

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS

**CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS
VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS
FÉLSICAS E INTERMEDIÁRIAS DO
ALVO ESTRELA (Cu-Au), SERRA DE
CARAJÁS, PARÁ.**

CRISTIANE HEREDIA GOMES

**CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS
VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS
FÉLSICAS E INTERMEDIÁRIAS DO
ALVO ESTRELA (Cu-Au), SERRA DE
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

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca da
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

G633c Gomes, Cristiane Heredia
Caracterização das rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e
intermediárias do alvo Estrela (Cu-Au), Serra de Carajás, Pará / por
Cristiane Heredia Gomes. --2006.
126 f. : il.; 30cm.

Dissertação (mestrado) - Universidade do Vale do Rio dos Sinos,
Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2006.

“Orientação: Prof^a. Dr^a. Zara Gerhardt Lindenmayer, Ciências
Exatas e Tecnológicas”.

1. Rocha – Plutônica - Vulcânica. 2. Granito proterozóico. 3.
Riolito arqueano. 4. Mica litinífera. 5. Geologia - Carajás. I. Título.

CDU 552.311/313

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	xi
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
AGRADECIMENTOS.....	xv

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO.....001

1. APRESENTAÇÃO.....	001
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	002
3. OBJETIVOS.....	003
3.1. Justificativa.....	003
4. MÉTODOS DE ESTUDO.....	003
5. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	005

CAPÍTULO II – GEOLOGIA, PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL.....011

1. GEOLOGIA LOCAL.....	011
2. PETROGRAFIA.....	018
2.1. Riolitos.....	018
2.1.1. Feições microscópicas.....	021
2.2. Granitóides paleoproterozóicos.....	032
2.2.1. Análises modais.....	032
2.2.2. Feições mesoscópicas.....	035
Quartzo diorito.....	035
Albita-ortoclásio granito.....	037
Episienito.....	039
Topázio-albita-ortoclásio granito.....	040
2.2.3. Feições microscópicas.....	041
Quartzo diorito.....	041
Albita-ortoclásio granito.....	044
Episienito.....	047

Topázio-albita-ortoclásio granito	048
3. QUÍMICA MINERAL	053
3.1. Micas	053
3.2. Clorita	063
<i>CAPÍTULO III – LITOGEOQUÍMICA</i>	065
1. RIOLITO	066
2. GRANITÓIDES PALEOPROTEROZÓICOS	068
Quartzo diorito	068
Granitos	069
Discussão	074
<i>CAPÍTULO IV – CONCLUSÕES</i>	077
<i>CAPÍTULO V - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</i>	081

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização do Alvo Estrela (modificado Docegeo, 2002).....	002
Figura 1.2. Mapa geológico da Serra de Carajás (Docegeo, 1988).....	010
Figura 2.1. Mapa geológico do Alvo Estrela (modificado de Docegeo, 2002).....	013
Figura 2.2. Detalhe do mapa geológico do Alvo Estrela com a localização das seções estudadas (Modificado de Docegeo, 2002).....	014
Figura 2.3. Seção esquemática 3400 SE do Alvo Estrela (Lindenmayer <i>et al.</i>, 2005).....	015
Figura 2.4. Seção esquemática 3800SE do Alvo Estrela (Lindenmayer <i>et al.</i>, 2005).....	016
Figura 2.5. Seção esquemática 4100SE do Alvo Estrela (Lindenmayer <i>et al.</i>, 2005).....	017
Figura. 2.6. Fotografia do contato entre riolito A e riolito B.....	019
Figura 2.7. Fotografia do riolito B.....	020
Figura 2.8. Fotografia do riolito C.....	020
Figura 2.9. Fotografia do riolito B.....	021
Figura 2.10. Fotomicrografias de riolito A e B.....	026
Figura 2.11. Fotomicrografia de pirita euédrica e calcopirita.....	027
Figura 2.12. Fotomicrografia de oligoclásio - Fe-biotita – allanita –minerais radioativos – turmalina – fluorita.....	027
Figura 2.13. Fotomicrografia de epidoto, turmalina, fluorita lilás, calcopirita e clorita.....	028

Figura 2.14. Fotomicrografia de siderofilita, Qz3, calcopirita e piritita.....	028
Figura 2.15. Fotomicrografia de riolito C (A-F).....	031
Figura 2.16. Estágios de alteração hidrotermal observados nos riolitos.....	032
Figura 2.17. Diagrama QAP, de Streckeisen (1976).....	034
Figura 2.18. Fotografia de quartzo diorito.....	036
Figura 2.19. Fotografia de quartzo diorito.....	036
Figura 2.20. Fotografia de quartzo diorito.....	037
Figura 2.21. Fotografia do contato entre o albita-ortoclásio granito e o andesito.....	038
Figura 2.22. Fotografia do albita-ortoclásio granito.....	038
Figura 2.23. Fotografia de veio de biotita verde, calcopirita ± molibdenita, protolitionita ± fluorita roxa e quartzo ± turmalina.....	039
Figura 2.24. Fotografia do episíntio.....	039
Figura 2.25. Fotografia do contato entre o topázio-albita-ortoclásio granito e o andesito.....	040
Figura 2.26. Fotografia do contato entre o topázio-albita-ortoclásio granito e o andesito.....	040
Figura 2.27. Fotografia do contato entre o albita-ortoclásio granito e o topázio-albita-ortoclásio granito.....	041
Figura 2.28. Fotomicrografias do quartzo diorito (A-D).....	044

Figura 2.29. Fotomicrografias do episienito (A-D).....	048
Figura 2.30. Fotomicrografias do albita-ortoclásio granito e topázio-albita-ortoclásio granito.....	052
Figura 2.31. Diagrama de classificação de micas, de Tischendorf <i>et al.</i>, (1997).....	055
Figura 2.32. Diagrama Mg <i>versus</i> Fe²⁺	056
Figura 2.33. Diagrama Ti <i>versus</i> Al^{VI}.....	057
Figura 2.34. Diagrama Ti <i>versus</i> Cl.....	058
Figura 2.35. Diagrama Al^{VI} <i>versus</i> Li.....	059
Figura 2.36. Diagrama Fe²⁺ <i>versus</i> Li	060
Figura 2.37. Diagrama Mg+Fe²⁺+Mn <i>versus</i> Al^{VI}.....	061
Figura 2.38. Diagrama ternário Ca <i>versus</i> Fe²⁺ <i>versus</i> Mg.....	062
Figura 3.1. Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito, de Sun & MacDonough (1989).....	067
Figura 3.2. Diagrama Th/Yb <i>versus</i> Ta/Yb, de Gorton & Schandl (2000).....	067
Figura 3.3. Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito, de Sun & MacDonough (1989).....	069
Figura 3.4. Diagrama Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (molar) <i>versus</i> Al₂O₃/Na₂O+K₂O (molar), de Maniar & Piccoli (1984).....	070
Figura 3.5. Diagrama Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O / Al₂O₃ +CaO-Na₂O-K₂O (molar) <i>versus</i> SiO₂(%), de Wright (1969).....	070

Figura 3.6. Diagrama $Q1=SiO_2/3-(K_2O + Na_2O)$ versus $F1= (K_2O + Na_2O)$, de Cathelineau (1986).....071

Figura 3.7. Diagrama multielementar normalizados pelo albita-ortoclásio granito.....072

Figura 3.8. Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito de Sun & MacDonough (1989).....073

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Porcentagem modal do quartzo diorito do Alvo Estrela.....034

Tabela 2.2. Porcentagem modal da fácies albita-ortoclásio granito do Alvo Estrela.....034

Tabela 2.3. Porcentagem modal da fácies episienito do Alvo Estrela.....035

Tabela 2.4. Porcentagem modal da fácies topázio-albita-ortoclásio granito do Alvo Estrela.....035

Tabela 3.1. Dados estimados de temperatura para a chamosita do riolito B e do quartzo diorito, calculados pelo geotermômetro de Cathelineau & Nieva (1985) com fator de correção de Zang & Fyfe (1995).....064

ANEXOS.....087

Tabela 1. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela Mica.....088

Tabela 2. Clorita.....092

Tabela 3. Resultados das análises químicas das rochas do Alvo Estrela riolitos.....094

Tabela 4. Granitos.....096

Tabela 5. Quartzo diorito.....098

APÊNDICE.....100

1. Feldspato.....101

2. Turmalina.....102

3. Epidoto.....105

4. Topázio.....106

5. Carbonato.....107

Figura 1. Diagrama An-Ab-Or, de Deer, Howie & Zussman (1966).....102

Figura 2. Diagrama Fe^{2+} versus Mg versus $Li_{1,5}Al_{1,5}$, de Hawthorne & Henry (1999).....103

Figura 3. Diagrama Fe^{2+}_2Al versus Mg_2Al versus $LiAl_2$, de Hawthorne & Henry (1999).....	104
Figura 4. Diagrama ternário Al versus Fe_t versus Mg, de Henry & Guidotti (1985).....	105
Figura 5. Diagrama ternário $CaCO_3$ versus $MgCO_3$ versus $FeCO_3$.....	107

Tabela 1. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela – Feldspato.....	108
Tabela 2. Turmalina.....	110
Tabela 3. Epidoto.....	111
Tabela 4. Topázio.....	112
Tabela 5. Carbonato.....	113

RESUMO

O Alvo Estrela (Cu-Au) está localizado na extremidade leste da Falha Carajás, na região da Serra do Rabo. Ele compreende uma área de 1,6 por 2,4 km, composta por andesitos, gabros e riolitos arqueanos do grupo Grão Pará, formações ferríferas da Formação Carajás, arenitos arcoseanos da Formação Gorotire e granitóides paleoproterozóicos. O minério de Cu-Au é epigenético, ocorrendo em veios brechados, *stockworks*, e também disseminado nos andesitos. Os riolitos, objeto de estudo deste trabalho, formam faixas em contato com andesitos a NE e a SW na área do Alvo. Eles são formados por fenocristais de oligoclásio e quartzo, imersos em uma matriz de fragmentos finos de oligoclásio alterados para Fe-biotita com posterior siderofilitização e albita substituída por sericita e quartzo. Os granitóides, também objeto de estudo, são intrusivos no pacote andesítico e compreendem quartzo diorito e álcali-feldspato granito a quartzo-álcali-feldspato sienito, englobando três fácies: albita-ortoclásio granito, episienito e topázio-albita-ortoclásio granito. O quartzo diorito é portador de fenocristais de andesina e ortoclásio transformados em albita, sericita e siderofilita, e com quartzo intersticial. O albita-ortoclásio granito é constituído por albita, feldspato potássico perítico alterado para sericita, protolitionita e lepidolita, além de quartzo e topázio. O episienito potássico é granular e poroso. Fluorita e clorita preenchem os espaços vazios, possivelmente do quartzo dissolvido. O topázio-albita-ortoclásio granito só difere do albita-ortoclásio granito pela maior quantidade de topázio, de feldspato potássico sericitizado, de matriz e de zinnwaldita e lepidolita.

As rochas félsicas e intermediárias do Alvo foram afetadas por alteração potássica precedida por albitização e seguida por greisenização. A siderofilita foi o mineral dominante na alteração potássica, bem como, protolitionita, zinnwaldita, lepidolita e topázio o foram na greisenização. Os riolitos do Alvo Estrela comparados aos da Serra Norte são mais enriquecidos em Rb, Cs, Th, U, Ta e Cu e empobrecidos em Ba. O albita-ortoclásio granito e o topázio-albita-ortoclásio granito são cálcio-alcalinos a alcalinos, sendo o primeiro ainda peraluminoso. Os valores de Ga (67,2 ppm), Nb (67,36 ppm) e Ce (67,5 ppm), assim como as razões Ga/Al₂O₃ (4,49) e Fe/Mg (233,25) do albita-ortoclásio granito, sugerem que ele seja quimicamente semelhante aos granitos do tipo A, tal como os granitos paleoproterozóicos de Carajás e os fanerozóicos da Austrália.

A coincidência nos padrões de ETR entre os riolitos do Alvo e os da Serra Norte, e a associação andesito-riolito observada em ambos, sugere uma possível correlação com os riolitos do Grupo Grão Pará. A semelhança nos padrões de ETR entre o albita-ortoclásio granito e topázio-albita-ortoclásio granito, sugerem que este último derive de evolução metassomática do primeiro. O episienito também mostra semelhanças nos padrões de ETR comparado com o albita-ortoclásio granito, coincidindo com as fácies mais hidrotermalizadas. O padrão de ETR do tipo gaivota, a razão Lu/Yb_n entre 1,01 e 1,08 e a diminuição conteúdo total dos ETR no sentido do albita-ortoclásio granito (323,08 ppm) para o topázio-albita-ortoclásio granito (74,18 ppm) são compatíveis com os granitos Pojuca, Serra Branca e Pedra Branca.

A semelhança da razão Fe₂O₃/FeO do albita-ortoclásio granito (0,01 a 0,11) e do topázio-albita-ortoclásio granito (0,08 a 0,13), sugere que ambos se equilibraram sob condições de fugacidade de oxigênio semelhantes, enquanto que o episienito (0,55 a 0,78) se equilibrou em um ambiente mais oxidado.

O estudo químico das micas revelou que a greisenização ocorreu em um ambiente já em resfriamento e a pressão maior do que a alteração potássica, dada a falta de titânio nas protolitionitas e lepidolitas, e o elevado conteúdo de Al^{VI} nessas micas e nas zinnwalditas.

ABSTRACT

The Estrela Cu-Au deposit is situated in the Serra do Rabo, at the easternmost part of Carajás shear zone, at the Serra dos Carajás region. It is hosted by altered andesites and gabbros and rhyolites of the Grão Pará Group, Itacaiunas Supergroup, formed at 2.76 Ga (Sm-Nd isochronic age) cut by Paleoproterozoic porphyritic quartz diorite, orthoclase-albite granite, topaz-orthoclase-albite granite and quartz-alkali-feldspar syenite (episyenite). The Cu-Au ore is epigenetic, mostly in quartz veins, disseminated in the host rocks, or forming the matrix of brecciated quartz veins. The rhyolites are distributed for 2.4 km along a WNW trending ridge, presenting mylonitized contacts with andesites to the SW and to the NE. They are composed of oligoclase and quartz phenocrysts in a matrix of oligoclase partially replaced by Fe-biotite and siderophyllite, and albite replaced by sericite and quartz. The orthoclase-albite granite, topaz-orthoclase-albite granite and quartz-alkali-feldspar syenite (episyenite) are different facies of the same granitoid intrusion. The quartz diorite is composed of andesine and orthoclase phenocrysts replaced by albite, sericite and siderophyllite in a matrix of the same minerals plus interstitial quartz. The orthoclase-albite granite facies is formed by albite, perthitic orthoclase replaced by sericite, protolithionite and lepidolite, together with quartz and topaz. The topaz-albite-orthoclase granite facies presents larger contents of topaz, zinnwaldite, lepidolite and sericitization of the orthoclase, compared with the orthoclase-albite granite facies. The episyenite is a granular and porous rock composed of a potassic feldspar matrix containing vugs filled with fluorite and chlorite.

The felsic and intermediate rocks were affected by potassic alteration preceded by albitization and followed by greisenization. Siderophyllite dominated in the potassic alteration, whereas protolithionite, zinnwaldite, lepidolite and topaz dominated in the greisenization. The Estrela rhyolites show higher Rb, Cs, Th, U, Ta and Cu and lower Ba contents than the Serra Norte rhyolites. The albite-orthoclase granite and the topaz orthoclase granite are calc-alkaline to alkaline and peraluminous rocks. The Ga (67.2 ppm), Nb (67.36 ppm) and Ce (67.5 ppm) values, and the Ga/Al₂O₃ (4.49) and Fe/Mg (233.25) ratios of the albite-orthoclase granite are analogous to A-type granites, mainly to the Proterozoic Carajás Granites and to the A-type Phanerozoic Australian Granites.

The association of the Estrela and Serra Norte rhyolites with Neoproterozoic andesites, along with the coincidence of REE patterns suggests that the Estrela rhyolites belong to the Grão Pará Group. The albite-orthoclase granite, topaz-albite-orthoclase granite and episyenite REE patterns also suggest that the last two are derived from metasomatic evolution of the first. The seagull-type REE pattern, associated to the Lu/Yb_n ratio (1.01 – 1.08) and the decreasing of total REE content from the albite-orthoclase granite (323.08 ppm) to the topaz-albite granite (74.18 ppm) are analogous to the Pojuca (Carajás), Serra Branca and Pedra Branca (Goiás) granites.

The Fe₂O₃/FeO ratios of the albite-orthoclase granite (0.01 - 0.11), topaz albite-orthoclase granite (0.08 – 0.13) and episyenite (0.55 – 0.78) indicate that the last equilibrated at a more oxidizing environment than the others.

The almost absence of Ti in the protolithionites and lepidolites and the high content of Al^{VI} in the protolithionites, lepidolites and zinnwaldites indicate that the greisenization took place in a cooling hydrothermal system and at higher pressure than the preceding potassic alteration.

AGRADECIMENTOS

A Dra. Zara Gerhardt Lindenmayer pela excelente orientação, pelas incansáveis conversas e correções. Também, pelo investimento que se conclui agora e pela grata satisfação de nenhum desentendimento durante estes anos.

Ao Dr. Onildo João Marini, secretário executivo da ADIMB, que criou a iniciativa de integração empresa – universidade, possibilitando trabalhar-se em questões reais e com aplicabilidade futuras.

A Docegeo, Rio Doce Geologia e Mineração S.A., por ter cedido todos os dados utilizados neste trabalho.

Ao geólogo André Fleck por ter feito as análises em microsonda eletrônica na Universidade de Brasília e por momentos indescritíveis, que geraram algumas elucubrações interessantes.

A todos os professores, funcionários e alunos que conheço.

A Dra. Juliana C. Marques e Dr. José Carlos Frantz, que aceitaram participar da banca avaliadora deste trabalho e enriqueceram-no com expressivas sugestões.

E agradeço principalmente a minha família que me apoiou nas horas difíceis e me deu muitas alegrias, principalmente o nascimento do nosso primeiro filho.

INTRODUÇÃO

1. APRESENTAÇÃO

A Serra de Carajás, localizada na borda sudeste do Cráton Amazônico, no estado do Pará, hospeda depósitos de cobre e ouro, além dos depósitos de ferro e manganês de alto teor. Foi formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano. No Paleoproterozóico diversas falhas foram reativadas e propiciaram a colocação de intrusões graníticas e de diques félsicos e máficos (Pinheiro & Holdsworth, 1997).

Diversos trabalhos realizados na região produziram uma grande quantidade de informações e possibilitaram a individualização e/ou correlação de unidades litoestratigráficas distintas, dentre eles pode-se citar Beisiegel *et al.*, (1973), Gibbs *et al.*, (1986), Araújo & Maia (1991), Machado *et al.*, (1991), Rios, Villas & Dall’Agnol (1995), Barros *et al.*, (1997), Pinheiro & Holdsworth (1997, 2000), Villas, 1999, Lindenmayer *et al.*, (2001), Sardinha *et al.*, (2001), Dall’Agnol *et al.*, (2005), Lindenmayer *et al.*, (2005), Lobato *et al.*, (2005), Rosière *et al.*, (2005).

Alguns destes trabalhos demonstraram a existência de granitos arqueanos e proterozóicos próximos dos depósitos de Cu-Au do Salobo, do Pojuca, de Gameleira e do Sossego. A caracterização destes granitos, aliada a suas relações com as rochas encaixantes, têm sido de grande valia para o conhecimento da geologia da região de Carajás.

O presente estudo enfatiza a caracterização de rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e intermediárias do Alvo Estrela (Cu-Au), as quais fazem parte do projeto Serra do Rabo, Alvo Estrela, Carajás, que foi pesquisado pela Rio Doce Geologia e Mineração S/A (Docegeo) entre 1998 e 2001, quando foram descritas rochas vulcânicas félsicas atribuídas ao Grupo

Grão Pará e granitos. Este trabalho é parte de um projeto maior (DNPM, CT-Mineral, ADIMB e FINEP) intitulado Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros na Amazônia.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Alvo Estrela está situado na porção leste da Serra de Carajás, denominada de Serra do Rabo, localizada no extremo sudeste do município de Parauapebas, no sudeste do Estado do Pará. A área estudada situa-se, em linha reta, 45 km a sudeste da cidade de Parauapebas, 30 km a nordeste de Canaã dos Carajás e 10 km a nordeste do depósito de Cu-Au Cristalino (Docegeo, 2002) (Figura 1.1).

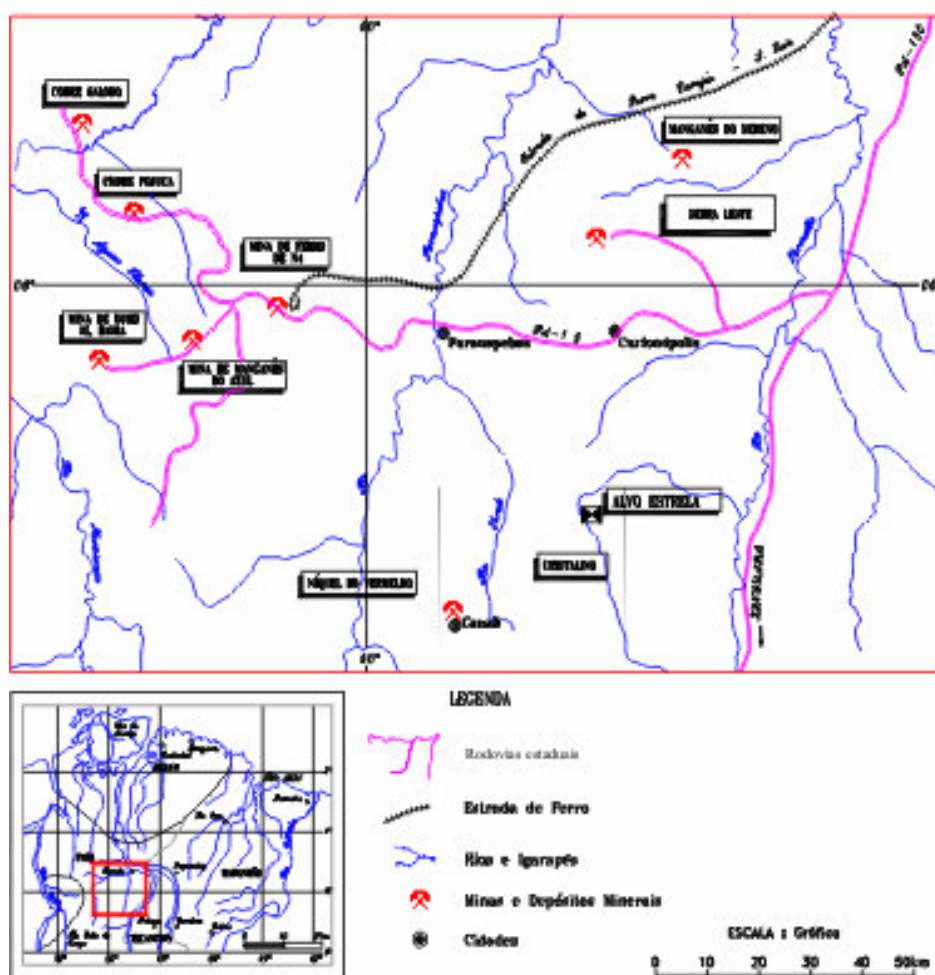


Figura 1.1. Mapa de localização do Alvo Estrela (modificado de Docegeo, 2002).

3. OBJETIVOS

O objetivo geral deste estudo consiste na caracterização das rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e intermediárias que ocorrem na área do Alvo Estrela (Cu-Au), com o fito de classificar os litotipos e identificar as assembléias minerais magmáticas e de alteração hidrotermal. A caracterização química das rochas e a cristaloquímica dos diversos minerais, visa melhor compreender possíveis alterações hidrotermais.

3.1. JUSTIFICATIVA

Esta proposta se justifica por apresentar uma contribuição à geologia de Carajás com vistas à compreensão das rochas félsicas do Grupo Grão Pará e dos granitos paleoproterozóicos que ocorrem no Alvo Estrela (Cu-Au).

4. MÉTODOS DE ESTUDO

Para que os objetivos propostos fossem alcançados foi necessário o uso dos métodos descritos a seguir:

- a) Pesquisa bibliográfica sobre rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e intermediárias da região de Carajás.
- b) Estudo de dados do Alvo Estrela produzidos e cedidos pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD).
- c) Petrografia detalhada das rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e intermediárias englobando:
 - i) Descrição macroscópica de testemunhos de sondagem visando ao detalhamento das rochas félsicas e intermediárias e suas relações com os demais litotipos da área. Este

estudo foi efetuado na Serra de Carajás onde se encontra a totalidade dos testemunhos de sondagem do Alvo Estrela.

- ii) Descrição microscópica de lâminas delgadas com vistas à caracterização das diversas fases constituintes das rochas félsicas e intermediárias e seus produtos de alteração. Para este estudo, foram confeccionadas 83 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação que foram descritas no Laboratório de Microscopia, ambos da UNISINOS.

d) Estudo geoquímico:

1) Para a rocha

- i) Seleção de amostras representativas dos litotipos a serem caracterizados;
- ii) Moagem das amostras para análise química, realizada pelo geólogo André Fleck no Laboratório de moagem da universidade;
- iii) Análise química dos elementos maiores das rochas foi feita por ICP, os elementos traços e terras raras foram analisados por ICP-MS e INAA. No processo de fusão das amostras foi utilizado metaborato/tetraborato de lítio. O FeO foi determinado por titulação, Au por *fire assay* com leitura por AA, o Cl por INAA e o F por *ion selective electrodes* (ISE) com utilização de hidróxido de sódio na fusão das amostras, no laboratório ACTLABS, no Canadá, num total de 18 amostras analisadas. Os limites de detecção do laboratório são: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅, LOI e F = 0,01 %; TiO₂ e MnO = 0,001 %; Cr e Ni = 20 ppm; Cu e Zn = 10 ppm; Pb e V = 5 ppm; Ba = 3 ppm; Sr, Mo e Ag = 2 ppm; Rb, Sc, Sn, Zr, Be, Co, Ga e Li = 1 ppm; As, Ge, W e Y = 0,5 ppm; Nb e Sb = 0,2 ppm; Bi, Cs, Hf e In = 0,1 ppm; Th, Tl, La, Ce e Nd = 0,05 ppm; Ta, U, Pr, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er e Yb = 0,01 ppm; Eu e = 0,005 ppm; Lu = 0,002 ppm; e Au = 2 ppb;
- iv) Geração de diagramas com os *softwares* Minpet 2.02 e Excel 7.0. O estudo e interpretação destes elementos, associado a petrografia, propiciou a caracterização geoquímica.

2) Para os minerais

- i) Análise química de minerais realizada pelo geólogo André Fleck na microsonda eletrônica marca Cameca, modelo SX50 da Universidade de Brasília (UnB). Foi utilizada a

voltagem de excitação de 15 kV, corrente de 25 η A, diâmetro de feixe de 5 μ m e tempo de contagem de 10s. Os padrões utilizados foram minerais naturais e vidros sintéticos. Foram analisados Si, Al, Ti, Mn, Mg, Fe, Ca, Na, K, Ba, Zn, Cr, F e Cl, combinados de acordo com os protocolos padrões para os diversos minerais analisados, num total de 79 pontos.

ii) Cálculos de fórmulas estruturais, classificação de minerais e cálculos de geotermômetros. Para tanto, foram utilizados os aplicativos Minpet 2.02, *Chlorite formula unit calculator and variety namer*, Limica e *Clastour*. Para alguns minerais, como topázio, foram criados calculadores de fórmula unitária no Excel 7.0. Foram feitos alguns ajustes no *software Chlorite* para adequá-lo à classificação de Bayliss (1975) e, também, adaptá-lo ao geotermômetro de Cathelineau & Nieva (1985), juntamente com o fator de correção proposto por Zang & Fyfe (1995).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Alvo Estrela está hospedado nas rochas do Grupo Grão Pará, pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas, o qual se sobrepõe ao embasamento cristalino da Serra de Carajás.

Os limites oeste e leste da Serra de Carajás são marcados pela seqüência superior do supergrupo Uatumã (Araújo & Maia, 1991) e pelo Cinturão Araguaia, respectivamente. Os limites sul e norte são marcados pelo terreno granito-*greenstone* de Rio Maria e pelos sedimentos paleozóicos e cenozóicos da Bacia do Amazonas (Pinheiro & Holdsworth, 2000), respectivamente.

A Serra de Carajás, na área do Alvo Estrela, é formada por quatro unidades principais, da base para o topo: Complexo Xingu, Grupo Grão Pará, Formação Águas Claras e Formação Gorotire. Também, granitos arqueanos e proterozóicos se fazem presentes (Figura 1.2).

Embasamento

O Complexo Xingu é formado por gnaisses graníticos, tonalíticos e trondhjemíticos, anfibolitos e quartzitos que ocorrem na parte sul do Cráton Amazônico (Araújo & Maia, 1991, Costa *et al.*, 1995). Datações isotópicas indicam uma idade de 2.859 ± 2 Ma (U-Pb, zircão, Machado *et al.*, 1991) para os gnaisses.

Grupo Grão Pará (Supergrupo Itacaiúnas)

O Grupo Grão Pará é formado por rochas vulcânicas máficas e félsicas intercaladas por lentes de formações ferríferas (BIF) da Formação Carajás (Beisiegel *et al.* 1973, Meirelles & Dardenne, 1991, Rosière *et al.*, 2005). As rochas vulcânicas máficas são basaltos andesíticos com granulometria fina a média e, compostos por plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, clorita, quartzo, epidoto e actinolita. Os minerais acessórios são esfero, apatita e escapolita.

Estas rochas têm sido consideradas como produto de vulcanismo cálcio-alcálico em zona de subducção (Teixeira & Egler, 1994), embora Gibbs *et al.*, (1986) e Olszewaky *et al.*, (1989) tenham interpretado como toleítos continentais e, Meirelles & Dardenne (1991) como shoshoníticos de arco magmático.

As rochas vulcânicas félsicas são riolitos porfíricos portadores de fenocristais de quartzo e feldspato, com raros cristais de oligoclásio preservados. Também estão presentes biotita, clorita e epidoto. Os riolitos apresentam idade isotópica U-Pb, em zircão, de 2.759 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1991).

Os basaltos andesíticos têm sido referidos como a unidade superior e inferior do Grupo Grão Pará de acordo com suas posições estratigráficas, tendo como referência as rochas da Formação Carajás (Teixeira & Egler, 1994, Wirth, 1986, Gibbs *et al.*, 1986). Os BIFs são jaspilitos compostos por hematita, martita e magnetita (Lindenmayer, Laux & Teixeira, 2000) com espessuras estimadas em 200 – 250 m na Serra Norte e maiores que 300 m na Serra Sul, estendendo-se ao longo de dez quilômetros (Beisiegel, 1982, Lobato *et al.*, 2005). Os BIFs são cortados por diques e *sills* máficos, um desses *sills* revelou uma idade isotópica, U-Pb, em zircão, de 2.740 ± 8 Ma (Trendall *et al.*, 1998).

Formação Águas Claras e Formação Gorotire

A Formação Águas Claras é formada por depósitos clásticos, marinhos rasos a fluviais, que no topo contém zircões vulcânicos sin-depositivos, cuja idade isotópica U-Pb é 2.681 ± 5 Ma (Trendall *et al.*, 1998) e recobre discordantemente, as unidades do Grupo Grão Pará.

Araújo *et al.*, (1988) e Araújo & Maia (1991) definiram a Formação Águas Claras e nela englobaram os sedimentos Arqueanos da Serra de Carajás. Anteriormente, essas rochas sedimentares eram correlacionadas à Formação Rio Fresco e Formação Gorotire.

A Formação Rio Fresco foi originalmente descrita por Barbosa (1966) na então denominada Sinclinal de Gradaús, atual *greenstone belt* de Gradaús, no sul do estado do Pará. Beisiegel *et al.*, (1973) denominaram os sedimentos a nordeste da Serra Norte e na Serra de Carajás de Formação Gorotire, redefinida por Docege (1988) como Grupo Rio Fresco.

Atualmente, a denominação de Formação Águas Claras é utilizada para a associação de arenitos e pelitos Arqueanos na Serra de Carajás e, a Formação Gorotire se restringe a litoarenitos e conglomerados polimíticos Neoproterozóicos encontrados em áreas restritas no interior e fora da estrutura da Serra de Carajás (Nogueira, Truckenbrodt & Pinheiro, 1995, Lima & Pinheiro, 1999).

Granitos arqueanos e proterozóicos da Serra de Carajás

Na Serra de Carajás são descritos granitos arqueanos com idades entre 2,7 e 2,5 Ga, tal como Serra do Rabo, Complexo Granítico Estrela e Antigo do Salobo e, granitos proterozóicos de aproximadamente 1,88 Ga, que têm como exemplo os granitos Serra dos Carajás, Jovem do Salobo, Pojuca e Gameleira.

Dois sistemas de falhas, de direção E-W, denominados Carajás e Cinzento, cortam a Serra de Carajás. Estas falhas são derivadas de movimentos transtensionais, do tipo *strike-slip* (Pinheiro & Holdsworth, 1997, Pinheiro & Holdsworth, 2000) diversas vezes reativadas, que proporcionaram a colocação de intrusões graníticas e diques básicos.

A reativação da zona de cisalhamento entre 2,8 e 2,7 Ga concomitante à formação do Supergrupo Itacaiúnas, propiciou a colocação de granitos como Serra do Rabo e Complexo Granítico Estrela (Pinheiro & Holdsworth, 2000).

O Granito Serra do Rabo aflora a leste da serra homônima, distando aproximadamente 10 quilômetros a leste do Alvo Cristalino como dois *stocks* de forma elíptica, alongados segundo a direção E-W (Sardinha *et al.*, 2001). Estas rochas ora apresentam estrutura isotrópica, ora uma foliação contínua subvertical de direção E-W.

Estes *stocks* são constituídos por álcali-feldspato granitos e sienogranitos, subdivididos em seis fácies: leuco-microclínio granito, hornblenda microclínio granito, biotita-hornblenda granito, hornblenda sienogranito, hornblenda-biotita granito e mobilizados granitos. O granito Serra do Rabo é subalcalino, metaluminoso a fracamente peraluminoso, tipo A2 e compatível com granitos de ambiente intraplaca e datado de $2.743 \pm 1,6$ Ma (U-Pb, zircão, Sardinha *et al.*, 2001).

O Complexo Granítico Estrela aflora a leste da Serra de Carajás e a norte da Serra do

Rabo, junto a extremidade leste da Falha Carajás, onde encontra-se o Alvo Estrela, objeto deste estudo. Ele tem uma forma grosseiramente elíptica, alongada segundo E-W, que apresenta uma foliação concordante com as estruturas regionais (E-W) (Barros *et al.*, 1997).

O Complexo Granítico Estrela apresenta composição, predominantemente, monzogranítica e, subordinadamente, sienogranítica, granodiorítica e tonalítica, subdivididas em dez fácies: monzogranito a hornblenda, monzogranito a hornblenda e clinopiroxênio, monzogranito a hornblenda e biotita, granodiorito a hornblenda, granodiorito a hornblenda e biotita, granodiorito a biotita e hornblenda e tonalito a hornblenda. O Complexo Granítico Estrela, datado de 2.763 ± 7 Ma (Pb-Pb, zircão, Barros, Macambira & Barbey (2001), é subalcalino, metaluminoso a peraluminoso, tipo A e compatível com granitos de ambiente intraplaca (Barros, 1997).

A reativação do Cinturão Itacaiúnas, em 2,5 Ga, afetou o Supergrupo Itacaiúnas e a Formação Águas Claras (Pinheiro & Holdsworth, 1997) e permitiu a colocação do Granito Antigo do Salobo, que aflora no acampamento do depósito de Cu-Au do Salobo, situado trinta quilômetros a norte da Serra de Carajás.

A forma do granito Antigo do Salobo é desconhecida devido à espessa cobertura de solo laterítico da área, contudo se apresenta foliado e encaixado em uma zona de cisalhamento subvertical com direção NW-SE, tendo como encaixantes imediatos os gnaisses trondhjemíticos do Complexo Xingu e as seqüências vulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Salobo-Pojuca (Lindenmayer, Fyfe & Bocalon, 1994). O granito Antigo do Salobo é um bitotia-hastingsita-augita granito, alcalino, metaluminoso, análogo aos granitos do tipo A e aos granitos intraplaca de mesma idade, tendo sido datado de 2.573 ± 2 Ma (U-Pb, em zircão, Machado *et al.*, 1991).

No Paleoproterozóico (~1,88 Ga) granitos anorogênicos como Serra dos Carajás, Jovem do Salobo, Pojuca e Gameleira intrudiram as rochas do Supergrupo Itacaiúnas e da Formação Águas Claras.

O Granito Serra dos Carajás, também denominado de Granito Central, se localiza no centro da Serra de Carajás. Ele é um batólito, com forma irregular, não deformado (Rios, Villas & Dall'Agnol, 1995), cuja composição varia entre anfibólio-biotita sienogranito e anfibólio-biotita monzogranito. Também é peraluminoso, do tipo A e tem idade de 1.880 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1991).

O Granito Jovem do Salobo ocorre sob a forma de pequenos corpos (100 m) alongados com direção NE-SW, encaixados em gnaisses do embasamento. Ele tem composição quartzo

sienítica, tendo sido classificado como álcali-feldspato-quartzo sienito (Lindenmayer, 1990, Lindenmayer, Fyfe & Bocalon, 1994, Lindenmayer, 2003), de idade 1.880 ± 80 Ma (Rb-Sr, Cordani, 1981). Ele é alcalino, metaluminoso, análogo aos granitos do tipo A fanerozóicos e compatível com granitos intraplaca fanerozóicos (Lindenmayer, Fyfe & Bocalon, 1994).

O Granito Pojuca aflora a oeste do depósito de Cu-Au Pojuca, a noroeste do Núcleo Urbano de Carajás e a norte da Falha Carajás, com forma elíptica alongada segundo NW-SE. Ele é intrusivo no Grupo Igarapé Salobo-Pojuca e na Formação Águas Claras, apresentando composição de álcali-feldspato granito, monzogranito e sienogranito. O Granito Pojuca, cujos dados isotópicos apontam uma idade de 1.874 ± 2 Ma (U-Pb, zircão, Machado *et al.*, 1991), é peraluminoso, subalcalino, tem afinidade química com os granitos tipo A e com os granitos intraplaca fanerozóicos (Horbe, 1998).

Há dois granitos na área do depósito de Cu-Au de Gameleira, um mais antigo e outro mais jovem. Ambos não afloram. O granito mais antigo varia de álcali-feldspato sienito a quartzo-álcali-feldspato sienito (sienito aplítico). O granito mais jovem é álcali-feldspato granito (leucogranito) (Lindenmayer *et al.*, 2001). O sienito aplítico é metaluminoso a peralcalino, cálcio-alcalino a cálcico. O leucogranito, datado de $1.583 \pm 9/-7$ Ma (U-Pb, zircão, Pimentel *et al.*, 2003), é metaluminoso a peraluminoso e cálcico, tem afinidade química com os granitos do tipo A e com granitos de ambiente intraplaca. (Lindenmayer *et al.*, 2001).

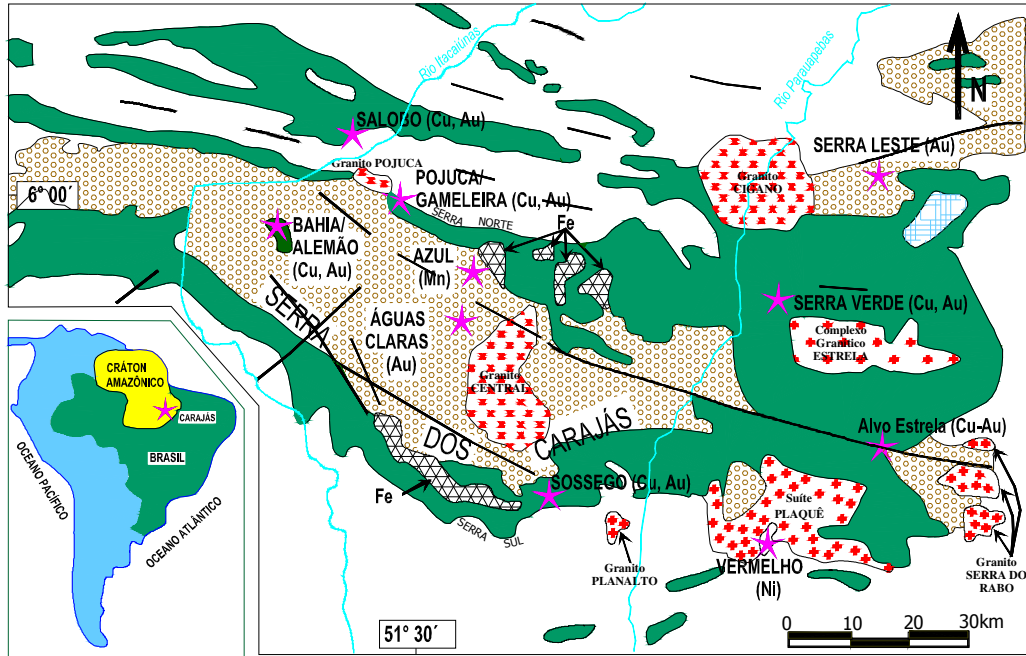
Resumindo, os granitos arqueanos são deformados com maior quantidade relativa de fases máficas (biotita, anfibólio e piroxênio) e ocorrência de óxidos e sulfetos restrita. Possuem afinidade subalcalina e alcalina, são metaluminosos a fracamente peraluminosos.

Os granitos proterozóicos são indeformados, subalcalinos, alcalinos, cálcio-alcalinos e cálcicos. Também são metaluminosos a peraluminosos. O leucogranito do depósito de Gameleira, de idade isotópica Mesoproterozóica é peralcalino.

Alguns autores (Soares *et al.*, 1994, Huhn & Nascimento, 1997, Lindenmayer *et al.*, 1998, Oliveira *et al.*, 1998, Villas, 1998, Tallarico, Oliveira & Figueiredo, 2000, Huhn *et al.*, 1999, Lindenmayer *et al.*, 2001 e Lindenmayer, 2003) admitem uma correlação entre a mineralização e os granitos a ela associados. Essa relação forneceu subsídios para estes autores considerarem que as rochas graníticas tiveram um importante papel na formação de alguns depósitos minerais de Carajás, podendo ter sido os fornecedores de calor, dos fluidos para o sistema mineralizante e, também, dos metais para a formação dos depósitos.

Diques Cambrianos

Os últimos eventos magmáticos na Serra de Carajás datam do Cambriano, correspondendo a diques básicos com idade de 553 ± 32 Ma (K-Ar, rocha total, Cordani, 1981) e características toleíticas de ambiente continental.



LEGENDA

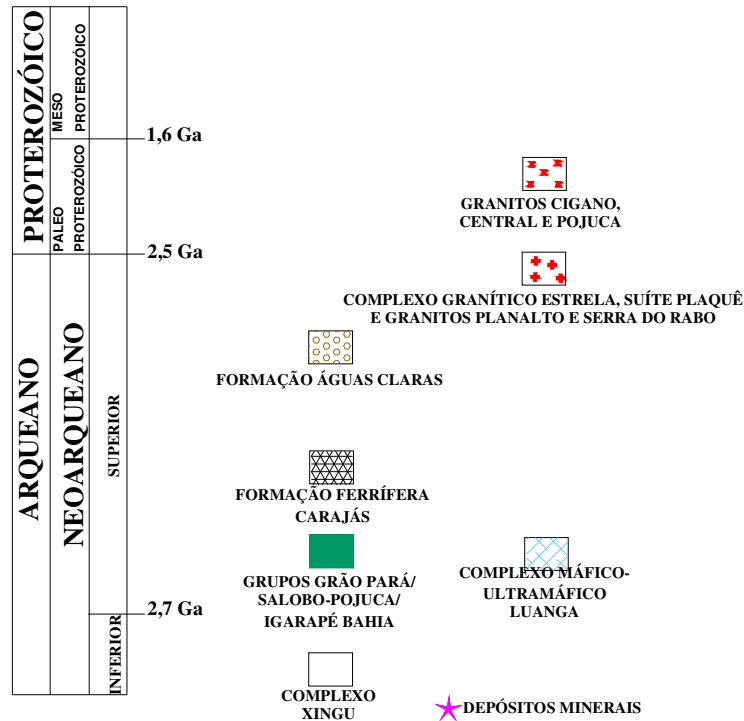


Figura 1.2. Mapa geológico da Serra de Carajás (Docego, 1988).

CAPÍTULO II

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL DO ALVO ESTRELA

1. GEOLOGIA LOCAL

O Alvo Estrela está localizado na extremidade leste da Falha Carajás, região denominada de Serra do Rabo, no extremo leste da Serra de Carajás. A norte do Alvo encontra-se o Complexo Granítico Estrela, a leste e sudeste o Granito Serra do Rabo e Planalto, e a sudoeste os granitos da Suíte Plaquê.

O Alvo Estrela compreende uma área aproximadamente de 1600 por 2400 m contendo falhas com direção NW, ESE e WNW (Figura 2.1). A área do Alvo é composta por riolitos, andesitos e gabros do Grupo Grão Pará, formações ferríferas da Formação Carajás, arenitos arcoseanos da Formação Gorotire, granitóides paleoproterozóicos e diabásios.

Os gabros ocorrem na porção norte no Alvo com formas alongadas segundo EW, de 400 a 1200 m de extensão. Faixas de riolitos em contato com andesitos são abundantes (Figura 2.1).

As formações ferríferas são rochas bandadas, intercaladas no pacote riolítico e andesítico sob a forma de lentes de 300 a 1000 m de extensão, paralelas aos gabros, e deslocadas por falhas. Os arenitos arcoseanos encontram-se em áreas restritas a SW no Alvo Estrela.

Os granitóides paleoproterozóicos são quartzo diorito de $1.880 \pm 5,1$ Ma (U-Pb, zircão, Pimentel *et al.*, comunicação escrita) e álcali-feldspato granitos, compreendendo três

fácies: albita-ortoclásio granito, episienito e topázio-albita-ortoclásio granito. Datações isotópicas U-Pb, em monazita, no episienito revelaram uma idade de $1.875 \pm 1,5$ Ma (Pimentel *et al.*, comunicação escrita).

Os diabásios cortam o pacote andesítico e riolítico a NNW e a sul no Alvo. Docegeo (2002) descreveu rochas gnaíssicas relacionadas ao Complexo Xingu na porção NW do Alvo Estrela e canga laterítica a norte e a sul.

Nas três seções que foram estudadas em detalhe (Figuras 2.2, 2.3, 2.4 e 2.5), o Alvo Estrela é formado por faixas de andesitos, gabros e riolitos cortados por quartzo dioritos, albita-ortoclásio granito, episienito, topázio-albita-ortoclásio granito e diques de diabásio. Os gabros e os andesitos têm granulometria média e fina, respectivamente. O contato entre ambos é transicional e difuso (Lindenmayer *et al.*, 2005).

Os riolitos são porfiríticos com granulometria média a fina. Sua espessura aparente varia de 76 m a 277 m e o pacote é cortado a SW por um dique de diabásio, cuja espessura aparente máxima é de 50 m. O riolito faz contato com o andesito a NE e SW, e estes são marcados por zonas milonitizadas, brechadas e intensamente silicificadas.

Os granitóides cortam o pacote andesítico nas três seções estudadas. Os contatos com o andesito são nítidos e abruptos. Próximo aos planos de falha observa-se biotitização e cloritização na rocha encaixante e nos granitos.

Veios graníticos greisenizados, de espessura decimétrica, portadores de quartzo, albita, sericita, epidoto, turmalina, clorita, topázio, calcopirita e pirrotita cortam os andesitos, o quartzo diorito e o albita-ortoclásio granito e também marcam os contatos entre ambos.

O quartzo diorito é a única rocha que aflora na área. Ele foi observado na seção 3800 nos testemunhos de sondagem do furo EF03 encaixado em uma zona brechada, na seção 4100 SE, nos testemunhos de sondagem dos furos, EF15 e EF37, e no testemunho de sondagem do furo EF06. Ele é porfirítico e tem granulometria média a fina. O contato com o andesito e com o albita-ortoclásio granito é discordante e marcado por zonas brechadas e falhadas.

A mineralização ocorre principalmente de forma venular e subordinadamente, disseminada. Veios e vênulas brechados e não brechados e *stockworks* de quartzo, biotita verde, fluorita, calcopirita \pm pirita, magnetita, ilmenita, molibdenita, pirrotita, hematita e ouro cortam, predominantemente, os andesitos e subordinadamente, os gabros, os riolitos e as rochas intrusivas paleoproterozóicas (Fleck, 2005).

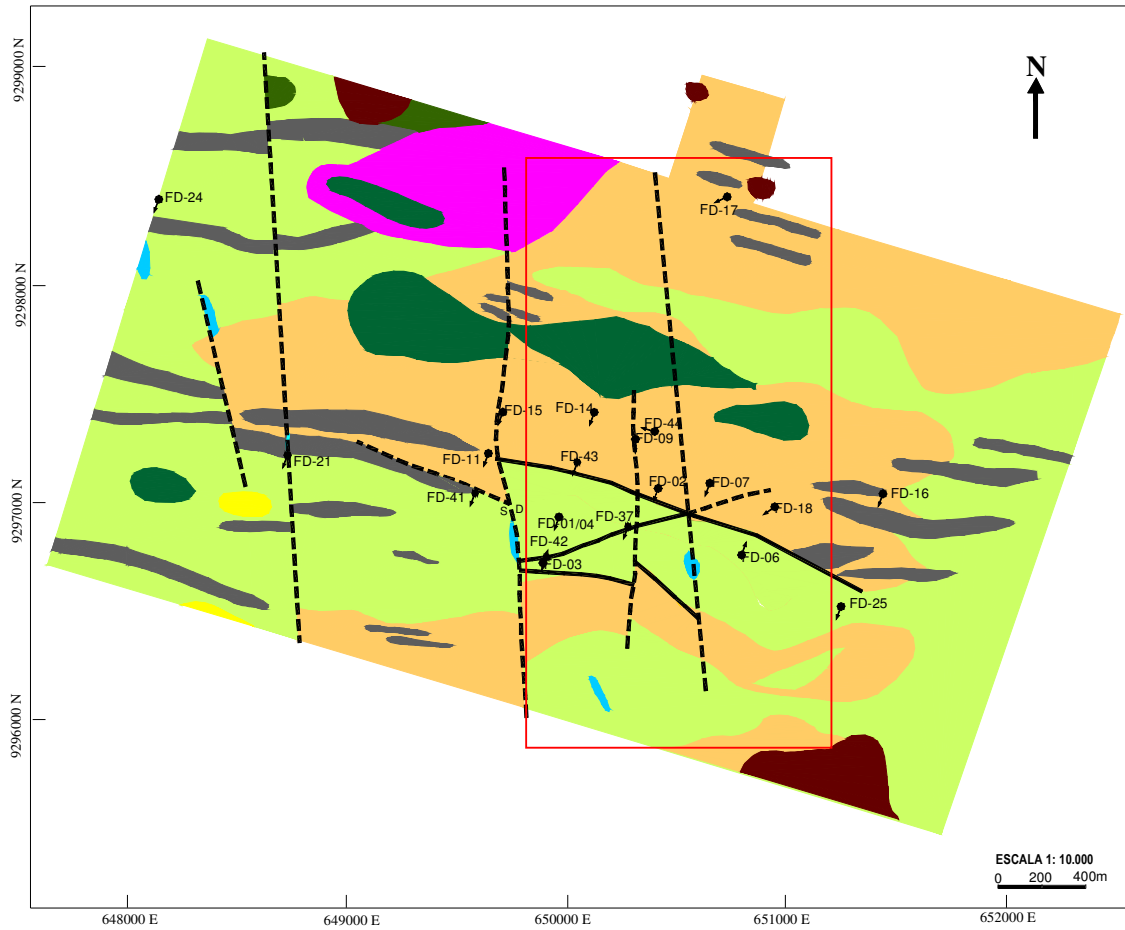
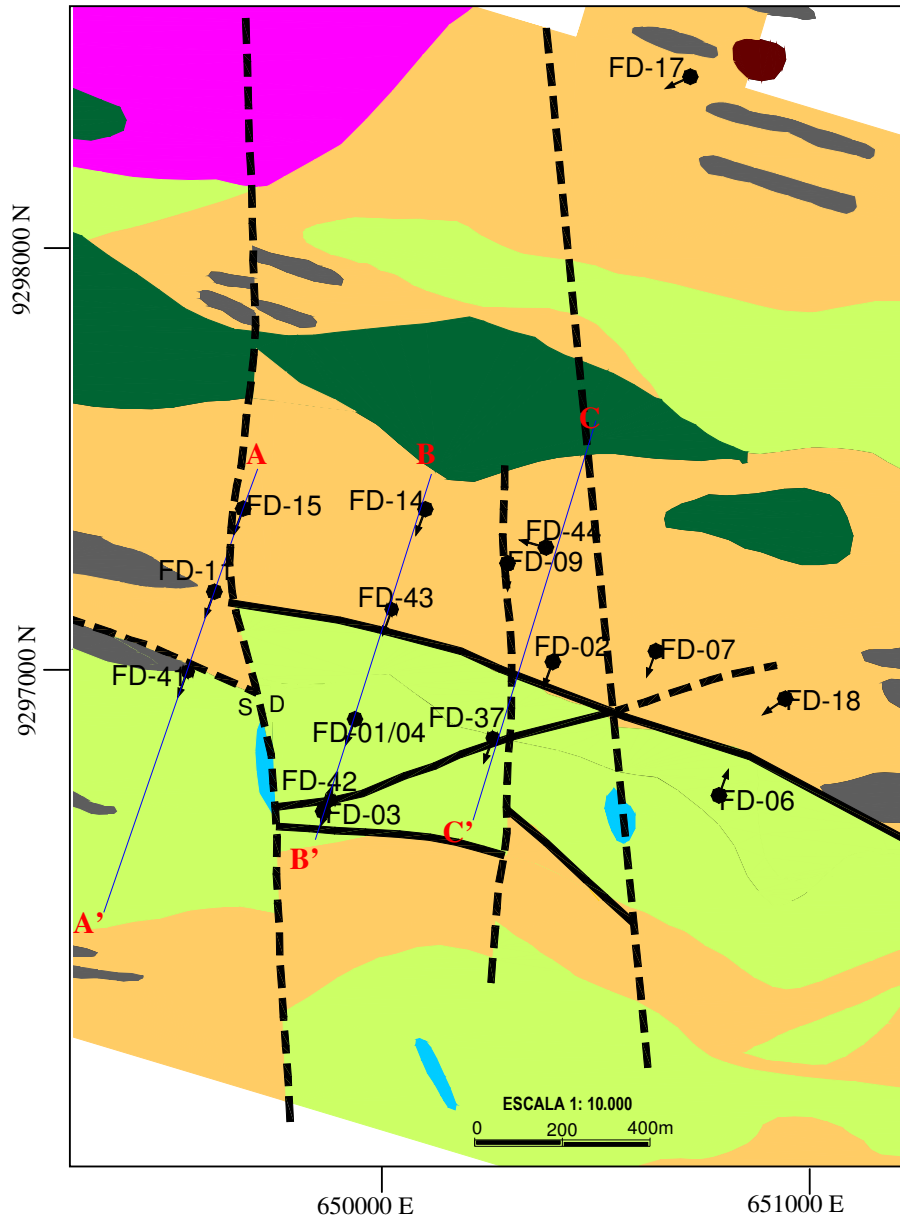


Figura 2.1. Mapa geológico do Alvo Estrela (modificado de Docegeo, 2002). O quadro em vermelho mostra a área estudada, detalhada na Figura 2.2.



LEGENDA		CONVENÇÕES	
	Canga laterítica	A — A' Perfil 3400SE	
	Diabásios	B — B' Perfil 3800SE	
	Arenitos arcoseanos - Fm. Gorotire	C — C' Perfil 4100SE	
	Formação ferrífera bandada		Falha inferida
	Riolitos		Falha
	Andesitos		Falha normal
	Gabros		Furo de sondagem
	Gnaisses - Xingu (?)		

Figura 2.2. Detalhe do mapa geológico do Alvo Estrela com a localização das seções estudadas (Modificado de Docegeo, 2002).

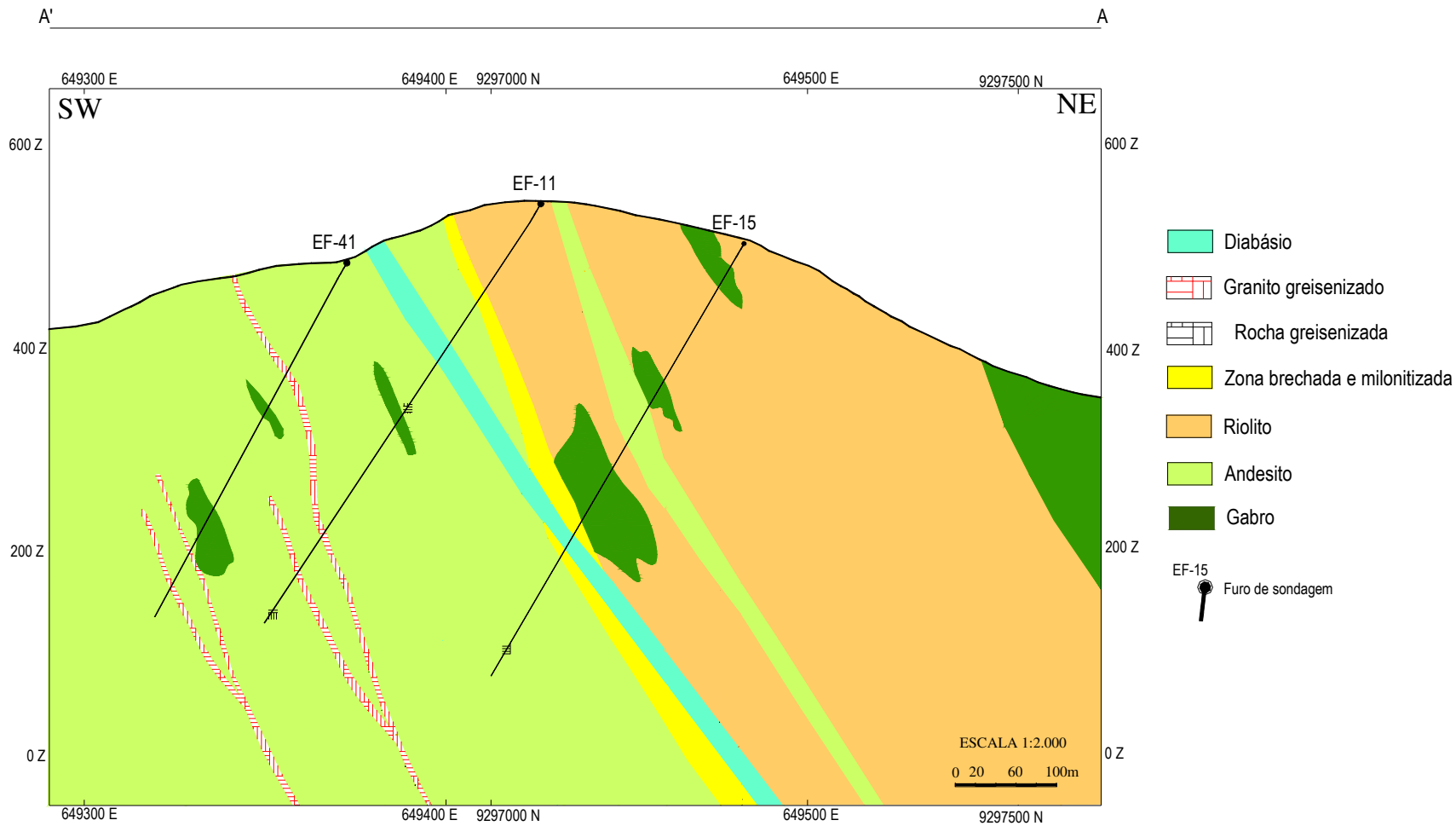


Figura 2.3. Seção esquemática 3400 SE do Alvo Estrela (Lindenmayer *et al.*, 2005).

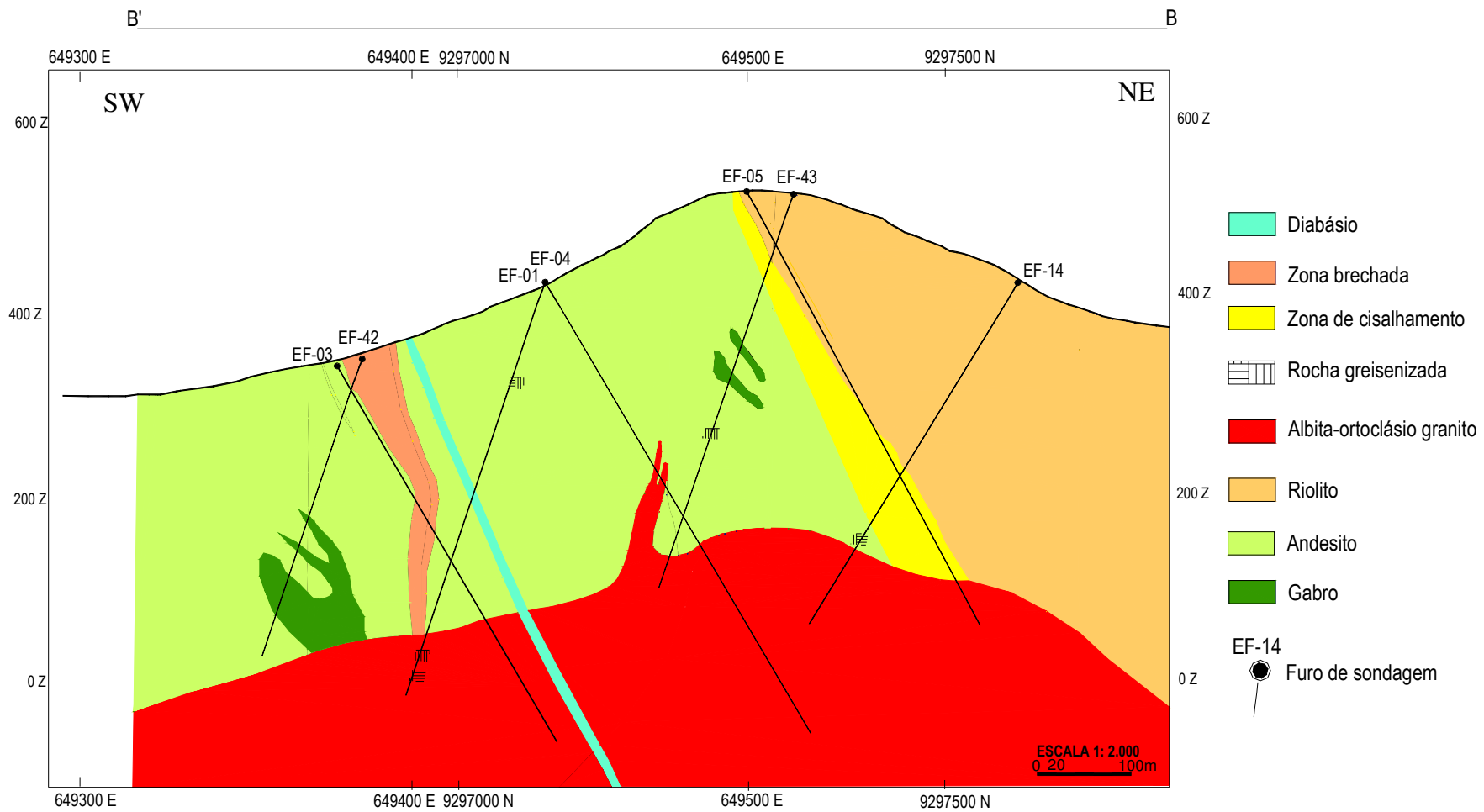


Figura 2.4. Seção esquemática 3800SE do Alvo Estrela (Lindenmayer *et al.*, 2005))

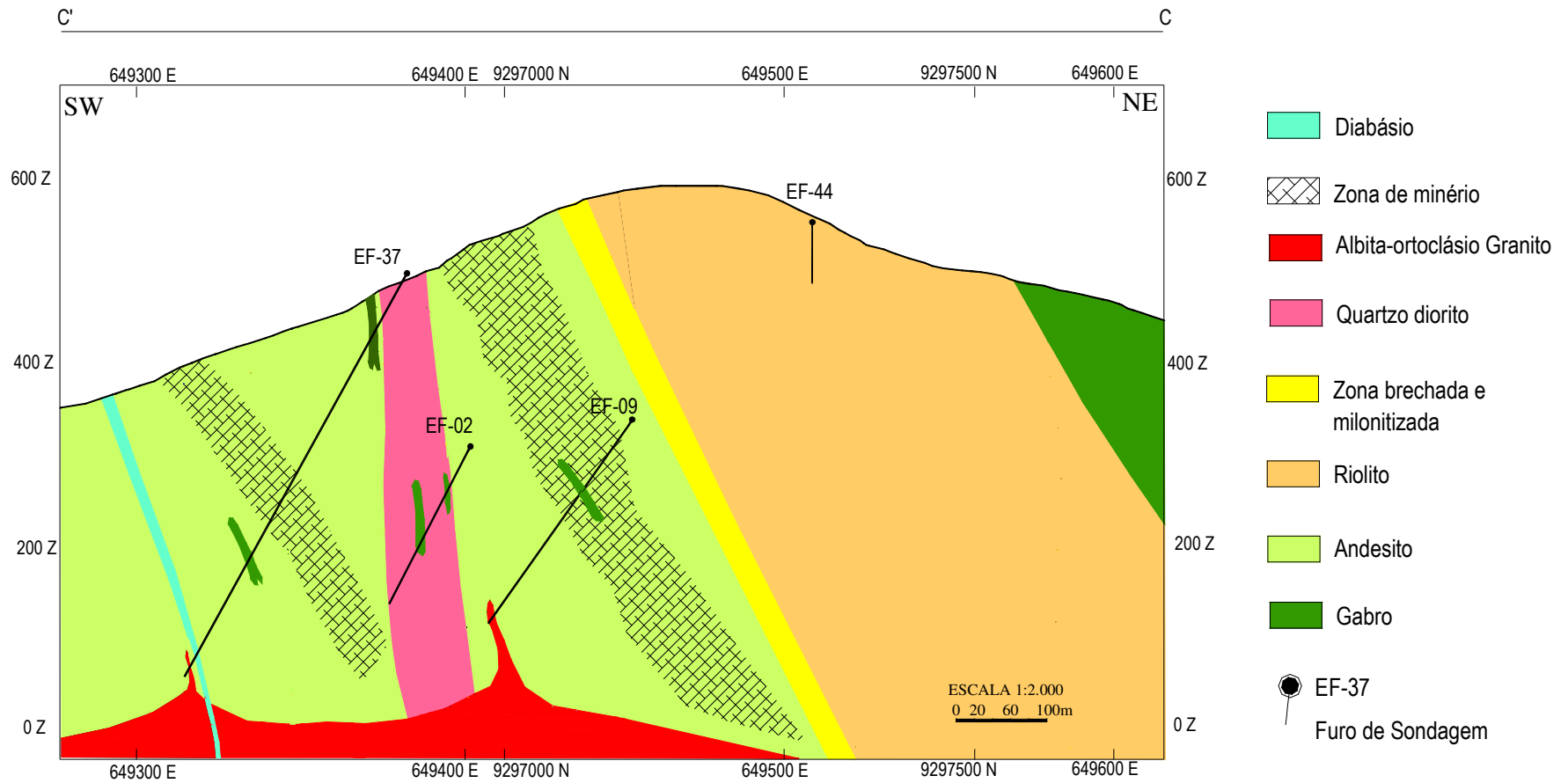


Figura 2.5. Seção esquemática 4100SE do Alvo Estrela (Lindenmayer *et al.*, 2005).

2. PETROGRAFIA

A petrografia dos riolitos e dos granitóides, apresentadas a seguir, foi baseada na descrição de testemunhos de onze furos de sondagem, totalizando 499,82 m, localizados nas seções estudadas, e na descrição microscópica de 87 lâminas delgadas e polido-delgadas.

Em algumas rochas há referência à sericita. Apesar dessa denominação não ter sido recomendada por Rieder *et al.*, (1998), esse termo é utilizado aqui para designar a mica branca de grão fino, tal como recomendado por Deer (2000).

Para refinar a classificação petrográfica e melhor compreender possíveis alterações hidrotermais, foram obtidos as composições químicas de feldspato, mica, turmalina, clorita, epidoto, topázio e carbonato, num total de 79 pontos através de microsonda eletrônica. Com exceção das micas e cloritas, que serão discutidas no item 3 deste capítulo, os resultados de análises dos outros minerais mencionados, aqui discutidos encontram-se no Apêndice 1 a 5.

2.1. RIOLITO

Os riolitos apresentam coloração acinzentada e granulação média a fina, mostrando textura porfirítica com matriz criptocristalina a microcristalina e textura microporfirítica com matriz criptocristalina. Estas rochas são cortadas por gerações de vênulas de ortoclásio; sericita, albita, turmalina e calcopirita; allanita, minerais radioativos, turmalina e fluorita; clorita; topázio; siderofilita, quartzo calcopirita, pirita e siderita.

Os riolitos próximos do albita-ortoclásio granito e de zonas de cisalhamento e/ou fraturadas são mais hidrotermalizados e apresentam uma coloração acinzentada, ou localizadamente esverdeada. Estas rochas, em geral, exibem feições de siderofilização mais pronunciada, evidenciando uma potassificação incipiente logo após a albitização, enquanto que os riolitos mais afastados do albita-ortoclásio granito são menos hidrotermalizados, de cor cinza e formados por uma menor quantidade de siderofilita.

Os riolitos foram agrupados segundo o grau de alteração incipiente ou intensa. O riolito com alteração incipiente (menos hidrotermalizado) é denominado aqui de riolito A para critérios de simplificação. O riolito com alteração intensa (mais hidrotermalizado), denominado neste estudo de riolito B, também para critérios de simplificação, foi descrito nas

três seções estudadas (3400, 3800 e 4100), em áreas, geralmente, muito fraturadas e próximas a falhamentos. Também ocorrem riolitos milonitizados no contato com os andesitos, que foram denominados de riolitos C.

O contato do riolito A com o riolito B (Figura 2.6) é nítido com aumento na porcentagem modal de siderofilita e progressiva diminuição da quantidade de quartzo e de fenocristais, e do tamanho desses fenocristais. Com o aumento da profundidade e/ou a proximidade de zonas fraturadas, brechadas e do albita-ortoclásio granito é possível observar um arredondamento nos cristais de agregados cristalinos de quartzo e uma foliação progressivamente mais acentuada.

Somente o riolito B foi observado em contato com o andesito. Esse contato é nítido, abrupto e por vezes, marcado por zonas fraturadas com espessuras não superiores a 40 m, impresso nas rochas encaixantes por biotitização intensa e vênulações de quartzo, siderofilita e fluorita roxa (Figura 2.7). Em alguns locais (EF11 e EF15-79,20 seções 3400 e 4100), este contato é delimitado por faixas milonitizadas (riolito C), de espessura aparente não superior a 50 m (Figura 2.8), onde há formação de agregados cristalinos de Fe-biotita que imprime no riolito uma foliação, além do estiramento dos fenocristais de quartzo.

O contato do riolito B com o gabro (Figura 2.9) é irregular e marcado pela predominância de siderofilita e agregados cristalinos arredondados e esbranquiçados de oligoclásio.

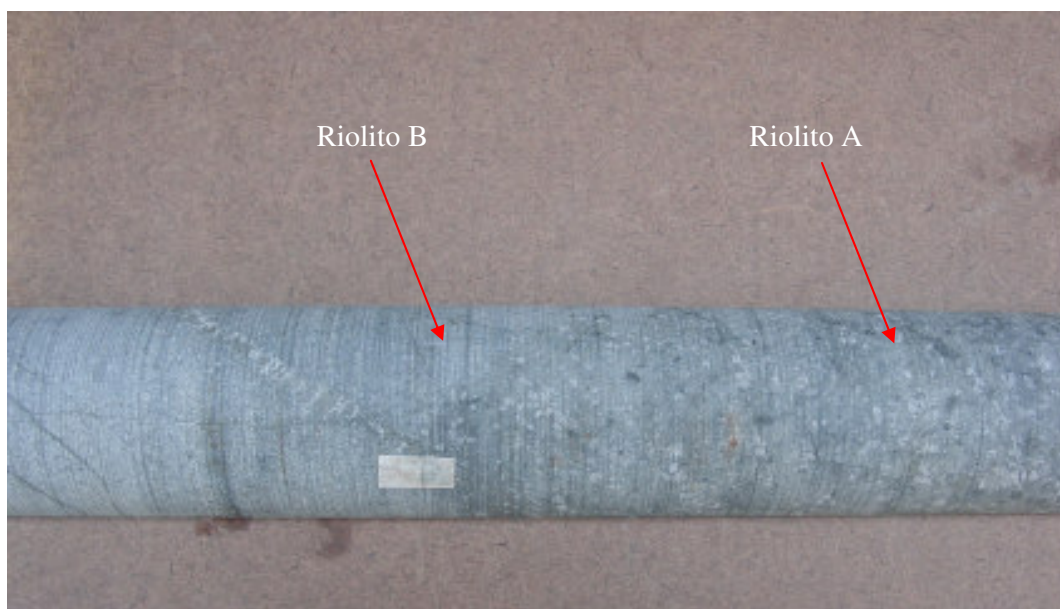


Figura. 2.6. Fotografia do contato entre riolito A e riolito B. A fita mede 2 cm.

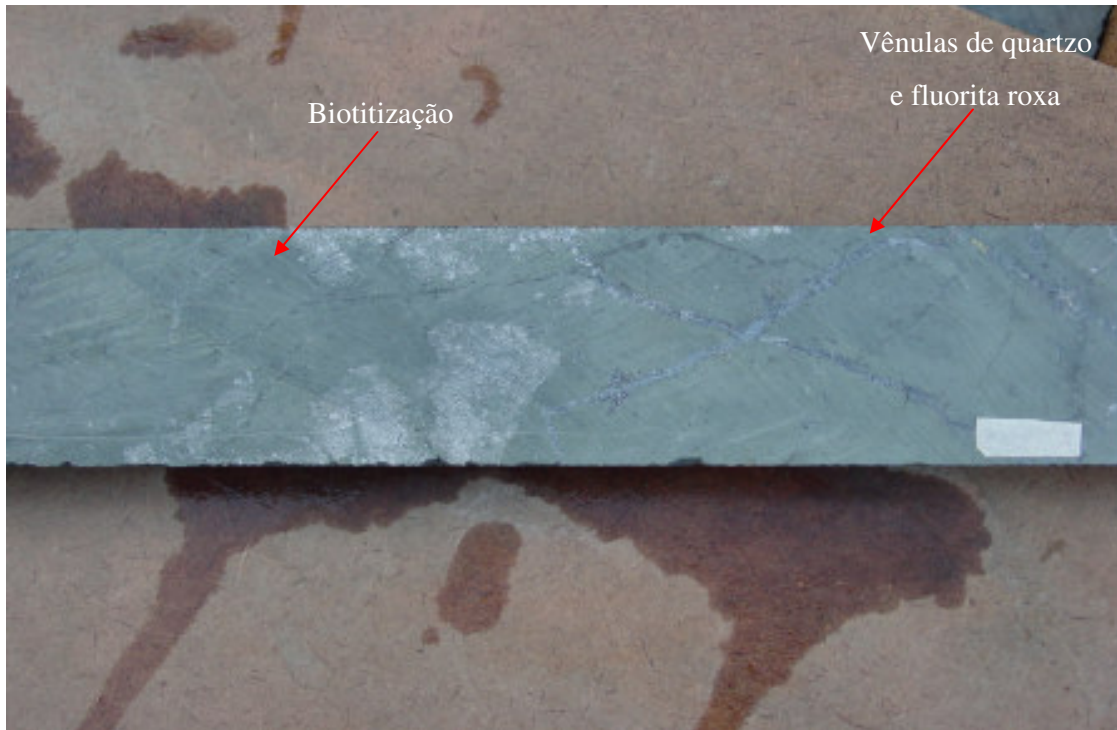


Figura 2.7. Fotografia do riolito B, brechado, cimentado por biotita e cortado por vênulas de quartzo e fluorita roxa. A fita mede 2 cm.



Figura 2.8. Fotografia de riolito C formado no contato entre o riolito B e o andesito. A fita mede 2 cm.

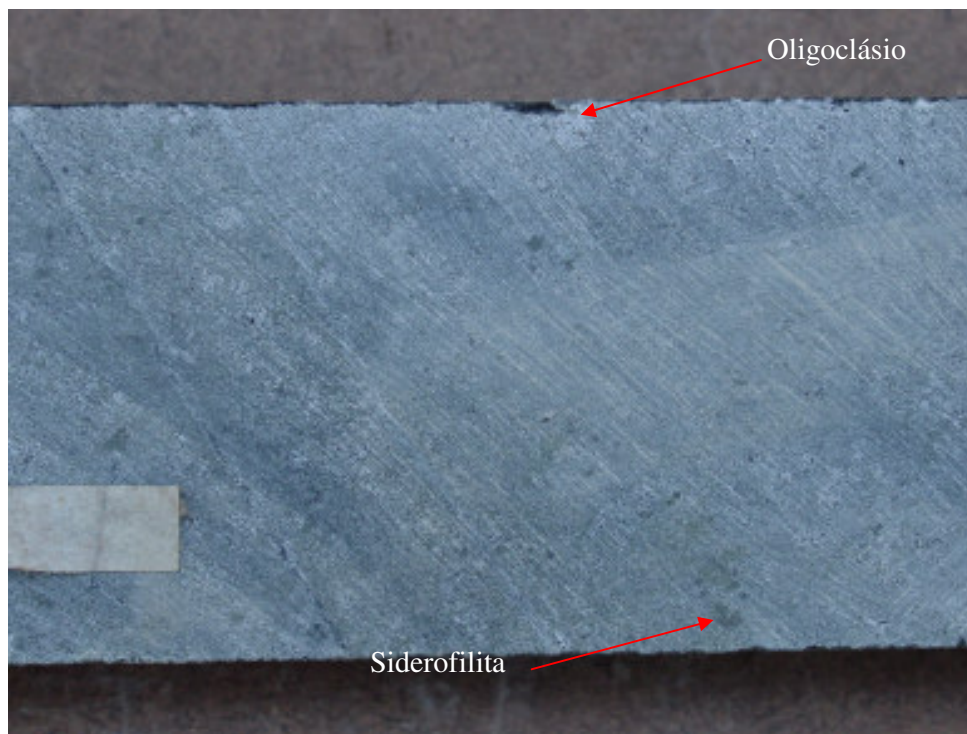


Figura 2.9. Fotografia do riolito B com siderofilita e agregados cristalinos arredondados de oligoclásio no contato com o gabro. A fita mede 2 cm.

2.1.1. Feições Microscópicas

Os riolitos A e B são compostos por fenocristais de oligoclásio e quartzo, imersos em uma matriz formada por uma massa de quartzo com textura em mosaico e com sinais de foliação dada por Fe-biotita e siderofilita, oligoclásio fraturado e alterado para siderofilita, e albita quase que totalmente substituída para sericita. Também é observado clorita, zircão, allanita, epidoto, turmalina, fluorita, minerais radioativos, topázio e siderita. E ainda, pirita, calcopirita, pirrotita, magnetita, molibdenita e hematita.

O quartzo foi observado em três formas distintas, separadas aqui como: Qz1, Qz2, e Qz3. Somente o Qz1 é fenocristal, o Qz2 ocorre como microcristais e o Qz3 forma agregados em vênulas.

Os cristais de Qz1 são subédricos e com dimensões maiores que 2,0 mm e extinção ondulante (Figura 2.10 A). Cristais isolados caracterizam sua distribuição na rocha. O mineral apresenta as bordas, ora arredondadas, ora circundadas por agregados de Qz3. Raras são as

bordas com textura em peneira, onde a allanita, albita e siderofilita são englobados, indicando que o quartzo da borda é mais jovem do que o quartzo do núcleo e que estes três minerais.

Fraturas preenchidas por ortoclásio, fluorita incolor e epidoto são freqüentes concentrando-se principalmente no núcleo dos cristais de Qz1, bem como allanita substituída por siderofilita e albita alterada para siderofilita cloritizada. Também fraturas preenchidas por sericita, Fe-biotita, siderofilita, clorita, agregados cristalinos de quartzo (Qz3) e fluorita cortam os cristais de Qz1.

O Qz2 ocorre sob a forma de grãos isolados com dimensões que variam de 0,3 a 0,8 mm (Figura 2.10 B). Os grãos são subédricos e euédricos. Em geral, os cristais de Qz2 são límpidos, porém alguns cristais apresentam trilhas de albita e siderofilita, que formam um rendilhado xadrez nos cristais de Qz2.

O plagioclásio está representado por duas gerações diferentes. A primeira geração de plagioclásio aparenta ser, ainda, ígnea (An_{21-27}) e a segunda geração é representada por albita quase pura ($An_{1-1,5}$).

O oligoclásio é formado por cristais prismáticos com 1,0 a 4,0 mm, apresentando geminação albita (por vezes, interrompida) e/ou *Carlsbad* (por vezes, relíquia). Alguns fenocristais têm as bordas arredondadas e outros irregulares sendo corroídas pela matriz.

Normalmente, os fenocristais de oligoclásio têm antipertitas em forma de chama (Figura 2.10 D). A substituição desses fenocristais se dá preferencialmente por sericita, siderofilita e epidoto, sendo esta alteração controlada pelos planos de clivagem e fraturas, e concentrada no núcleo dos fenocristais. Clorita e Qz3 adentram os cristais de oligoclásio na forma de gotículas imprimindo um aspecto pontilhado ao oligoclásio.

A albita se forma intercrescida com o antigo oligoclásio e/ou ao redor desse em continuidade óptica. Esta albita também ocorre com geminação em chama, associada ou não a Qz3. A albita, ainda foi observada englobando Fe-biotita, sericita e epidoto em coroas de substituição. Raros cristais fraturados foram observados. Estes, no entanto, apresentando-se cimentados por siderofilita, indicando que a albita se formou antes desse mineral. A albita corta a primeira geração de plagioclásio junto com siderofilita cloritizada.

A mica é representada por quatro gerações. A primeira geração é Fe-biotita, a segunda é siderofilita, a terceira é protolitionita e a quarta geração é zinnwaldita, sendo estas três últimas constituintes de veios. A Fe-biotita foi observada na matriz em torno dos fenocristais de oligoclásio e Qz1. Seu tamanho varia de 0,1 a 0,5 mm. Nas rochas menos alteradas a mica

tem pleocroísmo verde acastanhado, geralmente associada à sericita, apresentando inclusões de minerais radioativos.

A allanita é rara e foi observada na forma de cristais alongados de 0,03 a 0,4 mm e disseminados na matriz. Minerais radioativos penetram as fraturas de allanita mascarando e interferindo em sua cor, sendo comumente substituída por siderofilita.

Diversas gerações de veios e vênulas cortam os riolitos. Estas são constituídas por ortoclásio, albita, epidoto, allanita, siderofilita, minerais radioativos, turmalina, pirita, calcopirita, fluorita, topázio, clorita, siderofilita, Qz3 e siderita.

O ortoclásio ocorre como prismas fraturados e zonados. Somente cristais de veio foram observados (Figura 2.10 E) com dimensões de 1 a 2 mm e com intensa alteração para siderofilita e clorita. Essa, imprimindo um aspecto reliquiar e bordas corroídas. Os cristais de ortoclásio apresentam uma grande intensidade de inclusões de fluorita. No entanto, ainda é possível observar fantasmas de geminação *Carlsbad* e pertitas. Fraturas preenchidas por turmalina cortam os cristais de ortoclásio.

O epidoto ocorre como prismas curtos, cujo pleocroísmo varia de incolor a verde pálido. O mineral está em aglomerados de 2,5 mm de comprimento que ocupam as bordas de veios com textura em pente, apresentando substituição por siderofilita. Cristais de epidoto concentrados no núcleo de fenocristais de oligoclásio e englobados por albita são restritos.

A siderofilita é a mica mais comum (Figura 2.10 F), seu pleocroísmo varia em tons esverdeados, aumentando sua proporção na medida em que a rocha se mostra mais hidrotermalizada. Os cristais têm dimensões que variam de 0,08 mm a 0,4 mm. As lamelas formam agregados cristalinos e, geralmente, preenchem veios. A siderofilita tem as bordas corroídas e intensa alteração para clorita. Fraturas preenchidas por siderofilita cortam o Qz1 e os aglomerados de fluorita lilás. A siderofilita também cimenta veios com a fluorita, bem como substituí o ortoclásio, o oligoclásio e o epidoto. Ela altera para protolitionita, zinnwaldita e clorita, sendo que alguns cristais têm coroas de fluorita com feições texturais tipo atol, evidenciando uma reação de substituição entre a siderofilita e a fluorita, além da formação da siderofilita anterior à protolitionita, clorita e à fluorita.

A protolitionita e a zinnwaldita são restritas, e a identificação nem sempre é clara e precisa, pois não formam cristais com contornos definidos. Estes minerais se desenvolvem normalmente sob a forma de pontuações incolores e esverdeadas, como produto de alteração da siderofilita.

A turmalina (F-schorlita-dravita) é euédrica, pleocróica de verde claro a verde azulada e seus cristais variam de 0,1 a 1 mm. É rara no riolito A, tornando-se mais importante na medida em que aumenta a quantidade de siderofilita na rocha. No riolito A, a turmalina é intersticial ao oligoclásio. No riolito B ela adentra a matriz da rocha. Palhetas de clorita envolvem e penetram os cristais de turmalina. Raras vezes é englobada por fluorita, indicando substituição parcial. Também, se desenvolve substituindo a siderofilita. E também ocorre entre a fluorita que o sela o veio e o epidoto que o bordeja com textura em pente.

A pirita é euédrica e subédrica com dimensões de 0,2 a 0,3 mm. Foi observada inclusa em calcopirita e também apresentando inclusões de calcopirita, molibdenita e pirrotita, o que lhe concede uma textura em peneira. No riolito B raros aglomerados de pirita euédrica foram observados, os quais são cimentados por calcopirita (Figura 2.11). A calcopirita é anédrica (0,02 a 0,6 mm) e ocorre associada a fluorita, clorita e siderofilita. Parece selar os veios.

A molibdenita tem tamanho em torno de 0,01 mm, está presente nos riolitos na forma de cristais alongados e dobrados. A magnetita é anédrica (0,5 mm) e apresenta inclusões de calcopirita e pirita o que atesta sua formação posterior a estes dois minerais.

A clorita foi observada de forma incipiente como produto de corrosão de Fe-biotita e de siderofilita nas rochas com alteração menos pronunciada (riolito A). No riolito B, onde a alteração é mais acentuada, a clorita forma ramificações que adentram na matriz siderofilítica e no ortoclásio que ainda resta, sendo pseudomórfica de algum mineral prismático, possivelmente, oligoclásio. Fraturas preenchidas por clorita cortam os cristais de calcopirita e pirita, sendo ainda observada como inclusão em calcopirita, em associação a fluorita, hematita e, subordinadamente, rutilo. A clorita apresenta inclusões de cristais euédricos de pirita, o que atesta a formação posterior da clorita em relação a este mineral.

O topázio tardio é um flúor-topázio euédrico (0,2-0,5 mm), pouco fraturado e por vezes zonado. As suas bordas são arredondadas e apresenta inclusões de siderofilita cloritizada e fluorita.

A variedade Qz3 corresponde a agregados cristalinos observados somente em veios. Os cristais de Qz3 têm dimensões de 0,1 mm e extinção ondulante (Figura 2.10 C). Ocorrem junto com fluorita roxa e calcopirita, selando os veios que cortam veios formados por siderofilita.

O carbonato é uma siderita subédrica a euédrica, que ocorre selando veios junto com clorita e quartzo, marcando o fechamento do sistema hidrotermal. Sendo que, raros cristais se apresentam intercrescidos com a clorita.

Os diferentes veios e vênulas identificados foram dispostos em sucessão como é mostrado a seguir:

Riolito A

- Ortoclásio (Figura 2.10E)
- Sericita – albita – turmalina – calcopirita
- Allanita – minerais radioativos – turmalina – fluorita (Figura 2.12)
- Epidoto – minerais radioativos – fluorita lilás – Qz3 – calcopirita
- Siderofilita – quartzo – calcopirita
- Qzo 3

Riolito B

- (1) Epidoto – turmalina - fluorita lilás – calcopirita (Figura 2.13)
- (2) Clorita em leque corta (1) (Figura 2.13)
- (3) Calcopirita – fluorita lilás corta (2) (Figura 2.13)
- (4) Topázio
- (5) Siderofilita – Qzo 3 – calcopirita – pirita (Figura 2.14)
- (6) Qz3 – siderita corta (5);
- (7) Fluorita roxa corta (1, 2, 3, 4, 5 e 6).

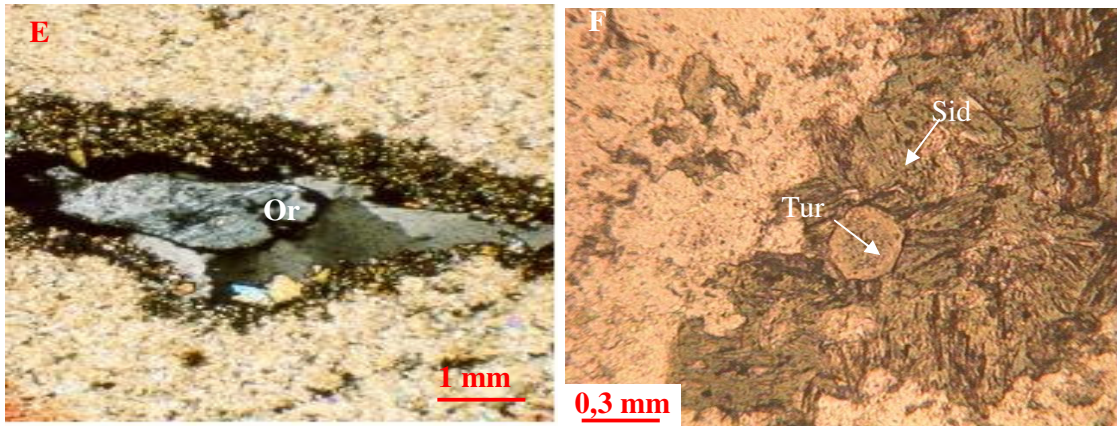
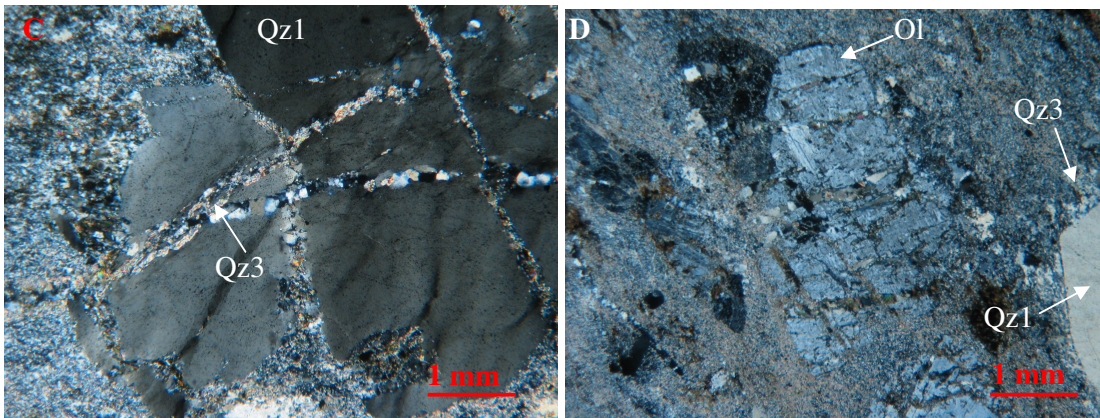
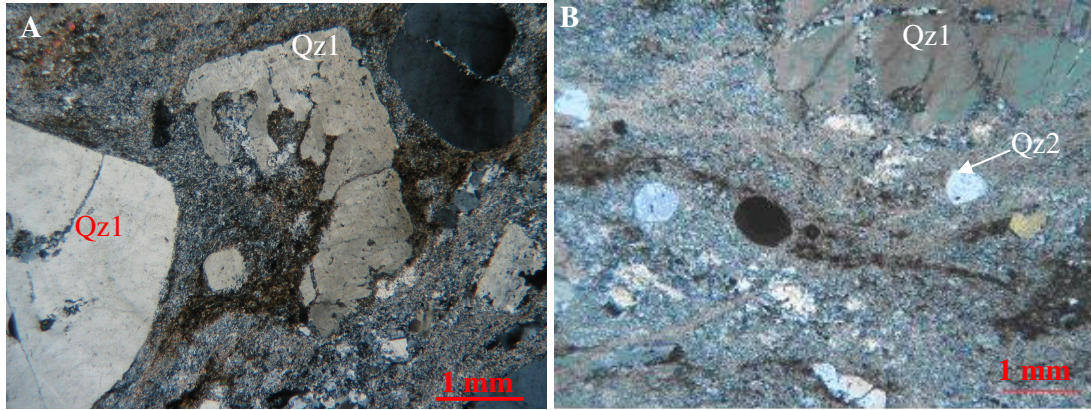


Figura 2.10. Fotomicrografias de riolito A e B. A: fenocristais de Qz1; B: cristais de Qz2 na matriz; C: fenocristal de Qz1 cortado por veios de Qz3; D: oligoclásio (Ol) fraturado e albitizado; E: cristais de ortoclásio (Or) em veio; F: siderofilita (Sid) e turmalina (Tur).

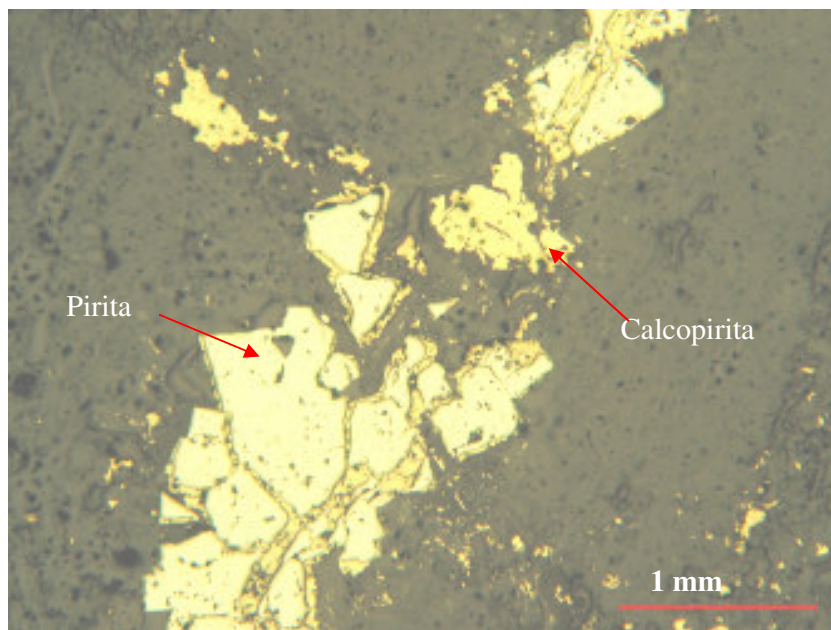


Figura 2.11. Fotomicrografia de pirita euédrica e calcopirita, em riolito B.

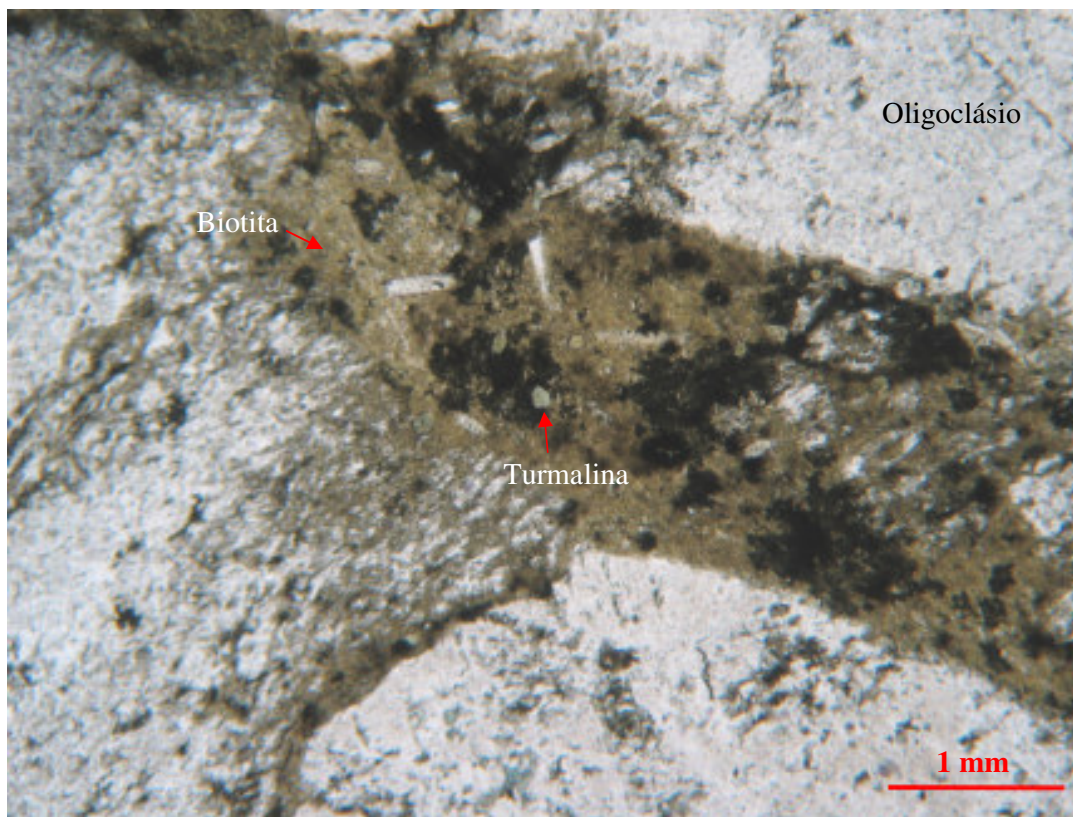


Figura 2.12. Fotomicrografia de cristais de oligoclásio cortados por veio de Fe-biotita, minerais radioativos, turmalina e fluorita, em riolito A.

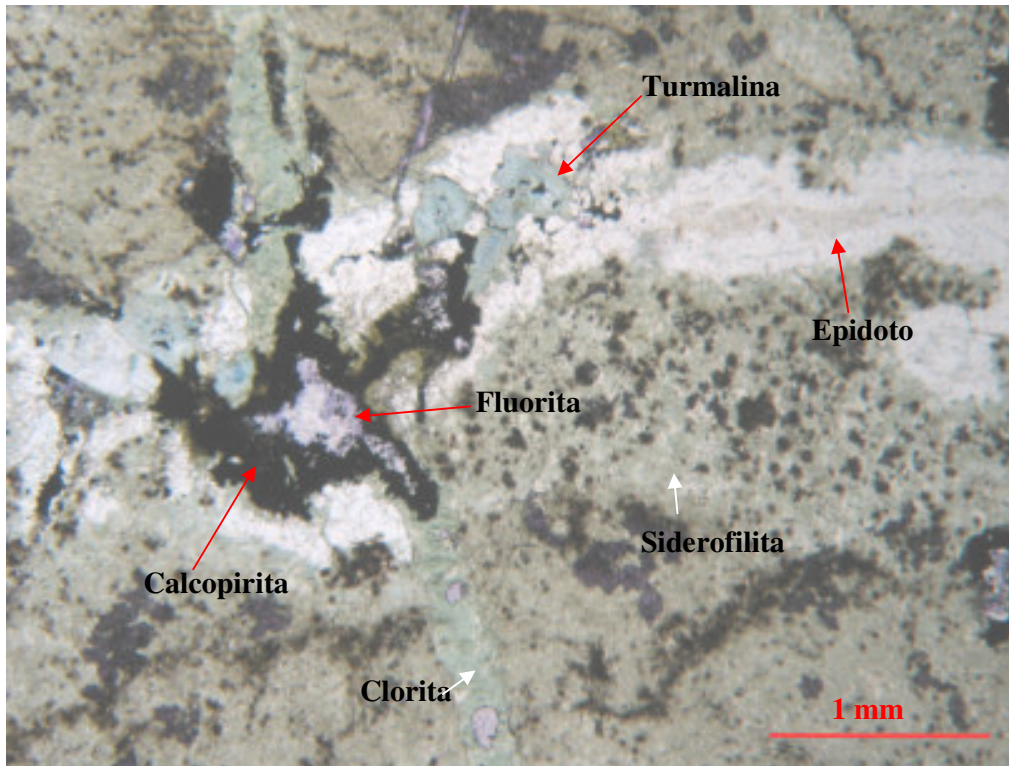


Figura 2.13. Fotomicrografia de veios de epidoto e turmalina cortado por veio de clorita e por veio de calcopirita e fluorita lilás, em riolito B.

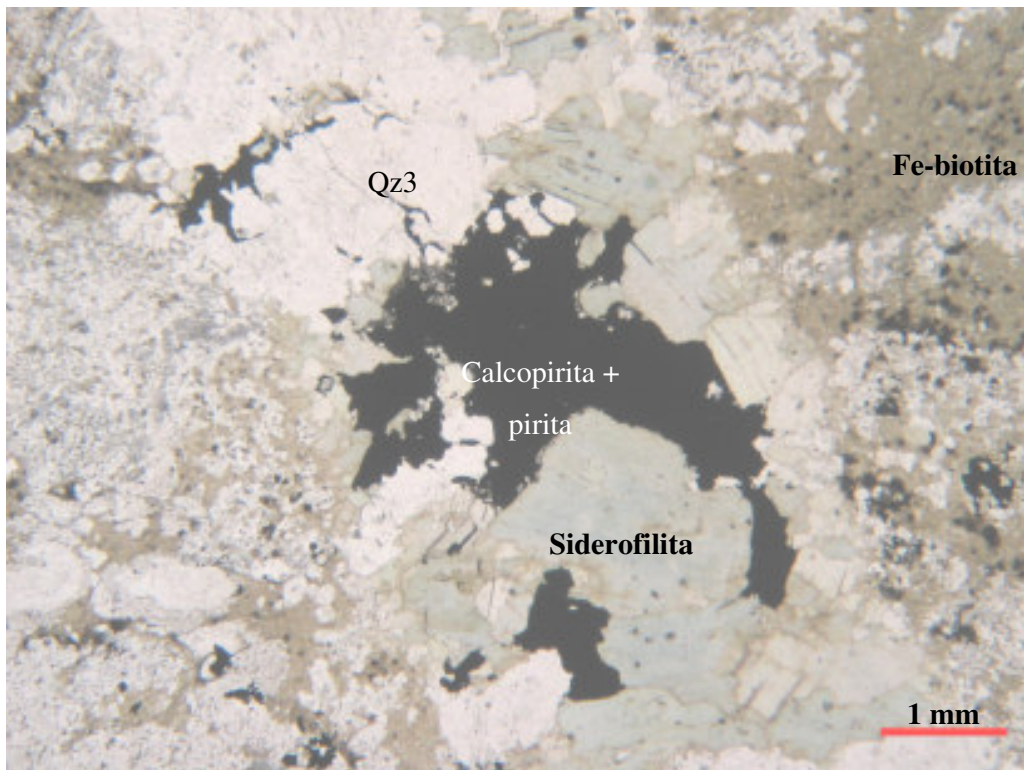


Figura 2.14. Fotomicrografia de veios de Qz3, siderofilita, calcopirita + pirita, cortando riolito B.

Os dados petrográficos sugerem que os riolitos A, B e C tenham sido submetidos à albitização com transformação do oligoclásio em albita seguida de uma potassificação evidenciada pela substituição do oligoclásio, albita e Fe-biotita por siderofilita com posterior cloritização da siderofilita. Greisenização incipiente superpõe-se às alterações anteriores, sendo representada pela formação de sericita, clorita, protolitionita, zinnwaldita e topázio e seguida por carbonatação também incipiente e localizada (Figura 2.16).

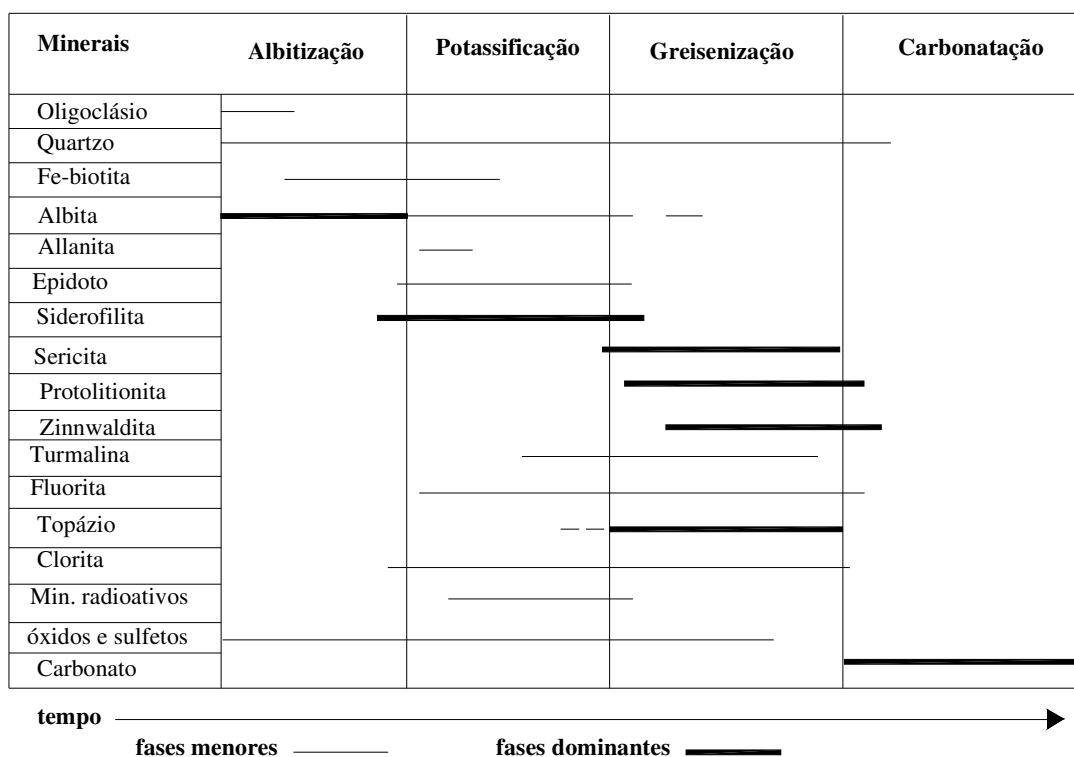


Figura 2.16. Estágios de alteração hidrotermal observados nos riolitos.

2.2. GRANITÓIDES PALEOPROTEROZÓICOS

2.2.1. Análises modais dos granitóides

A porcentagem modal dos granitóides do Alvo Estrela foi determinada a partir da quantificação de 13 lâminas, com varredura de 1000 pontos para cada lâmina, excluindo os minerais observados como produto de alteração do plagioclásio e o quartzo provavelmente proveniente de silicificação (Tabela 2.1, 2.2, 2.3 e 2.4).

Estes dados, quando lançados no diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Figura 2.17), fornecem dois grupos de rochas: álcali-feldspato granitos e quartzo diorito.

Três variedades petrográficas foram identificadas no granito. Duas possuem mineralogia semelhante, representada por feldspato potássico, quartzo, albita, sericita, protolitionita, lepidolita, turmalina, clorita, fluorita, allanita, siderita, minerais radioativos, óxidos e sulfetos, no entanto elas diferem pela presença de topázio.

Para a classificação destas duas fácies, que ocupam o campo de álcali-feldspato granitos, além do conteúdo de topázio, também foi considerado o recomendado por Streckeisen (1976). Este autor sugere que para as rochas contidas neste campo seja especificado o tipo de feldspato presente em ordem de abundância à frente do termo granito (ortoclásio-albita granito, albita-microclínio granito, etc.).

Deste modo, duas fácies do granito são denominadas de albita-ortoclásio granito e topázio-albita-ortoclásio granito.

A terceira variedade petrográfica deste granito é uma rocha bem peculiar. Ela ocupa o campo de quartzo-álcali-feldspato sienito por ser composta basicamente por feldspato potássico róseo, clorita e fluorita, e subordinadamente quartzo, sericita, monazita, óxidos e sulfetos. Feições petrográficas, como a grande quantidade de vazios, possivelmente produzidos por dissolução de quartzo, e o preenchimento desses por clorita e fluorita sugerem que esta rocha possa ser denominada de episienito, de acordo com Lacroix (1920) e Hecht *et al.*, (1999).

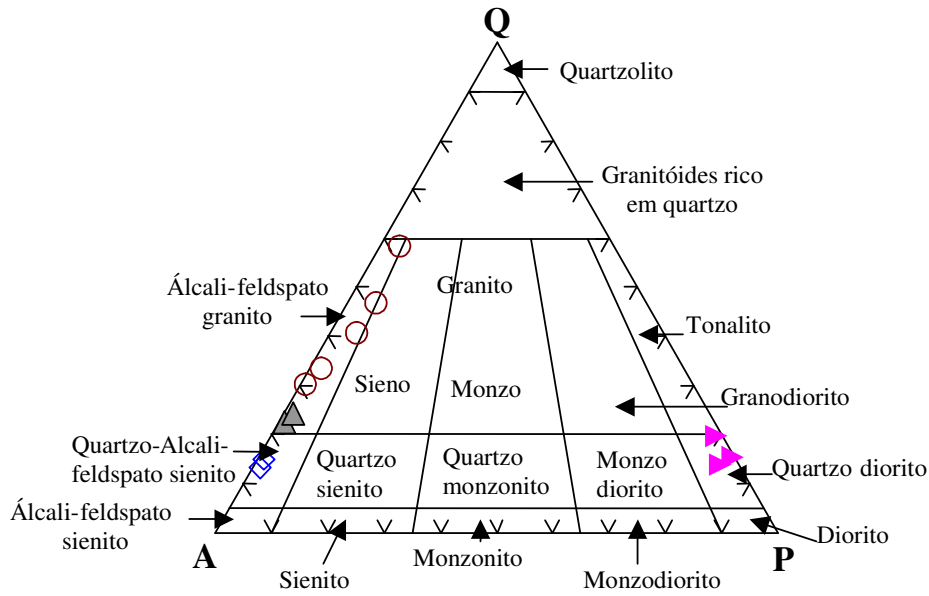


Figura 2.17. Diagrama QAP, de Streckeisen (1976), mostrando a classificação dos granitos do Alvo Estrela.

Tabela 2.1. Porcentagem modal do quartzo diorito do Alvo Estrela.

Minais/Amostras	02-448,1	02-467,7	02-503,0
Andesina	52,29	49,38	49,83
Ortoclásio	1,23	1,69	3,02
Albita	0,95	3,92	2,83
Quartzo	9,63	12,53	8,13
Fe-biotita	24,62	28,85	27,64
Clorita	-	0,42	0,30
Óxidos e sulfetos*	0,95	0,99	1,51
Epidoto	0,54	0,70	0,90
Sericita	9,79	2,12	5,74

Notas: * calcopirita, pirita, ilmenita e magnetita.

Tabela 2.2. Porcentagem modal da fácies albita-ortoclásio granito do Alvo Estrela.

Minais/Amostras	01-419,7	01-426,3	01-447,3A	01-447,3B	14-382,7	14-400	06-450,7
Ortoclásio	57,80	18,05	14,32	47,92	28,02	63,30	43,99
Albita	1,11	0,95	-	3,34	2,86	-	3,91

Quartzo	30,54	41,26	55,77	36,46	44,74	28,44	43,31
Protolitionita	7	13,96	8,78	3,18	18,78	1,68	4,45
Clorita	1,27	5,71	7,08	1,27	2,54	0,76	0,94
Titanita	1,91	0,31	-	0,47	-	0,30	0,40
Sericita	-	2,69	9,09	6,84	2,38	5,19	2,15
Óxidos e sulfetos*	-	-	0,15	0,15	-	-	0,13
Topázio	0,15	Veio	2,46	-	-	0,30	0,26
Fluorita	0,15	1,11	2,15	0,31	0,47	-	0,13
Allanita	-	-	-	-	-	-	0,13

Notas: * calcopirita, pirita, ilmenita e magnetita.

Tabela 2.3. Porcentagem modal da fácies episenito do Alvo Estrela

Minerais/Amostras	17-103,0A	17-103,0B
Feldspato	54,41	62,62
Quartzo	10,08	11,64
Clorita	9,69	6,85
Sericita	-	1,02
Óxidos e sulfetos*	0,93	1,31
Fluorita	24,89	15,40
Monazita	-	1,16

Notas: * calcopirita, pirita, ilmenita e magnetita.

Tabela 2.4. Porcentagem modal da fácies topázio-albita-ortoclásio granito do Alvo Estrela

Minerais/Amostras	15-93,40	15-101,50
Feldspato	70,16	68
Quartzo	23,56	19,50
Topázio	3,15	4,02
Matriz	3,13	8,48

2.2.2. Feições mesoscópicas

O **quartzo diorito (QD)** foi observado na seção 3800 no testemunho de sondagem do furo EF03 encaixado em uma zona brechada, na seção 4100 SE, nos testemunhos de sondagem dos furos, EF15 e EF37, e no testemunho de sondagem do furo EF06.

Próximo a superfície (seção 4100 – EF37-6,27), a rocha apresenta uma textura porfírica fina portadora de fenocristais de andesina arredondados, quartzo estirado, matriz biotítica e venular. Com o aumento da profundidade (seção 4100 – EF02-405 e EF37-493,14) a granulometria da rocha torna-se média e ela apresenta fenocristais de andesina zonados e matriz de quartzo, biotita, andesina e calcopirita (Figura 2.18 e 2.19). Em geral a rocha tem textura porfírica com matriz hipidiomórfica granular e mirmequítica, granulometria média a fina e coloração cinza média. O contato com o andesito e com o albita-ortoclásio granito é discordante e marcado por zonas brechadas e falhadas.

Raros xenólitos de andesito deformado e de gnaiss (Figura 2.20), este último possivelmente do embasamento, foram observados. O quartzo diorito é cortado pelo albita-ortoclásio granito (seção 4100 – EF37-492,75).

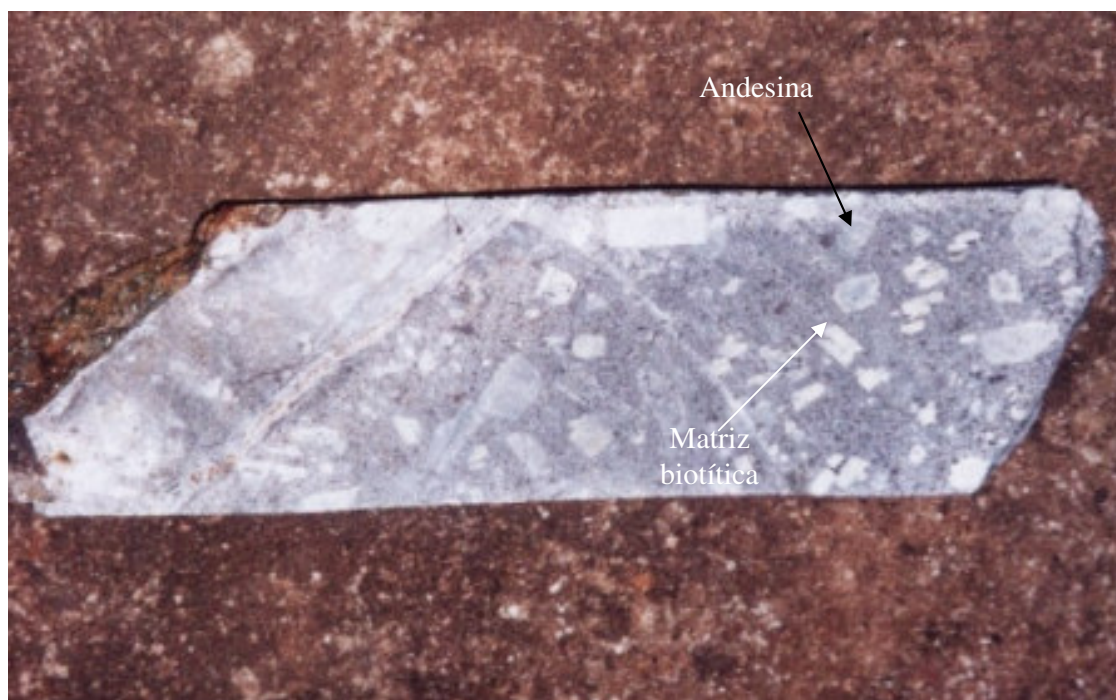


Figura 2.18. Fotografia de quartzo diorito com fenocristais de andesina e matriz biotítica. A fita mede 2 cm.



Figura 2.19. Fotografia de quartzo diorito. A fita mede 2 cm.

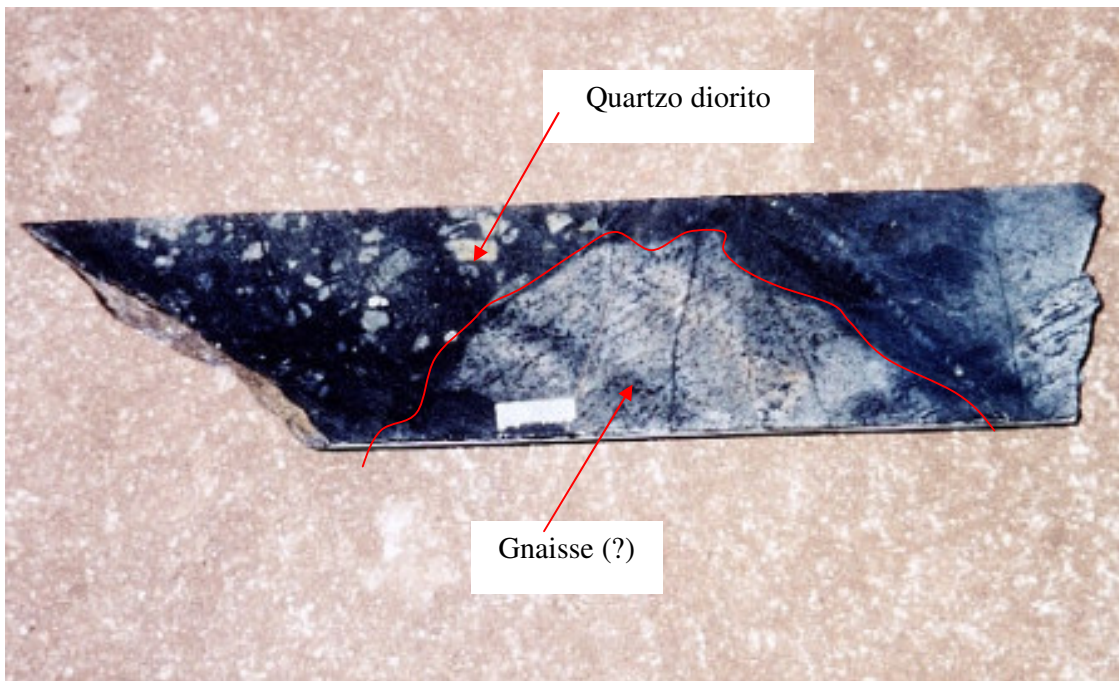


Figura 2.20. Fotografia de quartzo diorito com xenólito de gnaissse. A fita mede 2 cm.

O albita-ortoclásio granito (AOG) não aflora. Ele foi descrito nas seções 3800 e 4100 SE ao longo dos testemunhos dos furos de sondagem EF01, EF03, EF04, EF14 e EF43.

Trata-se, de um corpo cuja forma e tamanho ainda são incertos, com dimensões provavelmente compatíveis com um *stock*.

O albíta-ortoclásio granito tem textura porfirítica, não apresenta deformação e é pouco fraturado. Próximo à cúpula do granito tem coloração rósea e granulometria fina (Figura 2.21), apresentando protolitionita entre 1 e 5% (EF01-398,8; EF04-331,8; EF09-548,2; EF14-340,2; EF37-492,75). Com o aumento da profundidade o granito apresenta-se cinza (Figura 2.22), localmente bandado, com granulometria média a grossa e com protolitionita entre 7 e 19% (EF01-418,7; EF04-334,3; EF14-348,85; EF43-409).

A mudança de coloração do albíta-ortoclásio granito delimitada pela diminuição de quartzo, a mudança de granulometria de fina para média a grossa e a diminuição gradual do conteúdo de biotita e clorita podem ser consideradas como indícios dos processos de greisenização.

O contato com o andesito é discordante (Figura 2.21). Zonas de fraturas e de brechas de espessura centimétricas próximas ao contato com a encaixante são comuns. Estas zonas são marcadas por vênulas de quartzo, siderofilita + calcopirita \pm molibdenita + protolitionita + quartzo + turmalina + fluorita roxa (Figura 2.23), e pelo aparecimento em grande quantidade de biotita e fluorita roxa pseudomórficas de oligoclásio, junto com epidoto e protolitionita bordejando os fenocristais de feldspato na rocha encaixante.

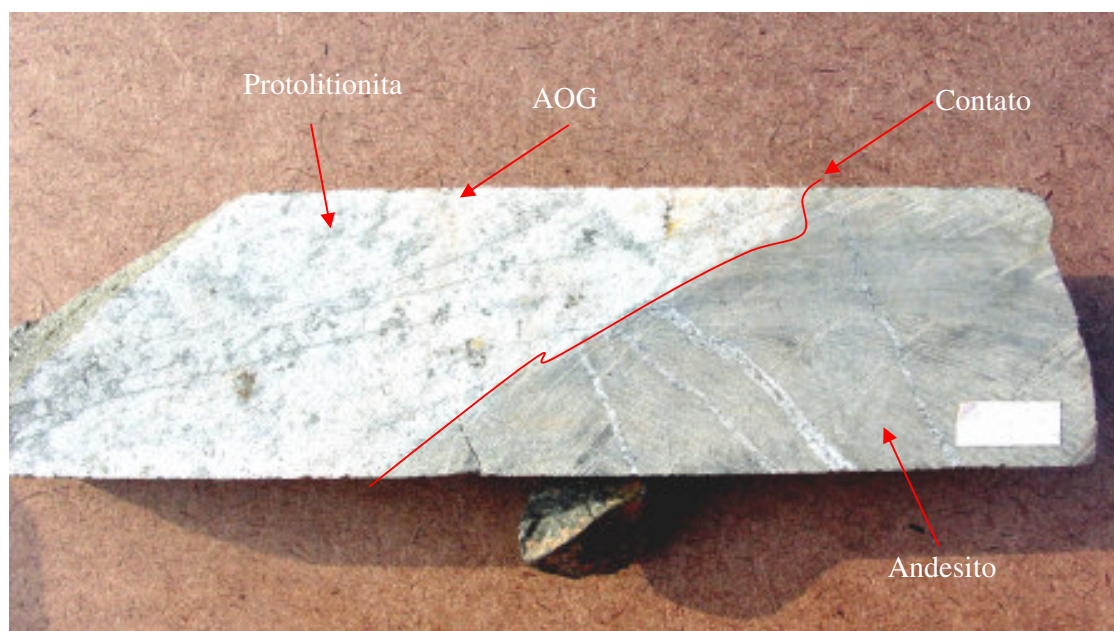


Figura 2.21. Fotografia do contato entre o albíta-ortoclásio granito e o andesito. A fita mede 2 cm.

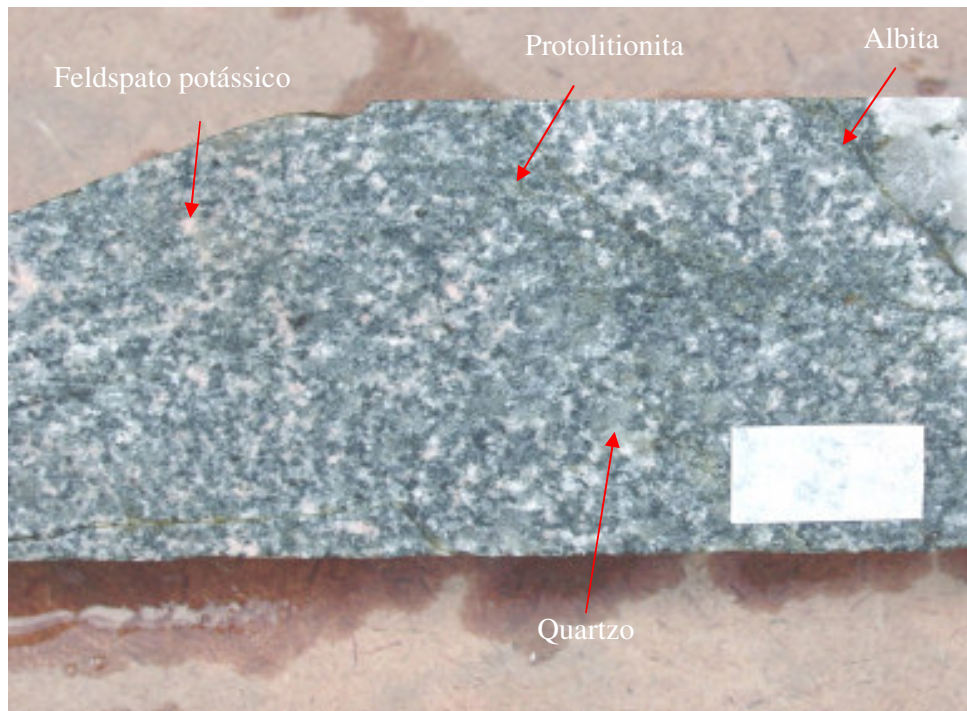


Figura 2.22. Fotografia do albita-ortoclásio granito. A fita mede 2 cm.

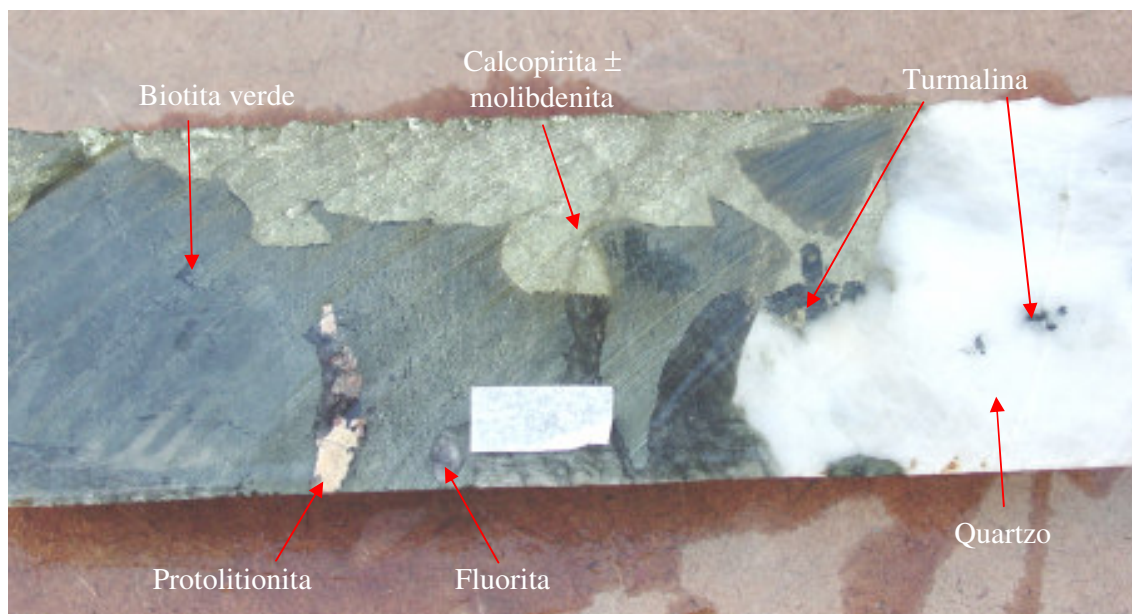


Figura 2.23. Fotografia de veio de siderofilita, calcopirita ± molibdenita, protolitionita ± fluorita roxa e quartzo ± turmalina em zona de contato entre andesito – albita-ortoclásio granito. A fita mede 2 cm.

O **episienito**, não aflora, tendo sido descrito nos testemunhos dos furos de sondagem EF06 e EF17, localizados fora das seções aqui detalhadas (Figura 2.2).

O episienito tem granulometria média a grossa, coloração rósea e textura granular, onde se destaca uma quantidade marcante de feldspato potássico róseo (até 62%) e fluorita (até 24,89%) (Figura 2.24). Trata-se de uma rocha encaixada ao longo de uma zona de falha, paralela à falha Carajás (EF17-103).

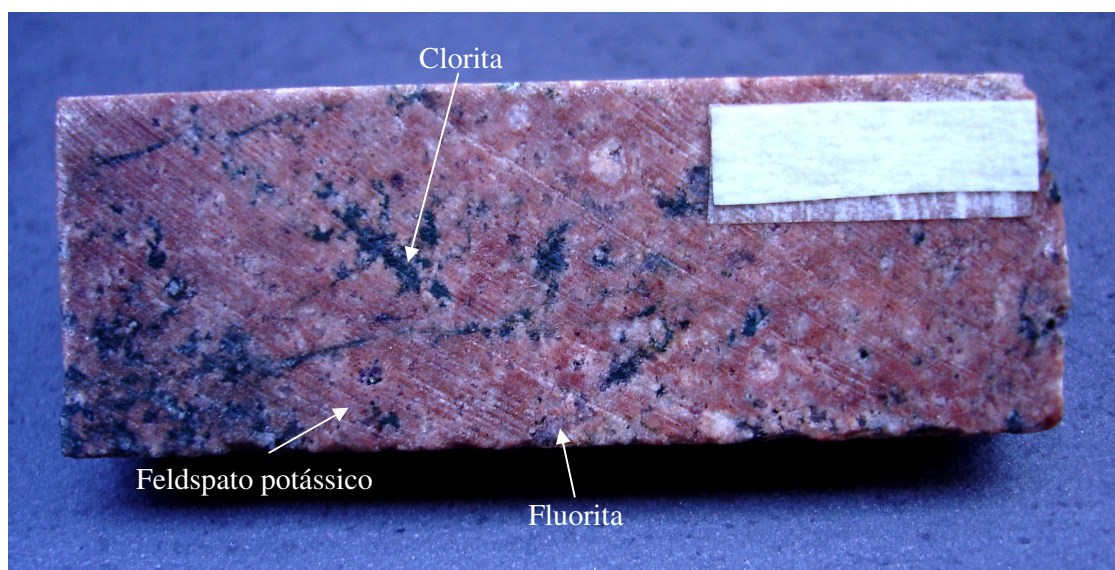


Figura 2.24. Fotografia do episienito com feldspato róseo, fluorita e clorita. A fita mede 2 cm.

O **topázio-albita-ortoclásio granito (TAOG)** tem coloração cinza claro e granulometria fina dada pela destruição do plagioclásio e transformação do mesmo em sericita, zinnwaldita e lepidolita, além da presença de topázio. O topázio-albita-ortoclásio granito foi descrito nos testemunhos de sondagem EF02, EF11, EF15 e EF41, nas seções 3400 SE e 4100 SE sob a forma de veios e trata-se da fácies greisenizada do granito do Alvo Estrela.

O contato do topázio-albita-ortoclásio granito com os andesitos é nítido (Figura 2.25). Estes contatos são marcados por faixas de biotita verde na rocha encaixante (Figura 2.26) e caracterizados pelo aparecimento de uma grande quantidade de aglomerados de quartzo (Figura 2.27). Também, está em contato com os gabros e o albita-ortoclásio granito (Figura 2.27).



Figura 2.25. Fotografia do contato entre o topázio-albita-ortoclásio granito e o andesito. A fita mede 2 cm.

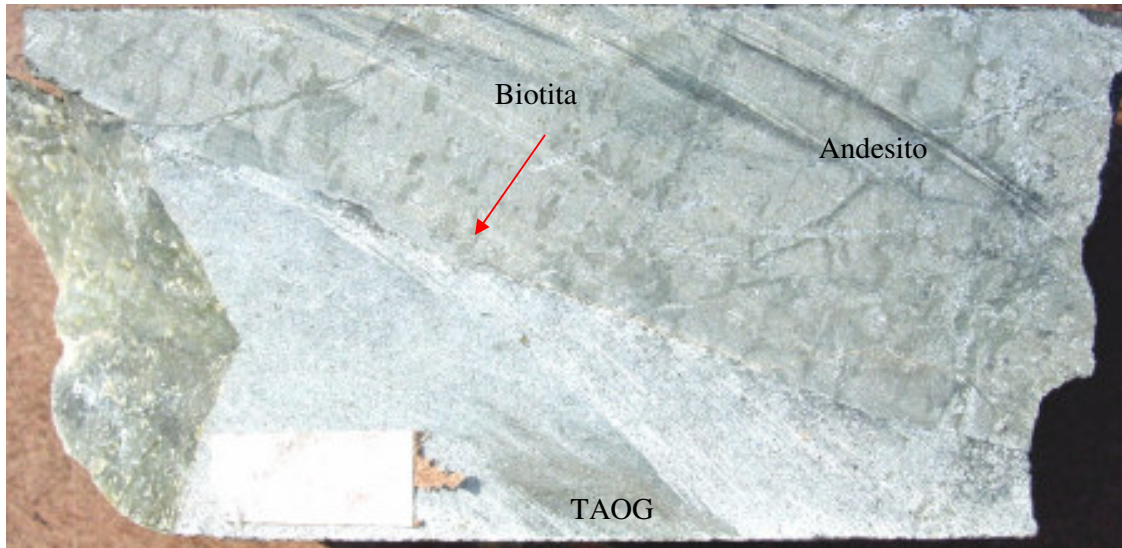


Figura 2.26. Fotografia do contato entre o topázio-albita-ortoclásio granito e o andesito. A fita mede 2 cm.

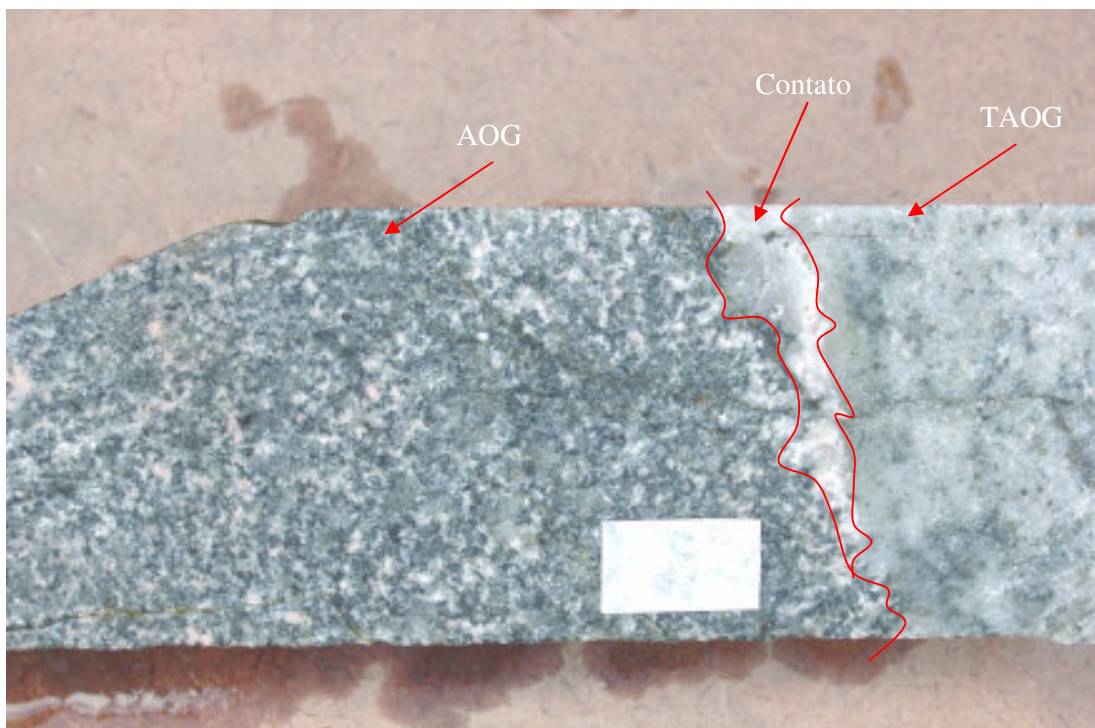


Figura 2.27. Fotografia do contato entre o albíta-ortoclásio granito e topázio-albíta-ortoclásio granito. A fita mede 2 cm.

2.2.3. Feições microscópicas

Quartzo diorito

A assembléia mineral do quartzo diorito é constituída por fenocristais de andesina e ortoclásio, quartzo, albíta e Fe-biotita. Também, ilmenita, sericita, biotita verde, chamosita, epidoto, fluorita e calcita, subordinadamente, zircão, titanita, leucoxênio, calcopirita, pirita e ouro.

O plagioclásio está representado por duas gerações diferentes. A primeira geração é constituída por andesina (An_{34-47}) e a segunda é composta por albíta. A andesina parece ser magmática. Ela tem hábito subédrico e seus cristais variam de 1 a 3 mm de comprimento. Apresenta geminação, segundo a lei da albíta e bordas irregulares devido aos contatos interpenetrados de albíta e quartzo. A andesina é substituída por albíta, sericita, epidoto, fluorita e clorita. Fraturas preenchidas por biotita verde e sericita cortam os fenocristais de andesina. A sericitização é mais expressiva do que a epidotização, sendo controlada pelos planos de geminação. Esta alteração é ausente apenas ao longo das coroas albíticas, que

normalmente se desenvolvem nas bordas da andesina podendo apresentar feições texturais do tipo *chess-board* (Figura 2.28 A).

A albita (0,3 a 0,8 mm) é anédrica, mostrando intercrescimento mirmequítico com o quartzo e inclusões de zircão.

O ortoclásio, em geral, é a fase mais abundante. Ele é subédrico e anédrico. Seus cristais têm dimensões que variam de 0,2 a 0,5 mm. Raramente o ortoclásio possui geminação *Carlsbad*, em geral tem as bordas irregulares devido ao intercrescimento gráfico de quartzo (Figura 2.28 B). Seu produto de alteração é sericita, mas biotita verde também foi observada. A albitização do ortoclásio é restrita, geralmente ocorre em cristais bastantes sericitizados, podendo ser observado texturas do tipo *swapped-rims* incompletas. Fraturas preenchidas por biotita verde e sericita cortando os cristais de ortoclásio são comuns.

Raros cristais de ortoclásio são *iron coated* (Figura 2.28 C), apresentam uma quantidade marcante de inclusões avermelhadas (hematita?). Alguns desses cristais apresentam fraturas preenchidas por clorita e outros são brechados, sendo cimentados por clorita. O contato com a clorita é marcado pelo aparecimento de finas agulhas de rutilo.

As micas apresentam duas gerações diferentes. A primeira é composta por Fe-biotita e a segunda é representada por biotita verde. A Fe-biotita parece ser mais antiga, ela tem hábito subédrico e seu pleocroísmo varia de castanho claro a castanho esverdeado. Seus cristais têm dimensões que variam de 0,2 a 0,9 mm. Em geral, a Fe-biotita ocorre intercrescida ao ortoclásio. Cristais de Fe-biotita que ainda conservam a forma original são restritos. A Fe-biotita apresenta as bordas irregulares, sendo comum suas lamelas estarem transformadas em biotita verde. Por vezes, alguns cristais de Fe-biotita apresentam golfos de corrosão preenchidos por epidoto envolto por minerais radioativos (uraninita?). Inclusões de ilmenita intersticiais às lamelas são também observadas.

A biotita verde (siderofilita?) é anédrica e seu pleocroísmo varia de amarelo pálido a verde oliva. Seus cristais têm dimensões que variam de menores do que 0,1 até 0,3 mm. A biotita verde normalmente se desenvolve entre as lamelas de Fe-biotita e planos de geminação do ortoclásio, penetrando nestes minerais. Forma ramificações na forma de gotículas nesses minerais, sugerindo formação posterior. Seu produto de alteração é a clorita.

A ilmenita é freqüente e ocorre sob a forma esquelética incluída na Fe-biotita (Figura 2.28 D). O mineral só foi observado associado à Fe-biotita quando essa é substituída por biotita verde.

A matriz é formada por cristais de quartzo com forma amebóide, concentrações de ripas de ortoclásio substituído por sericita, lamelas de Fe-biotita alteradas para biotita verde, clorita e epidoto intersticiais a ortoclásio e Fe-biotita e, subordinadamente, titanita, fluorita, leucoxênio, calcopirita e pirita.

A clorita é uma chamosita anédrica a subédrica, ocorre ora com estrutura em leque, ora com hábito vermicular, ambas formam aglomerados ou enxames que adentram os cristais de ortoclásio *iron coated*. O mineral, geralmente, se desenvolve como produto de alteração da Fe-biotita e também em veios. Vale ressaltar que a clorita vermicular substitui a clorita em leque.

O epidoto é um Fe-epidoto (PS_{26,45} a _{26,91}) subédrico e anédrico, seu tamanho varia de 0,1 a 0,4mm. Ele ocorre bordejando golfos de calcopirita na matriz, e também em veios, onde se desenvolve com forma acicular.

A fluorita é subédrica e anédrica, geralmente com estrutura em atol na matriz e textura em pente nos veios, ocorrendo também nos interstícios dos cristais de quartzo.

A titanita é anédrica (0,1mm) e forma aglomerados em pontos isolados da matriz.

O leucoxênio (?) é anédrico e raro. Ocorre sob a forma de diminutos grãos turvos com pleocroísmo castanho claro disseminados na rocha.

A calcopirita e a pirita são anédricas. Elas selam veios associados à biotita verde – fluorita – epidoto, e também ocorrem inclusas em calcita. Possivelmente se desenvolvem como diferentes estágios de mineralizações, pois foram observadas inclusões de pirita em cristais de calcopirita e vice-versa, atestando a formação de pelo menos duas gerações destes minerais. O ouro apresenta tamanhos diminutos (<0,1 mm) e ocorre incluso em calcopirita.

A calcita é subédrica e euédrica (0,1 a 4 mm). O mineral é um dos constituintes de veio junto com ortoclásio, fluorita, calcopirita pirita e mais raramente rutilo. Apresenta raras inclusões de calcopirita e fluorita, preferencialmente, em seus planos de clivagem.

Os dados petrográficos sugerem que o quartzo diorito tenha sido submetido a processos de alteração hidrotermal, tais como albitização gerada pela substituição de andesina por albita, associada a uma alteração potássica, evidenciada pela transformação da andesina em siderofilita. E por fim, silicificação incipiente e localizada, identificada na introdução e/ou neoformação de quartzo a partir dos minerais pré-existentes na rocha.

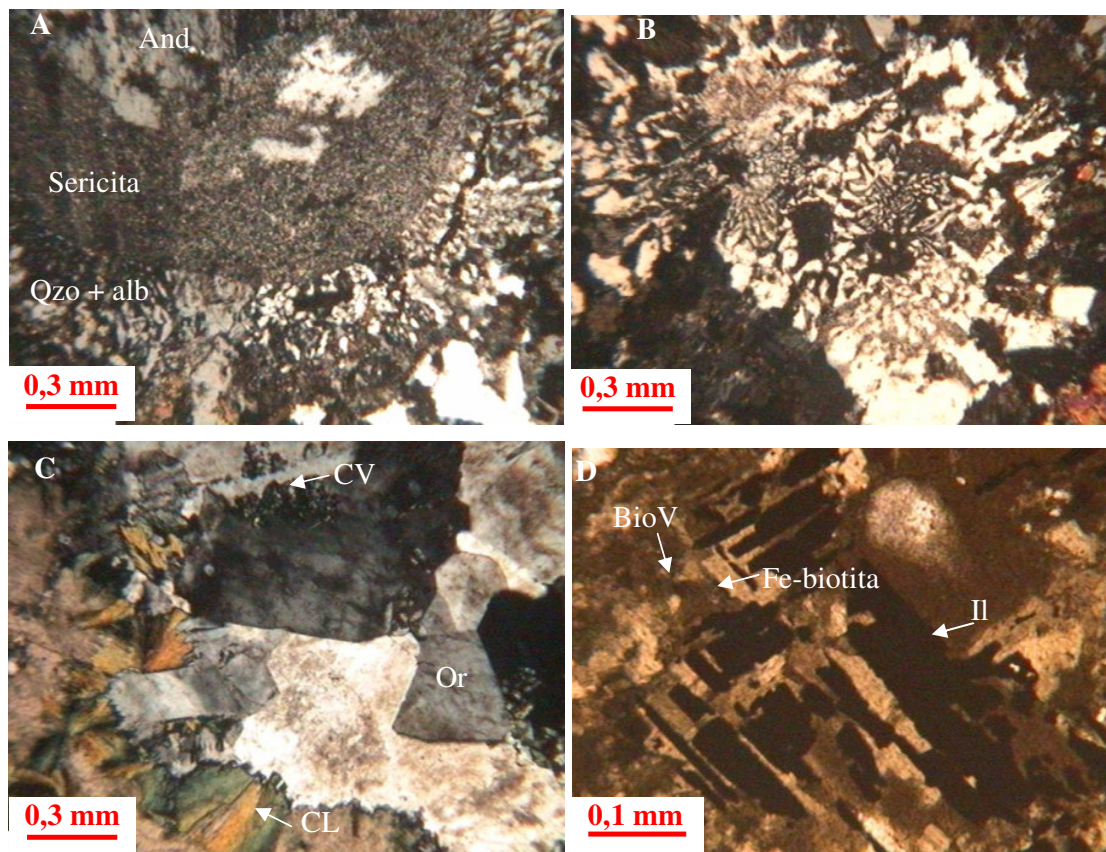


Figura 2.28. Fotomicrografias de quartzo diorito (A-D). A: fenocristal de andesina (And) bordejado por albita (alb) e quartzo (Qzo); B: ortoclásio com intercrescimento gráfico de quartzo; C: ortoclásio (Or) *iron coated* substituído por clorita em leque (CL) e clorita vermicular (CV); D: ilmenita (Il) esqueletal em Fe-biotita substituída por biotita verde (Bio V).

Albita-ortoclásio granito

O albita-ortoclásio granito é constituído por feldspato potássico, quartzo, albita, sericita e protolitionita. Também, lepidolita, turmalina, clorita, fluorita, siderita, allanita, topázio, minerais radioativos (uraninita?) e, raramente, calcopirita, pirita, ilmenita e magnetita (Figura 2.30 A-D).

O quartzo foi observado com três formas distintas: Qz1, Qz2 e Qz3. O Qz1 é fenocristal, o Qz2 ocorre em aglomerados e o Qz3 tem extinção ondulante e se restringe às vênulas. O Qz1 tem extinção ondulante e é subédrico. Seus cristais têm dimensões de 3,5 mm, são fraturados e apresentam as bordas irregulares. O Qz1 ocorre na forma de cristais isolados

intersticiais ao ortoclásio, caracterizando o processo de silicificação da rocha. Agregados cristalinos com migração do limite de grão são comuns.

O Qz2 se desenvolve na forma de aglomerados de 0,1 a 0,5 mm de extensão. Nos aglomerados os cristais de Qz2 apresentam migração do limite de grão. Os aglomerados de Qz2 formam trilhas entre os cristais de ortoclásio e Qz1, associados (não geneticamente) ao epidoto, a protolitionita e clorita, além de cortarem os cristais de Qz1.

O plagioclásio é representado por albita ($An_{1,5}$). Esta albita tem um aspecto límpido e ocorre como ripas inclusas em fenocristais de Qz1 e inclusas também em epidoto atestando sua formação anterior ao quartzo e ao epidoto. Nesta rocha a albita é euédrica com geminação bem desenvolvida.

Um segundo tipo de albita se desenvolve intersticial, em menor quantidade, na matriz, com o quartzo e, intercrescida com o ortoclásio. Esta albita tem as bordas arredondadas e substituição por sericita, além de inclusões de ortoclásio prismático, fluorita e quartzo, sugerindo sua formação posterior a estes três últimos minerais.

O feldspato potássico está representado por duas gerações diferentes: FK1 e FK2. O FK1 é o feldspato mais antigo e o FK2 é a segunda geração de feldspatos. O FK1 é subédrico e ocorre sob a forma de prismas curtos (1,0 mm). O FK1, em geral tem geminação *Carlsbad* e se apresenta bastante fraturado. A substituição preferencial se dá por albita e, subordinadamente, por protolitionita e fluorita. A albitização deste feldspato é comum, em geral, o FK1 é pertítico. A sericita e a protolitionita, adentram no FK1 aproveitando seus planos de macla e fraturas e, também, corroem suas bordas. Mais localizadamente se observa a presença de ortoclásio (FK2) interpenetrado ao FK1, sugerindo a corrosão desse. Microfraturas preenchidas por turmalina, fluorita, calcopirita e pirita foram observadas cortando os cristais.

O FK2 é um ortoclásio ($Or_{89,9 \text{ a } 97,5} Ab_{2,5 \text{ a } 10,1} An_0$) anédrico (0,5 a 2 mm), que tem bordas irregulares com feições texturais de cristais interpenetrados com Qz1 e FK1. Seu principal produto de alteração é a protolitionita, mas, também, há clorita. Em geral, seus cristais se mostram intensamente mascarados por trilhas de fluorita incolor e lilás e protolitionita que comumente se concentram no núcleo do FK2. Por vezes, se desenvolve rutilo junto com protolitionita nestas trilhas. O intercrescimento micropertítico é restrito. Raros são os cristais de ortoclásio que apresentam geminação albita-periclina.

A sericita é subédrica e anédrica. Seus cristais variam de 0,1 a 0,3 mm. Geralmente, intersticial ao ortoclásio, ocorre como produto de alteração do FK1. A sericita é substituída

por protolitionita e posteriormente por lepidolita, que corrói suas bordas e penetra em suas lamelas, bem como Qz3.

A allanita é um acessório raro, apresenta-se com tamanhos menores que 0,1 mm, é normalmente subédrica e, raramente, anédrica, além de ser zonada. Geralmente, ocorre inclusa em cristais de ortoclásio e quartzo.

O epidoto, geralmente prismático, é subédrico e é pleocróico de incolor a verde pálido. Seus cristais têm comprimento médio de 0,5 mm e bordas irregulares. O mineral se forma nas interfaces do quartzo e do FK1. Fraturas preenchidas por epidoto cortam os cristais de quartzo e de FK1. Raramente foi observado incluso em albita. Na forma acicular, o epidoto, também preenche golfos com a lepidolita.

A protolitionita (0,1 a 0,8 mm) é pleocróica em tons de castanho claro a verde e incolor a verde pálida. O mineral se desenvolve as expensas do ortoclásio e intersticial a esse, sendo comumente substituída por clorita. Fraturas preenchidas por protolitionita cortam os cristais de ortoclásio. A protolitionita substitui o epidoto e a sericita, essa substituição é controlada pelos planos de clivagem do epidoto e as lamelas da sericita. A protolitionita tem as bordas irregulares e golfões de corrosão preenchidos por fluorita, além de inclusões de minerais radioativos (uraninita?) que provocam o aparecimento de halos pleocróicos. Este mineral foi observado corroendo as bordas do FK1 e ortoclásio, sendo, ocasionalmente, substituído por lepidolita, turmalina e clorita.

A titanita é um acessório raro, em geral, forma aglomerados associados à albita, à alteração da protolitionita para clorita e coexistindo com o epidoto.

A turmalina é uma foitita-F-foitita, geralmente em raríssima quantidade, é euédrica e se desenvolve as expensas da protolitionita, formando uma coroa de substituição.

Os minerais radioativos estão inclusos em: fluorita, pirita, calcopirita, protolitionita, titanita e allanita. Ocorrem, também, de forma dendrítica na matriz.

O topázio é subédrico e seus cristais têm de 0,5 a 1,5 mm de comprimento, sendo intersticiais ao quartzo. É pouco fraturado, com bordas arredondadas e raras inclusões de protolitionita e minerais radioativos (uraninita e allanita?). Cristais euédricos foram observados inclusos em Qz1.

A pirita possui hábito euédrico a anédrico e seus cristais têm em média 0,2 mm de comprimento. Em raríssima quantidade e disseminada, ocupa as bordas do ortoclásio e preenche golfos circundados por fluorita. A calcopirita é subédrica e anédrica, com dimensões entre 0,2 a 0,6 mm e com bordas irregulares.

CAPÍTULO III

LITOGEOQUÍMICA

Para o estudo litogeoquímico, mais uma ferramenta na definição e caracterização das rochas do Alvo, foram selecionadas amostras dos riolitos, do quartzo diorito, do albita-ortoclásio granito, do topázio-albita-ortoclásio granito e do episienito.

As técnicas analíticas usadas neste estudo foram descritas no capítulo I e os resultados das análises químicas de rocha encontram-se nos Anexos (Tabelas 3 a 5).

1. RIOLITO

A seleção destas amostras foi baseada no grau de alteração: incipiente ou intensa. A partir disto, as amostras foram separadas em dois grupos: riolito A (alteração incipiente) e riolito B (alteração intensa), como mencionado no capítulo de petrografia.

O riolito A é aquele que é formado por fenocristais de oligoclásio e quartzo, imersos em uma matriz de fragmentos finos de oligoclásio alterados para Fe-biotita com posterior siderofilitização, albita substituída por sericita e quartzo. Também foram observados epidoto, allanita, turmalina, clorita, pirita, calcopirita, molibdenita, pirrotita, magnetita e siderita.

Esta rocha possui valores de SiO₂ entre 72 e 75%, 0,2% de TiO₂, Al₂O₃ entre 12,17 e 13%, MgO entre 1,62 e 1,89%, K₂O entre 1,77 e 4,15%, Na₂O entre 1,75 e 5,55% e CaO entre 0,07 e 0,3%. A razão Fe/(Fe + Mg) varia de 0,60 a 0,67. O conteúdo de Elementos Terras Raras (ETR) é 110,15 a 153,03 vezes o condrito, apresentando fracionamento em Elementos Terras Raras Leves (ETRL) (La/Sm_n = 6,1 – 6,6), anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,33 –

0,49) e padrão achatado de Elementos Terras Raras Pesadas (ETRP) ($Gd/Yb_n = 1,3 - 1,4$) (Figura 3.1).

O riolito B é composto pela mesma assembléia mineral que o riolito A, mas apresenta uma maior quantidade de siderofilita, Fe-biotita e allanita com posterior cloritização desses minerais, além de diminuição da quantidade de quartzo e dos fenocristais e arredondamento dos cristais de agregados cristalinos de quartzo.

O riolito B apresenta valores de SiO_2 entre 56 e 70%, 0,05% de TiO_2 , Al_2O_3 entre 9,79 e 11,9%, MgO entre 1,76 e 4,10%, K_2O entre 2,31 e 5,07%, Na_2O entre 1,21 e 3,23% e CaO entre 1,34 e 4,13%. A razão $Fe/(Fe + Mg)$ varia de 0,74 a 0,78. Possui conteúdo de ETR entre 190,91 e 826,38 vezes o condrito, fracionamento moderado das ETRL ($La/Sm_n = 7,6 - 8,4$), anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,26 - 0,28$) e padrão achatado de ETRP ($Gd/Yb_n = 0,8 - 1,9$) (Figura 3.1).

Comparando com o riolito da Serra Norte (Gibbs *et al.*, 1986), os riolitos do Alvo Estrela são enriquecidos em Rb, Cs e empobrecidos em Ba. O riolito B ainda é enriquecido em Th, U e Ta, e chama atenção o elevado teor de Cu nessa rocha (até 2200 ppm). Isto sugere que o Th, U, Cu e Ta possam ser provenientes de metassomatismo granítico, conforme foi verificado nos andesitos da mesma área por Fleck (2005).

Os riolitos A e B do Alvo apresentam semelhanças nos padrões de ETR com o riolito da Serra Norte (Figura 3.1), sendo mais enriquecidos em ETR do que este último. Este fato tanto pode ser devido à proveniência de magma mais evoluído, quanto ao reflexo da alteração hidrotermal. Duas amostras de riolito B são mais ricas em ETRL e ETRP do que os outros riolitos, sugerindo tratar-se de uma fácies mais diferenciada, ou provavelmente de uma fácies mais hidrotermalizada.

Estes dados, somados a associação andesito-riolito também observada na Serra Norte (Gibbs *et al.*, 1986, Teixeira & Eggler, 1994), sugerem que eles sejam correlacionáveis aos riolitos do Grupo Grão Pará. Além disto, os andesitos do Alvo Estrela são cronocorrelatos aos andesitos Grão Pará (Lindenmayer *et al.*, 2005).

Na literatura, poucos autores discutem classificação química de ambientes tectônicos para rochas vulcânicas félsicas, sendo as rochas vulcânicas máficas mais discutidas (Pearce & Cann, 1973, Winchester & Floyd, 1975, Wood, Joron & Treul, 1979).

Gorton & Schandl (2000) com base em razões de elementos traços de rochas vulcânicas intermediárias e ácidas de vinte e seis diferentes localidades do mundo,

propuseram a utilização da relação entre as razões de Th/Yb e Ta/Yb para a definição de ambiente tectônico para estas rochas.

Apesar da alteração, utilizou-se tentativamente essas razões para verificar se havia algum comportamento coerente dessas razões em relação a um possível ambiente tectônico.

Assim, no diagrama Th/Yb *versus* Ta/Yb (Figura 3.2) a maioria das amostras dos riolitos A e B do Alvo Estrela e do riolito da Serra Norte ocupam o campo de margem continental ativa.

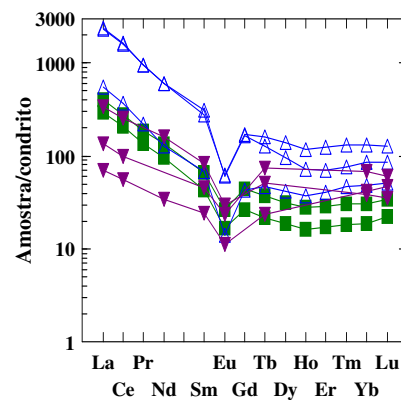


Figura 3.1. Diagrama de elementos terras raras normalizados ao condrito, de Sun & MacDonough (1989), mostrando os padrões de ETR dos riolitos do Alvo Estrela e riolito da Serra Norte. Quadrados sólidos: riolito A, triângulo vazio: riolito B e triângulo sólido: riolito da Serra Norte.

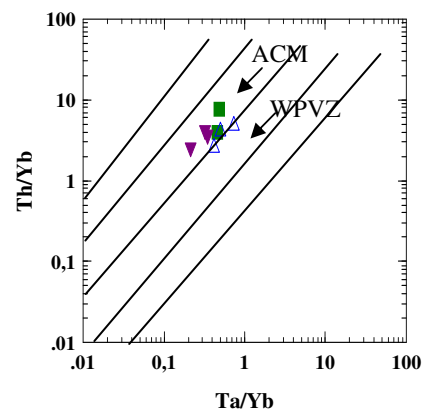


Figura 3.2. Diagrama Th/Yb *versus* Ta/Yb, de Gorton & Schandl (2000), mostrando o posicionamento das amostras do riolito A e riolito B do Alvo Estrela e o riolito da Serra Norte. Quadrados sólidos: riolito A, triângulo vazio: riolito B e triângulos sólidos: riolito Serra Norte. ACM: Margem Continental Ativa e WPVZ: Zona vulcânica intraplaca.

Apesar dos riolitos do Alvo Estrela exibirem os efeitos das alterações hidrotermais, as amostras menos hidrotermalizadas possivelmente apresentam características que podem ser correlacionadas à fonte. O enriquecimento da razão Th/Yb sugeriria um aumento da contribuição de um componente de arco para as lavas. Também o enriquecimento progressivo em ambas as razões Th/Yb e Ta/Yb refletiria uma contribuição de crosta continental mais antiga a partir de magmas gerados em um ambiente de margem continental ativa (Gorton & Schandl 2000). Embora os valores de Ta e Th dos riolitos do Alvo Estrela possam ser provenientes de metassomatismo granítico, essas sugestões são também compatíveis com os valores de $\epsilon Nd (T) = -3,2$ encontrados nos gabros e andesitos associados a esses riolitos na área (Lindenmayer *et al.*, 2005), que indicam contaminação de crosta continental mais antiga.

2. GRANITÓIDES PALEOPROTEROZÓICOS

Os granitóides paleoproterozóicos identificados no Alvo Estrela foram quartzo diorito, albita-ortoclásio granito, episenito e topázio-albita-ortoclásio granito.

Quartzo diorito

O quartzo diorito é portador de fenocristais de andesina e ortoclásio substituídos por sericita e albita, e com quartzo intersticial. A Fe-biotita está alterada para biotita verde cloritizada e associada a ilmenita. A fluorita, titanita e leucoxênio estão dispersos na matriz. O zircão ocorre incluso em albita e quartzo, e o epidoto se desenvolveu a partir da alteração da andesina. A calcita com calcopirita e pirita inclusas está restrita a veios.

O quartzo diorito tem conteúdo de sílica entre 61,34 e 63,54 %, TiO_2 entre 0,97 e 1,07 %, Al_2O_3 entre 13,37 e 13,87 %, MgO entre 1,08 e 1,2 % e CaO entre 2,52 e 3,06 %.

Como as rochas estudadas do Alvo Estrela, ele foi submetido a processos de alteração hidrotermal, tais como albitização, potassificação e greisenização, com maior ou menor intensidade. Isto impede que a composição química original possa ser determinada.

Dentre os elementos traços, o quartzo diorito apresenta Au entre 5 a 50 ppb, Cu até 1590 ppm e Li até 208 ppm.

O quartzo diorito mostra conteúdo de ETR entre 199 a 263 vezes o condrito, apresenta forte fracionamento dos ETRL ($La/Sm_n = 6,0 - 6,4$), anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,58$ a $0,69$) e fracionamento menos pronunciado dos ETRP ($Gd/Yb_n = 1,7$ a $2,1$) (Figura 3.3).

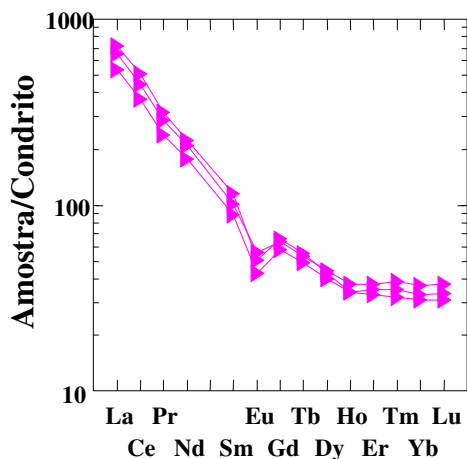


Figura 3.3. Diagrama de elementos terras raras, mostrando os padrões de ETR do quartzo diorito, normalizado pelo condrito de Sun & MacDonough (1989).

Granitos

O albita-ortoclásio granito (AOG) é composto por feldspato potássico, quartzo, albita, sericita e protolitionita, sendo os minerais acessórios lepidolita, turmalina, clorita, fluorita, siderita, allanita, topázio, zircão, minerais radioativos (uraninita?) e, raramente, calcopirita, pirita, ilmenita e magnetita.

O episienito é formado por feldspato potássico róseo, fluorita e clorita, além de ilmenita, magnetita, calcopirita e pirita, e caracteriza um dos processos de alteração hidrotermal a que o granito do Alvo Estrela foi submetido: a episienitização.

O topázio-albita-ortoclásio granito (TAOG), que representa a fácies greisenizada, apresenta a mesma assembléia mineral do albita-ortoclásio granito diferindo na maior quantidade de topázio, de feldspato potássico sericitizado, aumento da matriz e variedades micáceas tipo zinnwaldita e lepidolita.

Com base nos resultados das análises químicas, o albita-ortoclásio granito apresenta 70,97 a 71,55 % de SiO_2 , enquanto que o episienito tem 54,77 a 55,22 %, o que já era de se esperar para uma rocha episienitizada, ou seja, baixos conteúdos de SiO_2 (Lacroix, 1920, Costi *et al.*, 2002, Möller, Snäll & Stephens, 2003). O topázio-albita-ortoclásio granito tem maior quantidade de SiO_2 (72,27 a 72,84 %) do que o albita-ortoclásio granito, o que possivelmente está correlacionado à silicificação conforme mostraram os dados petrográficos.

O topázio-albita-ortoclásio granito apresenta maior quantidade de Al_2O_3 e Na_2O e um conteúdo menor de FeO , MgO e K_2O , o que parece ser o reflexo da albitização do ortoclásio e dos processos de greisenização evidenciados pela presença de topázio e substituição da protolitionita por zinnwaldita e lepidolita.

O albita-ortoclásio granito é sódico porque possui razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,85, que se assemelha ao granito Jamon, cuja razão varia de 0,8 a 1,15 (Dall'agnol, Scaillet & Pichavant, 1999), este último com tendência potássica, mas diverge daquela dos granitos Serra dos Carajás (1,31 a 2,88), Cigano (1,33 a 2,18), Pojuca (1,15 a 2,6), Velho Guilherme (1,20), Jovem do Salobo (1,22 a 1,41) e Gameleira (3,83 a 4,07), que são granitos potássicos.

O albita-ortoclásio granito ainda é peraluminoso com razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de 2,45 (Figura 3.4) e cálcio-alcálico a alcalino, de acordo com a classificação de Wright (1969) (Figura 3.5), assim como os demais granitos da região de Carajás citados anteriormente.

Na Figura 3.6 se observa que o topázio-albita-ortoclásio granito é cálcio-alcálico a alcalino tal como o albita-ortoclásio granito, sugerindo que os processos de greisenização e silicificação mobilizaram pequena porcentagem molar de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O e K_2O .

O episienito ocupa uma posição distinta, isto se deve a grande quantidade de feldspato potássico e aos processos de alteração hidrotermal, que dissolveram o quartzo reduzindo o conteúdo de sílica e propiciaram a formação de fluorita nos *vugs* do quartzo dissolvido.

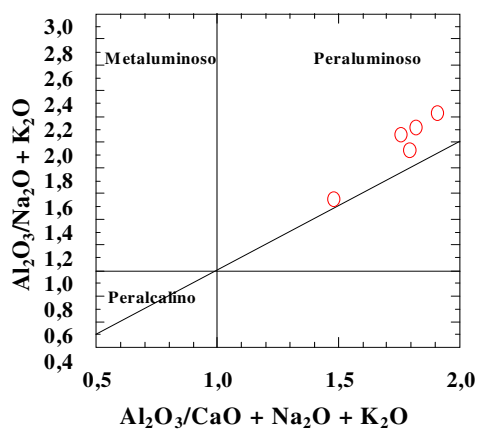


Figura 3.4. Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (molar) versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (molar), de Maniar & Piccoli (1989), mostrando a composição do albita-ortoclásio granito do Alvo Estrela.

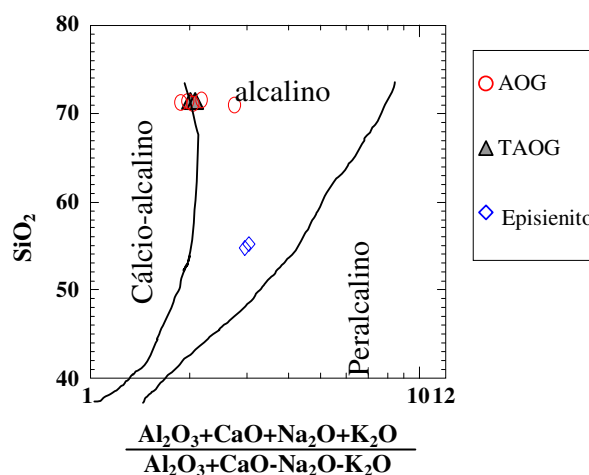


Figura 3.5. Diagrama $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})$ (molar) versus $\text{SiO}_2(\%)$, de Wright (1969), mostrando a composição do albita-ortoclásio granito, episienito e topázio-albita-ortoclásio granito.

O albita-ortoclásio granito ainda mostra razão Ga/Al_2O_3 de 4,49, compatível com os granitos do tipo A, nos quais a razão Ga/Al_2O_3 varia de 0,9 a 8 (Loiselle & Wones, 1979, Collins *et al.*, 1982, Whalen, Currie & Chappell, 1987, Horbe, 1998, Lindenmayer *et al.*, 2001 e Dall’Agnol *et al.*, 2005).

Os granitos também mostram razão Fe_2O_3/FeO entre 0,01 a 0,11 (albita-ortoclásio granito) e 0,08 a 0,13 (topázio-albita-ortoclásio granito). Ishihara (1981) definiu dois tipos de granitos denominados de série a magnetita e série a ilmenita, e propôs a utilização da razão Fe_2O_3/FeO como um parâmetro indicador da afinidade geoquímica entre granitos, pelo fato de refletir as condições de fugacidade de oxigênio dominantes durante a formação dessas rochas.

Deste modo, o albita-ortoclásio granito e o topázio-albita-ortoclásio granito equilibraram sob condições de fugacidade de oxigênio semelhantes.

A Figura 3.6 mostra a composição dos granitos do Alvo Estrela de acordo com os parâmetros $Q1 = SiO_2/3-(K_2O + Na_2O)$ e $F1 = (K_2O + Na_2O)$, de Cathelineau (1986). O quartzo lixiviado é demonstrado pelo decréscimo do parâmetro $Q1 = SiO_2/3-(K_2O + Na_2O)$, observado pela localização das amostras do episienito, onde as elevadas quantidades de potássio e as reduzidas de silício e sódio que esta rocha apresenta fazem com que o valor de $Q1$ seja até 3 vezes inferior a do albita-ortoclásio granito.

Segundo o mesmo autor o parâmetro $F1$ caracteriza o tipo de metassomatismo (Na ou K) associado com a formação destas rochas, no caso dos granitos do Alvo Estrela ele indica a separação dos processos de greisenização e episienitização.

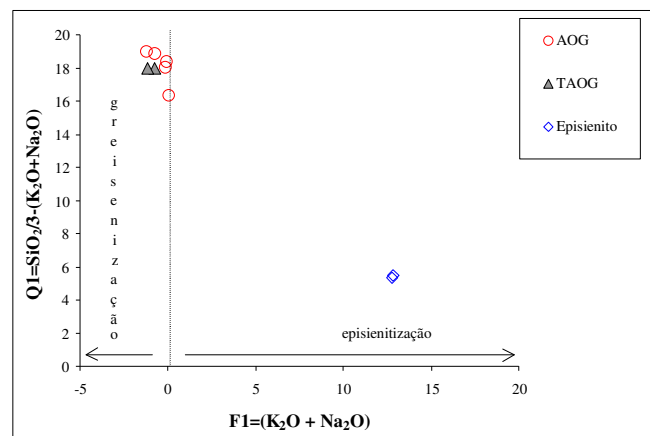


Figura 3.6. Diagrama $Q1=SiO_2/3-(K_2O + Na_2O)$ versus $F1= (K_2O + Na_2O)$, de Cathelineau (1986), mostrando o comportamento do albita-ortoclásio granito, episienito e topázio-albita-ortoclásio granito.

Os efeitos da alteração podem ser observados no diagrama da Figura 3.7, onde os resultados das análises do episienito e topázio-albita-ortoclásio granito, normalizados pelo albita-ortoclásio granito, foram representadas. Este fator de normalização foi escolhido assumindo que os dois primeiros são provenientes da alteração do último.

Neste diagrama, observa-se que o episienito é enriquecido em Ba, Sr e Cu. De acordo com Wedepohl (1978) o Ba é admitido mais facilmente no feldspato potássico e nas micas, sendo assim, o seu comportamento no episienito, provavelmente está condicionado ao aumento do conteúdo de potássio, pois a rocha é formada por 62,62 % de feldspato potássico. O enriquecimento em Sr, que acompanha o cálcio, se deve a presença maciça de fluorita. Os pontos restantes da curva do episienito e do topázio-albita-ortoclásio granito mostram pequena oscilação dos valores (< 4) em relação ao albita-ortoclásio granito.

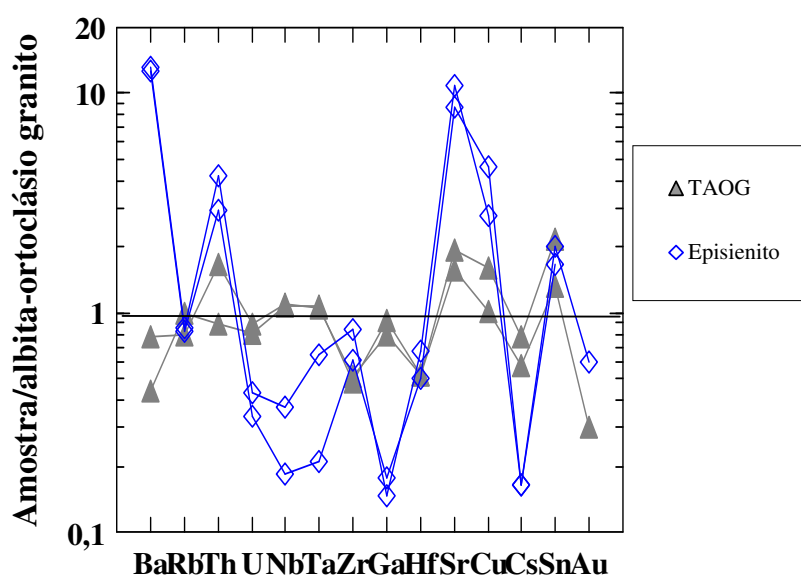


Figura 3.7. Diagrama multielementar, mostrando o episienito e o topázio-albita-ortoclásio granito, normalizados pelo albita-ortoclásio granito.

O estudo de ETR dos granitos do Alvo mostrou que o albita-ortoclásio granito tem valores de ETR entre 16 e 126 vezes o condrito, com padrão de ETRL e ETRP ligeiramente côncavos ($La/Sm_n = 1,58$ a $3,35$ e $Gd/Yb_n = 0,22$ a $0,34$) e anomalia negativa pronunciada de Eu ($Eu/Eu^* = 0,04$ a $0,29$) (Figura 3.8).

O episienito tem conteúdo de ETR 70 a 77 vezes o condrito, com padrão de ETRL e ETRP também ligeiramente côncavos ($La/Sm_n = 2,6 - 3,0$ e $Gd/Yb_n = 0,3$ a $0,4$) e pequena anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,86$ a $0,90$) (Figura 3.8).

O topázio-albita-ortoclásio granito tem ETR entre 18 e 39 vezes o condrito, com padrão de ETR também ligeiramente côncavo ($La/Sm_n = 2,7$ a $5,3$ e ETRP de $Gd/Yb_n = 0,22$ a $0,29$) e anomalia negativa pronunciada de Eu ($Eu/Eu^* = 0,11$ a $0,19$) (Figura 3.8).

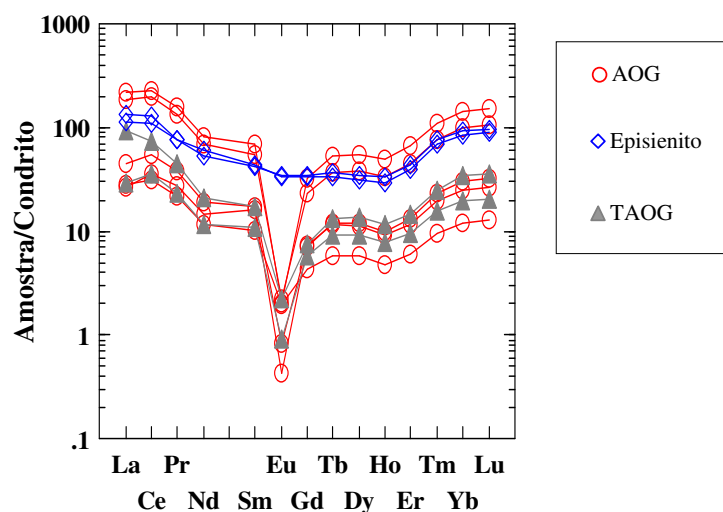


Figura 3.8. Diagrama de elementos terras raras, mostrando os padrões de ETRL e ETRP do albita-ortoclásio granito, episienito e topázio-albita-ortoclásio granito, normalizados ao condrito de Sun & MacDonough (1989).

O albita-ortoclásio granito e o topázio-albita-ortoclásio granito apresentam semelhanças em seus padrões de ETR, sugerindo que a fácies greisenizada derive de evolução metassomática do albita-ortoclásio granito. O topázio-albita-ortoclásio granito é provavelmente uma rocha do tipo endogreisen, uma vez que foi observada na forma de veios, é o produto de alteração hidrotermal sobre o albita-ortoclásio granito e apresenta grande quantidade de minerais compatíveis com rochas greisenizadas tais como, sericita, zinnwaldita, lepidolita e topázio, características estas também descritas por Martins, Andrade e Silva & Oliveira (2004) para os endogreisens da região de Cananéia, estado de São Paulo.

O episienito também mostra semelhanças nos padrões de ETRL e ETRP comparado com o albita-ortoclásio granito, coincidindo com as fácies mais hidrotermalizadas do último.

Sua anomalia negativa de Eu é quase ausente. Como o Eu acompanha o Ca, é possível que isto se deva ao aporte de Eu, junto com Ca, na formação da fluorita hidrotermal.

Anomalia negativa de Eu normalmente é interpretada como fruto de intenso fracionamento de plagioclásio, seja ele retido no resíduo de fusão de uma rocha fonte crustal, seja como fase que sofreu diferenciação magmática, processo pelo qual os primeiros plagioclásios cristalizados e precipitados retiram o Eu do *melt*, resultando daí um líquido residual empobrecido em Eu (Cullers & Graf, 1984). Alternativamente, a anomalia negativa de Eu presente no albita-ortoclásio granito e no topázio-albita-ortoclásio granito poderia ser o reflexo da destruição do plagioclásio original por processos de alteração hidrotermal, visto que ele se encontra sericitizado e substituído por micas litiníferas, características da greisenização.

À exceção do episienito todos os outros granitos apresentam padrão de ETR do tipo gaivota e razão Lu/Yb_n entre 1,01 e 1,08. O conteúdo total dos ETR nos granitos do Alvo diminui no sentido do albita-ortoclásio granito (323,08 ppm) para o topázio-albita-ortoclásio granito (74,18 ppm), sugerindo que os processos de greisenização diminuíram o conteúdo de ETR.

Essas sugestões são compatíveis com os valores da razão Lu/Yb_n (0,86 a 1,06) encontrados nos granitóides estaníferos Neoproterozóicos de Goiás, a exemplo do Serra Branca cuja greisenização também diminuiu o conteúdo total dos ETR - de 1038,54 (ppm) nos granitos a biotita para 125,35 (ppm) nos greisens e Pedra Branca - de 198,05 (ppm) nos biotita granitos para 68,88 (ppm) nos greisens (Marini, Botelho & Rossi, 1992), e no granito Pojuca, onde o somatório de ETR diminuiu da fácies monzosienogranito (515 ppm) para a fácies greisenizada (65 ppm) (Horbe, 1997). Vale lembrar que estes granitos também apresentam padrão de ETR tipo gaivota.

Discussão

Loiselle & Wones (1979) e Collins *et al.*, (1982) a partir de estudos realizados em uma suíte granítica fanerozóica da Austrália, definiram os granitos do tipo A como intrusões alcalinas, anorogênicas e anidras, contendo elevados conteúdos de SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, Ga/Al , Nb, Ga, Y, Ce e ETR e baixo MgO, CaO e Sr. Também consideraram que

granitos do tipo A são um sub-tipo de granitos do tipo I, descritos por Chappell & White (1974).

Clemens, Holloway & White (1986), a partir de compilações de propostas até então apresentadas para explicar a origem de magmas do tipo A, propuseram que granitos do tipo A fossem provenientes de magmas do tipo I. Os granitos do tipo A teriam se formado a partir de fracionamento de um magma do tipo I, que produziria um líquido residual do tipo A, ou ainda pela fusão parcial produzida em altas temperaturas de uma fonte empobrecida do tipo I na crosta continental inferior, que geraria magmas do tipo A.

Whalen, Curie & Chappell (1987), baseados na análise de granitos fanerozóicos da Austrália definiram que granitos do tipo A são rochas metaluminosas e mais ricas em $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg , Ga/Al , Nb, Y, Ce, Zr e F e com conteúdos mais reduzidos de Al, Mg e Ca do que os granitos do tipo I e S definidos por Chappell & White (1974). Estas rochas seriam o produto de fusão de crosta profunda de fontes granulíticas, previamente empobrecidas por uma fusão félsica hidratada.

Turner, Foden & Morrison (1992) estudaram os granitos do tipo A e as rochas vulcânicas do Padthaway Ridge no Sul da Austrália e defendem que esses granitos são os produtos de cristalização fracionada (90 %) de magmas basálticos. Estes granitos teriam se formado em ambientes não compressivos, que podem marcar episódios de crescimento crustal, durante considerável adição de material mantélico na crosta.

Poitrasson, Dutron & Pin (1995) baseados na relação entre petrologia e isótopos de Nb de granitos da Província de Córsega (França) sugeriram que granitos do tipo A Proterozóicos podem ser metaluminosos, peraluminosos e peralcalinos, dependendo de suas fontes.

Auwers *et al.*, (2003) estudaram granitos do tipo A do Sul da Noruega e propuseram que estes granitos são cálcio-alcalinos, metaluminosos e peraluminosos, com altas razões FeO/MgO (2,82) e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,60) e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 8 \%$. Também apresentam baixo conteúdo de CaO (0,95 a 1,56 %) e Al_2O_3 (11,99 a 14,14 %) e altos conteúdos de Zr + Nb + Ce + Y (> 350 ppm) e F (1126 a 6532 ppm). Estes autores ainda sugerem que estes granitos sejam o resultado de cristalização fracionada de magmas parentais máficos com composições semelhantes de elementos maiores e traços, caracterizados por conteúdos relativamente altos de água e de fugacidade de oxigênio ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 1,15$ a 3,08).

Autores como Lindenmayer, (1990), Lindenmayer, Fyfe & Bocalon, (1994), Horbe, (1998), Dall'Agnol, Scaillet, Pichavant, (1999), Lindenmayer *et al.*, (2001) e Dall'Agnol *et al.*, (2005), sugerem que os granitos paleoproterozóicos da região de Carajás, tais como

Jovem do Salobo, Pojuca, Jamon, Gameleira, Serra dos Carajás, Cigano, Antônio Vicente e Velho Guilherme apresentam características geoquímicas de granitos do tipo A. Estes granitos são caracterizados por serem metaluminosos a peraluminosos, subalcalinos, cálcio-alcalinos a alcalinos, apresentando razões K_2O/Na_2O entre 1,13 e 4,07 e Ga/Al_2O_3 entre 0,9 e 3,47 e $Na_2O + K_2O$ entre 6,89 e 10,4. Também têm conteúdos de Nb que variam de 15 a 98,8, $Ga > 20$ ppm, Ce de 9,9 a 449 ppm e ΣETR de 132,83 a 1499,42 ppm, e baixos MgO (0,02 a 1,10 %), CaO (0,58 a 1,50 %) e Sr (9 a 223 ppm).

O albita-ortoclásio granito se caracteriza por apresentar uma assinatura química cálcio-alcalina a alcalina, metaluminosa. O enriquecimento em Ga (67,2 ppm), Nb (67,36 ppm) e Ce (67,5 ppm), assim como altas razões Ga/Al_2O_3 (4,49) e Fe/Mg (233,25), sugerem que o albita-ortoclásio granito possua algumas características geoquímicas de granitos do tipo A.

Os valores de $Na_2O + K_2O$, CaO e da razão K_2O/Na_2O do albita-ortoclásio granito são também compatíveis aos dos granitos do tipo A do Sul da Noruega, que foram gerados por cristalização fracionada de rochas máficas. Todavia a fonte do albita-ortoclásio granito ainda é muito incerta. Trabalhos futuros talvez possam auxiliar no entendimento de sua origem.

Lacroix (1920) foi o primeiro a definir episienitos como rochas empobrecidas em quartzo por fluidos hidrotermais, nas quais, a forma dos grãos e a textura do protolito são preservadas, mas o quartzo é dissolvido, e o aparecimento de espaços vazios (*vugs*) torna-se comum.

Episienitos de várias localidades do mundo (França, Espanha, Alemanha, Suécia e Brasil) e de diferentes idades (Hercinianos, Paleoproterozóicos, Mesoproterozóicos e Neoproterozóicos) têm sido reportados (Cheilletz & Giuliani, 1982, Leroy, 1984, Charoy & Pollard, 1989, Turpin *et al.*, 1990, Hetch *et al.*, 1999, Scaillet *et al.*, 1996, Petersson & Eliasson, 1997, Recio *et al.*, 1997 e Costi *et al.*, 2002).

Os episienitos normalmente formam corpos pequenos (<100 m), que geralmente ocorrem junto ao protolito granítico, relacionados com falhas ou zonas fraturadas (Recio *et al.*, 1997, Möller, Snäll & Stephens, 2003) como é o caso do episienito do Alvo Estrela

Costi *et al.*, (2002) descrevem episienitos sódicos e potássicos associados ao *pluton* granítico proterozóico do tipo A de Água Branca, na região de Pitinga, norte do Amazonas, próximo à divisa com Roraima. Lá os episienitos sódicos são localmente alterados para episienitos potássicos. Episienitos sódicos têm baixo conteúdo de SiO_2 (59,2 a 66,5 %) e CaO (0,32 a 0,93 %), alto de Na_2O (7,9 a 9 %) e Sn (144 a 17000 ppm), enquanto que os

episienitos potássicos são distinguidos dos primeiros pelo alto conteúdo de K_2O (9 a 9,7 %) e Rb (1508 a 1739).

Os episienitos do Alvo Estrela possivelmente são episienitos *sensu stricto* conforme Lacroix (1920), devido à presença de *vugs* e reforçado pelo baixo conteúdo de SiO_2 (54,77 a 55,22 %). Eles podem ser considerados episienitos potássicos, de acordo com Costi *et al.*, (2002), dada a elevada quantidade de potássio (12,85 a 12,88 %) que apresentam.

Os valores de Q1 (5,31 a 5,47) dos episienitos, até três vezes menores que do albita-ortoclásio granito, sugerem que o quartzo foi dissolvido por processos hidrotermais, conforme descrito por Hecht *et al.*, (1999) para os granitos Königshain, Alemanha.

CAPÍTULO IV

CONCLUSÕES

As rochas vulcânicas e plutônicas félsicas e intermediárias do Alvo Estrela são riolitos que formam faixas em contato com andesitos, quartzo diorito de $1.880 \pm 5,1$ Ma (U-Pb, zircão, Pimentel *et al.*, comunicação escrita) e granitos que apresentam composição de álcali-feldspato granitos ($1.875 \pm 1,5$ Ma, U-Pb, monazita, Pimentel *et al.*, comunicação escrita), cujas fácies são albita-ortoclásio granito, episienito e topázio-albita-ortoclásio granito.

Os riolitos são rochas alteradas e deformadas que podem ser divididos em três grupos, denominados: A, B e C. O grau de alteração incipiente e intenso dessas rochas é controlado pela proximidade com o albita-ortoclásio granito e/ou com falhas e fraturas. O riolito B é o mais hidrotermalizado dos riolitos, ele exhibe feições de siderofilização que caracterizam potassificação. O riolito A tem uma menor quantidade de siderofilita e apresenta alteração incipiente. O riolito C marca o contato destas rochas com os andesitos no Alvo, estando preferencialmente milonitizado.

Os riolitos foram submetidos à albitização com transformação do oligoclásio em albita, seguida de potassificação evidenciada pela substituição do oligoclásio, Fe-biotita e albita por siderofilita com posterior cloritização da siderofilita. Greisenização incipiente superpõe-se às alterações anteriores, sendo representada pela formação de sericita, clorita, protolitionita, zinnwaldita e topázio, seguida por carbonatação também incipiente e localizada.

Os granitóides cortam o pacote andesítico e, como os riolitos, também foram afetados por processos de alteração hidrotermal, tais como albitização, potassificação, episienitização, greisenização, silicificação e carbonatação, em graus variados.

No quartzo diorito a albitização foi gerada pela substituição de andesina por albita, associada à alteração potássica, evidenciada pela transformação do plagioclásio e Fe-biotita em siderofilita, e silicificação, que é observada pela formação de quartzo intersticial.

No albita-ortoclásio granito verifica-se que a albitização transformou o feldspato potássico em albita. A greisenização tardia tem a forma de veios de topázio-albita-ortoclásio granito compostos por quartzo, sericita, protolitionita, zinnwaldita, lepidolita, clorita, turmalina e topázio, e se sobrepõe à albitização. A silicificação incipiente e localizada é identificada na introdução e/ou neoformação de quartzo.

O episienito é granular, poroso e formado basicamente por feldspato potássico róseo, fluorita e clorita, sendo que estes dois últimos preenchem espaços vazios, provavelmente de quartzo dissolvido.

O topázio-albita-ortoclásio granito apresenta assembléia mineral semelhante à fácies albita-ortoclásio granito e difere deste pela maior quantidade de topázio, feldspato perítico sericitizado, matriz e fases micáceas tipo zinnwaldita e lepidolita. Caracteriza a fácies greisenizada do álcali-feldspato granito.

A siderofilita foi a fase dominante na alteração potássica, sendo que quanto maior é a quantidade de siderofilita mais alterada é a rocha. A protolitionita e zinnwaldita, que substituem a siderofilita, foram as fases mais importantes na greisenização incipiente.

Os dados petrográficos sugerem que nos riolitos a alteração potássica foi seguida de greisenização. Os dados de química mineral indicam que esta última foi a responsável pela diminuição de Fe, Mg, Ti e Cl e, pelo aumento de Li e F nas micas. Esta sugestão é compatível com a ausência de Ti nas protolitionitas e lepidolitas do albita-ortoclásio granito, e indicativo de formação desses minerais em um ambiente em resfriamento.

O elevado conteúdo de Al^{VI} nas zinnwalditas, protolitionitas e lepidolitas em relação as Fe-biotitas sugere que a greisenização deve ter ocorrido a uma pressão de fluidos maior que a da alteração potássica.

A composição química da chamosita do riolito B e do quartzo diorito sugere que o fluido responsável pela sua formação percolou as rochas hospedeiras sob temperaturas que variam de 250 °C no riolito e entre 230 °C e 250 °C no quartzo diorito.

O riolito A e o riolito B são enriquecidos em Rb, Cs e empobrecidos em Ba em relação ao riolito da Serra Norte. O riolito B ainda é enriquecido em Th, U, Ta e Cu, sugerindo que estes elementos possam ser provenientes de metassomatismo granítico.

As razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ do albita-ortoclásio granito e do topázio-albita-ortoclásio granito, demonstraram que eles se equilibraram sob condições de fugacidade de oxigênio semelhantes.

O episienito é mais enriquecido em Ba e Sr do que o albita-ortoclásio granito. O enriquecimento de Ba, provavelmente está condicionado ao aumento do conteúdo de potássio, pois a rocha é formada por 62,62 % de feldspato potássico, o enriquecimento em Sr se deve a presença maciça de fluorita.

A semelhança do padrão de ETR somado aos aspectos texturais e petrográficos entre as fácies albita-ortoclásio granito e topázio-albita-ortoclásio granito sugerem que este último derive de evolução metassomática do albita-ortoclásio granito, possivelmente tratando-se de uma rocha do tipo endogreisen. O padrão de ETR do episienito coincide com as fácies mais hidrotermalizadas do albita-ortoclásio granito, exceto pela anomalia negativa de Eu, quase ausente no episienito. É possível que isto se deva ao aporte de Eu, junto com Ca, nas soluções hidrotermais quentes que depositaram a fluorita.

O episienito do Alvo Estrela é provavelmente um episienito *sensu stricto* conforme definição original de Lacroix (1920) por ser uma rocha porosa, apresentar fluorita e clorita preenchendo vazios, possivelmente de quartzo dissolvido, como indicado pelos valores de Q1 (5,31 a 5,47) até 3 vezes menores que os do albita-ortoclásio granito e reforçado pelo baixo conteúdo de SiO_2 (54,77 a 55,22 %). Ele pode ainda ser considerado um episienito potássico, dada a elevada quantidade de potássio (12,85 a 12,88 %) que apresenta.

O padrão de ETR do tipo gaivota, a razão Lu/Yb_n e a diminuição do conteúdo total de ETR do albita-ortoclásio granito em relação ao topázio-albita-ortoclásio granito, provavelmente devida à greisenização, sugere que estas fácies sejam compatíveis com o granito Pojuca, de Carajás e com os granitos estaníferos neoproterozóicos de Goiás, a exemplo do Serra Branca e Pedra Branca, que são granitos modificados por fluidos.

Os riolitos A e B do Alvo apresentam semelhanças nos padrões de ETR com o riolito da Serra Norte, descrito por Gibbs *et al.*, (1986), sendo mais enriquecidos em ETR do que este último o que parece ser o reflexo da alteração hidrotermal. Somado a isto, a associação andesito-riolito também observada na Serra Norte (Gibbs *et al.*, 1986, Teixeira & Egler, 1994) sugere uma possível correlação com os riolitos do Grupo Grão Pará, embora no Alvo Estrela encontram-se mais alterados.

O albita-ortoclásio granito é sódico porque possui razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,85, que se assemelha ao granito Jamon, cuja razão varia de 0,8 a 1,15 (Dall'agnol, Scaillet & Pichavant, 1999), este último com tendência potássica, mas diverge daquela dos granitos Serra dos

Carajás (1,31 a 2,88), Cigano (1,33 a 2,18), Pojuca (1,15 a 2,6), Velho Guilherme (1,20), Jovem do Salobo (1,22 a 1,41) e Gameleira (3,83 a 4,07), que são granitos potássicos.

O albita-ortoclásio granito ainda se caracteriza por apresentar uma assinatura química cálcio-alcalina a alcalina e metaluminosa. O enriquecimento em Ga (67,2 ppm), Nb (67,36 ppm) e Ce (67,5 ppm), assim como as altas razões Ga/Al_2O_3 (4,49) e Fe/Mg (233,25), permitem considerá-lo semelhante quimicamente aos granitos do tipo A, tal como os granitos paleoproterozóicos da região de Carajás e os granitos fanerozóicos da Austrália.

CAPÍTULO V

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo O.J.B., Maia R.G., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: SBG/DNPM, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém. *Anais*, **1**:324-333.

Araújo O.J.B. and Maia R.G. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A. Brasília: DNPM/CPRM. 164p.

Auwers J.V., Bogaerts M., Liégeois J.P., Demaiffe D., Wilmart E., Bolle O., Duchesne J.C. 2003. Derivation of the 1.0–0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas. *Precambrian Research*, **124**:107–148

Barbosa O. 1966. Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará. *Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral, Departamento Nacional de Produção Mineral*, 126. Rio de Janeiro. 55 p.

Barros C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Université Henri Poincaré, Nancy I, France, Docteur Thèse, 316 p.

Barros C.E.M. de, Dall'Agnol R., Barbey P., Boullier A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**:321-330.

Barros C.E.M. de, Macambira M.J.M., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província de Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop I, *CD-Room*, 17-20.

Bayliss P. 1975. Nomenclature of the Trioctahedral Chlorites. *Canadian Mineralogist*, **13**:178-180.

Beisiegel V. de R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**:215-242

Beisiegel V.R. 1982. Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, *Anais*, Belém, 21-46.

Cathelineu M. and Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: The los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**:175-180

Cathelineu M. 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology*, **27**:945-965

- Chappell B.W. and White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**:173-174.
- Charoy B. and Pollard P.J. 1989. Albite-rich, silica-depleted meta-somatic rocks at Emuford, northeast Queensland: Mineralogical, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. *Economic Geology*, **84**:1850-1874.
- Cheilletz A. & Giuliani G. 1982. Rôle de la déformation du granite dans la genèse des épiysénites feldspathiques des Massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc central). Relations avec les minéralisations en Tungstène-Etain associées. *Mineralium Deposita*, **17**: 387-400.
- Clemens J.D., Holloway R.J., White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**:317-324.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Cordani U. 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Região da Serra dos Carajás. Universidade de São Paulo – DOCEGEO (documento interno).
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., João X.S.J., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra*, **7**: 199-235.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Borges R.M.K., Minuzzi O.R.R., Teixeira J.T. 2002. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **5**(2):435-451.
- Cullers R.L. and Graf J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: P. Henderson (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, London, pp. 275-316.
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-type Granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**(11): 1673-1698
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Râmö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. de. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brasil. *Lithos*, **80**:101-129.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1966. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman, London, pp.: 556.
- Deer W.A. 2000. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman, London, pp.:558
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Anexo ao Congresso Brasileiro de Geologia, 5, Belém, **1**:11-54
- Docegeo. 2002. Alvo Estrela, Projeto Serra do Rabo, Carajás. Relatório Interno, pp.:55
- Fleck A. 2005. *Caracterização da Mineralização sulfetada do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará*. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, Dissertação de Mestrado, pp.: 140.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2):201-211.
- Gill R. 1996. Chemical Fundamentals of Geology. 2Ed. Chapman & Hall, Londres. 289p.
- Gorton M.P. and Schandl E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, **38**:1065 – 1073.

- Hawthorne F.C. and Henry D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *Europe Journal of Mineralogy*, **11**:201-215
- Henry D.J. and Guidotti C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**:1-15
- Hetch L., Thuro K., Plinninger R., Cuney M. 1999. Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitization in the Königshain granites, northern Bohemian Massif, Germany. *Journal Earth Sciences*, **88**:236-252.
- Holdaway M.J. 1972. Thermal Stability of Al-Fe Epidote as a Function of fO_2 and Fe Content. *Contribution Mineral and Petrology*, **37**:307-340
- Horbe M.A. 1998. *Petrografia e geoquímica do granito Pojuca, Serra dos Carajás – PA*. Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil, Dissertação de Mestrado, pp.: 160
- 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 & R.S. Angélica (eds.) *Contribuição a Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 143-160
- Huhn S.R.B., Souza C.I. de J., Albuquerque M.C. de, Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito de Cu (Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada – região da serra do Rabo – Carajás – PA. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Boletim*, 140-143
- Ishihara S. 1981. The Granitoid Series and Mineralization. *Economic Geology*, **75th Anniversary**:458-484.
- Lacroix M.A. 1920. Les roches éruptives du Crétace pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. *Comptes Rendues Acad Sci France*, **170**:685-690.
- Léger A., Rebbert C., Webster J. 1996. Cl-rich biotite and amphibole from Black Rock Forest, Cornwall, New York. *American Mineralogist*, **81**:495-504.
- Leroy J. 1984. Episyénitisation dans le gisement d'uranium du Bernardan (Marche): comparaison avec les gisements similaires du nord-ouest du massif Central Français. *Mineralium Deposita*, **19**:26-35
- Lima F.D. and Pinheiro R.V.L. 1999. As rochas mesoproterozóicas na terminação leste da falha Carajás, serra dos Carajás – Estado do Pará. In: SBG/MO Simpósio de Geologia da Amazônia, IV. Manaus, 274-277
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. University of Western Ontario, London, Ontario, Canada, Ph.D. Thesis, 407 p.
- Lindenmayer Z.G., Fyfe W., Bocalon V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geologica. Leopoldensia*, **17**(40):153-184.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e Geoquímica da Mineralização de Cu-Au primária da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):257-268
- Lindenmayer Z.G., Laux J. H., Teixeira J.B.T. 2000. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1): 21-28.
- 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; J.A. Brod; E.T. de Queiroz (eds.) *Caracterização de Depósitos auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. Brasília, DNPM, ADIMB, p. 81-139
- Lindenmayer Z.G. 2003. Depósito de Cu-Au do Salobo, serra dos Carajás: uma revisão. In: L.H. Ronchi & F.J. Althoff (eds.) *Caracterização e Modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, UNISINOS, p. 69-98
- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.S., Caron R., Paula F. C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha A.S. 2005. Caracterização Geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: O.J. Marini

& B.W. Ramos (Eds). *Caracterização de Depósitos Minerai s de Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM/ADIMB/Ct-Mineral. (aceito para publicação).

Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Rosière C.A., Zucchetti M., Baars F.J., Pimentel M., Rios F.J., Seoane J.C., Monteiro A.M. 2005. Hydrothermal Origin for the Iron Mineralisation, Carajás Province, Pará State, Brazil. *Proceedings of Iron Ore Publication Series*, **8**:99-110.

Loiselle M.C. and Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **11**:468.

Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.

Maniar P.D. and Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.

Marini O.J., Botelho N.F., Rossi P. 1992. Elementos Terras Raras em Granitóides da Província Estanífera de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:61-72.

Martins F. A. G., Andrade e Silva A. C. G., Oliveira M., C., B., de. 2004. Petrografia, petroquímica e metalogenia do Granito Serra do Paratiú, Cananéia, estado de São Paulo. *Boletim Paranaense de Geociências*, **54**: 19-39.

Meirelles M.R. and Dardenne M. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambientes de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás – Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:41-50.

Möller C., Snäll S., Stephens M. B. 2003. Dissolution of quartz, vug formation and new grain growth associated with post-metamorphic hydrothermal alteration in KFM02A. *Svensk Kärnbränslehantering AB*, **P03/77**-1-56

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, pré-cambriano da serra dos Carajás: redescrção e redefinição litoestratigráfica. *Ciências da Terra*, **7**:177-197.

Oliveira C.G., Tazava E., Tallarico F., Santos R.V., Gomes C. 1998. Gênese do depósito de Au-Cu (U-ETR) do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Anais*, Belo Horizonte, 137.

Olszewaky 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. and Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.

Petersson J. & Eliasson T. 1997. Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Swede. *Lithos*, **42**:123-146.

Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. de. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8 – 1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:803-813.

Pinheiro R.V.L. and Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault system, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, London, **154**:99-103.

Pinheiro R.V.L. and Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, cinturão Itacaiúnas, na borda leste do cratón Amazônico, Pará. *Revista Brasileira Geociências*, **30**:597-606.

- Poitrasson, F., Duthou, J.L., Pin, C. 1995. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: example of the Corsican Province (SE France). *Journal of Petrology*, **36**: 1251–1274.
- Recio C., Fallick A.E., Ugidos J.M., Stephens W.E. 1997. Characterization of multiple fluid-granit interaction processes in the episyenites of Avila-Béjar, Central Iberian massif, Spain. *Chemical Geology*, **143**:127-144
- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y.S., Frank-Menetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, **36**:41-48.
- Rios F.J., Villas R.N.N., Dall'Agnol R. 1995. O granito Serra dos Carajás: I. Fácies Petrográficas e Avaliação do Potencial Metalogenético para Estanho no Setor Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, **25** (1):20-31.
- Rosière C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S., Lobato L.M., Silva L.L. da, Souza S.R.C. de, Mendes G.E. 2005.. Structure and Iron Mineralisation of the Carajás Province. *Proceedings of Iron Ore Publication Series*, **8**:143-150.
- Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. 1993. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, **110**:29-47.
- Sardinha A.S., Barros C.E. de M., Krymski R., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do granito serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Workshop*, I, CD-Room, 100-104
- Sato H., Yamaguchi Y., Makino K. 1997. Cl incorporation into successively zoned amphiboles from the Rammes Cauldron, Norway. *American Mineralogist*, **82**:316-324.
- Scaillet S., Cuney M., Le Carlie de Veslud C., Cheilletz A., Royer J.J. 1996. Cooling pattern and mineralization of the Saint Sybestre and Western Marche Leucogranite pluton, French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanism of uranium mineralization. *Geochemistry Cosmochimica Acta*, **60**:4673-4688.
- Selway j.B., Novák M., Èern`y P., Hawthorne F.C. 1999. Compositional of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. *European Journal of Mineralogy*, **11**(2):569-584
- Soares V.S., Santos A.B., Vieira E.A., Bella V.M., Martins L.P.B. 1994. Área Águas Claras:contexto geológico e mineralizações. In.: Simpósio de Geologia da Amazônia, IV, Belém, *Anais*, **1**:379-382.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science*, **12**:1-33.
- Sun S.S. and McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins.*, London. Geological Society, Geological Society Special publications 313-345.
- Tallarico F.H.B., Oliveira C.G. de, Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências.*, **30**(2):230-233.
- Teixeira J.B.T. and Eggler D.H. 1994. Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting of Archean Basaltic and Dioritic Rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**:71-114.
- Tindle A.G. and 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.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277
- Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.J., Trumbull R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from

electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, **61**:809-834.

Turner S.F., Foden J.D., Morrinson R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magmas; an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**:151-179.

Turpin, L., Cuney, M., Friedrich, M., Bouchez, J-L. and Aubertin, M., 1990, Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N.W. French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 163-172.

Villas R.N. 1998. Granito Pojuca: fonte de elementos terras raras e de urânio do depósito Bahia, serra dos Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Anais*, Belo Horizonte, p. 153

Villas R.N. 1999. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):393-404

Wallen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.

Wedepohl K.H. 1978. *Handbook of geochemistry*, Springer Verlag, Berlin.

Winchester J.A. and Floyd P.A. 1975. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**:459-469.

Wirth K.R. 1986. *The geology and geochemistry of the Grao Para group, serra dos Carajas, Para, Brazil*. Faculty of the Graduate School of Cornell University, USA, Master Dissertation, 278p.

Wood D.A., Joron J.L., Treul M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, **45**:326-336.

Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, **106**(4):370-384

Yavus F. 1997. TOURMAL: software package for tourmaline, tourmaline-rich rocks and related ore deposits. *Computer & Geosciences*, **23**(9):947-959

Yavus F. 2001. LIMICA: a program for estimating Li from electron – microprobe mica analyses and classifying trioctahedral micas in terms of composition and octahedral site occupancy. *Computer & Geosciences*, **27**:215-227

Yavus F. 2002. CLASTOUR: a computer program for classification of the mineral of the tourmaline group. *Computers & Geosciences*, **28**:1017-1036

Zang W. and Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil, *Mineralium Deposita*, **30**:30-38

Tabela 1. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela – Mica

Porcentagem em óxidos	EF15-79,20 9A/1	EF15-79,20 9A/2	EF15-79,20 9A/3	EF15-79,20 9A/4	F01-419,70 7A/2	F01-419,70 7A/3	F01-419,70 7A/4	F01-419,70 7A/7
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37,3	45,27	39,77	48,11	37,48	37,71	37,71	37,2
TiO ₂	0,44	0,09	0,32	0,2	0,02	0,03	0,03	0
Al ₂ O ₃	16,72	23,21	17,63	23,93	19,73	20,01	19,84	19,72
FeO	28,05	11,85	21,15	10,34	26,95	27,24	26,41	27,66
MnO	0,12	0,1	0,09	0,03	0,05	0,08	0,14	0,09
MgO	4,7	3,43	5,21	2,63	0,02	0	0,01	0
CaO	0,03	0	0,02	0	0,01	0,01	0	0,01
Na ₂ O	0	0,09	0,02	0,03	0,2	0,12	0,22	0,24
K ₂ O	8,22	10,97	10,33	11,11	9,61	9,67	9,41	9,45
BaO	0	0	0	0	0,08	0	0,01	0,06
ZnO	0	0	0,04	0	0	0,2	0	0,04
F	4,11	3,27	4,54	4,12	4,75	3,144	3,566	3,14
Cl	0,39	0,04	0,22	0,08	0,16	0,46	0,43	0,24
Li ₂ Oc	1,15	3,44	1,86	4,25	1,204	1,27	1,27	1,125
Total	103,21	104,35	103,13	107,04	102,15	102,25	101,21	101,46
H ₂ Oc	3,784	3,982	3,882	3,963	3,912	3,752	3,762	3,868
Total c	99,426	100,368	99,248	103,077	100,264	99,944	99,046	98,975
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula (puf)								
Si	6,03	6,4	6,26	6,6	6,17	6,04	6,12	6,02
Al ^{IV}	1,97	1,6	1,74	1,4	1,83	1,96	1,88	1,98
Soma	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	1,21	2,27	1,53	2,46	2	1,82	1,92	1,79
Ti	0,05	0,01	0,04	0,02	0	0	0	0
Fe ²⁺	3,79	1,4	2,78	1,19	3,71	3,65	3,59	3,74
Mn	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	1,13	0,72	1,22	0,54	0,01	0	0	0
Zn	0	0	0,01	0	0	0,02	0	0
Li	0,75	1,96	1,18	2,35	0,8	0,82	0,83	0,73
Soma Y	6,96	6,37	6,77	6,55	6,52	6,32	6,36	6,28
Ca	0,01	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0,03	0,01	0,01	0,06	0,04	0,07	0,08
K	1,69	1,98	2,07	1,94	2,02	1,98	1,95	1,95
Ba	0	0	0	0	0,01	0	0	0
Soma X	1,7	2	2,08	1,95	2,09	2,02	2,02	2,03
OH	1,79	2,53	1,68	2,19	1,48	2,28	2,05	2,33
F	2,11	1,47	2,26	1,79	2,47	1,59	1,83	1,61
Cl	0,11	0,01	0,06	0,02	0,04	0,12	0,12	0,07
Soma dos cátions	20,65	20,37	20,86	20,5	20,61	20,34	20,38	20,31
Cálculos e parâmetros de classificação								
mgli	0,38	-1,23	0,04	-1,81	-0,79	-0,82	-0,83	-0,73
Feal	2,65	-0,85	1,3	-1,25	1,72	1,84	1,69	1,97
I.E.	0,77	0,66	0,7	0,69	1	1	1	1
Mg#	0,23	0,34	0,31	0,31	0	0	0	0
Grupo	I:Mg-Fe	III:Li-Al	I:Mg-Fe	III:Li-Al	IV:Li-Fe	IV:Li-Fe	IV:Li-Fe	IV:Li-Fe
Classificação	Siderofilita	Protolitionita	Siderofilita	Zinnwaldita	Protolitionit a	Protolitionit a	Protolitionit a	Protolitionit a

Notas:

Amostras 1, 2 e 3: siderofilitas e protolitionitas de veio em milonito (perfil). Amostra 4: zinnwaldita de veio em milonito (perfil). Amostras 5, 6, 7 e 8: protolitionita na matriz de albita-ortoclásio granito (borda e centro).

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	F14-382,70 5A/2	EF14-382,70 5A/3	F14-382,70 6A/4	EF14-382,70 6B/3	F11-82,70 5A/1	F11-82,70 5A/3	F02-448,10 8A/2	F02-448,10 8A/3
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	37,57	48,81	36,05	49,19	36,98	36,06	37,94	38,11
TiO ₂	0	0	0	0,01	0,36	0,42	2,25	2,16
Al ₂ O ₃	20,06	22,55	18,82	24,76	16,06	16,68	12,18	11,69
FeO	26,7	10,94	29,55	9,77	25,7	27,11	23,47	23,36
MnO	0,13	0,04	0,05	0	0,09	0,13	0,02	0,14
MgO	0	0	0	0	5,51	5,16	9,66	9,89
CaO	0	0	0,04	0,01	0,02	0,09	0	0,03
Na ₂ O	0,01	0,41	0,04	0,03	0,07	0,08	0,01	0,02
K ₂ O	9,9	10,94	9,85	11,23	10,19	9,23	9,84	10,07
BaO	0,08	0,05	0,03	0,07	0,12	0	0,26	0,3
ZnO	0	0,08	0,01	0	0,01	0	0,09	0,09
F	3,89	3,66	2,972	2,63	3,153	2,969	1,863	2,058
Cl	0,2	0,02	0,34	0	0,42	0,5	0,67	0,65
Li ₂ Oc	1,229	4,46	0,795	4,57	1,062	0,797	1,336	1,386
Total	101,98	104,42	101,02	105,16	102,11	101,58	102,3	102,59
H ₂ Oc	3,89	3,989	3,81	4	3,769	3,724	3,644	3,653
Total c	99,769	100,431	98,547	101,16	99,745	99,226	99,589	99,954
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula (puf)								
Si	6,1	6,83	5,96	6,66	5,98	5,87	5,94	5,98
Al ^{IV}	1,9	1,17	2,04	1,34	2,02	2,13	2,06	2,02
Soma	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	1,93	2,55	1,62	2,6	1,04	1,06	0,19	0,15
Ti	0	0	0	0	0,04	0,05	0,26	0,25
Fe ²⁺	3,62	1,28	4,08	1,11	3,47	3,69	3,07	3,07
Mn	0,02	0,01	0,01	0	0,01	0,02	0	0,02
Mg	0	0	0	0	1,33	1,25	2,25	2,31
Zn	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0,01
Li	0,8	2,51	0,53	2,49	0,69	0,52	0,84	0,87
Soma Y	6,38	6,35	6,24	6,2	6,59	6,59	6,64	6,68
Ca	0	0	0,01	0	0	0,02	0	0,01
Na	0	0,11	0,01	0,01	0,02	0,03	0	0,01
K	2,05	1,95	2,08	1,94	2,1	1,92	1,97	2,02
Ba	0	0	0	0	0,01	0	0,02	0,02
Soma X	2,06	2,07	2,1	1,95	2,13	1,96	1,99	2,04
OH	1,95	2,37	2,35	2,87	2,27	2,33	2,9	2,8
F	2	1,62	1,55	1,13	1,61	1,53	0,92	1,02
Cl	0,06	0,01	0,1	0	0,12	0,14	0,18	0,17
Soma dos cátions	20,44	20,41	20,34	20,15	20,72	20,55	20,63	20,73
Cálculos e parâmetros de classificação								
mgli	-0,8	-2,51	-0,53	-2,49	0,64	0,73	1,41	1,44
Feal	1,71	-1,26	2,46	-1,5	2,49	2,69	3,15	3,19
I.E.	1	1	1	1	0,72	0,75	0,58	0,57
Mg#	0	0	0	0	0,28	0,25	0,42	0,43
Grupo	IV:Li-Fe	III:Li-Al	IV:Li-Fe	III:Li-Al	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe
Classificação	Protolithionita	Lepidolita	Protolithionita	Lepidolita	Fe-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita	Fe-biotita

Notas:

Amostras 9 e 11: protolithionitas na matriz de albíta-ortoclásio granito (centro). Amostras 10 e 12: lepidolitas na matriz de albíta-ortoclásio granito (centro). Amostras 13 e 14: diferentes cristais de Fe-biotitas na matriz de riolito B. Amostras 15 e 16: diferentes cristais de Fe-biotitas na matriz de quartzo diorito. 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	F14-33,50 4A/1	F14-33,50 4A/2	F14-33,50 4A/3	EF14-33,50 10A/2	EF14-33,50 10A/3	EF14-33,50 10A/4	EF14-62,50 3A/5
	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	37,9	39,4	37,59	48,62	46,58	48,57	35,88
TiO ₂	0,49	0,33	0,38	0,24	0,23	0,28	0,71
Al ₂ O ₃	16,14	16,8	15,9	26,49	24,82	27,52	16,15
FeO	22,08	19,25	23,44	4,71	6,62	6,33	26,8
MnO	0,05	0,08	0,12	0,07	0,1	0	0,02
MgO	7,95	7,06	7,29	4,44	5,03	3,41	4,66
CaO	0	0,02	0,03	0	0,02	0	0
Na ₂ O	0,05	0	0,07	0,19	0,12	0,11	0,01
K ₂ O	9,95	10,26	9,96	11,24	11,16	11,27	9,48
BaO	0	0	0,16	0,11	0	0	0
ZnO	0	0,02	0,05	0,08	0,03	0	0
F	4,156	4,48	4,005	2,6	3,58	2,92	5,11
Cl	0,12	0,1	0,14	0,1	0,05	0,04	0,41
Li ₂ Oc	1,324	1,756	1,237	4,4	3,82	4,39	0,74
Total	102,37	101,57	102,57	106,13	104,61	107,58	101,49
H ₂ Oc	3,937	3,947	3,924	3,957	3,975	3,984	3,762
Total c	100,21	99,556	100,372	102,173	100,635	103,596	97,728
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula (puf)							
Si	6,05	6,25	6,04	6,4	6,42	6,36	6,08
Al ^{IV}	1,95	1,75	1,96	1,6	1,58	1,64	1,92
Soma	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	1,09	1,4	1,04	2,51	2,44	2,61	1,3
Ti	0,06	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,09
Fe ²⁺	2,95	2,55	3,15	0,52	0,76	0,69	3,8
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0	0
Mg	1,89	1,67	1,75	0,87	1,03	0,66	1,18
Zn	0	0	0,01	0,01	0	0	0
Li	0,85	1,12	0,8	2,33	2,11	2,31	0,51
Soma X	6,84	6,79	6,8	6,27	6,39	6,3	6,88
Ca	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,02	0	0,02	0,05	0,03	0,03	0
K	2,03	2,08	2,04	1,89	1,96	1,88	2,05
Ba	0	0	0,01	0,01	0	0	0
Soma Y	2,04	2,08	2,07	1,94	2	1,91	2,05
OH	1,87	1,72	1,93	2,89	2,43	2,78	1,14
F	2,1	2,25	2,03	1,08	1,56	1,21	2,74
Cl	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,12
Soma dos cátions	20,88	20,87	20,88	20,21	20,39	20,21	20,93
Cálculos e parâmetros de classificação							
mgli	1,04	0,55	0,95	-1,46	-1,08	-1,65	0,67
Feal	1,93	1,21	2,16	-1,96	-1,65	-1,88	2,59
I.E.	0,61	0,61	0,64	0,38	0,43	0,51	0,76
Mg#	0,39	0,4	0,36	0,63	0,58	0,49	0,24
Grupo	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	III:Li-Al	III:Li-Al	III:Li-Al	I:Mg-Fe
Classificação	Fe-biotita	Siderofilita	Fe-biotita	Zinnwaldita	Protolitionita	Zinnwaldita	Fe-biotita

Notas:

Amostras 17, 18 e 19: Fe-biotita e siderofilita em veio de riolito A (borda e centro). Amostras 20, 21 e 22: zinnwaldita e protolitionita na matriz de riolito A (perfil). Amostras 23: Fe-biotita na matriz de riolito B.

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	EF14-62,50 3C/1	F14-62,50 3B/1	F14-62,50 10A/1	F14-62,50 10A/2	F14-62,50 10A/3	F14-62,50 10A/4	F14-62,50 10A/5
	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	47,35	37,68	37,27	37,29	37,24	38,13	37,7
TiO ₂	0,31	0,6	0,43	0,37	0,33	0,41	0,28
Al ₂ O ₃	22,84	16,25	17,1	17,21	17	17,27	17,12
FeO	10,85	26,79	25,81	24,38	24,88	23,58	24,53
MnO	0	0,09	0,03	0,05	0,05	0,09	0,09
MgO	2,7	3,7	3,74	4,75	4,79	4,73	4,8
CaO	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0
Na ₂ O	0,04	0,01	0,05	0,06	0,1	0,1	0,11
K ₂ O	11,02	10,05	10,12	10,25	9,74	10,03	9,98
BaO	0,04	0	0	0	0	0	0,03
ZnO	0	0,04	0,02	0	0	0,13	0
F	3,4	3,535	3,922	4,042	3,897	3,163	3,64
Cl	0,22	0,58	0,35	0,4	0,34	0,33	0,35
Li ₂ Oc	4,04	1,262	1,145	1,149	1,136	1,39	1,268
Total	105,23	102,66	102,07	101,94	101,61	101,79	102,09
H ₂ Oc	3,894	3,682	3,804	3,779	3,811	3,824	3,809
Total c	101,336	100,597	99,987	99,961	99,503	99,363	99,898
Cátions normalizados para 22 oxigênios por unidade de fórmula (puf)							
Si	6,58	6,1	6,08	6,07	6,06	6,06	6,06
Al ^{IV}	1,42	1,9	1,92	1,93	1,94	1,94	1,94
Soma	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	2,32	1,2	1,36	1,36	1,32	1,3	1,31
Ti	0,03	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03
Fe ²⁺	1,26	3,63	3,52	3,32	3,39	3,14	3,3
Mn	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,56	0,89	0,91	1,15	1,16	1,12	1,15
Zn	0	0	0	0	0	0,02	0
Li	2,26	0,82	0,75	0,75	0,74	0,89	0,82
Soma X	6,43	6,63	6,6	6,64	6,66	6,52	6,62
Ca	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,01	0	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
K	1,95	2,07	2,1	2,13	2,02	2,03	2,05
Ba	0	0	0	0	0	0	0
Soma Y	1,97	2,08	2,12	2,15	2,05	2,07	2,08
OH	2,45	2,03	1,88	1,81	1,9	2,32	2,05
F	1,5	1,81	2,02	2,08	2,01	1,59	1,85
Cl	0,05	0,16	0,1	0,11	0,09	0,09	0,1
Soma dos cátions	20,4	20,71	20,72	20,78	20,72	20,59	20,71
Cálculos e parâmetros de classificação							
mgli	-1,7	0,07	0,16	0,4	0,42	0,23	0,33
Feal	-1,03	2,51	2,21	2	2,11	1,9	2,04
I,E,	0,69	0,8	0,79	0,74	0,74	0,74	0,74
Mg#	0,31	0,2	0,21	0,26	0,26	0,26	0,26
Grupo	III:Li-Al	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe	I:Mg-Fe
Classificação	Zinnwaldita	Siderofilita	Siderofilita	Siderofilita	Siderofilita	Siderofilita	Siderofilita

Notas: Amostra 24: zinnwaldita na matriz de riolito B. Amostra 25: siderofilita na matriz de riolito B. Amostras 26, 27 e 28: aglomerado de siderofilita em riolito B (borda e centro). Amostras 29 e 30: aglomerado de siderofilita em riolito B (borda e centro). 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 2. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela**Clorita**

Porcentagem em óxidos	F14-62,50 5A/1	F14-62,50 5A/2	F14-62,50 5A/3	F14-62,50 5A/4	F14-62,50 5A/5	F14-62,50 5A/6	F14-62,50 5A/7	F14-62,50 5A/8
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	22,90	23,19	23,53	23,56	23,59	23,29	22,86	22,57
TiO ₂	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	18,66	18,44	18,84	18,39	18,36	18,36	18,67	19,25
FeO	46,16	45,54	45,66	45,58	46,08	45,69	45,94	44,96
MnO	0,06	0,16	0,10	0,11	0,14	0,08	0,08	0,07
MgO	0,67	0,67	0,95	1,01	0,74	0,77	0,67	0,92
CaO	0,10	0,14	0,22	0,13	0,09	0,06	0,10	0,12
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
BaO	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
F	0,00	0,32	0,26	0,09	0,60	0,00	0,57	0,32
Cl	0,02	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
H ₂ O*	10,16	9,83	10,06	10,14	9,68	10,15	9,61	9,82
Total	98,88	98,41	99,74	99,11	99,50	98,44	98,61	98,19
O=F,Cl*	0,00	0,14	0,11	0,05	0,26	0,00	0,24	0,14
Total c	98,88	98,27	99,63	99,06	99,24	98,44	98,37	98,04
Cátions normalizados com base em 28 oxigênios por unidade de fórmula (puf)								
Si	5,40	5,42	5,42	5,50	5,41	5,50	5,31	5,28
Al ^{iv}	2,60	2,58	2,58	2,50	2,59	2,50	2,69	2,72
Al ^{vi}	2,59	2,54	2,57	2,57	2,44	2,61	2,48	2,62
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,14	0,13	0,09	0,22	0,06	0,16	
Fe ²⁺	9,10	8,76	8,68	8,80	8,62	8,96	8,76	8,68
Mn	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01
Mg	0,24	0,23	0,33	0,35	0,25	0,27	0,23	0,32
Ca	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,47	0,38	0,13	0,87	0,00	0,84	0,47
Cl	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03
OH*	15,99	15,51	15,62	15,84	15,11	16,00	15,16	15,49
Total	36,00	35,75	35,79	35,87	35,60	35,93	35,68	35,79
Classificação	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita

Notas:

Amostras 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8: clorita em veio de riolito B. 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).

Clorita (Continuação)

Porcentagem em óxidos	F02-460,47B 1B/1	F02-460,47B 1B/2	F02-460,47B 1B/3	F02-460,47B 1B/4	F02-460,47B 3B/1	F02-460,47B 3B/2	F02-460,47B 3B/3
	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	23,18	23,18	23,13	23,27	24,24	24,54	24,65
TiO ₂	0,06	0,02	0,03	0,05	0,03	0,33	0,01
Al ₂ O ₃	19,71	19,77	18,90	20,27	17,75	17,83	17,87
FeO	42,19	42,46	41,61	42,15	40,85	40,55	41,23
MnO	0,26	0,29	0,20	0,25	0,24	0,24	0,18
MgO	3,97	3,53	4,14	3,57	4,89	5,15	5,25
CaO	0,02	0,00	0,03	0,00	0,11	0,07	0,04
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,08	0,02
BaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05
F	0,00	0,14	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
Cl	0,00	0,00	0,02	0,01	0,07	0,08	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O*	10,52	10,35	10,35	10,55	10,36	10,47	10,55
Total	99,94	99,77	98,41	100,14	98,59	99,43	99,90
O=F,Cl*	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01
Total c	99,94	99,71	98,41	100,14	98,56	99,40	99,88
Números de íons com base em 28 oxigênios por unidade de fórmula (puf)							
Si	5,28	5,28	5,34	5,29	5,57	5,57	5,58
Al ^{iv}	2,72	2,72	2,66	2,71	2,43	2,43	2,42
Al ^{vi}	2,58	2,61	2,50	2,71	2,38	2,35	2,36
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
Fe ²⁺	8,09	8,08	8,10	8,00	7,85	7,65	7,82
Mn	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04
Mg	1,35	1,20	1,42	1,21	1,67	1,74	1,77
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
F	0,00	0,20	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,06	0,04
OH*	16,00	15,79	15,99	15,99	15,91	15,90	15,96
Total	36,08	35,96	36,09	35,99	35,99	35,96	36,02
Classif,	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita	chamosita

Notas:

Amostras 9, 10, 11 e 12: clorita em veio de quartzo diorito (perfil). Amostras 13, 14 e 15: clorita em veio de quartzo diorito (perfil).

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 3. Resultados das análises químicas das rochas do Alvo Estrela**Riolitos**

Amostra/ elemento	EF11- 41,00	EF11- 53,50	EF11- 82,70	EF15- 353,50	EF15- 356,50	EF15- 358,00
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ (%)	72,26	75,34	53,64	68,90	70,47	56,60
TiO ₂	0,233	0,215	0,253	0,051	0,053	0,050
Al ₂ O ₃	13	12,7	18,23	9,79	11,9	11,24
Fe ₂ O ₃	0,51	< 0,01	4,57	1,16	1,2	2,69
FeO	3,37	2,51	6,58	5,3	5,36	11,05
MnO	0,020	0,013	0,048	0,021	0,028	0,054
MgO	1,89	1,62	2,97	2,24	1,76	4,1
CaO	0,3	0,07	0,36	4,13	1,34	3,57
Na ₂ O	1,75	5,05	5,55	2,7	3,23	3,21
K ₂ O	4,15	1,77	3,99	2,31	2,91	5,07
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,08	0,32	0,12	1,19
PF	2,53	1,31	2,54	3,13	2,02	3,67
Total	100,06	100,10	98,81	99,83	100,39	99,95
Ba (ppm)	509	49	109	39	60	98
Rb	768	449	1380	519	771	1300
Sr	8	13	12	17	19	21
Y	46,6	28,4	80,8	179	54,9	121
Zr	264	239	309	238	248	230
Nb	16,9	15,7	26,8	57,1	48,5	73,1
Th	20	24,3	24,3	61,8	42,8	62,3
Pb	< 5	< 5	< 5	6	< 5	< 5
Ga	30	24	54	32	42	54
Zn	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	387	65	78	2200	556	1280
Ni	119	< 20	49	62	60	117
V	< 5	< 5	12	9	7	17
Cr	57	32	< 20	22	< 20	< 20
Hf	9	8	10,4	14,2	15,5	13,6
Cs	3,1	2,1	8,1	2,6	4	7,1
Sc	4	3	5	4	2	4
Ta	2,36	1,57	2,3	9,24	6,02	7,2
Co	6	4	13	10	9	19
Be	15	5	10	17	5	14
U	6,18	4,7	6,62	28,3	62,1	40,9
W	4,2	1,7	2,5	1,9	0,9	1,4
Sn	25	13	27	17	13	25
Mo	4	3	36	36	79	94
Au*	< 2	< 2	< 2	15	< 2	15
As	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	0,2	< 0,1	< 0,1	0,3	< 0,1	0,3
Sb	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Ge	1,6	1,1	1,5	1,7	2,8	2,2
Tl	1,09	0,58	1,89	1,06	1,44	1,86
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Li	347	183	Na	186	229	Na

Notas:

Amostras 1 e 2: riolito A. Amostras 3, 4, 5 e 6: riolito B. Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção.

Au* quantidades em ppb.

Riolitos (Continuação)

Amostra/ elemento	EF11- 41,00	EF11- 53,50	EF11- 82,70	EF15- 353,50	EF15- 356,50	EF15- 358,00
	1	2	3	4	5	6
La (ppm)	96,6	68,9	208	560	130	555
Ce	172	129	377	1010	227	981
Pr	17,4	12,9	36,1	91	20,7	90,6
Nd	62,6	44,9	125	278	59,3	284
Sm	10,2	6,65	20,3	42,6	10,3	47
Eu	1,55	0,959	2,05	3,65	0,821	3,51
Gd	9,07	5,4	17,3	35	8,87	33,8
Tb	1,39	0,8	2,73	6,09	1,73	4,78
Dy	8,05	4,69	15,2	34,9	10,7	24,2
Ho	1,6	0,91	2,77	6,59	2,13	4,02
Er	4,83	2,86	8,22	20,5	6,78	11,6
Tm	0,775	0,461	1,26	3,35	1,18	1,95
Yb	5,14	3,21	8,09	22,2	8,31	14,5
Lu	0,866	0,572	1,182	3,242	1,289	2,151
Eu/Eu*	0,493	0,489	0,334	0,289	0,263	0,269
(La/Sm) _n	5,963	6,523	6,451	8,276	7,946	7,435
(Gd/Yb) _n	1,426	1,359	1,728	1,274	0,863	1,884
(La/Lu) _n	11,579	12,503	18,266	17,930	10,469	26,783
ΣETR	392,071	282,212	825,202	2117,12	489,112	2058,11
ΣETRL	358,8	262,35	766,4	1981,6	447,3	1957,6
ΣETRP	31,721	18,903	56,752	131,872	40,989	97,001
ETR _{am/con}	153,039	110,157	322,105	826,387	190,916	803,353

Notas:

Amostras 1 e 2: riolito A. Amostras 3, 4, 5 e 6: riolito B. Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção

Tabela 4. Resultados das análises químicas das rochas do Alvo Estrela**Granitos**

Amostra/ elemento	EF01- 419,70	EF01- 426,30	EF01- 447,30	EF06- 450,70	EF06- 453,50	EF15- 93,40	EF15- 101,50	EF17- 103A	EF17- 103B
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ (%)	70,97	71,55	71,44	71,08	71,23	72,27	72,84	54,77	55,22
TiO ₂	0,004	0,008	0,008	0,004	0,008	0,008	0,008	<0,001	<0,001
Al ₂ O ₃	15,41	15,29	14,49	14,69	14,86	15,9	15,5	15,5	15,9
Fe ₂ O ₃	0,05	0,35	0,52	0,34	0,51	0,35	0,22	0,63	0,58
FeO	3,71	4,79	4,74	5,02	5,42	2,59	2,59	0,8	1,05
MnO	0,022	0,026	0,027	0,024	0,049	0,016	0,022	0,01	0,01
MgO	0,02	0,02	0,02	< 0,01	0,02	0,2	0,12	0,34	0,4
CaO	0,29	0,39	0,66	0,7	0,66	0,36	0,67	10,7	9,78
Na ₂ O	3,63	2,98	2,85	2,68	2,97	3,63	3,53	0,09	0,05
K ₂ O	3,68	2,82	2,11	2,61	1,78	2,49	2,77	12,85	12,88
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03
PF	1,32	1,68	2,10	2,02	2,49	1,85	2,00	4,32	4,2
Total	99,12	99,93	98,98	99,20	100,02	99,67	100,28	100,05	100,1
Ba (ppm)	79	129	72	110	64	41	72	1220	1190
Rb	945	806	604	655	541	787	620	675	652
Sr	5	7	13	7	7	16	13	91	72
Y	5	6,2	3,3	23,8	16,4	7,5	9,2	11,6	10,6
Zr	22	31	40	31	37	15	16	26	19
Nb	44,9	64,7	72,4	77,5	77,3	65,2	66	22,5	11,1
Th	3,99	8,95	6,32	23	24	5,66	10,6	26,8	18,7
Pb	< 5	8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	66	71	68	64	67	63	54	10	12
Zn	< 10	< 10	< 10	40	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	< 10	1000	36	79	< 10	554	35	967	1590
Ni	< 20	< 20	704	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
V	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	3,6	6	13
Cr	< 20	21	377	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	27
Hf	6,4	10,7	3,7	6,3	8,2	3,6	3,6	4,6	3,5
Cs	3,4	3,1	0,8	2,1	1,4	1,9	1,4	0,4	0,4
Sc	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	< 1
Ta	37,9	76,2	56,3	58,8	46,9	61,6	60,2	36,7	11,9
Co	2	3	4	3	3	2	2	< 1	1
Be	2	1	1	1	1	4	3	< 1	< 1
U	3,75	9,23	9,63	19,1	17,9	6,06	6,76	3,25	2,56
W	0,7	0,9	2,5	1	1,1	1	1,8	< 0,5	< 0,5
Sn	6	6	6	15	4	13	8	10	12
Mo	< 2	3	< 2	7	3	< 2	10	< 2	10
Au*	15	20	15	< 2	5	< 2	5	< 2	3,21
As	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	0,1	< 0,1	< 0,1
Sb	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Ge	4,8	5,9	5,1	6,1	6	4,5	4,5	< 0,5	< 0,5
Tl	0,95	0,81	0,56	0,56	0,41	0,7	0,65	3,6	3,21
Bi	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Li	373	306	Na	123	190	Na	Na	3	3

Notas:

Amostras 1, 2, 3, 4 e 5: albíta-ortoclásio granito. Amostras 6 e 7: topázio-albíta-ortoclásio granito. Amostras 8 e 9: episienito. Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção.

Granitos (Continuação)

Amostra/ elemento	EF01- 419,70	EF01- 426,30	EF01- 447,30	EF06- 450,70	EF06- 453,50	EF15- 93,40	EF15- 101,50	EF17- 103A	EF17- 103B
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	6,18	10,7	6,78	52,5	44,1	6,96	21,8	26,4	31,9
Ce	21,8	33,4	19,3	140	123	21,6	45,6	66,5	78,7
Pr	2,6	3,56	2,09	14,7	12,5	2,22	4,24	7,27	7,27
Nd	6,9	8,98	5,34	38,5	32,3	5,46	9,75	24,4	27,8
Sm	2,45	2,62	1,55	10,4	8,27	1,64	2,61	6,41	6,66
Eu	0,025	0,048	0,113	0,116	0,128	0,053	0,131	1,98	1,91
Gd	1,44	1,52	0,89	6,53	4,78	1,19	1,58	7,07	6,95
Tb	0,45	0,43	0,22	1,98	1,4	0,34	0,49	1,38	1,25
Dy	3,05	2,82	1,48	13,9	9,75	2,37	3,5	8,9	7,97
Ho	0,56	0,52	0,27	2,8	1,91	0,45	0,66	1,88	1,67
Er	2,17	1,93	0,98	11	7,41	1,6	2,46	7,18	6,47
Tm	0,597	0,504	0,245	2,81	1,96	0,394	0,64	1,92	1,74
Yb	5,2	4,28	2,07	24	16,7	3,35	5,84	15,7	14,1
Lu	0,821	0,673	0,323	3,845	2,714	0,519	0,920	2,45	2,26
Eu/Eu*	0,090	0,163	0,651	0,095	0,138	0,116	0,436	1,98	1,893
(La/Sm) _n	1,588	2,571	2,754	3,178	3,357	2,672	5,259	2,65	3,092
(Gd/Yb) _n	0,224	0,287	0,347	0,220	0,231	0,287	0,219	0,37	0,408
(La/Lu) _n	0,781	1,650	2,179	1,417	1,687	1,392	2,460	1,15	1,513
ΣETR	54,243	71,985	41,651	323,081	266,922	48,146	100,221	179,64	197,75
ΣETRL	39,93	59,26	35,06	256,1	220,17	37,88	84	131,18	153,430
ΣETRP	14,288	12,677	6,478	66,865	46,624	10,213	16,09	46,48	42,410
ETR _{am/con}	21,172	28,098	16,257	126,109	104,189	18,793	39,119	70,119	77,189

Notas:

Amostras 1, 2, 3, 4 e 5: albíta-ortoclásio granito. Amostras 6 e 7: topázio-albíta-ortoclásio granito. Amostras 8 e 9: episienito. Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção.

Tabela 5. Resultados das análises químicas das rochas do Alvo Estrela**Quartzo diorito**

Amostra/ elemento	EF02-467,70	EF02-472,00	EF02-503,00
	1	2	3
SiO ₂ (%)	61,4	61,34	63,54
TiO ₂	0,972	0,995	1,076
Al ₂ O ₃	13,8	13,87	13,37
Fe ₂ O ₃	1,53	1,43	0,88
FeO	9,26	8,87	8,29
MnO	0,057	0,052	0,053
MgO	1,2	1,08	1,18
CaO	2,52	3,06	2,77
Na ₂ O	2,94	3,19	3,09
K ₂ O	3,5	3,36	3,31
P ₂ O ₅	0,37	0,37	0,40
PF	2,51	2,34	2,32
Total	100,05	99,96	100,28
Ba (ppm)	962	991	1190
Rb	591	528	461
Sr	193	199	204
Y	49,4	52,6	57,4
Zr	430	514	521
Nb	25,7	23,5	22,2
Th	15,2	16	18
Pb	6	7	< 5
Ga	29	25	23
Zn	51	41	40
Cu	874	1590	377
Ni	195	< 20	< 20
V	62	64	71
Cr	62	< 20	23
Hf	11,3	13,5	13,7
Cs	3,7	3,9	4
Sc	14	14	15
Ta	1,49	1,39	1,43
Co	17	12	12
Be	6	9	6
U	4,75	5,08	4,51
W	0,8	0,6	1
Sn	16	13	19
Mo	6	13	5
Au*	50	35	5
As	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	0,4	0,3	0,2
Sb	< 0,2	0,2	< 0,2
Ge	2,3	1,8	1,7
Tl	1,24	0,99	0,89
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Li	208	90	Na

Notas:

Amostras 1, 2 e 3: quartzo diorito. Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção. Au* quantidades em ppb.

Quartzo diorito (Continuação)

Amostra/ elemento	EF02-467,70	EF02-472,00	EF02-503,00
	1	2	3
La (ppm)	171	126	154
Ce	310	226	271
Pr	29,8	22,6	26,9
Nd	104	82,5	97,4
Sm	17,7	13,5	15,5
Eu	2,95	2,48	3,22
Gd	13,5	11,9	13,1
Tb	2,04	1,82	1,97
Dy	10,9	10,2	11,2
Ho	1,93	1,93	2,12
Er	5,41	5,77	6,23
Tm	0,817	0,893	0,992
Yb	5,2	5,63	6,3
Lu	0,781	0,851	0,947
Eu/Eu*	0,583	0,598	0,691
(La/Sm) _n	6,083	5,876	6,255
(Gd/Yb) _n	2,098	1,708	1,680
(La/Lu) _n	22,727	15,369	16,880
ΣETR	676,028	512,074	610,879
ΣETRL	632,5	470,6	564,8
ΣETRP	40,578	38,994	42,859
ETR _{am/con}	263,877	199,880	238,447

Notas:

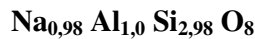
Amostras 1, 2 e 3: quartzo diorito. Amostra 4: rocha greisenizada Na: não analisado; <0,2: abaixo do limite de detecção.

1. Feldspatos

Foram analisados feldspatos do riolito B e C, do albita-ortoclásio granito e do quartzo diorito, num total de 17 análises pontuais (Tabela 1).

No riolito B os pórfiros têm composição de albita quase pura (Ab_{98,5} a 98,9) e o feldspato analisado em veio tem composição de ortoclásio (Or_{98,2} a 98,5% Ab_{1,4} a 1,8 An₀ a 0,1) (Figura 1).

Suas fórmulas estruturais médias são:



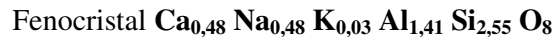
No riolito C o feldspato é albita quase pura (Ab_{98,8} a 99,1) (Figura 1) e sua fórmula estrutural média pode ser representada por: $\mathbf{Na_{0,98} K_{0,03} Ca_{0,01} Al_{1,0} Si_{2,98} O_8}$

No albita-ortoclásio granito os pórfiros são ortoclásio (Or_{89,9} a 97,5 Ab_{2,5} a 10,1 An₀). Os feldspatos da matriz são albita (An_{1,5}) (Figura 1).

Suas fórmulas estruturas médias podem ser representadas como:



No quartzo diorito foi encontrado andesina como fenocristal (Ab_{48,6} An_{47,7} Or_{3,6}) e na matriz (Ab_{59,2} a 63,6 An_{34,7} a 36,9 Or_{1,6} a 3,9) (Figura 1). As composições obtidas para as andesinas permitiram definir as fórmulas estruturais representadas a seguir:



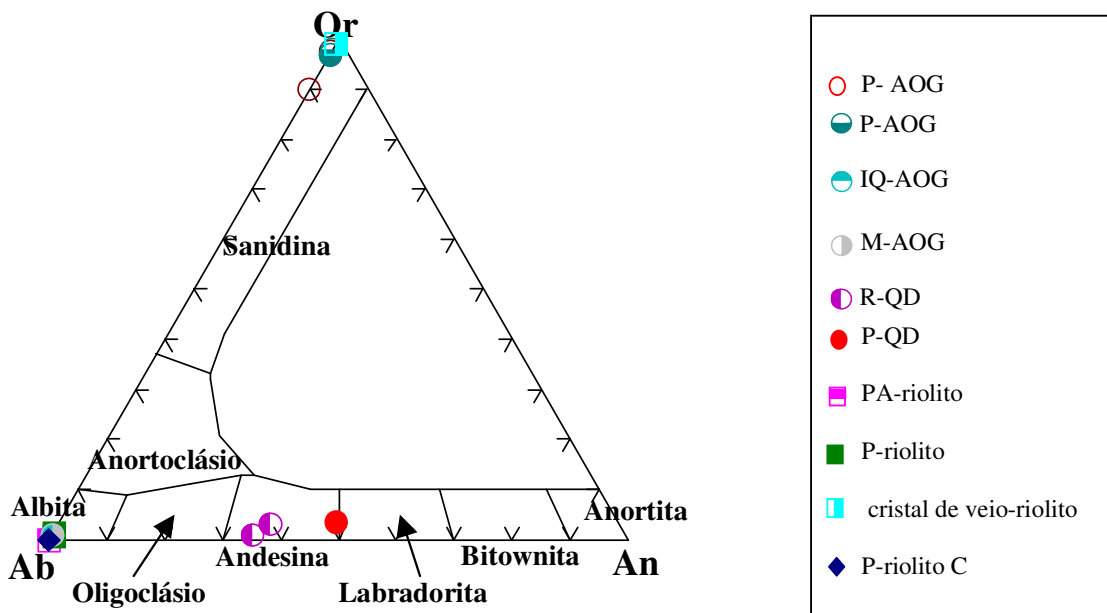


Figura 1. Diagrama An - Ab - Or, de Deer, Howie & Zussman (1966), mostrando os feldspatos do Alvo Estrela. P: pórfiro; I: inclusão; Q: quartzo; M: matriz; R: ripa; A: aglomerado; AOG: albíta-ortoclásio granito; QD: quartzo diorito.

2. Turmalina

Foram analisadas turmalinas do riolito B e do albíta-ortoclásio granito, num total de 9 pontos (Tabela 2).

Da mesma forma que nas micas, o lítio da turmalina não foi analisado em microsonda eletrônica, sua determinação foi efetuada a partir de cálculos estequiométricos, tal como sugerido por Yavuz (2002), que geram valores de Li baseados na equação: $Li_{\text{calculado}} = [3 - (\text{soma do sítio Y})]$.

O boro também não foi analisado por microsonda eletrônica, pois suas propriedades não o permitem. Deste modo o boro, tal como o lítio, foi calculado por estequiometria assumindo-se que $B_2O_3 = B = 3$ (puf) (Henry & Guidotti 1985).

Para os cálculos de fórmula estrutural e classificação foi utilizado um arquivo *Microsoft Excel* baseado no programa *Tourmal* de Yavuz (1997), que assume para o cálculo do Fe^{3+} nenhum vazio nos sítios T e Z, conforme equações a seguir:

$$T = Si + Al^{IV} = 6 \quad (1)$$

$$Z = Al^{IV} + Fe^{3+} = 6 \quad (2)$$

No riolito B a turmalina é F-schorlita – dravita com coloração verde azulada. Ela é euédrica, zonada. Este mineral tem as bordas rendilhadas com feições texturais tipo peneira, indicando que ela substituiu componentes do veio pré-existentes, principalmente da Fe-biotita.

No álcali-feldspato granito a turmalina é foitita-F-foitita. Ela é euédrica e verde. Apresenta zonação incompleta dada pela substituição irregular na protolitionita.

As Figuras 2 A e B e 3 A e B mostram a classificação das turmalinas do riolito B e do albíta-ortoclásio granito de acordo com Hawthorne & Henry (1999).

Estes autores propuseram uma classificação para os minerais do grupo da turmalina baseada na composição química e na posição dos cátions dentro dos sete sítios cristalográficos.

Esta classificação visa discriminar as turmalinas em três grupos principais de acordo com o elemento dominante no sítio X: turmalinas alcalinas (Na), turmalinas cálcicas (Ca) e turmalinas com vazios no sítio X (\emptyset).

Estes três grupos são subdivididos conforme a ocupação do sítio W (OH, F e O^{2-}), sítio V (OH e mais raramente O^{2-}), sítio Y (Li, Mg, Fe^{2+} , Mn, Al, Cr, V, Fe^{3+} e Ti) e finalmente, pela ocupação do sítio Z (Mg, Al, Fe^{3+} , V e Cr).

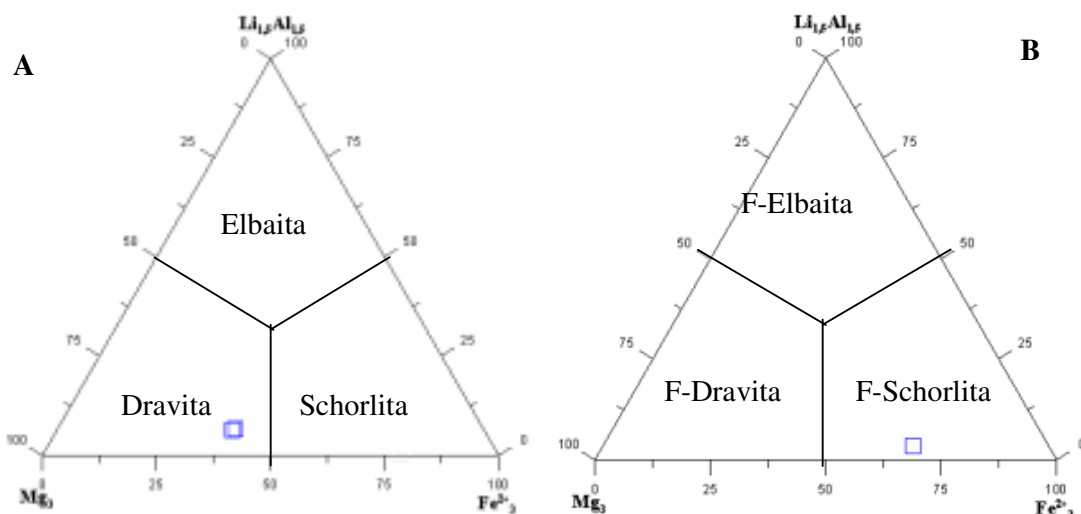


Figura 2. Diagrama Fe^{2+} versus Mg versus $Li_{1.5}Al_{1.5}$, de Hawthorne & Henry (1999), com as composições de turmalina do riolito B plotadas.

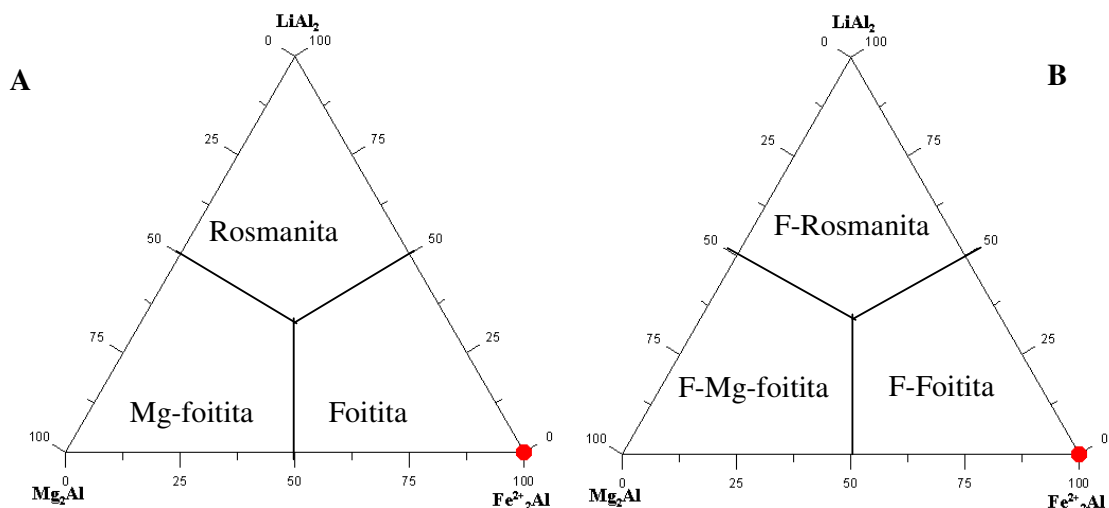
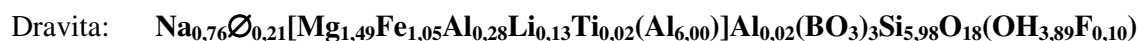


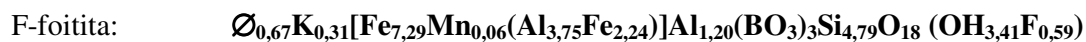
Figura 3. Diagrama $\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}$ versus Mg_2Al versus LiAl_2 , de Hawthorne & Henry (1999), com as composições de turmalina do albíta-ortoclásio granito plotadas.

A fórmula estrutural da F-schorlita-dravita do riolito B pode ser representada por:



A relação da solução sólida entre dravita e F-schorlita, núcleo e borda, respectivamente é dada pelo aumento de Na, Fe, Ti, Al^{IV} , Si e F e diminuição de Ø, Mg, Al^{III} e OH da borda para o núcleo.

A fórmula estrutural da foitita-F-foitita do albíta-ortoclásio granito pode ser representada por:



A relação da solução sólida entre foitita e F-foitita, borda e núcleo, respectivamente é dada pela diminuição de Ø, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{IV} , Si e OH e, pelo aumento de K, Al^{VI} e F do núcleo para a borda.

A exemplo das micas, as turmalinas também refletem em suas estruturas cristalinas as características químicas da rocha hospedeira que estão associadas. Isto levou vários autores a utilizar este mineral como indicador petrogenético (Henry & Guidotti, 1985, Yavuz, 1997, Selway *et al.*, 1999).

Henry & Guidotti (1985) propuseram o diagrama Al-Fet-Mg para correlacionar a composição de turmalinas ao tipo de rocha hospedeira. No diagrama da Figura 4 observa-se que a F-schorlita-dravita do riolito B está no campo 2 relacionado a granitóides e riolitos pobres em Li, pegmatitos e aplitos. A foitita-F-foitita do albita-ortoclásio granito encontra-se no campo 3, no domínio das rochas a quartzo-turmalina ricas em Fe^{3+} e também dos granitos hidrotermalmente alterados.

Deste modo, parece que tanto a F-schorlita-dravita do riolito B quanto a foitita-F-foitita do albita-ortoclásio granito refletem a composição da rocha hospedeira, sugerindo que a formação da turmalina ocorreu sob condições de tamponamento da rocha hospedeira (baixa razão fluido/rocha).

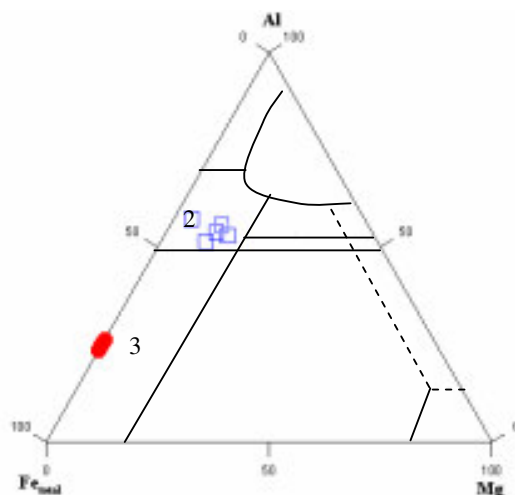


Figura 4. Diagrama ternário Al *versus* Fe_t *versus* Mg, de Henry & Guidotti (1985), mostrando as composições das turmalinas do riolito B e albita-ortoclásio granito plotadas.

3. Epidoto

O epidoto ocorre nos riolitos, nos granitos e no quartzo diorito, porém somente foram analisados cristais de epidoto deste último. O epidoto analisado tem pleocroísmo que varia de incolor a verde pálido, é anédrico e ocorre como produto de alteração do oligoclásio.

A composição do epidoto no quartzo diorito (Tabela 3) é próxima à do membro extremo epidoto na série clinozoisita-epidoto, $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) - \text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Sua fórmula estrutural média pode ser representada por:



Holdaway (1972), com base na estabilidade térmica de Al-Fe epidotos, propôs uma subdivisão composicional para esses minerais utilizando o percentual da molécula de pistacita hipotética (Ps), calculado a partir da razão $\text{Fe}/(\text{Al} + \text{Fe})$.

Segundo este autor os Al-Fe epidotos podem ser classificados como: Al-zoizita (PS 0 a 2,5), Fe-zoizita (PS 2,5 a 5), Al-clinozoizita (PS 0 a 5), Fe-clinozoizita (PS 5 a 10), Al-epidoto (PS 10 a 22,5) e Fe-epidoto (PS 22,5 a 35).

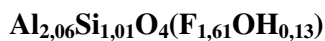
Desta forma, o epidoto do quartzo diorito é um Fe-epidoto, cuja composição varia de Ps 26,45 a 26,91.

4. Topázio

Cristais de topázio ocorrem em todos os litotipos alvo, principalmente em veios, como cristais euédricos e subordinadamente na matriz, como cristais subédricos a anédricos. Todavia, somente dois cristais de topázio do riolito B foram analisados.

O topázio do riolito B é subédrico a anédrico com dimensões de 0,2 a 0,5 mm. Seus cristais são pouco fraturados, zonados e apresentam as bordas irregulares devido a inclusões de siderofilita, clorita e, substituição de fluorita.

A composição do topázio do riolito B é próxima à do membro extremo topázio na série flúor-topázio e hidroxí-topázio (hipotético), $\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2 - \text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$. Sua fórmula estrutural média pode ser expressa como:



Todas as análises pontuais mostraram excesso de Si no sítio tetraédrico (Tabela 4), em virtude disto, o estudo desses minerais, até o momento, restringe-se apenas a sua classificação.

5. Carbonato

O carbonato, que em geral ocorre selando os veios junto com clorita e quartzo, foi observado no quartzo diorito, no albita-ortoclásio granito e no riolito B, porém somente um cristal de carbonato do riolito B foi analisado.

O carbonato do riolito B é uma siderita (Tabela 5; Figura 5) caracterizado por apresentar Fe^{2+} entre 5,01 a 5,47 (puf) e apresentando proporções distintas de elementos como Ca, Mn, Mg e CO_3 .

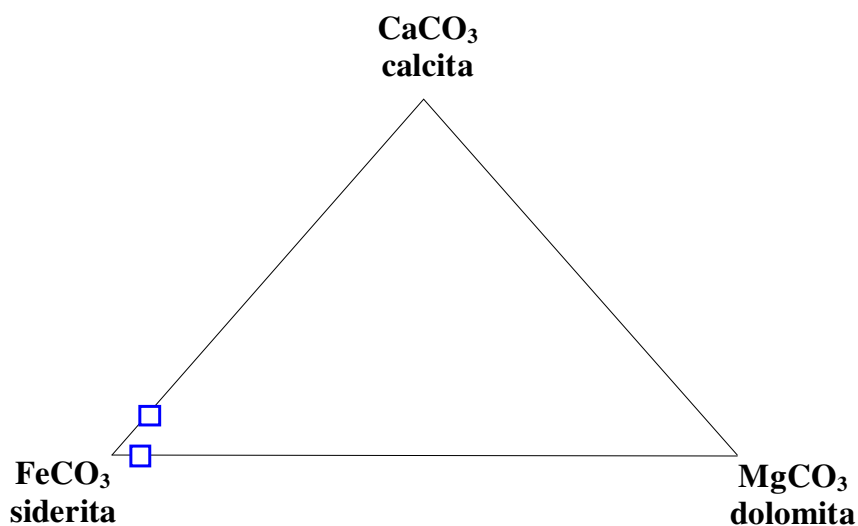


Figura 5. Diagrama ternário CaCO_3 versus MgCO_3 versus FeCO_3 mostrando as amostras de carbonato plotadas no campo da siderita.

A fórmula estrutural média da siderita do riolito B com base em 6 oxigênios pode ser expressa como: $\text{Fe}_{5,19}\text{Mn}_{0,34}\text{Ca}_{0,30}\text{Mg}_{0,16}\text{CO}_3$

Tabela 1. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela-Feldspato

Porcentagem em óxidos	F01- 419,70	F01- 419,70	F01- 419,70	F01- 419,70	F02- 448,10	F02- 448,10	F02- 448,10	F11- 82,70	F11- 82,70
	1A/3	1A/5	8A/2	8A/5	1A/3	9A/2	9A/3	3A/4	7A/4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65,27	65,18	64,40	64,87	57,08	60,15	61,38	69,11	67,75
Al ₂ O ₃	18,48	18,53	18,21	18,25	26,80	21,97	23,79	19,66	19,52
FeOt	0,04	0,00	0,11	0,13	0,65	0,27	0,60	0,00	1,46
BaO	0,00	0,04	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	9,99	8,47	6,96	0,04	0,07
Na ₂ O	0,29	1,18	0,29	0,40	5,63	7,50	7,05	11,70	11,60
K ₂ O	16,70	16,03	17,07	16,90	0,64	0,75	0,28	0,16	0,21
Total	100,79	100,96	100,16	100,59	100,79	99,11	100,06	100,67	100,72
Cátions normalizados com base em 32 oxigênios por unidade de fórmula (puf)									
Si	11,99	11,95	11,96	11,98	10,22	10,92	10,93	11,99	11,86
Al	4,00	4,00	3,98	3,97	5,65	4,70	4,99	4,02	4,03
Fe ²⁺	0,01	0,00	0,02	0,02	0,10	0,04	0,09	0,00	0,21
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	1,92	1,65	1,33	0,01	0,01
Na	0,10	0,42	0,10	0,14	1,95	2,64	2,43	3,94	3,94
K	3,92	3,75	4,05	3,98	0,15	0,17	0,06	0,04	0,05
Cations	20,01	20,13	20,12	20,10	19,99	20,13	19,82	19,98	20,12
X	15,99	15,95	15,95	15,95	15,88	15,62	15,91	16,01	15,89
Z	4,03	4,17	4,17	4,15	4,12	4,51	3,91	3,98	4,22
Ab	2,60	10,10	2,50	3,40	48,60	59,20	63,60	98,90	98,50
An	0,00	0,00	0,00	0,10	47,70	36,90	34,70	0,20	0,30
Or	97,40	89,90	97,50	96,50	3,60	3,90	1,60	0,90	1,20

Notas:

Amostras 1 e 2: pórfiro de ortoclásio em albita-ortoclásio granito (centro e borda).

Amostras 3 e 4: pórfiro de ortoclásio em albita-ortoclásio granito (centro).

Amostra 5: pórfiro de andesina em quartzo diorito (centro).

Amostras 6 e 7: ripa de andesina na matriz do quartzo diorito (borda).

Amostra 8: pórfiro em aglomerado de albita em riolito B (centro).

Amostra 9: pórfiro de albita em riolito B (borda).

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).

Feldspato (Continuação)

Porcentagem em óxidos	F11-82,70 7A/5	F14- 382,70 4A/1	F14- 382,70 5B/5	F14-62,50 11A/1	F14-62,50 11A/2	F14- 62,50 11A/4	F15- 79,20 8A/2	F15- 79,20 8A/4
	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	68,76	69,48	68,47	64,36	64,62	64,82	69,19	68,67
Al ₂ O ₃	19,43	19,29	19,50	18,27	18,50	18,39	19,54	19,64
FeOt	0,00	0,01	0,03	0,06	0,07	0,00	0,01	0,03
BaO	0,00	0,00	0,00	0,20	0,11	0,04	0,00	0,15
CaO	0,12	0,07	0,04	0,02	0,01	0,01	0,05	0,10
Na ₂ O	11,57	11,88	11,68	0,17	0,20	0,21	11,75	11,74
K ₂ O	0,10	0,23	0,24	17,32	17,24	17,38	0,12	0,14
Total	99,99	100,95	99,97	100,38	100,75	100,85	100,65	100,46
Cátions normalizados com base em 32 oxigênios por unidade de fórmula (puf)								
Si	12,00	12,03	11,97	11,95	11,94	11,96	12,00	11,96
Al	4,00	3,93	4,02	3,99	4,02	4,00	3,99	4,03
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Na	3,92	3,99	3,96	0,06	0,07	0,08	3,95	3,96
K	0,02	0,05	0,05	4,10	4,06	4,09	0,03	0,03
Cations	19,96	20,02	20,02	20,14	20,12	20,13	19,99	20,03
X	16,00	15,96	15,99	15,94	15,96	15,95	16,00	15,99
Z	3,96	4,05	4,03	4,19	4,16	4,17	3,99	4,03
Ab	98,90	98,50	98,50	1,40	1,80	1,80	99,10	98,80
An	0,60	0,30	0,20	0,10	0,00	0,00	0,30	0,40
Or	0,60	1,20	1,30	98,50	98,20	98,20	0,70	0,80

Notas:

Amostra 10: pórfiro de albita em riolito B (centro).

Amostra 11: albita inclusa em quartzo de albita-ortoclásio granito (borda).

Amostra 12: albita na matriz de albita-ortoclásio granito (borda).

Amostras 13, 14 e 15: ortoclásio em veio de riolito B (perfil).

Amostras 16 e 17: pórfiro de albita em riolito C (borda).

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 2. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela-Turmalina

Porcentagem em óxidos	F14-382,70 5C/2	F14-382,70 5C/3	F14-382,70 5C/4	F14-382,70 5C/5	F11-82,70 4A/1	F11-82,70 4A/2	F11-82,70 4A/3	F11-82,70 4A/4	F11-82,70 4A/5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	22,055	23,671	22,998	22,670	34,527	35,303	36,784	36,510	34,893
TiO ₂	0	0,001	0	0,018	0,339	0,199	0,132	0,27	0,405
Al ₂ O ₃	19,846	20,366	20,593	20,970	30,209	30,920	32,784	32,727	30,119
V ₂ O ₃	0	0	0,018	0,035	0,036	0	0	0,041	0,064
Cr ₂ O ₃	0,044	0,003	0,08	0,005	0	0,025	0,025	0,006	0,036
FeOt	45,214	44,147	40,793	43,426	15,882	14,239	7,751	7,706	17,423
MnO	0,114	0,003	0,07	0,131	0	0,024	0,016	0,018	0
ZnO	0,03	0,072	0	0,114	0,047	0	0	0	0,053
MgO	0,008	0	0,006	0	2,386	2,592	6,079	6,224	0,856
CaO	0	0,018	0,003	0	0,017	0,035	0,051	0,054	0,016
BaO	0	0,012	0	0,195	0,07	0	0,014	0	0,121
Na ₂ O	0	0	0	0	2,725	2,590	2,244	2,609	2,744
K ₂ O	0,161	0,224	2,193	0,106	0,049	0,019	0,006	0,029	0,068
Li ₂ O	0	0	0	0	0	0,049	0,081	0,021	0,058
F	0,328	0,949	0,867	0,182	0,951	1,150	0,208	0,207	1,248
O=F	0,138	0,4	0,365	0,077	0,4	0,484	0,088	0,087	0,525
Total	87,662	89,066	87,286	87,775	86,838	86,737	86,122	86,340	87,579
Cátions normalizados com base em 15 (T+Z+Y) por unidade de fórmula (puf)									
Si	3,966	4,195	4,230	4,051	5,934	6,034	6,055	6,014	6,040
Al ^{IV}	2,034	1,805	1,770	1,949	0,066	0	0	0	0
Soma em T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,034	6,055	6,014	6,040
Al ^{VI}	2,172	2,448	2,694	2,468	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,002	0	0,002	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	3,801	3,538	3,275	3,489	0	0	0	0	0
V ³⁺	0	0	0,003	0,005	0	0	0	0	0
Cr ³⁺	0,006	0	0,012	0,001	0	0	0	0	0
Soma em Z	5,981	5,987	5,986	5,963	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0	0	0	0	0,611	0,66	1,491	1,528	0,221
Fe ²⁺	2,998	3,003	2,999	3,000	2,282	2,035	1,067	1,061	2,522
Mn	0,017	0	0,011	0,02	0	0,003	0,002	0,003	0
Al	0	0	0	0	0,052	0,228	0,36	0,353	0,144
Ti	0	0	0	0,002	0,044	0,026	0,016	0,033	0,053
V ³⁺	0	0	0	0	0,005	0	0	0,005	0,009
Zn	0,004	0,009	0	0,015	0,006	0	0	0	0,007
Li	0	0	0	0	0	0,034	0,055	0,014	0,04
Soma em Y	3,019	3,013	3,014	3,037	3,000	2,966	2,945	2,986	2,960
Ca	0	0,003	0,001	0	0,003	0,006	0,009	0,01	0,003
Ba	0	0,001	0	0,014	0,005	0	0,001	0	0,008
Na	0	0	0	0	0,908	0,858	0,716	0,833	0,921
K	0,037	0,051	0,515	0,024	0,011	0,004	0,001	0,006	0,015
Soma em X	0,037	0,055	0,515	0,038	0,926	0,869	0,727	0,849	0,947
Vazios em X	0,963	0,945	0,485	0,962	0,074	0,131	0,273	0,151	0,053
F	0,187	0,532	0,504	0,103	0,517	0,622	0,108	0,108	0,683
OH*	3,271	3,156	3,165	3,299	3,161	3,126	3,297	3,297	3,106
O	0,542	0,312	0,33	0,598	0,322	0,252	0,594	0,595	0,211

Notas: Amostras 1, 2,3 e 4: turmalina na matriz de albíta-ortoclásio granito (perfil). Amostras 5, 6, 7, 8 e 9: turmalina na matriz de riolito B (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 (puf).

Tabela 3. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela**Epidoto**

Porcentagem em óxidos	F02-448,10 4B/2	F02-448,10 4B/3	F02-448,10 4B/4
	1	2	3
SiO ₂	38,16	38,49	37,96
TiO ₂	0,07	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	23,61	23,48	23,36
FeOt	11,98	11,94	12,20
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
MnO	0,16	0,13	0,19
MgO	0,00	0,02	0,00
BaO	0,10	0,00	0,08
CaO	23,53	23,78	23,46
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,01
H ₂ O	1,84	1,85	1,83
Total	99,45	99,70	99,14
Cátions normalizados com base em 12,5 oxigênios por unidade de fórmula (puf)			
Si	2,90	2,91	2,89
Al ^{IV}	0,10	0,09	0,11
Soma	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}	2,01	2,00	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe ²	0,00	0,00	0,00
Fe ³	0,76	0,75	0,78
Soma	2,77	2,75	2,78
Mn	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	1,91	1,93	1,92
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Soma	1,92	1,94	1,93
OH	0	0	0
PS	27,48	27,52	28,16
Classificação	Fe-epidoto	Fe-epidoto	Fe-epidoto

Notas:

Amostras 1, 2 e 3: epidoto na matriz de quartzo diorito (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 4. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela**Topázio**

Porcentagem em óxidos	F14-62,50 1A/5	F14-62,50 7A/3	F14-62,50 7A/5
	1	2	3
SiO ₂	33,108	32,707	32,787
TiO ₂	0	0	0
Al ₂ O ₃	56,22	56,321	56,809
FeOt	0,047	0,091	0,033
MgO	0,051	0,088	0,108
CaO	0	0,015	0,013
Na ₂ O	0	0	0
K ₂ O	0	0	0
H ₂ O	0	1,26	0,631
F	17,74	15,198	16,408
Total	107,17	105,68	106,79
O=F*	7,47	6,40	6,91
Total c	99,70	99,28	99,88
Cátions normalizados com base em 24 oxigênios por unidade de fórmula (puf)			
Si	4,10	4,06	4,05
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00
Soma do sítio	4,10	4,06	4,05
Al ^{VI}	8,21	8,24	8,27
Fe ²⁺	0,00	0,01	0,00
Mg	0,01	0,02	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Soma do sítio	8,22	8,26	8,30
OH**	0,00	1,04	0,52
F	6,95	5,96	6,41
Soma do sítio	6,95	7,01	6,93

Notas:

Amostra 1: topázio em veio de riolito B (borda).

Amostras 2 e 3: topázio em veio de riolito B (centro).

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 5. Resultados das análises químicas de minerais do Alvo Estrela**Carbonato**

Porcentagem em óxidos	F14-62,50 2A/1	F14-62,50 6A/4
	1	2
CaO	0,05	8,03
MgO	2,55	0,5
FeOt	88,98	85,05
MnO	5,75	5,63
BaO	0	0
CO ₂	1,121	1,148
Total	98,46	100,35
Cátions normalizados com base em 6 oxigênios por unidade de fórmula		
(puf)		
Ca	0	0,61
Mg	0,27	0,05
Fe ²⁺	5,37	5,01
Mn	0,35	0,34
Ba	0	0
Classificação	Siderita	Siderita

Notas:

Amostra 1 e 2: siderita em veio de riolito B.

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