

André Fleck

**Caracterização das rochas hospedeiras e da
mineralização sulfetada do Alvo Estrela (Cu-Au),
Serra dos Carajás, Pará**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos- UNISINOS, para a obtenção do Título de Mestre (Área de Concentração em Geologia Sedimentar)

Orientadora: Profa. Dra. Zara Gerhardt Lindenmayer

UNISINOS/PPGeo

Agradecimentos

Meus agradecimentos à Capes – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pela bolsa concedida, sem a qual esta dissertação não teria se concretizado, assim como à Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), na pessoa do Secretário Executivo Dr. Onildo Marini pelo apoio continuado ao projeto cujos dados foram utilizados nesta dissertação.

Meus agradecimentos à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) por autorizar a utilização de dados e pelo apoio em campo.

Aos professores do Curso de Pós-Graduação em Geologia meus sinceros agradecimentos pelo profissionalismo, bem como os conhecimentos à mim fornecidos durante este curto período de tempo. Da mesma forma agradeço aos professores Fernando J. Althoff e João Batista Guimarães Teixeira pelas correções e sugestões que contribuíram para uma melhor apresentação desta dissertação.

Aos meus velhos amigos e colegas de mestrado sou imensamente grato pela amizade, companherismo e infindáveis vivências compartilhadas.

À minha família agradeço pelo carinho e apoio que sempre demonstraram.

Em especial agradeço à minha orientadora Dra. Zara Gerhardt Lindenmayer pela confiança, paciência e sabedoria, assim como pela inestimável bagagem de vivências profissionais a mim transmitida.

Sumário

Lista de figuras	iii
Lista de figuras-Primeiro Artigo	iv
Lista de figuras-Segundo Artigo	v
Lista de tabelas	vi
Apresentação	vii
Resumo	viii
Abstract	x
1. Introdução	1
1.1 <i>Justificativa</i>	2
1.2 Objetivos	2
1.3 <i>Métodos de trabalho</i>	3
2. Contexto Geológico da Serra dos Carajás	4
Primeiro Artigo -Alteração Hidrotermal das rochas vulcânicas máficas do Alvo Estrela	
Estrela	8
Abstract	8
Resumo	8
1. Introdução	9
1.1 <i>Materiais e métodos</i>	10
2. Contexto Geológico da Serra dos Carajás	11
3 Geologia do Alvo Estrela	13
4 Características petrográficas do andesito e do gabro	18
4.1 <i>Andesito</i>	18
4.2 <i>Gabro</i>	26
5. Geoquímica de Rocha	31
5.1 <i>Apresentação dos resultados e discussão</i>	31
6. Sucessão Mineral e Alteração Hidrotermal	39
7. Conclusões	44
Referências Bibliográficas	47
Segundo Artigo - Caracterização do minério de Cu-Au do Alvo Estrela, Serra do Carajás, Pará	
Abstract	50
Resumo	50
1. Introdução	51

1.1 <i>Materiais e métodos</i>	52
2. Contexto Geológico da Serra dos Carajás	53
3. Geologia do Alvo Estrela	54
4. Características petrográficas dos veios presentes no gabro e no andesito	59
4.1 <i>Veios no andesito</i>	59
4.2 <i>Veios no gabro</i>	63
5. Características petrográficas do minério	66
6. Sucessão mineral dos veios e do minério	73
7. Alteração hidrotermal e composição dos fluidos: discussão	74
8. Conclusões	79
Referências Bibliográficas	82
Conclusões Gerais	85
Anexos	88

Lista de Figuras

Figura 1- Mapa geológico da Serra de Carajás.....	7
---	---

Lista de Figuras- Primeiro Artigo

Figura 1- Mapa geológico da Serra de Carajás.....	13
Figura 2- Mapa geológico do Alvo Estrela.....	15
Figura 3- Perfil esquemático da zona mineralizada.....	16
Figura 4- Aspecto macroscópico do andesito.....	19
Figura 5- Diagrama de classificação de anfibólios.....	20
Figura 6- Diagrama de classificação de micas.....	21
Figura 7- Diagrama de classificação de turmalinas.....	21
Figura 8- Diagrama de classificação de cloritas.....	22
Figura 9- Diagrama de classificação de plagioclásios.....	23
Figura 10- Fotomicrografias do andesito.....	25
Figura 11- Aspecto macroscópico do gabro.....	27
Figura 12- Fotomicrografias do gabro.....	30
Figura 13- Balanço de massa de elementos maiores – gabro.....	32
Figura 14- Balanço de massa de elementos maiores – andesito.....	32
Figura 15- Balanço de massa de elementos menores – gabro.....	33
Figura 16- Balanço de massa de elementos menores – andesito.....	34
Figura 17- Diagrama Nb/Y x Zr/TiO ₂	35
Figura 18- Diagramas binários Zr x Y, Zr x Th e Zr x Nb.....	36
Figura 19- A- Diagrama Th-Hf-Ta.....	37
Figura 19- B- Diagrama Zr- Sc/Ti.....	37
Figura 20- Diagrama de ETR.....	38
Figura 21- Diagrama multielementos	39
Figura 22- A- Diagrama Zr x CaO.....	41
Figura 22- B- Diagrama Zr x Na ₂ O.....	41
Figura 23- A- Diagrama Zr x K ₂ O.....	42
Figura 23- B- Diagrama Zr x Rb.....	42
Figura 24- Estágios de alteração hidrotermal.....	44

Lista de Figuras Segundo Artigo

Figura 1- Mapa geológico da Serra de Carajás.....	54
Figura 2- Mapa geológico do Alvo Estrela.....	56
Figura 3- Perfil esquemático da zona mineralizada.....	57
Figura 4- Aspecto macroscópico dos veios no andesito.....	60
Figura 5- Fotomicrografias de veios no andesito.....	62
Figura 6- Aspecto macroscópico dos veios no gabro.....	64
Figura 7- Fotomicrografias de veios no gabro.....	66
Figura 8- Aspecto macroscópico do minério.....	68
Figura 9- Fotomicrografias do minério.....	71
Figura 10- Fotomicrografias do minério.....	72
Figura 11- Sucessão mineral dos veios do Alvo Estrela.....	73
Figura 12- Diagrama da atividade de K x Mg.....	75
Figura 13- Diagrama da atividade de O ₂ x S ₂	77

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Resultado das análises químicas totais do gabro do Alvo Estrela.....	88
Tabela 2 – Resultado das análises químicas totais do andesito do Alvo Estrela	90
Tabela3 – Análises de Calcopirita no Alvo Estrela.....	92
Tabela 4 – Análises de Pirrotita no Alvo Estrela.....	94
Tabela 5 – Análises de Pirita no Alvo Estrela.....	95
Tabela 6 – Análises de Bornita no Alvo Estrela.....	96
Tabela 7 – Análises de Molibdenita no Alvo Estrela.....	97
Tabela 8 – Análises de Ilmenita no Alvo Estrela.....	98
Tabela 9 – Análises de Magnetita no Alvo Estrela.....	99
Tabela 10 – Análises de Feldspatos no Alvo Estrela.....	101
Tabela 11 – Análises de Anfibólios no Alvo Estrela.....	102
Tabela 12 – Análises de Micas no Alvo Estrela.....	103
Tabela 13 – Análises de Epidoto no Alvo Estrela.....	106
Tabela 14 – Análises de Turmalinas no Alvo Estrela.....	107
Tabela 15 – Análises de Cloritas no Alvo Estrela.....	109
Tabela 16 – Análises de Topázios no Alvo Estrela.....	110
Tabela 17 – Análises de Apatita no Alvo Estrela.....	111
Tabela 18 – Análises de Titanita no Alvo Estrela.....	112
Tabela 19 – Análises de Carbonatos no Alvo Estrela.....	113

Apresentação

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida a partir de dados do Projeto DNPM/ADIMB/CT-Mineral/FINEP intitulado “Caracterização dos Distritos Mineiros da Amazônia”, Sub-projeto Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará, no qual o autor foi o responsável pela caracterização petrográfica e geoquímica das rochas hospedeiras e do minério, sob orientação da coordenadora do projeto.

O texto referente à dissertação de mestrado, apresentado a seguir foi estruturado em cinco capítulos. O primeiro compreende a introdução da dissertação propriamente dita, contendo resumo, abstract, introdução, objetivos, justificativas, materiais e métodos. O segundo capítulo apresenta o estado da arte da geologia regional. Os dois capítulos subseqüentes correspondem a dois artigos, que serão submetidos a revistas de abrangência nacional ou internacional. Um deles trata da caracterização das rochas hospedeiras do depósito e dos processos de alteração hidrotermal e o outro concentra-se especificamente na caracterização do minério venular. O quinto capítulo abrange as conclusões e as referências bibliográficas de todo o trabalho.

Em decorrência dessa organização, repetições ao longo do texto são inevitáveis, pois embora abordem assuntos distintos, os artigos tratam da mesma área física, contemplando assim os objetivos da dissertação.

Resumo

As rochas hospedeiras do Alvo Estrela (Cu-Au), na região da Serra dos Carajás, são andesitos e gabros calcioalcalinos e cogenéticos pertencentes ao Grupo Grão Pará, do Supergrupo Itacaiúnas, formados há 2,7 Ga. As rochas do alvo correspondem a uma seqüência de 400-600m de espessura de andesitos e gabros alterados compostos de hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, magnetita, biotitas, dravita e schorlita, com menores quantidades de chamosita. Texturas ígneas reliquias ofítica e subofítica ainda estão preservadas nas rochas. A origem do gabro e do andesito está relacionada a arcos magmáticos, como sugere a razão Sc/Ti do gabro $0,02-2,28 \times 10^{-3}$ e $3,25 \times 10^{-3} - 1,67 \times 10^{-3}$ do andesito. A contaminação crustal também é indicada pelo valor negativo do $\epsilon_{Nd}(T) = -3,2$. O andesito apresenta maiores conteúdos de ETR ($\Sigma REE = 347$ a $1786,12$ ppm) do que o gabro ($\Sigma REE = 227,38$ a $1028,28$ ppm), o que pode refletir o conteúdo ígneo original ou um estágio avançado de alteração. Esta última hipótese é favorecida pela similaridade entre os padrões das rochas máficas do Alvo Estrela e basaltos e andesitos paleoproterozóicos de Birch Uchi e La Ronge Domain normalizados pelo MORB.

As rochas hospedeiras do Alvo Estrela Cu-Au foram afetadas por uma alteração sódico-cálcica inicial seguida por uma alteração potássica, acompanhada de ferrificação e sulfetação, que transformou os protólitos ígneos em rochas ricas em biotita. A alteração sódico-cálcica inicial é representada por hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita e menores quantidades de Fe e Mg-biotitas, Fe-epidoto e clorita. A alteração potássica se sobrepõe à alteração sódico-cálcica, sendo composta de siderofilita, biotitas, Fe-epidoto, fluorita, minerais radioativos, quartzo, chamosita, dravita, schorlita, magnetita, calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita e menores quantidades de bornita. O estágio de alteração tardio é representado por greisenização desenvolvida em zonas específicas, principalmente no andesito. A assembléia do greisen é constituída de quartzo, zinnwaldita, Li-muscovita, dravita-schorlita, fluorita, topázio, titanita, F-apatita e clorita. O último estágio de alteração pós-data tanto a mineralização como a greisenização. É marcado por carbonatos junto a fases de baixa temperatura, como calcita, fluorita, chamosita, topázio, quartzo e turmalina. Esta seqüência de alteração sugere que fluidos quentes responsáveis pela alteração potássica e albitização eram oxidados e alcalinos, apresentando altas atividades de K e Cl adicionadas a alta razão Na/Ca. Durante o resfriamento é provável que tenha havido uma diminuição na razão Na/Ca, acompanhada de um aumento na atividade de F, como evidenciado pela maciça presença de fluorita. Raros epidoto e calcita indicam aumento na

atividade de Ca durante o final do hidrotermalismo. Durante o estágio de greisenização o fluido se tornou reduzido e ácido, permitindo a estabilização de Li-muscovitas e demais fases presentes no greisen.

A mineralização sulfetada é epigenética e concentra-se principalmente em veios, brechas e *stockworks* presentes principalmente no andesito. Os veios e brechas formados em 1,8 Ga são compostos de calcopirita, pirita, bornita (subordinada) ± molibdenita, além de magnetita, acompanhados da ganga presente nos veios, composta de quartzo, fluorita, albita, siderofilita, turmalinas, epidoto, chamosita, topázio e rara calcita. A alteração hidrotermal, responsável pela mineralização, caracteriza-se inicialmente por um processo de silicificação (pré-mineralização), identificada pela presença de fases como quartzo, albita e magnetita, seguido por um estágio de potassificação, ferrificação e sulfetação, caracterizado pela presença de fases como siderofilita, turmalinas, albita, quartzo, epidoto, fluorita, magnetita, ilmenita, chamosita, calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita com bornita subordinada. A calcopirita substitui a pirita e é, por sua vez substituída por pirrotita. O Au (0,116-0,759%) foi encontrado principalmente na calcopirita. O estágio subsequente de alteração dos veios (tardi a pós-mineralização) compreende um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como quartzo, zinnwaldita, Li-muscovita, turmalinas, fluorita, topázio e clorita. Veios de fluorita, calcita, chamosita, topázio e quartzo pós-datam a mineralização e a greisenização. Temperaturas do geotermômetro da clorita indicam uma média de 235°C para o estágio de greisenização.

Esta seqüência de alteração sugere que fluidos quentes, responsáveis pela alteração potássica e albitização eram oxidados, alcalinos e apresentavam uma alta atividade de K e Cl em adição à alta razão Na/Ca. O padrão de preenchimento dos veios também sugere que a fO_2 dos fluidos iniciais era compatível com o tampão quartzo-magnetita. Os fluidos, que dominavam os veios com alteração potássica, eram oxidados e provavelmente fracamente alcalinos, tornando-se reduzidos e ácidos, durante o estágio de greisenização. O decréscimo do pH aumentaria a solubilidade da calcopirita, o que pode explicar a menor presença deste sulfeto no greisen. Dados de análises de isótopos de oxigênio realizadas em cristais de quartzo ($\delta^{18}O = 9,6-10,2\%$), clorita ($\delta^{18}O = 1,2\%$ e $\delta D-47\%$) e biotita ($\delta^{18}O = 3,7\%$ e $\delta D-7,8\%$) de veios (Z.G. Lindenmayer, com. verbal) sugerem que os fluidos responsáveis pela mineralização possuíam assinaturas metamórficas e que a mistura destes com águas meteóricas tiveram um importante papel no resfriamento do sistema hidrotermal. Esta mistura pode ter reduzido a concentração de cloreto do fluido, diminuindo a solubilidade da calcopirita.

Abstract

The host rocks for the Estrela Cu-Au deposit in the Serra dos Carajás region are calc alkaline and cogenetic andesites and gabbros of the Grão Pará Group, of the Itacaiunas Supergroup, formed by 2.7 Ga. The deposit is in a 400-600 m thick sequence of altered andesites and gabbros, composed by hastingsite, Fe-pargasite, Fe-hornblende, oligoclase-andesine, albite, quartz, magnetite and biotite, with minor chamosite, dravite and schorlite. Relict ophitic to subophitic igneous textures are still preserved in these rocks. The gabbros and andesites are from magmatic arc origin, as suggested by Sc/Ti ratios of $0.02-2.28 \times 10^{-3}$ for the gabbros and $3.25 \times 10^{-3}-1.67 \times 10^{-3}$ for the andesites. Crustal contamination is also indicated by the $\epsilon_{Nd}(T)$ negative values of -3.2 . The andesites present higher REE content ($\Sigma REE = 347$ a 1786.12 ppm) than the gabbros ($\Sigma REE = 227.38$ a 1028.28 ppm), which may reflect the original igneous content or an advanced alteration stage. The second possibility is favored by the similarity of the MORB normalized spidergrams of the Estrela mafic rocks and the Archean and Paleoproterozoic Canadian Basalts from Birch Uchi and La Ronge Domain.

The host rocks of the Estrela Cu-Au Deposit have been affected by an early calcic-sodic alteration followed by a potassic alteration, accompanied by ferrification and sulfidation, which transformed the igneous protoliths into biotite-rich rocks. The early calcic-sodic alteration is represented by hastingsite, Fe-pargasite, Fe-hornblende, oligoclase-andesine, albite, quartz, magnetite and minor Fe-biotite, Fe-epidote and chlorite. The potassic alteration overprinted the calcic-sodic mineral assemblage and is characterized by siderophyllite, biotite, Fe-epidote, fluorite, radioactive minerals, quartz, chamosite, dravite, schorlite, magnetite, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, molybdenite and minor bornite. The late alteration stage is represented by a greisenization at localized sites, mainly in the andesites. The greisen mineralogy is quartz, zinnwaldite, Li-muscovite, dravite-schorlite, fluorite, topaz, titanite, F-apatite and chlorite. The last alteration stage post dates the mineralization and greisenization. It is marked by calcite, fluorite, chamosite, topaz, quartz and tourmaline.

The ore is epigenetic, occurring in vein breccias, stockworks, and also disseminated in the host rocks, mostly in the andesites. The vein and breccia ore formed at about 1.8 Ga and consist of chalcopyrite, pyrite, minor bornite, molybdenite and magnetite along with quartz, fluorite, albite, siderophyllite, tourmaline, epidote, chamosite, topaz and occasionally calcite. Except for the calcic-sodic alteration, the same mineralogy is observed in the vein fillings and host rocks. The older veins, pre dating the ore, are composed by quartz, albite and magnetite, characterizing a silicification process, which is followed by a potassic alteration, accompanied

by ferrification and sulfidation. The next stage of veins contains siderophyllite, biotite, Fe-epidote, fluorite, radioactive minerals, quartz, chamosite, dravite, shorlite, magnetite, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, molybdenite and minor bornite. Chalcopyrite replaces pyrite and is replaced by pyrrhotite. Gold (0.116-0.759%) was found mainly in chalcopyrite. The late alteration veins present quartz, zinnwaldite, Li-muscovite, dravite-shorlite, fluorite, topaz, titanite, F-apatite and chlorite. Calcite, fluorite, chamosite, topaz, quartz and tourmaline veins post date the mineralization and greisenization. Chlorite geothermometry temperature indicate an average of 235°C for late stage veins.

This alteration sequence suggests that hotter fluids, responsible by the potassic alteration and albitization were oxidizing, alkaline and held high K and Cl activities in addition to high Na:Ca ratios. During the cooling path a decreasing in the Na:Ca ratio probably occurred accompanied by a sharp increasing of F activity, as evidenced by the massive presence of fluorite. Rare epidote and calcite attest to the slightly growing Ca activity towards the latest hydrothermal phase. During the greisenization stage the fluids became reducing and acidic permitting the stabilization of the Li-muscovites and the other greisen mineral assemblages. The vein filling pattern also suggests that the fO_2 of the early fluids was buffered by Quartz-Magnetite. The fluids dominating the potassic veins were still oxidizing and probably slightly alkalic, turning into reducing and acidic during the greisenization stage. The pH decrease would increase the chalcopyrite solubility, which may explain its scarcity associated to the greisen. $\delta^{18}O_{SMOW}$ on vein quartz ($\delta^{18}O = 9.6-10.2\text{‰}$), chlorite ($\delta^{18}O = 1.2\text{‰}$ e $\delta D-47\text{‰}$) and biotite ($\delta^{18}O = 3.7\text{‰}$ e $\delta D-7.8\text{‰}$) indicate that the mineralizing fluids were metamorphic in origin and that the mixture of meteoric water played an important role on the cooling hydrothermal system. This mixture may have reduced the chloride concentration in the fluid, decreasing the chalcopyrite solubility.

1. Introdução

A Província Mineral de Carajás ocupa hoje uma posição de destaque em escala mundial. Localizada no SE do estado do Pará, sua importância é inquestionável, pois além dos depósitos de ferro e manganês de alto teor, descobertos no fim da década de 1960, há depósitos de Cu-Au, alguns de classe internacional como, Salobo, Sossego-118 e Igarapé-Bahia-Alemão. Estudos continuados vêm sendo realizados nesses depósitos e dados recentes (Lindenmayer *et al.* 2001, Galarza *et al.* 2002, Dreher, 2004, Botelho *et al.* 2004, Tallarico *et al.*, 2004) permitiram delinear neles a existência de diversas feições comuns.

A maioria dos depósitos de Cu-Au estão localizados em *splays* de zonas de cisalhamento maiores (Pinheiro & Holdsworth, 2000, Lindenmayer *et al.*, 2001), como por exemplo, os depósitos Salobo, Gameleira e Cristalino. A maioria deles, com exceção do Igarapé Bahia-Alemão, está intimamente relacionada a granitos e hospedada em rochas máficas hidrotermalmente alteradas (Lindenmayer & Fyfe, 1994, Réquia *et al.* 2002, Botelho *et al.*, 2004).

Os depósitos são epigenéticos (Huhn & Nascimento 1997, Pimentel *et al.*, 2003, Tallarico *et al.*, 2004, Botelho *et al.* 2004), compreendendo veios, brechas, veios brechados e disseminações. Os sulfetos de cobre, calcopirita e bornita são geralmente acompanhados por molibdenita, cobaltita, saflorita, Co-pentlandita, ilmenita, pirita, pirrotita e magnetita, junto com ganga de quartzo, fluorita, biotitas, turmalina, clorita, minerais ricos em ETR e U, evidenciando influência bi-modal, máfico-félsica (Dreher, 2004, Botelho *et al.*, 2004).

A sucessão dos estágios de alteração observados nas rochas encaixantes é bastante semelhante. Contudo, a intensidade e extensão de cada estágio variam extremamente (Huhn & Nascimento 1997, Villar & Santos 2001, Dreher, 2004, Botelho *et al.*, 2004).

Uma alteração cálcico-sódica precoce e pervasiva é observada ao longo da província, estendendo-se desde o depósito Salobo-Pojuca a N, até o depósito Cristalino, a SE (Réquia *et al.*, 2002), semelhante à descrita no Distrito de Cloncurry, na Austrália (Milner, 1993, Réquia *et al.*, 2002). Essa alteração pré-data o minério de Cu-Au e sua ocorrência é generalizada, sugerindo que não exista relação entre ela e o evento principal de concentração do minério (Réquia *et al.*, 2002).

A alteração potássica subsequente, somada ao enriquecimento de Fe e sulfetação é característica das mineralizações de Cu-Au de Carajás, predominando em depósitos como Salobo, Gameleira e Breves, embora esteja ausente no depósito de Igarapé-Bahia, onde

predomina a alteração clorítica (Lindenmayer *et al.*, 2001, Dreher, 2004, Tallarico *et al.*, 2004).

O estágio final de alteração observado em Carajás é caracterizado por uma lixiviação de K e formação de clorita ao longo de fraturas e selando veios, somada à presença de carbonatos e epidoto, indicando que parte do cálcio removido durante a alteração cálcio-sódica retornou ao sistema (Dreher, 2004, Galarza *et al.* 2002).

Contudo, grandes controvérsias existem sobre esses depósitos, principalmente no que tange às idades das mineralizações, origem dos metais e relação com os diversos eventos de intrusão granítica identificados na região (Mellito & Tassinari, 1998, Marschik *et al.* 2002, Pimentel *et al.*, 2003).

A caracterização petrográfica e geoquímica das rochas hospedeiras e do minério de Cu-Au do Alvo Estrela, apresentada a seguir, traz novos dados, enriquecendo e contribuindo para o conhecimento geológico dos processos de alteração hidrotermal, concentradores do minério de Cu-Au dos depósitos minerais da região.

1.1 *Justificativa*

Durante os últimos 30 anos têm sido desenvolvidos intensos trabalhos de prospecção e pesquisa mineral por empresas de mineração no Brasil, com o objetivo de encontrar e avaliar novos depósitos minerais. Paralela e sinergeticamente, pesquisas de cunho científico vêm sendo levadas a efeito por pesquisadores acadêmicos, com o intuito de auxiliar a compreensão dos controles do minério e dos fatores geológicos que regeram sua concentração, orientando, desta forma, a pesquisa mineral da indústria. Assim, o trabalho de pesquisa proposto justifica-se pelo fato de procurar trazer subsídios para a compreensão e descoberta de novos depósitos minerais.

1.2 *Objetivos*

O objetivo geral desta dissertação compreende a definição dos controles da mineralização de mais um depósito de Cu-Au da Serra dos Carajás: o Alvo Estrela.

Como objetivos específicos destacam-se :

- 1) Caracterização petrográfica e geoquímica das rochas hospedeiras;

- 2) Determinação da origem das rochas hospedeiras do minério;
- 3) Caracterização petrográfica e geoquímica do minério;
- 4) Determinação dos tipos de fluidos relacionados aos eventos hidrotermais.

1.3 Métodos de trabalho

Com o intuito de atingir o objetivo proposto nesta dissertação de mestrado, foram realizadas as seguintes etapas, descritas a seguir.

Iniciou-se com o levantamento de dados bibliográficos, que forneceu a base para o entendimento do contexto geológico da região de Carajás, assim como serviu de embasamento teórico necessário para as subseqüentes interpretações.

Após o levantamento de dados, foram selecionadas seções geológicas baseadas na interpretação de testemunhos de sondagens que seccionam o minério e suas encaixantes imediatas. Os testemunhos foram descritos e amostrados (nas dependências do acampamento do Projeto Cristalino, área sob responsabilidade da DOCEGEO-CVRD), visando encontrar maiores detalhes das relações entre rochas encaixantes, alterações hidrotermais, feições estruturais e a mineralização.

De posse das descrições dos testemunhos de sondagem das seções de interesse, bem como de outros dados disponibilizados pela Companhia Vale do Rio Doce- DOCEGEO-CVRD, passou-se à escolha das amostras das quais foram confeccionadas lâminas delgadas, etapa que foi concretizada no Laboratório de Laminação e Preparação de Amostras da UNISINOS.

As seções polido-delgadas do minério, assim como lâminas delgadas das suas encaixantes, foram descritas com auxílio de microscópio metalográfico. Por meio de descrições petrográficas e minerográficas, foram então caracterizados tanto o minério do Alvo Estrela quanto a sua ganga. As descrições foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geologia-PPGeo, (UNISINOS). Nesta etapa do trabalho também foram estabelecidas as sucessões minerais para as rochas hospedeiras da mineralização do Alvo Estrela.

A partir da petrografia realizada e conseqüente estabelecimento das sucessões minerais, bem como da síntese dos dados existentes sobre o Alvo Estrela, passou-se para a escolha dos intervalos de amostragem destinados à análise química, assim como a escolha dos

silicatos, sulfetos e carbonatos a serem analisados em microsonda eletrônica. Estes dados, tanto os referentes à análise química total, quanto à análise em microsonda eletrônica, foram adquiridos segundo os procedimentos descritos a seguir.

As análises químicas foram realizadas no laboratório ACTLABS, no Canadá, sendo os elementos maiores e seus respectivos limites de detecção SiO₂ (0,01%), Al₂O₃ (0,01%), TiO₂ (0,001%), Fe₂O₃ (0,01%), MnO (0,001%), MgO (0,01%), CaO (0,01%), K₂O (0,01%), Na₂O (0,01%), P₂O₅ (0,01%), analisados por ICP. Os elementos traços e ETR, tanto de rochas, como de minerais individuais, foram analisados por ICP-MS. Seus limites de detecção correspondem à Ba (3 ppm), Rb (1 ppm), Sr (2 ppm), Y (0,5 ppm), Zr (1 ppm), Nb (0,2 ppm), Th (0,05 ppm), Pb (5 ppm), Ga (1 ppm), Zn (30 ppm), Cu (10 ppm), Ni (20 ppm), V (5 ppm), Cr (20 ppm), Hf (0,1 ppm), Cs (0,1 ppm), Sc (1 ppm), Ta (0,01 ppm), Co (1 ppm), Be (1 ppm), U (0,01 ppm), W (0,5 ppm), Sn (1 ppm), Mo (2 ppm), As (5 ppm), Ag (0,5 ppm), In (0,1 ppm), Sb (0,2 ppm), Ge (0,5 ppm), Tl (0,05 ppm), Bi (0,1 ppm), Li (1 ppm), La (0,05 ppm), Ce (0,05 ppm), Pr (0,01 ppm), Nd (0,05 ppm), Sm (0,01 ppm), Eu (0,005 ppm), Gd (0,01 ppm), Tb (0,01 ppm), Dy (0,01 ppm), Ho (0,01 ppm), Er (0,01 ppm), Tm (0,005 ppm), Yb (0,01 ppm), e Lu (0,002 ppm). As amostras foram fundidas com metaborato/tetraborato de lítio. O FeO, por sua vez, foi obtido por titulação e o Au por *fire assay*, com leitura por AA.

As análises em microsonda eletrônica das fases minerais de interesse foram realizadas na microsonda eletrônica Cameca, modelo Camebax SX50, do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília- UnB. Foi utilizada a voltagem de excitação de 15kV, com uma corrente de 25 nA com diâmetro de feixe de 5 µm com tempo de análise de 10 segundos para cada elemento, sendo que os padrões consistiam em minerais naturais, vidros sintéticos e metais.

E por fim, a interpretação integrada dos dados obtidos trouxe subsídios para a determinação das fases minerais contituíntes do minério e ganga, da sucessão mineral presente nestes, bem como das possíveis fontes dos constituintes do minério.

2. Contexto Geológico da Serra dos Carajás

A Serra dos Carajás, onde encontra-se o Alvo Estrela, localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico (figura 1).

A região pode ser dividida basicamente em duas grandes unidades geológicas, sendo a primeira constituída pelo embasamento deformado e a segunda pela unidade vulcano-sedimentar.

O embasamento deformado é dominado por um Complexo Granito-Gnáissico (Complexo Xingu), composto por gnaisses tonalíticos e trondjemíticos, granitos, granodioritos, anfibolitos, paragnaisses, metabásicas, xistos máficos e tonalitos de idade 2.859 ± 4 Ma (Machado *et al.* 1991) Docegeo (1988), Araújo *et al.* (1988), Araújo e Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994).

As rochas pré-cambrianas da região de Carajás encontram-se em uma ampla zona de deformação dúctil de idade arqueana inferior, com orientação E-W, chamada Zona de Cisalhamento Itacaiúnas, sobreposta por seqüências de baixo grau metamórfico e falhas, conhecidas como Cinturão Itacaiúnas (Pinheiro & Holdsworth, 2000).

A unidade vulcano-sedimentar, que recobre o Complexo Xingu, é composta na sua porção basal pelo Supergrupo Itacaiúnas, que é composto por dois Grupos.

O Grupo Igarapé Salobo-Pojuca tem origem vulcano-sedimentar, com a presença de rochas metamorfisadas de fácies anfibolito e fácies xisto verde. Compreende rochas metavulcano-sedimentares, rochas gnáissicas e formações ferríferas, ocupando segundo Docegeo (1988), uma posição basal, no Supergrupo Itacaiúnas. Sua idade isotópica $2,73-2,74$ Ga, (U-Pb, em zircão, Machado *et al.* 1991), é correlacionável à encontrada nas rochas encaixantes do Depósito Gameleira (2.683 ± 80 Ma, Sm-Nd, Lindenmayer *et al.* 2001).

O Grupo Grão Pará, considerado por Docegeo (1988) como sobreposto ao anterior, é subdividido em três unidades. A unidade inferior, chamada de Formação Parauapebas, tem caráter bimodal e é composta de rochas metavulcânicas. Estas rochas são consideradas como basaltos toleíticos continentais (Gibbs *et al.* 1986 e Olszewsky *et al.* 1989) ou como basaltos andesíticos e quartzo dioritos cálcio-alcálicos com afinidades shoshoníticas (Teixeira & Eggler, 1994). Sua idade isotópica é de $2,76$ Ga (Gibbs *et al.* 1986).

A Formação Carajás (Beisiegel *et al.* 1973) corresponde à unidade intermediária e é constituída por formações ferríferas bandadas. Um sill máfico alojado nesta unidade tem idade isotópica de 2.740 ± 8 Ma (U-Pb, zircão, Trendall *et al.* 1998) indicando a idade mínima para as formações ferríferas.

A unidade superior, denominada como Seqüência Paleovulcânica Superior (Beisiegel *et al.* 1973, Docegeo 1988), é composta por rochas vulcânicas, filitos, arenitos, com derrames basálticos, tufos, arenitos tufáceos e metagrauvas (Gibbs *et al.* 1986).

Sobreposto às rochas do Grupo Grão Pará, segundo Docegeo (1988), encontra-se o Grupo Igarapé Bahia, de ocorrência restrita à Mina de Au Bahia. É constituído por rochas metassedimentares e metavulcanoclásticas félsicas a máficas, metavulcânicas básicas e

intrusivas. Nesta unidade foram obtidas idades isotópicas de 2.745 ± 1 Ma, para a rocha metavulcânica máfica e de 2.747 ± 1 Ma para a rocha metapiroclástica (Pb/Pb em zircão, Galarza *et al.*, 2001).

A Formação Águas Claras é composta por depósitos clásticos e marinhos rasos a fluviais (Araújo e Maia, 1991, Nogueira e Truckenbrodt 1994). Esta unidade recobre discordantemente as unidades anteriormente descritas (ver Figura 1) e tem idade isotópica de 2.681 ± 5 Ma (U-Pb, zircão sin-deposicional, Trendall *et al.* 1998). Atualmente, a denominação de Formação Gorotire é utilizada para a porção superior da Formação Águas Claras, significando seqüências sedimentares pouco espessas, compostas por litoarenitos e conglomerados polimíticos depositados no Proterozóico Superior e que recobrem discordantemente as seqüências inferiores (Pinheiro & Holdsworth 1997).

Uma importante fase de deformação regional é evidenciada pela presença de granitos neoarqueanos deformados, alcalinos e metaluminosos (Barros *et al.*, 2001) como os do Complexo Estrela (2.763 ± 7 Ma, Pb/Pb, zircão, Barros *et al.* 2001), os granitos da Suíte Plaquê (Araújo *et al.* 1994), com idade de 2.727 ± 29 Ma (Macabira *et al.* 1996), além dos granitos Planalto 2.747 ± 2 Ma (Huhn *et al.* 1999) e Serra do Rabo $2.743 \pm 1,6$ Ma (Sardinha *et al.*, 2001).

Grandes zonas de falhas EW, denominadas de Carajás e Cinzento, originaram-se entre 2.581 e 2.519 Ma, devido a reativações de grandes falhas do embasamento, do tipo transcorrente em um regime rúptil-dúctil (Pinheiro & Holdsworth 1997). Durante esta reativação colocaram-se diversos *sills* de diabásio pouco profundos, conforme indicado pela sua textura granofírica (Lindenmayer *et al.*, 1998). Estes *sills* cortam atualmente rochas do Grupo Bahia (2.577 ± 72 Ma, Rb/ Sr- rocha total, Ferreira F^o, 1985), os arenitos da Formação Águas Claras (Barros *et al.*, 1994- 2.645 ± 12 Ma, Pb/Pb em zircão, Dias *et al.*, 1996) e as formações ferríferas da Formação Carajás (Teixeira & Eggler, 1994).

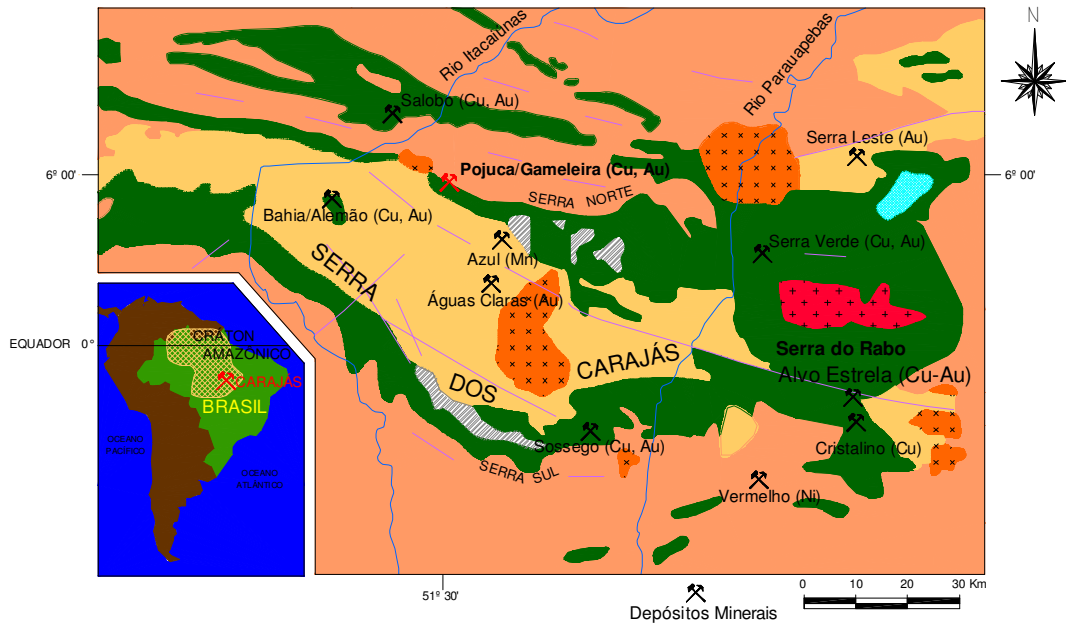
O granito antigo do Salobo (2.573 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991) e o granito Itacaiúnas (2.560 ± 37 Ma, Pb-Pb em zircão, Souza *et al.* 1996) também foram colocados, assim como os *sills* de diabásio, durante estas reativações de falhas do embasamento. Estes granitos possuem semelhanças entre si, como por exemplo, o fato de serem peraluminosos a metaluminosos, possuírem afinidade alcalina e terem sido afetados por deformação dúctil (Lindenmayer *et al.*, 1995; Barros *et al.*, 1997).

Granitos anorogênicos de idade $\approx 1,8$ Ga (Machado *et al.*, 1991) cortam as rochas descritas anteriormente. Tais como os granitos Carajás (1.880 ± 2 Ma, U-Pb em zircão,

Machado *et al.*, 1991), Pojuca (1.874 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991), Salobo (1.880 ± 80 Ma, Rb-Sr, rocha total, Cordani, 1981) e Cigano (1.883 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991; Lindenmayer *et al.*, 1998).

Diques de diabásio toleíticos continentais de idade cambriana (553 ± 32 Ma, K-Ar, rocha total, Cordani, 1981) correspondem aos últimos eventos magmáticos registrados na região (Lindenmayer *et al.*, 2001).

Geologia da Serra de Carajás



Legenda

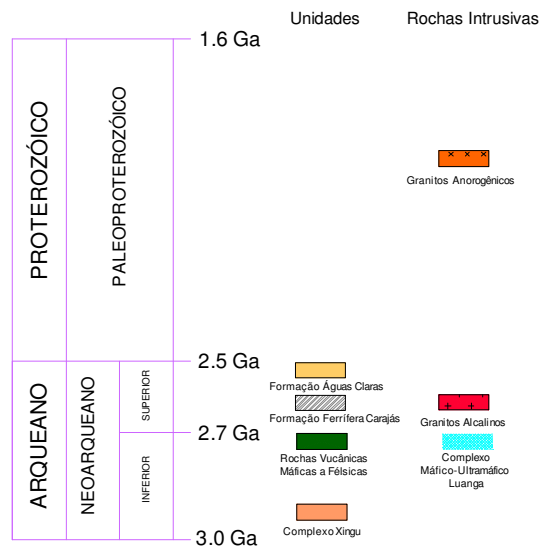


Figura 1 – Mapa da Serra de Carajás (modificado de Lindenmayer *et al.*, 2001).

Primeiro Artigo

Alteração Hidrotermal das Rochas Vulcânicas Máficas do Alvo Estrela

*Fleck A., *Lindenmayer Z. G., **Castro Paula F.

* Programa de Pós-Graduação em Geologia-UNISINOS

** Curso de Graduação em Geologia- UNISINOS

Abstract

The host rocks for the Estrela Cu-Au deposit in the Serra dos Carajás region are calc-alkaline andesites and gabbros of the Grão Pará Group, of the Itacaiunas Supergroup, formed by 2.7 Ga. The deposit is in a 400-600 m thick sequence of altered rocks, composed by hastingsite, Fe-pargasite, Fe-hornblende, oligoclase-andesine, albite, quartz, magnetite and biotite, with minor quartz, chamosite, dravite and shorlite. Relict ophitic to subophitic igneous textures are still preserved in these rocks. The gabbros and andesites are from magmatic arc origin, as suggested by Sc/Ti ratios of $0.02-2.28 \times 10^{-3}$ for the gabbros and $3.25 \times 10^{-3} - 1.67 \times 10^{-3}$ for the andesites. Crustal contamination is also indicated by the $\epsilon_{Nd}(T)$ negative values of -3.2 . The andesites present higher REE content ($\Sigma REE = 347$ a $1786,12$ ppm) than the gabbros ($\Sigma REE = 227.38$ a 1028.28 ppm), which may reflect the original igneous content or an advanced alteration stage. The second alternative is favored by the similarity of the REE chondrite normalized patterns of the Estrela mafic rocks and the Archean and Paleoproterozoic Canadian Basalts from Birch Uchi and La Ronge Domain.

The host rocks of the Estrela Cu-Au Deposit have been affected by an early calcic-sodic alteration followed by a potassic alteration, accompanied by ferrification and sulfidation, which transformed the igneous protoliths into biotite-rich rocks. The early calcic-sodic alteration is represented by hastingsite, Fe-pargasite, Fe-hornblende, oligoclase-andesine, albite, quartz, magnetite and minor Fe-biotite, Fe-epidote and chlorite. The potassic alteration overprinted the calcic-sodic mineral assemblage and is characterized by siderophyllite, biotite, Fe-epidote, fluorite, radioactive minerals, quartz, chamosite, dravite, schorlite, magnetite, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, molybdenite and minor bornite. The late alteration stage is represented by a greisenization developed at localized sites mainly in the andesites. The greisen mineralogy is quartz, zinwaldite, Li-muscovite, dravite-schorlite, fluorite, topaz, titanite, F-apatite and chlorite. Calcite, fluorite, chamosite, topaz, quartz and tourmaline veins post date the mineralization and greisenization. Chlorite geothermometry temperature indicate an average of 235°C for late stage veins.

This alteration sequence suggests that hotter fluids, responsible by the potassic alteration and albitization were oxidizing alkaline and held high K and Cl activities in addition to high Na:Ca ratios. During the cooling path a decreasing in the Na:Ca ratio probably occurred accompanied by a sharp increasing of F activity, as evidenced by the massive presence of fluorite. Rare epidote and calcite attest to the slightly growing Ca activity towards the latest hydrothermal phase. During the greisenization stage the fluids became reducing and acidic permitting the stabilization of the Li-muscovites and the other greisen mineral assemblages.

Resumo

As rochas hospedeiras do Alvo Estrela (Cu-Au), na região da Serra dos Carajás, são andesitos e gabros calcioalcalinos e cogenéticos pertencentes ao Grupo Grão Pará, do Supergrupo Itacaiúnas, formados a 2,7Ga. As rochas do alvo correspondem a uma seqüência de 400-600m de espessura de andesitos e gabros alterados compostos de hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, magnetita e biotitas, dravita e shorlita, com menores quantidades de chamosita. Texturas ígneas reliquias ofítica e subofítica ainda estão preservadas. A origem do gabro e do andesito está relacionada a arcos magmáticos, como sugere a razão Sc/Ti do gabro $0,02-2,28 \times 10^{-3}$ e $3,25 \times 10^{-3} - 1,67 \times 10^{-3}$ do andesito. A contaminação crustal também é indicada pelo valor negativo do $\epsilon_{Nd}(T) = -3,2$. O andesito apresenta maiores conteúdos de ETR ($\Sigma REE = 347$ a $1786,12$ ppm) do que o gabro ($\Sigma REE = 227,38$ a $1028,28$ ppm), o que pode refletir o conteúdo ígneo original ou um estágio avançado de alteração. Este último é favorecido pela similaridade entre os padrões das rochas máficas do Alvo Estrela e basaltos e andesitos paleoproterozóicos de Birch Uchi e La Ronge Domain, normalizados pelo MORB.

As rochas hospedeiras do Alvo Estrela Cu-Au foram afetadas por uma alteração sódico-cálcica inicial seguida por uma alteração potássica, acompanhada de ferrificação e sulfetação, que transformou os protólitos

ígneos em rochas ricas em biotita. A alteração sódico-cálcica inicial é representada por hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita e menores quantidades de Fe e Mg-biotitas, Fe-epidoto e clorita. A alteração potássica se sobrepõe à alteração sódico-cálcica sendo composta de siderofilita, biotitas, Fe-epidoto, fluorita, minerais radioativos, quartzo, chamosita, dravita, shorlita, magnetita, calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita e menores quantidades de bornita. O estágio de alteração tardio é representado por greisenização desenvolvida em zonas específicas, principalmente no andesito. A assembléia do greisen é constituída de quartzo, zinnwaldita, Li-muscovita, dravita-shorlita, fluorita, topázio, titanita, F-apatita e clorita. O último estágio de alteração pós-data tanto a mineralização como a greisenização. É marcado por carbonatos junto de fases de baixa temperatura, como calcita, fluorita, chamosita, topázio, quartzo e turmalina. Esta seqüência de alteração sugere que fluidos quentes responsáveis pela alteração potássica e albitização eram oxidados e alcalinos apresentando altas atividades de K e Cl adicionadas a alta razão Na/Ca. Durante o resfriamento é provável que tenha havido uma diminuição na razão Na/Ca, acompanhada de um aumento na atividade de F, como evidenciado pela maciça presença de fluorita. Raros epidoto e calcita indicam aumento na atividade de Ca durante o final do hidrotermalismo. Durante o estágio de greisenização o fluido se tornou reduzido e ácido, permitindo a estabilização de Li-muscovitas e as demais fases presentes no greisen.

1. Introdução

A Província Mineral de Carajás ocupa hoje uma posição de destaque em escala mundial. Localizada a SE do estado do Pará, sua importância é inquestionável, pois além dos depósitos de ferro e manganês de alto teor, descobertos no fim da década de 1960, possui depósitos de Cu-Au, sendo alguns de classe internacional como, Salobo, Sossego-118 e Igarapé-Bahia-Alemão. Estudos continuados vêm sendo realizados nesses depósitos e dados recentes (Lindenmayer *et al.*, 2001; Galarza *et al.*, 2002; Dreher, 2004; Botelho *et al.*, 2004; Tallarico *et al.*, 2004) permitiram delinear neles a existência de diversas feições comuns.

A maioria dos depósitos de Cu-Au estão localizados em *splays* de zonas de cisalhamento maiores (Pinheiro & Holdsworth, 2000; Lindenmayer *et al.*, 2001), como por exemplo, os depósitos Salobo, Gameleira e Cristalino. A maioria deles, com exceção do Igarapé Bahia-Alemão, está intimamente relacionada a granitos e hospedada em rochas máficas hidrotermalmente alteradas (Lindenmayer & Fyfe, 1994; Réquia *et al.* 2002; Botelho *et al.*, 2004).

A sucessão dos estágios de alteração observados nas rochas encaixantes é bastante semelhante. Contudo, a intensidade e extensão de cada estágio variam extremamente (Huhn & Nascimento, 1997; Villar & Santos, 2001; Dreher, 2004; Botelho *et al.*, 2004).

Uma alteração cálcico-sódica precoce e pervasiva é observada ao longo da província, estendendo-se desde o depósito Salobo-Pojuca, a N, até o depósito Cristalino, a SE (Réquia *et al.*, 2002), semelhante à descrita no Distrito de Cloncurry, na Austrália (Milner, 1993; Réquia *et al.*, 2002). Essa alteração pré-data o minério de Cu-Au e sua ocorrência é generalizada, sugerindo que não exista relação entre ela e o evento principal de concentração do minério (Réquia *et al.*, 2002).

A alteração potássica subsequente, somada ao enriquecimento de Fe e sulfetação é característica das mineralizações de Cu-Au de Carajás, predominando em depósitos como Salobo, Gameleira e Breves, embora esteja ausente no depósito de Igarapé-Bahia, onde predomina a alteração clorítica (Lindenmayer *et al.*, 2001; Dreher, 2004; Tallarico *et al.*, 2004).

O estágio final de alteração observado em Carajás é caracterizado por uma lixiviação de K e formação de clorita ao longo de fraturas e selando veios, somada à presença de carbonatos e epidoto, indicando que parte do cálcio removido durante a alteração cálcio-sódica retornou ao sistema (Dreher, 2004; Galarza *et al.*, 2002).

Contudo, grandes controvérsias existem sobre esses depósitos, principalmente no que tange à idade do minério, origem dos metais e relação com os diversos eventos de intrusão granítica identificados na região (Mellito & Tassinari, 1998; Marschik *et al.*, 2002; Pimentel *et al.*, 2003).

A caracterização petrográfica e geoquímica das rochas hospedeiras e do Alvo Estrela, apresentada a seguir, traz novos dados, enriquecendo e contribuindo para o conhecimento geológico dos processos de alteração hidrotermal, concentradores do minério de Cu-Au dos depósitos minerais da região.

1.1 Materiais e métodos

Com o intuito de atingir os objetivos propostos neste trabalho, foram descritos, amostrados e reinterpretados 3 perfis de sondagem do Alvo Estrela que seccionam o minério e suas encaixantes imediatas, visando encontrar maiores detalhes das relações entre rochas encaixantes, alterações hidrotermais, feições estruturais e a mineralização. Foram descritas 81 lâminas delgadas das rochas hospedeiras da mineralização com auxílio de microscópio petrográfico-metalográfico, caracterizando-se através de descrições petrográficas as diferentes fases de alteração hidrotermal presentes nestas rochas. As descrições foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGeo), da UNISINOS.

As análises químicas foram realizadas no laboratório ACTLABS, no Canadá, sendo os elementos maiores e seus respectivos limites de detecção SiO₂ (0,01%), Al₂O₃ (0,01%), TiO₂ (0,001%), Fe₂O₃ (0,01%), MnO (0,001%), MgO (0,01%), CaO (0,01%), K₂O (0,01%), Na₂O (0,01%), P₂O₅ (0,01%), analisados por ICP. Os elementos traços e ETR, tanto de rochas, como de minerais individuais, foram analisados por ICP-MS. Seus limites de detecção

correspondem à Ba (3 ppm), Rb (1 ppm), Sr (2 ppm), Y (0,5 ppm), Zr (1 ppm), Nb (0,2 ppm), Th (0,05 ppm), Pb (5 ppm), Ga (1 ppm), Zn (30 ppm), Cu (10 ppm), Ni (20 ppm), V (5 ppm), Cr (20 ppm), Hf (0,1 ppm), Cs (0,1 ppm), Sc (1 ppm), Ta (0,01 ppm), Co (1 ppm), Be (1 ppm), U (0,01 ppm), W (0,5 ppm), Sn (1 ppm), Mo (2 ppm), As (5 ppm), Ag (0,5 ppm), In (0,1 ppm), Sb (0,2 ppm), Ge (0,5 ppm), Tl (0,05 ppm), Bi (0,1 ppm), Li (1 ppm), La (0,05 ppm), Ce (0,05 ppm), Pr (0,01 ppm), Nd (0,05 ppm), Sm (0,01 ppm), Eu (0,005 ppm), Gd (0,01 ppm), Tb (0,01 ppm), Dy (0,01 ppm), Ho (0,01 ppm), Er (0,01 ppm), Tm (0,005 ppm), Yb (0,01 ppm), e Lu (0,002 ppm). As amostras foram fundidas com metaborato/tetraborato de lítio. O FeO, por sua vez, foi obtido por titulação e o Au por *fire assay*, com leitura por AA.

As análises em microsonda eletrônica das fases minerais de interesse foram realizadas na microsonda eletrônica Cameca, modelo Camebax SX50, do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília- UnB. Foi utilizada a voltagem de excitação de 15kV, com uma corrente de 25 η A com diâmetro de feixe de 5 μ m com tempo de análise de 10 segundos para cada elemento, sendo que os padrões consistiam em minerais naturais, vidros sintéticos e metais.

2. Contexto Geológico da Serra dos Carajás

A Serra dos Carajás, onde encontra-se o Alvo Estrela, localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico (figura 1).

A região pode ser dividida basicamente em duas grandes unidades geológicas, sendo a primeira constituída pelo embasamento granítico-gnáissico deformado e a segunda por uma unidade vulcano-sedimentar.

O embasamento deformado é dominado pelo Complexo Xingu, granítico-gnáissico, de idade 2.859 ± 4 Ma (Machado *et al.*, 1991) composto por gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos, granitos, granodioritos, anfibolitos, paragnaisses, rochas metabásicas, xistos máficos e tonalitos (DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia, 1991 e Oliveira *et al.*, 1994).

A unidade vulcano-sedimentar neoarqueana (~ 2.7 Ga), que recobre de forma discordante o complexo granítico-gnáissico, é composta por diversas unidades cronocorrelatas agrupadas sob as denominações de Grupo Igarapé Salobo-Pojuca, Grupo Grão Pará e Grupo Igarapé Bahia (Beisiegel *et al.*, 1973; DOCEGEO, 1988; Gibbs *et al.*, 1986; Olszewski *et al.*, 1989). Estas rochas neoarqueanas são vulcânicas e subvulcânicas máficas a félsicas, formações ferríferas bandadas (Formação Carajás), rochas sedimentares e vulcanoclásticas

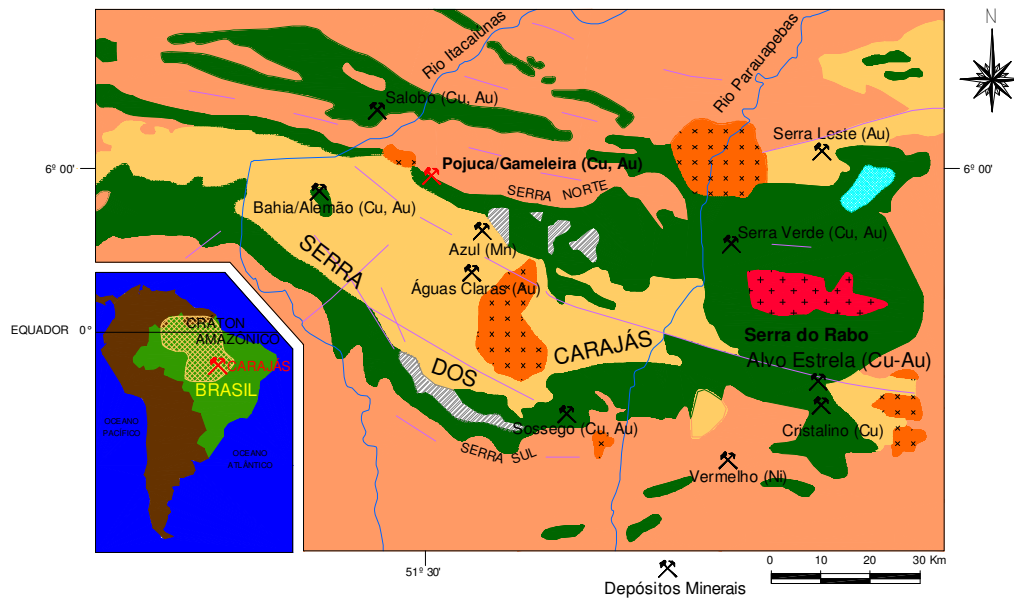
félsicas a máficas.

A Formação Águas Claras (~2.6 Ga, Trendall *et al.* 1998), composta por depósitos clásticos e marinhos rasos a fluviais (Araújo & Maia, 1991; Nogueira & Truckenbrodt, 1994), recobre discordantemente as unidades anteriormente descritas.

Granitos alcalinos neoarqueanos, como Estrela e Planalto (2,7 Ga) (Machado *et al.* 1991, Barros *et al.* 2001, Souza *et al.* 1996), além do Salobo e Itacaiunas (2,5 Ga), são freqüentes na região, bem como granitos anorogênicos paleoproterozóicos (1,8 Ga), como os granitos Carajás, Cigano, Pojuca e Salobo jovem (Machado *et al.*, 1991).

Diversas soleiras de diabásio foram colocadas durante reativações de falhas transcorrentes, do embasamento em regime rúptil-dúctil. As mais importantes são denominadas de Carajás e Cinzento (Pinheiro e Holdsworth 1997).

Geologia da Serra de Carajás



Legenda

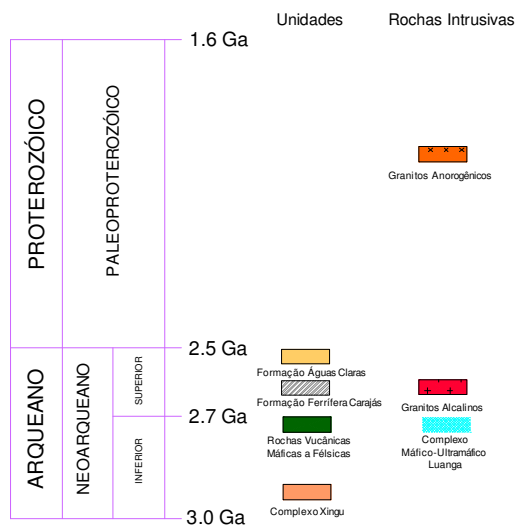


Figura 1 – Mapa geológico da Serra de Carajás (modificado de Lindenmayer *et al.* 2001).

3. Geologia do Alvo Estrela

O Alvo Estrela localiza-se na porção leste da Serra dos Carajás, na Serra do Rabo (figura 1), no extremo SE do município de Parauapebas, no sudeste do Estado do Pará.

O Alvo Estrela é constituído por um pacote de rochas vulcânicas de composição andesítica, balizado tanto a NE quanto a SW por rochas vulcânicas félsicas do Grupo Grão

Pará (figura 2), lentes de formações ferríferas da Formação Carajás e arenitos (que não ocorrem na seção representada na figura 3). Este pacote de rochas é cortado por gabros antigos, quartzo-diorito e álcali-feldspato/granito paleoproterozóicos e diques de diabásio que se colocaram posteriormente (Lindenmayer *et al.* 2005). Todas as rochas encontradas no alvo, com exceção de algumas fácies graníticas e dos diabásios, apresentam-se com vários estágios de alteração hidrotermal.

A mineralização, que ocorre preferencialmente em zonas brechadas, está associada a numerosos veios que cortam as rochas do alvo e que apresentam assembléias minerais diversificadas.

O minério concentra-se principalmente nos veios que cortam o pacote de andesitos e gabros metassomatizados, sendo que os principais minerais de minério são calcopirita, pirita e pirrotita, molibdenita, bornita, além de magnetita (na sua grande maioria disseminada).

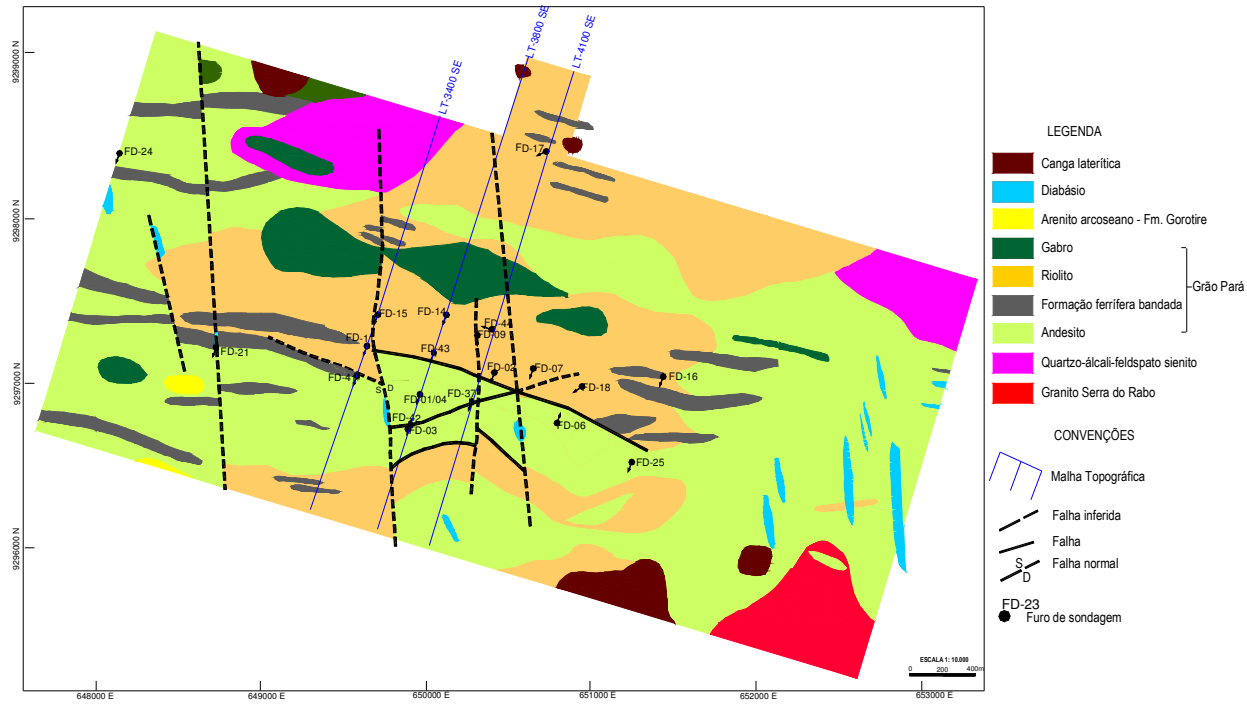


Figura 2 – Mapa geológico do Alvo Estrela. Modificado de DOCEGEO (2002).

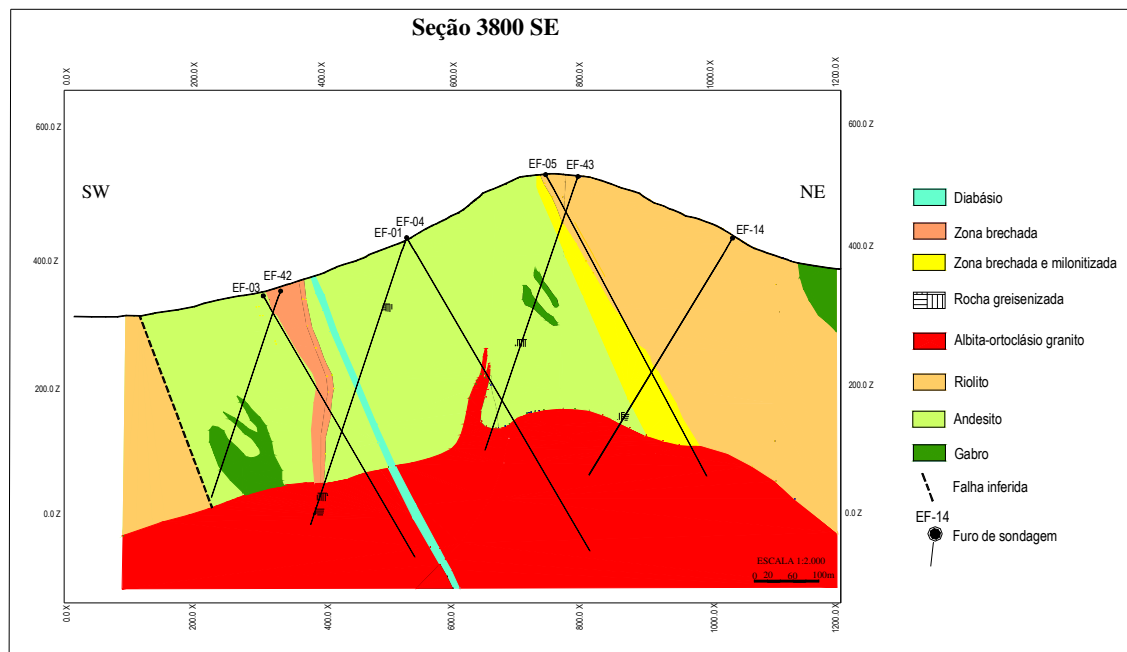


Figura 3- Perfil esquemático da zona mineralizada correspondente à seção LT 3800 SE (modificado de DOCEGEO, 2002).

As rochas vulcânicas félsicas correspondem a riolitos porfíricos que balizam o pacote principal de andesitos, tanto a NE quanto a SW da área nas seções estudadas (figura 2). O pacote de riolito que se encontra a NE da área é bem definido, com espessuras aparentes entre 300 e 500m, enquanto o riolito que se encontra a SW apresenta espessuras aparentes entre 20 e 50m. O contato entre os pacotes riolítico e andesítico se dá através de zonas de falha, muitas vezes intensamente brechadas e/ou milonitizadas, como no contato a NE, onde a zona brechada é acompanhada por uma intensa silicificação do riolito. Essas zonas apresentam tanto brechas com fragmentos de brechas pré-existentes, quanto milonitos brechados, indicando que estas zonas foram reativadas sob regimes dúcteis e rúpteis (Lindenmayer *et al.*, 2005). O riolito é predominantemente composto de pórfiros de feldspato euédrico e de quartzo subédrico, por vezes corroído, imersos em um matriz de granulação fina onde predominam quartzo, feldspato e mica branca, embora em alguns intervalos a matriz apresente biotita verde e clorita subordinada, o que lhe dá uma coloração esverdeada, diferenciando-a da sua coloração cinza clara usual. Pirita e pirrotita ocorrem disseminadas na matriz do riolito (Lindenmayer *et al.*, 2005).

O andesito e o gabro ocorrem de forma intercalada. Foram aqui mantidas suas denominações, embora sem correspondência de classificação petrográfica, pois dados geoquímicos servem para corroborar tal classificação (ver item 5 geoquímica de rocha).

O pacote de andesito apresenta espessuras aparentes entre 400m no topo e 650m na base (entre as seções 3200 SE e 4400SE). As rochas de composição andesítica apresentam-se tanto sob forma maciça quanto foliada, possuindo textura subofítica fina ou textura de fluxo reliquiar. São compostas de plagioclásio, anfibólios cálcicos e biotita, assim como turmalina, quartzo, mica branca, apatita, epidoto, entre outros. O pacote de andesito constitui o principal hospedeiro da mineralização, que se concentra principalmente sob forma de veios, brechas e zonas *stockwork*, apesar de também ocorrer em menor quantidade de forma disseminada.

O gabro foi interpretado inicialmente como uma série de corpos intrusivos verticalizados, como a NE na seção 4100SE (figura 2). Todavia, em virtude de não serem correlacionáveis entre furos de sondagem e seções espaçadas 200 e 300m respectivamente, optou-se por considerá-los como apófises inseridas no pacote andesítico, como a SW da seção 3800SE (figura 3). Colaboram para esta conclusão o fato dos mesmos apresentarem 3 a 35m de espessura aparente e contatos difusos com o andesito. A presença de contatos difusos com o andesito sugere que talvez o gabro represente zonas de granulação mais grossa dos derrames (Lindenmayer *et al.*, 2005). Contudo, dados geoquímicos discutidos a seguir (5 geoquímica de rocha) evidenciam que o gabro corresponde a um diferenciado menos evoluído do magma que deu origem a estas rochas máficas.

No gabro, apesar de diferentes fases de alteração hidrotermal também serem evidenciadas, predomina a fase em que se pode ainda reconhecer granulação média a grossa, textura ofítica a subofítica, composta de anfibólio cálcico, plagioclásio e biotita subordinada. Zonas intensamente brechadas e venuladas portadoras de mineralização também são encontradas no gabro embora bem menos representativas do que as existentes no andesito.

As rochas que intrudem o alvo correspondem a quartzo-diorito e álcali-feldspato/granito. O quartzo-diorito (1.881 ± 5 Ma, em monazita, Lindenmayer *et al.*, 2005) é calcioalcalino e metaluminoso, sendo composto por pórfiros euédricos a subédricos de feldspato, imersos em uma matriz composta por Fe-biotita, quartzo e feldspatos. Já o álcali-feldspato granito (1.875 ± 5 Ma, em zircão, Lindenmayer *et al.*, 2005) também é calcioalcalino e peraluminoso apresentando uma fácies leucocrática de cor rósea com protolitionita (entre 5 e 10%) e uma fácies mesocrática por vezes bandada, composta de quartzo, feldspato e protolitionita (entre 10 e 15%). Veios de biotita, feldspato potássico róseo e quartzo mineralizados a calcopirita cortam ambos os granitos.

Diversos diques de diabásio cortam a área estudada, correspondendo a intrusões posteriores aos eventos mineralizantes, uma vez que estes cortam todas as demais litologias presentes e não apresentam resquício de alteração hidrotermal. Os diques apresentam espessuras aparentes que variam desde alguns centímetros até 25m, com bordos vítreos e granulação muito fina gradando a média, tanto mais se distancia dos bordos em direção ao centro do corpo. Sua textura varia de ofítica a subofítica, sendo composto de fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz de plagioclásio, clinopiroxênio, além de quantidades significativas de magnetita, o que torna a rocha magnética (Lindenmayer *et al.*, 2005).

4. Características petrográficas do andesito e gabro

4.1 Andesito

As rochas denominadas em campo de andesito variam de maciças a foliadas, possuem textura subofítica fina e são compostas principalmente de plagioclásio e biotita, a qual substitui os minerais máficos originais e em menor quantidade por cristais de anfibólios cálcicos, turmalina, quartzo, mica branca e sulfetos como pirita, calcopirita, pirrotita, além de magnetita. Estas rochas apresentam cores entre marrom e marrom acinzentado quando há o predomínio de biotita na sua matriz e apresentam cores entre verde e verde acinzentado quando há o predomínio de anfibólios cálcicos e de biotita verde. Agregados de quartzo arredondados ocorrem dispersos na matriz do andesito quando esta se encontra completamente biotitizada (figura 4b). Tais agregados de quartzo possuem aspecto de amígdalas e correspondem, quando imersos em uma matriz de biotita foliada, a *augens* de quartzo que freqüentemente ocorrem nas zonas de contato entre o andesito e o riolito (figura 4c). Paralelamente, a estes agregados de quartzo que freqüentemente encontram-se deformados, existem agregados irregulares de biotita (figura 4a), que por vezes também apresentam aspecto de amígdalas, imersos na matriz composta por plagioclásio e biotita, mas que ainda mantém sua textura subofítica.

O contato entre o andesito e o gabro se dá de forma gradual, sendo que o andesito apresenta com maior freqüência zonas intensamente biotitizadas, o que dificulta a determinação da espessura, mesmo que aparente, destes intervalos de rocha.

O andesito apresenta muitos intervalos intensamente venulados (figura 4d). Tais intervalos podem variar de centímetros a vários metros, sendo que os veios podem ser compostos por uma gama diversificada de fases silicatadas tais como quartzo, turmalina,

fluorita, biotita verde, apatita, epidoto, topázio e mica branca. Estes veios podem estar acompanhados de fases sulfetadas. Frequentes, mas não tão abundantes, são as zonas brechadas presentes no andesito, que apresentam espessuras aparentes entre 0,5 cm e 10 m. Tais zonas brechadas frequentemente apresentam espelhos de falha preenchidos com fluorita, assim como vênulas de epidoto, fluorita e quartzo. Estas brechas são compostas de fragmentos de andesito, com a textura subofítica ainda presente, cimentados por quartzo e albita, assim como por fragmentos de andesito milonitizado.

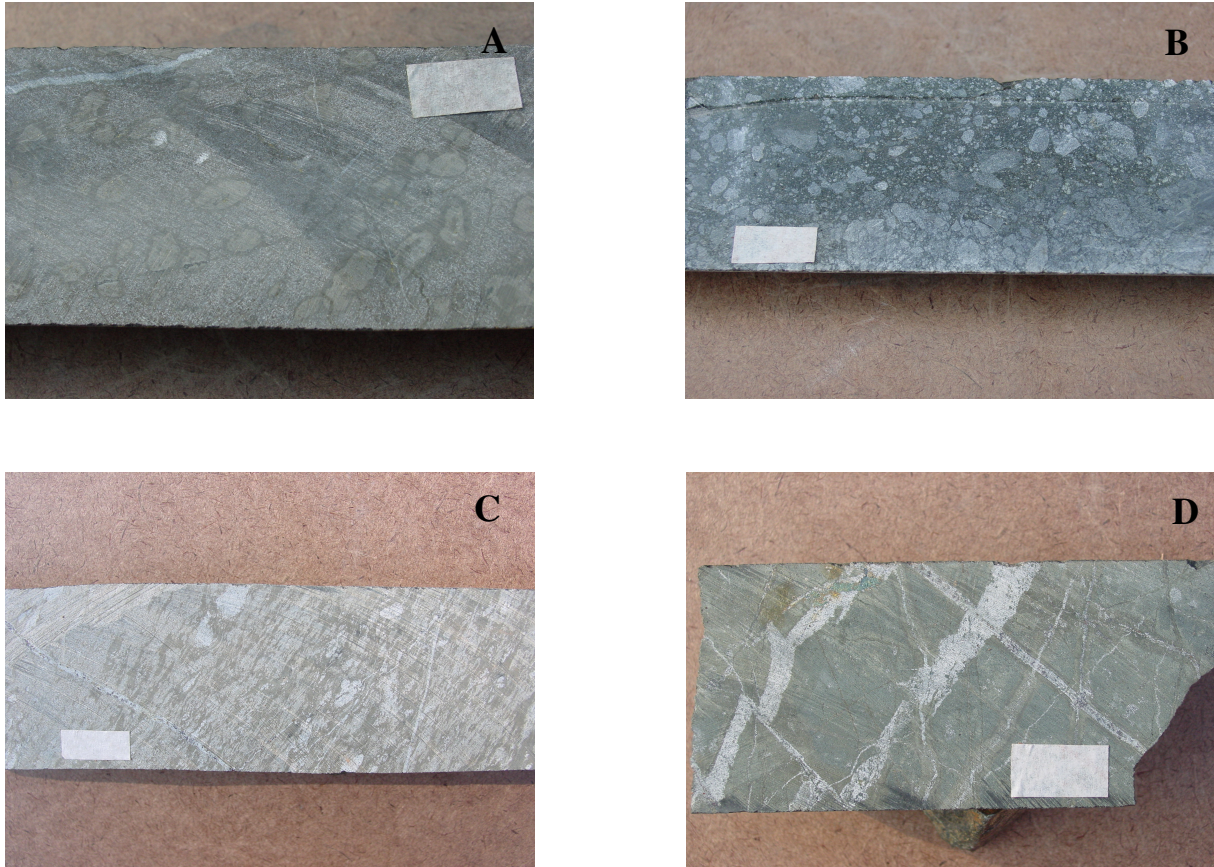


Figura 4- **A**- Aspecto macroscópico do andesito com textura subofítica fina composta de biotita marrom e plagioclásio, onde ocorrem agregados de biotita verde. **B**- Aspecto macroscópico dos agregados de quartzo arredondados imersos na matriz biotitizada do andesito. **C**- Aspecto macroscópico do andesito foliado com matriz composta de biotita marrom, na qual se encontram *augens* de quartzo. **D**- Aspecto macroscópico do andesito venulado (veios de quartzo e fluorita) e brechado, com matriz composta de biotita verde e plagioclásio, na qual encontram-se imersos agregados de quartzo. A escala mede 2cm.

Microscopicamente, o andesito caracteriza-se por apresentar uma textura subofítica reliquiar composta de ripas de plagioclásio (oligoclásio-andesina, Ab_{68-75} , figura 9) medindo entre 0,13 e 1,7 mm corroídos, tanto por cristais de hastingsita ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,18-0,20$;

figura 5) medindo entre 15µm e 0,75mm, como pela Fe-biotita (Z= verde) medindo entre 15 µm e 1,13 mm que também substitui a hastingsita (figura 10a).

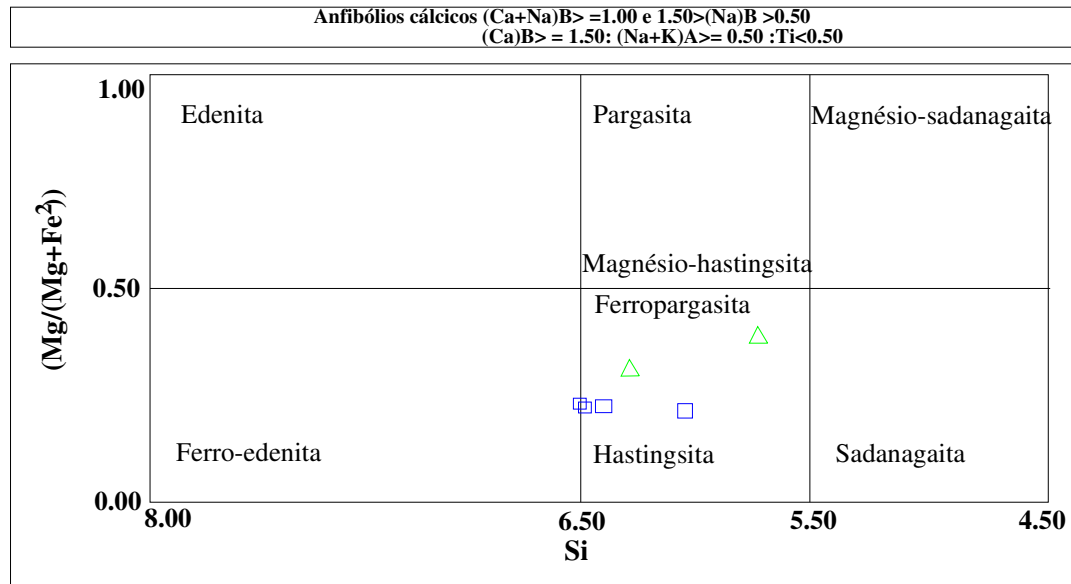


Figura 5- Diagrama de classificação dos anfibólios encontrados nas rochas hospedeiras do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem ao andesito e os triângulos ao gabro.

As porções onde o metassomatismo pode ser considerado como mais avançado caracterizam-se por apresentar aglomerados de Fe-biotita (Z= verde, com Mg# =0,36; figura 6) disseminados na matriz do andesito, composta de plagioclásio e hastingsita, que se expandem até predominar sobre a matriz, sobrepondo-se à textura subofítica, até que esta é completamente destruída.

Disseminados na matriz do andesito encontram-se cristais de apatita, aglomerados de albita neoformada (Ab₉₉, An_{0,70}, e Or_{0,20}), aglomerados de schorlita, Fe-biotita (Z= marrom), fluorita, e minerais radioativos, além de calcopirita e magnetita.

A Fe-biotita (Z=marrom, Mg# = 0,53-0,56; figura 6) ocorre por vezes em grandes lamelas (0,38 a 2 mm) preservando no seu interior a clivagem do máfico precursor, na forma de agulhas de rutilo (ver figura 10c), apresentando por vezes texturas em chama. Distribui-se, tanto de forma disseminada, quanto em aglomerados semi-circulares que podem ter no seu interior cristais arredondados e fraturados de fluorita. Esta lamelas de Fe-biotita provavelmente correspondem a uma geração mais antiga do que a Fe-biotita (Z= verde), pois tem suas bordas corroídas pela diminuta Fe-biotita (Z= verde) da matriz (15 µm a 0,75mm).

A apatita (F-apatita, com F= 1,26-1,34 apfu) é subédrica (75 µm a 2,13 mm) ocorrendo freqüentemente fraturada e com suas bordas corroídas pela Fe-biotita (Z= verde) (figura 10d).

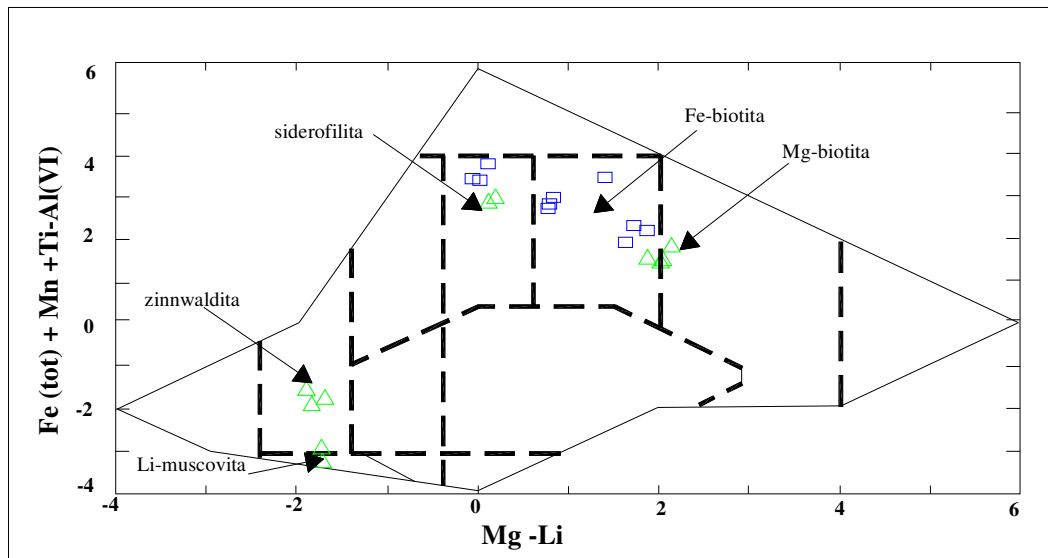


Figura 6- Diagrama de classificação das micas encontradas nas rochas hospedeiras do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem ao andesito e os triângulos aos gabros.

A schorlita (figura 7) é euédrica a subédrica medindo entre 15 μm e 2 mm, apresenta seções basais zonadas de marrom acastanhado nas bordas ($\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} = 0,88$; $\text{Ti} = 0,073$ e $F = 0,62$ apfu) a azul no centro ($\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} = 0,89-0,98$; $\text{Ti} = 0-0,055$ e $F = 0,349-0,455$ apfu), estando por vezes fraturada, distribuindo-se tanto de forma disseminada em meio à Fe-biotita ($Z = \text{verde}$) da matriz (figuras 10c e 10d), quanto na forma de aglomerados irregulares com textura em leque.

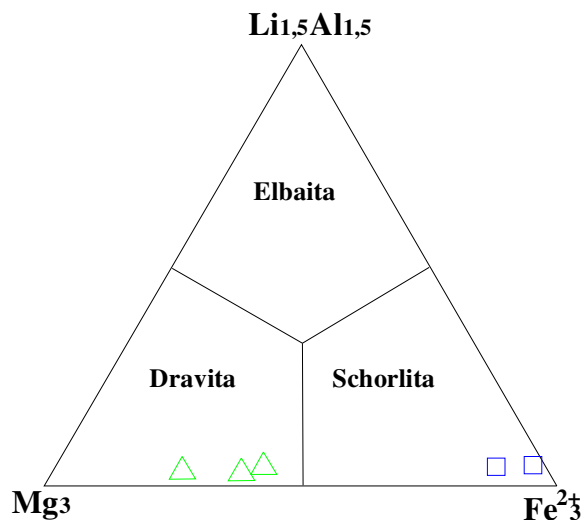


Figura 7- Diagrama ternário de classificação de turmalinas encontradas nas rochas hospedeiras e veios do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem ao andesito e os triângulos aos gabros.

A fluorita é tanto subédrica como anédrica, mede entre 4 μm e 2 mm e ocorre de forma disseminada na matriz de Fe-biotita (Z= verde) e hastingsita, por vezes circundada por auréolas de minerais radioativos.

Paralelamente ao padrão de alteração descrito acima, ocorrem intervalos nos quais a textura subofítica presente no andesito é caracterizada por ripas de plagioclásio com bordas corroídas por Fe-biotita (Z= marrom) ao invés de Fe-biotita (Z= verde). A substituição da textura original da rocha (subofítica) pelo predomínio da Fe-biotita se dá de forma gradual, desde incipiente,+ passando por aglomerados de Fe-biotita que tendem a se expandir até uma completa destruição dos plagioclásios e o conseqüente predomínio da Fe-biotita (Z= marrom) na matriz da rocha (figura 10b).

Em meio à matriz da rocha encontram-se disseminados cristais de turmalina tanto isolados quanto em aglomerados, fluorita, apatita, minerais radioativos, aglomerados semicirculares de mica branca, além de epidoto e opacos (magnetita, calcopirita e molibdenita). A chamosita ocorre esporadicamente como alteração de Fe-biotitas. A chamosita encontrada no andesito apresenta razão Fe/Fe+Mg entre 0,88 e 0,91, enquanto a chamosita encontrada no gabro apresenta razão Fe/Fe+Mg entre 0,634 e 0,65 (figura8).

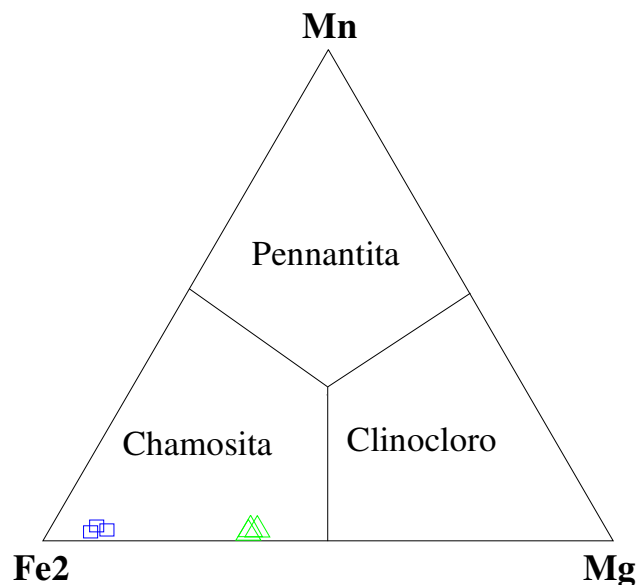


Figura 8- Diagrama ternário de classificação de cloritas encontradas nas rochas hospedeiras e em veios destas. Os quadrados correspondem ao andesito e os triângulos aos gabros.

À medida em que a deformação progride, geralmente em zonas próximas do contato com o riolito, a foliação da rocha antes imperceptível, torna-se marcada, pela orientação dos filossilicatos da matriz, e dos minerais radioativos.

A textura do andesito caracteriza-se nesta fase de alteração por apresentar um crescente grau de orientação de agregados de quartzo em mosaico, desde irregulares, apresentando resquícios de plagioclásios, até agregados de quartzo com textura *augen* ou ocoelar (protomilonito), chegando a milonito, representado por bandas de quartzo levemente dobradas intercaladas por bandas de Fe-biotita (Z= marrom) com trilhas de minerais radioativos sobre estas (figura 10e).

A Fe-biotita (Z= marrom, com Mg# = 0,27-0,36) presente na matriz da rocha em zonas indeformadas, apresenta-se na forma de lamelas decussatas medindo entre 15µm e 0,15 mm corroendo os cristais de plagioclásio remanescentes do protólito, assim como a albita neoformada.

O plagioclásio original, que é parcial ou completamente substituído por albita (Ab₉₉), mostra-se em geral subédrico a euédrico. Mede entre 75 µm e 0,83 mm e apresenta freqüentes maclas do tipo albita-carlsbad. Suas bordas são parcial ou completamente corroídas pela Fe-biotita (Z= marrom). Por vezes ocorrem ripas maiores (2 a 3 mm) imersas na matriz subofítica, resquícios de uma provável textura porfirítica.

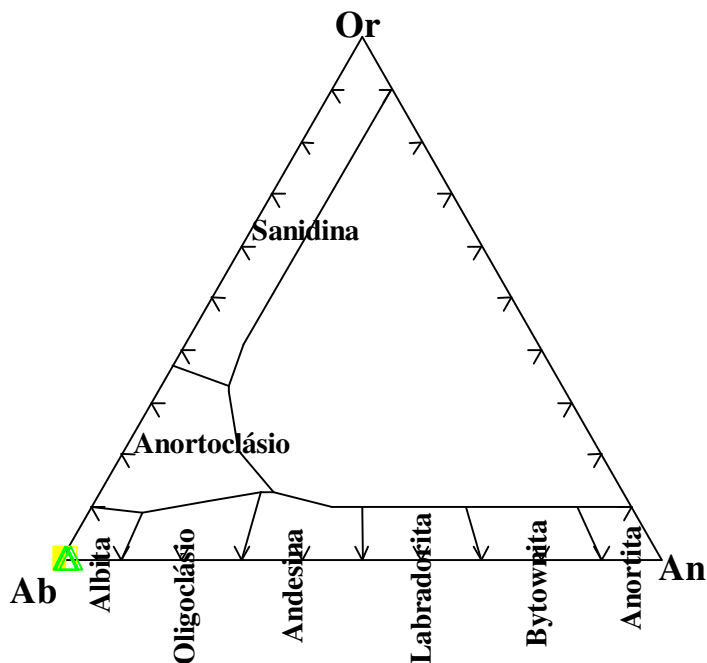


Figura 9- Diagrama ternário de classificação dos plagioclásios do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem aos plagioclásios do andesito e triângulos aos do gabro.

A schorlita, que se distribui de forma disseminada na matriz como cristais isolados ou agregados com textura em roseta, é euédrica a anédrica, com dimensões entre 75 µm e 1,5 mm. Apresenta cores variadas, desde marrom acastanhado a azul, sendo que seções basais

mostram-se zonadas, variando de marrom acastanhado nas bordas ($Fe/Fe+Mg= 0,88$; $Ti= 0,073$ e $F= 0,62$ apfu) a azul no centro ($Fe/Fe+Mg= 0,89-0,98$; $Ti= 0-0,055$ e $F= 0,349-0,455$ apfu). A schorlita comumente apresenta bordas corroídas pela Fe-biotita da matriz (figura 10b), assim como pode apresentar-se completamente substituída por chamosita.

A fluorita ocorre disseminada em meio a matriz da rocha, variando de subédrica a anédrica, medindo entre $5\ \mu m$ e $1,75\ mm$, apresentando fraturas e muitas vezes é circundada por auréolas de minerais radioativos. A fluorita (quando anédrica) forma cintas em torno de cristais de calcopirita e epidoto, isolando estas fases cristalinas do contato direto com a biotita da matriz.

O epidoto (Fe-epidoto com $PS= 27,43-28,84$) é anédrico a subédrico medindo entre $75\ \mu m$ e $0,43\ mm$, apresentando-se invariavelmente fraturado, circundado na maioria das vezes por auréolas de minerais radioativos e ou fluorita.

A apatita (F-apatita com $F= 1,26-1,34$ apfu) é subédrica a anédrica medindo entre $0,15$ e $1,5\ mm$ apresentando-se por vezes fraturada e disseminada na matriz da rocha (figura 10d).

A mica branca (figura6) se distribui como lamelas diminutas ($15\ \mu m$ a $0,17\ mm$) na forma de agregados arredondados a subangulosos imersos na matriz de Fe-biotita ($Z=$ marrom) (figura 10f), tendo esporadicamente no seu interior cristais de schorlita, albita, magnetita ou ainda fragmentos da matriz de Fe-biotita ($Z=$ marrom).

Os minerais radioativos se distribuem de forma disseminada em ambos os padrões de alteração, tanto na matriz dominada pela Fe-biotita ($Z=$ marrom) (figura 10b), como na matriz dominada pela Fe-biotita ($Z=$ verde), na forma de agregados circulares que dão origem a halos pleocróicos, na maioria das vezes formando trilhas orientadas, ou segundo a foliação da rocha (quando presente) ou seguindo a orientação dos veios.

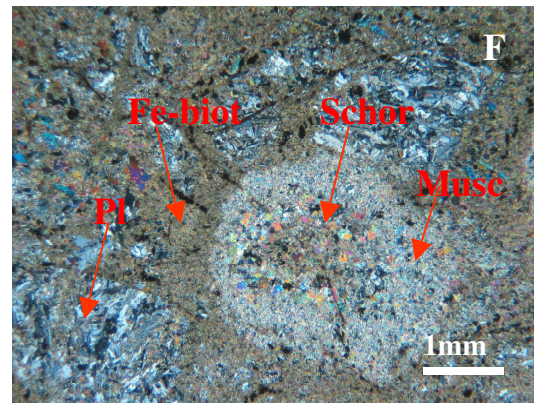
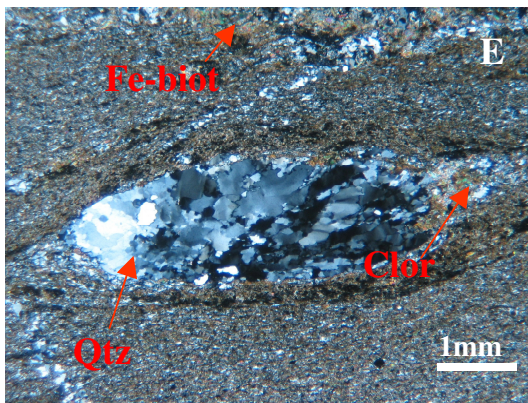
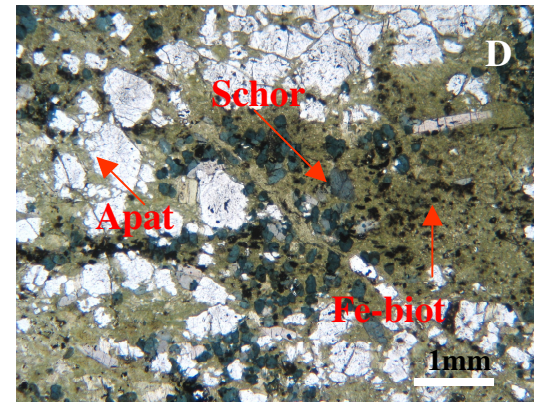
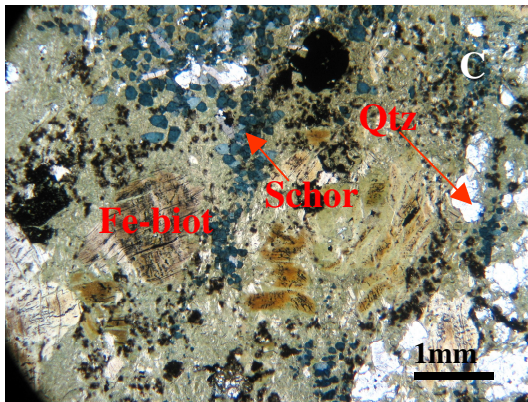
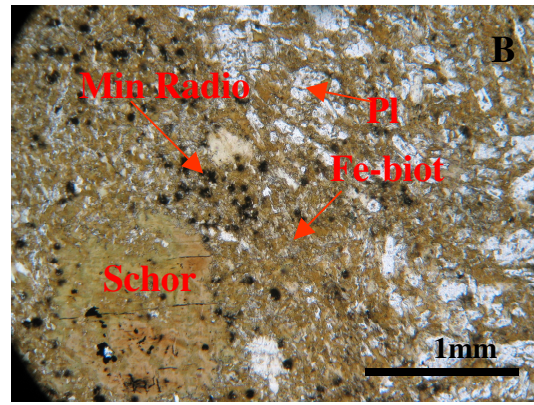
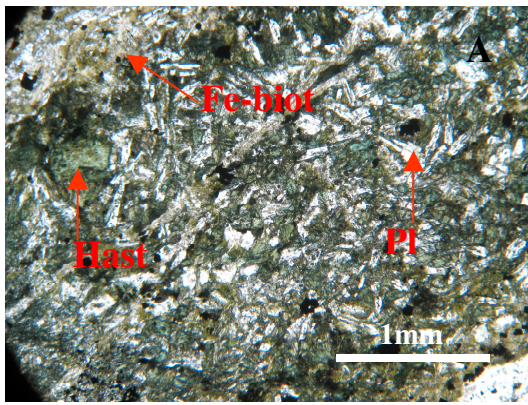


Figura 10- **A-** Fotomicrografia da matriz do andesito, com textura subofítica reliquiar, composta de plagioclásio albitizado, hastingsita e Fe-biotita (Z= verde), que corrói as bordas destas fases minerais. **B-** Fotomicrografia da matriz do andesito onde observa-se plagioclásios parcialmente substituídos por Fe-biotita (Z= marrom), que também corrói as bordas do cristal de schorlita. Notável é presença de minerais radioativos em meio à Fe-biotita. **C-** Fotomicrografia da matriz do andesito, na qual observam-se grandes lamelas de Fe-biotita (Z= marrom) com suas bordas corroídas pela Fe-biotita (Z= verde), percebe-se também a grande quantidade de cristais de schorlita, albita e quartzo disseminados em meio a matriz de Fe-biotita (Z= verde). **D-** Fotomicrografia da matriz do andesito composta de Fe-biotita (Z= verde), que corrói as bordas de cristais de F-apatita e schorlita disseminados nesta. **E-** Fotomicrografia do andesito deformado, com *augen* de quartzo parcialmente recrystalizado envolto por chamosita. **F-** Fotomicrografia da matriz do andesito, composta de Fe-biotita (Z= marrom) que corrói os aglomerados de albita. Também observa-se a presença de um aglomerado de mica branca com cristais de schorlita no seu interior. As legendas das fotomicrografias correspondem a: Pl-plagioclásios, Schor-schorlita, Hast- hastingsita e Fe-Pargasita, Fe-biot- Fe-biotita, Apat- apatita, Qtz- quartzo, Musc- micas brancas, Mag- magnetita e Min Radio- minerais radioativos.

4.2 Gabro

O gabro apresenta granulação média a grossa e textura ofítica ou subofítica. É composto por anfibólios cálcicos, plagioclásio e biotita subordinada, e tem cores que variam entre cinza esverdeado e cinza amarronzado (figura 11b). A variação de cor está diretamente relacionada com a assembléia de minerais máficos presentes, sendo que a cor cinza esverdeada indica o predomínio de anfibólios e biotita verde (que substitui esta fase), enquanto a cor cinza amarronzada denota a presença de biotita marrom, que substitui os anfibólios da matriz da rocha, assim como o plagioclásio, constituindo nestes intervalos, que podem variar entre 60cm até 5m, a principal fase mineral da rocha, o que dá à rocha um aspecto maciço (figura 11a). Estes intervalos onde há predomínio de biotita apresentam por vezes cristais de turmalina, apatita, fluorita, quartzo e mica branca na forma de agregados irregulares ou disseminados.

Zonas venuladas cortam o gabro em diferentes intervalos (figura 11c e d). Os veios são compostos de diferentes fases minerais tais como, quartzo, biotita verde, mica branca, topázio, fluorita, turmalina, epidoto, albita, clorita e carbonatos e podem ou não estar acompanhados de fases sulfetadas como pirita, calcopirita, pirrotita, bornita (subordinada) e molibdenita, além de magnetita.

O gabro apresenta zonas intensamente brechadas, nas quais os fragmentos da matriz encontram-se, por vezes, completamente cloritizados, estando cimentados tanto por quartzo e albita, como por quartzo, fluorita e epidoto. Por vezes, estas zonas brechadas encontram-se superimpostas a antigas zonas venuladas, o que faz com que os fragmentos de tais brechas sejam compostos tanto por porções da matriz do gabro, como por fragmentos dos veios (freqüentemente de quartzo).

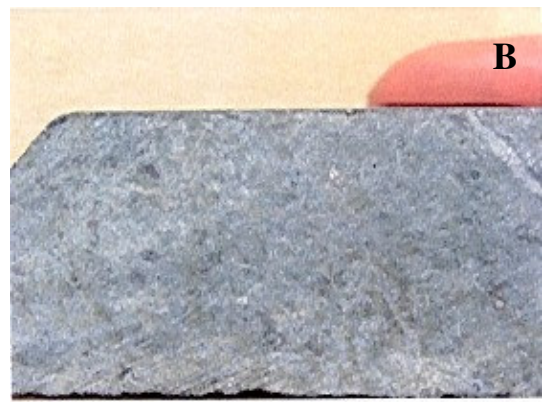
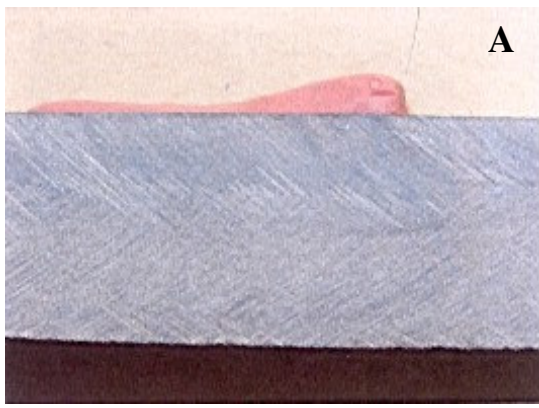


Figura 11- **A-** Aspecto macroscópico do gabro com matriz intensamente biotitizada. **B-** Aspecto macroscópico do gabro com textura subofítica, composto de anfibólios cálcicos, plagioclásio e biotita verde. **C-** Aspecto macroscópico do gabro com vênulas de quartzo e albita cortando a matriz parcialmente biotitizada. **D-** Aspecto macroscópico do gabro com textura ofítica reliquiar, composto de anfibólios cálcicos, plagioclásio e biotita, cortado por veios de quartzo, biotita verde e albita. As escalas medem 2cm.

Microscopicamente, o gabro apresenta textura subofítica a ofítica reliquiar. É composto principalmente de ripas de plagioclásio, anfibólios cálcicos (hastingsita, Fe-pargasita e Fe-hornblenda) e secundariamente por biotitas verde (siderofilita) e marrom (Fe-biotita e Mg-biotita) (figura 12a). Gradativamente estas texturas são destruídas, devido à substituição tanto dos anfibólios quanto do plagioclásio pela siderofilita e por ambas as biotitas, que tendem a predominar na matriz da rocha com textura decussatada, acompanhadas de outras fases minerais, tais como epidoto, turmalina, titanita, fluorita, quartzo e minerais radioativos.

O plagioclásio mais antigo (oligoclásio, Ab_{70-75}), encontrado na matriz é substituído por albita (Ab_{98-99}). Ambos medem entre 1 e 2,12 mm e apresentam bordas parcial ou completamente corroídas, tanto por anfibólios quanto por biotitas (figura 12b), quando não

estão completamente alterados por uma capa de alteração supergênica, a qual nas zonas mais superficiais, ocorre com bastante frequência.

Os anfibólitos cálcicos da matriz, que correspondem à hastingsita ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,36$), Fe-pargasita ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,28$) e Fe-hornblenda ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,39$), apresentam pleocroísmo de verde claro à verde escuro azulado, são subédricos a anédricos e estão parcial ou completamente substituídos por siderofilita, Fe-biotita e Mg-biotita (figura 12c).

A siderofilita ($Z =$ verde, $Mg\# = 0,17$ e $Ti = 0,03-0,04$ ânions por fórmula unitária) ocorre na forma de lamelas decussatas medindo entre $25\mu m$ e 1 mm . Substitui os anfibólitos da matriz e corrói os plagioclásios gradativamente até predominar em toda a matriz da rocha. A siderofilita, quando constituiu a principal fase mineral da matriz, apresenta-se parcial ou completamente cloritizada (Mg-chamosita com $Fe/Fe+Mg = 0,63-0,65$).

As biotitas marrons são Fe-biotita ($Mg\# = 0,51$, $Ti = 0,07\text{apfu}$) e principalmente Mg-biotita ($Mg\# = 0,52-0,54$, $Ti = 0,06-0,08\text{apfu}$) que tem pleocroísmo de marrom acastanhado a bege. Ocorrem na forma de lamelas decussatas medindo entre $75\mu m$ e $0,1\text{ mm}$, concentrando-se em aglomerados irregulares em torno de magnetitas esqueléticas (pseudomórficas de um mineral máfico), onde ocorre lado a lado com a siderofilita (figura 12d). Assim como acontece com a siderofilita, as biotitas marrons chegam a dominar completamente a matriz. Nestes casos, imersos na matriz ocorrem aglomerados irregulares de titanita, medindo entre $50\mu m$ e $0,2\text{ mm}$, cristais anédricos subarredondados de fluorita, medindo entre $30\mu m$ e $0,1\text{ mm}$ e cristais anédricos de quartzo.

Nesta rocha ocorrem ainda cristais de quartzo anédricos a subédricos medindo entre $0,75$ e $1,13\text{ mm}$, que se distribuem tanto de forma disseminada na matriz, como em aglomerados por vezes microcristalinos, apresentando desde formas irregulares a formas alongadas, sendo que os cristais individualmente apresentam bordas lisas ou crenuladas.

Cristais de dravita subédricos a euédricos, medindo entre $0,75$ e $2,13\text{ mm}$, apresentam zonação de castanho nas bordas ($Fe/Fe+Mg = 0,26-0,36$; $Ti = 0,052-0,092$ e $F = 0,347-0,593\text{apfu}$) a azul no centro ($Fe/Fe+Mg = 0,36-0,42$; $Ti = 0,033-0,038$ e $F = 0,595-1,021\text{apfu}$). Estão presentes de forma disseminada na matriz da rocha, ou na forma de aglomerados em meio à matriz onde predominam siderofilita, Fe-biotita e Mg-biotita (figura 12e).

Em meio à rocha com textura subofítica reliquiar, constituída de plagioclásio, Mg-biotita e Fe-biotita, ocorrem aglomerados arredondados a semi-angulosos de mica branca (zinnwaldita e Li-muscovita, com $Mg\# = 0,68$ e $0,71$ respectivamente) muito pequena ($15\mu m$ e $0,18\text{ mm}$), sendo que lamelas também ocorrem disseminadas em meio às biotitas. Os

aglomerados de zinnwaldita e Li-muscovita apresentam por vezes no seu interior cristais de dravita com bordas corroídas por estas, magnetitas esqueletais ou ainda fragmentos da matriz composta de biotitas (figura 12f).

Nas porções do gabro onde a matriz menos alterada é dominada por plagioclásio e anfibólios ocorrem ainda cristais anédricos de Fe-epidoto (PS = 28,71-33,29), medindo entre 0,13 e 0,75 mm, invariavelmente fraturados, por vezes apresentando suas bordas corroídas pelos anfibólios (figura 12b).

A titanita distribui-se na forma de "cordões" em meio à matriz completamente cloritizada de biotitas e plagioclásio.

Minerais radioativos (incluindo uraninita) ocorrem disseminados no gabro associados com a matriz. Predominam tanto a siderofilita (Z = verde) quanto as biotitas (Z = marrom), na forma de aglomerados circulares que dão origem a halos pleocróicos distribuindo-se na maioria das vezes em trilhas orientadas (figura 12e).

As porções do gabro e andesito que apresentam textura subofítica reliquiar e assembléias minerais compostas de anfibólios cálcicos, plagioclásios, quartzo, magnetita, ilmenita e subordinadamente siderofilita e biotitas correspondem à alteração sódico-cálcica. As porções destas rochas que apresentam assembléias minerais compostas de siderofilita, biotitas, turmalinas, chamosita, quartzo, albita, fluorita, Fe-epidoto, apatita, minerais radioativos, além de sulfetos, correspondem à alteração potássica. Já as assembléias minerais compostas de quartzo, chamosita, turmalinas, topázio, fluorita, titanita, zinnwaldita e Li-muscovita correspondem a uma greisenização incipiente.

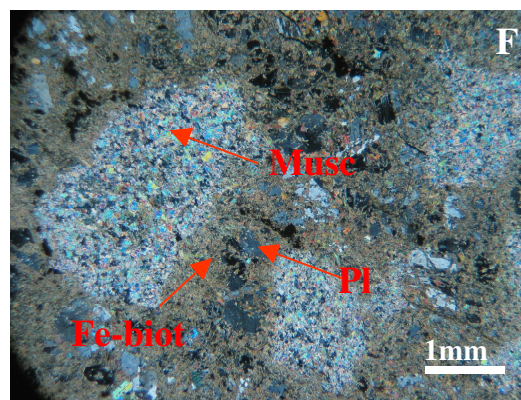
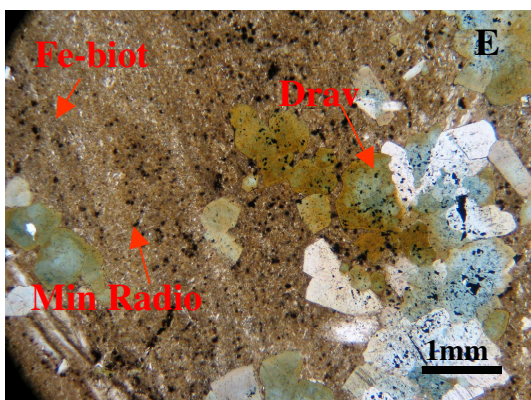
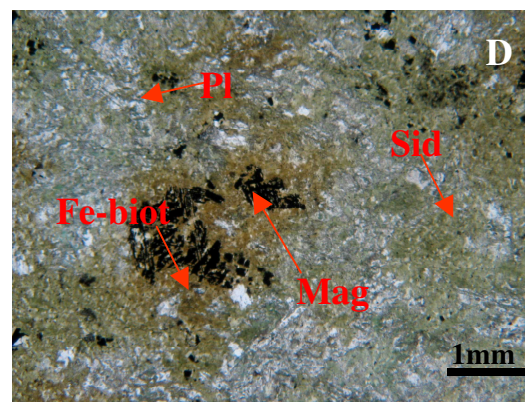
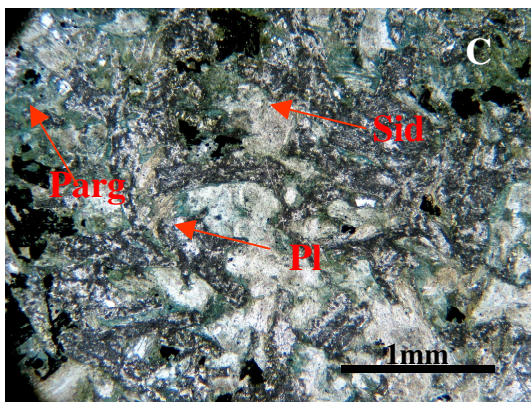
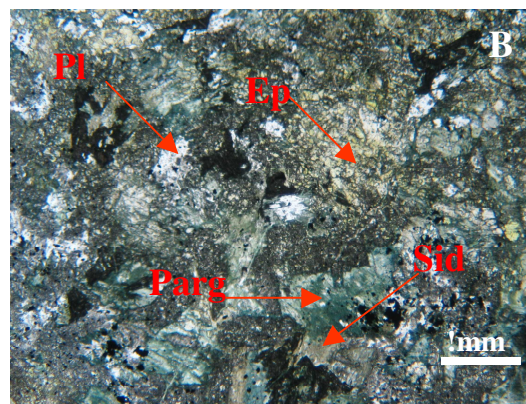
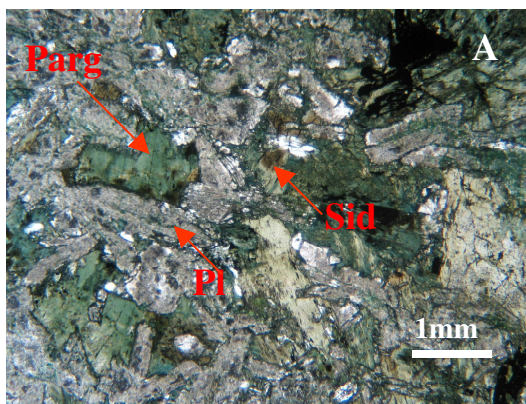


Figura 12 – **A-** Fotomicrografia da matriz do gabro composta por plagioclásios, anfibólios cálcicos e siderofilita. **B-** Fotomicrografia da matriz do gabro com Fe-epidoto fraturado e plagioclásios (com alteração supergênica) corroídos por cristais de anfibólios cálcicos. **C-** Fotomicrografia da matriz do gabro composta de plagioclásios e anfibólios cálcicos corroídos por Fe-biotita (Z- marrom) e siderofilita. **D-** Fotomicrografia da matriz do gabro onde observam-se núcleos de Mg e Fe-biotitas com magnetitas esqueletais, além de siderofilita que substituem a textura subofítica reliquiar. **E-** Fotomicrografia da matriz do gabro onde predominam Fe-biotita e Mg-biotita, apresentando minerais radioativos orientados em trilhas e cristais de dravita zonados. **F-** Fotomicrografia da matriz do gabro composta de Mg e Fe-biotita corroendo cristais de albite, além de aglomerados de zinnwaldita e Li-muscovita imersos nesta. As legendas das fotomicrografias correspondem a: Pl-plagioclásios, Sid-siderofilita, Drav- dravita, Ep-Fe-epidoto, Parg- Fe-Pargasita, Fe-hornblenda e hastingsita; Fe-biot-Fe-biotita e Mg-biotita, Musc- Li-muscovita e zinnwaldita, Mag- magnetita e Min Radio- minerais radioativos.

5. Geoquímica de Rocha

5.1 Apresentação dos resultados e discussão

Foram realizadas análises químicas em 8 amostras de gabro e 9 no andesito (tabelas 1 e 2). As amostras analisadas foram escolhidas com o intuito de verificar o comportamento químico dos diferentes padrões de alteração identificados a partir da petrografia. Os conteúdos de SiO_2 variam no andesito de 42,9 a 54,52% e no gabro de 40,05 a 51,39. O TiO_2 no andesito varia entre 0,76 e 1,64% e no gabro entre 0,77 e 1,27%. Já os conteúdos de Al_2O_3 variam entre 10,97 e 19,22% no andesito e entre 13,91 e 18,05 no gabro, enquanto o Fe_2O_3 varia entre 1,56 e 4,02% para o andesito e entre 0,83 e 7,77% para o gabro.

A partir da caracterização petrográfica das rochas hospedeiras da mineralização, bem como das diferentes intensidades de alteração hidrotermal identificadas na área, fica evidente que estas não mais apresentam sua assembléia mineral original, correspondendo portanto a rochas alteradas.

O balanço de massa realizado por Castro Paula (2005) em 3 amostras tanto de gabro como de andesito demonstra a grande mobilidade de elementos maiores (figuras 13 e 14) e com menor intensidade dos elementos traços (figuras 15 e 16). Todavia, o comportamento móvel dos distintos elementos se manifestou de forma diferenciada em ambas rochas, provavelmente devido a suas diferentes propriedades reológicas, bem como o fato do gabro ocorrer como corpos menores involtos pelo andesito.

Ao se observar a mobilidade dos elementos maiores em ambas as rochas (figuras 13 e 14) percebe-se que os gabros apresentam perdas pronunciadas de SiO_2 , CaO relacionadas com os três estágios de alteração hidrotermal (alteração sódico-cálcica, alteração potássica e greisenização incipiente) e perdas menos expressivas de Al_2O_3 , MgO e Na_2O , estas relacionadas principalmente com a alteração potássica. Já o andesito apresenta perdas significativas de SiO_2 vinculadas à alteração sódico-cálcica, bem como de Na_2O relacionada tanto a alteração sódico-cálcica como à potássica, embora também demostre perdas pouco significativas de TiO_2 associadas a alteração potássica e ao início da greisenização.

O gabro apresenta significativos ganhos de FeO relacionados à alteração sódico-cálcica e ao final da alteração potássica e conseqüente início da greisenização, além de um progressivo ganho de K_2O . Apresenta também ganhos menos expressivos de Na_2O e MgO associados à alteração sódico-cálcica, além de TiO_2 e Al_2O_3 relacionados ao início da greisenização.

Balanco Massa Alvo Estrela
GABROS

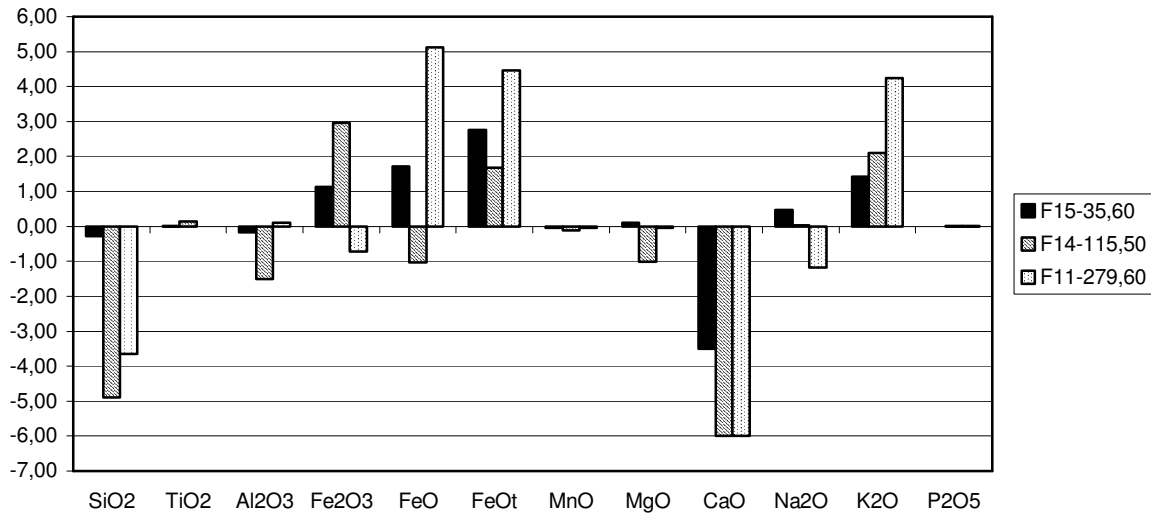


Figura 13- Balanco de massa de elementos maiores, realizado em gabros (Castro Paula, 2005).

Balanco Massa Alvo Estrela
ANDESITOS

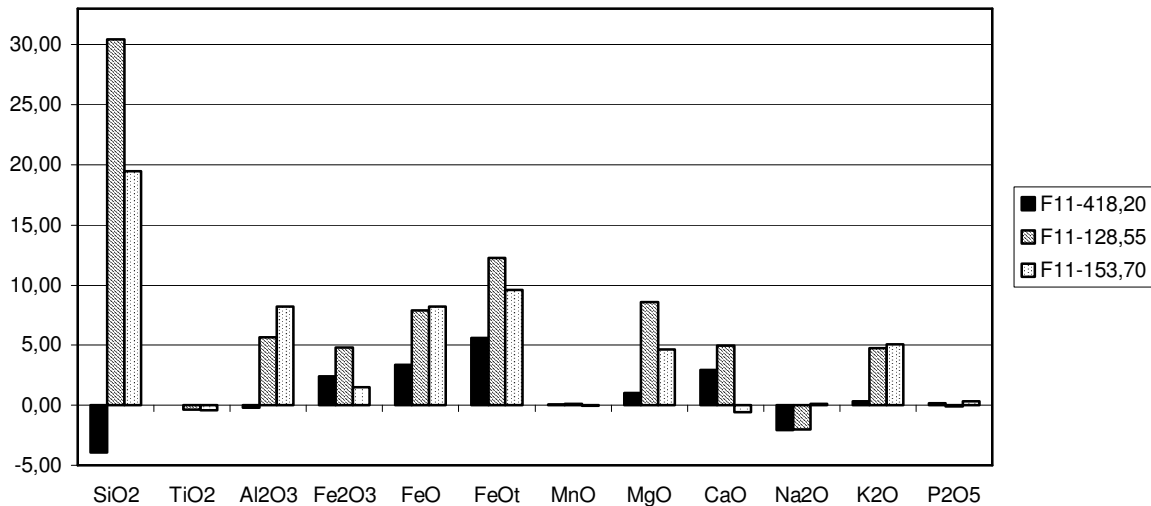


Figura 14- Balanco de massa de elementos maiores realizado em andesitos (CastroPaula, 2005).

O andesito, por sua vez, apresenta um maior percentual de ganhos importantes, como os de SiO₂, Al₂O₃ e K₂O, associados principalmente à alteração potássica e ao início da greisenização, assim como de FeOt, MgO e CaO, relacionados primeiramente com a alteração potássica e em menor intensidade com o início da greisenização e à alteração sódico-cálcica.

BALANÇO MASSA ALVO ESTRELA - GABROS

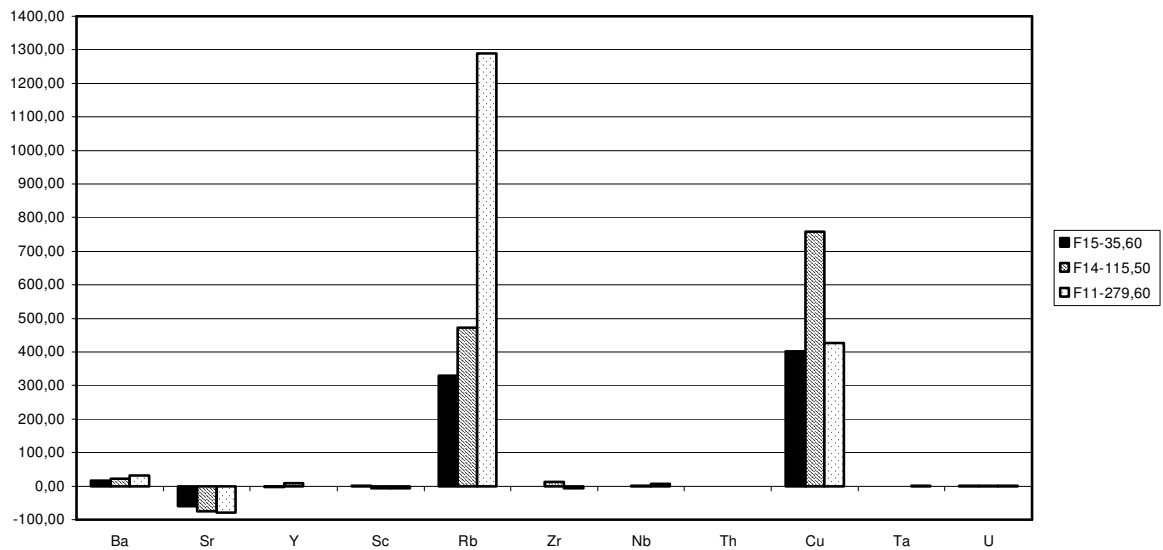


Figura 15- Balanço de massa de elementos traços realizado em gabros (Castro Paula, 2005).

Ao observar a figura 15 percebe-se que o gabro apresenta expressivos ganhos de Rb, que se manifesta de forma crescente em termos de alteração e Cu, que tem seu maior ganho associado à alteração potássica. Ganhos menos significantes de Y relacionado ao início da greisenização, Zr associado à alteração sódico-cálcica, Nb reacionado à potassificação, e Ba também são verificados. O andesito (figura 16) demonstra ganhos significativos de Ba principalmente associados à potassificação, Rb comportando-se de forma crescente com os estágios de alteração, além de ganhos menos expressivos de Y relacionado ao início da greisenização, Zr e Nb associados á potassificação e U também relacionado à potassificação.

Balanço Massa Alvo Estrela - Andesitos

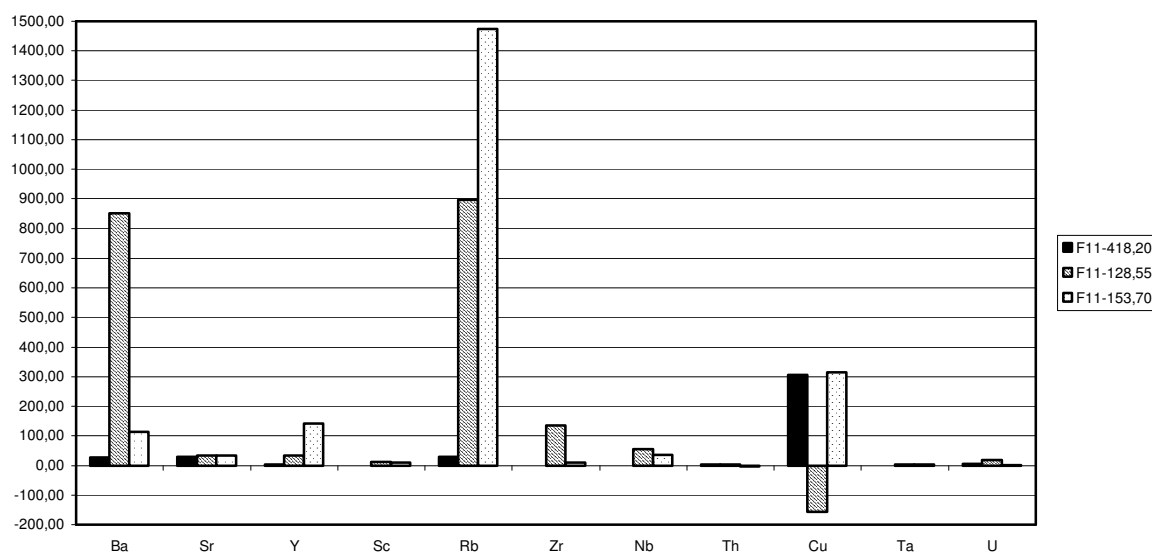


Figura 16- Balanço de massa de elementos traços realizado em andesito (Castro Paula, 2005).

O gabro (figura 15) apresenta perdas pouco expressivas de Sr associada aos três estágios de alteração, assim como de Sc relacionadas às alterações sódico-cálcica e potássica e Zr relacionada à potassificação. O andesito, por sua vez, (figura 16) demonstra perda de Cu relacionada à alteração potássica.

Embora diferentes diagramas que utilizam elementos maiores combinados com elementos traços tenham mostrado sua eficácia ao classificar rochas máficas, como por exemplo, o diagrama binário $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (Winchester & Floyd, 1977), assim como o diagrama $\text{TiO}_2\text{-MnO-P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983), optou-se pela não utilização de tais diagramas devido à grande mobilidade dos elementos maiores, evidenciada pelas perdas e ganhos destes, verificadas a partir do balanço de massa realizado no andesito e gabro (Castro Paula, 2005). Optou-se pelo uso de diagramas e razões que utilizam elementos de alto campo de força, devido a sua baixa mobilidade, frente a processos de alteração hidrotermal.

No diagrama binário $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ (figura 17), observa-se que a maioria das amostras do gabro apresenta razões Zr/TiO_2 e Nb/Y semelhantes às de basaltos sub-alcálicos fanerozóicos (Winchester & Floyd, 1977), ao passo que as do andesito apresentam as mesmas razões análogas às de andesitos-basálticos e basaltos alcalinos. O gabro e o andesito correspondem portanto, a um *trend* de diferenciação, no qual o gabro representa a porção mais primitiva e o andesito a porção mais evoluída do magma. Este *trend* de diferenciação é ratificado por meio de diagramas binários Zr x Y , Zr x Th e Zr x Nb (figura 18), nos quais

percebe-se uma correlação positiva entre o gabro, que apresenta menores quantidades de Zr, Nb, e Th e o andesito, que possui maiores concentrações desses elementos (tabelas 1).

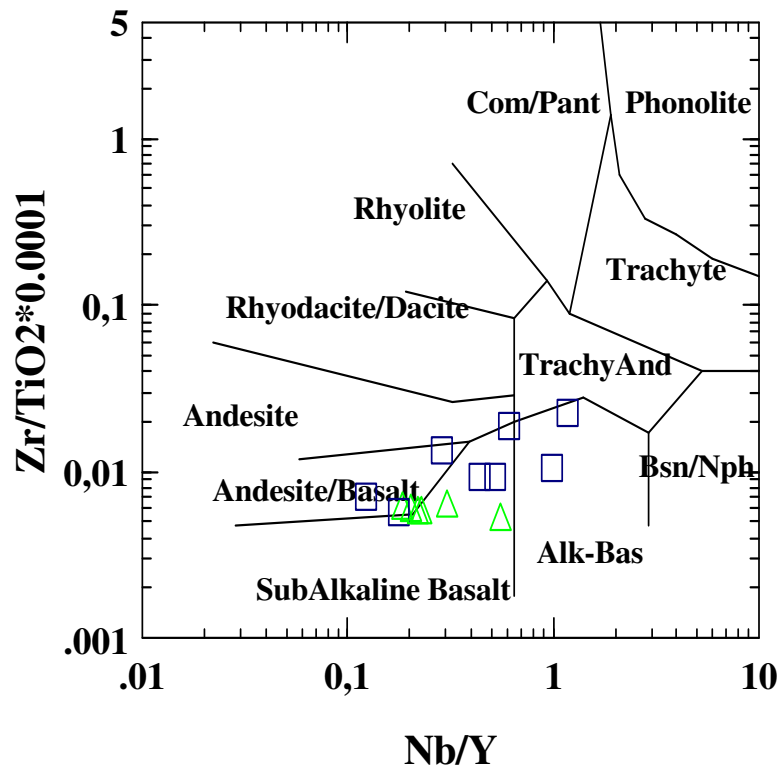


Figura 17- Diagrama Nb/Y X Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), classificando as rochas máficas do Alvo Estrela, com relação ao seu protólito original. Os quadrados azuis correspondem aos andesitos e os triângulos aos gabros.

Apesar destes elementos apresentarem um alto campo de força e serem considerados como imóveis, os diagramas binários da figura 18 demonstram seu caráter móvel, quando submetidos a processos metassomáticos, como fica evidente no diagrama Zr x Y, no qual o andesito apresenta dois *trends* distintos. A existência destes dois *trends* está diretamente relacionada com a alteração hidrotermal a qual estas rochas foram submetidas, pois as amostras de andesito que apresentam maiores quantidades de Y correspondem àquelas cujo nível de alteração hidrotermal é mais intenso (alteração K + greisenização incipiente), enquanto as demais amostras de andesito que apresentam concentrações de Y semelhantes às do gabro, correspondem à alteração sódico-cálcica. O comportamento do Zr visível nos três diagramas, pode tanto indicar um *trend* de diferenciação que resultou em três e não em dois litotipos, considerando desta forma os valores de Zr das amostras como originais, assim como também pode indicar a mobilidade do Zr, uma vez que as amostras de andesito com menores quantidades de Zr correspondem a amostras cuja intensidade da alteração hidrotermal é mais

marcante (alteração K +greisenização incipiente), enquanto as amostras de andesito com valores de Zr mais altos correspondem à alteração sódico-cálcica (ver tabelas em anexo). Segundo Pearce & Norry (1979), elementos como Ti, Zr, Y e Nb via de regra, são considerados como imóveis, não sendo transportados na forma de fluido aquosos, a não ser que estes fluidos apresentem uma alta atividade de agentes complexantes como F⁻, fato que ocorre na fase de alteração potássica, onde há um maior aporte de F, evidenciado pela presença marcante de fluorita, bem como do F presente na estrutura das biotitas e da siderofilita.

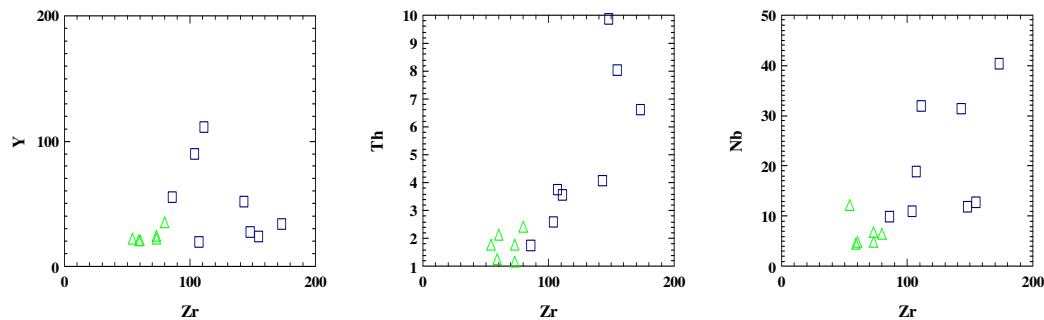


Figura 18- Diagramas binários evidenciando o *trend* de diferenciação das rochas máficas do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem aos andesitos e os triângulos aos gabros.

A partir do diagrama Th-Hf-Ta (Wood, 1980), fica evidente que tanto o andesito, quanto o gabro não correspondem, em termos de ambiente, a basaltos de arco magmático, embora algumas amostras estejam plotadas no campo dos basaltos intraplaca (figura 19a) devido ao seu maior conteúdo de Ta. O aumento da quantidade de Ta destas amostras pode estar relacionado com o processo de alteração, uma vez que a maioria destas correspondem à alteração K mais intensa, o que também pode explicar as baixas razões Nb/Ta destas amostras (entre 6,07 e 9,2), indicando ou uma maior influência dos fluidos oriundos dos granitos que colocaram-se posteriormente, ou uma maior contaminação da crosta continental próxima do arco, já que os valores de Nb/Ta encontram-se dentro do intervalo esperado para granitos anorogênicos ou mesmo para a crosta continental (Green, 1995).

As razões Sc/Ti e Sc/Ga mostraram-se de grande valia no que tange a diferenciação de ambientes, pois basaltos de arco insular (IAB) apresentam razões Sc/Ti e Sc/Ga mais altas em relação a basaltos de bacias de retro-arco (Woodhead, Eggins & Gamble, 1993). Ao comparar as razões Sc/Ti das rochas máficas do Alvo Estrela (andesito e gabro) com basaltos da região de Birch-Uchi (Hollings & Kerrich, 2000) e La Ronge Domain (Watters & Pearce, 1987), cuja idade e quimismo são semelhantes (figura 19b), percebe-se que as amostras de arco apresentam razões Sc/Ti mais elevadas, enquanto rochas que apresentam contribuição de

crosta continental apresentam razões Sc/Ti menores. Assim sendo, os valores mais baixos de Sc/Ti verificados nas amostras de andesito e gabro do Alvo Estrela podem tanto indicar que estas rochas provêm de magmas mais evoluídos, onde há contribuição de origem continental, como também podem indicar a maior influência dos fluidos de origem granítica. Evidência de contaminação pela crosta mais antiga é dada pelo $\epsilon_{Nd}(T) = -3,2$ obtido tanto no andesito como no gabro do Alvo Estrela (Pimentel 2003, comunicação escrita), o que também é evidenciado pelos valores de idades modelo T_{DM} de cerca de 3,0 a 3,1 Ga (Lindenmayer *et al.*, 2005).

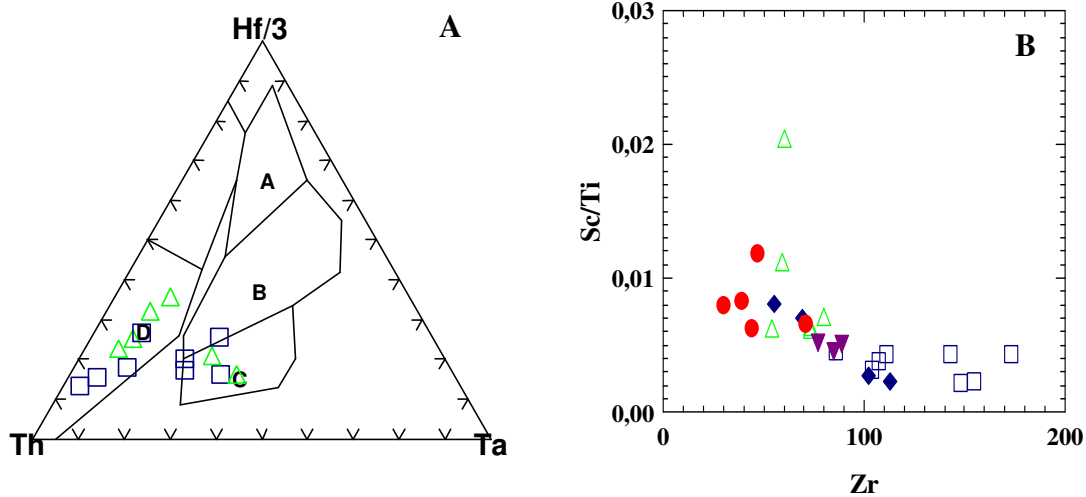


Figura 19- A- Diagrama Th-Hf-Ta de classificação de ambientes tectônicos, onde o campo D corresponde a ambiente de arco e o campo C a ambiente intraplaca. O andesito é representado por quadrados vazados azuis e o gabro por triângulos vazados verdes. B- diagrama Zr-Sc/Ti, onde os quadrados vazados azuis correspondem ao andesito, os triângulos vazados verdes ao gabro ambos do Alvo Estrela, já os triângulos invertidos roxos correspondem aos basaltos evoluídos de arco e os círculos vermelhos aos basaltos primitivos de arco, ambos do *greenstone belt* Birch-Uchi; os losangos azuis correspondem a metabasaltos do *greenstone* La Ronge Domain.

O gabro apresenta conteúdo de ETR que varia entre 16,83 e 88,70 vezes o condrito, fracionamento moderado a alto dos ETRL ($La/Sm_{cn} = 1,010-6,360$), anomalia positiva a negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 1,038-0,434$) e padrão relativamente achatado de ETRP ($Gd/Yb_{cn} = 0,312-1,654$), ao passo que o andesito apresenta um conteúdo de ETR entre 34,81 e 181,45 vezes o condrito, um alto fracionamento e enriquecimento de ETRL ($La/Sm_{cn} = 1,650-4,12$), anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,294-1,037$) e fracionamento de ETRP ($Gd/Yb = 0,843-1,983$).

O fato do andesito ser mais enriquecido em ETR do que o gabro ($\Sigma ETR = 90,501$ a $471,674$ ppm no andesito e $43,761$ a $230,57$ ppm no gabro), pode refletir tanto o maior grau de alteração, quanto a proveniência de magma mais evoluído (figura 20).

Ao comparar o padrão de ETR, tanto do andesito, quanto do gabro com o padrão de ETR de andesitos de 2,5-3,5 Ga (Condie, 1989), percebe-se semelhanças entre estes, embora as rochas do Alvo Estrela apresentem anomalias negativas de Eu, provavelmente relacionadas à substituição do plagioclásio original por albita e sua subsequente destruição ocasionada pela à intensa biotitização. Neste processo de substituição o Ca e Sr são lixiviados, sendo freqüentemente acompanhados pelo Eu.

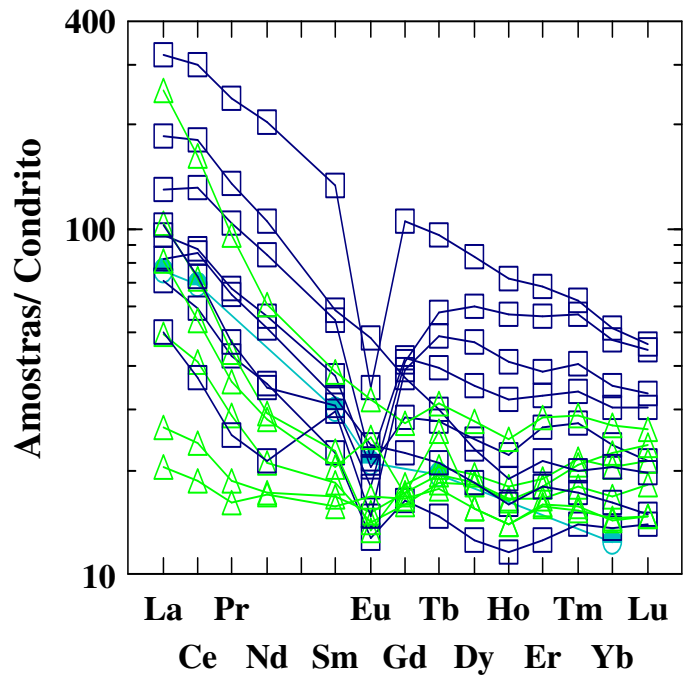


Figura 20- Diagrama de ETR padronizados segundo Sun & McDonough (1989), onde o andesito corresponde a quadrados vazados azuis, o gabro a triângulos vazados verdes e andesitos (2,5-3,5 Ga), segundo Condie (1989), corresponde aos círculos azuis.

Amostras do andesito e do gabro, normalizadas pelo NMORB (Pearce, 1983), quando comparadas com amostras de basaltos de arco de idade 2,5 e 1,8 Ga das regiões de Birch Uchi e La Ronge Domain respectivamente, apresentam um padrão muito semelhante, a não ser pela depleção de Sr, devido à destruição do plagioclásio original da matriz das rochas, e pelo enriquecimento de K, Rb e Ba, relacionados com a alteração potássica e conseqüente biotitização (Fe-biotita, Mg-biotita e siderofilita) (figura 21). A comparação entre os padrões

apresentados pelo andesito e pelo gabro com basaltos de greenstone belts canadenses é muito interessante, já que esses correspondem a basaltos e andesitos calcioalcalinos de arco, com maior ou menor contribuição de crosta continental, indicando portanto que tanto o gabro, quanto o andesito são oriundos de magmas calcioalcalinos e devido à similaridade dos padrões entre si, que ambos são comagmáticos e cogenéticos. Novamente o valor negativo do parâmetro $\epsilon_{Nd}(T) = -3,2$ obtido tanto no andesito como no gabro do Alvo Estrela (Pimentel 2003, comunicação escrita) reforça o fato destas rochas serem oriundas de magmas calcioalcalinos, e que ambos são comagmáticos e cogenéticos.

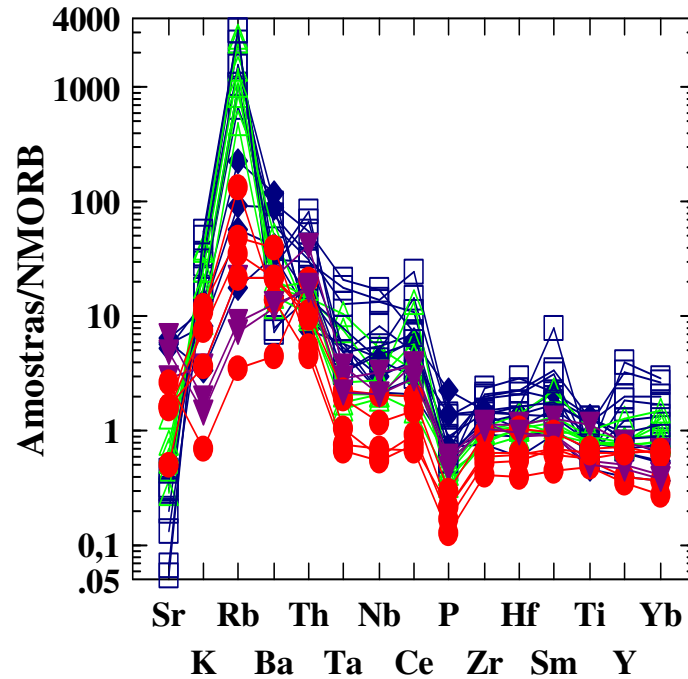


Figura 21- Diagrama comparativo normalizado segundo N-MORB (Pearce 1983), onde o andesito corresponde a quadrados vazados azuis, o gabro a triângulos verdes, já os triângulos invertidos roxos correspondem aos basaltos calcioalcalinos evoluídos de arco e os círculos vermelhos aos basaltos primitivos de arco, ambos de Birch-Uchi; os losangos azuis correspondem a metabasaltos de La Ronge Domain.

6. Sucessão Mineral e a alteração hidrotermal

A sucessão mineral do andesito e do gabro foi estabelecida com base em feições diagnósticas, tanto nos veios quanto nas rochas que eles cortam. Nos veios, feições diagnósticas como a posição dos minerais em relação às paredes dos veios, bem como as

relações de contato entre os minerais, ou seja, se este se apresenta de forma reta ou serrilhada indicam a ordem em que estes foram preenchidos, assim como a substituição de fases preexistentes por outras posteriores. Nas rochas, relações texturais baseadas principalmente na forma dos contatos (retos ou interpenetrados) e na frequência com que ocorrem entre as diferentes fases cristalinas indicam a ordem, na qual ocorreram as substituições entre as fases cristalinas.

A partir da sucessão mineral e de dados de química mineral, somados ao balanço de massa apresentado por Castro Paula (2005), pode-se estimar a composição dos fluidos e caracterizar as mudanças de composição que teriam ocorrido nos mesmos, à medida em que havia interação com a rocha hospedeira, cristalização das fases cristalinas e conseqüentemente o preenchimento de fraturas na forma de veios.

O estágio inicial de alteração, que pré-data a mineralização, é caracterizado pela presença de fases como hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita, ilmenita, Fe-biotita em menor proporção, além de Fe-epidoto e clorita subordinadamente, tanto no gabro, onde esta assembléia mostra-se mais freqüente, assim como no andesito (figura 24). A presença de tal assembléia mineral é refletida pelo maior conteúdo de Ca encontrado nestas rochas (figura 22a), presente na estrutura dos anfibólios cálcicos (Ca entre 1,82 e 1,97 apfu) e Fe-epidoto (Ca entre 1,83 e 1,97 apfu), assim como o conteúdo de Na (figura 22b), devido à substituição do plagioclásio mais antigo (oligoclásio-andesina, Ab₇₀₋₇₅) por albita (Ab₉₈₋₉₉).

A existência desta assembléia mais antiga (predomínio de anfibólios cálcicos), bem como o aumento da razão Cl/F dos anfibólios cálcicos do gabro (2,97-12,18) para o andesito (19,22-24,24) sugere que o fluido responsável pela alteração também apresentou, neste estágio de alteração, uma alta razão Cl/F. Os significativos conteúdos de Ca e Na somada alta razão Cl/F do fluido sugere um aumento da salinidade e conseqüente aumento do pH, o que pode explicar a lixiviação de SiO₂ evidenciada a partir do balanço de massa (Castro Paula, 2005), uma vez que a solubilidade do quartzo aumenta em decorrência do aumento da salinidade e conseqüente aumento do pH (Rimstidt, 1997), indicando um pH alcalino a neutro para o fluido nesta etapa de alteração.

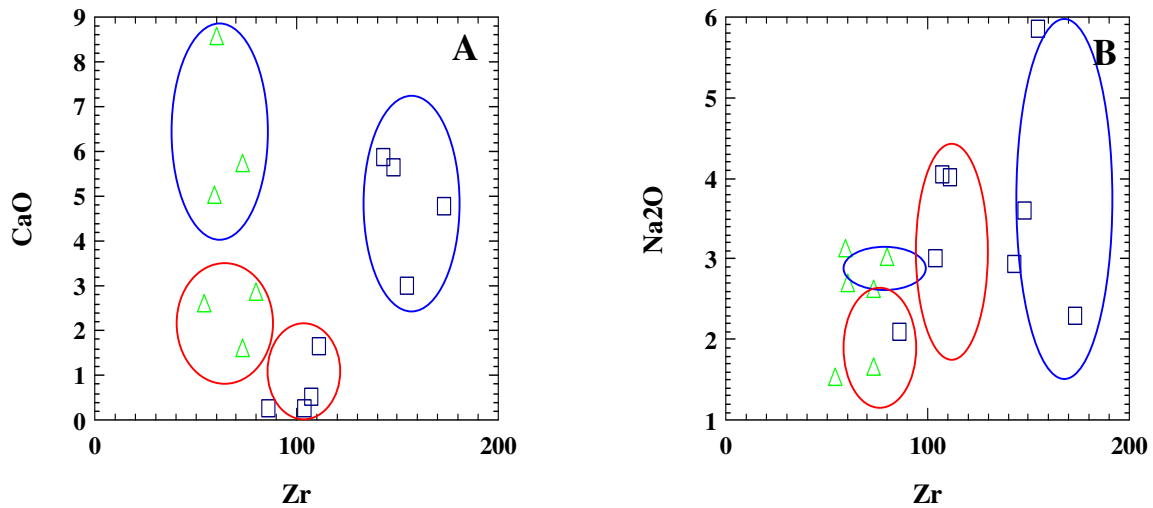


Figura 22- Em ambos os diagramas os quadrados vazados azuis representam o andesito e os triângulos verdes o gabro. **A-** Diagrama binário Zr-CaO mostra o maior conteúdo de CaO das amostras da alteração Ca-Na (campo azul) em relação às da alteração potássica (campo vermelho); **B-** Diagrama binário Zr-Na₂O mostra o maior conteúdo de Na₂O nas amostras da alteração Ca-Na (campo azul) no gabro, em relação às da alteração potássica (campo vermelho) e maior amplitude dos valores de Na da alteração Ca-Na no andesito.

Com o avanço da alteração o estágio anteriormente descrito, caracterizado por uma alteração Ca-Na é parcial ou completamente obliterado por uma intensa potassificação no andesito e com menor intensidade no gabro (figura 23a). Esta potassificação apresenta-se na forma de Fe e Mg-biotitas e siderofilita, que substituem os anfibólios cálcicos, assim como a albita presentes na matriz destas rochas, o que pode explicar os ganhos de Rb (>1000 ppm) (figura 23b), e Nb (460 ppm) possivelmente presentes na estrutura destes filossilicatos. Com a destruição dos plagioclásios e dos anfibólios cálcicos da matriz da rocha há uma lixiviação de Na e Ca, embora parte deste Ca ainda permaneça na estrutura do Fe-epidoto e principalmente da fluorita. Este estágio da alteração apresenta ainda ganhos significativos de FeO, principalmente no andesito como revela o balanço de massa realizado nestas rochas (Castro Paula, 2005), presente na estrutura das biotitas (Fe/Fe+Mg= 0,44-0,73), da schorlita (Fe/Fe+Mg= 0,88-0,98) encontrada no andesito, do Fe-epidoto (Fe= 0,76-1,08 apfu), da chamosita (Fe/Fe+Mg=0,63-0,91), assim como na magnetita e dos sulfetos (pirita, calcopirita e pirrotita) que ocorrem predominantemente neste estágio de alteração. O aumento do conteúdo de SiO₂, e Al₂O₃, principalmente no andesito, evidenciado a partir do balanço de massa (Castro Paula, 2005), pode estar vinculado à grande diversidade de fases

aluminossilicatadas presentes nesta (figura 24), bem como sugerem ou uma mudança na temperatura do fluido, ou uma mudança do pH (Rimstidt, 1997), o que explicaria a diminuição da solubilidade da sílica.

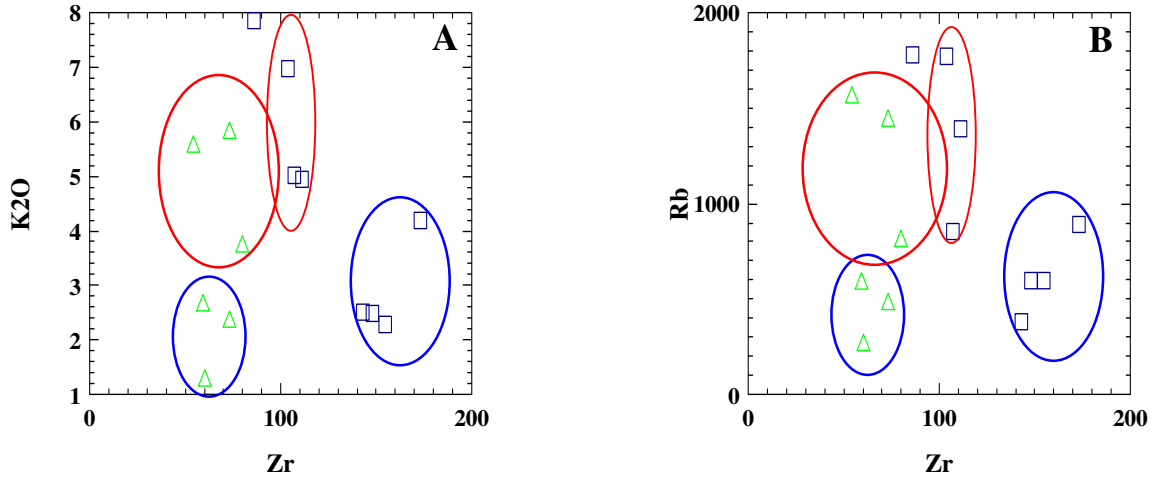


Figura 23- Em ambos os diagramas os quadrados vazados azuis representam o andesito e os triângulos verdes o gabro. A- Diagrama binário Zr-K₂O que demonstra o maior conteúdo de K₂O das amostras da alteração potássica (campo vermelho) em relação à alteração Ca-Na (campo azul); B- Diagrama binário Zr-Rb que demonstra o maior do conteúdo de Rb das amostras da alteração potássica (campo vermelho) em relação à alteração Ca-Na (campo azul).

Junto com a matriz de siderofilita e biotitas são comuns agregados de quartzo com formas arredondadas e/ou alongadas, bem como cristais individuais disseminados. Isto mais uma vez, sugere que tenha havido diminuição na solubilidade da sílica que pode estar relacionado tanto à diminuição da temperatura como do pH (Rimstidt, 1997).

O predomínio de filossilicatos como siderofilita e biotitas (Fe e Mg) sugere condições de pH próximas da neutralidade para este estágio de alteração, ao passo que a presença da chamositas com temperaturas entre 232,98° e 237,32°C determinadas pelo geotermômetro livre da clorita (Cathelineau & Nieva, 1985; com fator de correção de Zang & Fyfe, 1995) indica que ocorre uma mudança nas condições de pH do sistema (Beane, 1994), mudança esta que é sugerida também pela presença marcante de turmalinas, pois esta encontra-se estável em meio a fluidos levemente ácidos a muito ácidos (Henry & Dutrow, 1996).

A diminuição da razão Cl/F (0,65-0,062) na siderofita e biotitas em relação à razão Cl/F dos anfibólios (2,97-24,24), somada à presença marcante de fluorita indica o aumento da atividade de F neste sistema. É provável que nesta etapa da alteração o F tenha exercido um importante papel como complexante do enxofre e/ ou dos metais que deram origem aos sulfetos e provavelmente a sua cristalização está relacionada ao aumento da atividade do S e

subseqüente cristalização destes sulfetos. De modo similar, os minerais radioativos (dentre eles a uraninita) que se distribuem de forma disseminada na matriz do andesito e do gabro, ocorrem associados às biotitas e à siderofilita, devido ao fato do F (presente na estrutura destas) ser o principal complexante do U, que migra na forma oxidada, precipitando com a redução do meio fluido (Cunningham *et al.*, 1998).

O estágio de alteração subseqüente, tardi a pós-mineralização compreende um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como quartzo, zinnwaldita e Li-muscovita, que substituem a siderofilita e biotitas, bem com as albitas remanescentes, dravita e schorlita, fluorita, topázio (em veios) e clorita, sendo que fases como titanita, F-apatita e minerais radioativos também se encontram presentes (figura 24). A substituição de micas ricas em Fe e Mg por zinnwaldita e Li-muscovita, somada à presença de quartzo, topázio e turmalinas sugerem um sistema com pH mais ácido, onde há a diminuição da atividade do K (Beane, 1994), e lixiviação parcial de Fe. É provável que exista uma relação entre a presença deste estágio de alteração (greisenização), portador de uma assembléia mineral que indica um sistema com condições de pH baixo, e a ausência de quantidades significativas de óxidos de ferro (magnetita e hematita) na zona mineralizada, presentes apenas em formações ferríferas a NW da área estudada.

O último estágio de alteração, que é posterior à greisenização é caracterizado por uma carbonatação que manifesta-se principalmente nos veios, embora também ocorra na matriz do andesito e do gabro. Aqui predominam fases cristalinas de mais baixa temperatura como calcita e fluorita, embora fases como chamosita, topázio (em veios), quartzo e turmalinas ainda encontrem-se presentes (figura 24). A presença de fases como fluorita e calcita aponta para a existência de uma alta razão Ca/Na e diminuição da P_{CO_2} (Rimstidt, 1997), além disto a presença de chamosita e turmalinas sugere que mesmo neste estágio final de alteração, ainda havia uma alta atividade de Mg e de Fe no sistema (Beane & Titley, 1981).

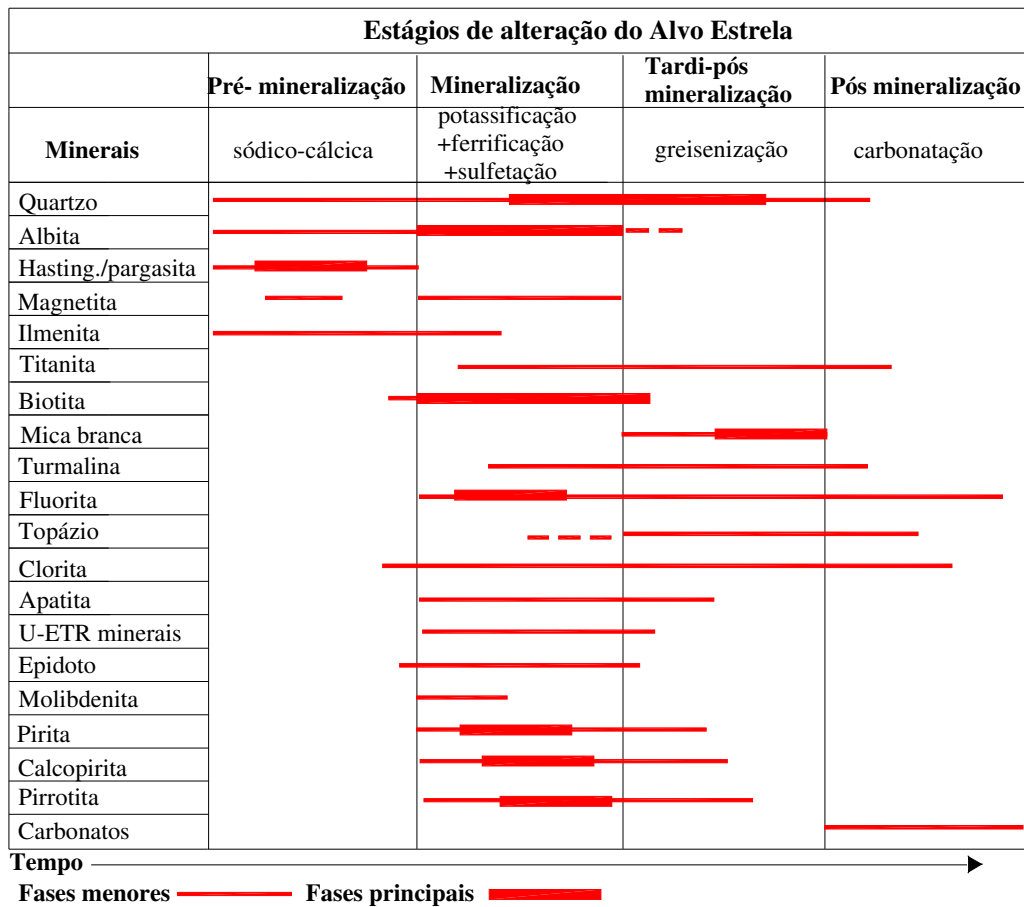


Figura 24- Estágios de alteração hidrotermal e respectivas associações minerais observadas no gabro e no andesitos (modificado de Lindenmayer *et al.*, 2005).

7. Conclusões

As rochas hospedeiras da mineralização foram caracterizadas em campo como andesito, dada sua textura subofítica fina, e gabro, devido a sua granulação média a grossa e textura subofítica e ofítica. Embora apresentem diferentes intensidades de alteração, o que provoca significativas mudanças em suas assembléias minerais, a utilização de razões entre elementos imóveis, na forma de diagramas binários ($Zr/TiO_2 - Nb/Y$), mostrou que o andesito apresenta razões $Zr/Ti O_2$ e Nb/Y semelhantes a andesitos-basálticos e basaltos alcalinos, enquanto o gabro corresponde a basaltos sub-alcalinos.

As razões Sc/Ti e Sc/Ga , mais elevadas nos gabros menos alterados, indicam que estes são análogos aos basaltos de arco magmático, enquanto o andesito, cujas razões são menores, demonstram uma maior contaminação de origem crustal. Outra evidência de contaminação com a crosta mais antiga é dada pelo $\epsilon_{Nd}(T) = -3,2$ obtido tanto no andesito como no gabro.

O fato do andesito ser mais enriquecido em ETR do que o gabro ($\Sigma\text{ETR} = 347$ a 1786,12 ppm no andesito e 227,38 a 1028,28 ppm no gabro), pode refletir tanto o maior grau de alteração, quanto a proveniência de magma mais evoluído, conforme esperado.

A semelhança entre padrões apresentados pelo andesito e pelo gabro com basaltos canadenses arqueanos e paleoproterozóicos (Birch Uchi e La Ronge Domain, Hollings & Kerrich, 2000 e Watters & Pearce, 1987 respectivamente) sugere que as rochas do Alvo Estrela são oriundas de magmas calcioalcalinos e devido à similaridade dos padrões entre si, que ambos são comagmáticos e cogenéticos.

A sucessão mineral e os dados de química mineral, somados ao balanço de massa apresentado por Castro Paula (2005) indicam que a alteração hidrotermal, presente nas rochas hospedeiras da mineralização, caracteriza-se inicialmente por uma alteração sódico-cálcica, dada à presença de hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita, ilmenita, Fe-biotita em menor proporção, além de Fe-epidoto e clorita subordinadamente. Esta é parcial ou completamente obliterada (principalmente no andesito) por uma alteração potássica que caracteriza-se pela presença de fases como siderofilita, Fe e Mg-biotitas, Fe-epidoto, fluorita, minerais radioativos, quartzo, chamosita, dravita e shorlita, além de magnetita, e sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita e bornita subordinada). O estágio de alteração subsequente, tardi a pós-mineralização compreende um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como, quartzo, zinnwaldita e Limuscovita, dravita e shorlita, fluorita, topázio (em veios) e clorita, sendo que fases como titanita, F-apatita e minerais radioativos também se encontram presentes. O último estágio de alteração que pós-data a mineralização sendo posterior à greisenização é caracterizado por uma carbonatação que manifesta-se principalmente nos veios, embora também ocorra na matriz do andesito e do gabro. Aqui predominam fases cristalinas de mais baixa temperatura como calcita e fluorita, embora fases como chamosita, topázio (em veios), quartzo e turmalinas ainda encontrem-se presentes.

Este padrão de alteração sugere que o fluido apresentava inicialmente condições de pH neutras a alcalinas e oxidantes que passam a ácidas e redutoras, principalmente durante a greisenização. É provável que exista uma relação entre as condições finais do fluido reponsável pela alteração e a ausência de quantidades significativas de óxidos de ferro na zona mineralizada.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Dr Onildo Marini, Secretário Executivo da ADIMB, pelo seu apoio continuado. Agradecem à Companhia do Rio Doce (CVRD) por autorizar a utilização de dados e pelo apoio de campo.

Referências Bibliográficas

- Araújo O.J.B. & Maia R.G. 1991. Programa Levantamentos Básicos do Brasil. *Programa Grande Carajás*, Folha SB.22-Z-A Brasília: DNPM/CPRM. 164 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueanada Folha Serra dos Carajás. *In: Cong. Latinoamer. Geol.*, 7, Belém, 1988. *Anais*. Belém. SBG/DNPM. 1988, p 324-333.
- Barros C.E.M., Macabira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do complexo granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, *Resumos expandidos*, (CD-ROM).
- Beane R.E. 1994. A Graphic View of Hydrothermal Mineral Stability Relations. *In: D.R. Lentz (ed.) Alteration Processes associated with Ore-forming Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v.11 pp.: 1-30.
- Beane R.E., & Titley S.R. 1981. Porphyry Copper Deposits. *In: B.J. Skinner (ed.) Economic Geology 75th Anniversary volume*, pp: 214-269.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A .L., Drummond N.F., Ruff AW., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**:215-242.
- Botelho, N.F., Moura, M.A. , Olivo, G.R. , Kyser, K. , Teixeira, L.M., Cunha, L.M., and Santana, M.U., 2004, Tipologia do depósito de Breves (Cu (Au-Mo W e Sn), Carajás. *In: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN, ADIMB-DNPM. Ouro Preto. Minas Gerais, Brasil. Seção Poster, P 10. CD-ROM.*
- Castro Paula F.C. 2005. Balanço de massa das rochas máficas do Alvo Estrela. *In: Unisinos, Mostra Unisinos de iniciação científica, Resumo, CD_ROOM.*
- Cathelineau M. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: The los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**:175-180.
- Condie K.C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary. Identification and significance. *Lithos*, **23**: 1-18.
- Cunningham C.G., Rasmusen J.D., Steven T.A., Rye R.O., Rowley P.D., Romberger S.B., Selverstine J. 1998. Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysvale volcanic field, west-central Utah. *Mineralium Deposita*, **33**:477-494.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, p. 11-54.
- DOCEGEO 2002. Projeto Serra do Rabo – Alvo Estrela. Rio Doce Geologia e Mineração S/A . Relatório interno (inédito).
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia. Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 220 p.
- Galarza, M.A.T., Macambira, M.J.B, and Villas, R.N.N., 2002, Geocronologia e Geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA) , Brasil. *In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, João Pessoa, PB. Anais* pp. 493.
- Gibbs A .K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:201-211.
- Green T. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, **120**:347-359.

- Hollings P., Kerrich R. 2000. An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: 2.7 Ga Confederation assemblage of Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **139**:208-226.
- Huhn, S.R.B., And Nascimento, J.A.S., 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: M.L. Costa, , and R.S. Angélica, , (coords.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v. 1, SBG, Belém, p. 143–160.
- Lindenmayer, Z.G., And Fyfe, W.S., 1994, The Salobo Cu (Au, Ag, Mo) Deposit, Serra dos Carajás, Brazil, In: *Congreso Geológico Chileno*, 7, Concepción, Chile, *Atas*, v. 2, p. 840–842.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L. H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da Mineralização Cu-Au Primária, da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:259-272.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Vieiro A .C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:125-145.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatzki A.C. 2001. Geologia do Depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: H. Jost (ed.), *Depósitos Auríferos dos Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM-ADIMB, pp.: 79-137.
- Lindenmayer Z.G., Santos A . B.S., Fleck A., Gomes C.H., Pimentel M.M., Laux J.H., Klasten K., Iyer S.S., Stein H., Sial A .N., Ronchi L.H., Caron R., Teixeira J.B.G., Paula F., Santos T.R. 2005. Geologia do Alvo Estrela. In: H. Jost (ed.), *Depósitos Auríferos dos Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM-ADIMB, (em preparação).
- 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**:1-26.
- Marschik, R., Mathur, R., Ruiz, J., Leveille, R.A., And Almeida, A. J., 2002, An Archean Re-Os molybdenite age for the Gameleira Cu-Au-Mo mineralization, Carajás Province, Brazil; Geological Society of America, GSA Annual meeting. Denver 2002. Abstract. Paper No.152-7.
- Mellito, K.M., Tassinari, C.C.G., 1998, Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da Mineralização cuprífera do Depósito de Salobo 3 A, Província Mineral de Carajás, Pará. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 49, Belo Horizonte. *Anais*, p.119.
- Milner, S., 1993, The Monakoff Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Co-Ba-F Deposit – Geological Summary, In G. Derrick (ed.), Core Shack Explanatory Notes, AMF Course 832/93. Australian Mineral Foundation, Glenside, SA, pp.: 31–39.
- Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.
- Nogueira A .C.R., Truckenbrodt W. 1994. Evidências de Maré e Tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**:7-10.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás*, Folha SB.22-X-C Serra Pelada. Belém, CPRM.
- 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 Volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- Pearce, J. A., Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 33-47.
- Pearce J.P. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth e M.J. Norry (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva Publishing Limited, pp: 230-249.

- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**: 99-103.
- Réquia, K., Stein, H., Fontboté, L., And Chiaradia, M, 2002, Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**: 727–738.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue Mineral Transport and Deposition. In: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, pp: 494-512.
- Souza S.R.B., Macabira M.J.B, Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás): Implicações estratiográficas. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, *Resumos Expandidos*, p. 380-383.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D Saunders & M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. pp: 313-345.
- Tallarico F.H.B., McNaughton, N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes A.R., 2004. Geological and SHRIMP U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**:68-86.
- Trendall A .F., Basei M.A .S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constrains on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Caraton, *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Villas, R.N.N, And Santos, M.D., 2001, Gold deposits of the Carajás Mineral Province: Deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, Vol. 36, pp. 300-331.
- Watters B.R. & Pearce J.A . 1987. Metavolcanic rocks of La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for a volcanic arc origin. In: T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale & D. Rickard (eds.) *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*, Geological Society Special Publication No. 33, pp.: 167-182.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343.
- 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**: 11-13.
- Woodhead J., Eggins S. & Gamble J. 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, **114**:491-504.
- Zang W. Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**:30-38.

Segundo Artigo

Caracterização do minério de Cu-Au do Alvo Estrela, Serra do Carajás, Pará

*Fleck A., *Lindenmayer Z. G.

* Programa de Pós-Graduação em Geologia-UNISINOS

Abstract

The host rocks for the Estrela Cu-Au deposit in the Serra dos Carajás region are calc alkaline andesites and gabbros of the Grão Pará Group, of the Itacaiunas Supergroup, formed at 2.7 Ga. The deposit is in a 400-600 m thick sequence of altered andesites rocks, composed by hastingsite, Fe-pargasite, Fe-hornblende, oligoclase-andesine, albite, quartz, magnetite and Fe-biotite, with minor chamosite, quartz, dravite and schorlrite.

The ore is epigenetic, occurring in veins breccias, stockworks, and also disseminated in the host rocks, mostly in the andesites. The vein and breccia ore formed at 1.8 Ga and consist of chalcopirite, pyrite, minor bornite, molybdenite and magnetite, along with quartz, fluorite, albite, siderophyllite, tourmaline, epidote, chamosite, topaz and occasionally calcite. Except for the calcic-sodic alteration, the same mineralogy is observed in the vein fillings and host rocks. The older veins, pre dating the ore, are composed by quartz, albite and magnetite, characterizing silicification, which is followed by a potassic alteration, accompanied by ferrification and sulfidation. The next stage of veins contains siderophyllite, biotite, Fe-epidote, fluorite, radioactive minerals, quartz, chamosite, dravite, shorlrite, magnetite, chalcopirite, pyrite, pyrrhotite, molybdenite and minor bornite. Chalcopirite replaces pyrite and is replaced by pyrrhotite. Gold (0.116-0.759%) was found mainly in chalcopirite. The late alteration veins present quartz, zinnwaldite, Li-muscovite, dravite-shorlrite, fluorite, topaz, titanite, F-apatite and chlorite. Calcite, fluorite, chamosite, topaz, quartz and tourmaline veins post date the mineralization and greisenization. Chorite geothermometry indicate an average of 235°C for late stage veins.

The vein filling pattern also suggests that the fO_2 of the early fluids was buffered by Quartz-Magnetite. The fluids dominating the potassic veins were still oxidizing and probably slightly alkalic, turning into reducing and acidic during the greisenization stage. The pH decrease would increase the chalcopirite solubility, which may explain its scarcity associated to the greisen. $\delta^{18}O_{SMOW}$ on vein quartz ($\delta^{18}O = 9.6-10.2\%$), chlorite ($\delta^{18}O = 1.2\%$ e $\delta D-47\%$) and biotite ($\delta^{18}O = 3.7\%$ e $\delta D-7.8\%$) indicate that the mineralizing fluids were metamorphic in origin and that the mixture of meteoric water played an important role on the cooling hydrothermal system. This mixture may have reduced the chloride concentration in the fluid, decreasing the chalcopirite solubility.

Resumo

As rochas hospedeiras do Alvo Estrela (Cu-Au), na região da Serra dos Carajás, são andesitos e gabros calcioalcalinos pertencentes ao Grupo Grão Pará, do Supergupo Itacaiúnas, formados há 2,7Ga. O alvo corresponde a uma seqüência de 400-600m de espessura de rochas alteradas compostas de hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, magnetita e biotitas, dravita e shorlita, com menores quantidades de chamosita.

A mineralização é epigenética e concentra-se principalmente em veios, brechas e *stockworks* presentes principalmente no andesito. Os veios e brechas formados há 1,8Ga são compostos de calcopirita, pirita, bornita (subordinada) e \pm molibdenita, além de magnetita, acompanhados da ganga presente nos veios formada por quartzo, fluorita, albita, siderofilita, turmalinas, epidoto, chamosita, topázio e rara calcita. A alteração hidrotermal, responsável pela mineralização, caracteriza-se inicialmente por um processo de silicificação (pré-mineralização), dada a presença de fases como quartzo, albita e magnetita, seguida por um estágio de potassificação, ferrificação e sulfetação, caracterizado pela presença de fases como siderofilita, turmalinas, albita, quartzo, epidoto, fluorita, magnetita, ilmenita, chamosita, calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita e bornita. A calcopirita substitui a pirita e é substituída por pirrotita. O Au (0,116-0,759%) foi encontrado principalmente na calcopirita. O estágio subsequente de alteração dos veios (tardi a pós-mineralização) compreende um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como quartzo, zinnwaldita, Li-muscovita, turmalinas, fluorita, topázio e clorita. Veios de fluorita, calcita, chamosita, topázio e quartzo pós-datam a mineralização e a greisenização. Temperaturas do geotermômetro da clorita indicam uma temperatura média de 235°C para o estágio de greisenização.

Esta seqüência de alteração sugere que fluidos quentes, responsáveis pela alteração potássica e albitização eram oxidados, alcalinos e apresentavam alta atividade de K e Cl em adição à alta razão Na/Ca.

Durante o resfriamento provavelmente houve uma diminuição da razão Na/Ca, acompanhada por um aumento da atividade do F, evidenciado pela maciça presença de fluorita. Raros epidoto e calcita indicam um modesto aumento na atividade de Ca durante o final do hidrotermalismo. Durante o estágio de greisenização o fluido se tornou reduzido e ácido, permitindo a estabilização de Li-muscovitas e as demais fases presentes no greisen. O padrão de preenchimento dos veios também sugere que a fO_2 dos fluidos iniciais era compatível com o tampão quartzo-magnetita. Os fluidos, que dominavam os veios com alteração potássica, eram oxidados e provavelmente pouco alcalinos, tornando-se reduzidos e ácidos, durante o estágio de greisenização. O decréscimo do pH aumentaria a solubilidade da calcopirita, o que pode explicar a menor presença desta no greisen. Análises de isótopos de oxigênio realizadas em cristais de quartzo ($\delta^{18}O = 9,6-10,2\%$), clorita ($\delta^{18}O = 1,2\%$ e $\delta D-47\%$) e biotita ($\delta^{18}O = 3,7\%$ e $\delta D-7,8\%$) de veios sugerem que os fluidos responsáveis pela mineralização tinham assinaturas metamórficas e que a mistura destes com águas meteóricas tiveram um importante papel durante o resfriamento do sistema hidrotermal. Esta mistura pode ter reduzido a concentração de cloreto do fluido, diminuindo a solubilidade da calcopirita.

1 Introdução

A Província Mineral de Carajás ocupa hoje uma posição de destaque em escala mundial. Localizada a SE do Estado do Pará, sua importância é inquestionável, pois além dos depósitos de ferro e manganês de alto teor, descobertos no fim da década de 1960, há depósitos de Cu-Au, alguns de classe internacional como, Salobo, Sossego-118 e Igarapé-Bahia-Alemão. Estudos continuados vêm sendo realizados nesses depósitos e dados recentes (Lindenmayer *et al.*, 2001; Galarza *et al.*, 2002; Dreher, 2004; Botelho *et al.*, 2004; Tallarico *et al.*, 2004) permitiram delinear a existência de diversas feições em comum.

Quase todos os depósitos de Cu-Au estão localizados em *splays* de zonas de cisalhamento maiores (Pinheiro & Holdsworth, 2000; Lindenmayer *et al.*, 2001), como por exemplo, os depósitos Salobo, Gameleira e Cristalino. A maioria deles, com exceção do Igarapé Bahia-Alemão, está intimamente relacionada a granitos e hospedada em rochas máficas hidrotermalmente alteradas (Lindenmayer & Fyfe, 1994; Réquia *et al.*, 2002; Botelho *et al.*, 2004).

Os depósitos são epigenéticos (Huhn & Nascimento, 1997; Pimentel *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2004; Botelho *et al.*, 2004), compreendendo veios, brechas, veios brechados e disseminações. Os sulfetos de cobre, calcopirita e bornita, são geralmente acompanhados por molibdenita, cobaltita, saflorita, Co-pentlandita, ilmenita, pirita, pirrotita e magnetita, junto com ganga de quartzo, fluorita, biotitas, turmalina, clorita, minerais ricos em ETR e U, evidenciando influência bi-modal, máfico-félsica (Dreher, 2004, Botelho *et al.*, 2004).

Contudo, grandes controvérsias existem sobre esses depósitos, principalmente no que tange à idade do minério, origem dos metais e relação com os diversos eventos de intrusão granítica identificados na região (Mellito & Tassinari, 1998; Marschik *et al.*, 2002; Pimentel *et al.*, 2003).

A caracterização petrográfica e geoquímica das rochas do minério de Cu-Au do Alvo Estrela, apresentada a seguir, incorpora novos dados, enriquecendo e contribuindo para o conhecimento geológico dos processos concentradores do minério de Cu-Au dos depósitos minerais da região.

1.1 Materiais e métodos

Com o intuito de atingir o objetivo proposto neste trabalho, foram descritos, amostrados e reinterpretados 3 perfís de sondagem que seccionam o minério e suas encaixantes imediatas visando encontrar maiores detalhes das relações entre rochas encaixantes, alterações hidrotermais, feições estruturais e a mineralização.

Foram descritas 40 seções polido-delgadas do minério, assim como lâminas delgadas das suas encaixantes, com auxílio de microscópio metalográfico, caracterizando por meio de descrições petrográficas e minerográficas, tanto o minério do Alvo Estrela, quanto a sua ganga. As descrições foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geologia-PPGeo, (UNISINOS).

As análises químicas foram realizadas no laboratório ACTLABS, no Canadá, sendo os elementos maiores e seus respectivos limites de detecção SiO_2 (0,01%), Al_2O_3 (0,01%), TiO_2 (0,001%), Fe_2O_3 (0,01%), MnO (0,001%), MgO (0,01%), CaO (0,01%), K_2O (0,01%), Na_2O (0,01%), P_2O_5 (0,01%), analisados por ICP. Os elementos traços e ETR, tanto de rochas, como de minerais individuais, foram analisados por ICP-MS. Seus limites de detecção correspondem à Ba (3 ppm), Rb (1 ppm), Sr (2 ppm), Y (0,5 ppm), Zr (1 ppm), Nb (0,2 ppm), Th (0,05 ppm), Pb (5 ppm), Ga (1 ppm), Zn (30 ppm), Cu (10 ppm), Ni (20 ppm), V (5 ppm), Cr (20 ppm), Hf (0,1 ppm), Cs (0,1 ppm), Sc (1 ppm), Ta (0,01 ppm), Co (1 ppm), Be (1 ppm), U (0,01 ppm), W (0,5 ppm), Sn (1 ppm), Mo (2 ppm), As (5 ppm), Ag (0,5 ppm), In (0,1 ppm), Sb (0,2 ppm), Ge (0,5 ppm), Tl (0,05 ppm), Bi (0,1 ppm), Li (1 ppm), La (0,05 ppm), Ce (0,05 ppm), Pr (0,01 ppm), Nd (0,05 ppm), Sm (0,01 ppm), Eu (0,005 ppm), Gd (0,01 ppm), Tb (0,01 ppm), Dy (0,01 ppm), Ho (0,01 ppm), Er (0,01 ppm), Tm (0,005 ppm), Yb (0,01 ppm), e Lu (0,002 ppm). As amostras foram fundidas com metaborato/tetraborato de lítio. O FeO, por sua vez, foi obtido por titulação e o Au por *fire assay*, com leitura por AA.

As análises em microsonda eletrônica das fases minerais de interesse foram realizadas na Microsonda eletrônica, marca Cameca, modelo Camebax SX50, no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília- UnB. Foi utilizada a voltagem de excitação de 15kV, com uma corrente de 25 μ A com diâmetro de feixe de 5 μ m com tempo

de análise de 10 segundos para cada elemento, sendo que os padrões consistiam em minerais naturais, vidros sintéticos e metais.

2 Contexto Geológico da Serra dos Carajás

A Serra dos Carajás, na qual encontra-se o Alvo Estrela, localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico (figura 1).

A região pode ser dividida basicamente em duas grandes unidades geológicas, sendo a primeira constituída pelo embasamento deformado e a segunda por uma unidade vulcano-sedimentar.

O embasamento deformado é dominado pelo Complexo Xingu, granítico-gnáissico, de idade isotópica ao redor de 2.859 ± 4 Ma (Machado *et al.*, 1991), composto por gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos, granitos, granodioritos, anfibolitos, paragnaisses, rochas metabásicas, xistos máficos e tonalitos (DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia, 1991; Oliveira *et al.*, 1994).

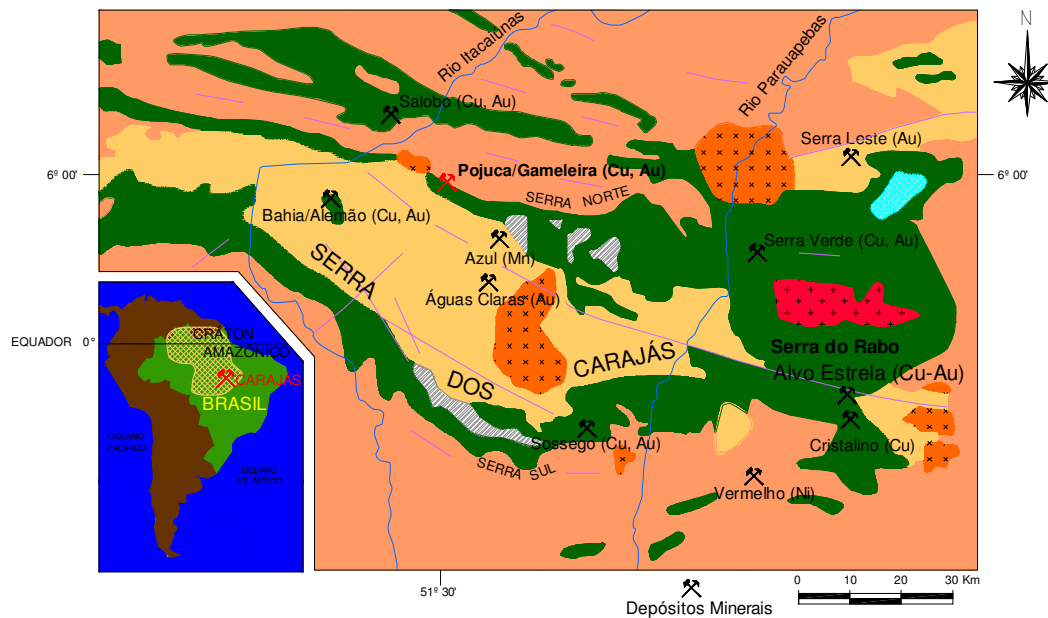
A unidade vulcano-sedimentar (~2.7 Ga), que recobre de forma discordante o complexo granítico-gnáissico, é composta por diversas unidades cronocorrelatas agrupadas sob as denominações de Grupo Igarapé Salobo-Pojuca, Grupo Grão Pará e Grupo Igarapé Bahia (Beisiegel *et al.*, 1973; DOCEGEO, 1988; Gibbs *et al.*, 1986; Olszewski *et al.*, 1989). Estas unidades são compostas por vulcânicas e subvulcânicas máficas a félsicas, formações ferríferas bandadas (Formação Carajás), rochas sedimentares e vulcanoclásticas félsicas a máficas.

A Formação Águas Claras (~2.6 Ga, Trendall *et al.*, 1998), composta por depósitos clásticos e marinhos rasos a fluviais (Araújo & Maia, 1991; Nogueira & Truckenbrodt, 1994), recobre discordantemente as unidades anteriormente descritas (Figura 1).

Granitos alcalinos neoarqueanos, como Estrela e Planalto (2,7 Ga) (Machado *et al.*, 1991; Barros *et al.*, 2001; Souza *et al.*, 1996), além do Salobo e Itacaiunas (2,5 Ga), são freqüentes na região, bem como granitos anorogênicos paleoproterozóicos (1,8 Ga), como os granitos Carajás, Cigano, Pojuca e Salobo jovem (Machado *et al.*, 1991).

Diversas soleiras de diabásio foram colocadas durante reativações de falhas do tipo strike-slip, do embasamento, em um regime rúptil-dúctil. As mais importantes são denominadas de Carajás e Cinzento (Pinheiro & Holdsworth, 1997).

Geologia da Serra de Carajás



Legenda

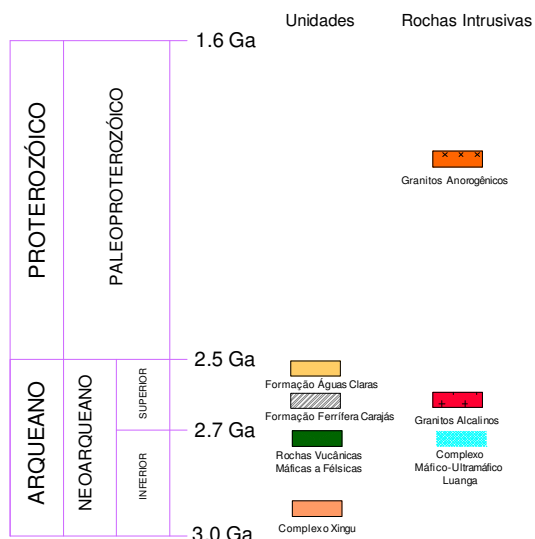


Figura 1 – Mapa geológico da Serra dos Carajás (modificado de Lindenmayer *et al.* 2001).

3 Geologia do Alvo Estrela

O Alvo Estrela localiza-se na porção leste da Serra dos Carajás, na Serra do Rabo (figura 1), no extremo SE do município de Parauapebas, no sudeste do Estado do Pará.

O Alvo Estrela é constituído por um pacote de rochas vulcânicas de composição andesítica, balizado tanto a NE quanto a SW por rochas vulcânicas félsicas, ambas pertencentes ao Grupo Grão Pará (figura 2), lentes de formações ferríferas da Formação Carajás e arenitos (que não ocorrem na seção representada na figura 3). Este pacote de rochas é cortado por gabros antigos, quartzo-diorito e álcali-feldspato/granito paleoproterozóicos e diques de diabásio que colocaram-se posteriormente (Lindenmayer *et al.* 2005). Todas as rochas encontradas no alvo, com exceção de algumas fácies graníticas e dos diabásios, apresentam-se com vários níveis de alteração hidrotermal.

A mineralização, que ocorre preferencialmente em zonas brechadas, está associada a veios que cortam as rochas do alvo em grande quantidade, apresentando diversas assembléias de alteração hidrotermal.

A zona mineralizada concentra-se principalmente nos veios que cortam o pacote de andesitos e gabros metassomatizados, sendo que os principais minerais de minério são calcopirita, pirita e pirrotita, molibdenita, bornita, além de magnetita (na sua grande maioria disseminada).

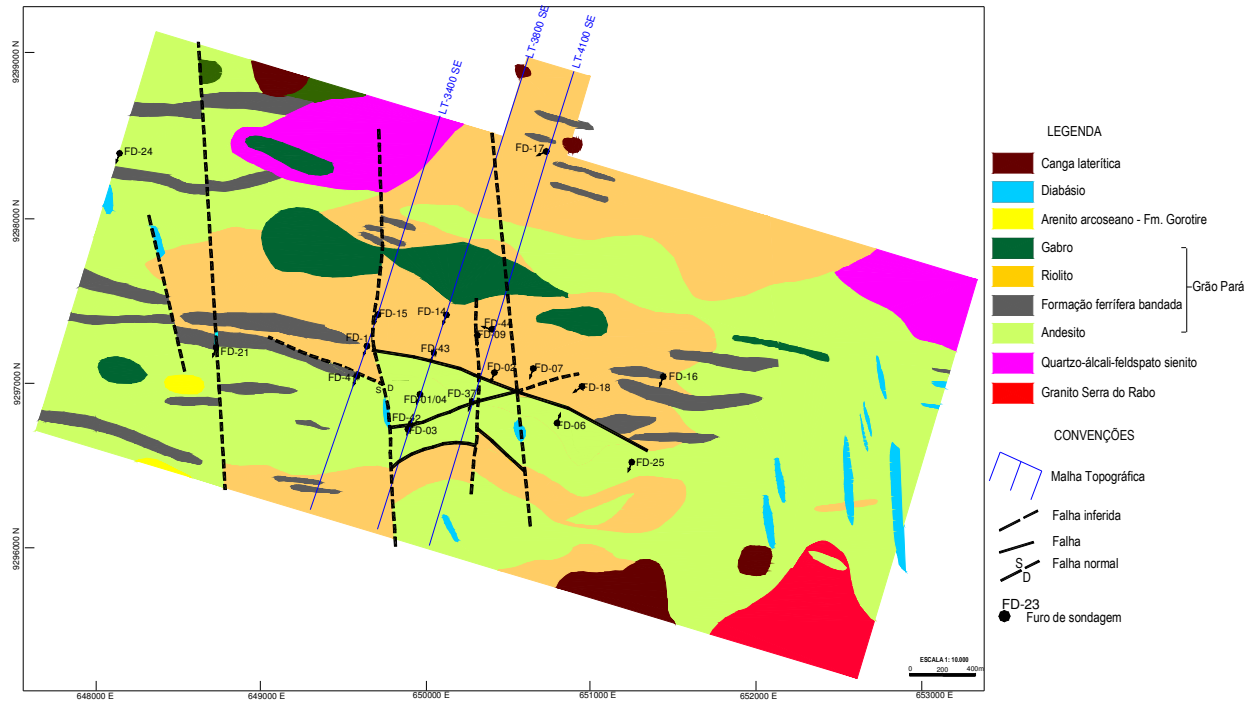


Figura 2 – Mapa geológico do Alvo Estrela. Modificado de DOCEGEO (2002).

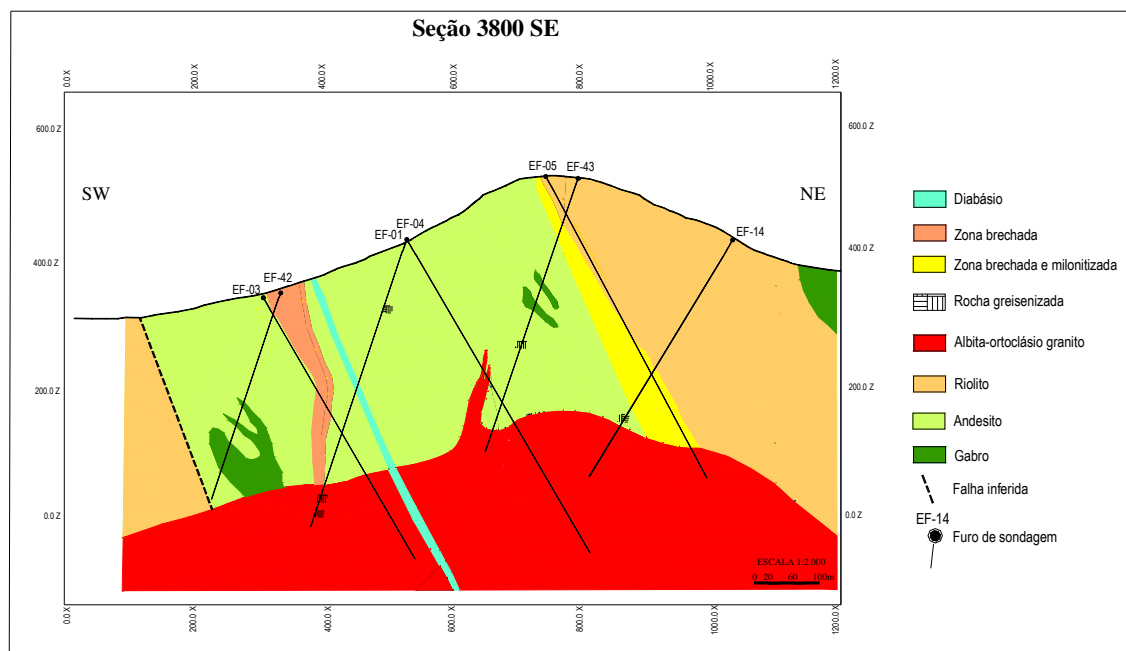


Figura 3- Perfil esquemático da zona mineralizada correspondente à seção LT 3800 SE (modificado de DOCEGEO 2002).

As rochas vulcânicas félsicas correspondem a riolitos porfíricos e balizam o pacote principal de andesitos, tanto a NE quanto a SW da área nas seções estudadas (figura 3). O pacote de riolito que se encontra a NE da área é bem definido, com espessuras aparentes entre 300 e 500m, enquanto o riolito que se encontra a SW apresenta espessuras aparentes entre 20 e 50m. O contato entre os pacotes riolítico e andesítico se dá através de zonas de falha, muitas vezes intensamente brechadas e/ou milonitizadas, como no contato a NE, onde a zona brechada é acompanhada por uma intensa silicificação do riolito. Essas zonas apresentam tanto brechas com fragmentos de brechas preexistentes, quanto milonitos brechados, indicando que estas zonas foram reativadas diversas vezes sob regimes dúcteis e rúpteis (Lindenmayer *et al.*, 2005). O riolito é predominantemente composto de pórfiros de feldspato euédricos e de quartzo subédrico, por vezes corroído, imersos em um matriz de granulação fina onde predominam quartzo, feldspato e mica branca, embora em alguns intervalos a matriz apresente biotita verde e clorita subordinada, o que lhe dá uma coloração esverdeada, diferenciando-a da sua coloração cinza clara usual. Pirita e pirrotita ocorrem disseminadas na matriz do riolito (Lindenmayer *et al.* 2005).

O andesito e o gabro, que ocorrem de forma intercalada, tiveram aqui mantidas suas denominações de campo, as quais não estão baseadas em critérios petrográficos, pois os dados

de geoquímica de rocha servem para corroborar tal classificação (Fleck, Lindenmayer e Castro Paula, 2006).

As rochas de composição andesítica apresentam-se tanto sob forma maciça, quanto foliada, possuem textura subofítica fina ou textura de fluxo reliquiar. São compostas de plagioclásio, anfibólios cálcicos e biotita, assim como turmalina, quartzo, mica branca, apatita, epidoto, entre outros. O pacote de andesito constitui o principal hospedeiro da mineralização, que concentra-se principalmente na forma de veios, brechas e zonas *stockwork*, apesar de também ocorrer em menor quantidade de forma disseminada.

No gabro, apesar de diferentes fases de alteração hidrotermal também serem evidenciadas, predomina a fase, em que pode-se ainda reconhecer granulação média a grossa, textura ofítica a subofítica, composta de anfibólio cálcico, plagioclásio e biotita subordinada. Zonas intensamente brechadas e venuladas portadoras de mineralização também são encontradas no gabro embora bem menos representativas do que as existentes no andesito.

As rochas que intrudem o alvo correspondem a quartzo-diorito e álcali-feldspato/granito. O quartzo-diorito de idade 1.881 ± 5 Ma em monazita (Lindenmayer *et al.* 2005) é calcioalcalino e metaluminoso, sendo composto por pórfiros euédricos a subédricos de feldspato, imersos em uma matriz composta por Fe-biotita, quartzo e feldspatos. Já o álcali-feldspato granito de idade 1.875 ± 5 Ma em zircão (Lindenmayer *et al.* 2005) também é calcioalcalino e peraluminoso apresentando uma fácies leucocrática de cor rósea com protolitionita (entre 5 e 10%) e uma fácies mesocrática por vezes bandada, composta de quartzo, feldspato e protolitionita (entre 10 e 15%). Veios de biotita, feldspato potássico róseo e quartzo mineralizados a calcopirita cortam ambos os granitos.

Diversos diques de diabásio cortam a área estudada, correspondendo a intrusões posteriores aos eventos mineralizantes, uma vez que estes cortam todas as demais litologias presentes e não apresentam resquício de alteração hidrotermal. Os diques apresentam espessuras aparentes que variam desde alguns centímetros até 25 metros, com bordos vítreos e granulação muito fina gradando a média, tanto mais se distancia dos bordos em direção ao centro do corpo. Sua textura varia de ofítica a subofítica, sendo composto de fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz de plagioclásio, clinopiroxênio, além de quantidades significativas de magnetita, o que torna a rocha magnética (Lindenmayer *et al.*, 2005).

4 Características petrográficas dos veios presentes no gabro e no andesito

As rochas hospedeiras da mineralização do Alvo Estrela, que apresentam diferentes estágios de alteração hidrotermal, são cortadas por um conjunto de veios e vênulas de idade isotópica Sm-Nd 1.857 ± 98 Ma (isócrona, rocha total, Pimentel 2003 com. escrita) (principalmente na alteração potássica) onde concentra-se preferencialmente o minério. Este conjunto de veios e vênulas corta o pacote rochoso em diferentes locais e contextos, desde intervalos próximos da superfície, até intervalos próximos do contato com os granitos, assim como em zonas milonitizadas e zonas brechadas, sendo que nestas últimas muitas vezes os veios encontram-se abertos.

O conjunto é formado por veios e vênulas com assembléias minerais distintas, o que torna possível, somada às relações de contato entre estes, estabelecer a ordem na qual os minerais preencheram as fraturas. A ordem de preenchimento das fraturas ou “hierarquia temporal dos veios” comporta-se de forma distinta no andesito e no gabro e por isso, os veios serão tratados separadamente nos dois tipos de rocha.

4.1 Veios no andesito

As zonas intensamente brechadas e venuladas no andesito distribuem-se desde intervalos próximos à capa de alteração supergênica (solo), até intervalos próximos do contato com os granitos, sendo que as vênulas e veios variam, em espessura aparente, desde alguns milímetros, como as vênulas de quartzo-fluorita medindo entre 1 e 5mm, até dezenas de centímetros, como os veios de biotita (Z= verde)-quartzo-epidoto medindo 15cm e veios de quartzo-mica branca-fluorita–calcopirita medindo 30cm. As zonas brechadas apresentam espessuras aparentes entre 5cm e quase 1m, compreendendo fragmentos angulosos da matriz da rocha, na maioria das vezes biotitizados ou cloritizados, cimentados por fluorita, quartzo e biotita (Z=verde) ou ainda por quartzo e magnetita.

A presença de veios com assembléias minerais distintas, assim como suas relações de contato possibilitou vislumbrar a seqüência na qual os veios preencheram as fraturas do andesito, da seguinte forma:

A- Veios de quartzo dobrados e veios de magnetita dobrados;

B- veios de quartzo + albita (figura 4a), veios de quartzo + albita + calcopirita + pirrotita, veios de quartzo +pirita e veios de biotita (Z=verde) + quartzo;

C- veios de quartzo + turmalina + calcopirita>pirrotita;

- D-** veios de biotita (Z=verde) + quartzo + fluorita + calcopirita + pirita + molibdenita, veios de biotita (Z=verde) + quartzo + fluorita + calcopirita + pirita + calcita e veios de quartzo + turmalina + biotita (Z= verde) + albita + epidoto + fluorita (figura 4b e 4d);
- E-** veios de quartzo + biotita (Z=verde), veios de quartzo + biotita (Z=verde) + feldspato potássico e veios de biotita (Z=verde) + quartzo + calcopirita + pirrotita (figura 4c);
- F-** veios de quartzo + calcopirita + pirita, veios de quartzo + mica branca + turmalina + clorita e veios de quartzo + mica branca + turmalina + topázio;
- G-** veios de quartzo + fluorita e veios de quartzo (figura 4b).

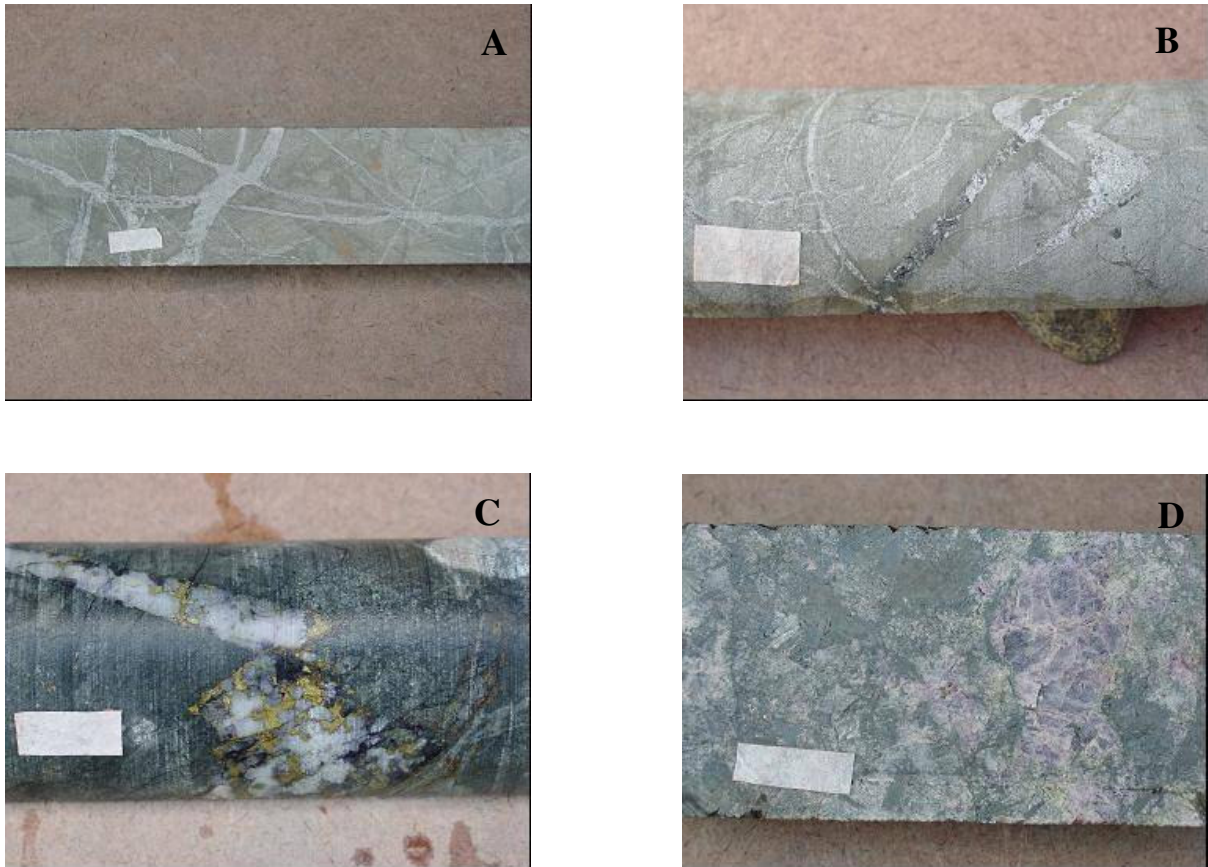


Figura 4- **A-** Zona *stockwork* composta de veios de quartzo e albita em andesito, **B-** Veio de biotita verde, quartzo e turmalina cortado por vênulas de quartzo, **C-** Veio seccionado composto de biotita verde, quartzo, fluorita e calcopirita, **D-** Veio composto de biotita verde, fluorita roxa e epidoto. A escala (fita) mede 2cm.

Esta ordem de preenchimento das fraturas também é verificada a nível microscópico. Os minerais envolvidos têm as seguintes características:

O quartzo varia de anédrico a euédrico, mede entre 15 μ m e 7 mm, distribuindo-se tanto nas laterais dos veios, freqüentemente com textura em pente (figura 5b), assim como no

interior dos mesmos. As bordas dos cristais de quartzo apresentam-se lisas ou crenuladas, quando constituem veios monominerálicos.

A siderofilita (Z= verde, com Mg# = 0,03-0,05) ocorre na forma de lamelas de vários tamanhos (5 μm a 7 mm) preenchendo freqüentemente as bordas de veios, compostos de siderofilita + quartzo + fluorita, onde apresenta textura em pente (figura 5c e 5d), assim como distribui-se na forma de finíssimas lamelas no interior dos veios em meio às outras fases cristalinas que constituem estes, tais como nos veios de quartzo + siderofilita + calcopirita +pirrotita.

A schorlita varia de euédrica a subédrica, apresenta seções basais zonadas de marrom acastanhado nas bordas (Fe/Fe+Mg= 0,88; Ti= 0,073 e F= 0,62 apfu) a azul no centro (Fe/Fe+Mg= 0,89-0,98; Ti= 0-0,055 e F= 0,349-0,455 apfu), apresentando muitas vezes fraturas, ocorrendo tanto de forma disseminada no interior de veios, composto de quartzo + turmalina + calcopirita>pirrotita, como nas laterais de veios de quartzo + turmalina + biotita (Z= verde) + albita + epidoto +fluorita, onde apresenta uma textura em pente e por vezes cresce em continuidade óptica com a siderofilita (figura 5c). A schorlita também distribui-se de forma disseminada em meio a cristais de quartzo e mica branca, por vezes apresentando bordas corroídas por esta, ou sendo substituída por clorita em veios de quartzo + mica branca + schorlita + topázio.

O epidoto é anédrico, mede 15 μm e 0,35 mm distribuindo-se de forma disseminada em veios de quartzo + turmalina + siderofilita + albita + epidoto +fluorita, vinculado a minerais radioativos que encontram-se nas bordas dos veios em meio a siderofilita, assim como freqüentemente associado à fluorita.

A fluorita é subédrica a anédrica, mede entre 5 μm e 12 mm e ocorre em meio às outras fases constituintes, na maioria das vezes, restringindo-se ao interior de veios (selando-os), tais como veios de quartzo + fluorita, freqüentemente associando-se aos sulfetos (figura 5d), quando estes estão presentes, formando cintas em torno destes como ocorre em veios de siderofilita + quartzo + fluorita + calcopirita + pirita + molibdenita.

A mica branca ocorre como lamelas muito finas, que medem entre 1 μm e 2 μm , distribuindo-se por vezes nas bordas de veios, tais como quartzo + mica branca + turmalina + clorita, mas concentra-se em geral no seu interior, por vezes, corroendo as bordas dos cristais de quartzo, assim como de turmalina (figura 5a, 5b e 5f).

O topázio varia de anédrico a subédrico, mede entre 0,65 e 2,13mm, ocorrendo associado ao quartzo e à turmalina restringindo-se a veios de quartzo+ topázio e veios de quartzo + mica branca + turmalina + topázio.

A chamosita (Fe/Fe+Mg entre 0,88 e 0,91) ocorre como lamelas medindo entre 5 μm e 0,3 mm, substitui a siderofilita, assim como a turmalina, apresentando textura em chama (figura 5e e 5f), quando constitui veios monominerálicos.

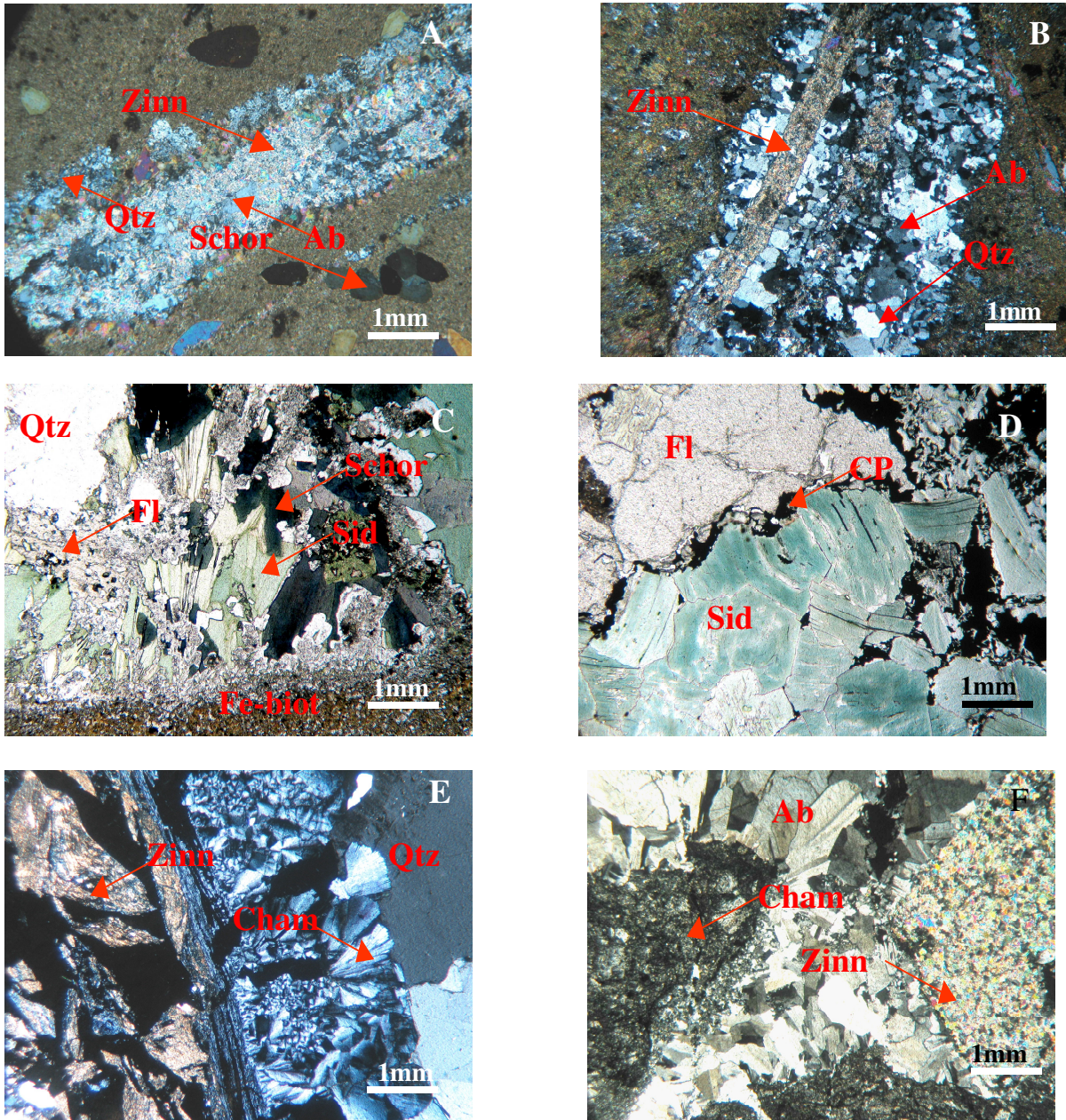


Figura 5- **A-** Fotomicrografia de vênula de quartzo e turmalina (rara) selada com zinnwaldita, a mica branca corrói o quartzo no centro da vênula, observar as schorlitas no andesito. **B-** Fotomicrografia de vênula com quartzo com textura em pente nas bordas, no interior o quartzo é corrido por mica branca. A vênula é cortada por vênula de mica branca + quartzo intensamente corroído. **C-** Fotomicrografia de borda de veio preenchida por fina película de quartzo seguida de siderofilita com textura em chama e schorlita em continuidade óptica com a siderofilita; o interior do veio é composto de quartzo e fluorita. **D-** Fotomicrografia de borda de veio preenchido por grandes lamelas de siderofilita seguidas de cristais de calcopirita que por vezes preenchem a clivagem da siderofilita; a parte interna do veio é

composta por fluorita. **E-** Fotomicrografia de borda de veio de chamosita com textura em chama; o centro do veio é preenchido por quartzo. **F-** Fotomicrografia de brecha apresentando clastos do andesito com matriz intensamente cloritizada e clasto composto de mica branca cimentados por albita com textura em pente. As legendas das fotomicrografias correspondem a: Ab- albita, Sid- siderofilita, Schor- schorlita, Fe-biot- Fe-biotita e Mg-biotita, Zinn- zinnwaldita, Cp- calcopirita, Cham- chamosita, Qtz- quartzo e Fl- fluorita.

4.2 Veios no gabro

As zonas intensamente brechadas e venuladas presentes no gabro, embora menos abundantes que no andesito, distribuem-se de forma similar, desde intervalos próximos da capa de alteração supergênica até intervalos próximos do contato com os granitos. As vênulas e os veios que encontram-se no gabro apresentam espessuras aparentes variáveis, desde alguns milímetros, como as vênulas de quartzo-fluorita-calcopirita medindo menos de 1mm, até dezenas de centímetros, como os veios de biotita (Z= verde)-quartzo-fluorita-calcopirita medindo entre 30 e 40cm. As zonas brechadas presentes no gabro apresentam espessuras aparentes entre 4cm e quase 2m, compreendendo fragmentos angulosos da matriz da rocha, na maioria das vezes biotitizados ou cloritizados, cimentados por fluorita, quartzo, biotita (Z=verde), calcopirita e pirrotita ou ainda quartzo, albita e biotita (Z= verde).

Apesar do gabro não possuir uma diversidade tão abundante de venulações, no que tange a suas assembléias minerais, a presença de veios com assembléias minerais distintas, assim como as relações de contato entre estes, possibilitou o estabelecimento da seqüência na qual os veios preencheram as fraturas do gabro:

A- Veios de quartzo dobrados e veios de quartzo + magnetita ;

B- veios de quartzo +albita + calcopirita e veios de quartzo + calcopirita + pirita + magnetita;

C- veios de biotita (Z= verde) + quartzo (figura 6a);

D- veios de quartzo + biotita (Z= verde) + turmalina, veios de quartzo + turmalina + calcopirita;

E- veios de quartzo +turmalina + fluorita, veios de biotita (Z= verde) + fluorita + calcopirita (figura 6b);

F- veios de quartzo + mica branca + turmalina + clorita + epidoto, veios de quartzo + mica branca + turmalina + topázio e vênulas de quartzo e fluorita;

G- veios de quartzo (figura 6a).



Figura 6- **A**- Veios de biotita verde e quartzo cortados por vênulas de quartzo, **B**- Veio de biotita verde, fluorita roxa e calcopirita. A escala (fita) mede 2cm.

Similarmente ao que foi observado nos veios no andesito, a ordem descrita acima na qual os veios preenchem as fraturas do gabro, é mais uma vez verificada, em termos de disposição geral das diferentes fases minerais nos veios, ao observar estes a nível microscópico.

O quartzo dos veios varia de anédrico a subédrico, mede entre 25 μ m a 7 mm, apresentando-se tanto com textura em pente nas laterais de veios (figura 7a), tais como veios de quartzo + calcopirita, como textura em mosaico no interior de veios, tais como veios de quartzo + biotita (Z= verde) + turmalina e veios de quartzo + turmalina + calcopirita.

A albita é subédrica a anédrica, mede entre 0,13 e 0,75 mm, distribuindo-se de forma intercalada com o quartzo em veios de quartzo +albita + calcopirita (figura 7d).

A siderofilita (Z= verde, com Mg# = 0,17 e Ti = 0,03-0,04 apfu) ocorre na forma de lamelas de variados tamanhos desde 25 μ m a 3 mm, distribuindo-se freqüentemente como grandes lamelas com textura em pente quando na borda de veios (figura 7b), tais como veios de siderofilita + quartzo e veios de quartzo + siderofilita + turmalina, ou internamente em aglomerados decussatos em meios às outras fases minerais.

A turmalina é euédrica a subédrica, mede entre 50 μ m e 1,95mm, apresentando-se por vezes fraturada, com pleocroísmo de azul marinho a azul claro com seções basais zonadas de castanho amarronzado nas bordas a azul no centro, como ocorre na dravita presente na matriz do gabro. A turmalina ocorre tanto nas bordas de veios, tais como veios de quartzo + biotita (Z= verde) + turmalina, onde por vezes encontra-se lado a lado com a siderofilita, como no seu interior, como nos veios de quartzo +turmalina + fluorita.

A fluorita varia de subédrica a anédrica com tamanhos entre 25 μ m e 3mm, restringindo-se à porção central de veios (figura 7b), tais como veios de quartzo +turmalina +

fluorita e veios de siderofilita + fluorita + calcopirita exceto quando estes são monominerálicos. A fluorita freqüentemente forma “cintas” em torno dos sulfetos, isolando-os do contato direto com a siderofilita ou o quartzo (figura 7c).

A mica branca, zinnwaldita ($Mg\# = 0,34-0,36$) apresenta-se como diminutas lamelas medindo entre 20 e 50 μm , distribuindo-se em meio aos cristais de quartzo em geral na parte interna de veios, tais como veios de quartzo + zinnwaldita + turmalina + clorita + epidoto, veios de quartzo + zinnwaldita + turmalina + topázio.

O epidoto é anédrico, medindo entre 75 μm e 0,25 mm, ocorrendo associado com cristais de quartzo e mica branca em veios de quartzo + zinnwaldita + turmalina + clorita + epidoto (figura 7c).

A chamosita ($Fe/Fe+Mg = 0,88-0,91$), mede entre 25 μm e 0,75 mm e ocorre como lamelas apresentando textura em pente ou em chama quando em encontra-se nas bordas de veios monominerálicos, apesar de também encontrar-se em veios de quartzo + mica branca + turmalina + clorita + epidoto (figura 7c).

O topázio varia de subédrico a euédrico, mede entre 0,2 e 0,5mm, ocorrendo incluso em cristais de quartzo presentes no veio de quartzo + siderofilita + turmalina + albita + clorita + calcopirita + pirita, assim como em meio ao quartzo de veios de quartzo + zinnwaldita + turmalina + topázio.

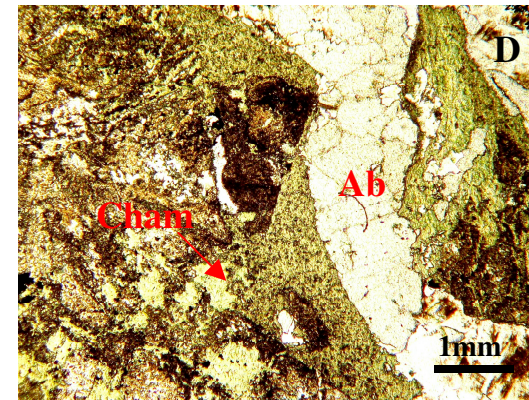
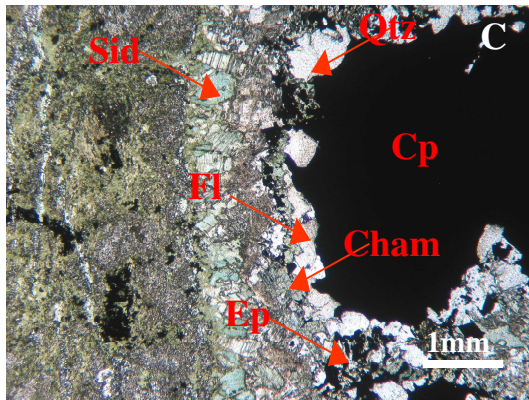
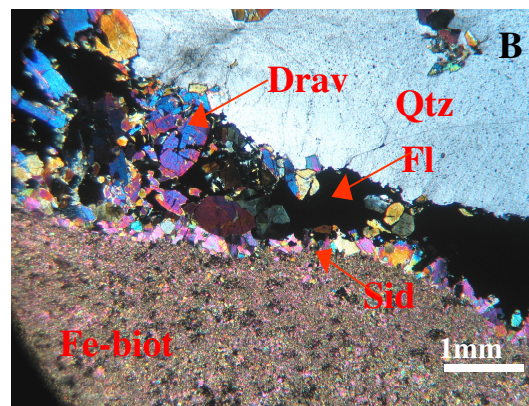
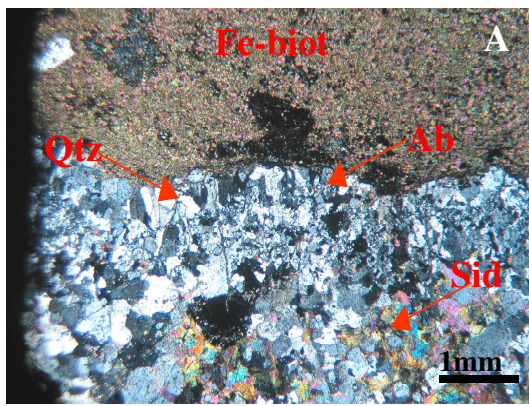


Figura 7- **A-** Fotomicrografia de borda de veio composto de quartzo, albita com textura em pente e siderofilita. **B-** Fotomicrografia de borda de veio com siderofilita com textura em pente, turmalinas fraturadas, fluorita e quartzo no interior. **C-** Fotomicrografia de borda de veio com siderofilita disposta na borda, epidoto, quartzo e clorita, além de fluorita que circundam um grande cristal de calcopirita (isotrópico). **D-** Fotomicrografia de brecha com clastos do gabro com matriz intensamente cloritizada cimentados por albita *iron coated* com textura em pente. As legendas das fotomicrografias correspondem a: Ab- albita, Sid- siderofilita, Drav- dravita, Fe-biot- Fe-biotita e Mg-biotita, Cp- calcopirita, Cham- chamosita, Ep- Fe-epidoto, Qtz- quartzo e Fl- fluorita.

5. Características petrográficas do Minério

O minério do Alvo Estrela é constituído por sulfetos como calcopirita, pirita, pirrotita, bornita (subordinada) e \pm molibdenita, além de magnetita, acompanhados da ganga presente nos veios composta de quartzo, fluorita, albita, siderofilita, turmalinas, epidoto, chamosita, topázio e esporadicamente calcita.

Os sulfetos estão visivelmente associados aos veios que cortam estas litologias, principalmente o andesito. Tal comportamento pode estar relacionado à diferença reológica entre os pacotes rochosos. Os veios de extensão mineralizados devem ter-se instalado mais facilmente nos andesitos do que nos riolitos, os últimos previamente milonitizados num regime dúctil (Lindenmayer *et al.*, 2005), ao passo que as apófises do gabro apresentam uma

trama subofítica de granulometria mais grossa, o quê provavelmente dificultou o estabelecimento de fraturas, durante o regime rúptil.

Apesar da estreita relação dos sulfetos com os veios, a calcopirita também ocorre freqüentemente disseminada na matriz (principalmente do andesito) em intervalos próximos dos veios. A calcopirita disseminada é invariavelmente circundada por halos de fluorita, isolando-a do contato direto com as Fe-biotitas (Z= marrom e verde) da matriz.

Segundo DOCEGEO (2000), existe um zoneamento dos sulfetos no Alvo Estrela, com predomínio de pirita e pirrotita em direção ao norte e oeste, que parece estar relacionado à rocha encaixante: calcopirita e pirita predominam nos andesitos e gabros e pirita e pirrotita dominam nos riolitos. A razão S/Cu do minério, em geral, é mais elevada do que nos depósitos da região norte da serra dos Carajás, como Salobo, Pojuca-Gameleira e Igarapé Bahia, onde predominam bornita-calcosita, calcopirita-bornita e calcopirita, respectivamente (Lindenmayer *et al.* 2005).

Como descrito anteriormente, (caracterização petrográfica dos veios presentes no gabro e no andesito), diversos tipos de veios foram hierarquizados. Os mais antigos, que pré-datam a mineralização, consistem de quartzo e quartzo + magnetita, e encontram-se estirados, rompidos e dobrados. Estes são cortados por veios sucessivamente menos deformados com diversas assembléias minerais, sendo que os veios mineralizados compreendem veios de quartzo com calcopirita e pirita, veios de quartzo, albita, calcopirita, pirita e pirrotita, veios de quartzo, turmalina, fluorita, biotita (Z=verde) calcopirita e pirrotita, veios de biotita (Z=verde), quartzo, fluorita, calcopirita, pirita e molibdenita.

Paralelamente a estes veios mineralizados existem os intervalos de brechas, nas quais fragmentos angulosos, tanto do andesito como do gabro são cimentados por quartzo, fluorita, albita calcopirita, pirita, pirrotita, e magnetita. Veios não mineralizados, formados por quartzo e fluorita, pós-datam a mineralização (figura 8).

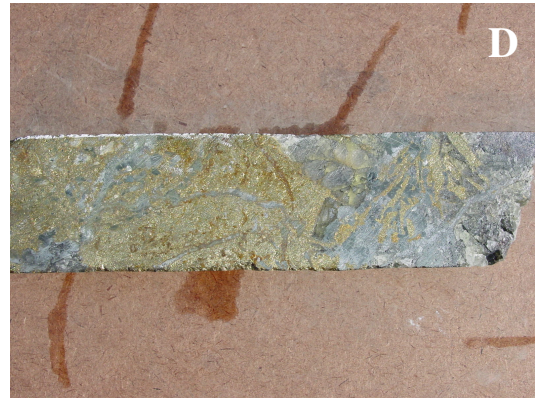
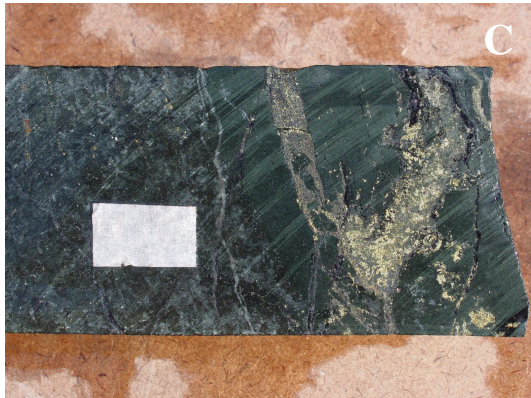
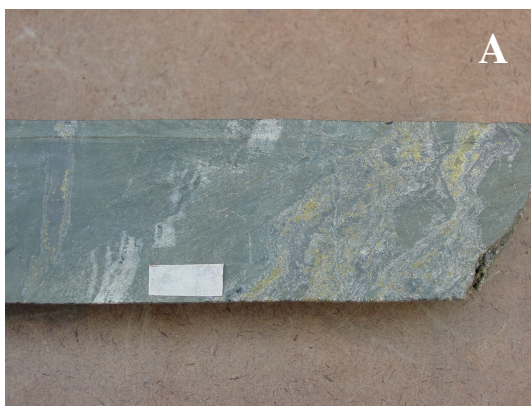


Figura 8 – **A** – Veios de calcopirita, quartzo e magnetita dobrados em andesito. **B** – Calcopirita em veio de quartzo, biotita verde e turmalina, cortando andesito. **C** – Veios de pirrotita, calcopirita e quartzo em andesito. **D** – Veio de biotita verde (bordas) e calcopirita. A escala presente mede 2 cm.

Microscopicamente, os minerais de minério presentes tanto na matriz das rochas hospedeiras como nos veios apresentam-se da seguinte forma.

A calcopirita ($\text{Cu} = 24,339\text{-}25,416$, $\text{Au} = 0\text{-}0,177$ apfu, ver tabela 3 em anexos) varia de anédrica a subédrica, medindo entre $4\ \mu\text{m}$ e $12,5\ \text{mm}$, ocorrendo como diminutos grãos disseminados na matriz do andesito e do gabro, assim como grandes cristais dentro de veios, apresentando quando maciços freqüentes bordas irregulares. A calcopirita também cimenta alguns veios (esporadicamente), circundando e preenchendo as fraturas de fases silicatadas como turmalinas ou ainda interpenetrando planos de clivagem de siderofilita.

As texturas secundárias de substituição observadas, segundo Graig & Vaughan (1994), indicam que a calcopirita é substituída tanto por pirrotita que pode dispor-se ao longo de fraturas (figura 10a) ou gerar estruturas do tipo “atol” (figura 9d), e também por pirita, que utiliza irregularidades e fraturas para se instalar e dar início ao processo de substituição (figura 10f). Apesar de texturas de substituição revelarem que cristais de pirita substituem a calcopirita, tal substituição não ocorre com muita freqüência, sendo que o oposto, onde calcopirita substitui a pirita, chegando a originar estruturas em “ilha” (figura 9a), predomina.

A pirita ($\text{Cu} = 0-0,822$, $\text{Au} = 0-0,04$, $\text{Co} = 0,012-1,756$ apfu) varia de anédrica a euédrica medindo entre $4 \mu\text{m}$ e $2,25 \text{ mm}$. Esta distribui-se tanto de forma disseminada no gabro e no andesito como de forma venular, sendo esta última a predominante, onde ocorre tanto como grandes porções maciças com bordas irregulares, assim como cristais subédricos a euédricos dispersos, ou em aglomerados em meio a fases silicatadas, além de encontrar-se incluída em outras fases sulfetadas. Texturas primárias de deposição evidenciadas a partir da presença de cristais com faces bem desenvolvidas, além da forma, semicircular ou aleatória na qual estes se dispõem nos veios (figuras 10c e d) indicam que houve condições físico-químicas favoráveis para uma cristalização perfeita. Já texturas secundárias de substituição indicam que a pirita é substituída tanto por calcopirita, como evidenciado na figura 9a, onde a pirita apresenta estruturas em “ilha”, como por pirrotita, onde por vezes apresenta estruturas do tipo “atol” (figura 10b). Embora a maioria das texturas secundárias de substituição revele que a pirita foi substituída por outras fases sulfetadas, característica esta que mostra-se predominante, a pirita por sua vez também substituiu a calcopirita como evidenciado na figura 10f.

A pirrotita ($\text{Cu} = 0-0,086$, $\text{Au} = 0-0,139$, $\text{Ni} = 0,147-0,375$ apfu) varia de anédrica a subédrica medindo entre $5 \mu\text{m}$ e 4 mm , restringindo-se a ocorrer somente em veios. Texturas secundárias de substituição relacionadas à pirrotita indicam que esta substituiu a calcopirita em diferentes níveis de intensidade, desde cristais orientados em “trilhas” que alojaram-se ao longo de fraturas na calcopirita (figura 10a), até substituições mais pervasivas, onde a calcopirita apresenta estruturas do tipo “atol” (figura 9d). Embora a pirrotita substitua principalmente a calcopirita, pirritas com estrutura do tipo “atol” também são observadas (figura 10b), onde a pirrotita substituiu quase que completamente a pirita.

A molibdenita ($\text{Mo} = 32,757-33,116$, $\text{Cu} = 0,461-1,132$, $\text{Au} = 0-0,133$ apfu) mede entre $0,25$ e $7,5 \text{ mm}$, restringindo sua ocorrência aos veios, onde apresenta diferentes gerações, ocorrendo ou como lamelas intensamente deformadas (primeira geração, figura 9e), ou como diminutas lamelas (figura 9f), freqüentemente distribuídas em trilhas ao longo da lateral dos veios (segunda geração, indeformada). A primeira geração de molibdenita tem sua presença vinculada à calcopirita e à pirita, uma vez que tais fases sulfetadas freqüentemente ocorrem envoltas pela molibdenita, contudo, o estabelecimento de relações de estágios deformacionais permanece um tanto quanto difícil, pois enquanto a molibdenita desta geração apresenta-se intensamente deformada, os sulfetos que a acompanham não apresentam significativos indicadores deformacionais como maclas, lamelas de pressão ou mesmo fraturas. Já a segunda geração de molibdenita, que não apresenta evidências texturais

relacionadas ao estágio deformacional, ocorre como lamelas bem formadas indicando que tratam-se de texturas primárias, distribuindo-se de forma disseminada sem a presença de outros sulfetos.

A magnetita ($5\mu\text{m}$ a 4 mm), assim como a molibdenita apresenta mais de uma geração, distribuindo-se tanto de forma disseminada nas rochas hospedeiras da mineralização, como também de forma venulada, sendo que quando disseminada na matriz (primeira geração) em geral é anédrica ou constitui agregados esqueletais cristalizados segundo a orientação das clivagens de um mineral máfico (figura 9b) substituído pela Fe-biotita (Z=marrom). A magnetita venular (segunda geração) pode tanto ser subédrica (figura 10e) e por vezes constituir grandes cristais, como pode apresentar formas euédricas associadas aos sulfetos como calcopirita e pirita (figura 9c), ocorrendo preferencialmente inclusa em calcopiritas, onde relações texturais indicam que a magnetita apresenta texturas primárias, devido a sua tendência de apresentar faces bem formadas, que são substituídas parcialmente por calcopirita (figura 9c).

A ilmenita (Ti = 2,03-2,19, Fe = 1,57-1,91 e Mn = 0,03-0,04apfu) varia de euédrica a subédrica, mede entre 10 e $25\mu\text{m}$ e distribui-se em meio à siderofilita e ao quartzo de veios, além de ocorrer inclusa em calcopiritas, onde geralmente ocupa as bordas do cristais.

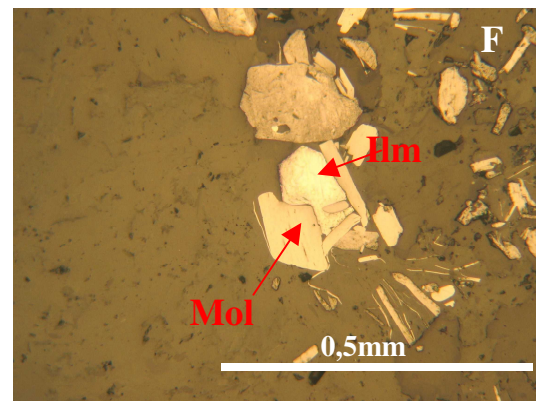
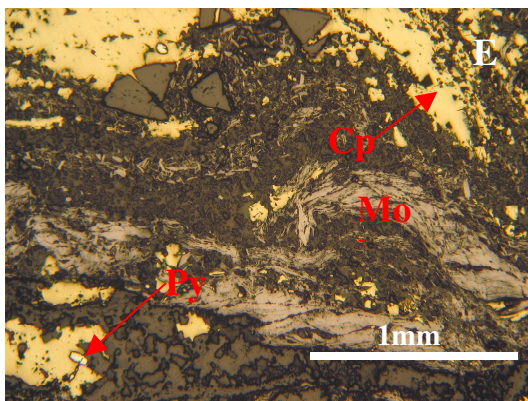
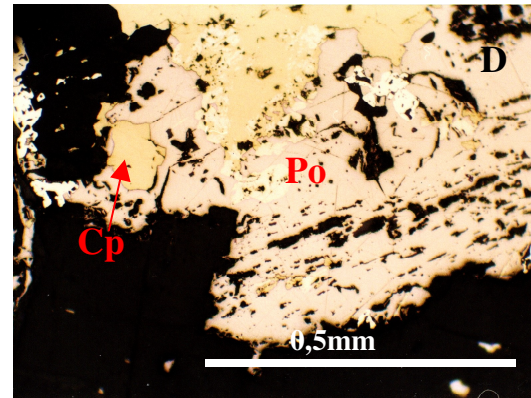
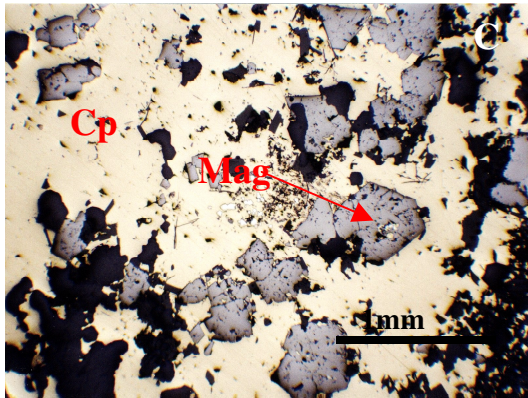
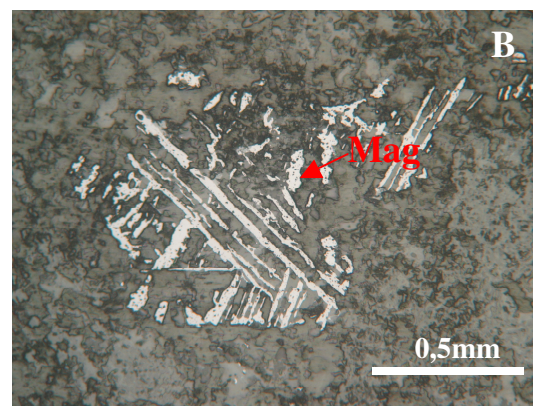
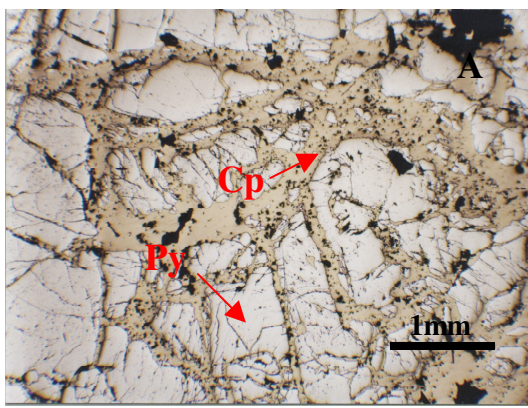


Figura 9- **A-** Fotomicrografia de pirritas com estrutura em “ilha” substituídas por calcopirita. **B-** Fotomicrografia de magnetita esquelética marcando a clivagem de um mineral máfico anterior à Fe-biotita da matriz do andesito. **C-** Fotomicrografia de cristais de magnetita com textura primária parcialmente substituídos por calcopirita. **D-** Fotomicrografia da estrutura do tipo “atol” decorrente da substituição de calcopirita por pirrotita. **E-** Fotomicrografia de molibdenitas deformadas e calcopiritas em veio de quartzo-turmalina-fluorita. **F-** Fotomicrografia de lamelas de molibdenitas indeformadas. A legenda das fotomicrografias corresponde a: Mag- magnetita, Cp- calcopirita, Py- pirita e Po- pirrotita, Mol- molibdenita e Ilm- ilmenita.

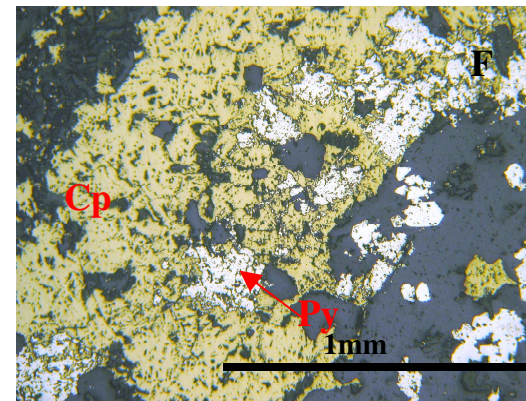
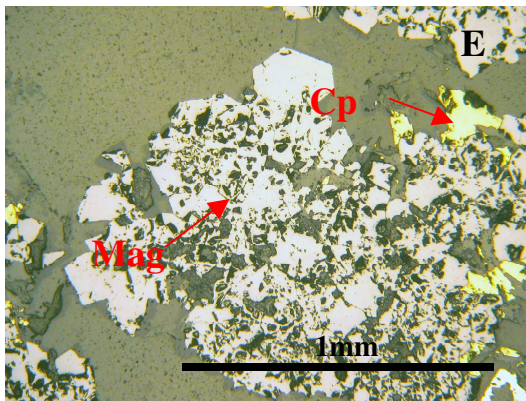
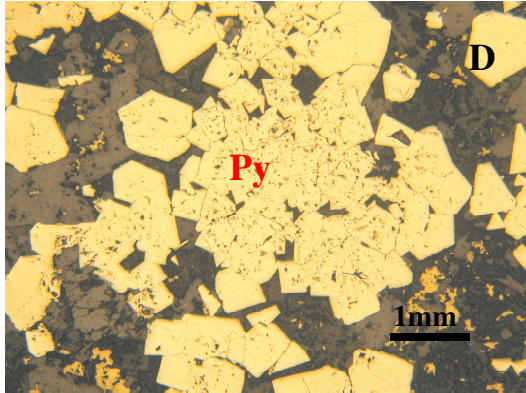
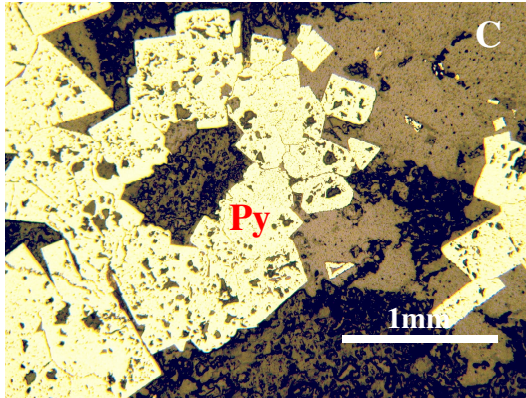
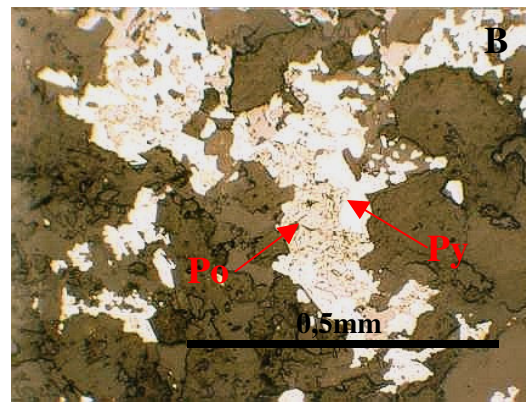
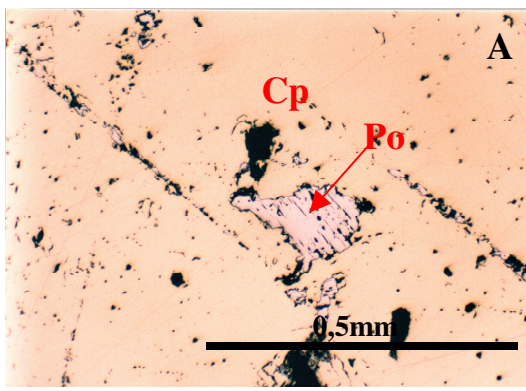


Figura 10- **A-** Fotomicrografia de pirrotita substituindo calcopirita ao longo de fraturas. **B-** Fotomicrografia de pirita com estrutura em “atol” parcialmente substituída por pirrotita. **C-** Fotomicrografia de piritas euédricas distribuídas em círculo. **D-** Fotomicrografia de piritas euédricas e calcopiritas anédricas distribuídas sem orientação preferencial. **E-** Fotomicrografia de magnetitas euédricas e subédricas associadas a calcopiritas anédricas. **F-** Fotomicrografia de calcopirita maciça com bordas irregulares parcialmente substituída por pirita. A legenda das fotomicrografias corresponde a: Mag- magnetita, Cp- calcopirita, Py- pirita e Po- pirrotita.

6. Sucessão mineral dos veios e do minério

A sucessão mineral dos veios presentes no andesito e no gabro, bem como do minério contido nestes foi estabelecida com base em feições diagnósticas observadas nas venulações que cortam tais rochas. Feições diagnósticas como a posição dos minerais em relação às paredes dos veios (preenchem-se das bordas para o centro), bem como as relações de contato entre os minerais ou seja, de equilíbrio quando o contato entre as fases é direto ou reação quando este se apresenta de forma interpenetrada, indicam a ordem com a qual estes veios foram preenchidos, assim como a substituição de fases pré-existentes por outras posteriores (figura 11).

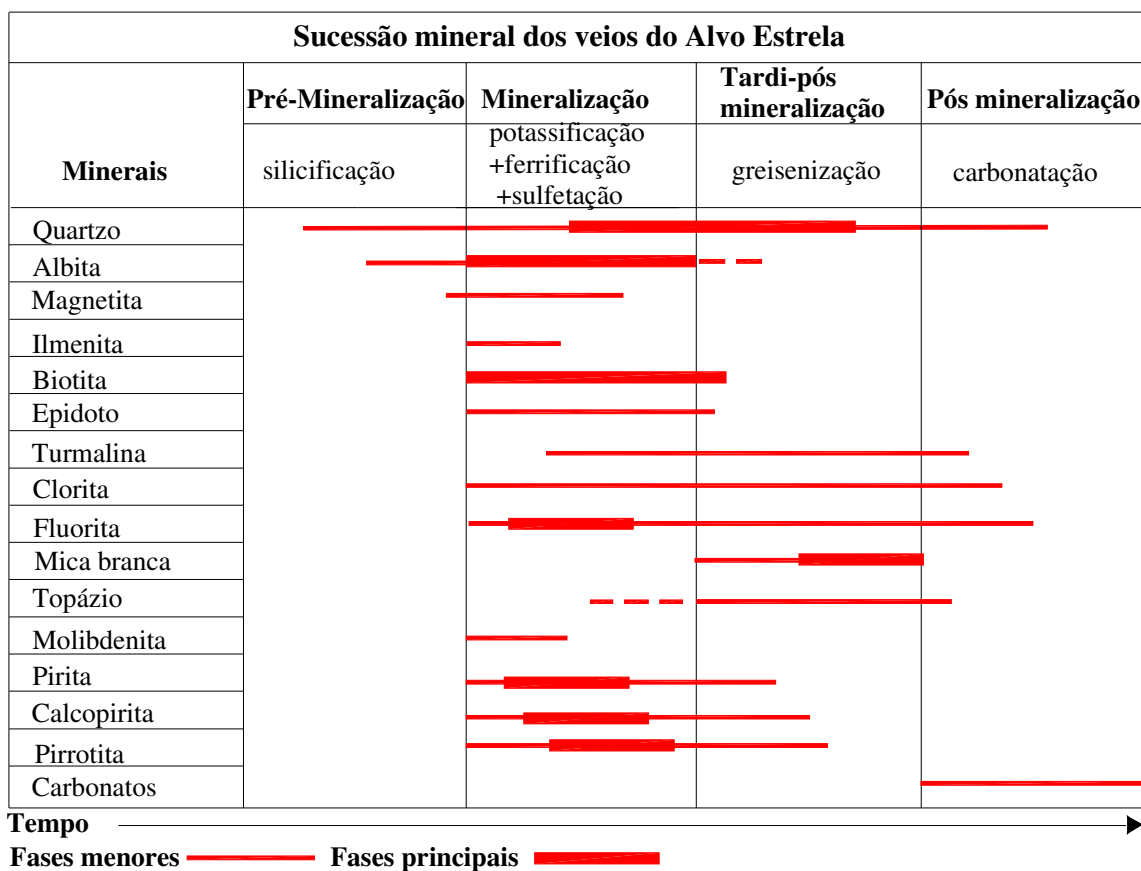


Figura 11- Sucessão mineral dos veios da zona mineralizada vinculada aos estágios de alteração hidrotermal observados no Alvo Estrela.

7. Alteração hidrotermal e composição dos fluidos: discussão

A partir da sucessão mineral e de dados de química mineral, pode-se estimar a composição dos fluidos e caracterizar as mudanças de composição que teriam ocorrido nos mesmos, à medida que prosseguia interação com a rocha hospedeira, cristalização de fases cristalinas e conseqüentemente, o preenchimento de fraturas.

A etapa inicial do venulação corresponde a um processo predominante de silicificação marcado por veios e vênulas de quartzo freqüentemente dobrados contendo por vezes albita e magnetita, que pré-datam a mineralização (figura 11). Isto indica que os fluidos apresentavam uma alta atividade de Si, Na e Fe, além de condições compatíveis com o tampão quartzo-magnetita. O predomínio de quartzo sugere que os fluidos apresentavam condições de pH ácidas ou baixa salinidade, o que segundo, Rimstidt (1997), diminuiria a solubilidade da sílica. A ausência de fases como siderofilita e fluorita, indica que os fluidos apresentavam baixa atividade de K e F, sugerindo que havia uma baixa concentração de HF no fluido, o que segundo Zaraisky (1995) também reduziria a solubilidade da sílica.

As primeiras fases a preencherem os veios portadores de sulfetos que apresentam assembléias minerais mais diversificadas, correspondem à siderofilita seguida de turmalinas, sendo que em alguns casos estas encontram-se lado a lado nas bordas dos veios. A presença de tais minerais sugere uma alta atividade do K (figura 12), relacionada com a cristalização da siderofilita, bem como do Fe e Mg, presentes em ambas as fases minerais (Beane, 1994), além de B. Se por um lado a cristalização da siderofilita indica um fluido com condições de pH próximas da neutralidade (Beane, 1994), a cristalização das turmalinas sugere uma mudança nas condições de pH do fluido, já que estas encontram-se estáveis em meio a condições de pH ácido (Henry & Dutrow, 1996). Desta forma, a dualidade ou, melhor a mútua presença de siderofilita e turmalinas, por vezes em continuidade óptica, indica que o fluido sofreu sucessivas mudanças de pH. Apesar de, por vezes, tais fases encontrarem-se lado a lado, evidências texturais indicam que as turmalinas são, de uma forma geral, posteriores à siderofilita. A constante permanência do quartzo em meio a estas fases indica que a atividade da sílica continuava alta.

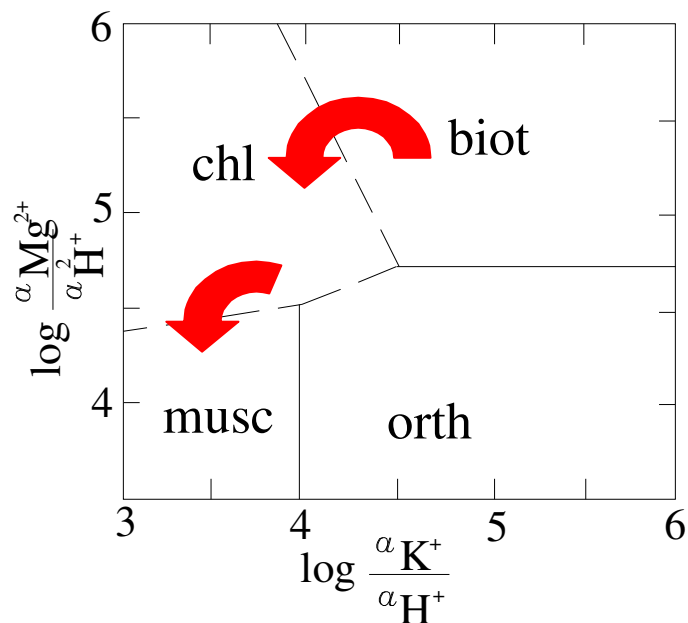


Figura 12- Diagrama de atividade de K versus atividade de Mg, mostrando a estabilidade de silicatos a 350°C e 500 bar de pressão, sob condições saturadas em quartzo. As abreviações no diagrama correspondem respectivamente a: chl- clorita, biot- biotita, musc-muscovita e orth- ortoclásio. Modificado de Beane e Titley (1981).

A presença de fluorita, albita e epidoto vinculada a veios e vênulas onde há um predomínio de siderofilita ($Mg\# = 0,05$, $Li = 0,086\%$ e $Cl/F = 0,015-0,10$) em relação às turmalinas indica alta atividade de Ca e Na (Beane 1994), o que sugere condições de pH próximas da neutralidade, embora a presença de turmalinas e de quartzo indiquem pH mais ácidos (Henry & Dutrow, 1996; Rimstidt, 1997), o que também sugere flutuações do pH do fluido.

O avanço da alteração hidrotermal é percebido a partir da mudança da assembléia mineral presente nos veios e vênulas (figura 11), onde fases como siderofilita, albita e epidoto que indicam fluidos com altas atividades de Fe, Mg, K, Ca e Na, dão lugar ao predomínio de fases como turmalina, clorita, micas brancas (dentre estas zinnwaldita com $Mg\# = 0,35$ e $Li_2O = 3,88-4,15\%$, calculado segundo Tindle & Webb, 1990) e topázio (esporádico), que são correlacionáveis à greisenização incipiente. Esta assembléia indica fluidos que ainda apresentam alta atividade de Fe e Mg em decorrência da presença de clorita e turmalinas, embora a presença de mica branca, que também corrói parcial ou completamente a albita, sugira uma diminuição desta atividade, indicando ainda condições de pH mais baixas para o fluido.

A permanência de quartzo, desde as etapas iniciais de preenchimento dos veios até este processo de greisenização, sugere que a atividade da sílica manteve-se alta mesmo nesta última etapa, na qual o fluido provavelmente apresentava significativas quantidades de F, dada a presença de diferentes fases portadoras desse elemento como fluorita, topázio, chamosita e turmalinas. De acordo com Zhu & Sverjensky (1991), grande parte do F quando em meio aquoso, ocorre na forma de HF aumentando, segundo Zaraisky (1995), a solubilidade da sílica. É provável que o HF presente no fluido, bem como HCl, tiveram um relevante papel como complexantes dos metais presentes nas fases sulfetadas.

A correlação entre texturas primárias e secundárias de substituição presentes nos minerais de minério venulares indica que as primeiras fases a cristalizarem em meio aos silicatos correspondem à segunda geração de magnetita e ilmenita em condições compatíveis com o tampão quartzo-magnetita. A pirita, embora não seja o sulfeto predominante, corresponde à primeira fase sulfetada a cristalizar nos veios, dada a abundância de texturas primárias, bem como sua relação com texturas de substituição decorrentes da presença de outras fases sulfetas. Embora a pirita seja substituída tanto por pirrotita quanto por calcopirita, esta última mostra-se mais freqüente sendo a calcopirita por sua vez, substituída pela pirrotita. Isto sugere que durante a deposição dos minerais de minério o fluido passou por sucessivas flutuações com relação à atividade de oxigênio e enxofre, pois após a cristalização da magnetita, é provável que o fluido tenha apresentado um aumento da atividade de S (figura 12), o que possibilitou a cristalização da pirita, sendo que com a progressiva substituição desta pela calcopirita e posteriormente pela pirrotita houve uma diminuição na atividade de S, podendo ou não ter havido uma diminuição na atividade do oxigênio (figura 13). É provável que também tenha havido uma flutuação na atividade do Cu, em decorrência da substituição da pirita pela calcopirita, onde a atividade do Cu deve ter aumentado, e subsequente substituição da calcopirita pela pirrotita, onde a atividade do Cu diminui e conseqüentemente aumenta a atividade do Fe (Beane e Titley, 1981).

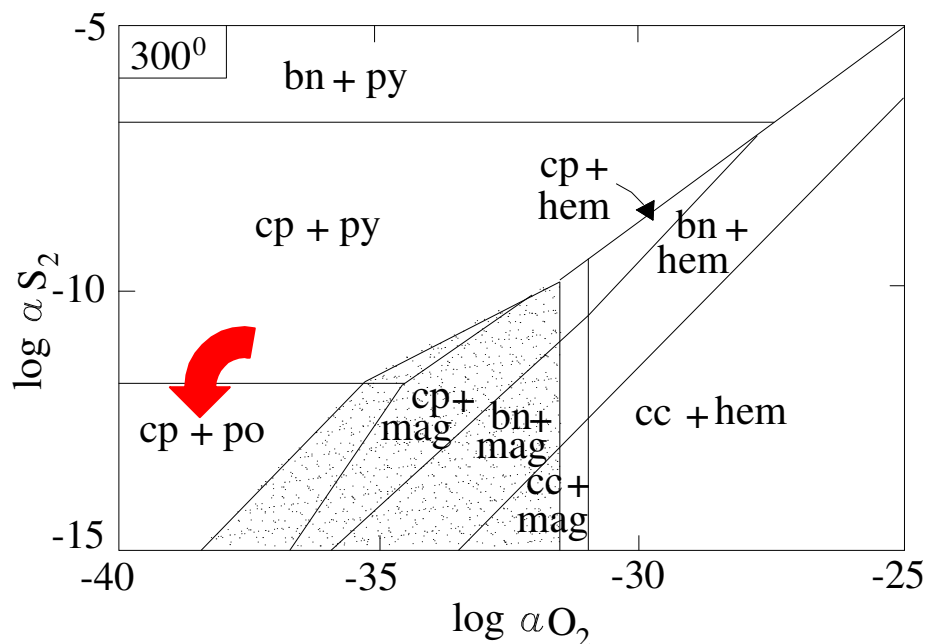


Figura 13- Diagrama de estabilidade de sulfetos e óxidos em função da $a(S_2)$ e $a(O_2)$, em 300°C. As siglas presentes no diagrama correspondem respectivamente a: cp- calcopirita, py- pirita, po- pirrotita, bn- bornita, cc- calcocita, mag- magnetita e hem- hematita. Modificado de Beane e Titley (1981).

É provável que a pirita tenha exercido um importante papel na deposição da calcopirita em decorrência da substituição mútua. Segundo Zotov *et al.* (1995), o Cu em soluções hidrotermais migra predominantemente como $CuCl_2^-$. Contudo, conforme Rowins (2000), o cobre é transportado quando em zonas de alteração potássica, em fluidos hidrotermais salinos relativamente oxidados (f_{O_2} NNO-MH) e de alta temperatura (>700-350°C), como $CuCl^0$. Devido ao fato do Cu ser transportado como Cu^+ há a necessidade da existência de um mecanismo de oxidação para a deposição da calcopirita que apresenta Cu^{++} (Ohmoto & Goldhaber, 1997). Conforme Ohmoto & Goldhaber (1997), é freqüente a presença de calcopirita, em depósitos hidrotermais, depositada a partir da substituição de sulfetos anteriores, como no caso da pirita dos veios do Alvo Estrela.

Segundo Hayashi & Ohmoto (1991), o Au é transportado ou como complexos de cloreto ou de bissulfeto sendo que o aumento na atividade de H_2 no fluido mineralizante, ou seja o decréscimo na f_{O_2} , é um eficiente mecanismo de precipitação do Au. É provável que o Au presente nos sulfetos do Alvo Estrela tenha sido transportado como $HAu(HS)_2^0$, pois o padrão de alteração, evidenciado pela ganga que acompanha os sulfetos nos veios, indica que embora tenham havido flutuações do pH do fluido, este tende a ficar mais ácido com o avanço da alteração hidrotermal. Ao ser transportado como $HAu(HS)_2^0$, isto é, fluidos contendo H_2S e $pH \leq 5,5$, uma mudança no pH não causaria a precipitação do Au, a não ser que este fosse

transportado como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, ou seja fluidos com alto H_2S e $\text{pH} > 5,5$ onde uma diminuição no pH causaria a precipitação do metal. Embora simples mudanças de temperatura do fluido entre 250 e 350°C não causem a precipitação do Au (Hayashi & Ohmoto, 1991), o resfriamento acompanhado por mudanças nas concentrações de H_2 ou H_2S no fluido, quando este é tamponado por pirita-pirrotita-magnetita, pode causá-la.

A constatação de que o Au encontra-se em maior quantidade na estrutura da pirrotita e principalmente da calcopirita, provavelmente está relacionada, segundo Cygan e Candela (1995), a maior capacidade destes minerais de seqüestrar o Au do fluido em elevadas temperaturas (>300°C).

Segundo Liu e McPhail (2005), a solubilidade da calcopirita calculada sob diferentes temperaturas (300-400°C), pressão, pH , concentrações de cloreto e potenciais de oxidação indicam que soluções hipersalinas, neutras a fracamente ácidas e intermediárias a redutoras podem transportar grandes quantidades de cobre, a temperaturas de 400°C ou acima desta. De acordo com estes autores, a temperatura corresponde ao principal fator que controla a solubilidade da calcopirita. onde a diminuição da temperatura causa a diminuição na solubilidade do sulfeto, enquanto a pressão demonstra um comportamento inverso, com a diminuição da pressão há um aumento na solubilidade da calcopirita. A concentração de cloreto no fluido também desempenha um importante papel na solubilidade da calcopirita, uma vez que solubilidade decresce com a diminuição da concentração de cloreto, bem com da f_{O_2} e aumento do pH e f_{S_2} .

Conforme Liu e McPhail (2005) a diminuição da concentração de cloretos em fluidos mineralizantes pode ocorrer devido a mistura de fluidos magmáticos hipersalinos e fluidos de origem meteórica ou águas conatas menos salinas.

O predomínio de fases sulfetadas, em veios correlacionáveis à alteração potássica (figura 11), cuja assembléia apresenta uma maior diversidade de fases silicatadas, provavelmente está relacionado a condições de pH próximas da neutralidade e temperaturas mais elevadas do fluido presentes nesta etapa da alteração. A etapa de alteração seguinte apresenta uma assembléia que sugere condições de pH mais ácidas, o que aumentaria a solubilidade da calcopirita, que constitui o principal sulfeto presente na mineralização cuproaurífera. Dados provenientes de análises de isótopos estáveis realizadas em cristais de quartzo, clorita e biotita de veios (Lindenmayer *et al.*, 2005), corroboram tais afirmações, uma vez que a biotita de veio apresenta uma assinatura isotópica ($\delta^{18}\text{O} = 3,7\text{‰}$ e $\delta\text{D} = -7,8\text{‰}$) semelhante às de biotitas ígneas de Taylor (1974), embora o $\delta^{18}\text{O}$ da biotita analisada apresente-se um pouco mais leve, sugerindo uma contribuição de águas meteóricas ao fluido

hidrotermal magmático com o qual esse mineral teria se equilibrado (Lindenmayer *et al.*, 2005). A assinatura isotópica da chamosita, presente em um veio tardio e brechado, posterior à etapa de greisen, mostra por sua vez uma forte influência de águas meteóricas ($\delta^{18}\text{O} = 1,2\text{‰}$ e $\delta\text{D} = -47\text{‰}$), sendo que a temperatura de equilíbrio isotópico clorita-quartzo, a partir das equações de Wenner e Taylor (1971), revelou 165°C o que deve provavelmente corresponder ao fechamento do sistema hidrotermal, já em estágio rúptil. As assinaturas isotópicas do quartzo de veio, segundo Lindenmayer *et al.*, (2005), sugerem que os fluidos mineralizantes possuíam assinaturas metamórficas, possivelmente com alguma contribuição meteórica, o que pode, conforme Liu e McPhail (2005), ter reduzido a concentração de cloreto do fluido, diminuindo assim a solubilidade da calcopirita. Contudo, os fluidos mais tardios com os quais a chamosita e o quartzo de veios se equilibraram, sofreram forte influência de águas meteóricas, o que segundo o raciocínio acima, reduziria ainda mais a solubilidade da calcopirita.

A ausência de quantidade significativa de sulfetos, vinculada a veios relacionados à etapa de greisenização, embora esta apresente uma diminuição da $f\text{O}_2$ dos fluidos e menor salinidade (diminuição na concentração de cloretos), pode estar associada às condições ácidas de pH em comparação com o estágio de alteração anterior (alteração potássica).

As distintas relações, descritas anteriormente, entre as diferentes fases presentes nos veios durante a alteração hidrotermal sugerem que o fluido responsável por esta era inicialmente neutro a alcalino e oxidante passando a ácido e redutor durante o estágio de greisenização. Contudo, assim como ocorre com relação à alteração das rochas hospedeiras da mineralização, a fase tardia final, apesar de não ser abundante, corresponde a carbonatos, que ocorrem acompanhados de quartzo e fluorita, sugerindo portanto que houve uma diminuição na pressão de P_{CO_2} (Rimstidt 1997) e que havia nesta etapa final uma alta razão Ca/Na no fluido.

8. Conclusões

A mineralização sulfetada (Cu-Au) do Alvo Estrela, cuja concentração se dá principalmente em veios, brechas e *stockworks* presentes no andesito e em menor quantidade no gabro é constituído por sulfetos como calcopirita, pirita, pirrotita, bornita (subordinada) e \pm molibdenita, além de magnetita e ilmenita (rara) acompanhados da ganga presente nos veios composta de quartzo, fluorita, albita, siderofilita, turmalinas, epidoto, chamosita, topázio e esporadicamente calcita.

A sucessão mineral dos veios no andesito e no gabro comporta-se basicamente de forma idêntica, embora a ordem de preenchimento das fraturas nestas rochas seja um pouco distinta, o que gerou veios com assembléias minerais variadas.

A sucessão mineral das diferentes fases presentes nos veios, somada a dados de química mineral, indicam que a alteração hidrotermal responsável pela mineralização, caracteriza-se inicialmente por um processo de silicificação, que pré-data a mineralização, dada a presença de fases como quartzo, albita e magnetita, seguida por um estágio de potassificação, ferrificação e sulfetação, caracterizado pela presença de fases como siderofilita, turmalinas, albita, quartzo, epidoto, fluorita, magnetita, ilmenita, chamosita, além do sulfetos. O estágio de alteração subsequente, tardi a pós-mineralização compreende um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como, quartzo, zinnwaldita e Li-muscovita, turmalinas, fluorita, topázio e clorita. O último estágio de alteração, que pós-data a mineralização e posterior à greisenização é caracterizado por uma carbonatação.

Este padrão de alteração sugere que o fluido, apresentava inicialmente condições compatíveis com o tampão quartzo-magnetita. Durante o estágio de potassificação e sulfetação o fluido apresentava condições oxidantes e freqüentes flutuações de pH, que passaram a ácidas e redutoras durante a greisenização.

Evidências texturais indicam que o primeiro sulfeto a depositar nos veios foi a pirita, proporcionando a deposição da calcopirita, pois o Cu ao ser transportado como Cu^+ necessita que haja a existência de um mecanismo de oxidação para a deposição da calcopirita que apresenta Cu^{++} , sendo neste caso, a presença de pirita. A calcopirita que apresenta as maiores concentrações de Au, entre os sulfetos presentes é substituída pela pirrotita.

O predomínio de fases sulfetadas, em veios correlacionáveis à alteração potássica, cuja assembléia apresenta uma maior diversidade de fases silicatadas, provavelmente está relacionado a condições de pH próximas da neutralidade presente nesta etapa da alteração, enquanto a etapa de alteração seguinte apresenta uma assembléia que sugere condições de pH mais ácidas, o que aumentaria a solubilidade da calcopirita.

Dados provenientes de análises de isótopos estáveis realizadas em cristais de quartzo, clorita e biotita de veios (Lindenmayer *et al.* 2005) sugerem que os fluidos responsáveis pela mineralização possuíam assinaturas metamórficas, possivelmente com alguma contribuição meteórica, o que pode conforme Liu e McPhail (2005), ter reduzido a concentração de cloreto do fluido, diminuindo assim a solubilidade da calcopirita.

A ausência de significativas quantidade de sulfetos, vinculada a veios relacionados à etapa de greisenização, embora esta apresente fluidos com diminuição da fO_2 e menor salinidade (diminuição na concentração de cloretos), pode estar associada às condições ácidas de pH em comparação com o estágio de alteração anterior (alteração potássica).

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Dr Onildo Marini, Secretário Executivo da ADIMB, pelo seu apoio continuado. Agradecem à Companhia do Rio Doce (CVRD) por autorizar a utilização de dados e pelo apoio de campo.

Referências Bibliográficas

- Araújo O.J.B. & Maia R.G. 1991. Programa Levantamentos Básicos do Brasil. *Programa Grande Carajás*, Folha SB.22-Z-A Brasília: DNPM/CPRM. 164 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueanada Folha Serra dos Carajás. *In: Cong. Latinoamer. Geol.*, 7, Belém, 1988. *Anais*. Belém. SBG/DNPM. 1988, p 324-333.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Soares A .D.V., Dias G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**:31-70.
- Barros C.E.M., Macabira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do complexo granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, *Resumos expandidos*, (CD-ROM).
- Beane R.E. 1994. A Graphic View of Hydrothermal Mineral Stability Relations. *In: D.R. Lentz (ed.) Alteration Processes associated with Ore-forming Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v.11 pp.: 1-30.
- Beane R.E., Titley S.R. 1981. Porphyry Copper Deposits. *In: B.J. Skinner (ed.) Economic Geology 75th Anniversary volume*, pp: 214-269.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A .L., Drummond N.F., Ruff AW., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**:215-242.
- Botelho, N.F., Moura, M.A. , Olivo, G.R. , Kyser, K. , Teixeira, L.M., Cunha, L.M., and Santana, M.U., 2004, Tipologia do depósito de Breves (Cu (Au-Mo W e Sn), Carajás. *In: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN, ADIMB-DNPM. Ouro Preto. Minas Gerais, Brasil. Seção Poster, P 10. CD-ROM*.
- Cathelineau m. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: The los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**:175-180.
- Condie K.C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary. Identification and significance. *Lithos*, **23**: 1-18.
- Cordani U.G. 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Região da Serra dos Carajás. Univ. S. Paulo-DOCEGEO (relatório interno).
- Craig J. & Vaughan D.J. 1994. *Ore Microscopy and Ore petrography*. 2ed. New York, John Wiley & Sons, 434pp.
- Cygan G.L. & Candela P.A. 1995. Preliminary study of gold partitioning among pyrrhotite, pyrite, magnetite and chalcopyrite in gold saturated chloride solutions at 600 to 700°C, 140Mpa (1400bars), *In: F.J.H. Thompson (ed.) Magmas, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada. Short Course, v.23, pp.: 129-138.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, p. 11-54.
- DOCEGEO 2002. Projeto Serra do Rabo – Alvo Estrela. Rio Doce Geologia e Mineração S/A . Relatório interno (inédito).
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia. Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 220 p.
- Fleck, A., Lindenmayer Z.G., e Castro Paula F., 2006. Alteração Hidrotermal das Rochas Vulcânicas Máficas do Alvo Estrela (em preparação).

- Galarza, M.A.T., Macambira, M.J.B, and Villas, R.N.N., 2002, Geocronologia e Geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA) , Brasil. *In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, João Pessoa, PB. Anais* pp. 493.
- Gibbs A .K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:201-211.
- Hayashi K. I., Ohmoto H. 1991. Solubility of gold in NaCl and H₂S bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 2111-2126.
- Henry D.J., & Dutrow B.L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *American Mineralogist*, **11**: 201-216.
- Huhn, S.R.B., And Nascimento, J.A.S., 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? *In: M.L. Costa, , and R.S. Angélica, , (coords.), Contribuições à Geologia da Amazônia, v. 1, SBG, Belém, p. 143–160.*
- Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R.D. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 6, Resumos expandidos*, p. 463
- Lindenmayer, Z.G., And Fyfe, W.S., 1994, The Salobo Cu (Au, Ag, Mo) Deposit, Serra dos Carajás, Brazil, *In: Congreso Geológico Chileno, 7, Concepción, Chile, Atas, v. 2, p. 840–842.*
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L. H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da Mineralização Cu-Au Primária, da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:259-272.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Vieiro A .C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**:125-145.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatzki A.C. 2001. Geologia do Depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. *In: H. Jost (ed.), Depósitos Auríferos dos Distritos Mineiros Brasileiros. DNPM-ADIMB*, pp.: 79-137.
- Lindenmayer Z.G., Santos A . B.S., Fleck A., Gomes C.H., Pimentel M.M., Laux J.H., Klasten K., Iyer S.S., Stein H., Sial A .N., Ronchi L.H., Caron R., Teixeira J.B.G., Paula F., Santos T.R. 2005. Geologia do Alvo Estrela. *In: H. Jost (ed.), Depósitos Auríferos dos Distritos Mineiros Brasileiros. DNPM-ADIMB*, (em preparação).
- Liu W., McPhail D.C. 2005. Thermodynamic properties of copper chloride complexes and copper transport in magmatic-hydrothermal solutions. *Chemical Geology*, **221**:21-39.
- 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**:1-26.
- Marschik, R., Mathur, R., Ruiz, J., Leveille, R.A., And Almeida, A. J., 2002, An Archean Re-Os molybdenite age for the Gameleira Cu-Au-Mo mineralization, Carajás Province, Brazil; Geological Society of America, GSA Annual meeting. Denver 2002. Abstract. Paper No.152-7.
- Mellito, K.M., Tassinari, C.C.G., 1998, Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da Mineralização cuprífera do Depósito de Salobo 3 A, Província Mineral de Carajás, Pará. *In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 49, Belo Horizonte. Anais*, p.119.
- Milner, S., 1993, The Monakoff Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Co-Ba-F Deposit – Geological Summary, *In G. Derrick (ed.), Core Shack Explanatory Notes, AMF Course 832/93. Australian Mineral Foundation, Glenside, SA, pp.: 31–39.*
- Nogueira A .C.R., Truckenbrodt W. 1994. Evidências de Maré e Tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**:7-10.

- Ohmoto H. & Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and carbon Isotopes. *In: H.L. Barnes (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Wiley, New York, pp.: 517-612.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás*, Folha SB.22-X-C Serra Pelada. Belém, CPRM.
- 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 Volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229-254.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**: 99-103.
- Réquia, K., Stein, H., Fontboté, L., And Chiaradia, M, 2002, Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**: 727–738.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue Mineral Transport and Deposition. *In: H.L. Barnes (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Wiley, New York, pp: 494-512.
- Souza S.R.B., Macabira M.J.B, Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás): Implicações estratigráficas. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, Belém, *Resumos Expandidos*, p. 380-383.
- Tallarico F.H.B., McNaughton, N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes A.R., 2004. Geological and SHRIMP U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**:68-86.
- Taylor Jr. H. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, **69**: 843-883.
- Trendall A .F., Basei M.A .S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constrains on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Caraton, *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Tindle A.G., Webb P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, **2**:595-610.
- Villas, R.N.N, And Santos, M.D., 2001, Gold deposits of the Carajás Mineral Province: Deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, Vol. 36, pp. 300-331.
- Wenner D.B. & Taylor Jr. H.P.1971. Temperatures of Serpentinization of Ultramafic Rocks Based on O^{18}/O^{16} Fractionation Between Coexisting Serpentine and Magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **32**:165-168.
- Zang W. Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**:30-38.
- Zaraisky G.P. 1994. The influence of acidic fluoride and chloride solutions on the geochemical behavior of Al, Si and W. *In: K.I Shmulovich., B.W.D. Yardley & G.G. Gonchar (eds.) Fluids in the Crust: Equilibrium and transport properties.* Chapman & Hall, London, pp.: 139-162.
- Zhu C. & Sverjensky D. A. 1991. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1837-1858.
- Zotov A.V., Aleksey V.K., Levin K.A., Shikina N.D., Var'yash L.N. 1995. Experimental studies of the solubility and complexing of selected ore elements (Au, Ag, Cu, Mo, As, Sb, Hg) in aqueous solutions. *In: K.I Shmulovich., B.W.D. Yardley & G.G. Gonchar (eds.) Fluids in the Crust: Equilibrium and transport properties.* Chapman & Hall, London,pp.: 95-139.

Conclusões gerais

As rochas hospedeiras da mineralização foram caracterizadas em campo como andesito, dada sua textura subofítica fina e gabro, devido a sua granulação média a grossa e textura subofítica e ofítica, embora apresentem diferentes intensidades de alteração, o que provoca significativas mudanças em suas assembléias minerais. A utilização de razões entre elementos imóveis, na forma de diagramas binários ($Zr/TiO_2 - Nb/Y$), mostrou que o andesito apresenta razões Zr/TiO_2 e Nb/Y semelhantes a andesitos-basálticos e basaltos alcalinos, enquanto o gabro corresponde a basaltos sub-alcalinos.

As razões Sc/Ti e Sc/Ga , mais elevadas nos gabros menos alterados, indicam que estes são análogos a basaltos de arco magmático, enquanto o andesito, cujas razões são menores, demonstra uma maior contaminação de origem crustal. Outra evidência de contaminação com a crosta mais antiga é dada pelo fator $\epsilon_{Nd}(T) = -3,2$ obtido tanto no andesito como no gabro.

O maior grau de alteração ou a proveniência de magma mais evoluído é evidenciada pelo fato do andesito ser mais enriquecido em ETR do que o gabro ($\Sigma ETR = 347$ a $1786,12$ ppm no andesito e $227,38$ a $1028,28$ ppm no gabro).

A semelhança entre padrões apresentados pelo andesito e pelo gabro com basaltos canadenses arqueanos e paleoproterozóicos (Birch Uchi e La Ronge Domain, Hollings & Kerrich, 2000 e Watters & Pearce, 1987 respectivamente) sugere que as rochas do Alvo Estrela são oriundas de magmas calcioalcalinos e devido à similaridade dos padrões entre si, que ambos são comagmáticos e cogenéticos.

A sucessão mineral e os dados de química mineral, somados ao balanço de massa apresentado por Castro Paula (2005) indicam que a alteração hidrotermal, que afetou as rochas hospedeiras da mineralização, caracteriza-se inicialmente por uma alteração sódico-cálcica, dada a presença de hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita, ilmenita, Fe-biotita em menor proporção, além de Fe-epidoto e clorita subordinadamente. Esta foi parcial ou completamente obliterada (principalmente no andesito) por uma alteração potássica que caracteriza-se pela presença de fases como siderofilita, Fe e Mg-biotitas, Fe-epidoto, fluorita, minerais radioativos, quartzo, chamosita, dravita e schorlita, além de magnetita, e sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita e bornita subordinada). O estágio de alteração subsequente, tardi a pós-mineralização compreende um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como, quartzo, zinnwaldita e Li-muscovita, dravita e shorlita, fluorita, topázio (em veios) e clorita, sendo que fases como titanita, F-apatita e minerais radioativos também se encontram

presentes. O último estágio de alteração, que pós-data a mineralização e a greisenização, é caracterizado por uma carbonatação que manifesta-se principalmente nos veios, embora também ocorra na matriz do andesito e do gabro. Aqui predominam fases cristalinas de mais baixa temperatura como calcita e fluorita, embora fases como chamosita, topázio (em veios), quartzo e turmalinas ainda encontrem-se presentes.

Este padrão de alteração sugere que o fluido hidrotermal, apresentava inicialmente condições de pH neutras a alcalinas e oxidantes que passaram a ácidas e redutoras, principalmente durante a greisenização. É provável que exista uma relação entre as condições finais do fluido reponsável pela alteração e a ausência de quantidades significativas de óxidos de ferro na zona mineralizada.

A mineralização sulfetada (Cu-Au) do Alvo Estrela, cuja concentração se dá principalmente em veios, brechas e *stockworks* presentes no andesito e em menor quantidade no gabro é constituído por sulfetos como calcopirita, pirita, pirrotita, bornita (subordinada) e ± molibdenita, além de magnetita e ilmenita (rara) acompanhados da ganga presente nos veios composta de quartzo, fluorita, albita, siderofilita, turmalinas, epidoto, chamosita, topázio e esporadicamente calcita.

A sucessão mineral dos veios no andesito e no gabro comporta-se basicamente de forma idêntica, embora a ordem de preenchimento da fraturas nestas rochas seja um pouco distinta, o que gerou veios com assembléias minerais variadas.

A sucessão mineral das diferentes fases presentes nos veios, somada a dados de química mineral indicam que a alteração hidrotermal responsável pela mineralização caracteriza-se inicialmente por um processo de silicificação, que pré-data a mineralização, dada a presença de fases como quartzo, albita e magnetita, seguida por um estágio de potassificação, ferrificação e sulfetação, caracterizado pela presença de fases como siderofilita, turmalinas, albita, quartzo, epidoto, fluorita, magnetita, ilmenita, chamosita, além do sulfetos. O estágio de alteração subsequente, tardi a pós-mineralização compreendeu um processo de greisenização incipiente, onde predominam fases cristalinas como, quartzo, zinnwaldita e Li-muscovita, turmalinas, fluorita, topázio e clorita. O último estágio de alteração que pós-data a mineralização e posterior à greisenização é caracterizado por uma carbonatação.

Este padrão de alteração sugere que o fluido, apresentava inicialmente condições compatíveis com o tampão quartzo-magnetita. Durante o estágio de potassificação e sulfetação o fluido apresentava condições oxidantes e freqüentes flutuações de pH, que passaram a ácidas e redutoras durante a greisenização.

Evidências texturais indicam que o primeiro sulfeto a depositar nos veios foi a pirita, proporcionando a deposição da calcopirita, pois o Cu ao ser transportado como Cu^+ necessita de um mecanismo de oxidação para a deposição da calcopirita que apresenta Cu^{++} , sendo neste caso, a presença de pirita. A calcopirita que apresenta as maiores concentrações de Au, entre os sulfetos presentes é substituída pela pirrotita.

O predomínio de fases sulfetadas, em veios correlacionáveis à alteração potássica, cuja assembléia apresenta uma maior diversidade de fases silicatadas, provavelmente está relacionado a condições de pH próximas da neutralidade presente nesta etapa da alteração, enquanto a etapa de alteração seguinte apresenta uma assembléia que sugere condições de pH mais ácidas, o que aumentaria a solubilidade da calcopirita.

Dados provenientes de análises de isótopos estáveis realizadas em cristais de quartzo, clorita e biotita de veios (Lindenmayer *et al.* 2005) sugerem que os fluidos responsáveis pela mineralização possuíam assinaturas metamórficas, possivelmente com alguma contribuição meteórica, o que pode conforme Liu e McPhail (2005), ter reduzido a concentração de cloreto do fluido, diminuindo assim a solubilidade da calcopirita.

A ausência de significativas quantidade de sulfetos, vinculada a veios relacionados à etapa de greisenização, embora esta apresente fluidos com diminuição da $f\text{O}_2$ e menor salinidade (diminuição na concentração de cloretos), pode estar associada às condições ácidas de pH em comparação com o estágio de alteração anterior (alteração potássica).

Anexos

Tabela 1. Resultados das análises químicas totais do gabro do Alvo Estrela

Amostra / elemento	EF15-34,00 ^X	EF15-35,60 ^X	EF11-290,40 ^X	EF11-294,10 ^K	EF14-115,50 ^K	EF11-279,60 ^K	EF15-193,30 ^K	EF43-179,00 ^K
SiO ₂ (%)	48,99	48,20	44,64	44,35	48,67	45,6	51,39	40,05
TiO ₂	1,014	1,015	1,203	1,124	1,270	1,012	2,327	0,770
Al ₂ O ₃	14,22	13,91	14,15	14,73	14,03	14,41	18,05	15,98
Fe ₂ O ₃	4,07	5,15	3,07	3,39	7,77	3,37	0,83	5,42
FeO	10,03	11,63	13,22	15,7	9,94	15,24	9,05	15,22
MnO	0,18	0,14	0,224	0,135	0,081	0,143	0,050	0,047
MgO	6,35	6,38	7,01	6,94	5,90	6,35	5,51	4,01
CaO	8,59	5,04	5,73	1,61	2,86	2,62	0,42	5,56
Na ₂ O	2,71	3,14	2,63	1,67	3,03	1,54	4,13	0,09
K ₂ O	1,30	2,69	2,39	5,83	3,75	5,58	4,88	7,35
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,13	0,1	0,11	0,1	0,20	0,02
PF	2,58	3,07	5,56	4,46	2,70	3,9	2,87	4,10
Total	100,12	100,44	99,95	100,03	100,11	99,85	99,69	98,62
Ba (ppm)	78	93	323	133	110	111	31	82
Rb	271	595	486	1450	821	1570	>1000	>1000
Sr	120	60	71	26	49	42	10	12
Y	21,2	20,7	24,2	22,4	35,1	22,1	147	17,6
Zr	60	59	73	73	80	54	150	58
Nb	4,8	4,5	4,9	6,8	6,4	12,2	34,8	55,7
Th	2,15	1,28	1,16	1,77	2,41	1,77	4,68	22,1
Pb	< 5	< 5	11	< 5	< 5	< 5	<5	6
Ga	17	20	23	31	25	30	36	126
Zn	40	44	78	61	41	57	<30	<30
Cu	132	528	546	1100	984	561	84	302
Ni	70	87	91	85	81	88	66	48
V	323	285	276	312	310	281	339	192
Cr	163	157	232	209	136	173	47	136
Hf	2,1	2,1	2,4	2,2	2,8	1,8	5,0	3,2
Cs	3,6	6,6	4,7	20,4	8,9	16,4	9,2	7,3
Sc	124	68	44	43	54	38	64	14
Ta	0,23	0,21	0,27	1,01	0,35	1,36	0,78	11,7
Co	49	42	39	41	33	40	35	8
Be	4	15	9	6	12	11	6	3
U	0,49	0,96	0,72	0,9	1,88	2,53	8,15	11,8
W	0,8	10,7	2,3	5,9	19,4	1,6	17,4	3,7
Sn	39	124	18	31	72	44	17	21
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	2	4	33	20
Au (ppb)			5	15		15	Na	Na
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	<5	<5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	<0,5	0,7
In	0,2	0,5	0,2	0,3	0,5	0,3	<0,1	<0,1
Sb	1,8	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,2	<0,2	<0,2
Ge	1,8	1,9	2,1	2,8	2,3	2,8	1,6	1,8
Tl	0,68	1,71	1,33	3,57	2,49	3,27	2,94	2,57
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	<0,1	0,3
Li	Na	Na	Na	Na	Na	Na	25	100

Notas:

Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção

Código da amostra ^X- alteração cálcico-sódica

Código da amostra ^K-alteração potássica

Gabros (Continuação)

Amostra/ elemento	EF15- 34,00 ^X	EF15- 35,60 ^X	EF11- 290,40 ^X	EF11- 294,10 ^K	EF14- 115,50 ^K	EF11- 279,60 ^K	EF15- 193,30 ^K	EF43- 179,00 ^K
La (ppm)	4,83	19,2	6,3	24,5	59,3	11,8	14,3	32,8
Ce	11,4	33,3	14,7	44	100	25,3	31,9	89,1
Pr	1,54	3,42	1,78	4,2	9,16	2,75	3,80	8,98
Nd	7,99	13,1	8,04	13,7	28,4	9,83	19,2	22,0
Sm	2,39	3,11	2,57	3,49	5,87	2,82	8,91	5,70
Eu	0,968	1,44	0,881	0,777	1,87	0,821	2,71	0,686
Gd	3,40	3,49	3,55	3,75	5,62	3,25	22,1	4,09
Tb	0,66	0,67	0,73	0,77	1,16	0,69	4,83	1,17
Dy	3,93	3,93	4,67	4,93	7,07	4,61	29,2	7,94
Ho	0,79	0,79	0,94	1,02	1,40	0,92	5,74	1,42
Er	2,64	2,59	2,75	3,13	4,69	2,96	14,0	4,85
Tm	0,401	0,391	0,458	0,549	0,740	0,531	2,06	1,27
Yb	2,45	2,46	2,87	3,5	4,62	3,84	10,8	10,6
Lu	0,372	0,372	0,463	0,539	0,670	0,601	1,33	1,57
Eu/Eu*	1,038	1,336	0,892	0,657	0,995	0,829	0,590	0,434
(La/Sm) _n	1,272	3,887	1,543	4,420	6,360	2,634	1,010	3,623
(Gd/Yb) _n	1,121	1,146	1,000	0,866	0,983	0,684	1,654	0,312
(La/Lu) _n	1,348	5,358	1,412	4,718	9,187	2,038	1,116	2,169
Nb/Ta	20,87	21,42	18,148	6,733	18,286	8,971	44,62	4,76
Zr/Nb	12,50	13,111	14,898	10,735	12,50	4,426	4,310	1,041
Zr/Hf	28,57	28,09	30,41	33,19	28,57	30,0	30,0	18,13
Ti/V	25,083	28,456	34,826	28,784	32,733	28,775	54,846	32,043
Ti/Zr	135,031	137,455	131,671	123,024	126,841	149,738	123,951	106,07
Ti/Hf	3858,02	3861,83	4004,98	4082,16	3624,03	4492,15	3718,54	1922,59
Sc/Ti	0,02	0,01	4,58x10 ⁻³	4,79x10 ⁻³	0,01	4,70x10 ⁻³	3,44x10 ⁻³	2,28x10 ⁻³
ΣETR	43,761	88,263	50,702	108,855	230,57	70,723	170,88	192,176
ΣETRL	28,15	72,13	33,39	89,89	202,73	52,5	78,11	158,58
ΣETRP	14,6438	14,693	16,431	18,188	25,97	17,402	90,06	32,91
ETR _{am/con}	16,8354	33,955	19,505	41,877	88,703	27,208	65,739	73,932

TABELA 2. Resultados das análises químicas totais do andesito do Alvo Estrela

Amostra/ elemento	EF11- 415,20 x	EF11- 137,70 x	EF11- 418,20 x	EF11- 128,55 x	EF11- 229,40 k	EF11- 153,70 k	EF15- 200,00 k	EF15- 201,80 k	EF11- 470,50A k
SiO ₂ (%)	54,52	51,74	48,31	50,74	49,28	49,73	42,9	45,89	48,78
TiO ₂	1,644	0,77	1,592	0,769	1,018	0,814	1,488	1,452	1,189
Al ₂ O ₃	14,77	10,97	13,90	12,19	15,46	15,47	18,72	19,22	14,24
Fe ₂ O ₃	1,78	4,24	4,02	3,94	1,56	2,2	1,42	2,24	1,95
FeO	10,59	10,99	13,33	11,03	11,96	12,66	10,5	7,8	14,25
MnO	0,119	0,194	0,172	0,125	0,065	0,064	0,051	0,045	0,060
MgO	2,60	6,38	3,47	6,67	6,72	4,86	10,21	8,74	3,30
CaO	3,01	5,88	5,66	4,76	0,52	1,64	0,26	0,26	4,46
Na ₂ O	5,86	2,93	3,60	2,29	4,04	4,01	2,10	3	2,40
K ₂ O	2,28	2,5	2,48	4,20	5,01	4,93	7,84	6,96	4,96
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,31	0,11	0,21	0,33	0,15	0,13	0,16
PF	1,95	2,47	2,65	3,24	2,99	3,34	3,05	2,86	3,27
Total	99,27	99,26	99,50	100,06	98,83	100,05	98,68	98,59	99,01
Ba (ppm)	172	477	187	617	389	193	49	46	153
Rb	593	378	593	889	857	1390	1780	1770	>1000
Sr	12	28	40	27	18	30	5	6	9
Y	24,1	51,8	27,1	34,1	19,2	111	55,4	89,5	20,8
Zr	155	143	148	173	107	111	86	104	143
Nb	12,7	31,3	11,9	40,3	18,8	31,9	9,8	10,9	93,2
Th	8,04	4,07	9,87	6,60	3,75	3,54	1,76	2,59	6,15
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	9	<5
Ga	26	19	36	30	18	31	41	40	56
Zn	33	70	40	44	48	72	< 30	< 30	33
Cu	233	260	514	46	283	369	13	51	391
Ni	44	230	72	242	81	133	80	75	60
V	193	116	328	108	138	96	284	284	175
Cr	<20	606	<20	471	204	155	203	203	22
Hf	4,7	4,3	4,7	5,9	2,9	3,4	2,9	3,3	4,1
Cs	6,4	3,2	6,0	8,9	7,7	13,5	13,7	16,9	8,9
Sc	22	20	21	20	23	21	40	27	18
Ta	0,65	1,67	0,43	2,78	0,63	2,29	1,06	0,43	3,28
Co	18	27	61	33	34	31	25	25	13
Be	7	11	14	21	6	33	47	48	5
U	3,82	3,55	8,31	13,11	1,76	3,03	2,75	2,23	3,33
W	2,4	1,2	1,8	1,6	5,7	1,3	7,7	5,1	3,1
Sn	23	60	30	49	15	75	24	19	23
Mo	6	< 2	123	3	< 2	< 2	5	5	5
Au		< 5			5	< 5	5	15	Na
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	<5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	<0,5
In	0,2	0,3	0,3	0,2	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1	0,1
Sb	< 0,2	0,3	< 0,2	< 0,2	< 0,2	0,1	< 0,2	0,4	<0,2
Ge	1,8	1,3	1,7	2,4	1,3	2,3	1,9	1,8	2,7
Tl	1,12	0,71	0,65	1,94	2,01	3,22	3,64	3,49	2,83
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	<0,1
Li	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	50

Notas:

Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção

Código da amostra ^x - alteração cálcico-sódicaCódigo da amostra ^k - alteração potássica

Andesitos (Continuação)

Amostra/ elemento	EF11- 415,20 ^x	EF11- 137,7 ^x	EF11- 418,20 ^x	EF11- 128,55 ^x	EF11- 229,40 ^k	EF11- 153,7 ^k	EF15- 200,00 ^k	EF15- 201,80 ^k	EF11- 470,50A _k
La (ppm)	19,5	30,8	43,9	22,6	16,8	75,7	11,9	24,3	43,9
Ce	52,4	80,5	110	53,7	36	182	22,6	44,6	97,1
Pr	6,15	9,85	12,8	6,34	4,07	22,8	2,4	4,45	11,2
Nd	24,0	39,2	49,0	26,1	16,6	95,5	9,92	16,3	31,3
Sm	4,94	8,33	8,88	5,75	3,45	20,5	4,54	4,72	6,70
Eu	1,38	1,25	2,79	1,19	0,742	2,02	0,854	1,04	1,34
Gd	4,60	8,7	7,62	5,88	3,38	21,5	8,01	8,47	4,73
Tb	0,79	1,49	1,12	1,04	0,55	3,59	1,84	2,14	0,91
Dy	4,66	8,96	5,89	6,28	3,17	21,2	11,9	15,1	5,11
Ho	0,90	1,81	1,07	1,26	0,66	4,04	2,32	3,22	0,90
Er	2,97	5,45	3,52	4,41	2,07	11,3	6,35	9,18	2,51
Tm	0,438	0,862	0,505	0,694	0,357	1,59	1,03	1,45	0,485
Yb	2,74	5,19	3,47	4,04	2,3	8,76	6,01	8,12	3,59
Lu	0,377	0,772	0,501	0,538	0,352	1,174	0,85	1,133	0,508
Eu/Eu*	0,885	0,449	1,037	0,626	0,664	0,294	0,433	0,503	0,728
(La/Sm) _n	2,485	2,328	3,113	2,475	3,066	2,325	1,650	3,241	4,125
(Gd/Yb) _n	1,357	1,355	1,775	1,176	1,188	1,983	1,077	0,843	1,065
(La/Lu) _n	5,369	4,141	9,096	4,426	4,954	6,693	1,453	2,226	8,970
Nb/Ta	19,538	18,743	27,674	14,496	29,84	13,93	9,245	25,349	28,415
Zr/Nb	12,205	4,569	12,437	4,293	5,691	3,480	8,776	9,541	1,534
Zr/Hf	32,979	33,256	31,489	29,322	36,897	32,647	29,655	31,515	34,87
Ti/V	68,060	53,037	38,781	56,892	58,941	67,748	41,863	40,850	54,286
Ti/Zr	84,745	43,023	85,95	35,52	76,017	58,593	138,24	111,55	66,434
Ti/Hf	2794,80	1430,77	2706,40	1041,41	2804,76	1912,90	4099,69	3515,60	2317,10
Sc/Ti	1,67x10 ⁻³	3,25x10 ⁻³	1,65x10 ⁻³	3,26x10 ⁻³	2,83x10 ⁻³	3,23x10 ⁻³	3,36x10 ⁻³	2,33x10 ⁻³	1,89x10 ⁻³
ΣETR	125,845	203,164	251,066	139,814	90,501	471,674	90,524	144,223	210,283
ΣETRL	106,99	168,68	224,58	114,49	76,92	396,5	51,36	94,37	190,2
ΣETRP	17,475	33,234	23,696	24,134	12,839	73,154	39,31	48,813	18,743
ETR _{am/con}	48,414	78,159	96,588	53,788	34,816	181,459	34,825	55,484	80,898

Tabela 3. Análises de Calcopirita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F43-179,00- 3C/1	F43-179,00- 3C/3	F41-133,60- 1B/2	F11-418,20- 1B/3	F11-418,20- 1B/4
	1	2	3	4	5
Cu	34,711	33,366	34,824	34,617	34,152
Ag	0,164	0,012	0	0,065	0,059
Au	0,274	0	0	0	0,465
Co	0	0	0,018	0,019	0
Ni	0	0,09	0	0,016	0
Cr	0	0,009	0,039	0,016	0
Fe	29,624	30,967	29,843	30,672	30,727
Zn	0	0	0	0,03	0,005
Mo	0	0	0	0	0
V	0	0,004	0,032	0,004	0
As	0,006	0,01	0,028	0,049	0,021
S	34,421	34,497	34,368	34,951	34,633
Total	99,2	98,955	99,152	100,439	100,062
Átomos por unidade de fórmula					
Cu	25,371	24,339	25,416	24,914	24,757
Ag	0,07	0,005	0	0,028	0,025
Au	0,065	0	0	0	0,109
Co	0	0	0,014	0,015	0
Ni	0	0,071	0	0,013	0
Cr	0	0,008	0,035	0,014	0
Fe	24,635	25,701	24,781	25,115	25,343
Zn	0	0	0	0,021	0,004
Mo	0	0	0	0	0
V	0	0,004	0,029	0,004	0
As	0,004	0,006	0,017	0,03	0,013
S	49,856	49,866	49,707	49,848	49,75
Total	100,001	100	99,999	100,002	100,001
S : (Σ -S)	2,0:2,01	2,0:2,01	2,0:2,02	2,0 : 2,01	2,0:2,02
Fórmula calculada	Cu _{1,015} Fe _{0,985} S _{1,9}	Cu _{0,974} Fe _{1,028} S _{1,9}	Cu _{1,017} Fe _{0,991} S _{1,9}	Cu _{0,996} Fe _{1,004} S _{1,9}	Cu _{0,990} Fe _{1,014} S _{1,0}
	94	95	88	93	14

Notas:

Amostras 1 e 2: calcopiritas em gabro.

Amostra 3: calcopiritas em andesito.

Amostras 4 e 5: calcopiritas em andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1982).

Calcopirita (Continuação)

Porcentagem peso	F01-286,10-1B/1	F01-286,10-1B/2	F01-286,10-1B/4	F01-286,10-1C/1	F01-286,10-1C/2	F01-286,10-1C/3
Cu	35,189	34,97	34,653	34,872	34,621	34,091
Ag	0,018	0	0,063	0,079	0	0
Au	0,433	0	0	0,116	0,759	0
Co	0	0	0	0	0,001	0
Ni	0	0	0	0	0	0,017
Cr	0	0,002	0	0,02	0	0
Fe	30,274	30,329	30,868	31,091	30,776	30,745
Zn	0,075	0,062	0,01	0	0	0,125
Mo	0	0	0	0	0	0
V	0,002	0,048	0	0,006	0,006	0,03
As	0,043	0,046	0,057	0,011	0,042	0,133
S	34,74	34,213	34,092	34,562	34,43	34,185
Total	100,774	99,67	99,743	100,757	100,635	99,326
Átomos por unidade de fórmula						
Cu	25,363	25,444	25,216	25,113	25,059	24,865
Ag	0,008	0	0,027	0,034	0	0
Au	0,101	0	0	0,027	0,177	0
Co	0	0	0	0	0,001	0
Ni	0	0	0	0	0	0,013
Cr	0	0,001	0	0,017	0	0
Fe	24,827	25,107	25,555	25,475	25,345	25,514
Zn	0,053	0,044	0,007	0	0	0,089
Mo	0	0	0	0	0	0
V	0,002	0,044	0	0,005	0,006	0,027
As	0,026	0,028	0,035	0,007	0,026	0,082
S	49,621	49,331	49,16	49,323	49,386	49,41
Total	100,001	99,999	100	100,001	100	100
S : (Σ-S)	2:2,03	2:2,05	2:2,07	2:2,05	2:2,05	2:2,05
Fórmula calculada	Cu _{1,015} Fe _{0,993} S _{1,985}	Cu _{1,018} Fe _{1,004} S _{1,973}	Cu _{1,009} Fe _{1,022} S _{1,966}	Cu _{1,005} Fe _{1,019} S _{1,973}	Cu _{1,002} Fe _{1,014} S _{1,975}	Cu _{0,995} Fe _{1,021} S _{1,976}

Notas:

Amostras de calcopiritas em andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1982).

Tabela 4. Análises de Pirrotita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F43-179,00- 3A/3	F43-179,00- 3B/1	F43-179,00- 3B/2	F43-179,00- 3B/3	F43-179,00- 3B/4
Cu	0,046	0,063	0,052	0	0,125
Ag	0	0,012	0,006	0	0,094
Au	0,38	0,555	0,451	0,623	0
Co	0	0	0	0	0
Ni	0,506	0,272	0,197	0,212	0,255
Cr	0,002	0	0,015	0	0
Fe	59,148	58,716	58,841	59,204	59,257
Zn	0,086	0,173	0	0	0,005
Mo	0	0	0	0	0
V	0,021	0	0	0	0
As	0,082	0,058	0,089	0,085	0,08
S	39,415	38,882	39,245	38,755	38,883
Total	99,686	98,731	98,896	98,879	98,699
Átomos por unidade de fórmula					
Cu	0,031	0,043	0,036	0	0,086
Ag	0	0,005	0,002	0	0,038
Au	0,084	0,124	0,1	0,139	0
Co	0	0	0	0	0
Ni	0,375	0,204	0,147	0,159	0,19
Cr	0,001	0	0,013	0	0
Fe	45,998	46,194	46,098	46,563	46,496
Zn	0,057	0,116	0	0	0,003
Mo	0	0	0	0	0
V	0,018	0	0	0	0
As	0,048	0,034	0,052	0,05	0,047
S	53,389	53,28	53,552	53,089	53,139
Total	100,001	100	100	100	99,999
S: (Σ -S)	1,0:0,76	1,07:0,76	1,07:0,76	1,06:0,77	1,06:0,77
Fórmula calculada	Fe _{0,920} S _{1,068}	Fe _{0,924} S _{1,066}	Fe _{0,922} S _{1,071}	Fe _{0,931} S _{1,062}	Fe _{0,930} S _{1,063}

Notas:

Amostras de pirrotitas em gabro.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1982).

Tabela 5. Análises de Pirita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F11-418,20-1A/2	F11-418,20-1A/3	F11-418,20-1A/4	F11-418,20-1B/1	F11-418,20-1B/2	F01-286,10-1A/1
Cu	0,077	0	0,009	1,288	0,508	0
Ag	0,044	0	0	0	0,006	0
Au	0	0,2	0	0	0	0,054
Co	2,328	3,756	1,949	2,552	2,256	0,017
Ni	0	0,014	0	0	0	0,185
Cr	0,013	0,007	0	0	0,029	0
Fe	45,087	43,141	45,787	42,564	45,159	45,548
Zn	0,027	0	0,095	0,008	0,047	0,084
Mo	0	0	0	0	0	0
V	0,029	0	0	0	0,042	0,048
As	0	0,084	0,045	0,071	0,392	0,093
S	53,87	54,004	54,358	52,553	54,835	51,723
Total	101,475	101,206	102,243	99,036	103,274	97,752
Átomos por unidade de fórmula						
Cu	0,048	0	0,005	0,822	0,311	0
Ag	0,016	0	0	0	0,002	0
Au	0	0,04	0	0	0	0,011
Co	1,562	2,526	1,297	1,756	1,488	0,012
Ni	0	0,009	0	0	0	0,129
Cr	0,01	0,005	0	0	0,022	0
Fe	31,913	30,618	32,146	30,909	31,433	33,482
Zn	0,016	0	0,057	0,005	0,028	0,053
Mo	0	0	0	0	0	0
V	0,023	0	0	0	0,032	0,039
As	0	0,044	0,024	0,039	0,203	0,051
S	66,412	66,757	66,471	66,469	66,48	66,223
Total	100	99,999	100	100	99,999	100
S:(Σ -S)	2,21: 1,12	2,23 : 1,11	2,21: 1,12	2,22: 1,12	2,22: 1,12	2,0:1,02
Fórmula calculada	Fe _{0,912} S _{1,897}	Fe _{0,875} S _{1,907}	Fe _{0,918} S _{1,899}	Fe _{0,883} S _{1,899}	Fe _{0,898} S _{2,659}	Fe _{0,957} S _{1,892}

Notas:

Amostras de piritas em andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Tabela 6. Análises de Bornita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F41-133,60-1A/2	F41-133,60-1A/3	F41-133,60-1A/4	F41-133,60-1B/3
Cu	63,36	62,354	61,826	63,016
Ag	0,029	0	0,081	0,063
Au	0,499	0	1,332	0
Co	0,041	0	0	0
Ni	0	0,04	0	0
Cr	0,033	0	0,011	0
Fe	11,218	11,157	11,331	11,7
Zn	0	0	0,027	0
Mo	0	0	0	0
V	0	0,011	0,021	0
As	0,02	0	0	0,018
S	25,945	25,859	25,762	25,954
Total	101,145	99,421	100,391	100,698
Átomos por unidade de fórmula				
Cu	49,57	49,351	48,947	49,327
Ag	0,014	0	0,038	0,029
Au	0,126	0	0,34	0
Co	0,034	0	0	0
Ni	0	0,034	0	0
Cr	0,032	0	0,011	0
Fe	9,986	10,047	10,206	10,372
Zn	0	0	0,02	0
Mo	0	0	0	0
V	0	0,01	0,021	0
As	0,013	0	0	0,012
S	40,225	40,557	40,417	40,259
Total	100	99,999	100	99,999
S : (Σ -S)	4,02:5,98	4,06:5,94	4,04:5,96	4,03:5,97
Fórmula calculada	Cu _{4,957} Fe _{0,9} S _{4,023}	Cu _{4,935} Fe _{1,005} S _{4,056}	Cu _{4,895} Fe _{1,021} S _{4,042}	Cu _{4,933} Fe _{1,032} S _{4,026}

Notas:

Amostras de bornitas em andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Tabela 7. Análises de Molibdenita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F01-286,10-1D/1	F01-286,10-1D/2	F01-286,10-1D/3
	1	2	3
Cu	1,323	0,543	0,543
Ag	0,026	0,013	0,013
Au	0,151	0,482	0
Co	0,031	0,013	0,034
Ni	0	0	0
Cr	0	0,006	0
Fe	1,16	0,547	0,538
Zn	0,018	0,04	0,025
Mo	57,789	58,555	58
V	0,011	0,023	0,017
As	0	0	0
S	38,248	38,81	39,339
Total	98,757	99,032	98,509
Átomos por unidade de fórmula			
Cu	1,132	0,463	0,461
Ag	0,013	0,007	0,007
Au	0,042	0,133	0
Co	0,028	0,012	0,031
Ni	0	0	0
Cr	0	0,007	0
Fe	1,13	0,531	0,52
Zn	0,015	0,033	0,02
Mo	32,757	33,116	32,812
V	0,011	0,025	0,018
As	0	0	0
S	64,872	65,674	66,132
	100	100,001	100,001
Fórmula calculada	Mo _{1,02} S _{2,03}	Mo _{1,03} S _{2,05}	Mo _{1,03} S _{2,07}

Notas:

Amostras de molibdenitas em veio de andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Tabela 8. Análises de Ilmenita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F41-247,00 1A/3	F41-247,00 1A/5	F41-247,00 1A/6
Si	0,08	0,10	0,12
Al	0,03	0,03	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00
Ti	55,97	53,57	59,41
Fe	43,91	45,30	38,29
Cr	0,05	0,01	0,05
Ni	0,05	0,00	0,00
Zn	0,00	0,06	0,00
V	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,02	0,26
Mn	0,66	1,01	1,31
Total	100,76	100,10	99,45
Cátions normalizados com base em 6 oxigênios por unidade de fórmula			
Ti	2,08	2,03	2,19
Fe	1,81	1,91	1,57
Mn	0,03	0,04	0,04
Total	3,92	3,97	3,81
Fórmula calculada	Fe _{0,90} Ti _{1,03} O ₃	Fe _{0,95} Ti _{1,01} O ₃	Fe _{0,78} Ti _{1,09} O ₃

Notas:

Amostras de ilmenitas em andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Tabela 9. Análises de Magnetita no Alvo Estrela

Porcentagem peso	F41-247.00	F41-247.00	F41-247.00	F11-418.20	F11-418.20
	1B/1	1B/2	1B/4	1C/1	1C/3
	1	2	3	4	5
Si	0,05	0	1,16	0,46	0,33
Al	0,33	0,10	0,30	0,14	0,00
Mg	0,00	0	0,04	0,04	0,01
Ti	0,28	0,04	0,03	0,00	0,00
Fe ²⁺	31,37	31,01	30,79	31,07	31,08
Cr	0,07	0,01	0,00	0,01	0,02
Ni	0,12	0,04	0,00	0,05	0,00
Zn	0,02	0,00	0,03	0,05	0,03
V	0,17	0,18	0,12	0,01	0,00
Ca	0,00	0,05	0,05	0,07	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe ³⁺	68,04	68,61	67,99	68,97	69,15
Total	100,44	100,04	100,51	100,86	100,68
Cátions normalizados com base em 32 oxigênios por unidade de fórmula					
Fe ³⁺	15,90	15,98	15,97	16,00	16,00
Fe ²⁺	8,15	8,03	8,04	8,01	7,99
Total	24,05	24,01	24,01	24,00	24,00
Fórmula calculada	Fe ²⁺ _{1,02} Fe ³⁺ _{1,99} O ₄	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	Fe ²⁺ _{1,01} Fe ³⁺ ₂ O ₄	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄

Notas:

Amostras de magnetitas em andesito.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Magnetita (Continuação)

Porcentagem peso	F11-418.20 1C/4	F41-133.60 1C/1	F41-133.60 1C/4	F24-128 1B/1	F24-128 1B/2
	6	7	8	9	10
Si	0,65	0,41	0,55	0,18	0,00
Al	0,00	0,22	0,32	0,14	0,46
Mg	0,00	0,00	0,00	0,19	0,18
Ti	0,00	0,46	0,66	0,04	0,02
Fe ²⁺	31,06	29,96	30,17	30,63	30,84
Cr	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Ni	0,08	0,03	0,06	0,00	0,00
Zn	0,09	0,03	0,00	0,00	0,08
V	0,00	0,00	0,06	0,05	0,03
Ca	0,00	0,31	1,08	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe ³⁺	69,01	64,40	63,97	68,45	68,46
Total	100,90	95,82	96,91	99,69	100,07
Cátions normalizados com base em 32 oxigênios por unidade de fórmula					
Fe ³⁺	16,00	15,87	15,81	16,02	16,00
Fe ²⁺	8,00	8,20	8,29	7,97	8,01
Total	24,00	24,07	24,09	23,99	24,00
Fórmula calculada	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	Fe ²⁺ _{1,03} Fe ³⁺ _{1,98} O ₄	Fe ²⁺ _{1,04} Fe ³⁺ _{1,98} O ₄	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄

Notas:

Amostra 6: magnetitas em andesito.

Amostras 7 e 8: magnetita em andesito.

Amostras 9 e 10: magnetita em formação ferrífera bandada.

Normalização segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Tabela 10. Análises de Feldspatos no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F11-1B/3	F15-2A/2	F15-2A/4	F15-2A/5
	1	2	3	4
SiO ₂	67,91	68,18	68,44	68,40
Al ₂ O ₃	19,19	19,66	19,59	19,41
FeOt	0,04	0,18	0,07	0,22
BaO	0,17	0,01	0,00	0,05
CaO	0,16	0,35	0,21	0,14
Na ₂ O	11,76	11,76	11,79	11,82
K ₂ O	0,04	0,06	0,01	0,07
Total	99,26	100,21	100,12	100,10
Cátions normalizados com base em 32 oxigênios por unidade de fórmula (apfu)				
Si	11,98	11,92	11,95	11,96
Al	3,99	4,05	4,03	4,00
Fe ²⁺	0,01	0,03	0,01	0,03
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,07	0,04	0,03
Na	4,02	3,99	3,99	4,01
K	0,01	0,01	0,00	0,02
Cátions	20,05	20,06	20,03	20,05
X	15,96	15,96	15,98	15,96
Z	4,08	4,09	4,05	4,09
Ab	99,00	98,00	99,00	99,00
An	0,70	1,60	1,00	0,60
Or	0,20	0,30	0,10	0,40

Notas:

Amostras 1 : pórfiro de albita na matriz do andesito.

Amostras 2, 3 e 4: albita na matriz de gabro (perfil).

FeOt: analisado como ferro total e recalculado somente para Fe²⁺ por unidade de fórmula.

X = Si + Al; Z = Ti + Fe²⁺ + Mg + Ca + Na + K;

Parâmetros de classificação baseados em Deer *et al.* (1966): An = 100 * Ca / (Ca + Na + K); Or = 100 * K / (Ca + Na + K); Ab = 100 * Na / (Ca + Na + K).

Tabela 11. Análises de Anfibólio no Alvo Estrela

Percentagem em óxido	F11-418,20	F11-418,20	F11-418,20	F15-35,60	F15-35,60	F15-35,60	F07-479,50
	2A/2	2A/4	2A/5	2A/1	2A/2	2A/4	1A/3
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	39,14	39,97	39,26	40,50	37,41	44,31	38,07
Al ₂ O ₃	9,05	8,63	8,62	12,98	16,87	9,01	12,68
TiO ₂	0,69	0,74	0,65	0,17	0,15	0,25	0,41
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,07
FeO#	28,95	28,85	28,63	24,84	23,90	23,44	28,77
MnO	0,37	0,33	0,35	0,16	0,13	0,21	0,34
MgO	3,30	3,56	3,29	4,84	5,64	7,39	2,91
CaO	11,19	11,21	11,18	11,68	11,09	12,00	11,59
Na ₂ O	1,24	1,33	1,37	1,67	1,59	1,33	1,55
K ₂ O	1,85	1,80	1,81	0,70	0,79	0,44	1,48
Cl	6,12	5,96	6,06	1,95	0,98	0,82	1,59
F	0,00	0,31	0,25	0,16	0,33	0,23	0,38
Total	101,90	102,69	101,46	99,67	98,87	99,44	99,77
O=F,Cl*	1,38	1,48	1,47	0,51	0,36	0,28	0,52
Total c	100,52	101,21	99,98	99,16	98,51	99,16	99,25
Cátions normalizados com base em 24 oxigênios							
Si	6,40	6,49	6,47	6,29	5,74	6,73	6,04
Al ^{IV}	1,60	1,51	1,53	1,71	2,26	1,27	1,96
Al ^{VI}	0,14	0,14	0,14	0,67	0,78	0,34	0,42
Ti	0,08	0,09	0,08	0,02	0,02	0,03	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,51	0,40	0,41	0,36	0,81	0,40	0,65
Fe ²⁺	3,45	3,52	3,54	2,87	2,25	2,58	3,16
Mn	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,05
Mg	0,80	0,86	0,81	1,12	1,29	1,67	0,69
Ca	1,96	1,95	1,97	1,94	1,82	1,95	1,97
Na	0,39	0,42	0,44	0,50	0,47	0,39	0,48
K	0,39	0,37	0,38	0,14	0,15	0,09	0,30
Cl	1,69	1,64	1,69	0,51	0,26	0,21	0,43
F	0,00	0,16	0,13	0,08	0,16	0,11	0,19
Total	15,78	15,79	15,82	15,64	15,63	15,48	15,78
Parâmetros de Classificação							
(Na) _B	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(Na+K) _A	0,78	0,79	0,82	0,64	0,63	0,48	0,78
(Ca) _A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(Ca) _B	1,96	1,95	1,97	1,94	1,82	1,95	1,97
(Ca+Na) _B	1,96	1,95	1,97	1,94	1,82	1,95	1,97
Mg/(Mg+Mn)	0,94	0,95	0,94	0,98	0,99	0,98	0,94
(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	4,30	4,42	4,39	4,01	3,56	4,28	3,90
(Li) _B	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,19	0,20	0,19	0,28	0,36	0,39	0,18
Classificação	Hastingsita	Hastingsita	Hastingsita	Fe-pargasita	Hastingsita	Fe-hornblenda	Hastingsita

Notas:

Amostras 1, 2 e 3: anfibólios em andesito. Amostras 4, 5 e 6: anfibólios em gabro. Amostra 7: anfibólio em andesito. FeO#: analisado como ferro total e recalculado para Fe²⁺ e Fe³⁺ a partir da equação: Fe³⁺=46(1-13/(Si+Ti+Al+Cr+Fe²⁺+Mn+Mg)) (Droop, 1987).

O=F,Cl* calculado a partir da equação “[O/(2*F)]*F e [O/(2*Cl)]*Cl”.

Parâmetros de Classificação baseados em Leake *et al.*, (1997).

Tabela 12. Análises de Mica no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F43-179,00 2B/3	F43-179,00 2B/4	F15-193,30 1B/1	F15-193,30 1B/4	F15-193,30 1B/5	F11-418,20 2B/2	F11-470,50 2B/1	F11-470,50 2B/2
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	36,65	36,87	37,39	36,52	37,25	36,35	36,64	36,54
TiO ₂	0,26	0,29	0,49	0,65	0,56	1,45	1,18	1,09
Al ₂ O ₃	16,36	16,17	17,18	15,99	17,32	13,25	15,94	15,08
FeO	29	28,6	18	18,74	17,91	26,64	26,43	26,78
MnO	0,11	0,09	0,04	0,03	0,07	0,12	0,06	0,09
MgO	3,37	3,31	11,91	11,49	11,73	8,25	5,91	5,93
CaO	0,03	0	0	0	0	0,03	0	0
Na ₂ O	0	0	0,1	0,1	0,14	0	0,04	0,04
K ₂ O	9,67	9,91	10,13	10,3	10,21	9,7	9,84	9,89
BaO	0,01	0,07	0	0	0	0	0	0,15
ZnO	0,01	0,06	0	0,06	0	0	0	0
F	2,846	2,771	3,871	3,491	3,919	1,425	2,577	2,386
Cl	0,64	0,64	0,28	0,26	0,27	0,92	0,965	1,57
Li ₂ Oc	0,966	1,03	1,178	0,929	1,138	0,879	0	0,934
Total	102,23	102,16	102,72	100,88	102,65	101,72	102,88	102,27
H ₂ Oc	3,644	3,647	3,853	3,862	3,857	3,502	3,12	3,137
Total c	99,922	99,811	100,569	98,56	100,517	99,014	99,582	100,48
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula								
Si	5,97	6	5,82	5,82	5,81	5,8	5,88	5,92
Al ^{IV}	2,03	2	2,18	2,18	2,19	2,2	2,12	2,08
Soma	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	1,11	1,1	0,97	0,83	1	0,29	0,9	0,79
Ti	0,03	0,04	0,06	0,08	0,07	0,17	0,14	0,13
Fe ²⁺	3,95	3,89	2,34	2,5	2,34	3,55	3,55	3,63
Mn	0,01	0,01	0	0	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,82	0,8	2,76	2,73	2,73	1,96	1,41	1,43
Zn	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0
Li	0,63	0,67	0,74	0,6	0,71	0,56	0,62	0,61
Soma X	6,56	6,52	6,88	6,75	6,85	6,56	6,64	6,61
Ca	0	0	0	0	0	0,01	0	0
Na	0	0	0,03	0,03	0,04	0	0,01	0,01
K	2,01	2,06	2,01	2,1	2,03	1,97	2,02	2,04
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0,01
Soma Y	2,01	2,06	2,04	2,13	2,07	1,98	2,03	2,07
OH	2,36	2,4	2,02	2,17	1,99	3,03	2,25	2,35
F	1,47	1,43	1,91	1,76	1,94	0,72	1,31	1,22
Cl	0,18	0,18	0,07	0,07	0,07	0,25	0,44	0,43
Soma dos cátions	20,57	20,58	20,92	20,87	20,93	20,54	20,67	20,67
Cálculos e parâmetros de classificação								
mgli	0,19	0,13	2,03	2,14	2,01	1,4	0,79	0,82
Feal	2,89	2,84	1,43	1,75	1,41	3,46	2,8	2,98
I.E.	0,83	0,83	0,46	0,48	0,46	0,65	0,72	0,72
Mg#	0,17	0,17	0,54	0,52	0,54	0,36	0,29	0,28
Grupo	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe
Classificação	Siderofilita	Siderofilita	Mg-biotita	Mg-biotita	Mg-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita

Notas:

Amostras 1 e 2: siderofilita em veio de gabro (perfil). Amostras 3, 4 e 5: diferentes cristais de Mg-biotitas na matriz de gabro. Amostra 6: Fe-biotita na matriz de andesito (borda). Amostras 7 e 8: Fe-biotita na matriz de andesito.

FeO#: analisado como FeO total e recalculado somente para Fe²⁺ por unidade de fórmula; Li₂Oc: calculado a partir da equação "Li₂O+(0,287*SiO₂)-9,552" (Tindle & Webb, 1990); mgli = Mg - Li; feal = Fet + Mn + Ti - Al^{VI}; I.E. (índice de enriquecimento em ferro) = (Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg); mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺); Classificação baseada em Tischendorf *et al.*, (1997).

Mica (Continuação)

Porcentagem em óxidos	F11-470,50	F15-193,30	F11-128,55	F11-128,55	F11-128,55
	2B/3	1A/4	2A/3	2A/4	2A/5
	9	10	11	12	13
SiO ₂	36,09	37,02	39,75	39,49	39,12
TiO ₂	1,32	0,61	1,89	1,36	0,92
Al ₂ O ₃	16,75	17,16	12,4	12,99	14,45
FeO	26,04	18,8	18,63	18,23	18,47
MnO	0,01	0,05	0,16	0,17	0,21
MgO	5,43	10,84	12,58	13,05	11,6
CaO	0,02	0,03	0	0	0
Na ₂ O	0,03	0,05	0,14	0,09	0,09
K ₂ O	10,1	9,94	9,23	9,49	9,72
BaO	0	0,04	0,18	0,11	0,2
ZnO	0,04	0	0	0,06	0,04
F	1,795	4,216	2,55	2,034	2,347
Cl	0,8	0,26	0,53	0,57	0,47
Li ₂ Oc	0,806	1,072	1,857	1,781	1,676
Total	101,87	102,11	102,42	102,15	101,97
H ₂ Oc	3,566	3,86	3,726	3,705	3,756
Total c	99,231	100,088	99,897	99,425	99,313
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula					
Si	5,74	5,86	6,07	5,99	5,99
Al ^{IV}	2,26	2,14	1,93	2,01	2,01
Soma	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0,88	1,07	0,3	0,32	0,59
Ti	0,16	0,07	0,22	0,16	0,11
Fe ²⁺	3,46	2,49	2,38	2,31	2,36
Mn	0	0,01	0,02	0,02	0,03
Mg	1,29	2,56	2,86	2,95	2,65
Zn	0	0	0	0,01	0
Li	0,52	0,68	1,14	1,09	1,03
Soma Y	2,06	2,03	1,85	1,87	1,94
Ca	0	0,01	0	0	0
Na	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03
K	2,05	2,01	1,8	1,84	1,9
Ba	0	0	0,01	0,01	0,01
Soma X	6,32	6,88	6,92	6,86	6,77
OH	2,88	1,82	2,63	2,88	2,74
F	0,9	2,11	1,23	0,98	1,14
Cl	0,22	0,07	0,14	0,15	0,12
Soma dos cátions	20,38	20,91	20,77	20,73	20,71
mgli	0,77	1,88	1,72	1,86	1,61
Feal	2,74	1,5	2,31	2,17	1,9
I.E.	0,73	0,49	0,46	0,44	0,47
Mg#	0,27	0,51	0,55	0,56	0,53
Grupo	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe
Classificação	Fe-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita

Notas:

Amostra 9: Fe-biotita na matriz de andesito. Amostra 10: pórfiro de Fe-biotita em gabro (borda). Amostras 11, 12 e 13: pórfiro de Fe-biotita em andesito (perfil).

FeO#: analisado como FeO total e recalculado somente para Fe²⁺ por unidade de fórmula; Li₂Oc: calculado a partir da equação "Li₂O+(0,287*SiO₂)-9,552" (Tindle & Webb, 1990); mgli = Mg - Li; feal = Fet + Mn + Ti - Al^{VI}; I.E. (índice de enriquecimento em ferro) = (Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg); mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺); Classificação baseada em Tischendorf *et al.*, (1997).

Mica (Continuação)

Porcentagem em óxido	EF43-179,0 2A	EF43-179,0 2A/1	EF43-179,0 2A/2	EF15-193,30 1A/1	EF15-193,30 1A/3
	14	15	16	17	18
SiO ₂	47,76	46,86	46,81	47,95	48,9
TiO ₂	0,09	0,11	0,09	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	28,31	30,11	28,88	35,8	34,09
FeO#	6,88	6,03	7,11	0,84	1,12
MnO	0	0	0,02	0	0,01
MgO	2,15	1,78	2,08	0,98	1,57
CaO	0	0,01	0,01	0	0,02
Na ₂ O	0,18	0,16	0,19	1,59	0,46
K ₂ O	10,48	10,56	10,72	9,48	11,13
BaO	0	0,06	0	0,1	0
ZnO	0	0	0	0,04	0,06
F	0	0	0	0	0
Cl	0,45	0,2	0,5	0,05	0,18
Li ₂ Oc	4,15	3,9	3,88	4,21	4,48
Total	105,46	104,84	105,28	106,12	106,79
H ₂ Oc	3,798	3,909	3,773	3,923	3,977
Total c	101,662	100,931	101,507	102,197	102,813
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula					
Si	6,34	6,21	6,25	6,03	6,12
Al ^{IV}	1,66	1,79	1,75	1,97	1,88
Soma	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	2,76	2,91	2,8	3,34	3,15
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,76	0,67	0,79	0,09	0,12
Mn	0	0	0	0	0
Mg	0,42	0,35	0,42	0,18	0,29
Zn	0	0	0	0	0,01
Li	2,22	2,07	2,09	2,13	2,26
Soma X	6,17	6,01	6,11	5,76	5,83
Ca	0	0	0	0	0
Na	0,05	0,04	0,05	0,39	0,11
K	1,77	1,78	1,83	1,52	1,78
Ba	0	0	0	0,01	0
Soma Y	1,82	1,83	1,88	1,91	1,89
OH	2,94	3,09	2,92	3,3	3,4
F	0,96	0,87	0,97	0,69	0,56
Cl	0,1	0,05	0,11	0,01	0,04
Soma dos cátions	19,99	19,84	19,98	19,67	19,72
Parâmetros de classificação					
mgli	-1,79	-1,72	-1,67	-1,95	-1,96
feal	-1,99	-2,23	-2	-3,24	-3,03
I.E.	0,64	0,65	0,66	0,32	0,29
Mg#	0,36	0,35	0,34	0,68	0,71
Grupo	III:Li-Al	III:Li-Al	III:Li-Al	III:Li-Al	III:Li-Al
Classificação	Zinnwaldita	Zinnwaldita	Zinnwaldita	Li-muscovita	Li-muscovita

Notas:

Amostras 14, 15 e 16: zinnwaldita em veio de gabro (perfil). Amostras 17 e 18: Li-muscovita na matriz de gabro (perfil).

FeO#: analisado como FeO total e recalculado somente para Fe²⁺ por unidade de fórmula; Li₂Oc: calculado a partir da equação "Li₂O+(0,287*SiO₂)-9,552" (Tindle & Webb, 1990); mgli = Mg - Li; feal = Fet + Mn + Ti - Al^{VI}; I.E. (índice de enriquecimento em ferro) = (Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg); mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺); Classificação baseada em Tischendorf *et al.*, (1997).

Tabela 13. Análises de Epidoto no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F11-128,55 5A/1	F11-128,55 5A/2	F11-128,55 5A/3	F11-128,55 5A/4	F15-35,60 4A/1	F15-35,60 4A/2	F15-35,60 4A/3	F15-35,60 4A/4	F15-35,60 4A/5
	1	2	3	4	5	6.	7	8	9
SiO ₂	38,42	38,42	38,35	38,81	37,81	38,29	37,64	37,51	37,21
TiO ₂	0,01	0,03	0,05	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,06
Al ₂ O ₃	23,42	23,15	23,40	23,94	22,01	23,16	21,59	20,37	21,07
FeOt	12,09	12,63	12,36	12,22	13,97	12,42	14,23	15,69	16,87
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00	0,01	0,12	0,18
MnO	0,13	0,16	0,14	0,17	0,03	0,11	0,00	0,00	0,03
MgO	0,01	0,02	0,15	0,03	0,00	0,00	0,20	0,00	0,27
BaO	0,00	0,08	0,00	0,10	0,00	0,17	0,09	0,00	0,03
CaO	23,74	24,10	24,04	23,50	23,52	24,06	24,04	23,91	22,41
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,18	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05
H ₂ O	1,85	1,85	1,85	1,87	1,82	1,85	1,81	1,80	1,81
Total	99,67	100,44	100,43	100,92	99,20	100,05	99,61	99,41	100,02
Cátions normalizados com base em 12,5 oxigênios por unidade fórmula									
Si	2,91	2,90	2,89	2,90	2,89	2,90	2,88	2,89	2,84
Al ^{IV}	0,09	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,12	0,11	0,16
Soma	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}	2,00	1,95	1,96	2,01	1,88	1,96	1,82	1,73	1,74
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe ²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³	0,76	0,79	0,78	0,76	0,89	0,79	0,91	1,01	1,08
Soma	2,76	2,74	2,74	2,77	2,77	2,75	2,73	2,74	2,82
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
Ca	1,93	1,95	1,94	1,88	1,93	1,95	1,97	1,97	1,83
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Soma	1,94	1,96	1,97	1,92	1,93	1,96	1,99	1,97	1,88
OH	0	0	0	0	0	0	0	0	0
PS	27,57	28,84	28,44	27,43	32,18	28,71	33,29	36,84	38,33
Classificação	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto

Notas:

Amostras 1, 2, 3 e 4: epidoto na matriz de andesito (perfil).

Amostras 5, 6, 7, 8 e 9: epidoto na matriz de gabro (perfil).

FeOt: analisado como ferro total e recalculado somente para Fe³⁺ por unidade de fórmula.

Classificação baseada em Holdaway (1972) a partir do índice PS (percentual de pistacita).

Classificação baseada no índice PS.

Al-Zoisita	PS ₀ a PS _{2,5}
Fe-Zoisita	PS _{2,5} a PS ₅
Al-Clinozoisita	PS ₀ a PS ₅
Fe-Clinozoisita	PS ₅ a PS ₁₀
Al-Epidoto	PS ₁₀ a PS _{22,5}
Fe-Epidoto	PS _{22,5} a PS ₃₅

Tabela 14. Análises de Turmalina no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F14-232,90	F14-232,90	F14-232,90	F14-232,90	F14-232,90	F14-232,90	F14-232,90
	1A/1	1A/2	2A/1	2A/2	2A/3	2A/4	2B/2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,579	35,686	35,872	36,674	36,435	36,668	36,686
TiO ₂	0,654	0,54	0,263	0,5	0,745	0,42	0,309
Al ₂ O ₃	30,941	31,491	30,787	31,117	30,274	30,869	30,603
V ₂ O ₃	0,005	0,033	0	0,037	0,018	0	0,064
Cr ₂ O ₃	0,02	0,027	0,006	0	0,051	0	0,017
FeOt	7,554	5,703	8,281	7,563	7,992	8,750	7,876
MnO	0	0,052	0,001	0	0	0	0
ZnO	0	0	0,019	0,158	0,067	0	0,026
MgO	7,478	9,187	7,664	7,471	7,753	6,739	7,843
CaO	0,657	1,373	0,604	0,776	1,095	0,465	0,702
BaO	0,025	0	0,062	0	0	0	0
Na ₂ O	2,652	2,360	2,737	2,476	2,324	2,582	2,586
K ₂ O	0,035	0,012	0,042	0,007	0,032	0,022	0,05
Li ₂ O	0	0	0	0,034	0,003	0,091	0,036
F	1,126	0,888	1,492	1,146	0,667	0,884	1,966
O=F	0,474	0,374	0,628	0,483	0,281	0,372	0,828
Total	86,252	86,978	87,202	87,477	87,223	87,118	87,936
Cátions normalizados com base em 15 (T+Z+Y) por unidade de fórmula							
Si	5,929	5,834	5,931	6,024	6,002	6,063	6,024
Al ^{IV}	0,071	0,166	0,069	0	0	0	0
Soma em T	6,000	6,000	6,000	6,024	6,002	6,063	6,024
Al ^{VI}	6,000	5,901	5,930	6,000	5,877	6,000	5,923
Mg	0	0,099	0,07	0	0,123	0	0,077
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0
V ³⁺	0	0	0	0	0	0	0
Cr ³⁺	0	0	0	0	0	0	0
Soma em Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	1,857	2,139	1,819	1,829	1,781	1,661	1,842
Fe ²⁺	1,053	0,78	1,145	1,039	1,101	1,210	1,081
Mn	0	0,007	0	0	0	0	0
Al	0,005	0	0	0,023	0	0,015	0
Ti	0,082	0,066	0,033	0,062	0,092	0,052	0,038
Cr ³⁺	0,003	0,003	0,001	0	0,007	0	0,002
V ³⁺	0,001	0,004	0	0,005	0,002	0	0,008
Zn	0	0	0,002	0,019	0,008	0	0,003
Ni	0	0	0	0	0,006	0	0
Li	0	0	0	0,024	0,002	0,063	0,024
Soma em Y	3,000	3,000	3,000	2,976	2,998	2,937	2,976
Ca	0,117	0,24	0,107	0,137	0,193	0,082	0,124
Ba	0,002	0	0,004	0	0	0	0
Na	0,857	0,748	0,877	0,788	0,742	0,828	0,823
K	0,007	0,003	0,009	0,001	0,007	0,005	0,01
Soma em X	0,983	0,991	0,997	0,926	0,942	0,915	0,957
Vazios em X	0,017	0,009	0,003	0,074	0,058	0,085	0,043
F	0,593	0,459	0,78	0,595	0,347	0,462	1,021
OH*	3,136	3	3,073	3,135	3,218	3,179	2,993
O	0,271	0,361	0,147	0,27	0,435	0,359	-0,014

Notas: Amostras de turmalinas em gabro (perfil). FeOt: analisado como Ferro total e recalculado para Fe²⁺ e Fe³⁺ a partir da equação "Fe³⁺=Fe²⁺-(3-Mg)-Ca"; Li c: Li=3-ΣY; OH*=4-O+F; B₂O₃=B=3 (apfu).

Turmalina (Continuação)

Porcentagem em óxidos	F14-232,90 2B/4	F11-470,50A 3A/5	F11-470,50A 1A/2	F11-470,50A 1A/4
	8	9	10	11
SiO ₂	36,434	34,609	35,703	35,104
TiO ₂	0,615	0	0,43	0,564
Al ₂ O ₃	30,187	30,743	30,998	29,694
V ₂ O ₃	0,009	0,018	0,038	0,075
Cr ₂ O ₃	0,049	0,02	0	0,026
FeOt	8,446	18,383	16,240	17,821
MnO	0,016	0	0	0,032
ZnO	0	0	0,074	0
MgO	7,385	0,187	1,097	1,352
CaO	0,974	0,003	0,034	0,023
BaO	0,013	0,088	0,013	0,077
Na ₂ O	2,457	2,400	1,966	2,615
K ₂ O	0,016	0,053	0,067	0,068
Li ₂ O	0,042	0	0,14	0,017
F	1,077	0,636	0,842	1,145
O=F	0,453	0,268	0,355	0,482
Total	87,332	86,909	87,287	88,184
Cátions normalizados com base em 15 (T+Z+Y) por unidade fórmula				
Si	6,029	5,998	6,096	6,012
Al ^{IV}	0	0,002	0	0
Soma em T	6,029	6,000	6,096	6,012
Al ^{VI}	5,886	6,000	6,000	5,993
Mg	0,114	0	0	0,007
Fe ³⁺	0	0	0	0
V ³⁺	0	0	0	0
Cr ³⁺	0	0	0	0
Soma em Z	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	1,708	0,048	0,279	0,338
Fe ²⁺	1,169	2,664	2,318	2,552
Mn	0,002	0	0	0,005
Al	0	0,277	0,237	0
Ti	0,077	0	0,055	0,073
Cr ³⁺	0,006	0,003	0	0,004
V ³⁺	0,001	0,003	0,005	0,01
Zn	0	0	0,009	0
Ni	0,009	0,005	0	0,007
Li	0,029	0	0,096	0,012
Soma em Y	2,971	3,000	2,904	2,988
Ca	0,173	0,001	0,006	0,004
Ba	0,001	0,006	0,001	0,005
Na	0,788	0,806	0,651	0,868
K	0,003	0,012	0,015	0,015
Soma em X	0,965	0,825	0,672	0,892
Vazios em X	0,035	0,175	0,328	0,108
F	0,564	0,349	0,455	0,62
OH*	3,145	3,217	3,182	3,127
O	0,291	0,434	0,364	0,253

Notas: Amostra 8: turmalina em gabro. Amostras 9, 10 e 11: turmalina em andesito (perfil). FeOt: analisado como Ferro total e recalculado para Fe²⁺ e Fe³⁺ a partir da equação "Fe³⁺ = Fe²⁺ - (3 -Mg)-Ca"; Li c: Li=3-ΣY; OH*=4-O+F; B₂O₃=B=3 (apfu).

Tabela 15. Análises de Clorita no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F11-470,50A	F11-470,50A	F11-470,50A	F15-301,00	F15-301,00	F15-301,00
	2A/1	2A/2	2A/3	1A/3	1A/4	1A/5
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	22,72	22,58	22,55	25,75	25,77	25,95
TiO ₂	0,07	0,04	0,02	0,03	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	20,77	20,66	20,45	17,43	17,62	17,52
FeO	41,64	42,41	42,13	33,70	33,91	33,44
MnO	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,17
MgO	3,07	2,30	2,56	10,77	10,29	10,81
CaO	0,11	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,04	0,05	0,00
BaO	0,04	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,30	0,00	0,06	0,28	0,00
Cl	0,10	0,11	0,09	0,00	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00
H ₂ O*	10,40	10,02	10,28	10,81	10,57	10,89
Total	99,14	98,72	98,40	98,85	98,80	98,83
O=F,Cl*	0,02	0,15	0,02	0,03	0,12	0,00
Total c	99,11	98,57	98,38	98,82	98,68	98,83
Números de íons com base em 28 oxigênios por unidade de fórmula						
Si	5,20	5,17	5,23	5,67	5,65	5,71
Al ^{iv}	2,80	2,83	2,77	2,33	2,35	2,29
Al ^{vi}	2,82	2,79	2,82	2,20	2,22	2,26
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,05	0,15	0,05	0,00	0,07	0,00
Fe ²⁺	7,92	7,97	8,11	6,23	6,15	6,16
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	1,05	0,79	0,88	3,53	3,36	3,55
Ca	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00
Ba	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,43	0,00	0,09	0,38	0,00
Cl	0,08	0,08	0,07	0,00	0,02	0,01
OH*	15,92	15,48	15,93	15,91	15,59	15,99
Total	35,93	35,74	35,94	36,04	35,87	36,01
Classificação	chamosita	chamosita	chamosita	Mg-chamosita	Mg-chamosita	Mg-chamosita

Notas:

Amostras 1 e 2: clorita em veio de andesito (perfil). Amostra 3: clorita em veio de andesito (perfil).

Amostras 4, 5 e 6: clorita fragmentada em matriz de gabro. FeOt: analisado como Ferro total e recalculado para Fe²⁺ e Fe³⁺ a partir da equação "20-Σcátions-(F-OH-Cl)".

O=F, Cl* calculado a partir da equação "[O/(2*F)]*F e [O/(2*Cl)]Cl".

OH* estimado a partir da soma de cátions por unidade de fórmula menos 36.

Classificação baseada nos parâmetros de Bayliss (1975).

Tabela 16. Análises de Topázio no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F15-38,30 2A/3	F15-38,30 2A/4
	1	2
SiO ₂	32,796	33,485
TiO ₂	0	0
Al ₂ O ₃	56,311	56,704
FeOt	0,007	0,064
MgO	0	0,007
CaO	0,015	0,03
Na ₂ O	0	0
K ₂ O	0	0
H ₂ O	1,381	0,878
F	14,981	16,09
Total	105,49	107,26
O=F*	6,31	6,78
Total c	99,18	100,48
Cátions normalizados com base em 24 oxigênios por unidade fórmula		
Si	4,07	4,11
Al ^{IV}	0,00	0,00
Soma do sítio	4,07	4,11
Al ^{VI}	8,23	8,20
Fe ²⁺	0,00	0,01
Mg	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00
Na	0,00	0,00
K	0,00	0,00
Soma do sítio	8,24	8,21
OH**	1,14	0,72
F	5,88	6,24
Soma do sítio	7,02	6,96

Notas:

Amostras 1 e 2: topázio em gabro.

FeOt: analisado como ferro total e recalculado somente para Fe²⁺.

O=F* calculado a partir da equação “[O/(2*F)]*F”.

OH** calculado a partir do Σ do sítio – F.

Tabela 17. Análises de Apatita no Alvo Estrela

Percentagem em óxido	F11-128,55 4B/1	F11-128,55 4B/4	F11-128,55 4B/5
SiO ₂	0,08	0,27	0,07
FeOt	0,00	0,17	0,03
MnO	0,00	0,00	0,04
MgO	0,00	0,02	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00
CaO	56,75	57,60	57,51
SrO	0,04	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,03	0,01
P ₂ O ₅	41,91	41,70	41,88
Al ₂ O ₃	0,01	0,05	0,02
ThO ₂	0,00	0,00	0,09
La ₂ O ₃	0,04	0,06	0,07
CeO ₂	0,14	0,08	0,18
F	2,67	2,53	2,53
Cl	0,07	0,13	0,03
SO ₃	0,01	0,01	0,00
H ₂ O	0,46	0,53	0,55
Total	102,18	103,16	103,01
O=F,Cl	1,14	1,09	1,07
Total c	101,04	102,07	101,94
Cátions normalizados com base em 12 oxigênios			
Fe ²⁺	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00
Ca	4,82	4,85	4,85
K	0,00	0,00	0,00
Si	0,01	0,02	0,01
P	2,81	2,78	2,79
S	0,00	0,00	0,00
Cations	7,65	7,67	7,65
F	1,34	1,26	1,26
OH	0,24	0,27	0,28
Cl	0,02	0,04	0,01
Fórmula calculada	Ca _{4,69} (P _{2,73} O ₄) ₃ (OH _{0,24} F _{0,65})	Ca _{4,73} (P _{2,7} O ₄) ₃ (OH _{0,27} F _{0,61})	Ca _{4,73} (P _{2,72} O ₄) ₃ (OH _{0,28} F _{0,61})

Notas:

Amostras de pórfiros de apatita em andesito (perfil).

Cátions normalizados segundo Deer, Howie, Zussman (1962).

Tabela 18. Análises de Titanita no Alvo Estrela

Percentagem em óxido	F07-479,50 1B/3	F07-479,50 1B/4	F07-479,50 1B/5
	1	2	3
SiO ₂	31,69	31,10	31,20
TiO ₂	35,47	37,09	35,76
Al ₂ O ₃	3,41	2,186	2,373
Cr ₂ O ₃	0	0	0
FeOt	0,25	0,27	0,94
MnO	0,02	0,04	0
MgO	0,03	0,02	0,02
CaO	30,21	29,86	29,58
Na ₂ O	0,02	0,016	0
K ₂ O	0,05	0,00	0
Y ₂ O ₃	0,13	0,19	0,06
Ce ₂ O ₃	0	0	0,10
F	1,02	1,64	1,64
Total	102,28	102,41	101,67
O=F	0,43	0,69	0,69
Total c	101,85	101,71	100,98
Cátions normalizados com base em 5 oxigênios			
Si	0,99	0,96	0,97
Ti	0,01	0,04	0,03
Soma do sítio Si	1,00	1,00	1,00
Ti	0,82	0,82	0,81
Al	0,13	0,08	0,09
Cr	0	0	0
Fe	0,01	0,01	0,02
Mn	0	0	0
Mg	0	0	0
Soma do sítio Ti	0,95	0,91	0,92
Ca	1,01	0,99	0,99
Na	0	0	0
K	0	0	0
Ce	0	0	0
Y	0	0	0
Soma do sítio Ca	1,01	0,99	0,99
F	0,10	0,16	0,16
Soma do sítio	0,1	0,16	0,16

Notas:

Amostras de titanitas em andesito.

Cátions normalizados segundo Tiepolo, Oberti e Vannucci (2002).

Tabela 19. Análises de Carbonato no Alvo Estrela

Porcentagem em óxidos	F15-35,60	F15-35,60
	3A/2	3A/4
	1	2
CaO	98,99	98,22
MgO	0,08	0
FeOt	0,15	0,16
MnO	0,22	0,13
BaO	0	0,07
CO ₂	1,312	1,3
Total	100,75	99,87
Cátions normalizados com base em 6 oxigênios por unidade de fórmula		
Ca	5,98	5,98
Mg	0,01	-
Fe ²⁺	0,01	0,01
Mn	0,01	0,01
Ba	0	0
Classificação	Calcita	Calcita

Notas:

Amostras 1 e 2: calcita na matriz de gabro (centro).

FeOt: analisado como ferro total e recalculado somente para Fe²⁺ por unidade de fórmula

