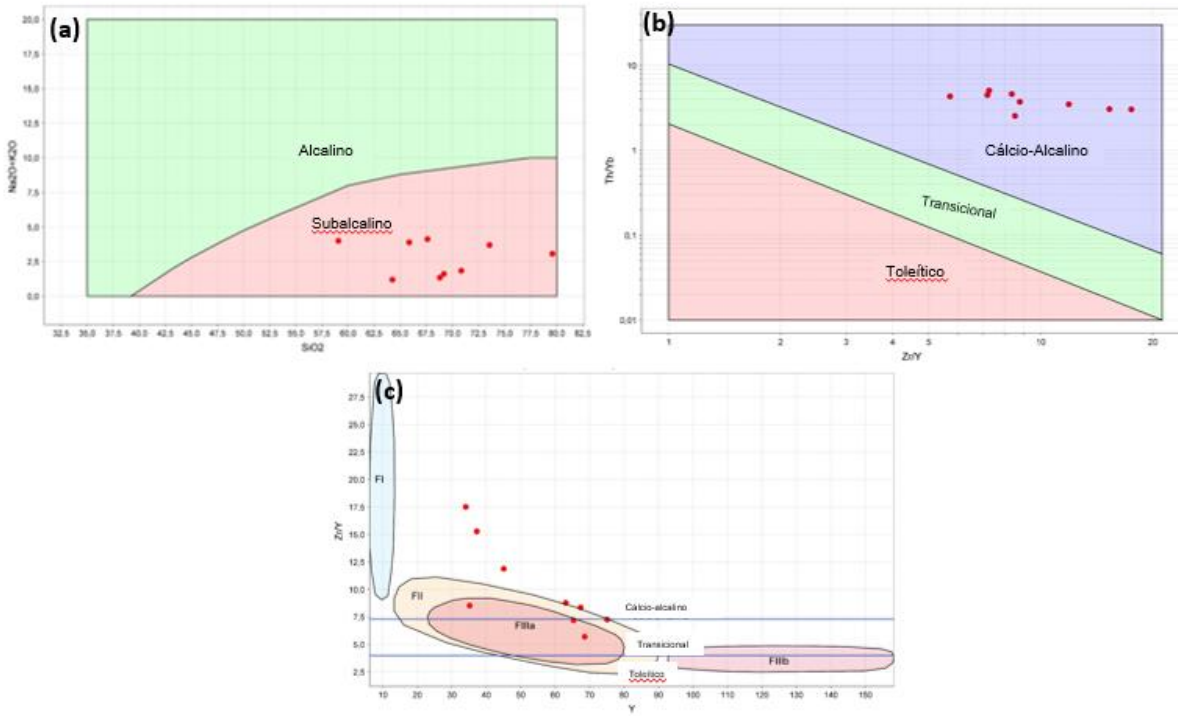


Figura 18. (a) Diagrama de discriminação de séries (Irvine & Baragar, 1971) para os riolitos estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica; (b) caracterizam uma série subalcalina; (a) Diagrama de classificação de afinidade magmática para as amostras estudadas (Ross & Bedard, 2009). Zr/Y versus Th/Yb plotou no campo das rochas de afinidade magmática calcoalcalina; (c) Diagrama de classificação de fertilidade dos riolitos (Leshner, 1986). Y versus Zr/Y plotou no campo das rochas de afinidade magmática transicional para calcoalcalina.

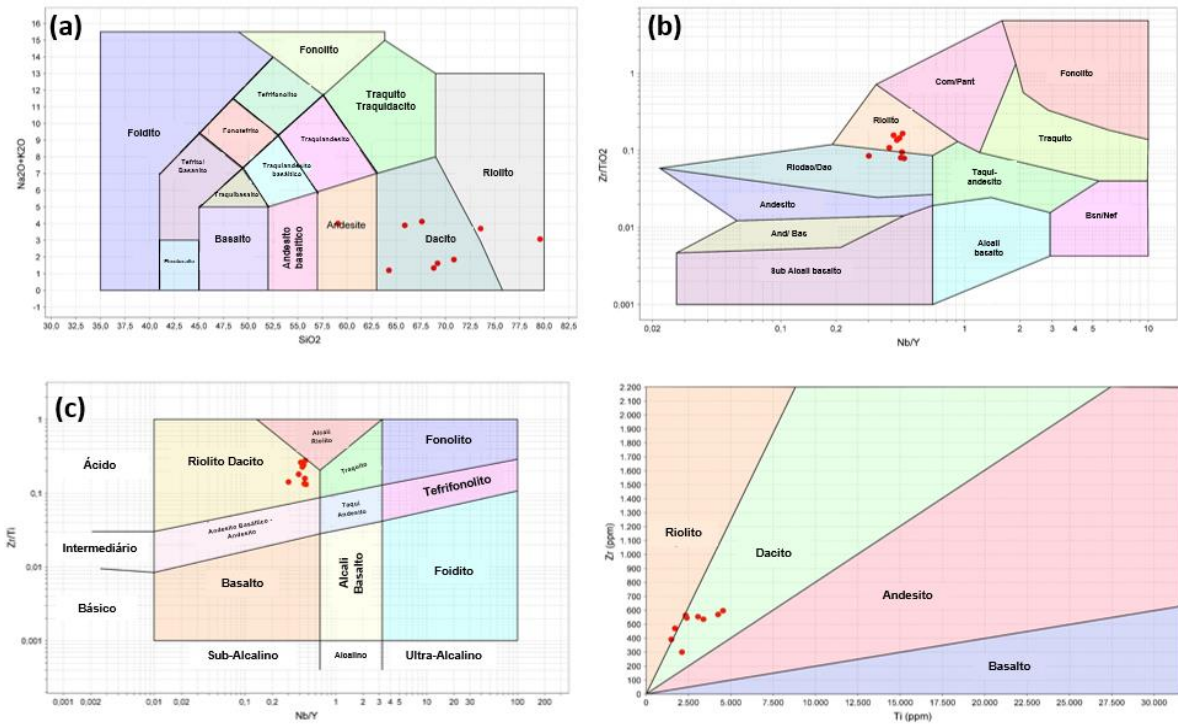


Figura 19. (a) Diagrama SiO₂ versus Na₂O+K₂O de classificação de rochas (LeMaitre, 1989) para os riolitos estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica. (b) diagrama de classificação de rochas (Winchester & Floyd, 1977). (c) (Pearce 1996) e (d) (Hallberg, 1984). (a) SiO₂ versus Na₂O+K₂O; (b) Nb/Y versus Zr/TiO₂; (c) - Nb/Y versus Zr/Ti; (d) Ti (ppm) versus Zr (ppm).

As amostras de riolitos plotadas no diagrama de classificação litogeoquímica de rochas (LeMaitre, 1989) (Fig. 19a) plotam no campo de rochas de composição intermediária a ácida, discriminando que as referidas composições dos magmas estudados varia de dacítica a riolítica. Vale ressaltar que somente uma amostra plotou no campo do andesito (SSD-FD000885-AM01). No entanto, é preciso levar em consideração que SiO₂ e os álcalis são óxidos mais suscetíveis a processos como intemperismo, hidrotermalismo e metassomatismo devido a volatilidade associada aos mesmos.

Sendo assim, há a necessidade de se trabalhar com diagramas que utilizam elementos traços e incompatíveis imóveis (Figs. 19 b-d) onde verificou-se que as amostras plotaram nos campos dos riolitos e dacitos.

No diagrama multielementar para elementos traços normalizado para o Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) (Fig. 20a), as rochas da FC apresentam um empobrecimento em LILEs (Rb, Ba, Sr, Ce) em relação aos HFSEs. As anomalias negativas de Sr, P e Ti são notáveis, além de anomalias negativas de Nb e K. O

padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR), quando normalizados pelo Condrito de Boynton (1984) (Fig. 20b), mostram que as rochas apresentam enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e anomalia negativa de Eu. As amostras apresentam maior enriquecimento em ETRLs em relação aos pesados e uma leve anomalia negativa de Ce.

Tabela 3. Norma CIPW: Média, mínimos, máximos e desvios-padrão. A letra n corresponde ao número de amostras dos riolitos estudados no presente trabalho.

Norma CIPW					
Minerais	Média	Mínimo	Máximo	Desv. Pad	n
Quartzo	56,46	36,42	67,13	9,53	9
Coríndon	11,01	8,38	13,97	1,77	9
Ortoclásio	16,14	7,02	24,19	7,23	9
Albita	0,21	0,091	0,534	0,16	9
Hiperstênio	2,85	0,53	12,05	3,83	9
Ilmenita	0,05	0,02	0,06	0,02	9
Hematita	16,27	8,59	23,98	4,68	9
Rutilo	0,44	0,21	0,72	0,18	9
Apatita	0,03	0,02	0,11	0,03	9

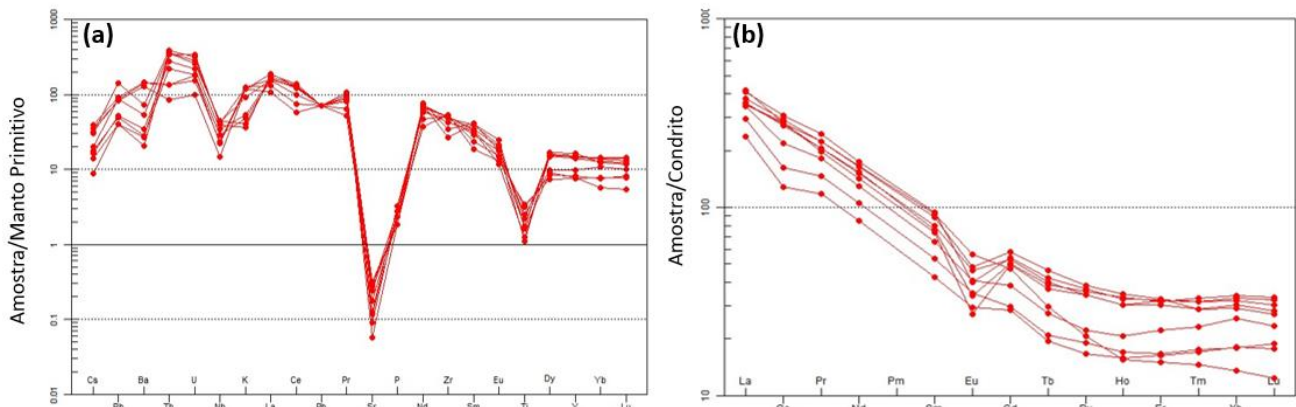


Figura 20. Padrões dos elementos traços e elementos terras raras para as rochas da FC. (a) Diagrama multielementar de elementos-traço normalizados pelo Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989); (b) Diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados pelo Condrito (Boynton, 1984).

4.3.2. Tratamento qualitativo dos dados geoquímicos

Os riolitos estão alterados e modificados pela ação de fluidos magmáticos, primários ou secundários, origem meteórica ou decorrentes de reações metamórficas.

Elementos essencialmente imóveis foram utilizados na classificação destas rochas e na definição da afinidade química, com o objetivo de minimizar qualquer interferência de processos relacionados ao intemperismo, metamorfismo e hidrotermalismo.

O zircônio (Zr) em rochas ígneas é geralmente considerado o elemento mais imóvel durante as alterações hidrotermais (Pearce & Cann, 1973; Weaver & Tarney, 1981; Sheraton, 1984; Li et al. 2008; Pearce, 2014). Processos de contaminação crustal e mistura de magmas podem interferir na distribuição dos elementos químicos e estes devem ser considerados na avaliação da mobilidade de elementos (Wilson, 1989).

No intuito de verificar a mobilidade dos elementos maiores, LILEs e HFSEs, diagramas

binários do tipo Harker foram elaborados, utilizando o elemento imóvel Zr como índice de diferenciação, ou seja, Zr é elemento do eixo X (Fig. 21).

Na correlação dos óxidos de Na₂O e K₂O versus Zr (Fig. 21) foram verificadas grandes dispersões, além de valores anormalmente baixos para rochas da Formação Carajás (FC). Da mesma forma, o elemento LILE, com alta mobilidade como o Ba, também apresentou dispersão em relação ao Zr. No diagrama SiO₂ versus Zr observa-se um padrão de correlação negativa, enquanto que para o Al₂O₃ ocorre uma correlação positiva em relação ao Zr. Para os elementos considerados pouco móveis, como o La, Lu, Nb e Y, observa-se também, uma correlação negativa com o Zr.

A partir da avaliação da mobilidade dos LILEs e HFSEs foi possível identificar os elementos que permaneceram imóveis durante os possíveis processos de alteração e, assim, selecionar os elementos a serem utilizados nas classificações e discussões petrogenéticas.

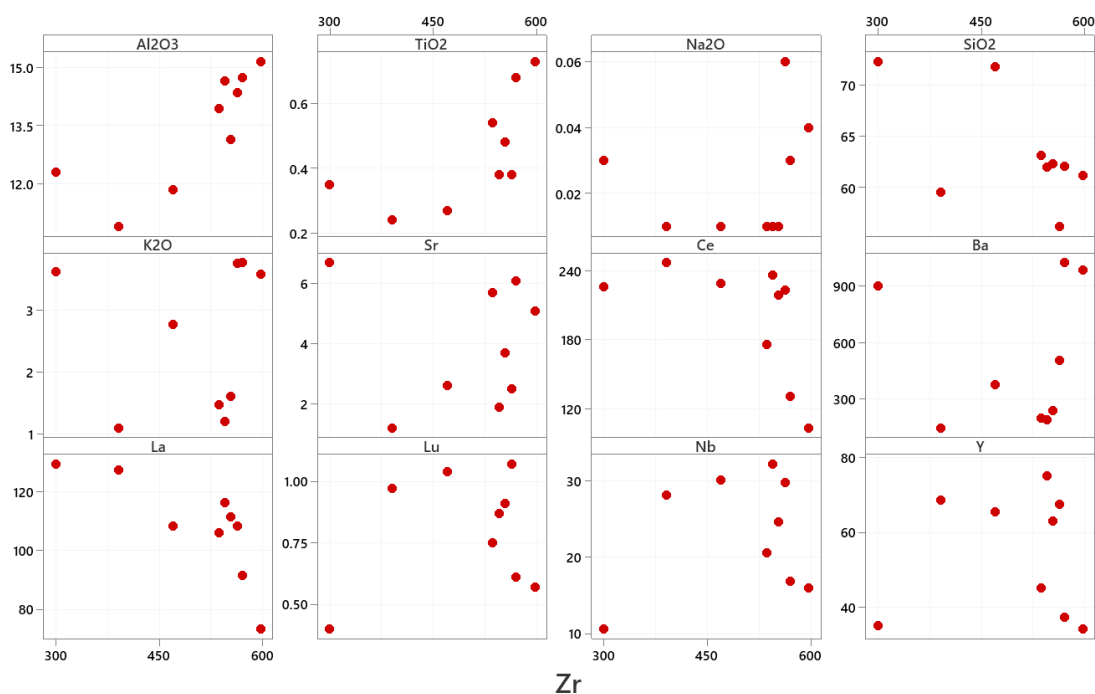


Figura 21. Comparação dos elementos Al₂O₃, TiO₂, Na₂O, SiO₂, K₂O, Sr, Ce, Ba, La, Lu, Nb e Y versus Zr (Pearce, 2014) para avaliação da mobilidade desses elementos nas amostras

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

5.1. Petrogênese e implicações geodinâmicas

O trabalho de campo realizado na mina de S11D, pertencente ao município de Canaã dos Carajás no Estado do Pará, permitiu reconhecer rochas vulcânicas ácidas (dacitos/riolitos) e inseridas na FC.

O enfoque deste trabalho são as rochas vulcânicas ácidas que ocorrem associadas às sequências de rochas metavulcanossedimentares (~2,76 Ga) do Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas, estando assim inseridas no distrito Serra Sul na Província Mineral de Carajás, Pará.

Os dados de campo mostraram que em alguns locais da área de estudo, as rochas vulcânicas ocorrem intercaladas com os hematititos friáveis e Jaspelitos. Estas rochas apresentam registros de metamorfismo de baixo grau (Zucchetti, 2007).

As rochas vulcânicas ácidas da FC possuem mineralogia primária composta por cristais de quartzo e feldspatos potássicos. Os minerais acessórios são: zircão, rutilo, apatita e minerais opacos. Os minerais secundários são representados por clorita, muscovita e sericita. A maior parte das amostras possuem porfiroclastos de quartzo imersos numa matriz quartzo-feldspática, representando estes porfiroclastos, um resquício da mineralogia ígnea da rocha. De acordo com Teixeira (2005), uma fração das rochas vulcânicas são pela predominância de quartzo arredondado imerso em matriz muito fina. As rochas são descritas como porfiríticas, com fenocristais de feldspatos potássicos e quartzo, medindo entre poucos milímetros a 5 mm de comprimento, envolvidos em matriz com quartzo, feldspato, muscovita, sericita e minerais opacos.

As feições de alteração hidrotermal observados nas vulcânicas, como a muscovitização e a sericitização, revelam a ação de fluidos na região. Há a tendência do cristal de biotita se transformar, segundo os planos de clivagem, quaisquer que sejam eles,

considerando que a clivagem facilita a percolação dos fluidos hidrotermais.

A formação da sericita ocorre por instabilidade química dos feldspatos na presença de H⁺, OH⁻, K⁺, com formação de quartzo e micas brancas, além da lixiviação de Na, Mg, Ti, Fe e K (Misas, 2015). Os feldspatos alcalinos são extremamente susceptíveis a ação de soluções hidrotermais (Sial & McReath, 1984) e em zonas de hidrotermalismo é comum a substituição de feldspatos alcalinos por sericita (Tokashiki, 2015).

Associada à paragênese hidrotermal ocorre a clorita (Fig. 17), que pode precipitar diretamente de soluções ou substituir minerais pré-existentes, geralmente ferro-magnesianos, e os minerais opacos. Portanto, a assembleia mineral resultante da alteração hidrotermal é composta por quartzo, muscovita, sericita, minerais opacos, rutilo e clorita.

Os padrões para elementos-traço observados no diagrama multielementar (Fig. 20a) são caracterizados por expressivas anomalias negativas de Sr, P e Ti. A anomalia negativa de Nb e K é característica de magmas de zonas de subducção, enquanto que o padrão de ETRs é característico de magmas alcalinos e intraplaca (Fig. 20a).

A anomalia negativa de Sr pode estar relacionada a alta mobilidade desse elemento, considerando que houve empobrecimento nos principais elementos móveis da rocha, associado ao evento hidrotermal que afetou a região. Além disso, as anomalias de Sr, P e Ti podem ainda ter sido intensificadas pelo fracionamento de plagioclásio, apatita, minerais opacos/rutilo, respectivamente, durante a geração dos dacitos e riolitos.

O padrão de distribuição dos ETR (Fig. 20b) mostra que as rochas apresentam enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. A anomalia negativa de Eu observada sugere fracionamento de plagioclásio.

No diagrama de discriminação geotectônica Y+Nb versus Rb (Fig. 22a), as amostras plotam em dois campos denominados de VAG

(granitos de arco vulcânico) e WPG (intraplaca), sendo estes pós-colisionais. A distribuição das amostras em dois campos no diagrama de Pearce et al. (1984) sugere mistura de fontes para as vulcânicas da FC, com contribuição de material crustal e mantélico. O padrão geoquímico das rochas da FC podem ser relacionados à zona de subducção (anomalias negativas de Nb, Sr e Ti) e à ambiente alcalino intraplaca (padrão de ETR), o que corrobora para a hipótese de mistura de fontes. Assim, a mistura de material crustal com material mantélico é atribuída para a geração das rochas da FC.

O diagrama de Eby (1992), através da relação entre vários elementos-traço, define duas variedades de magmatismo do tipo A: (i) A1, cuja origem é eminentemente mantélica e (ii) A2, produzido por fusão parcial de crosta continental.

Os produtos de mistura entre material mantélico e crustal também são enquadrados nesta última categoria. As amostras das rochas vulcânicas ácidas da FC plotam no campo Tipo A2 (Fig. 22b), sugerindo fusão parcial da crosta continental.

Os riolitos da FC foram plotados também nos diagramas de ambientação geotectônica de Schandl and Gorton (2002) (Fig. 23). Os referidos diagramas apontam ambientes de arcos continentais e colisionais como possível cenário geodinâmico associado a este magmatismo. Esta implicação geodinâmica é coerente com os resultados litogeoquímicos que mostraram que o referido magmatismo gerador dos riolitos estudados é calcialcalino, que caracteriza um ambiente oxidante. Tal característica justifica as inclusões de minerais opacos em grãos de quartzo e feldspatos potássicos, denotando a cristalização primária de óxidos e/ou sulfetos.

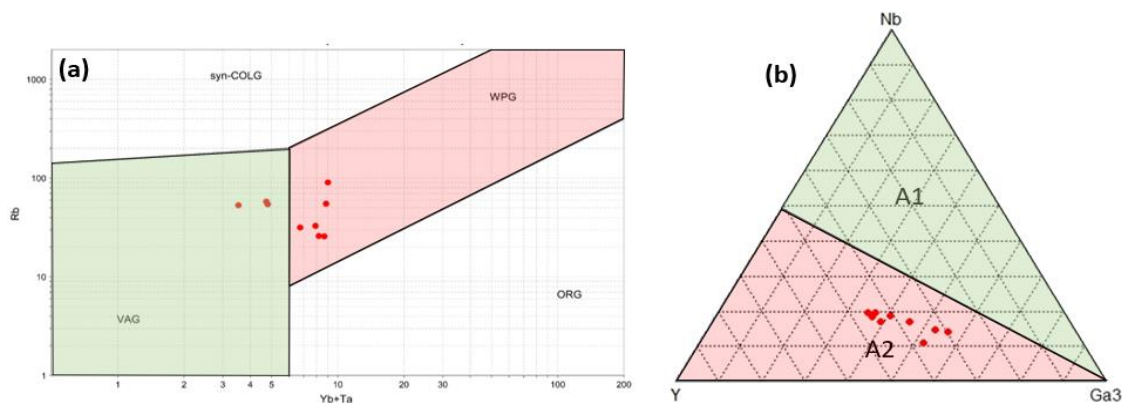


Figura 22. Diagramas discriminantes. (a) Diagrama Y+Ta versus Rb discriminante de ambiência geotectônica (Pearce et al. 1984, com domínios tectônicos), para as vulcânicas ácidas da FC. WPG (Granitos Intraplaca), VAG (Granitos de Arco Vulcânico), ORG (Granitos de CordilheiraOceânica), SYN-COLG (Granitos Sin-colisionais); (b) Diagrama discriminando o magmatismo do Tipo A2 para as metavulcânicas ácidas da Estrada Real (Eby, 1992).

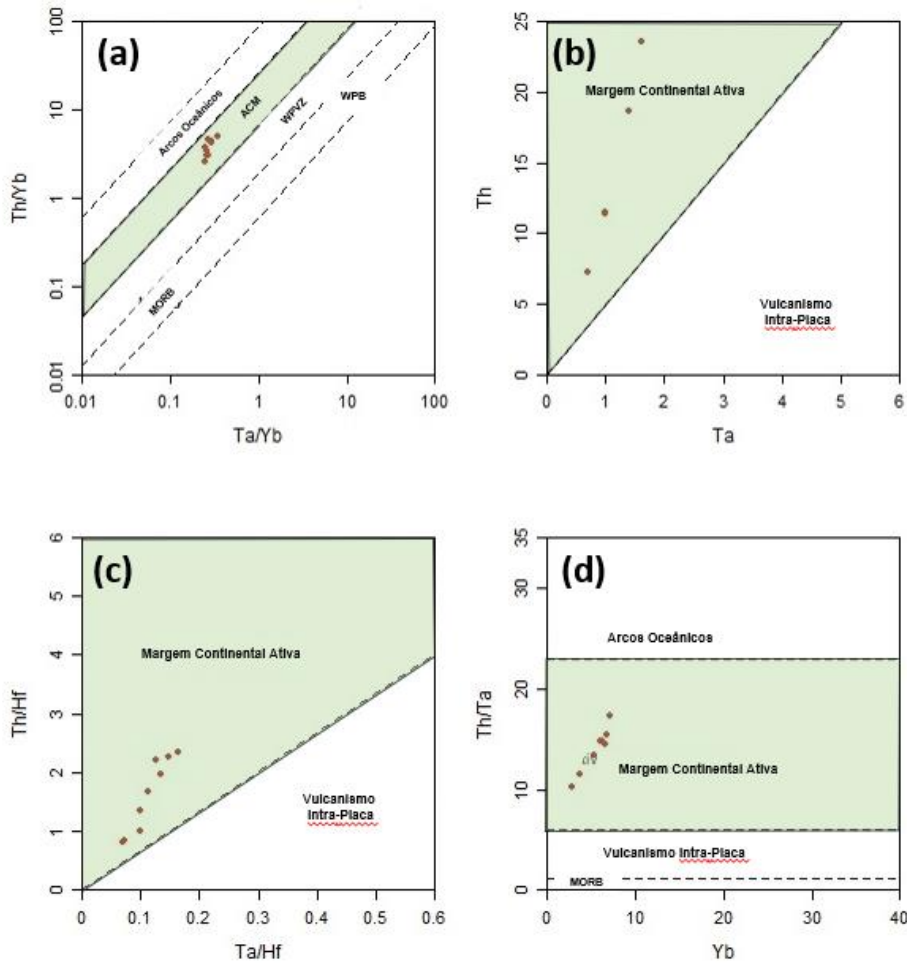


Figura 23. Diagramas de ambientes geotectônicos de (Schandl and Gorton, 2002). (a) Diagrama Ta/Yb versus Th/Yb; (b) Diagrama Tz versus Th; (c) Diagrama Ta/Hf versus Th/Hf; (d) Yb versus Th/Ta. Os diagramas apontam ambientes de arcos continentais e colisionais.

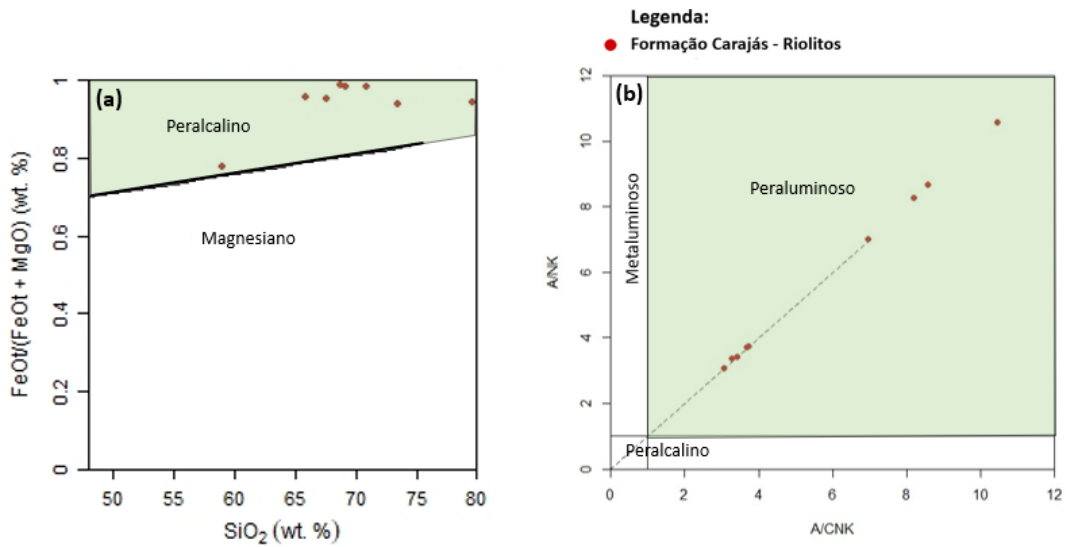


Figura 24. Diagramas de ambientes geotectônicos de Frost and Frost, 2008 e Shand, 1943 respectivamente. (a) Diagrama A/NK versus A/CNK, (b) diagrama FeOt/(FeOt + MgO) versus SiO₂.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho de pesquisa foi financiado pelo Projeto Adimb-Vale SA-Universidades, número de contrato #4600067137. Estou igualmente grato pela infraestrutura do Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica (LABMEG) da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMORIM, L.Q., RIBEIRO, D.T. 1996 - An useful ore Reserve Classification Criteria based on Indicator Kriging - Fifth International Symposium of Mine Planning and Equipment Selection - São Paulo, Brazil.
- ARAÚJO, O.J.B., MAIA, R.G.N., XAFI, J.J.S., COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. Congr. Latino- Amer. de Geol., VII, Belém, Soc. Bras. de Geol., Anais, p324–333.
- ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás – Estado do Pará. DNP/CPRM, Brasília, 136p.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. (1982). Proceedings of the International Symposium on Archean and Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis - ISAP - Salvador, Brazil Revista Brasileira de Geociências — RBG, Vol. 12, n. 1 - 3.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. Ciências da Terra, 9: 6-11.
- DALL'AGNOL, R, TEIXEIRA, NP, RÄMÖ, OT, MOURA, CAV, MACAMBIRA, MJB, OLIVEIRA, DC, 2005, Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. Lithos 80: 101–129.
- 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., Klein, E.L. (Eds.), Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide, p. 150. Belém, PRONEXUFPA/SBG-NO.
- DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D.C., GUIMARÃES, F.V., GABRIEL, E.O., FEIO, G.R.L., LAMARÃO, C.N., ALTHOFF, F.J., SANTOS, P.A., TEIXEIRA, M.F.B., SILVA, A.C., RODRIGUES, D.S., SANTOS, M.J.P., SILVA, C.R.P., SANTOS, R.D., SANTOS, P.J.L., 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia 13. CDrom, Anais, Belém.
- DARDENNE, M.A., FERREIRA FILHO, C.F., MEIRELLES, M.R., 1988. The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. J. South Am. Earth Sci. 1, 363-372.
- DIAS, G.S., MACAMBIRA, M.J.B., DALL'AGNOL, R., SOARES, A.D. V., BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: Comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. Simp. Geol. Amaz., V, Belém, Soc. Bras. de Geol., Bol. Res. Exp., p. 376– 379.
- DOBRIN, M.B., AND SAVIT, C.H., 1988, INTRODUCTION TO GEOPHYSICAL PROSPECTING: MCGRAW-HILL BOOK CO., NEW YORK.
- DOCEGEO RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S.A. 1987. Lithostratigraphic review of the Carajás district and southern Pará, Brazil. In: Precambrian evolution of the Amazonian region. Final meeting of the working group, Carajás, Pará. IGCP Project 204, IUGSUNESCO, Extended Abstracts. Volume 11. 106.
- DOCEGEO RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S.A. (1988). Província Mineral de Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anexo aos Anais, 165 pp.
- FARACO, M.T.L., MARINHO, P.A.C., VALE, A.G., COSTA, E.J.S., MAIA, R.G.N., FERREIRA, A.L., VALENTE, C.R., LACERDA FILHO, J.V., MORETON, L.C., CAMARGO, M.A., VASCONCELOS, A.M., OLIVEIRA, M., OLIVEIRA, I.W.B., ABREU FILHO, W.A., GOMES, I.P. 2004. Folha SB.22 - Araguaia. In: SCHOBENHAUS C., GONÇALVES J. H., SANTOS J. O. S., ABRAM M. B., LEÃO NETO R., MATOS G. M. M., VIDOTTI R. M., RAMOS M. A. B., JESUS J. D. A. DE. (EDS.).
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters, 27(2):211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)
- FLOYD P.A., GÖNCÜOĞLU M.C., WINCHESTER J.A., YALINIZ M.K. 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 173:183-202. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.09>
- 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. Rev. Bras. Geoc. 16:201–211.
- GRAINGER, C.J., GROVES, D.I. & COSTA, C.H.C. 2002. The epigenetic sediment-hosted Serra Pelada Au-PGE deposit and its potential genetic association with Fe-oxide Cu-Au mineralization within the Carajas Mineral Province, Amazon Craton, Brazil, Society of Economic Geologists Special Publication, 9, 47–64.
- HAWKESWORTH, C.J., LIGHTFOOT, P.C., FEDORENKO, V.A., BLAKE, S., NALDRETT, A.J., DOHERTY, W. & GORBACHEV, N.S. 1995. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. Lithos, 34: 61-88.
- HUHN, S.R.B., SANTOS, A.B.S., AMARAL, A.F., LEDSHAM, E.J., GOUVEA, J.L., MARTINS, L.P., MONTALVÃO, R.G.M., COSTA, V.G. (1988). O terreno granito greenstone da região de Rio Maria-Sul do Pará. XXXV Cong Brás Geol, Anais, 3, pp 1438–1452.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- KRYMSKY, R., 2002. Metodologia de análise de U–Pb em mono zircão com traçador 235U-205Pb. Universidade Federal do Pará, Laboratório de Geologia Isotópica, p. 7 (in Portuguese).
- LE BAS M.J. 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science, 260(4):267-288. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. Journal of Petrology, 27(3):745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

- LINDENMAYER, Z.G., RONCHI, L.H., LAUX, J.H. (1998). Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Rev Bras Geociênc* 28(3):257–268.
- LINDENMAYER, Z.G., LAUX, J.H., TEIXEIRA, J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 21-28.
- MACAMBIRA, J.B., RAMOS, J.F.F., ASSIS, J.F.P. & FIGUEIRAS, A.J.M. - 1990 - Projetos Serra Norte e Pojuca, Relatório final. Convênio DNPM/Docegeo/UFPA, Belém.
- MACAMBIRA, M.J.B., LANCELOT, J. (1996). Time constraints of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Int Geol Rev* 38:1134– 1142.
- 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 Res* 49:329–354.
- MARTINS P.L.G., TOLEDO C.L.B., SILVA A.M., CHEMALE JR. F., SANTOS J.O.S., ASSIS L.M. 2017. Neorchean magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, 302:340-357. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.013>
- MCDONOUGH, W.F., & SUN, S.-S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- MCKENZIE, D. & O'NIONS, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32: 1021-1091.
- MELLITO, K.M., TASSINARI, C.C.G. (1998). Aplicação do método Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3, Província Mineral de Carajás, Pará. In: *Cong Bras Geol* 40, Proceedings, Belo Horizonte, SBG, p 119.
- 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. *Anais XXI Cong. Bras. Geol.*, Rio de Janeiro, S, 2164-2174.
- MEIRELES, M.R. 1986. Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 171p.
- MEIRELES, M.R., DARDENE, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 41-50.
- MESCHEDE M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3-4):207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- MOUGEOT, R. (1996). Etude de la Limite Archéen-protérozoïque et des minéralisations or-uranium associées. Exemples des régions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil). Doctorate thesis, University of Montpellier 2.
- OLSZEWSKI, W.J., WIRTH, K.R., GIBBS, A.K., GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental vulcanism and rifting. *Prec. Res.*, 42:229–254. 108.
- PEARCE J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope R.S. (Ed.). *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Chichester: J. Wiley and Sons, p. 525-548.
- PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from the destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.). *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. London, John Wiley & Sons, p. 525-548.
- PEARCE, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Geological Association of Canada Special Publication, 12: 79-113.
- PEARCE, J.A. 2008. Geochemical Fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48.
- PEARCE, J.A. 2014. Immobile Elements Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10: 101-108.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRBY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 38-47.
- PEATE, D.W. & HAWKESWORTH, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. *Chemical Geology*, 127:1-24.
- PIDGEON, R.T., FURFARO, D., KENNEDY, A.K., NEMCHIN, A.A. (1994). Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP II. Abstracts of the 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkeley, USA. *US Geol Surv, Circular* 1107, pp 251.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Cong. Bras. Geol.* 38, Proceedings, SBG, Camboriú, 2:390–391.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 2000. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.* 30(4): 597-606.
- RODRIGUES, E.S., LAFON, J.M., SCHELLER T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. *Congr. Bras. Geol.* 37, Boletim de resumos, SBG, São Paulo, 2:183–184.
- ROLLINSON, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, p.1-344.
- ROSIÈRE, C.A., SEOANE, J.C.S., BAARS, F.J., LOBATO, L.M. 2004. Estruturação da província de Carajás e sua influência na mineralização de ferro, PA. In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM.
- ROSIÈRE, C.A., BAARS, F.J., SEOANE, J.C.S., LOBATO, L.M., LOPES, L., SOUZA, S.R.C. 2005. Structure and iron mineralization in the Carajás Province. In: *Proceedings Iron Ore 2005*, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series No 8/2005, Perth, Australia, 143-150.
- ROSIÈRE, C.A., BAARS, F.J., SEOANE, J.C.S., LOBATO, L.M., SILVA, L.L. DA, SOUZA, S.R.C. DE, MENDES, G.E. 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. *Applied Earth Science*, 115: 126-133
- SACCANI, E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6: 481-501.
- SANTOS, A. DOS, PENA FILHO, J.I. DE C., ARAÚJO, E.S., SOUZA, E. C. DE, JOÃO X. DA, S.J., RICCI P. DOS, S. F., AMARAL, J.A.F. DO, ARAÚJO, O.J.B. DE, MAIA, R.G.N., REZENDE, N. DAS G. DE A. DA M., PAULA, M.L.R. DE, SANTOS, G. DOS, ARGOLLO, T.K.C. DE. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Xinguara, Folha SB.22-Z-C. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Org. Santos A. dos, Pena Filho J. I. de C. – Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. 109.

- SIQUEIRA, J.B. 1990. Organização lito-estrutural do duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém, 125p.
- SEOANE, J.C.S. & BAARS, F.J. Sistema de Integração Geográfica-SIG da Província Mineral de Carajás 1:250.000. Roots Rock Ltda., CD-ROM, Belo Horizonte, inédito.
- SOUZA, S.R.B., MACAMBIRA, M.J.B., SCHELLER, T. (1996). Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas: V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1996, SBG, pp 380–382.
- SHERVAIS J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1):101-118. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0)
- SUN S.S., MCDONOUGH W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42:313-346.
- TEIXEIRA, A.S., FERREIRA FILHO, C.F., GIUSTINA, M.E.S.D., ARAUJO, S.M., SILVA, H.H.A.B., 2015. Geology, petrology and geochronology of the Lago Grande layered complex: evidence for a PGE-mineralized magmatic suite in the Carajás Mineral Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 64, 116–138.
- TEIXEIRA, J.B.G., EGGLE, D.H., 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archaean basaltic and Dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geol. Leopoldensia* 17, 71-114.
- TEIXEIRA W, TASSINARI CCG, CORDANI UG, KAWASHITA K (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res* 42: 213–227
- TRENDALL, A.F., BASEI, M.A.S., LAETER, J.R., NELSON, D.R. (1998). SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J South Am Earth Sci* 11(3):265–277.
- TOLBERT, G.E., TREMAINE, J.W., MELCHER, G.C., GOMES, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*, 66: 985-994.
- VERMEESCH, P. 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7: 1-55.
- WANG, X.C., LI, Z.X., LI, J., PISAREVSKY, S.A. & WINGATE, M.T.D. 2014. Genesis of the 1.21 Ga Marnda Moorn large igneous province by plume–lithosphere interaction. *Precambrian Research*, 241: 85-103.
- WANG, X.C., WILDE, A.S., LI, Q.L. & YANG, Y.N. 2015. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. *Nature Communication*, 6:7700.
- WANG X.C., WILDE, S.A., XU, B. & PANG, C.J. 2016. Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination. *Lithos*, 261: 5-45.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. London, Springer, 466p.
- WIRTH, K.R., GIBBS, A.K., OLSZEWSKI JR, WJ. (1986). U-Pb ages of zircons from the Grão Pará and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Rev Bras Geociênc* 16:195–20.
- WOOD, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- XIA, L.Q. 2014. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones. *Earth-Science Reviews*, 139: 195-212.
- ZUCCHETTI, M. 1998. Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 97 p.
- ZUCCHETTI, M., LOBATO L.M. 2005. Alteração hidrotermal a hematita das rochas máficas encaixantes dos depósitos de ferro N4 e N5, serra dos Carajás. In: SBG, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- ZUCCHETTI, M., LOBATO, L.M. 2004. Alteração hidrotermal a ferro das rochas máficas associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, Província Mineral de Carajás, PA. In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, CD-ROM.
- ZUCCHETTI, M., LOBATO, L.M., HAGEMANN, S. 2007. Hydrothermal alteration of basalts that host the giant Northern Range Carajás iron deposits, Brazil. In: C.J. Andrew et al. (eds.), *Proceedings of 9th Biennial SGA Meeting*, Dublin, p. 1231-1234.
- ZUCCHETTI, M., LOBATO, L.M., HAGEMANN, S. 2006. Geoquímica das rochas vulcânicas máficas associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, Província Mineral de Carajás. In: ADIMB, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto.

Submetido em 13/08/2022

Aceito em 27/09/2022