



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ESTUDO DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL, COM ÊNFASE NO  
METAMORFISMO SÓDICO, DE ROCHAS GRANITÓIDES E  
MÁFICAS DA REGIÃO DE CANAÃ DE CARAJÁS, PROVÍNCIA  
MINERAL DE CARAJÁS.**

---

**Dissertação apresentada por:  
FRANCISCA D'ÁVILA SOARES DE SOUSA**

**BELÉM  
2007**

Sousa, Francisca D'Avila Soares de

S724e

Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. / Francisca D'Avila Soares de Sousa; Orientador, Raimundo Netuno Nobre Villas. – 2007

195 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2007.

1. Rochas granitóides. 2. Alteração hidrotermal. 3. Metassomatismo sódico. 4. Sossego (PA). 5. Serra Dourada (PA). 6. Província Mineral de Carajás (PA). I. Universidade Federal do Pará. II. Villas, Raimundo Netuno Nobre, Orient. III. Título.



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

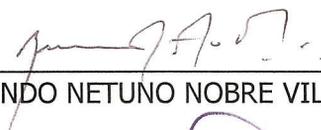
**ESTUDO DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL, COM ÊNFASE  
NO METAMORFISMO SÓDICO, DE ROCHAS  
GRANITÓIDES E MÁFICAS DA REGIÃO DE CANAÃ DE  
CARAJÁS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR  
**FRANCISCA D'ÁVILA SOARES DE SOUSA**

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

Data de Aprovação: **25/06/2007**

**Comitê de Dissertação:**

  
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (Orientador)

  
MÁRCIO DIAS SANTOS

  
LENA VIRGÍNIA DIAS SANTOS

*Aos verdadeiros amores da minha  
vida: meus pais, Juraci e Telma,  
irmãos e sobrinhos.*

## AGRADECIMENTOS

Expresso meus sinceros agradecimentos à todas as pessoas que contribuíram para a finalização desta dissertação.

À Deus, fonte luz e energia espiritual.

À minha família, em especial ao papai e à mamãe, pelo amor, carinho, compreensão e, principalmente, pelo incentivo à finalização deste trabalho.

Ao Prof. Netuno Villas pela orientação e amizade.

À Universidade Federal do Pará pela infra-estrutura disponível no Instituto de Geociências.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de estudos.

À CVRD pela permissão para estudar o depósito Sossego e pelo apoio fornecido.

Ao geólogo Benevides Aires pelo apoio durante a visita às áreas estudadas.

Ao PRONEX (MCT-FINEP) – “Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias adjacentes” – pelo apoio financeiro.

Aos professores Márcio Santos (UFPA), Basile Kotschoubey (UFPA) e Lena Monteiro (UNICAMP), por terem aceitado o convite para integrar o Comitê de julgamento desta dissertação.

Ao Prof. Marcondes Costa por permitir a utilização da balança digital do Laboratório de Mineralogia do CG-UFPA.

Ao técnico Marcus Mansueto (Laboratório de Microsonda Eletrônica IG-USP) pelo apoio durante a seção de microsonda.

Aos amigos e geólogos Rodrigo Melo e Wanderlei Borges pelo companheirismo e pelos momentos de descontração.

## RESUMO

As áreas do Sossego e Serra Dourada estão localizadas ao sul da Serra dos Carajás, na zona de contato entre as rochas do embasamento (Complexo Xingu; ~2,8 Ga) e do Grupo Grão Pará (2,76 Ga). Serra Dourada encontra-se a cerca de 15 km a leste do depósito Sossego, na região de transição entre o bloco Itacaiúnas e os terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria. No depósito do Sossego foram investigados granitóides, rochas metavulcânicas ácidas e ricas em biotita, além de rochas máficas, todos com variável grau de deformação e alteração hidrotermal, enquanto em Serra Dourada foram estudados granitóides, enclaves neles contidos e metadiabásios, os primeiros representados por tipos inalterados, hidrotermalizados e milonitizados. No depósito Sossego, prováveis protólitos dos apogranitóides e rochas metavulcânicas alteradas corresponderiam, respectivamente, a sienogranitos/granodioritos e andesitos/basaltos porfiríticos, enquanto as rochas máficas alteradas teriam sido derivadas de microgabros. A preservação da textura porfiroclástica nas rochas ricas em biotita sugere que, pelo menos em parte, seus protólitos foram os mesmos que originaram as rochas metavulcânicas ácidas. Os apogranitóides, rochas metavulcânicas e ricas em biotita têm padrões de distribuição de ETR muito similares, o que é sugestivo de terem sido elas derivadas de um magma granítico comum, apesar de algumas amostras da rocha rica em biotita apresentarem razões  $La_N/Yb_N$  mais elevadas. Com relação ao conteúdo de elementos menos móveis (Nb e Zr), as rochas ricas em biotita e metavulcânicas ácidas são mais semelhantes. Albitização, escapolitização, anfibolitização, cloritização, biotitização, epidotização e feldspatização potássica foram os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram aqueles protólitos, sendo o primeiro mais comum nos apogranitos e metavulcânicas e o segundo nas rochas ricas em biotita e máficas. Nos apogranitóides, foram identificadas duas gerações de albita (I e II). A albita I é representada por cristais com textura em tabuleiro de xadrez, tendo resultado da substituição do feldspato alcalino, enquanto a albita II ocorre em finas vênulas monominerálicas e constitui uma das fases mais tardias da alteração hidrotermal. Apenas a albita I ocorre em todas as variedades de granitóide estudadas. Nas rochas máficas foram identificadas duas gerações de escapolita. A primeira é representada por agregados de cristais oriundos da substituição do plagioclásio primário e a outra por finas vênulas sinuosas de escapolita + Mg-hornblenda, as quais marcam, nestas rochas, os estágios mais tardios da alteração hidrotermal. Nas rochas ricas em biotita foi identificada apenas

a escapolita I. A escapolita dos gabros e das rochas ricas em biotita têm valores da fração molar meionítica ( $Me=27-28\%$ ) e teores de Cl (3-4%) equivalentes, e muito provavelmente foram formadas a partir de um mesmo fluido, rico em NaCl, sem marcante influência da composição da rocha. Esse fluido teria sido também responsável pela produção de albita em todas as amostras estudadas, que é mais pura nos apogranitóides ( $Ab=98,5-99,3\%$ ) e nas rochas metavulcânicas ácidas ( $Ab=99-99,3\%$ ). Na área de Serra Dourada, os granitóides são representados por sienogranitos, granodioritos e tonalitos; os enclaves neles contidos têm composição tonalítica. As características mineralógicas e a afinidade cálcio-alcalina dessas rochas permitem caracterizá-las como granitos tipo I e relacioná-las a um ambiente de subducção com influência do regime tracional. Vários parâmetros geoquímicos indicam cogeneticidade entre estas rochas, estando elas ligadas por processos de cristalização fracionada em que os sienogranitos são os termos mais evoluídos. Albitização, escapolitização e, em menor escala, biotitização foram os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram essas rochas, sendo que a primeira se restringiu aos sienogranitos e, as duas últimas, aos tonalitos. Os sienogranitos mostram diferentes graus de alteração sódica, desde aposienogranitos sem albita hidrotermal até albititos com cerca de 75% de albita hidrotermal. Nessas rochas, observa-se que a albita hidrotermal é mais pura que a magmática. Cálculos de balanço de massa revelam que, em relação à média dos sienogranitos, houve, durante a transformação do sienogranito em albititos, independentemente do método utilizado e dentro dos mais prováveis valores de fator de volume ( $f_v = 0,8-1,1$ ), adição de  $Na_2O$  e Cu, e perda de  $K_2O$ , Ba, Rb, Sr e W. Para as rochas escapolitizadas, os dados petrográficos são consistentes com uma geração a partir dos tonalitos, que chegam a hospedar veios com até cerca de 70% de escapolita. A escapolita das variedades moderadamente alteradas é mais rica em Na ( $Me=24\%$ ) e Cl (4%) quando comparada com a que ocorre na amostra do veio e no granito milonitizado. Os resultados de balanço de massa revelam, para valores de  $f_v$  entre 0,9 e 1,04, que durante o processo de escapolitização, houve perda de  $Al_2O_3$ , MgO, CaO, Sr e Zr e ganhos de  $Fe_2O_{3(t)}$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , voláteis, Rb, Ba e Cu. Os fluidos responsáveis pela produção de albita e escapolita eram ricos em Na e Cl e, aparentemente, eles primeiro causaram a albitização dos sienogranitos e, em seguida, a escapolitização dos tonalitos. A composição da escapolita teve forte influência da composição do plagioclásio primário, tanto que a escapolita que ocorre no metadiabásio é mais cálcica do que a variedade presente nos tonalitos. As rochas investigadas em ambas as áreas amostram teores elevados de Cl (1-2%), estimados com base nas concentrações

determinadas na escapolita, biotita e anfíbólio. A estabilidade da escapolita exige fluidos muito salinos, o que vem sendo confirmado pelos dados obtidos em inclusões fluidas aprisionadas em minerais do depósito Sossego. A falta de evidência de ebulição e restrições impostas pela partição do Cl entre magmas graníticos e fase aquosa dele exsolvida, dão suporte à contribuição metamórfica (dissolução de leitos evaporíticos?) nos fluidos responsáveis pelo metassomatismo sódico. Ainda não foram obtidos dados de fluidos para as rochas de Serra Dourada, porém o estudo da alteração hidrotermal, pelo menos em parte, sugere uma situação bastante semelhante à observada no depósito do Sossego.

Palavras-chave: Rochas granitóides. Alteração hidrotermal. Metassomatismo sódico.

## ABSTRACT

The Sossego and Serra Dourada areas are located in the southern part of Carajas ridge, at the contact zone between the basement rocks (Xingu Complex; ~2.8 Ga) and the Grão Pará Group (2.76 Ga). Serra Dourada lies 15 km east of the Sossego deposit, at the transition strip that bounds the Itacaiúnas block and the Rio Maria granite-greenstone terrane. In the Sossego deposit granitoids, metavolcanic rocks, biotite-rich and mafic rocks were investigated, all of them were hydrothermalized and/or deformed to a greater or lesser extent. In Serra Dourada granitoids, their enclaves and mafic rocks were studied, the former being represented by unaltered, altered and milonitized varieties. The likely protoliths of the apogranitoids and metavolcanic rocks that occur in Sossego were syenogranites/granodiorites and porphyritic quartzodiorite/diorite, respectively, while the mafic altered rocks were derived from microgabros. The porphyroclastic texture of the biotite-rich rocks may be an evidence for their protoliths being, at least in part, the same as those of the metavolcanic rocks. Apogranitoids, metavolcanic and biotite-rich rocks have similar REE patterns, suggesting that they might be comagmatic, although some samples of the biotite-rich rocks show higher La/Yb ratios. Concerning the contents of less mobile elements (Nb and Zr), the metavolcanic and biotite-rich rocks are much more similar. Albitization, scapolitization, amphibolitization, chloritization, biotitization, epidotization and potassic feldspatization were the most important hydrothermal processes that affected those protoliths. Albitization is more common in the apogranitoids and acid metavolcanic rocks, whereas scapolitization is more typical of the biotite-rich and mafic rocks. In the apogranitoids two albite generations (I and II) were identified. The albite I represents crystals with chessboard texture produced by the replacement of potassium feldspar. Albite II is present in monomineralic veinlets which correspond to one of the latest stage of hydrothermal activity. Only albite I occurs in all granitoid varieties. In the mafic rocks two scapolite generations were recognized. One refers to crystals aggregates that replaced the primary plagioclase and the other to fine sinuous veinlets of scapolite+Mg-hornblende that, in these rocks, mark the latest stage of the hydrothermal alteration. In the biotite-rich rocks only scapolite I was identified. The scapolite that occurs in both the mafic and biotite-rich rocks have similar meionite (Me=27-28%) and Cl (3-4%) contents, and were most likely formed by a NaCl-rich fluid, with little influence of the rock composition. This fluid might have also been responsible for the production of albite in all

analyzed samples. This albite is purer in the apogranitoids (Ab=98.5-99.3%) and the metavolcanic rocks (Ab=99-99.3%) than in the other rocks.

In Serra Dourada area, the granitoids include syenogranites, granodiorite and tonalites as well as enclaves of tonalitic composition. Their mineralogical characteristics and calc-alkaline affinity allow them to be classified as I-type granitoids related to subduction with some influence of extensional regime. Most geochemical data indicate that they are cogenetic and have been produced by fractional crystallization. Albitization, scapolitization and minor biotitization were the most important types of alteration that affected those rocks, the first being restricted to the syenogranites, while the other two types are recorded only in the tonalites. The syenogranites present different degrees of alteration ranging from aposyenogranite without hydrothermal albite to albitite with ~75% of hydrothermal albite. In all granitoids, the hydrothermal albite is purer than the magmatic albite. Mass-balance calculations shows that, in relation to the average composition of syenogranites and for volume factors of 0.8-1.1, the albitites gained Na<sub>2</sub>O and Cu, and lost K<sub>2</sub>O, Ba, Rb, Sr and W. The scapolitized rocks resulted from the alteration of tonalites and are mainly characterized by scapolite-rich (up to ~70%) veins/veinlets that cross-cut the rocks. In the moderately altered varieties, the scapolite composition is richer in Na (Me=24%) and Cl (4%) in comparison to that present in veins and in the mylonitized granitoids. Mass-balance calculations indicate that the formation of the scapolitized rocks was accompanied by losses of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Sr and Zr and gains of Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, volatiles, Rb, Ba and Cu. The fluids that caused albitization and scapolitization of the rocks were Na and Cl-rich and, apparently, the albitization of the syenogranites preceded the scapolitization of the tonalites. The scapolite composition seems to have been strongly controlled by the composition of primary plagioclase, as evidenced by its more calcic character in the mafic rocks than in the apotonalites.

Estimates of Cl content (1-2%) of rocks from both areas were based on its concentrations in modal scapolite, biotite and amphiboles. The stability of scapolite requires high salinity fluids as those that have been reported in the Sossego deposit. No fluid inclusion data concerning the Na-rich fluids responsible for albitization and scapolitization in the Serra Dourada area are yet available, although the evidences, notably the abundance of scapolite, suggest an evaporitic or similar source.

Keywords: Granitoid rocks. Hydrothermal alteration. Sodic metasomatism.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1.1:</b> Mapa de localização do depósito Sossego e de Serra Dourada.....	24
<b>Figura 1.2:</b> Mapa de amostragem da região de Serra Dourada.....	25
<b>Figura 2:</b> Mapa geológico do bloco norte da Província Mineral de Carajás.....	29
<b>Figura 3.1:</b> Mapa geológico do depósito Sossego.....	39
<b>Figura 3.2:</b> Seção geológica simplificada do depósito Sossego, corpos Sossego e Sequeirinho.....	40
<b>Figura 3.3:</b> Mapa geológico de Serra Dourada.....	41
<b>Figura 4:</b> Foto de testemunho de sondagem referente a granito albitizado cortado por finas vênulas de epidoto.....	46
<b>Figura 4.1:</b> Fotomicrografias de lâminas delgadas de granitóides: a) cristal de quartzo primário recristalizado nas bordas e atravessado por cordão de quartzo microcristalino; b) plagioclásio primário substituído por quartzo hidrotermal com geração de textura em treliça; e c) quartzo em vênula monominerálica.....	47
<b>Figura 4.2:</b> Fotomicrografias de lâminas delgadas de granitóides: a) albita (Ab) com textura em tabuleiro de xadrez; b) vênulas de albita II cortando cristais de anfibólio (Anf); e c) albita em vênula substituída por actinolita/Mg-hornblenda (Act/Mg-horn).....	47
<b>Figura 4.3:</b> Fotomicrografias de lâminas delgadas de rochas metavulcânicas ácidas: a) textura porfírica com fenocristais de plagioclásio (Pl) em parte preservados; b) matriz fortemente orientada, que corrói as bordas de fenocristal de quartzo (Qz); c) albita com textura em tabuleiro de xadrez (Ab) associada à actinolita (Act); e d) vênulas perpendiculares de microclina/ortoclásio (Mc/Or).....	51
<b>Figura 4.4:</b> Rocha rica em biotita: a) foto de testemunho de sondagem em que está ressaltada a forte estruturação da rocha produzida por cisalhamento (Corpo Pista); b) fotomicrografia do microbandamento caracterizado pela alternância de bandas claras (quartzo + escapolita) e escuras (biotita + anfibólio + turmalina); c) fotomicrografia da textura porfiroblástica com grão de quartzo (Qtz) recristalizado e estirado paralelamente aos planos de foliação da rocha; d) fotomicrografia de microagregados de escapolita (Esc) e plagioclásio (Pl) desenvolvidos na matriz da rocha; e) imagem de elétrons retroespalhados de cristais de plagioclásio (1) e escapolita (2) presentes na matriz da figura anterior; f) fotomicrografia de agregado policristalino de quartzo hidrotermal em meio à matriz da rocha; g) fotomicrografia de cristais fraturados de escapolita (Esc) presentes nas bandas fêlsicas; h) idem nas bandas ricas em biotita (Bt); i) fotomicrografia de vênula de turmalina (Tm) cortando a foliação da rocha; j) fotomicrografia de cristal de albita I fortemente escapolitizado; e k) imagem de elétrons retroespalhados de vênulas de albita II (2 e 3) cortando cristais de turmalina (1).....	54
<b>Figura 4.5:</b> Rochas gabróicas: a) foto de testemunho de gabro com cristais bem desenvolvidos de escapolita (marcas arredondadas); b) fotomicrografia de textura ofítica preservada, a despeito da substituição da fase máfica primária por anfibólio (Lab = labradorita; Anf = anfibólio); c) fotomicrografia de cristal de andesina (And) parcialmente substituído por quartzo; d) fotomicrografia de vênula de albita I (Ab) cortando cristal de escapolita I (Esc) parcialmente epidotizado (Ep); e) fotomicrografia de agregados de cristais de escapolita I (Esc) da primeira geração; e f) imagem de elétrons retro-espalhados de escapolita II presente em microvênula (1 = escapolita; 2, 3 e 4 = anfibólio).....	58
<b>Figura 5:</b> Relações entre as diferentes fases de mineralização e os tipos de alteração hidrotermal.....	61
<b>Figura 6.1:</b> Composição química dos feldspatos dos granitos, rochas metavulcânicas ácidas, ricas em biotita e gabro do depósito Sossego. a) diagrama Or-Ab-An de classificação de feldspatos; b) diagrama binário CaO vs. Na <sub>2</sub> O.....	62
<b>Figura 6.2:</b> Variação composicional da escapolita das rochas ricas em biotita e gabro do depósito Sossego. a) diagrama Me [100 x Ca/(Ca + Na + K)] vs. Cl (nº de átomos na fórmula unitária); b) diagrama Me [100 x Ca/(Ca + Na + K)] vs. Cl (% em peso); c) diagrama Na <sub>2</sub> O vs. CaO e d) diagrama Cl vs. Na <sub>2</sub> O.....	64

<b>Figura 6.3:</b> Variação composicional da biotita presente nos granitos e rochas ricas em biotita do depósito do Sossego, de acordo com os diagramas: a) $Al^{VI}$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$ ; b) $Al_{total}$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$ ; c) $X_{Fe}$ vs. $Ti$ ; e d) $X_{Fe}$ vs. $F/Cl$ .....	66
<b>Figura 6.4:</b> Variação composicional da clorita dos granitos e rochas ricas em biotita do depósito do Sossego, de acordo com os diagramas: a) $Al^{IV}$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$ com classificação baseada em Bailey (1988); e b) $Fe/(Fe+Mg)$ vs. $Si$ (nº de átomos por fórmula unitária).....	66
<b>Figura 6.5:</b> Variação composicional dos anfibólios presentes nos granitos, rochas metavulcânicas ácidas, ricas em biotita e gabro do depósito do Sossego. a) diagrama discriminante dos quatro grandes grupos químicos dos anfibólios; b) e c) diagramas de classificação dos anfibólios cálcicos.....	67
<b>Figura 6.6:</b> Diagrama $Na/(Na+Ca)$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$ , que classifica a turmalina das rochas ricas em biotita do depósito Sossego como dravita.....	68
<b>Figura 6.6.1:</b> Diagrama ternário Ca-Fe-Mg para turmalina, no qual a composição da turmalina das rochas ricas em biotita do depósito Sossego é indicativa de formação em ambiência metassedimentar....	69
<b>Figura 6.6.2:</b> Diagrama ternário Al-Fe-Mg para turmalina, no qual a composição da turmalina das rochas ricas em biotita do depósito Sossego é indicativa de formação em ambiência metassedimentar....	69
<b>Figura 7.1:</b> Diagramas de variação composicional das rochas granitóides do depósito Sossego: a) $Na_2O$ vs. $CaO$ ; b) $Na_2O$ vs. $K_2O$ ; c) $Na_2O$ vs. $Fe_2O_3$ ; d) $Na_2O$ vs. $FeO$ ; e) $Na_2O$ vs. $MgO$ ; f) $Na_2O$ vs. $SiO_2$ ; g) $CaO$ vs. $Sr$ ; e h) $CaO$ vs. $Rb$ .....	73
<b>Figura 7.2:</b> Diagramas de variação composicional das rochas metavulcânicas ácidas do depósito Sossego: a) $SiO_2$ vs. $Na_2O$ ; b) $Fe_2O_3$ vs. $Na_2O$ ; c) $MgO$ vs. $Na_2O$ ; d) $CaO$ vs. $Na_2O$ ; e e) $K_2O$ vs. $Na_2O$ ..	75
<b>Figura 7.3:</b> Diagramas de variação composicional das rochas ricas em biotita do depósito Sossego: a) $SiO_2$ vs. $Na_2O$ ; b) $Fe_2O_3$ vs. $Na_2O$ ; c) $MgO$ vs. $Na_2O$ ; d) $CaO$ vs. $Na_2O$ ; e e) $K_2O$ vs. $Na_2O$ .....	76
<b>Figura 7.4:</b> Diagramas de variação composicional dos gabros do depósito Sossego: a) $SiO_2$ vs. $Na_2O$ ; b) $Fe_2O_3$ vs. $Na_2O$ ; c) $MgO$ vs. $Na_2O$ ; d) $CaO$ vs. $Na_2O$ ; e e) $K_2O$ vs. $Na_2O$ .....	77
<b>Figura 7.5:</b> Padrão de distribuição dos elementos terras raras de rochas do depósito do Sossego: a) granitos; b) metavulcânicas ácidas; c) rochas ricas em biotita e d) gabros. Notar o forte fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP nos granitóides, rochas metavulcânicas ácidas e rochas ricas em biotita, e o padrão subhorizontalizado dos gabros.....	78
<b>Figuras 8.1:</b> Sienogranitos: a) foto de amostra de mão de sienogranito; b e c) fotos de afloramento de sienogranito (as manchas escuras e esparsas são de gotas de chuva) cortado por diques de composição quartzo-feldspática; e d) fotomicrografia (nicóis X) da textura e dos principais minerais constituintes dos sienogranitos (Ab = albita, Qtz = quartzo, Fk = feldspato potássico).....	80
<b>Figura 8.2:</b> Granodioritos: a) foto de amostra de mão de granodiorito com enclave (Enc); b) foto de afloramento de granodiorito com cristais centimétricos de feldspato alcalino (Fk); c) fotomicrografia (nicóis X) da textura alotriomórfica dos granodioritos com destaque na parte central para intercrescimento mirmequítico (Fk = feldspato alcalino, Pl = plagioclásio, Qtz = quartzo); e d) cristal de oligoclásio (Ol) com maclas levemente encurvadas (Anf = anfibólio).....	82
<b>Figura 8.3:</b> Fotos de afloramentos de granodiorito: a, b, c, d, g) enclaves de formas e tamanhos variados; e) linhas de fluxo; f) enclaves de forma irregular; h) fotomicrografia de cristal de anfibólio com zoneamento (Mg-horn: Mg-hornblenda e Hast/Fe-parg: hastingsita/ferropargasita).....	84
<b>Figura 8.4:</b> Tonalitos em pedra desativada: a) foto de amostra de mão representativa do tonalito; b) foto da parede vertical da pedra em que corpos de tonalito (cinza) estão em contato com sienogranito albitizado (rosa); c) foto de bloco de tonalito; e d) foto de bloco de tonalito cortado por dique de composição quartzo-feldspática.....	87
<b>Figura 8.5:</b> a) Diagrama QAP (Streckeisen 1976) mostrando que os granitóides de Serra Dourada compreendem sienogranitos, granodioritos e tonalitos e que os enclaves têm composição tonalítica; e b) diagrama modal Q-(A+P)-M mostrando que os minerais máficos perfazem 10 a 20% da composição mineralógica dos granodioritos e 35 a 50% da dos tonalitos.....	88
<b>Figura 8.6:</b> Rochas escapolitizadas: a) foto de amostra de rocha fracamente escapolitizada; b, c) foto de afloramento de tonalito cortado por vênulas de escapolita; e d) foto de afloramento de veio de	

escapolita >> quartzo.....	91
<b>Figura 8.7:</b> Granitóides escapolitizados: a) fotomicrografia de vênula de substituição composta por escapolita (Esc) + albita (Ab) + apatita (Ap); b) fotomicrografia de “bolsão” de escapolita (Esc); c) foto de aforamento de granitóide escapolitizado com escapolita de aspecto fibroso preenchendo fratura; e d) fotomicrografia de vênula de biotita (Bt) + albita + apatita.....	92
<b>Figura 8.8:</b> Granitóides albitizados: a) foto de amostra de albitito do veio; b) foto de afloramento de albitito (veio), c) fotomicrografia de cristais de albita com textura em tabuleiro de xadrez (nicóis X); e d) fotomicrografia de cristal de feldspato potássico albitizado também com típica textura em tabuleiro de xadrez.....	94
<b>Figura 8.9:</b> Metadiabásio: a) foto de amostra de metadiabásio com destaque para agregados de cristais de escapolita (porção esbranquiçada); b) imagem de elétrons retroespalhados de cristais de anfibólio [hastingsita (1) e actinolita (2)] e escapolita (3); e c) fotomicrografia de agregados de finos cristais de escapolita (1) em meio a massa de anfibólio (2).....	95
<b>Figura 8.10:</b> Granito milonitizado: a) foto de amostra de granito milonitizado cortada perpendicularmente aos planos de foliação; b) fotomicrografia de cristal de escapolita em vênula discordante à foliação da rocha (nicóis X); e c) fotomicrografia de plagioclásio, parcialmente escapolitizado, em vênula.....	98
<b>Figura 9.1:</b> Composição química dos feldspatos das rochas granitóides, albitizadas, escapolitizadas, metadiabásio e granito milonitizado de Serra Dourada: a) diagrama Or-Ab-An de classificação de feldspatos; e b) diagrama CaO vs. Na <sub>2</sub> O que mostra a variação composicional da albita nas várias rochas estudadas, seja ela magmática ou hidrotermal.....	100
<b>Figura 9.2:</b> Variação composicional da escapolita dos granitóides escapolitizados, metadiabásio e granito milonitizado de Serra Dourada: a) diagrama Cl (f.u.a) vs Me (%); b) diagrama Cl (% em peso) vs Me (%); c) diagrama Ca (f.u.a) vs Cl (f.u.a); e d) diagrama Na (f.u.a) vs Cl (f.u.a). Me = 100*Ca/(Ca+Na+K).....	102
<b>Figura 9.3:</b> Variação composicional da biotita dos granitóides escapolitizados, tonalito (enclave) e granito milonitizado de Serra Dourada: a) diagrama Al <sup>VI</sup> vs. Fe/(Fe+Mg), baseado em Guidotti (1984); b) Al <sub>total</sub> vs. Fe/(Fe+Mg); c) Ti vs. Fe/(Fe+Mg); e d) F/Cl vs. Fe/(Fe+Mg).....	103
<b>Figura 9.4:</b> Composição química da clorita dos granitóides escapolitizados de Serra Dourada: a) diagrama Al <sup>IV</sup> vs. Fe/(Fe+Mg); e b) diagrama Fe/(Fe+Mg) vs. Si.....	104
<b>Figura 9.5:</b> Variação composicional dos anfibólios presentes nos tonalitos, enclaves e metadiabásio da região de Serra Dourada: a) diagrama discriminante dos quatro grandes grupos químicos dos anfibólios; b) e c) diagramas de classificação dos anfibólios cálcicos para (Na+K) <sub>A</sub> < 0,5 e (Na+K) <sub>A</sub> ≥ 0,5.....	105
<b>Figura 10.1:</b> Diagramas de Harker: a) TiO <sub>2</sub> vs. SiO <sub>2</sub> ; b) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. SiO <sub>2</sub> ; c) Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub> vs. SiO <sub>2</sub> ; d) MgO vs. SiO <sub>2</sub> ; e) CaO vs. SiO <sub>2</sub> ; f) Na <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> ; g) K <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> ; e h) P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> vs. SiO <sub>2</sub> .....	108
<b>Figura 10.2:</b> Caracterização geoquímica dos granitóides de Serra Dourada: a) diagrama FeO <sub>t</sub> /(FeO <sub>t</sub> +MgO) vs. SiO <sub>2</sub> (% e peso); b) diagrama FeO <sub>t</sub> +MgO+TiO <sub>2</sub> vs. SiO <sub>2</sub> (% e peso); e c) diagrama A/NK vs. A/CNK (Shand 1951) A/NK-A/CNK que mostra serem metaluminosos a levemente peraluminosos os granitóides da região de Serra Dourada e que os enclaves são metaluminosos.....	109
<b>Figura 10.3:</b> Caracterização geoquímica dos granitóides de Serra Dourada: a) diagrama AFM no qual as amostras caem no campo das rochas cálcio-alcálicas; b) diagrama K <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> ratificando serem os granitóides cálcio-alcálicos, mas de médio a alto potássio; e c) diagrama Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> mostrando que os granitóides são subalcalinos.....	110
<b>Figura 10.4:</b> Diagramas normativos CIPW em que estão apresentadas amostras de granitóides de Serra Dourada: a) diagrama ternário Qz-Ab-Or; e b) diagrama ternário An-Ab-Or (campos definidos por O’Connor 1965).....	111
<b>Figura 10.5:</b> Diagramas de variação de elementos traços selecionados (ppm) em relação à sílica (% em peso). a) Rb vs. SiO <sub>2</sub> ; b) Sr vs. SiO <sub>2</sub> ; c) Ba vs. SiO <sub>2</sub> ; d) Zr vs. SiO <sub>2</sub> ; e) Th vs. SiO <sub>2</sub> ; e f) W vs. SiO <sub>2</sub> .....	112
<b>Figura 10.6:</b> a) Diagrama Rb/Sr vs. CaO no qual fica evidente a diminuição da razão Rb/Sr com o	

aumento do teor de cálcio; e b) diagrama Rb/Ba vs. CaO no qual a distribuição das amostras é caótica.....	113
<b>Figura 10.7:</b> Padrão de distribuição dos elementos terras para as rochas granitóides e enclaves da região de Serra de Mourada. Normalização pelo condrito C1: a) sienogranitos; b) granodioritos; e c) tonalitos.....	113
<b>Figura 10.8:</b> Diagrama discriminante Rb vs. (Y+Nb) para os granitóides de Serra Mourada. Obs.: Os teores dos elementos traços estão em ppm.....	114
<b>Figura 10.8.1:</b> Diagramas discriminantes: a) FeO <sub>4</sub> /MgO vs. 10000*Ga/Al; b) K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O vs. 10000*Ga/Al; c) (K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)/CaO vs. 10000*Ga/Al; d) K <sub>2</sub> O/MgO vs. 10000*Ga/Al; e) Zr vs. 10000*Ga/Al; e f) Nb vs. 10000*Ga/Al.....	115
<b>Figura 10.9:</b> Diagramas de variação composicional (% em peso) do tonalito e granitóides escapolitizados da região de Serra Mourada: a) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. SiO <sub>2</sub> ; b) Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub> vs. SiO <sub>2</sub> ; c) MgO vs. SiO <sub>2</sub> ; d) CaO vs. SiO <sub>2</sub> ; e) Na <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> ; f) K <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> .....	117
<b>Figura 10.9.1:</b> Diagramas de variação composicional (ppm, à exceção do SiO <sub>2</sub> ) do tonalito e granitóides escapolitizados da região de Serra Mourada: a) Rb vs. SiO <sub>2</sub> ; b) Sr vs. SiO <sub>2</sub> ; c) Ba vs. SiO <sub>2</sub> ; d) Y vs. SiO <sub>2</sub> ; e) Ga vs. SiO <sub>2</sub> ; f) Ni vs. SiO <sub>2</sub> ; g) Co vs. SiO <sub>2</sub> ; h) Cu vs. SiO <sub>2</sub> .....	118
<b>Figura 10.9.2:</b> Padrão de distribuição dos elementos terras do tonalito (a) e granitóides escapolitizados e veio rico em escapolita (b) da região de Serra Mourada. Normalização pelo condrito C1.....	119
<b>Figura 10.10:</b> Variação composicional (% em peso) do sienogranito (média) e granitóides albitizados da região de Serra Mourada: a) SiO <sub>2</sub> vs. Na <sub>2</sub> O; b) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. Na <sub>2</sub> O; c) Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub> vs. Na <sub>2</sub> O; d) MgO vs. Na <sub>2</sub> O; e) CaO vs. Na <sub>2</sub> O; e f) K <sub>2</sub> O vs. Na <sub>2</sub> O.....	121
<b>Figura 10.10.1:</b> Variação composicional do sienogranito (composição média) e granitóides albitizados de Serra Mourada: a) Rb vs. Na <sub>2</sub> O; b) Sr vs. Na <sub>2</sub> O; c) Ba vs. Na <sub>2</sub> O; d) Zr vs. Na <sub>2</sub> O; e) Nb vs. Na <sub>2</sub> O; f) Y vs. Na <sub>2</sub> O; g) Ta vs. Na <sub>2</sub> O; h) Ga vs. Na <sub>2</sub> O; i) Th vs. Na <sub>2</sub> O; j) U vs. Na <sub>2</sub> O; k) W vs. Na <sub>2</sub> O; l) Ni vs. Na <sub>2</sub> O; m) Co vs. Na <sub>2</sub> O; e n) Cu vs. Na <sub>2</sub> O. Obs.: A concentração de todos os elementos traços está em ppm e do Na <sub>2</sub> O em % em peso.....	123
<b>Figura 10.10.2:</b> Padrão de distribuição dos elementos terras raras: a) média dos sienogranitos; e b) granitóides albitizados da região de Serra Mourada. Normalização pelo condrito C1.....	124
<b>Figura 10.11:</b> Padrão de distribuição dos elementos terras raras do metadiabásio (FD-16) e granito milonitizado (FD-25).....	125
<b>Figura 11.1:</b> Perdas e ganhos dos componentes maiores dos granitóides escapolitizados em relação ao tonalito (amostra FD-01E representada pelo patamar igual a zero).....	127
<b>Figura 11.2:</b> Perdas e ganhos dos componentes maiores dos granitóides albitizados e albitito em relação à composição média dos sienogranitos (representada pelo patamar igual a zero).....	128
<b>Figura 11.3:</b> a) Diagrama das perdas e ganhos dos óxidos e P.F. em função do fator de volume ( <i>fv</i> ) (método de Gresens) para o par de amostras FD-01E – FD-14. Os pontos onde as retas cortam a ordenada X <sub>n</sub> = 0 indicam o valor de <i>fv</i> para o qual o componente teria sido considerado imóvel no processo de escapolitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do tonalito; e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do tonalito.....	130
<b>Figura 11.4:</b> a) Diagrama composição volume (método de Gresens) para o par de amostras FD-01E – FD-18A, apresentando as perdas e ganhos dos componentes maiores em função da variação do fator de volume ( <i>fv</i> ). Os pontos onde as retas cortam a ordenada X <sub>n</sub> = 0 indicam o valor de <i>fv</i> para o qual o componente é considerado imóvel no processo de escapolitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do tonalito; e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do tonalito.....	132
<b>Figura 11.5:</b> a) Diagrama das perdas e ganhos dos componentes maiores em função do fator de volume ( <i>fv</i> ) (método de Gresens) para o par de amostras média dos sienogranitos – FD-01D. Os pontos onde as retas cortam a ordenada X <sub>n</sub> = 0 indicam o valor de <i>fv</i> para o qual o componente teria sido imóvel no processo de albitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do sienogranito; e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou	

ganhos) para os elementos traços em g/100g do sienogranito.....	<b>135</b>
<b>Figura 11.6:</b> a) Diagrama das perdas e ganhos dos componentes maiores em função do fator de volume ( $f_v$ ) (método de Gresens) para o par de amostras média dos sienogranitos – FD-36. Os pontos onde as retas cortam a ordenada $X_n = 0$ indicam o valor de $f_v$ para o qual o componente teria sido imóvel no processo de albitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do sienogranito; e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do sienogranito.....	<b>137</b>

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b>	19
1.1	APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	20
1.2	OBJETIVOS	21
1.3	MÉTODOS E TÉCNICAS	21
1.3.1	<b>Levantamento bibliográfico</b>	21
1.3.2	<b>Campanha de campo</b>	22
1.3.3	<b>Petrografia e microscopia eletrônica de varredura</b>	22
1.3.4	<b>Análises químicas</b>	23
1.3.4.1	Balanço geoquímico de massas	23
1.3.5	<b>Microsonda eletrônica</b>	26
2	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b>	27
3	<b>DEPÓSITOS Cu-Au DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS</b>	30
3.1	SERRA VERDE	30
3.2	IGARAPÉ SALOBO	31
3.3	IGARAPÉ BAHIA	31
3.4	SOSSEGO	32
3.5	CRISTALINO	33
3.6	ALVO 118	33
3.7	ALVO ESTRELA	34
3.8	ÁGUAS CLARAS	34
3.9	IGARAPÉ POJUCA	35
3.10	BREVES	35
3.11	GAMELEIRA	36
4	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ÁREAS DE ESTUDO</b>	37
5	<b>CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE METASSOMATISMO SÓDICO</b>	42
6	<b>DEPÓSITO SOSSEGO</b>	44
6.1	PETROGRAFIA	44
6.1.1	<b>Granitos</b>	44
6.1.2	<b>Rochas metavulcânicas ácidas</b>	48
6.1.3	<b>Rochas ricas em biotita</b>	51
6.1.4	<b>Gabros</b>	56
6.2	RELAÇÕES ENTRE DEFORMAÇÃO, ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO	59
6.3	QUÍMICA MINERAL	61
6.3.1	<b>Feldspatos</b>	61
6.3.2	<b>Escapolita</b>	63
6.3.3	<b>Biotita</b>	64
6.3.4	<b>Clorita</b>	65
6.3.5	<b>Anfibólios</b>	67
6.3.6	<b>Turmalina</b>	68
6.4	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS	70
6.4.1	<b>Granitóides</b>	70
6.4.2	<b>Rochas metavulcânicas ácidas</b>	70
6.4.3	<b>Rochas ricas em biotita</b>	71

6.4.4	<b>Gabro</b>	71
7	<b>SERRA DOURADA</b>	79
7.1	PETROGRAFIA	79
7.1.1	<b>Rochas granitóides</b>	79
7.1.2	<b>Granitóides escapolitizados</b>	89
7.1.3	<b>Granitóides albitizados</b>	92
7.1.4	<b>Metadiabásio</b>	94
7.1.5	<b>Granito milonitizado com estrutura xistosa</b>	96
7.2	QUÍMICA MINERAL	98
7.2.1	<b>Feldspatos</b>	99
7.2.2	<b>Escapolita</b>	101
7.2.3	<b>Micas</b>	102
7.2.4	<b>Clorita</b>	104
7.2.5	<b>Anfibólio</b>	104
7.3	GEOQUÍMICA	106
7.3.1	<b>Rochas granitóides</b>	106
7.3.1.1	Discriminação do ambiente tectônico	114
7.3.2	<b>Granitóides escapolitizados</b>	116
7.3.3	<b>Granitóides albitizados</b>	120
7.3.4	<b>Metadiabásio</b>	124
7.3.5	<b>Granito milonitizado com estrutura xistosa</b>	124
7.4	DENSIDADES	125
7.5	PERDAS E GANHOS DE COMPONENTES	125
7.5.1	<b>Método isovolumétrico</b>	126
7.5.2	<b>Método de Gresens</b>	129
7.5.3	<b>Relações entre os métodos Isovolumétrico e de Gresens</b>	139
8	<b>INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS</b>	139
8.1	ÁREA DO SOSSEGO	139
8.1.1	<b>Possíveis protólitos das rochas alteradas</b>	139
8.1.2	<b>Seriam os granitos e metavulcânicas ácidas co-magmáticos?</b>	139
8.1.3	<b>Principais tipos de alteração hidrotermal</b>	140
8.1.4	<b>Química mineral e implicações quanto à natureza dos fluidos</b>	142
8.1.5	<b>A origem dos fluidos responsáveis pelo metassomatismo sódico</b>	144
8.2	ÁREA DE SERRA DOURADA	145
8.2.1	<b>Fase pré-alteração</b>	145
8.2.2	<b>Alteração hidrotermal</b>	145
8.2.3	<b>Química mineral e implicações quanto à natureza dos fluidos</b>	146
8.2.4	<b>Balço geoquímico de massa</b>	147
9	<b>CONCLUSÕES</b>	148
9.1	ÁREA DO SOSSEGO	148
9.2	ÁREA DE SERRA DOURADA	149
9.3	RELAÇÕES ENTRE AS ÁREAS DO SOSSEGO E SERRA DOURADA	150
	<b>REFERÊNCIAS</b>	152
	<b>ANEXOS</b>	167
	<b>ANEXO 1 - ANÁLISES DOS FELDSPATOS DOS GRANITOS, ROCHAS METAVULCÂNICAS ÁCIDAS, RICAS EM BIOTITA (BIX) E GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	168

<b>ANEXO 2 - ANÁLISES DA ESCAPOLITA DAS ROCHAS RICAS EM BIOTITA E GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>169</b>
<b>ANEXO 3 - ANÁLISES DA BIOTITA DO GRANITO E ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>170</b>
<b>ANEXO 4 - ANÁLISES E CÁLCULOS DO GEOTERMÔMETRO (CATHELINEAU 1988) DA CLORITA DOS GRANITOS E ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>171</b>
<b>ANEXO 5 - ANÁLISES DOS ANFIBÓLIOS DOS GRANITOS, METAVULCÂNICAS ÁCIDAS (MVA), ROCHAS RICAS EM BIOTITA E GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>172</b>
<b>ANEXO 6 - ANÁLISES DA TURMALINA DAS ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>173</b>
<b>ANEXO 7 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS GRANITÓIDES DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>174</b>
<b>ANEXO 8 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS ÁCIDAS DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>175</b>
<b>ANEXO 9 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>176</b>
<b>ANEXO 10 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DO GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.....</b>	<b>177</b>
<b>ANEXO 11 - COMPOSIÇÃO MODAL (% VOL.) DAS ROCHAS GRANITÓIDES DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>178</b>
<b>ANEXO 12 - COMPOSIÇÃO MODAL (% VOL.) DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>178</b>
<b>ANEXO 13 - COMPOSIÇÃO MODAL (% VOL.) DOS GRANITÓIDES ALBITIZADOS DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>178</b>
<b>ANEXO 14 - ANÁLISES DOS FELDSPATOS DOS GRANITÓIDES INALTERADOS, ALBITIZADO E ESCAPOLITIZADO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>179</b>
<b>ANEXO 15 - ANÁLISES DOS FELDSPATOS DO METADIABÁSIO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>180</b>
<b>ANEXO 16 - ANÁLISES DA ESCAPOLITA DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS, METADIABÁSIO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>181</b>
<b>ANEXO 17 - ANÁLISES DAS MICAS DO TONALITO (ENCLAVE), GRANITÓIDE ESCAPOLITIZADO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>182</b>
<b>ANEXO 18 - ANÁLISE E CÁLCULO DO GEOTERMÔMETRO (CATHELINEAU 1988) DA CLORITA DO GRANITÓIDE ESCAPOLITIZADO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>183</b>
<b>ANEXO 19 - ANÁLISES DOS ANFIBÓLIOS DOS TONALITOS E METADIABÁSIO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>184</b>
<b>ANEXO 20 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS GRANITÓIDES INALTERADOS DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>185</b>
<b>ANEXO 21 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS E AMOSTRA DO VEIO DE SERRA DOURADA.....</b>	<b>186</b>

<b>ANEXO 22 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DA MÉDIA DOS SIENOGRANITOS (FD-10, FD-28, FD-30 E FD-32) E DOS GRANITÓIDES ALBITIZADOS DE SERRA DOURADA.....</b>	187
<b>ANEXO 23 - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DO METADIABÁSIO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.....</b>	188
<b>ANEXO 24 - DENSIDADES DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS E DA AMOSTRA DE REFERÊNCIA (TONALITO, FD-01E) DE SERRA DOURADA.....</b>	189
<b>ANEXO 25 - DENSIDADE MÉDIA DOS SIENOGRANITOS E DENSIDADES DOS GRANITÓIDES ALBITIZADOS (FD-40C E FD-01D) E ALBITITOS (FD-36, FD-40B E FD-40D) DE SERRA DOURADA.....</b>	189
<b>ANEXO 26 - PERDAS E GANHOS EM G/CM<sup>3</sup> OBTIDOS ATRAVÉS DE ANÁLISES QUÍMICAS (ANEXOS 20 E 21) E DENSIDADES (ANEXO 24) PARA OS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS E TONALITO DE SERRA DOURADA.....</b>	190
<b>ANEXO 27 - PERDAS E GANHOS EM G/CM<sup>3</sup> OBTIDOS ATRAVÉS DE ANÁLISES QUÍMICAS (ANEXOS 20 E 22) E DENSIDADES (ANEXO 25) PARA OS GRANITÓIDES ALBITIZADOS E MÉDIA DOS SIENOGRANITOS DE SERRA DOURADA.....</b>	190
<b>ANEXO 28 - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO ENTRE O TONALITO (FD-01E) E O TONALITO ESCAPOLITIZADO E BIOTITIZADO (FD-14) DE SERRA DOURADA.....</b>	191
<b>ANEXO 29 - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO ENTRE O TONALITO (FD-01E) E TONALITO ESCAPOLITIZADO ± BIOTITIZADO (FD-18A) DE SERRA DOURADA.....</b>	192
<b>ANEXO 30 - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO A PARTIR DA COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS SIENOGRANITOS E O GRANITO MODERADAMENTE ALBITIZADO (FD-01D) DE SERRA DOURADA.....</b>	193
<b>ANEXO 31 - PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO ENTRE A COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS SIENOGRANITOS E O ALBITITO (FD-36) DE SERRA DOURADA.....</b>	194

## 1 INTRODUÇÃO

Os terrenos metamórficos pré-cambrianos têm sido alvo, sobretudo nas últimas décadas, de intensa exploração mineral e em muitos deles têm sido reconhecidos ambientes que foram favoráveis à formação de depósitos cupro-auríferos. Importantes exemplos vêm da Fenoscândia, Rússia, Casaquistão, Austrália e, em menor escala, África do Sul e Canadá. É comum a associação desses depósitos com acumulações hidrotermais de óxidos de ferro e muitos deles apresentam uma relação espacial e, em geral também genética, com o metassomatismo sódico, que se manifesta via os processos de albitização e escapolitização (FRIETSCH et al, 1997).

Cenário semelhante se descortina na Província Mineral de Carajás, onde ocorrem depósitos cupro-auríferos associados com corpos de magnetitos e hospedados em rochas fortemente albitizadas e/ou escapolitizadas. Esses processos metassomáticos estão bem evidenciados no depósito arqueano do Sossego (SOUSA; VILLAS, 2006; VILLAS et al, 2004; 2005) e muito possivelmente também atuaram nos depósitos do 118 e Cristalino. Estes três depósitos (Fig. 1.1) localizam-se no mesmo corredor estrutural, ao longo da zona de contato entre o Grupo Grão Pará e rochas granitóides de composição e idade variadas, as quais só recentemente foram separadas do Complexo Xingu (embasamento) como corpos independentes (SARDINHA et al, 2004). Em outras áreas circunvizinhas, rochas granitóides albitizadas/escapolitizadas são igualmente comuns, porém não há registro de metassomatismo do ferro associado à mineralização cupro-aurífera. Na verdade, o metassomatismo sódico em Carajás tem abrangência regional, sendo também identificado mais a nordeste em rochas metamáficas do Grupo Rio Novo, nas cercanias de Curionópolis (REIS, 2000). E é bem possível que, da mesma forma, seja produto desse processo a ocorrência de afverdsonita próxima do depósito Cu-Au de Serra Verde e do granito Estrela, entre Curionópolis e Parauapebas (COLLYER, comunicação verbal), ambos hospedados em rochas do Grupo Rio Novo.

Uma provável fonte do sódio são granitóides que abundam na região, caracterizados como do tipo A e de natureza subalcalina a alcalina (BARROS et al, 1997; DALL'AGNOL; LAFON; MACAMBIRA, 1994), porém os altos teores de Cl na escapolita e em outros minerais (SOUSA; VILLAS, 2007; VILLAS et al, 2005) alertam para a possibilidade de leitos evaporíticos serem uma fonte alternativa (FRIETSCH et al, 1997; HUNT; BAKER; THORKELSON, 2005; MORA; VALLEY, 1989; OEN; LUSTENHOVER, 1992; SERDYUCHENKO, 1975). Nesse particular, é até mesmo levantada a hipótese de serem

metaaxalitos as rochas ricas em biotita do depósito Sossego, compostas essencialmente de Cl-biotita, Cl-escapolita, hastingsita/Fe-pargasita, dravita e quartzo (SOUSA; VILLAS, 2006; VILLAS et al, 2005). Magmas graníticos enriquecidos em Cl são normalmente produzidos em zonas de subducção (HEDENQUIST; LOWENSTERN, 1994), entretanto este tipo de ambiente tectônico não se sustenta para a região de Carajás com base nos dados geológicos e geoquímicos hoje disponíveis.

### 1.1 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Trabalhos sobre alteração hidrotermal nas áreas enfocadas neste estudo têm se limitado ao depósito do Sossego e os vários tipos de alteração nele identificados têm recebido apenas tratamento genérico, sem ênfase especial em nenhum deles (CARVALHO et al, 2004a e b; MONTEIRO et al, 2004a e b; 2005; SOUSA, 2004; 2005; SOUSA; VILLAS, 2006; VILLAS et al, 2004; 2005). Na área de Serra Dourada estão registradas diversas evidências de alteração hidrotermal, mas as investigações que lá vêm sendo conduzidas têm privilegiado apenas os aspectos de campo e petrológicos dos granitóides (SOARES, 2002). Ressente-se, assim, de estudos dirigidos para um tipo específico de alteração hidrotermal, o que se tentou conseguir ao abordar-se a albitização e a escapolitização, os quais foram processos marcantes na alteração das rochas que compõem as áreas investigadas. Ademais, oportunizou-se um estudo comparativo do metassomatismo sódico nas áreas estudadas.

Considerando-se a hipótese de serem os granitóides a principal fonte de sódio, há uma questão que deve merecer atenção especial. Segundo London (1995 e 1997), a incorporação de F, B e P aos magmas ocorre via reações de fusão envolvendo, respectivamente, silicatos hidratados (micas, anfibólios), turmalina e apatita dos protólitos. O aumento da concentração destes elementos produz magmas enriquecidos em sódio e empobrecidos em sílica, os quais têm, em relação às fusões graníticas comuns, menores viscosidade e temperatura do solidus, e maior capacidade de solubilizar água. Nas áreas estudadas, registra-se uma escassez de minerais de F e B, os últimos ocorrendo em quantidades apreciáveis apenas nas rochas ricas em biotita do depósito Sossego. A apatita, embora comum como fase acessória, só é abundante em algumas rochas hidrotermalizadas e/ou mineralizadas. Nos granitóides, o fósforo poderia fazer parte da estrutura dos feldspatos primários em substituição ao silício e/ou alumínio e, em decorrência da alteração, ser liberado e transferido às soluções hidrotermais (LONDON, 1997), a partir das

quais a apatita poderia ter precipitado. A determinação das concentrações de fósforo nos feldspatos originais constituiu um procedimento básico para testar aquela hipótese. Da mesma forma, grandes variações na composição da escapolita (série meionita-marialita) podem refletir não só flutuações de temperatura como também precipitação por fluidos de fontes diversas. Caracterizá-la composicionalmente foi um passo importante para poder apontar uma ou mais fontes.

## 1.2 OBJETIVOS

Os objetivos desta dissertação centralizaram-se no estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metassomatismo sódico, que se manifestou em tempos arqueanos nas rochas granitóides e máficas que ocorrem nas áreas do depósito Sossego e de Serra Dourada (Fig. 1.1), com vista a: 1) caracterizar, do ponto de vista petrológico, as rochas hidrotermalizadas e não alteradas; 2) descrever o modo de ocorrência dos produtos da alteração hidrotermal e caracterizá-los textural, mineralógica e quimicamente; 3) avaliar as perdas e ganhos de componentes durante os processos hidrotermais; e 4) com base na quantificação e composição das fases sódicas, especificamente albita e escapolita, estabelecer possíveis zoneamentos e a direção de aumento de intensidade do Na-metassomatismo nas áreas estudadas.

## 1.3 MÉTODOS E TÉCNICAS

Para alcançar os objetivos propostos foram utilizados os seguintes procedimentos metodológicos:

### 1.3.1 Levantamento bibliográfico

Foram consultados diversos artigos referentes à geologia da região de Carajás, rochas granitóides, mineralizações cupro-auríferas, alteração hidrotermal, em geral, e metassomatismo sódico, em particular. Maior ênfase foi dada àqueles relacionados à alteração sódica, dentre os quais destacam-se: Abdalla et al (1996), Frietsch et al (1997), Hunt, Baker e Thorkelson (2005), Hurlbut e Klein (1985), Maghraoui et al (2002), Mark (1998), Mora e Valley (1989), Oen e Lustenhouver (1992), Pollard (1983), Ramsay e Davidson (1970), Schwartz (1992), Serdyuchenko (1975) e Vanko et al (1995).

### **1.3.2 Campanha de Campo**

Foi realizada uma campanha de campo no período de 13 a 23 de novembro de 2005. Na área do Sossego foram descritos testemunhos de dois furos de sondagem, realizados nos corpos Sequeirinho (F-422) e Pista (F-425), seguida de coleta de amostras representativas das zonas albitizadas/escapolitizadas. Amostras dos furos F-33, F-37, F-211, F-266, F-352 e quatro outras amostras de cada um dos furos F-51 (Corpo Sequeirinho), F-126, F-183 e F-281 (Corpo Sossego), anteriormente coletadas e estudadas em trabalhos de Iniciação Científica e Conclusão de Curso da autora, foram igualmente utilizadas por bem representarem as zonas de alteração.

Em Serra Dourada, além do reconhecimento geológico da área, foram coletadas 40 amostras em afloramentos de rochas granitóides inalteradas e hidrotermalizadas, além de variedades máficas ricas em escapolita e milonitizadas igualmente alteradas. A localização das amostras no mapa de pontos (Fig. 1.2) foi definida a partir da utilização do Sistema de Posicionamento Global (GPS na sigla em Inglês).

### **1.3.3 Petrografia e microscopia eletrônica de varredura**

Na área do depósito Sossego, a alteração hidrotermal foi muito intensa e, em decorrência, não foi possível obter amostras de rochas com as características primárias preservadas. Foram então selecionadas somente amostras representativas das zonas de alteração e confeccionadas 23 lâminas delgadas polidas. Nestas amostras foram identificados os diferentes produtos da alteração sódica e descritas as relações texturais entre os principais minerais de alteração e seus modos de ocorrência (cristais isolados, vênulas, etc).

Das 40 amostras de granitóides coletadas em Serra Dourada, 26 foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas polidas, representando tanto as variedades hidrotermalizadas e inalteradas. Na descrição dessas últimas, foi dada ênfase às feições texturais e mineralógicas, enquanto que nas variedades albitizadas/escapolitizadas procurou-se, além disso, estabelecer as relações temporais entre os minerais hidrotermais com vista a caracterizá-los parageneticamente.

Nas rochas sem ou com poucos sinais de alteração foram realizadas análises modais, computando-se em média 1200 pontos em cada lâmina em contador de pontos da marca *Swift*. Nas amostras moderada a intensamente albitizadas/escapolitizadas foram, igualmente, realizadas análises modais, computando-se em média o mesmo número de pontos, na tentativa de melhor caracterizar o zoneamento da alteração hidrotermal.

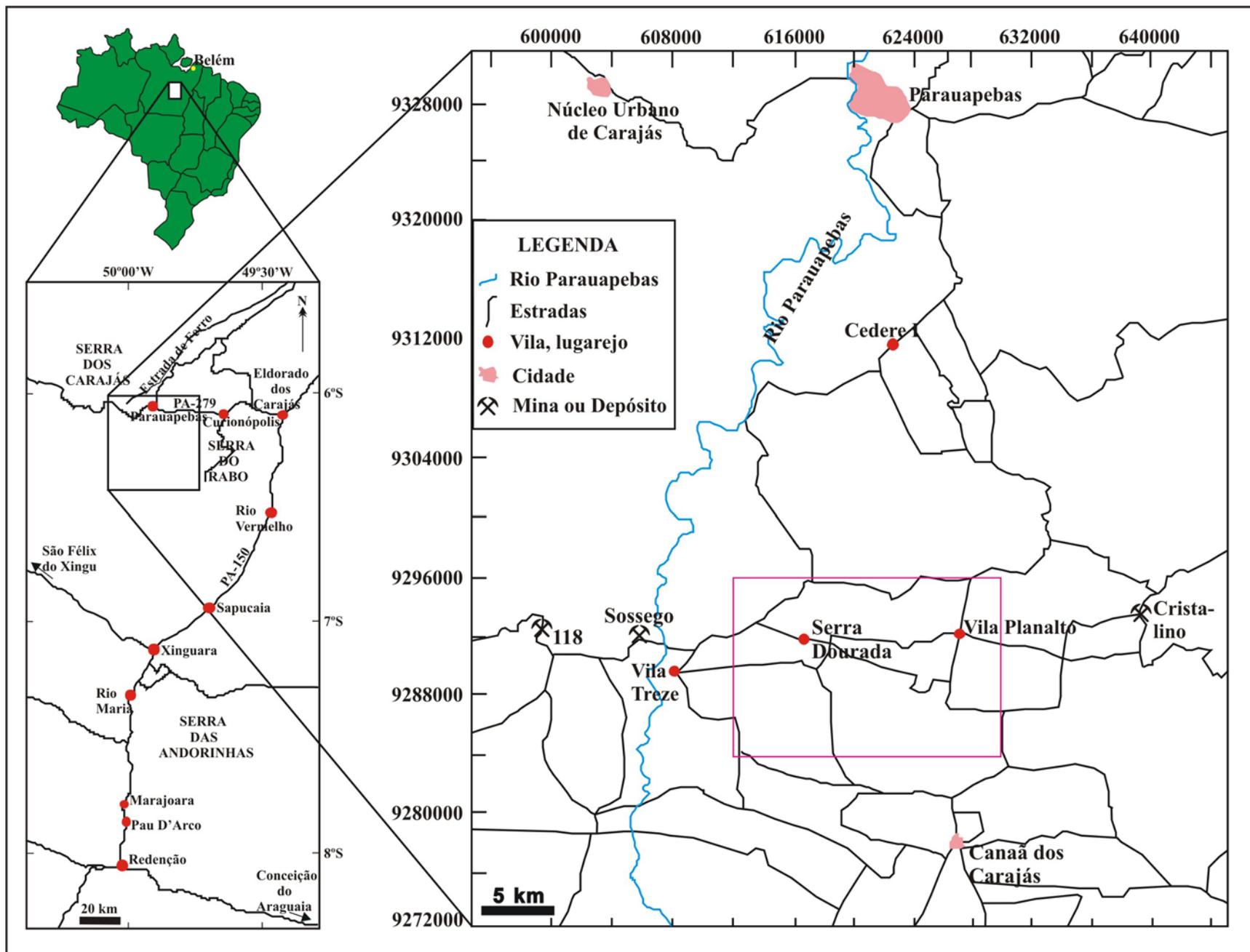
A análise petrográfica foi complementada com microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS), que foi essencial na correta identificação de muitos produtos da alteração hidrotermal, permitindo reconhecer diferentes variedades de acordo com seus modos de ocorrência. O MEV utilizado foi o modelo LEO-1430 do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA. As imagens de elétrons retroespalhados e os espectros de EDS foram obtidos utilizando-se um feixe de corrente de elétrons de 90  $\mu$ A, voltagem de aceleração constante de 20 kv e distância de trabalho de 15 mm.

#### 1.3.4 Análises químicas

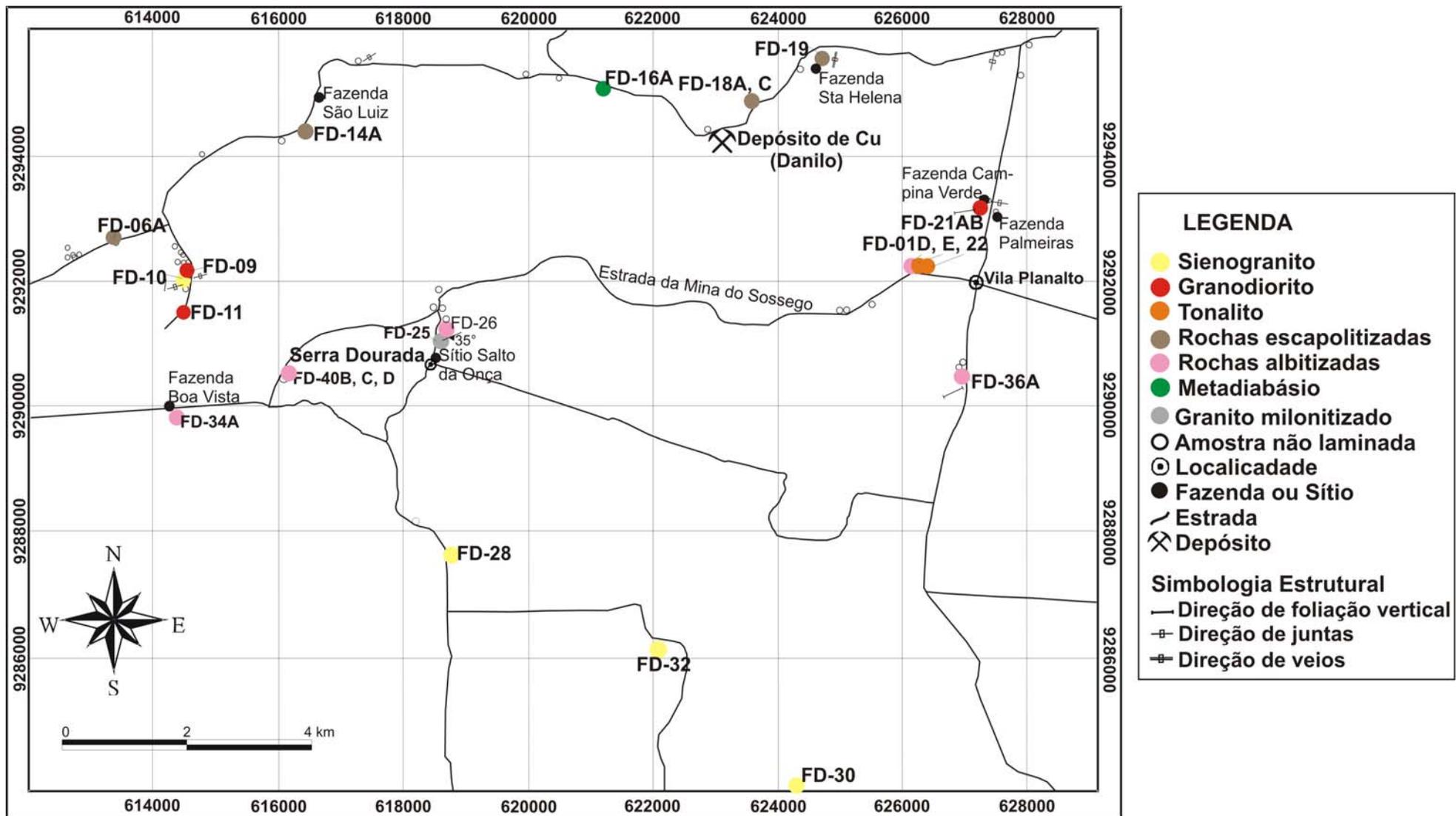
Foram preparadas (britadas e pulverizadas) 49 amostras de rochas, inalteradas e hidrotermalizadas, para análises químicas de elementos maiores e traços que foram realizadas nos laboratórios da Lakefield Geosol Ltda, em Minas Gerais, e ACME Analítica Laboratórios Ltda, no Canadá. No laboratório Geosol, os teores dos elementos maiores foram determinados por fluorescência de raios-X após fusão com tetraborato de lítio, do FeO por titulação, da perda ao fogo por calcinação a 1000°C e do Cu por digestão multiácida/absorção atômica. No ACME, os teores dos componentes maiores (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3(total)</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) foram determinados por ICP-ES, dos elementos traços (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y, Ta, Sn, Ga, Th, U, W, Ni, Co e Cu) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Ub e Lu) por ICP/MS e a perda ao fogo por calcinação a 1000°C.

##### 1.3.4.1 Balanço geoquímico de massas

Na área de Serra Dourada foram coletadas amostras de rochas alteradas e não alteradas. Com base em dados petrográficos, foram selecionadas seis amostras da zona albitizada e cinco da escapolitizada e identificados seus mais prováveis protólitos. As densidades dessas rochas foram medidas utilizando-se uma balança digital do Laboratório de Mineralogia do CG-UFPA, na qual foram determinados os pesos das amostras a seco e imersas em água. Os dados químicos e as medidas de densidade, associados aos dados petrográficos, foram utilizados para avaliar a mobilidade geoquímica dos diversos elementos, a partir de cálculos de balanço geoquímico de massa, com base nos métodos isovolumétrico e o desenvolvido por Gresens (1967).



**Figura 1.1:** Mapa de localização do depósito Sossego e da área de Serra Dourada.  
**Fonte:** Modificado de Gomes (2003).



**Figura 1.2:** Mapa de amostragem da região de Serra Dourada.  
**Fonte:** Modificado de Soares (2002).

### **1.3.5 Microsonda eletrônica**

Análises químicas dos feldspatos, escapolita, biotita, clorita, anfibólios e turmalina de 12 amostras do depósito Sossego e de nove amostras de Serra Dourada foram realizadas no Instituto de Geociências da USP, utilizando-se um equipamento do tipo JEOL Superprobe JXA-8600. As condições das análises foram de 15 kv com faixa de análise de corrente de  $20,10 \pm 0,10$  nA. No total, nas amostras do depósito Sossego, foram realizadas 58 análises pontuais nos feldspatos, 49 na escapolita, 42 na biotita, 31 na clorita, 44 nos anfibólios e 31 na turmalina. Nas amostras de Serra Dourada, foram obtidas 87 análises pontuais nos feldspatos, 54 na escapolita, 30 na biotita, 10 na clorita e 44 nos anfibólios.

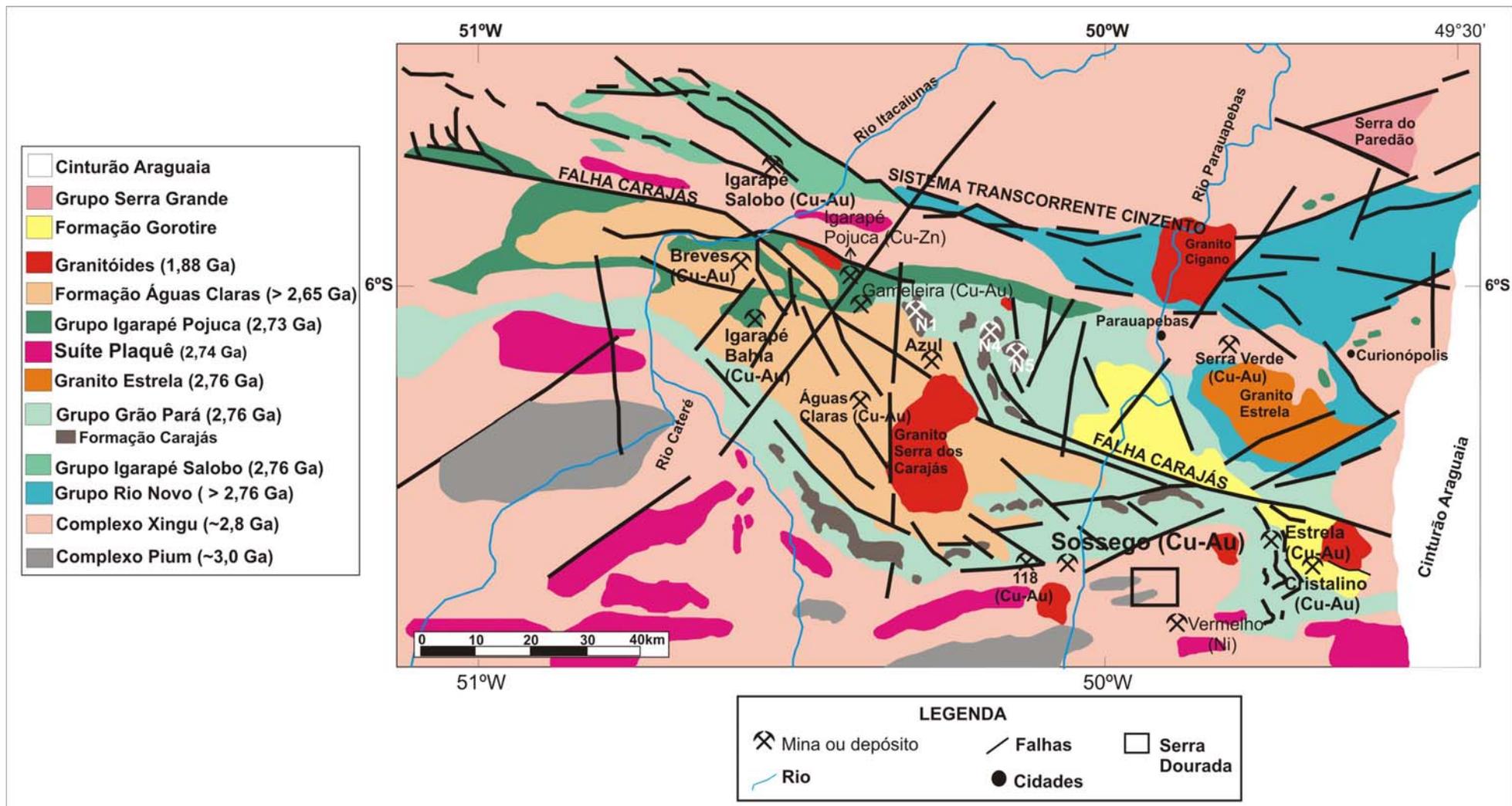
## 2 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (PMC) está localizada na porção leste do Cráton Amazônico. É dividida em dois segmentos crustais, um ao norte e outro ao sul (ARAÚJO et al, 1988), com limites aparentemente transicionais, que levaram à proposição de um domínio intermediário (DALL'AGNOL et al, 1997). O segmento sul é representado pelos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (HUHN et al, 1999a) e é mais antigo que o segmento norte (DALL'AGNOL et al, 1996), o qual corresponde ao bloco Itacaiúnas (Fig. 2). Recentes dados geocronológicos em rochas nas cercanias de Canaã de Carajás sugerem que aqueles limites podem estar bem mais próximos da borda sul da bacia de Carajás do que antes suposto (SARDINHA et al, 2004). Ademais, Barros e Barbey (2000) contestam que o bloco Itacaiúnas represente um cinturão de cisalhamento e o interpretam como um possível cinturão plutono-metamórfico, denominando-o de domínio Carajás (BARROS; BARBEY, 2000) ou, na designação de outros, bloco Carajás (SOUZA et al, 1996).

As áreas de estudo localizam-se no bloco norte da PMC e, em decorrência, a apresentação dos dados geológicos não se estenderá ao bloco sul. O embasamento consiste de rochas gnáissicas e granulíticas pertencentes aos complexos Xingu (gnaisses, anfíbolitos, migmatitos) e Pium (granulitos) com idade em torno de 3,0 Ga (AVELAR et al, 1999; MACAMBIRA; LANCELOT, 1996; PIDGEON; MACAMBIRA, 1998). Trabalhos mais recentes de mapeamento têm restringido a área de exposição do Complexo Xingu por conta, como já mencionado, da individualização de corpos granitóides de diferentes características petrológicas, estruturais e geocronológicas (SARDINHA et al, 2004). Com relações de contato nem sempre muito bem definidas com esses granitóides, ocorrem as rochas arqueanas do Supergrupo Itacaiúnas, que é formado pelos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia, de idades entre 2761 e 2732 Ma (GALARZA; MACAMBIRA, 2002; MACHADO et al, 1991), e pelo Grupo Buritirama ainda não datado. Trata-se de seqüências vulcanossedimentares metamorfisadas e deformadas a graus variáveis, e hospedeiras de grandes reservas de minério de Fe, Cu e Au. A leste, na região de Parauapebas-Curionópolis, ocorre o Grupo Rio Novo (DOCEGEO, 1988) que guarda semelhanças com as seqüências *greenstone* dos terrenos Rio Maria do bloco sul e é cortado pelas rochas subalcalinas do Complexo Granítico Estrela (2,76 Ga, BARROS et al, 2001) e pela intrusão máfico-ultramáfica Luanga (2,76 Ga, MACHADO et al, 1991). A Suíte Plaquê forma corpos de granitóides deformados e alongados

na direção aproximadamente E-W, os quais foram datados em 2,74 Ga (AVELAR et al, 1999). Aquelas seqüências metavulcanossedimentares acham-se sobrepostas pelas rochas siliciclásticas da Formação Águas Claras. Diques e soleiras máficas, datados em 2,65 Ga (DIAS et al, 1996), cortam esta formação. Outras intrusões sintectônicas e subalcalinas são representadas pelos granitos Velho Salobo (2,57 Ga, MACHADO et al, 1991) e Itacaiúnas (2,56 Ga, SOUZA et al, 1996), que cortam rochas do Grupo Igarapé Salobo e do embasamento, respectivamente. Os corpos gabróicos Lagoa Grande e Santa Inês ainda não foram datados, ainda que Macambira e Ferreira Filho (2001) relacionem este último ao evento distensivo do Neoproterozóico. Todas as unidades acima mencionadas são recobertas discordante e localmente por seqüências de arenitos arcossianos imaturos associados a conglomerados polimíticos do Meso-Neoproterozóico conhecidos como Formação Gorotire (BARBOSA et al, 1966; LIMA; PINHEIRO, 2001).

A estruturação das rochas da região de Carajás é organizada por cavalgamentos de caráter rúptil-dúctil, decorrentes do evento transpressivo sinistral responsável pela inversão das bacias transtensivas anteriormente formadas (ARAÚJO; MAIA, 1991). Segundo estes autores, o bloco norte é dividido tectonicamente em dois domínios: a) sistema imbricado E-W, ao sul; e b) sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, de orientação geral WNW-ESE, ao norte. De acordo com Costa e Hasui (1997), as unidades mais antigas do bloco norte estariam relacionadas a cavalgamentos dúcteis e formariam o sistema imbricado inclinado para SSW, enquanto as unidades mais jovens estariam dispostas lado a lado por meio de transcorrências sinistrais. A trama milonítica do bloco Itacaiúnas teria controlado a orientação dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, por onde circularam grandes volumes de fluidos aproveitando as falhas que lá se desenvolveram. De acordo com Pinheiro e Holdsworth (1997) e Lindenmayer e Teixeira (1999), a formação daqueles sistemas ocorreu entre 2581 e 2519 Ma, durante reativações direcionais do embasamento. A Falha Carajás atravessa longitudinalmente o sistema Carajás e representa a estrutura mais proeminente desse sistema, com direção geral WNW-ESE e aproximadamente 200 km de extensão, sendo composta por feixes de traços descontínuos, curvos e anastomóticos, desenhando um padrão sigmoidal em escala regional (PINHEIRO, 1997).



**Figura 2:** Mapa geológico do bloco norte da Província Mineral de Carajás.

**Fonte:** modificado de Lima (2002).

### 3 DEPÓSITOS Cu-Au DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Desde o final da década de 1960, com a descoberta do minério de Fe, a PMC tem sido alvo de intensas investigações geológicas. Além do minério de ferro, jazem, na PMC, significativas reservas de cobre, ouro, manganês e níquel (Fig. 2). Os minérios de Cu-Au constituem, junto com o ferro, as mais importantes riquezas minerais da região de Carajás e suas reservas têm aumentado enormemente nas últimas décadas graças a bem sucedidos programas de exploração. Os depósitos cupro-auríferos estão localizados no bloco norte da PMC e serão descritos a seguir:

#### 3.1 SERRA VERDE

O depósito de Cu-Au Serra Verde está hospedado nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Rio Novo de idade arqueana (ARAÚJO et al, 1988; MACHADO et al, 1991). O minério ocorre de forma maciça e disseminada. Duas lentes de dimensões decamétricas, concordantes a subconcordantes à foliação das rochas hospedeiras, constituem os corpos maciços. Estes são compostos mineralogicamente por até 70% de sulfetos. O maior deles é constituído principalmente por calcopirita, com quantidades subordinadas de pirrotita, pirita, cubanita, molibdenita, esfalerita, mackinawita, covelita e esmitita. O ouro ocorre como finas inclusões associadas à calcopirita (REIS, 2000). O minério disseminado é composto basicamente por calcopirita e, em menores proporções, pirita e molibdenita que perfazem cerca de 5% do volume da rocha alterada (REIS, 2000; REIS; VILLAS, 1999; REIS; VILLAS, 2002; VILLAS; SANTOS, 2001). Dados geocronológicos de Re-Os, em molibdenita, no minério maciço revelam que a idade da mineralização é  $2609 \pm 13$  Ma (MARSCHIK et al, 2005).

Propilitização, turmalinização, silicificação, anfibolitização, potassificação e albitização são os principais tipos de alteração que afetaram as rochas do depósito. De acordo com Reis (2000), Reis e Villas (2002) e Villas e Santos (2001), estes tipos de alteração foram desenvolvidos durante três eventos hidrotermais: a) hidrotermalismo submarino; b) hidrotermalismo relacionado à intrusão do Granito Estrela; e c) circulação de fluidos através de planos de falhas durante um evento de cisalhamento.

### 3.2 IGARAPÉ SALOBO

O depósito de Cu-Au Igarapé Salobo ( $2576 \pm 8$  Ma; Pb-Pb em sulfetos / RÉQUIA et al, 1995) é constituído por quatro corpos de minério denominados A, B, C e D. Estes corpos estão associados a rochas ricas em magnetita (SIQUEIRA; XAVIER, 2001) e hospedados nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Igarapé Salobo (2,76 Ga; MACHADO et al, 1991). Os corpos B e C são os mais importantes e juntos totalizam 157 Mt de minério com 0,57 g/t de Au (VIEIRA et al, 1988). Os principais minerais de minério são bornita, calcocita e calcopirita, os quais ocorrem de forma maciça e/ou disseminada associados a pequenas quantidades de ilmenita, molibdenita, covelita, grafita, uraninita, saflorita, cobaltita, pentlandita, pirrotita e pirita (LINDENMAYER; TEIXEIRA, 1999). O ouro ocorre incluso em cristais de magnetita, calcopirita, cobaltita e saflorita, bem como nos espaços intergranulares da magnetita e calcopirita (SILVA, 1996).

Alteração potássica, metassomatismo de ferro e sulfetação são os principais tipos de alteração hidrotermal que ocorrem na área do depósito (RONCHI et al, 2005). Estudos de inclusões fluidas revelam que os fluidos responsáveis pela mineralização tinham salinidade intermediária (RONCHI et al, 2005). Dados isotópicos revelam valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de -16 a 12,1‰, sugerindo tratar-se de fluidos de origem magmática que foram diluídos por mistura com água meteórica (RÉQUIA, 2002).

### 3.3 IGARAPÉ BAHIA

O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia está hospedado nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Igarapé Bahia (~2,75 Ga; GALARZA; MACAMBIRA, 2002). A mineralização que deu origem a este depósito foi datada por Galarza et al (no prelo) em  $2744 \pm 12$  Ma (Pb-Pb em ouro), portanto, contemporânea à idade das seqüências hospedeiras.

O depósito Igarapé Bahia é formado pelos corpos de minério Furo Trinta, Acampamento Sul, Acampamento Norte e Alemão, que juntos totalizam 219 Mt de minério com 1% de Cu e 0,86 g/t de Au (GALARZA et al, no prelo). Este último é o principal deles e hospeda 170 Mt de minério com 1,5% de Cu e 0,8 g/t de Au (BARREIRA et al, 1999; SANTOS, 2002). O corpo de minério corresponde a uma brecha epigenética hidrotermalmente alterada (VILLAS; SANTOS, 2001), embora alguns autores o considerem, genericamente, uma rocha fragmental (DREHER, 2004; DREHER; XAVIER, 2005). A mineralização é constituída por calcopirita > pirita +

bornita > covelita, calcocita e molibdenita. Ocorre sob a forma maciça a disseminada associada à magnetita ± uraninita.

Cloritização, metassomatismo de Fe, sulfetação, alteração sódico-cálcica, silicificação e turmalinização são os principais tipos de alteração que afetaram as rochas hospedeiras deste depósito (VILLAS et al, 2001; RONCHI et al, 2005).

Os elevados valores de  $\delta^{11}\text{B}$  (12,6 a 26,6%) nas turmalinas deste depósito sugerem que os fluidos responsáveis pela sua formação foram derivados de evaporitos ou, pelo menos, interagiram com estas rochas tornando-se extremamente salinos (DREHER; XAVIER, 2005; 2006; XAVIER et al, 2005; 2006), contrapondo-se à interpretação de Almada (1998) que aponta fluidos de origem magmática diluídos por água meteórica.

### 3.4 SOSSEGO

O depósito de Cu-Au do Sossego é constituído pelos corpos Sequeirinho, Sossego, Pista, Curral e Baiano, os quais contêm 247 Mt de minério com teores de 0,98% de Cu e 0,28 g/t de Au. O corpo Sequeirinho é o maior deles e teve sua exploração iniciada no primeiro semestre de 2004. É responsável por 85% das reservas do depósito e constitui uma brecha sulfetada associada a corpos de actinolito, que se desenvolveram a partir de rochas máficas e, em menor escala, graníticas.

Os minerais de minério são principalmente calcopirita e siegenita (VILLAS et al, 2005). Datações pelo método Pb-Pb em calcopirita revelam valores entre 2,53 e 2,60 Ga (VILLAS et al, 2006), que podem representar a idade da mineralização ou rejuvenescimento por eventos posteriores. Albitização, anfibolitização (hastingsita/ferropargasita e actinolita), escapolitização, cloritização, epidotização e magnetitização são os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas presentes na área do depósito (MONTEIRO et al, 2007; SOUSA; VILLAS, 2006; VILLAS et al, 2005). Dados de inclusões fluidas, obtidos em cristais de quartzo e apatita, revelam que os fluidos responsáveis pela mineralização eram dominados por Cl, Na, Ca e Fe (VILLAS et al, 2006).

### 3.5 CRISTALINO

O depósito Cu-Au Cristalino ( $2700 \pm 29$  Ma; Pb-Pb em sulfetos / SOARES et al, 2001) está hospedado em uma seqüência metavulcanossedimentar, na qual rochas vulcânicas félsicas estão intercaladas com formações ferríferas do Grupo Grão Pará (HUHN et al, 1999b).

A mineralização gerou disseminações, arranjos do tipo *stockwork* e veios e vênulas hospedadas em brechas hidrotermais. Calcopirita, pirita, magnetita, bravoíta, pirrotita, cobaltita, milerita, vaesita e ouro são os principais minerais de minério (HUHN et al, 1999b; SOARES et al, 2001).

Microclinização, biotitização, albitização, escapolitização, anfibolitização, cloritização, carbonatização, silicificação, Fe-metassomatismo, sericitização e, em menores proporções, apatitização e alanitização são os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas hospedeiras deste depósito (SOARES et al, 2001).

### 3.6 ALVO 118

O depósito de Cu-Au do Alvo 118 ocorre em rochas do Grupo Grão Pará e nele são reconhecidos corpos gabróicos, granitos foliados, brechas hidrotermais e hidrotermalitos (ALBUQUERQUE et al, 2001).

Neste depósito são distinguidos os minérios oxidado e hipogênico. Os corpos de minério oxidado são sustentados por *gossans* e veios de quartzo a eles entremeados. Alcançam espessuras entre 50 e 180 m, e são caracterizados pela substituição progressiva de calcopirita + covelita → calcocita + digenita → malaquita + pseudomalaquita (carbonato/fosfato) → Cu nativo → cuprita + tenorita (ALBUQUERQUE et al, 2001). O minério primário ocorre sob a forma maciça e em veios. Os veios são constituídos principalmente por calcopirita, quartzo, calcita e xenotima. O minério maciço é dominado por calcopirita, bornita, hematita e magnetita (RIGON et al, 2000; TALLARICO, 2003). Os veios ( $1868 \pm 7$  Ma;  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  SHRIMP em xenotima) cortam o minério maciço e representam o último episódio formador de minério (TALLARICO, 2003).

Potassificação, cloritização, sulfetação e carbonatização são os principais tipos de alteração registrados nas rochas que ocorrem na área do depósito (ALBUQUERQUE et al, 2001; TALLARICO, 2003).

### 3.7 ALVO ESTRELA

O Alvo Estrela está hospedado nas rochas de composição andesítica e riolítica pertencentes ao Grupo Grão Pará. O minério ocorre em vênulas, brechas ou em *stockwork*, totalizando 230 Mt com 0,5 % de Cu (VOLP, 2006).

O minério venular é dominado por calcopirita, pirita, pirrotita ± bornita, magnetita e ilmenita, tendo os veios espessura centimétrica a métrica. A zona brechada forma corpos tabulares de 0,5 m a 10 m de espessura, sendo constituída, principalmente, por calcopirita, pirita e pirrotita (LINDENMAYER et al, 2006). Lindenmayer et al (2005) verificaram que pirita e pirrotita predominam em direção ao N e W do depósito e ocorrem, principalmente, em rochas de composição riolítica, enquanto que calcopirita e pirita são abundantes nas rochas gabróicas e andesíticas.

As rochas presentes na área do depósito foram afetadas por intensa alteração sódico-cálcica e potássica, por moderado metassomatismo de Fe e, mais tardiamente, por sulfetação.

Dados da composição isotópica de O e D em minerais de veios de quartzo, bem como estudos de inclusões fluidas revelam que os fluidos responsáveis pela mineralização são de origem essencialmente magmática (LINDENMAYER et al, 2005).

### 3.8 ÁGUAS CLARAS

Este depósito está hospedado nas rochas siliciclásticas que compõem a Formação Águas Claras (> 2,65 Ga; DIAS et al, 1996; MOUGEOT et al, 1996; SILVA; VILLAS, 1998). Apesar de conter óxidos de ferro hidrotermais, estimativas para as proporções de magnetita e hematita estão entre 5 e 20%, bem abaixo do que se observa em outros depósitos cupro-auríferos da PMC.

O minério ocorre em veios de quartzo hospedados em zonas de cisalhamento e é constituído principalmente por calcopirita, pirita, esfalerita e arsenopirita e por quantidades subordinadas de galena, pirrotita, cobaltita, bismutinita, estanita, tenantita, magnetita, hematita e ferberita, em ordem de abundância (SOARES et al, 1994).

Cloritização, sericitização, turmalinização, silicificação e carbonatização são os principais tipos de alteração hidrotermal identificados nas rochas da área do depósito (SILVA; VILLAS 1998; SILVA et al, 2001). Epidotização e albitização ocorreram na fase pré-mineralização e, provavelmente, estão relacionadas às intrusões gabróicas (BARROS et al, 1994). Estudos de inclusões fluidas revelam que os fluidos responsáveis pela alteração e mineralização foram

dominados por NaCl, CaCl<sub>2</sub> e MgCl<sub>2</sub> e possuíam salinidades variadas (0,5-45% em peso eq. NaCl) (SILVA; VILLAS, 1998 ).

### 3.9 IGARAPÉ POJUCA

O depósito de Cu-Zn-(Mo-Au) de Igarapé Pojuca é um depósito pouco estudado e não há dados atualizados sobre o mesmo, tendo sido usados como base nesta síntese os trabalhos de Medeiros Neto (1985), Medeiros Neto e Villas (1985) e Winter (1994).

Este depósito está hospedado nas rochas do Grupo Igarapé Pojuca e é o único depósito conhecido na PMC com apreciáveis quantidades de zinco. A mineralização ocorreu em ambiente vulcanogênico e gerou tanto minério maciço, em camadas concordantes e restritas às formações ferríferas bandadas, como fragmentário resultante do retrabalhamento sin-sedimentar do minério maciço. Essas duas variedades de minério ocorrem intercaladas e são encontradas nas porções mais inferiores das formações ferríferas bandadas.

### 3.10 BREVES

Dentre os depósitos de Cu-Au que ocorrem na PMC, o depósito de Breves é o único que mostra relações espacial e genética com uma intrusão granitóide paleoproterozóica (1,88 Ga; TALLARICO et al, 2004; XAVIER et al, 2005). Os minerais de minério ocorrem em veios e disseminados. Os veios são constituídos principalmente por pirita e por quantidades menores de arsenopirita rica em Co, calcopirita, pirrotita, molibdenita, wolframita, ferberita, cassiterita e sheelita (BOTELHO et al, 2005; 2006; XAVIER et al, 2005). Os sulfetos disseminados são dominados por calcopirita associada a quantidades subordinadas de pirita e arsenopirita (XAVIER et al, 2005).

A alteração hidrotermal é predominantemente potássica (microclina + biotita) e fengítico-flogopítica (BOTELHO et al, 2006; NUNES et al, 2002). Dados de inclusões fluidas revelam que os fluidos responsáveis pela formação deste depósito tinham salinidades variadas (0-25% em peso eq. NaCl) e eram dominados por NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, FeCl<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> ± CH<sub>4</sub>, que são compatíveis com fluidos de origem magmática e com diluição provocada por interação com águas meteóricas (XAVIER et al, 2005).

### 3.11 GAMELEIRA

O depósito de Cu-Au Gameleira (2614±14 Ma / MARSCHIK et al, 2005) está hospedado nas rochas vulcanossedimentares que constituem o Grupo Igarapé Pojuca. A mineralização é epigenética e o minério ocorre principalmente em veios e, menos comumente, de forma disseminada e em brechas. Os veios (1693±30 Ma,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  em biotita verde) são dominados por calcopirita, bornita, ouro, molibdenita, pirita, cobaltita e cobalto-pentlandita associados à uraninita, fluorita, turmalina, quartzo e biotita verde (PIMENTEL et al, 2003). Esses veios cortam rochas gabróicas e andesíticas e são posteriores à mineralização que ocorre nos hidrotermalitos (1837±30 Ma, Sm/Nd em biotita) que revelam assinatura geoquímica bastante similar a das formações ferríferas do depósito de Cu-Au do Salobo (LINDENMAYER, 1990; LINDENMAYER et al, 2001). Os hidrotermalitos, por sua vez, são resultados de processos de metassomatismo de Fe, silicificação e sulfetação, e neles a mineralização redundou na produção de calcopirita e ouro. A idade de 1,8 Ga ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  em biotita) revela que a mineralização que ocorre nos hidrotermalitos é mais jovem que suas rochas hospedeiras. Entretanto, dados de Re-Os em molibdenita (2614±14 Ma; MARSCHIK et al, 2005) confirmam que a mineralização é epigenética, mas não está relacionada à granitos anorogênicos (1,8 a 1,9 Ga).

O principal tipo de alteração hidrotermal identificado nas rochas que ocorrem na área do depósito é a biotitização, datada em 1,73 Ga (Ar-Ar). Estudos isotópicos de enxofre nos sulfetos (calcopirita, bornita e molibdenita) e de C e O nos carbonatos sugerem que o sistema hidrotermal era preferencialmente dominado por fluidos de origem magmática, sem contribuição de águas meteóricas (LINDENMAYER et al, 2001).

#### 4 CONTEXTO GEOLÓGICO DAS ÁREAS DE ESTUDO

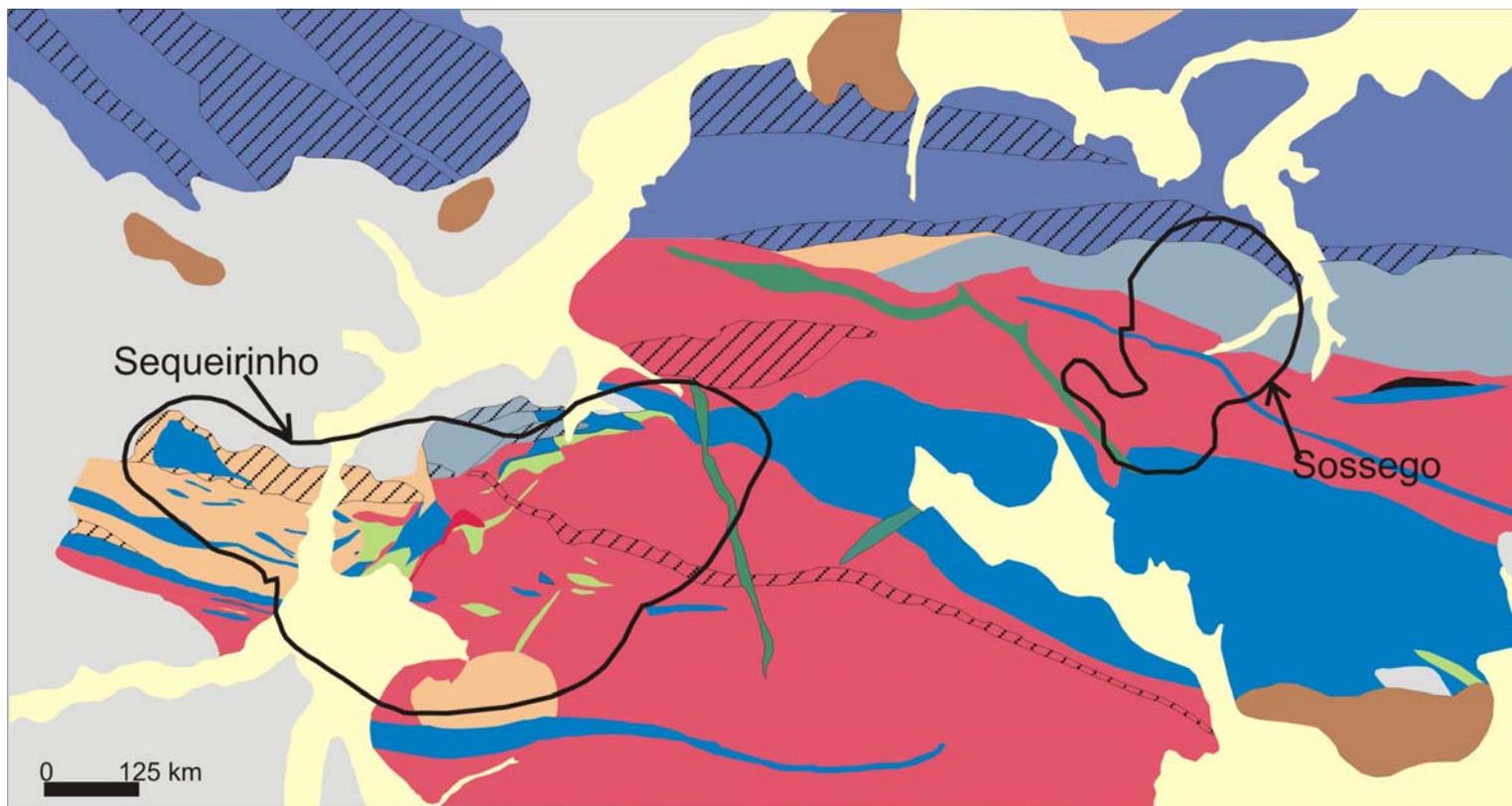
O depósito cupro-aurífero do Sossego localiza-se ao sul da Serra dos Carajás e a 45 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás (Fig. 1.1 e 2). Trabalhos recentes sobre este depósito abordam aspectos geológicos, mineralógicos, isotópicos, bem como a caracterização dos fluidos e os tipos de alteração hidrotermal (CARVALHO et al, 2004a; 2004b; CHIARADIA et al, 2006; MONTEIRO et al, 2004a; 2004b; 2005; MONTEIRO et al, 2007; SOUSA, 2004; 2005; SOUSA; VILLAS, 2006; VILLAS et al, 2004; 2005).

Os corpos Sequeirinho, Sossego, Pista, Curral e Baiano constituem os principais corpos de minério do depósito Sossego, encontrando-se hospedados em rochas granitóides intimamente associadas a rochas máficas. Muitas dessas rochas granitóides ainda não estão bem definidas estratigraficamente e na área da mina elas mostram-se verticalizadas e localmente deformadas por zonas de cisalhamento de direção ESE-WNW. De fato, a área do depósito foi palco de intensa deformação dúctil a rúptil e de colocação de corpos ígneos, o que favoreceu uma grande circulação de fluidos que foram responsáveis pela mineralização e alteração hidrotermal das rochas.

O mapa geológico da área do depósito (Fig. 3.1) e a seção geológica (Fig. 3.2), referente aos corpos Sossego e Sequeirinho, revelam rochas de composição granítica (GRA, GRF, MVA e IAC), máficas ou seus equivalentes hidrotermais (GBA e ACT), rochas ricas em biotita (BIX), brechas sulfetadas (BSE) e magnetititos (MAG). As relações temporais entre essas rochas não são claras, à exceção dos diques IAC e alguns máficos que são as manifestações magmáticas mais tardias na área. Entretanto, Carvalho et al (2004b) sugerem que os corpos gabróicos (GBA) sejam intrusivos nas variedades GRA, GRF e MVA. A caracterização de todas essas rochas, feita abaixo, está baseada nos trabalhos de Carvalho et al (2004b), Monteiro et al (2004a), Sousa (2004 e 2005), Sousa e Villas (2006) e Villas et al (2004 e 2005).

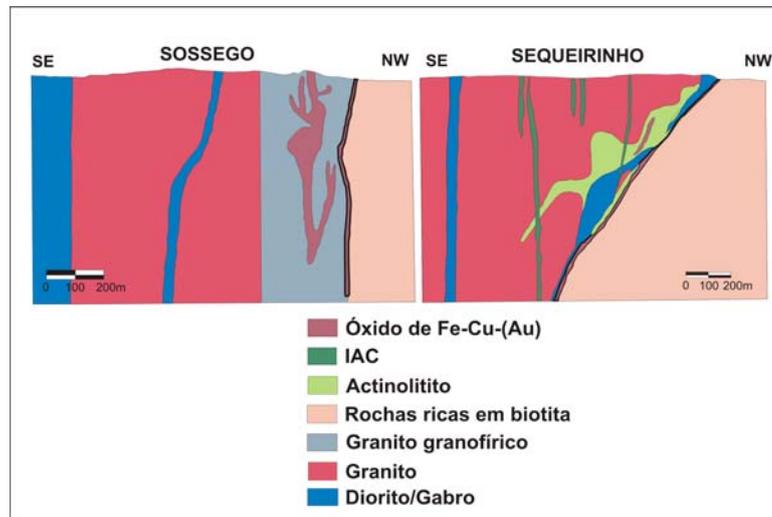
Os granitóides (GRA) correspondem provavelmente a sienogranitos, granodioritos e tonalitos de textura alotriomórfica e granulação média, cuja composição mineralógica original inferida é dada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Apresentam-se deformados com grau que se intensifica em direção às zonas mineralizadas. A variedade granofírica (GRF) tem granulação fina em que é comum o intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico. As rochas metavulcânicas ácidas (MVA) têm composição andesítica a basáltica e mostram textura porfírica com alguns fenocristais de quartzo estirados. Os gabros

(GBA) estão invariavelmente hidrotermalizados, mas diques amostrados nas cercanias da mina apresentam textura ofítica a subofítica e granulação média a grossa, e como principais minerais constituintes plagioclásio e piroxênio. Os actinolitos (ACT) desenvolveram-se às custas da intensa actinolitização nas rochas máficas. As rochas ricas em biotita (BIX) exibem marcante foliação milonítica, sendo derivadas de granitóides ou de leitos exalativos (Sousa; Villas, 2006; Villas et al, 2005). Além da intensa deformação, distinguem-se pela abundância de Cl-biotita, hastingsita/Fe-pargasita, escapolita, quartzo e dravita, e pela escassez de feldspatos. Com relação às brechas, são descritos, pelo menos, dois tipos. Um caracterizado por clastos angulosos a subarredondados de rochas graníticas e máficas imersos em uma matriz com grande diversidade mineralógica, mas dominada por calcopirita, epidoto, magnetita, actinolita, apatita, quartzo e titanita. Outro, constituído apenas por clastos de rochas máficas alteradas hidrotermalmente cimentados por carbonato, actinolita, quartzo, magnetita, calcopirita, epidoto e clorita. Registra-se, também, um forte metassomatismo de Fe, que gerou corpos maciços de magnetitito (MAG) nas zonas mais fraturadas, às custas aparentemente das rochas máficas e graníticas finas e/ou deformadas. Diques félsicos de composição dacítica a andesítica (IAC), de direção E-W, cortam todos os tipos litológicos descritos acima, possuem textura porfirítica e mostram-se fracamente hidrotermalizados. Outros diques (diorito/gabro), pós-tectônicos, com bordas de resfriamento e orientação WNW-ESE a NW-SE são mais jovens e provavelmente fazem parte de um evento de caráter regional.



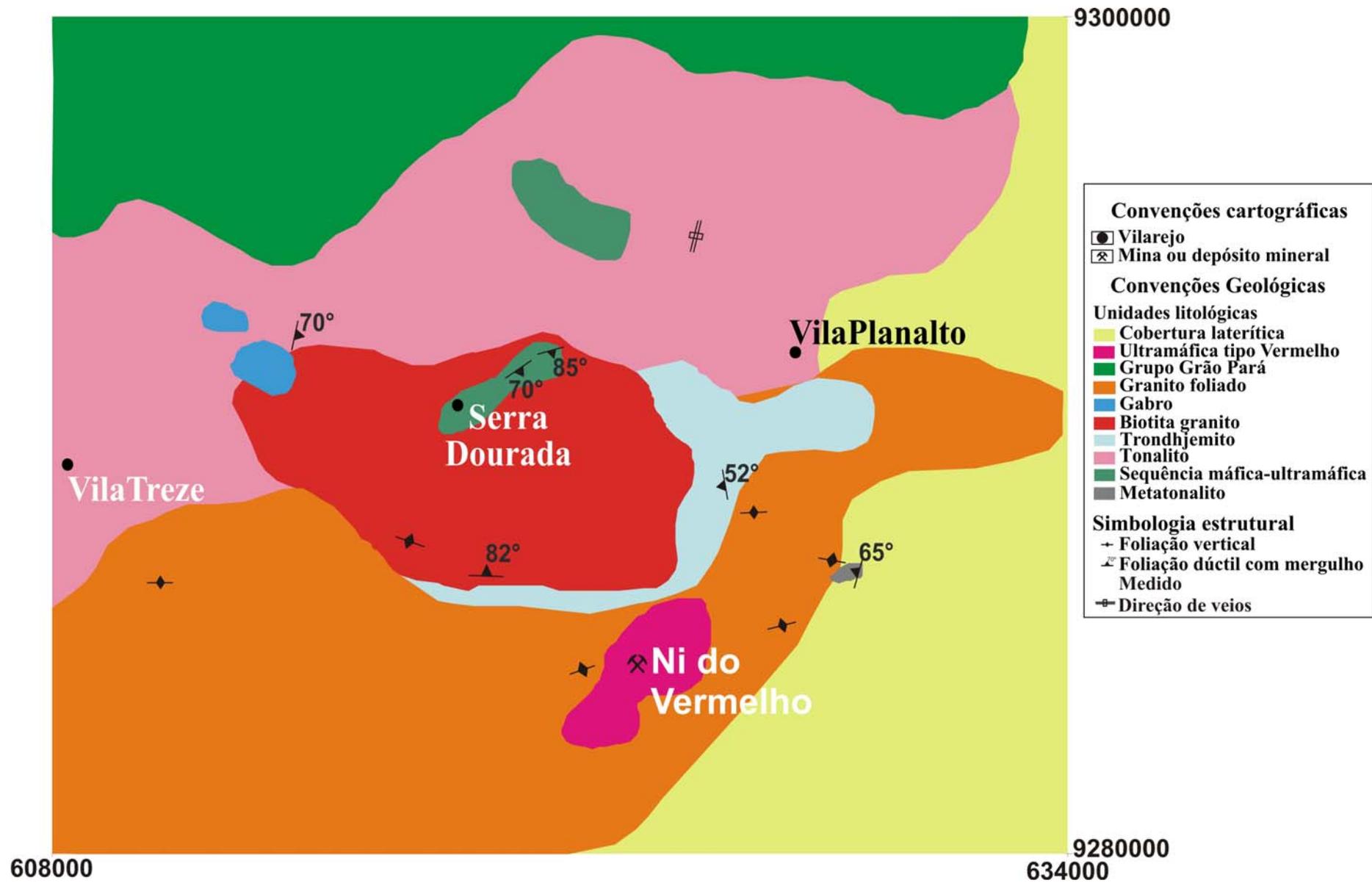
- Laterita
- Aluvião
- IAC
- Actinolítico
- Granito granofírico
- Magnetítico
- Rochas ricas em biotita
- Metavulcânicas ácidas
- Granito
- Diorito/Gabro

**Figura 3.1:** Mapa geológico do depósito Sossego.  
**Fonte:** Modificado de CVRD (inédito).



**Figura 3.2:** Seção geológica simplificada do depósito Sossego, corpos Sossego e Sequeirinho.  
**Fonte:** Modificado de CVRD por Monteiro et al (2005).

A área de Serra Dourada (Fig. 1.1) localiza-se a leste do depósito Sossego a cerca de 15 km a NW de Canaã dos Carajás, sendo constituída por rochas granitóides, gabróicas/dioríticas e diques de composição dacítica, muitas das quais intensamente hidrotermalizadas com destaque para a produção de albitos e veios métricos de escapolita (Fig. 1.2 e 3.3). As rochas granitóides correspondem a sienogranitos, granodioritos e tonalitos. São rochas leucocráticas a mesocráticas, isotrópicas a levemente orientadas e de granulação fina a grossa. Quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio e biotita são os principais minerais constituintes, sendo escapolita, albite e biotita os minerais de alteração mais comuns. Os gabros/dioritos são intrusivos nas rochas granitóides e estão cortados por microzonas de cisalhamento de direção N30°E. Formam pequenos corpos alongados de direção E-W com textura subofítica e consistem de anfibólio, escapolita, biotita, opacos, epidoto, apatita, clorita e titanita. Os diques têm espessura métrica e cortam as rochas anteriormente descritas nas direções ENE e NE. São porfíricos a glomero-porfíricos, de granulação fina a média, e constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclina, em cuja matriz ocorrem esparsamente grãos microcristalinos de calcopirita, além de fluorita, epidoto e clorita em amígdalas (SOARES, 2002). Dentre as rochas fortemente alteradas, destacam-se variedades félsicas compostas principalmente por albite, além de quartzo e epidoto, veios de dimensões métricas constituídos por escapolita e quartzo, e variedades máficas que apresentam como conteúdo mineralógico escapolita, anfibólio e plagioclásio, em diferentes proporções.



**Figura 3.3:** Mapa geológico de Serra Dourada.  
**Fonte:** Modificado de Soares (2002).

## 5 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE METASSOMATISMO SÓDICO

Metassomatismo sódico é um processo caracterizado pelo aporte de sódio às rochas quando elas entram em contato com fluidos, em geral aquosos, enriquecidos neste álcali. Esse processo gera rochas ricas em fases sódicas, notadamente albita, Na-escapolita e Na-anfíbolios. O fenômeno do metassomatismo sódico é hoje bem compreendido, embora persistam problemas com relação à fonte supridora de sódio para as reações metassomáticas.

Rochas albitizadas podem ser formadas pela cristalização direta da albita nas fases finais de cristalização a partir de um magma rico em sódio ou, alternativamente, pela interação fluido-rocha que potencializa a entrada de sódio no sistema e provoca, em consequência, a transformação de minerais preexistentes em fases sódicas. Após o estudo textural, a caracterização geoquímica destas rochas é de fundamental importância para distinguir o enriquecimento em sódio de origem magmática e metassomática. Rochas albitizadas de origem metassomática têm, em geral, elevados teores de Na<sub>2</sub>O (5-11%), Sr (10-110 ppm) e metais raros (> 10 ppm), teores baixos de K<sub>2</sub>O (0,1-0,4%), CaO (0,1-2%), e Rb (0-110 ppm) e concentração de SiO<sub>2</sub> que varia, em geral, de 59 a 76% (ABDALLA et al, 1996; MAGHRAOUI et al, 2002; MARK, 1998; SCHWARTZ, 1992). As baixas concentrações de Ca, K e Rb podem estar diretamente relacionadas à destruição do plagioclásio, feldspato potássico e biotita ígneos, indicando que Ca, K e Rb não são incorporados à estrutura da albita metassomática.

A albitização pode ser explicada pelo aumento de temperatura ou diminuição de pressão quando o fluido está em equilíbrio com o feldspato potássico (ORVILLE, 1963). Entretanto, a precipitação de feldspatos é mais sensível a variações na temperatura, que na pressão (ORVILLE, 1963; 1972). De acordo com Pollard (1983), a albitização é originada pela substituição dos feldspatos alcalinos por albita sob a forma de: a) pertitas de substituição, que normalmente se encontram sobrepostas às pertitas formadas por exsolução, b) substituição direta do K e Ca pelo Na nos feldspatos alcalinos preexistentes formando albita em tabuleiro de xadrez (*chessboard*), e c) formação de coroas trocadas nos contatos entre feldspatos alcalinos adjacentes, dando origem à albita intergranular.

Diferentemente da albita, a escapolita é um mineral comumente de origem metamórfica (MORA; VALLEY, 1989; OEN; LUSTENHOVER, 1992; SERDYUCHENKO, 1975), mas há autores que atribuem a ela uma origem metassomática (FRIETSCH et al, 1997; RAMSAY; DAVIDSON, 1970). Mora e Valley (1989), por exemplo, defendem a idéia de formação da

escapolita a partir da reação do plagioclásio com calcita e halita durante o metamorfismo e discordam da idéia de formação deste mineral a partir de reações metassomáticas das rochas com salmouras de origem ígnea ou sedimentar, enriquecidas em Cl. Por outro lado, Hunt et al (2005) defendem a idéia de formação da escapolita pela reação da albita com fluidos metamórficos salinos, ricos em Cl, originados pela dissolução de seqüências evaporíticas ( $3\text{Albita} + \text{NaCl} \leftrightarrow \text{Marialita}$ ). Para Ramsay e Davidson (1970) e Frietsch et al (1997), a escapolita é formada por metamorfismo isoquímico e/ou por processos metassomáticos, e a fonte dos componentes necessários para formá-la são comumente seqüências carbonáticas e evaporíticas, nas quais  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  e  $\text{SO}_4^{2-}$  são constituintes comuns. As variedades de origem metamórfica podem ser formadas da fácies xisto-verde a granulito (MORA; VALLEY, 1989; SHAW, 1960) e sua composição está relacionada à química das rochas hospedeiras e as condições de P e T na época de sua cristalização (FRIETSCH et al, 1997). Elevadas P e T favorecem a formação de meionita, enquanto a marialita é formada a  $\approx 400^\circ\text{C}$  a partir de fluidos com  $\approx 40$  mol% de NaCl (ORVILLE, 1975; VANKO; BISHOP, 1982). Estudos realizados sobre a gênese da escapolita e de seus constituintes revelam que é necessário elevada atividade do íon  $\text{Cl}^-$  para cristalizar escapolita rica neste halógeno (ELLIS, 1978; ORVILLE, 1975; SHAW, 1960; VANKO; BISHOP, 1982).

Nesse contexto, comparativamente à albita e à Na-escapolita, os Na-anfibólios são menos estudados. Na-anfibólios são originados por processos magmáticos e metassomáticos. As variedades de origem hidrotermal são formadas por metamorfismo de contato ou pela substituição do plagioclásio e piroxênio por anfibólios sódicos durante o metamorfismo (HURLBUT; KLEIN, 1985; VANKO et al, 1995). Menos comumente, Na-anfibólios podem ser formados durante a fenitização de rochas encaixantes, na zona de contato com intrusões alcalinas e/ou carbonatíticas, via reações metassomáticas sob gradientes termais já atenuados como os que caracterizam a uralitização dos piroxênios (HEINRICH, 1966).

## 6 DEPÓSITO SOSSEGO

### 6.1 PETROGRAFIA

As rochas estudadas compreendem granitos, metavulcânicas ácidas, rochas ricas em biotita e gabros.

#### 6.1.1 Granitos

Os granitos são rochas, em geral, alotriomórficas, isotrópicas a levemente orientadas, de granulação fina a média (0,2 a 4 mm). A composição mineralógica original inferida é dada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, os quais ocorrem em quantidades variadas, além de alanita, titanita e zircão como fases acessórias. Os dados petrográficos, detalhados mais abaixo, sugerem que elas abrangem o campo dos sienogranitos, granodioritos e tonalitos. A inexpressiva proporção de minerais máficos reconhecidamente primários sugere que alguns membros tenham sido trondhjemíticos. Palhetas de biotita bastante cloritizadas e carbonatadas podem representar minerais máficos primários reliquias.

As rochas graníticas estão invariavelmente alteradas por processos de albitização (Fig. 4), silicificação, anfibolitização, cloritização, sericitização, epidotização e carbonatação com distribuição espacial que não obedece a nenhum padrão definido. A albitização é pré-mineralização (SOUSA, 2005), a exemplo do que é constatado em vários depósitos de óxido Fe-Cu-Au no mundo (MARK, 1998; POLLARD, 2001). A composição mineralógica atual é, assim, bastante variada e, representada principalmente por albita, quartzo, Mg-hornblenda, actinolita, clorita e epidoto, além de alanita, magnetita, mica branca (fengita), feldspato potássico, calcita, titanita, hematita e zircão em quantidades subordinadas.

**Quartzo:** Figura como mineral primário e hidrotermal. Os grãos primários são muito variáveis na forma, têm em geral contatos interpenetrantes, mostram forte extinção ondulante e bordos corroídos, principalmente pela clorita. Via de regra, estão recristalizados quer nas bordas quer no interior, com linhas de recristalização chegando a se cruzar. Localmente, esses grãos primários são atravessados por cordões de quartzo microcristalino que sugerem um estágio inicial de protomilonitização (Fig. 4.1a).

Quando hidrotermal, os cristais de quartzo tendem a ser eudrais, não mostram extinção ondulante e têm granulação mais fina que o quartzo primário. Inclusões fluidas e finas palhetas de clorita contidas nesse quartzo são comuns. Ocorre também em substituição ao plagioclásio

primário, gerando uma textura em forma de treliça que só raramente segue os planos de maclamento (Fig. 4.1b). É também constituinte de vênulas monominerálicas (Fig. 4.1c) ou poliminerálicas. Estas últimas são constituídas por diferentes proporções de quartzo, clorita, calcita, calcopirita, magnetita, epidoto e alanita.

**Plagioclásio:** Ocorre como cristais primários e hidrotermais. Quando primários, formam grandes cristais invariavelmente maclados, recristalizados, sobretudo nas bordas e menos comumente em seu interior. A geminação mais comum é a polissintética (maclas bem finas), mas também se observa a da albita, periclina e de Carlsbad. Os cristais polissintéticos estão bastante ou levemente sericitizados e também epidotizados ou severamente consumidos pelo quartzo e clorita, mascarando bastante as feições primárias. Os cristais mais grossos são xenomórficos e estão contornados ou atravessados, em várias direções, por cordões granulares de plagioclásio  $\pm$  quartzo, denunciando deformação seguida de recristalização. Finas palhetas de clorita, comumente intercrescida com fengita, substituem parcialmente este mineral, que pode estar albitizado ou escapolitizado num padrão de substituição aleatório.

Os cristais de origem hidrotermal são representados pela albita. Foram identificadas duas gerações desse mineral: albita I e II. A albita I tem formas irregulares a raramente subédricas, bordas corroídas e contatos suturados tanto com cristais de mesma espécie como com grãos de quartzo. Apresenta textura tabuleiro de xadrez (Fig. 4.2a) ou compõe vênulas poliminerálicas junto com quartzo  $\pm$  actinolita  $\pm$  Mg-hornblenda. Mostra-se fraca a moderadamente substituída por sericita, epidoto, clorita (intercrescida com fengita) ou quartzo. A albita II ocorre comumente em vênulas monominerálicas, irregulares e sinuosas, e representa uma das fases mais tardias da alteração hidrotermal, cortando minerais preexistentes (por exemplo, a albita I, feldspato potássico e Mg-hornblenda; Fig. 4.2b) bem como vênulas de clorita.

**Feldspato potássico:** Raramente foram observados cristais de feldspato potássico, mas sua preexistência foi inferida pela clássica textura em tabuleiro de xadrez que resulta da substituição do feldspato potássico por albita. Alguns cristais reliquiares (microclina?) acham-se substituídos também por quartzo. Pequenos grãos associados com actinolita parecem ser de origem hidrotermal.

**Biotita:** Em quantidades bem modestas, ocorre em palhetas bastante cloritizadas e carbonatizadas e podem representar fases primárias reliquiares.

**Clorita e fengita:** A clorita forma finas palhetas, geralmente associada ao epidoto. É comum estar intercrescida com fengita. Em algumas rochas a cloritização se dá à custa dos feldspatos, mas também está presente em vênulas monominerálicas. Nas amostras levemente orientadas, a fengita está presente em maiores quantidades que a clorita e tem distribuição aleatória. É possível, nesse caso, que a expressiva quantidade de mica derive da alteração do feldspato potássico da matriz primária.

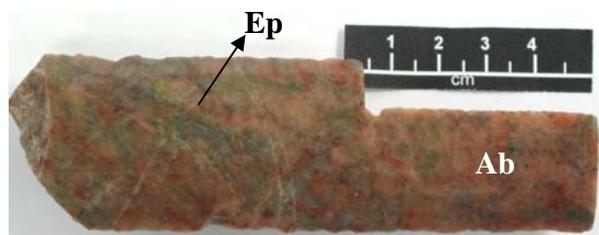
**Anfibólios (actinolita/ Mg-hornblenda):** Ocorrem em cristais tabulares subédricos a anédricos alguns dos quais, quando em agregados, cortam grãos de albita, ou os substituem, em geral ao longo dos planos de geminação (Fig. 4.2c). Normalmente a relação temporal entre actinolita e Mg-hornblenda não fica clara, ambas ocorrendo juntas e foram distinguidas com segurança por microscopia eletrônica de varredura (MEV). A elas se associam finos grãos de feldspato potássico hidrotermal.

**Epidoto:** Está presente em vênulas, das quais comumente se projeta substituindo parcialmente grãos de albita e clorita.

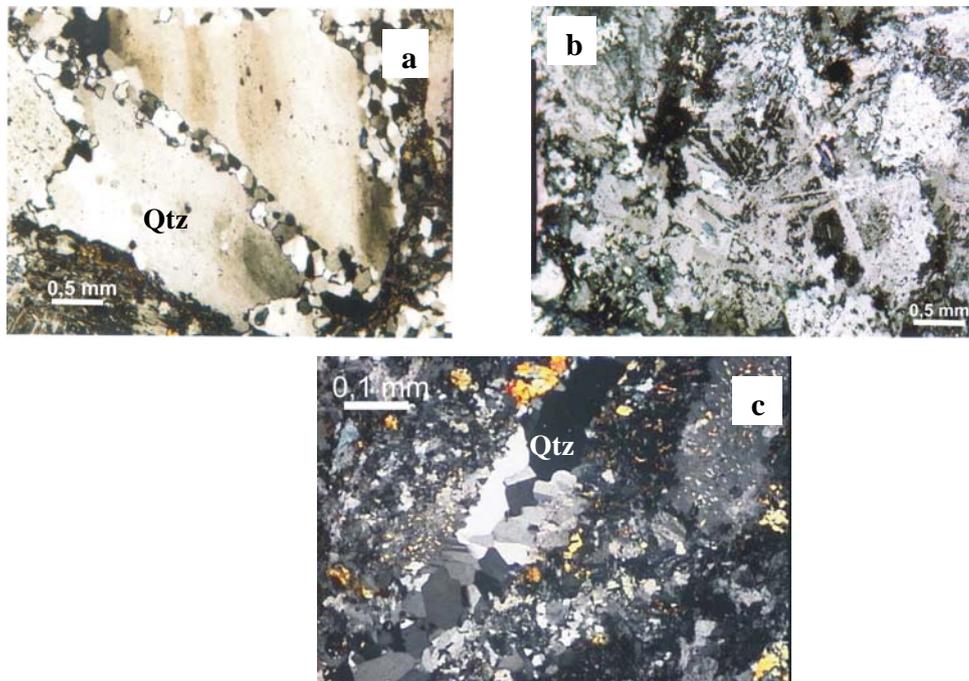
**Magnetita:** Em grãos subédricos a anédricos, geralmente finos e associados à clorita e fengita, estão dispersos pelas rochas ou em vênulas poliminerálicas. Localmente, está parcial ou totalmente substituída por hematita.

**Calcita:** Ocorre, juntamente com clorita e quartzo, em vênulas poliminerálicas isoladas ou em malha tipo *stockwork* que corta as rochas. Localmente, substitui feldspatos e clorita.

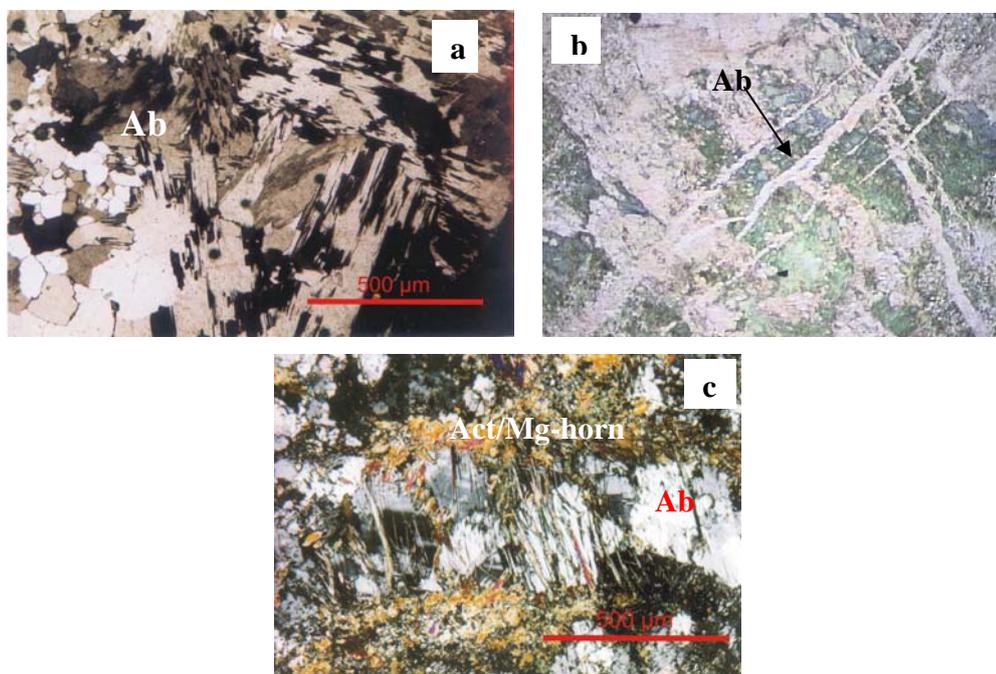
**Outras Fases:** Zircão, titanita e alanita ocorrem em cristais subédricos dispersos ou em agregados. A alanita forma tanto grãos euédricos associados a vênulas poliminerálicas como cristais isolados.



**Figura 4:** Foto de testemunho de sondagem referente a granito albitizado cortado por finas vênulas de epidoto.



**Figura 4.1:** Fotomicrografias de lâminas delgadas de granitóides: a) cristal de quartzo (Qtz) primário recristalizado nas bordas e atravessado por cordão de quartzo microcristalino; b) plagioclásio primário substituído por quartzo hidrotermal com geração de textura em treliça; e c) quartzo em vênula monomineralica. Nicóis X.



**Figura 4.2:** Fotomicrografias de lâminas delgadas de granitóides: a) albita (Ab) com textura em tabuleiro de xadrez; b) vênulas de albita II cortando cristais de anfibólio (Anf; obj. 5x); e c) albita em vênula substituída por actinolita/Mg-hornblenda (Act/Mg-horn). Nicóis X.

### 6.1.2 Rochas metavulcânicas ácidas

As rochas metavulcânicas ácidas são em geral isotrópicas a levemente orientadas e de granulação variada. Quando isotrópicas, preservam, a despeito da alteração, algumas feições magmáticas primárias, notadamente a textura porfírica, na qual fenocristais de plagioclásio e, menos comumente, de quartzo (Fig. 4.3a e b) sobressaem na matriz.

Em geral, são rochas alotriomórficas, de granulação fina a média. Quartzo, plagioclásio e microclina/ortoclásio eram seus mais prováveis constituintes primários. Os dados petrográficos, detalhados abaixo, sugerem que elas abrangem o campo dos dacitos com predominância dos andesitos e basaltos porfíricos.

Nas variedades orientadas, a foliação é marcada pelos planos em que cristais de actinolita se concentram. Paralelos a esses planos de foliação, há faixas mais grossas basicamente com os mesmos minerais da matriz, porém com maiores proporções de actinolita. A composição mineralógica atual é representada por epidoto, albita, actinolita, clorita, quartzo, microclina/ortoclásio, escapolita, titanita, apatita, magnetita, alanita, calcita e sericita, sendo epidotização, albitização, actinolitização e, em menor escala, cloritização, silicificação e potassificação os principais processos hidrotermais a que essas rochas foram submetidas.

**Quartzo:** Ocorre como mineral primário e hidrotermal. Os grãos primários ocorrem na matriz e como fenocristais. Os cristais de matriz são, em geral, subédricos a anédricos e exibem contatos suturados entre eles, e retilíneos com os de feldspato e de calcita, mas, por outro lado, mostram contatos corroídos com as palhetas de clorita, as quais os substituem discretamente. Os fenocristais mostram-se deformados, com marcante extinção ondulante, e bastante corroídos nas bordas pela matriz e, localmente, nas partes mais interiores.

Os cristais de quartzo hidrotermal tendem, geralmente, a ser euedrais, não mostram extinção ondulante e têm granulação mais fina que os de quartzo primário. Localmente alguns desses cristais incorporam-se à matriz como se fossem vênulas monominerálicas ou poliminerálicas (quartzo ± epidoto ± albita ± actinolita ± clorita) difusas.

**Plagioclásio:** Ocorre em grãos primários e hidrotermais. Os cristais primários mostram geminação polissintética ou de Carlsbad, enquanto os hidrotermais exibem textura em tabuleiro de xadrez, denunciando a albitização da microclina/ortoclásio. No que concerne aos fenocristais, estes apresentam formas irregulares a subarredondadas, muitos estando parcialmente sericitizados e/ou actinolitizados, enquanto outros se acham parcial ou totalmente recristalizados,

formando mosaicos de grãos mais finos. É comum os fenocristais se mostrarem corroídos e penetrados pela matriz. Alguns estão epidotizados em maior ou menor grau.

A albita hidrotermal refere-se àquela com textura em tabuleiro de xadrez (Fig. 4.3c). Ocorre em vênulas e bolsões, apresentando cristais grandes maclados, comumente associados ao quartzo e epidoto. Algumas das vênulas terminam em contato brusco com o material do bolsão (feldspato potássico + calcita + quartzo) e nelas os cristais são maiores, mais límpidos e tendem a formas mais euédricas, com a albita desenvolvendo maclamento polissintético um tanto quanto irregular.

Nas variedades com pronunciada orientação da matriz notam-se agregados de cristais finos a médios e subédricos de albita que se desenvolveram após a deformação alguns tendo vênulas como canais alimentadores. Essas vênulas cortam os planos de foliação e são constituídas por albita e titanita.

**Feldspato Potássico:** Ocorre, sobretudo, como mineral hidrotermal em rochas fortemente alteradas, formando massas irregulares similares a bolsões junto ao quartzo e, em vênulas bordejadas por epidoto (Fig. 4.3d). Grãos primários são raros, mas sua preexistência foi confirmada em microsonda eletrônica, pois os cristais de albita, caracterizados pela clássica textura em tabuleiro de xadrez, mostram núcleo de feldspato potássico e borda de albita (Anexo 1).

Via de regra, os cristais de feldspato potássico têm aspecto turvo como se estivessem levemente argilizados. Registra-se uma leve carbonatação, que atingiu os grãos mais tardios deste mineral.

**Actinolita:** Forma cristais médios subédricos e límpidos, que seccionam alguns cristais de plagioclásio ou os substituem. Trata-se de cristais isolados anédricos e agregados irregulares dispersos pela rocha. Localmente, concentram-se em pequenos bolsões, apresentando dimensões bem mais expressivas. Ocorrem também em vênulas mono e poliminerálicas.

**Epidoto:** Desenvolve tanto cristais de granulação fina, isolados e anédricos como agregados irregulares dispersos pelas rochas, em substituição ao material da matriz. Ocorre, mais comumente, em veios e vênulas que se entrelaçam, alguns com traços sinuosos que se projetam e chegam a incorporar material da parede encaixante. Distinguem-se veios monominerálicos, alguns descontínuos e poliminerálicos constituídos por epidoto ± feldspato potássico ± albita ± actinolita ± clorita ± titanita. Aparentemente, os veios monominerálicos foram formados

primeiro e reabertos em seguida, permitindo a entrada de fluidos que precipitaram, nas partes mais centrais, feldspato potássico e em menores proporções albita (há evidências desta substituindo aquele) e os demais minerais. O epidoto delinea as paredes de algumas vênulas e é claramente substituído pelo feldspato potássico. Fraturas independentes abrigam veios dominados por feldspato potássico, com pouco epidoto (capturado?) e com trechos ricos em clorita + albita. As vênulas sinuosas anastomosadas são constituídas praticamente só de epidoto e cortam, localmente, os veios monominerálicos.

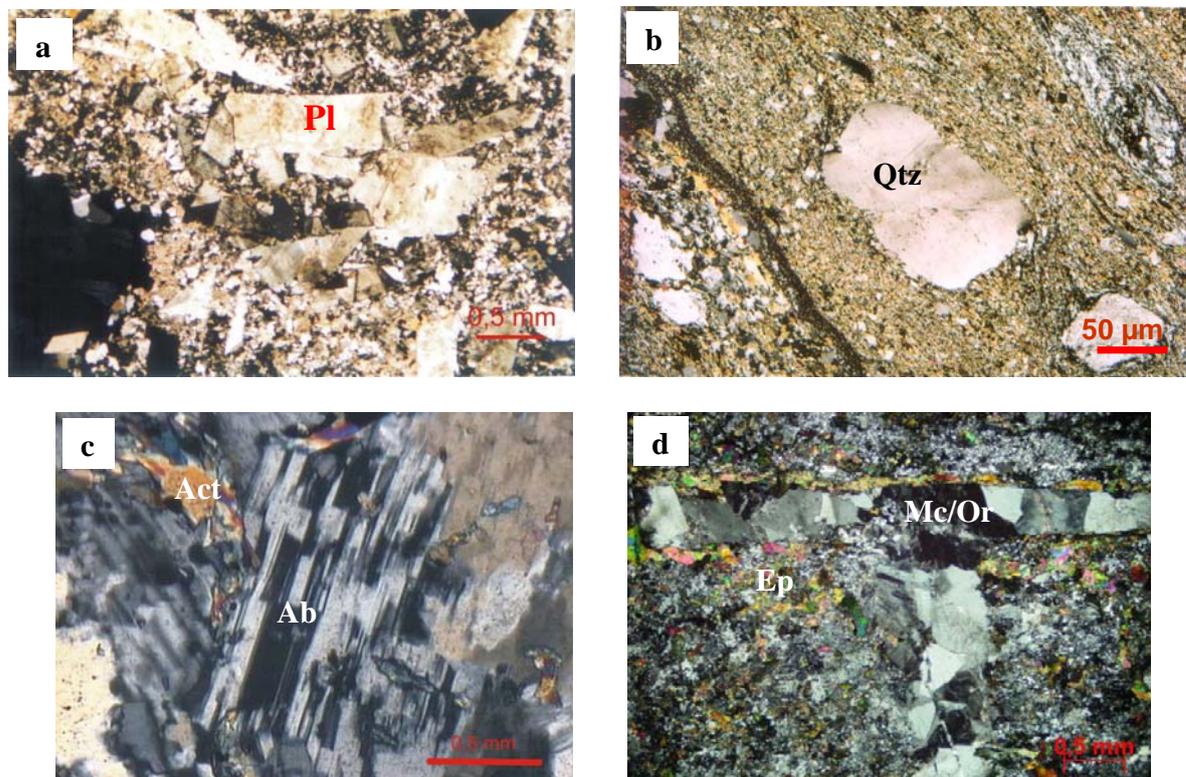
**Clorita:** A cloritização atuou principalmente na matriz, na qual a clorita está presente em cristais de granulação fina, isolados e em agregados, geralmente associados com a actinolita e/ou epidoto.

**Escapolita:** Ocorre em cristais de granulação fina associados à albita, anfibólio, quartzo, epidoto e magnetita na matriz da rocha. Foram reconhecidos somente no MEV-EDS, que acusou razão média de Ca/Na = 1,5 e teor médio de Cl = 5%.

**Titanita:** Os grãos de titanita são raros e ocorrem em vênulas monominerálicas ou poliminerálicas. As vênulas monominerálicas são descontínuas e cortam transversalmente os planos de foliação.

**Apatita:** Em quantidades bem modestas, raros cristais de apatita estão presentes. Destacam-se como porfiroblastos subarredondados na matriz, associados à albita, quartzo, actinolita e epidoto, além de magnetita e titanita, que se encontram esparsamente distribuídas ou concentradas localmente.

**Outras fases:** A alanita está presente em raros cristais, comumente, euédricos. Poucos, mas grossos grãos de calcopirita e magnetita foram observados nessas rochas.



**Figura 4.3:** Fotomicrografias de lâminas delgadas de rochas metavulcânicas ácidas: a) textura porfírica com fenocristais de plagioclásio (Pl) em parte preservados; b) matriz fortemente orientada, que corrói as bordas de fenocristal de quartzo (Qz); c) albita com textura em tabuleiro de xadrez (Ab) associada a actinolita (Act); e d) vênulas perpendiculares de microclina/ortoclásio (Mc/Or), uma delas bordejada por epidoto (Ep). Nicóis X.

### 6.1.3 Rochas ricas em biotita

Pela marcante foliação que apresentam, essas rochas têm sido classificadas pelos geólogos da CVRD como biotita xistos. Contudo, por elas não serem resultado de metamorfismo regional, este termo foi aqui preterido e dada preferência à designação de rochas ricas em biotita. Trata-se de rochas, em geral, moderada a intensamente deformadas, que mostram grande variação na granulação. Registra-se marcante microbandamento, em que bandas milimétricas a centimétricas escuras, ricas em biotita, alternam-se com bandas mais claras, de similar espessura, nas quais dominam escapolita  $\pm$  quartzo (Fig. 4.4a-b). Algumas bandas são compostas quase que exclusivamente por escapolita e é nessas bandas que a textura milonítica está bem mais ressaltada.

As variedades mais deformadas apresentam textura porfiroclástica, em que fenocristais de quartzo imersos em uma matriz fina mostram-se estirados na direção dos planos da foliação milonítica (Fig. 4.4c).

As rochas moderadamente foliadas têm textura granoblástica e granulação fina a média, com os grãos distribuídos em arranjo caótico refletindo um fluxo desordenado. Localmente, são observados agregados lenticulares, de dimensões microscópicas e formados por finos cristais de plagioclásio e escapolita ( $Ca/Na = 3-4$  e  $Cl = 9-11\%$  MEV-EDS), em meio à matriz (Fig. 4.4d-e).

Na constituição atual dessas rochas figuram quartzo, Cl-biotita, escapolita, anfibólio (actinolita e hastingsita/ferropargasita), albita e turmalina, além de magnetita, feldspato potássico, titanita, ilmenita e clorita em quantidades subordinadas. As análises petrográficas, detalhadas abaixo, sugerem que, se derivadas de granitóides, elas eram de composição granodiorítica, tendo quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita como principais minerais primários.

**Quartzo:** Ocorre em maior abundância nas variedades intensamente deformadas, fazendo parte da matriz juntamente com escapolita, Cl-biotita e turmalina que se concentram em faixas milimétricas. Nas variedades moderada a intensamente foliadas, ocorre como mineral hidrotermal constituindo vênulas e bolsões. Nas vênulas forma finos cristais subédricos associados à calcita e não mostram extinção ondulante, enquanto nos bolsões os grãos são anédricos e têm moderada extinção ondulante. Esses agregados estão recristalizados nas bordas, indicando que a silicificação é anterior à milonitização (Fig. 4.4f).

Outro modo de ocorrência é em mosaicos, alguns poligonais, de grãos com formas e tamanhos variados. De outra feita, alguns grãos, de forma subarredondada, parecem reliquias, mostrando-se invaginados por material micáceo ou substituídos por escapolita.

**Biotita:** É o principal mineral presente nas bandas escuras. Forma palhetas marrom avermelhadas de dimensões variadas que se associam à hastingsita e à turmalina, e se distribuem sem orientação preferencial ao longo da foliação milonítica. Algumas das palhetas revelam halos pleocróicos gerados por pequenas inclusões de alanita. São comuns também finas palhetas desta mica e finos grãos anédricos de anfibólio inclusos em minerais félsicos, notadamente quartzo e escapolita, em típica textura poiquiloblástica.

**Escapolita:** É o mineral dominante nas microbandas mais claras (Fig. 4.4g), nas quais ocorre associado ao quartzo e a pequenas proporções de biotita, hastingsita/ferropargasita e turmalina. Seus cristais estão geralmente fraturados e localmente apresentam clivagem (Fig. 4.4h). Nas rochas de granulação média, a escapolita faz par normalmente com o quartzo mais límpido, formando cristais anédricos a subédricos com dimensões que não ultrapassam 2 mm. Alguns

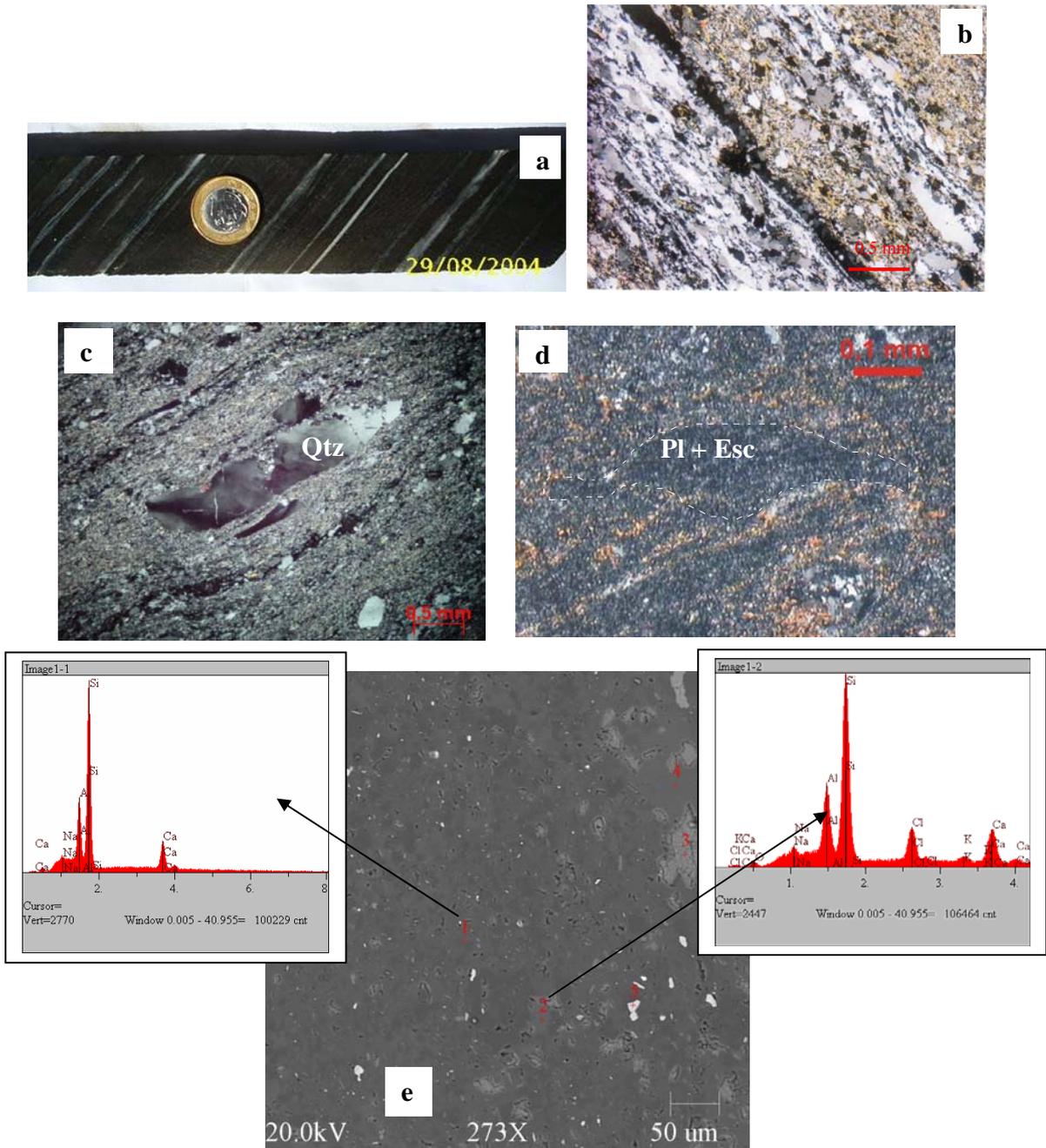
deles estão parcial a totalmente recristalizados, quando então geram arranjos de grãos menores em meio a grãos maiores.

**Turmalina:** Ocorre em cristais com até 0,6 mm de dimensão maior e de forma em geral subarredondada, associados às palhetas de biotita. São mais comumente encontrados nas bandas máficas, porém, com raridade, ocorrem, em faixas, semelhantes a vênulas, cortando os grandes cristais de escapolita que constituem as bandas fêlsicas. Nas variedades moderadamente deformadas os cristais tendem a formas subédricas e ocorrem em vênulas de turmalina >> albita > feldspato potássico + titanita + clorita (Fig. 4.4i).

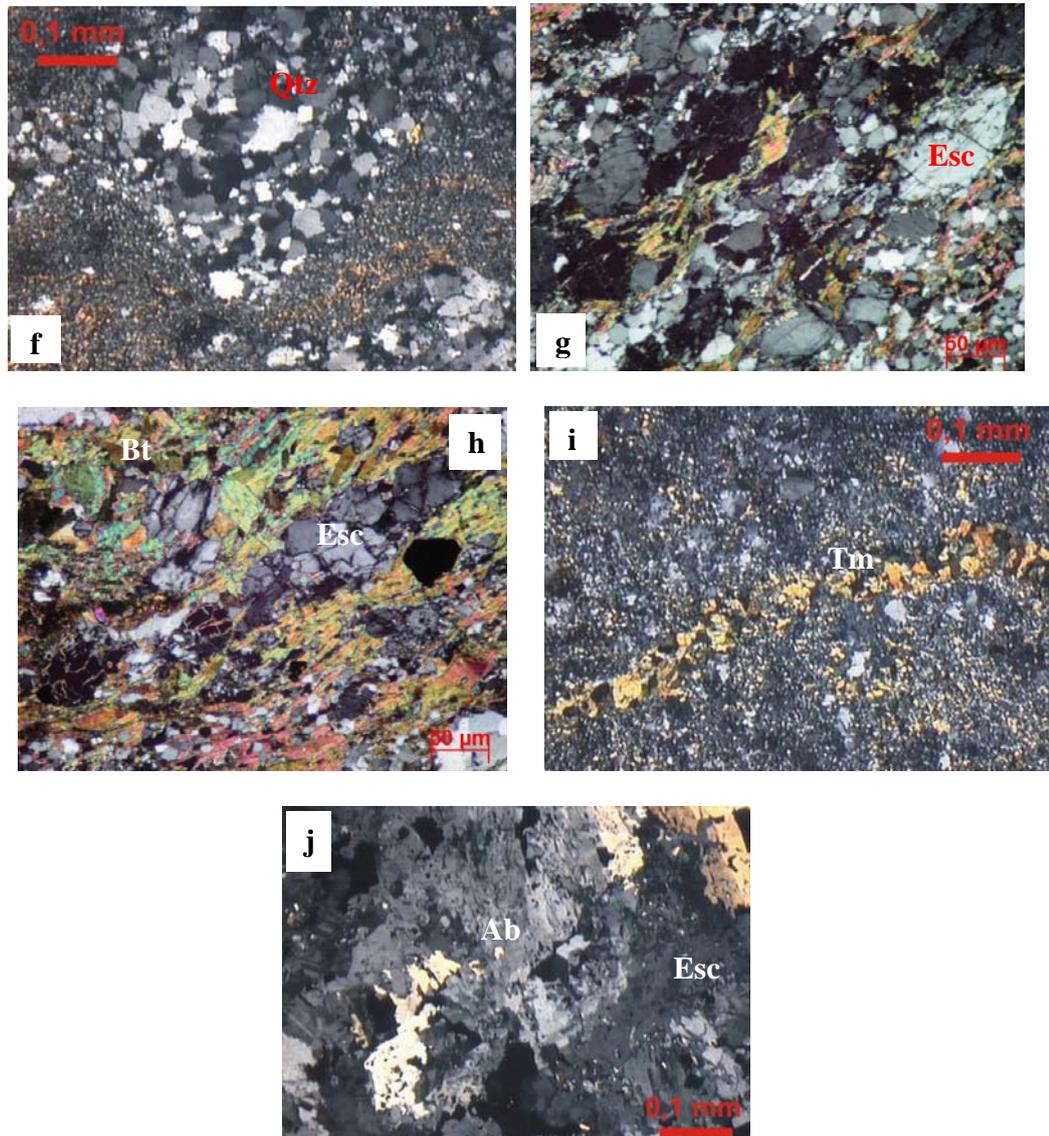
**Anfibólitos (hastingsita/ferropargasita e actinolita):** A hastingsita/ferropargasita ocorre em agregados de finos cristais e mostra, em geral, intenso pleocroísmo de coloração verde azulada a marrom. Alguns de seus cristais mostram-se bordejados ou mesmo cortados por vênulas de actinolita, o que denuncia duas distintas gerações de anfibólio, a mais tardia representada pela actinolita.

**Plagioclásio:** Três gerações deste mineral foram distinguidas. Uma representada pelos cristais maiores (até 0,6 mm) e de formas muito irregulares, porém com maclamento polissintético bem definido e substituição parcial para biotita + anfibólio. Outra, constituída por cristais menores, refere-se à albita I com maclas mais largas e descontínuas, que caracterizam a textura em tabuleiro de xadrez. Alguns cristais acham-se parcial a totalmente substituídos por escapolita (Fig. 4.4j), enquanto outros mostram bordos corroídos por clorita. A geração mais tardia é representada por microvênulas de albita II que atravessam a rocha e cortam cristais de turmalina (Fig. 4.4k).

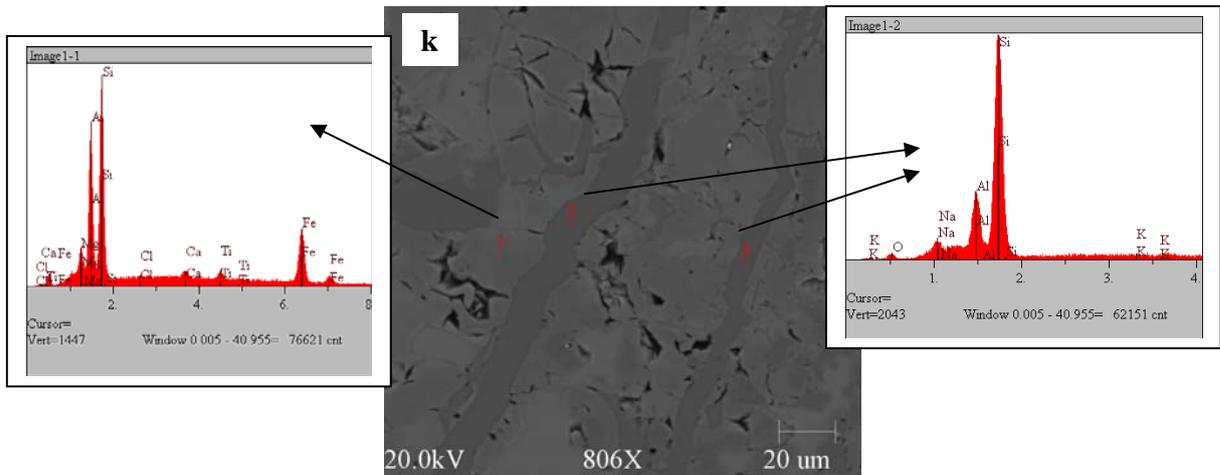
**Magnetita:** Não é abundante e está geralmente associada à biotita com a qual mostra contatos sem sinais de reação. Muito localmente observam-se finas palhetas de biotita associadas à magnetita, a qual é possivelmente primária e muito comumente apresenta lamelas de exsolução de ilmenita.



**Figura 4.4:** Rocha rica em biotita: a) foto de testemunho de sondagem em que está ressaltada a forte estruturação da rocha produzida por cisalhamento (Corpo Pista); b) fotomicrografia do microbandamento caracterizado pela alternância de bandas claras (quartzo + escapolita) e escuras (biotita + anfibólio + turmalina); c) fotomicrografia da textura porfiroclástica com grão de quartzo (Qtz) recristalizado e estirado paralelamente aos planos de foliação da rocha; d) fotomicrografia de microagregados de escapolita (Esc) e plagioclásio (Pl) desenvolvidos na matriz da rocha; e) imagem de elétrons retroespalhados de cristais de plagioclásio (1) e escapolita (2) presentes na matriz da figura anterior.



**Figura 4.4:** Rocha rica em biotita: f) fotomicrografia de agregado policristalino de quartzo hidrotermal em meio à matriz da rocha; g) fotomicrografia de cristais fraturados de escapolita (Esc) presentes nas bandas fêlsicas; h) idem nas bandas ricas em biotita (Bt); i) fotomicrografia de vênula de turmalina (Tm) cortando a foliação da rocha; j) fotomicrografia de cristal de albita I fortemente escapolitizado.



**Figura 4.4:** Rocha rica em biotita: k) imagem de elétrons retroespalhados de vênulas de albita II (2 e 3) cortando cristais de turmalina (1). Obs: Todas as fotomicrografias foram capturadas com luz transmitida e polarizadores cruzados.

#### 6.1.4 Gabros

As rochas gabróicas que ocorrem no depósito Sossego são, em geral, isótropas a moderadamente deformadas, de coloração escura e granulação variada (Fig. 4.5a). Algumas amostras preservam, a despeito da alteração, feições magmáticas primárias tal como a textura ofítica, caracterizada hoje pela presença de ripas de plagioclásio envoltas por anfibólio (Fig. 4.5b).

As rochas mostram, via de regra, granulação fina a média e atualmente são constituídas por plagioclásio, anfibólio e escapolita, além de biotita, clorita, apatita, clinzoisita, quartzo, titanita, ilmenita e calcopirita em quantidades subordinadas.

As variedades deformadas exibem moderada orientação, tanto dos minerais máficos como dos félsicos, e textura granoblástica a nematoblástica. Anfibolitização, escapolitização e albitização são os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram essas rochas.

**Plagioclásio:** É reconhecido plagioclásio tanto primário como hidrotermal. Os cristais primários apresentam dimensões de até 8 mm e forma variada, tendo sobrevivido à alteração nas rochas fraca a moderadamente hidrotermalizadas. Nas variedades pouco alteradas, os cristais são finos (até 0,6 mm de dimensão maior) e mostram contatos retilíneos com os cristais de mesma espécie e maclamento do tipo Carlsbad. Nas rochas moderadamente alteradas, formam grandes cristais, mas ocorrem apenas localmente (Fig. 4.5c). Estão escapolitizados e levemente silicificados, alguns preservando as maclas polissintéticas.

A variedade hidrotermal é representada pela albita I, caracterizada por apresentar textura em tabuleiro de xadrez. Ocorre formando agregados de cristais subédricos a anédricos e em vênulas. Quando em agregados, mostra bordos corroídos por escapolita, epidoto e calcopirita. As vênulas cortam cristais de escapolita e nelas a albita desenvolve cristais menores e subédricos a anédricos (Fig. 4.5d). Localmente, há grandes cristais parcialmente substituídos por escapolita.

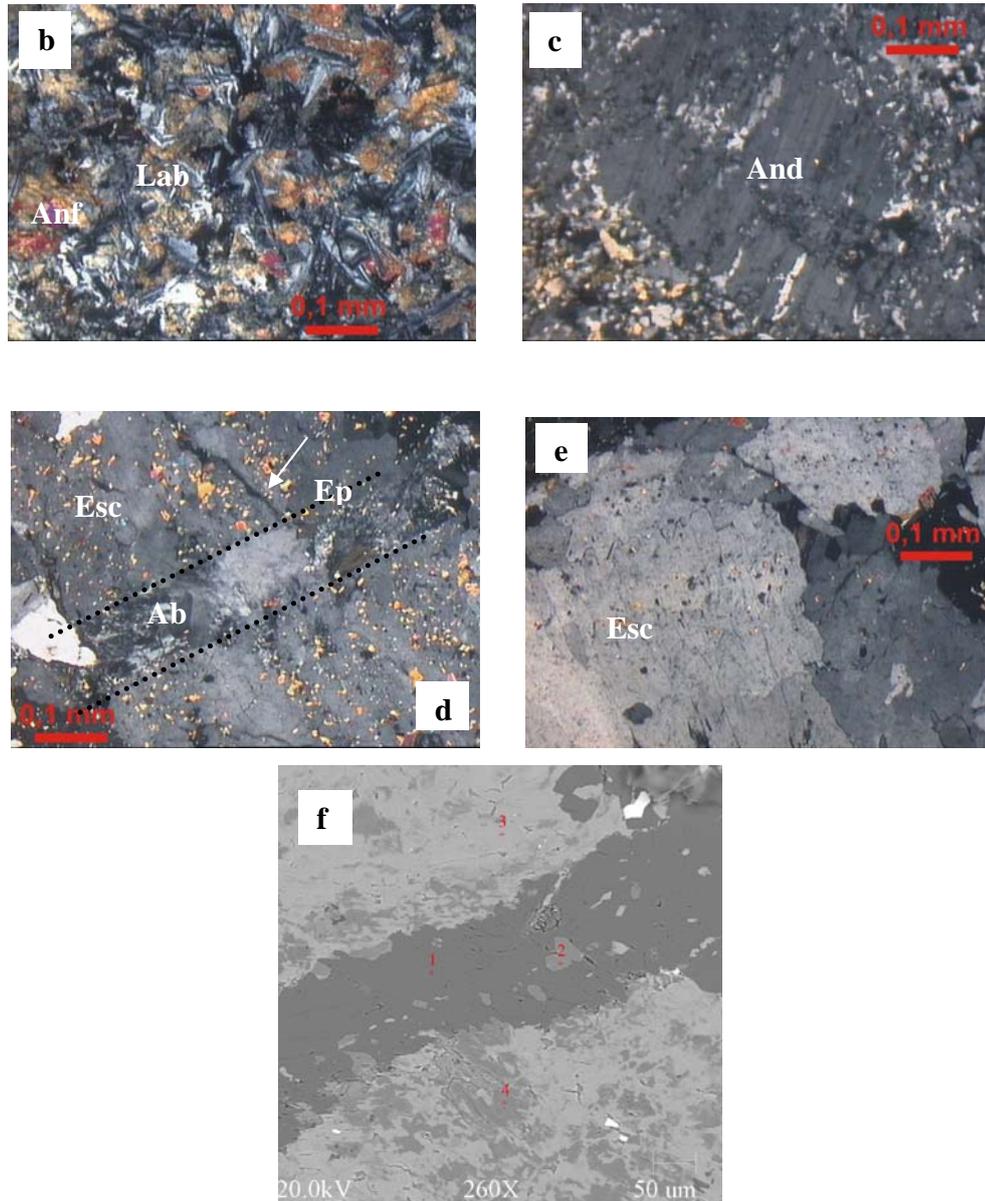
**Escapolita:** Foram identificadas duas gerações deste mineral. Os cristais de primeira geração (escapolita I) ocorrem em agregados (Fig. 4.5e) e em vênulas. Quando em agregados, em que se associam à apatita, ilmenita e clinzoisita, apresentam formas subédricas a anédricas, sendo produtos de substituição principalmente do plagioclásio e albita I. Exibem contatos suturados com cristais de mesma espécie, bem como inclusões de quartzo, actinolita e biotita, que lhes emprestam caráter poiquiloblástico. Quando em vênulas, a escapolita é dominante e a ela se juntam biotita, Fe-tschermakita e apatita. A escapolita II ocorre em finas vênulas sinuosas (escapolita + Fe-tschermakita), cortando os cristais de primeira geração e a hastingsita/ferropargasita (Fig. 4.5f).

**Anfibólio (Mg-hornblenda e actinolita):** A Mg-hornblenda ocorre em agregados de grãos subédricos a anédricos, fraturados e parcialmente substituídos por escapolita, epidoto e actinolita. São comuns finas inclusões de ilmenita neste mineral. A actinolita tende a ser mais euédrica e bem mais fina que a variedade descrita anteriormente, e ocorre, mais comumente, em vênulas poliminerálicas (escapolita, biotita, actinolita e apatita) que cortam a rocha.

**Biotita:** Ocorre em substituição aos cristais de anfibólio e escapolita e, menos comumente, como finas palhetas intersticiais. Está parcialmente cloritizada.

**Titanita:** Ocorre em cristais isolados e parcial a totalmente substituídos por ilmenita.



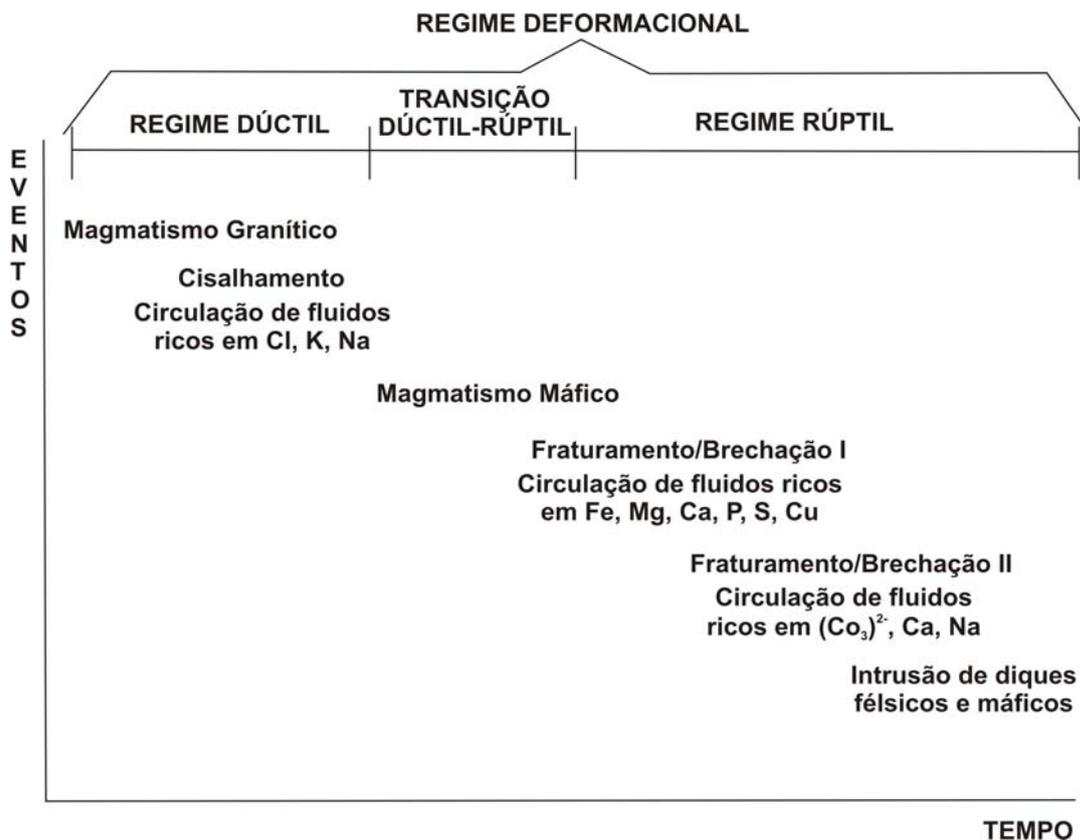


**Figura 4.5:** Rochas gabróicas: a) foto de testemunho de gabro com cristais bem desenvolvidos de escapolita (marcas arredondadas); b) fotomicrografia de textura ofítica preservada, a despeito da substituição da fase máfica primária por anfibólio (Lab = labradorita; Anf = anfibólio); c) fotomicrografia de cristal de andesina (And) parcialmente substituído por quartzo; d) fotomicrografia de vênula de albita I (Ab) cortando cristal de escapolita I (Esc) parcialmente epidotizado (Ep); e) fotomicrografia de agregados de cristais de escapolita I (Esc) da primeira geração; e f) imagem de elétrons retro-espalhados de escapolita II presente em microvênula (1 = escapolita; 2, 3 e 4 = anfibólio). Obs: todas as fotomicrografias foram capturadas com nicóis X.

## 6.2 RELAÇÕES ENTRE DEFORMAÇÃO, ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO

Observações de ordem estrutural (VILLAS et al, 2005) indicam que a área do Sossego experimentou, inicialmente, deformação sob um regime dúctil, o qual evoluiu para um regime rúptil nos estágios mais tardios, sempre, porém, acompanhada de intensa circulação de fluidos hidrotermais. Durante o regime dúctil, rochas foram cisalhadas e, em decorrência, gerados milonitos, cujos mais notáveis representantes são as rochas ricas em biotita que registram grande aporte de Na, K e Cl (metassomatismos sódico e potássico), sem, no entanto, precipitação concomitante de sulfetos. Trata-se da fase pré-mineralização em que albitização I, escapolitização, sericitização, biotitização e anfibolitização (hastingsita) foram os principais processos de alteração. Seguiu-se a atenuação do esforço cisalhante com formação de protomilonitos em regime caracteristicamente dúctil-rúptil. Com a atenuação do esforço cisalhante, prevaleceram as condições da transição dúctil-rúptil e os principais produtos da deformação foram os protomilonitos e rochas leve a moderadamente orientadas. Sob regime rúptil, as rochas foram fraturadas e localmente brechadas, dando vez a entrada dos fluidos responsáveis pela mineralização cupro-aurífera (calcopirita sobretudo) e pela intensa alteração propilítica, representada principalmente pela produção de actinolita, epidoto, quartzo e, em menor escala, clorita. O Fe-metassomatismo (magnetititos) é também dessa fase, embora as evidências paragenéticas indiquem que muita da magnetita antecedeu a precipitação dos sulfetos. Novos fraturamento e brechação ocorreram e marcam a fase pós-mineralização em que a albitização II e a carbonatação são os processos hidrotermais mais significativos. O quadro abaixo e a Figura 5 sintetizam estas diferentes fases e as relações com os tipos de alteração hidrotermal.

Albitização I	Cloritização	Albitização II
Escapolitização		Carbonatização
Sericitização	Actinolitização	
Biotitização	Epidotização	
Anfibolitização (hastingsita)	Silicificação	
<b>Na + K + Cl</b>	Magnetitização <b>Fe + Mg + P + Cu</b>	<b>CO<sub>2</sub> + Ca + Na</b>
<i>Pré-mineralização</i>	<i>Sin-Mineralização</i>	<i>Pós-mineralização</i>



**Figura 5:** Relações entre as diferentes fases de mineralização e os tipos de fluidos.

### 6.3 QUÍMICA MINERAL

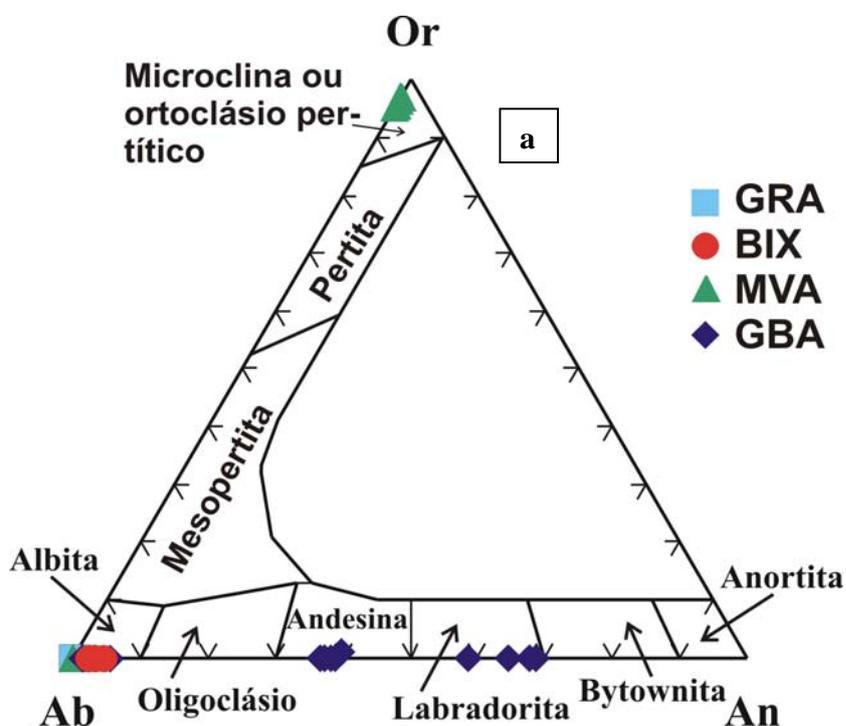
Os dados de química mineral foram obtidos para os principais minerais primários (reliquiários) e hidrotermais que constituem os granitos, rochas metavulcânicas ácidas, ricas em biotita e gabro do depósito Sossego. Dentre os minerais estudados figuram feldspato, escapolita, biotita, clorita, anfibólio e turmalina.

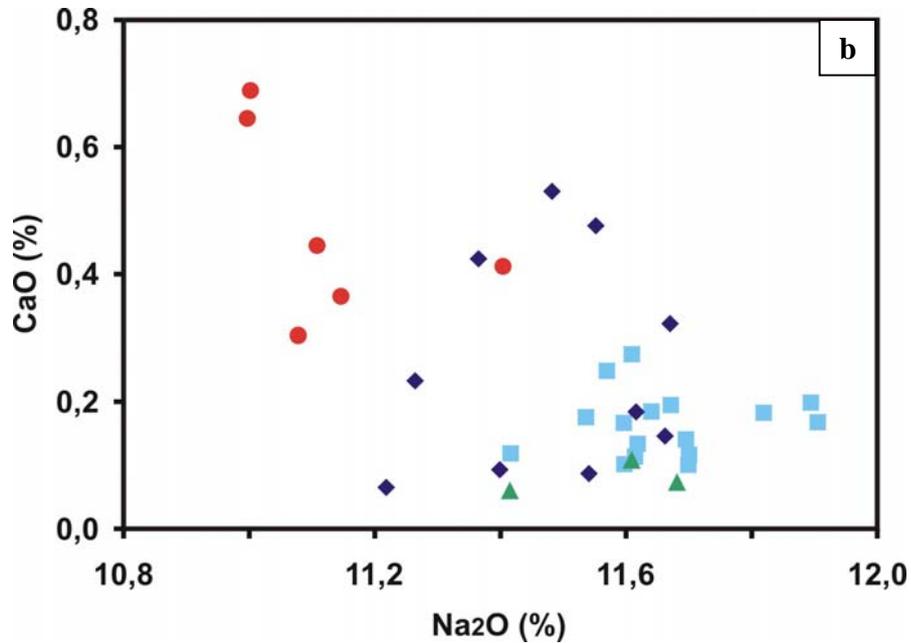
O cálculo da fórmula estrutural foi realizado com base em 32 átomos de oxigênio para os feldspatos, 12 para escapolita, 24 para biotita, 36 para clorita, 31 para turmalina e 24 para os anfibólios.

#### 6.3.1 Feldspatos

Dados químicos de feldspatos foram obtidos para os granitóides, rochas metavulcânicas ácidas e ricas em biotita, bem como gabros (Anexo 1 e Fig. 6.1a). Nos granitóides, o feldspato analisado corresponde à albita, nas quais ela é um dos principais minerais de alteração. Trata-se

da albita I que ocorre tanto na massa da rocha como em vênulas. As variedades presentes na massa da rocha e em vênulas têm composições médias muito similares ( $Ab_{99}An_{0,8}Or_{0,2}$  e  $Ab_{99}An_{0,7}Or_{0,4}$ , respectivamente), com as maiores diferenças se manifestando nos teores de potássio da albita das vênulas (Anexo 1, Figs. 6.1a-b). Nas rochas metavulcânicas ácidas se constata que alguns cristais de feldspato potássico estão albitizados nas bordas ( $Ab_{99,3}An_{0,3}Or_{0,3}$ ), mas mantêm os núcleos intactos com composição média  $Ab_{6,4}An_0Or_{93,6}$ . O feldspato potássico hidrotermal, que compõe algumas vênulas, é mais puro ( $Ab_{2,5}An_{0,2}Or_{97,3}$ ) que a variedade magmática. Nas rochas ricas em biotita, o feldspato é representado pela albita ( $Ab_{97,3}An_{2,3}Or_{0,3}$ ), a qual ocorre em agregados de cristais límpidos com textura em tabuleiro de xadrez. Nas amostras de gabro, foram identificados plagioclásios primário e hidrotermal. O plagioclásio primário corresponde à labradorita ( $Ab_{34,2}An_{65,6}Or_{0,2}$ ) e ocorre como ripas que, nas amostras parcialmente alteradas, pela perda de cálcio e ganho relativo de sódio, assumem composição da andesina ( $Ab_{61,4}An_{38}Or_{0,5}$ ) e ocorrem em grandes cristais parcialmente escapolitizados. A variedade hidrotermal corresponde à albita ( $Ab_{99,5}An_{0,5}$ ) e forma finos cristais com textura em tabuleiro de xadrez presentes na massa da rocha. Em geral, a albita das rochas ricas em biotita é mais pobre em  $Na_2O$  do que aquela presente nos granitos, metavulcânicas e gabro (Fig. 6,1a).





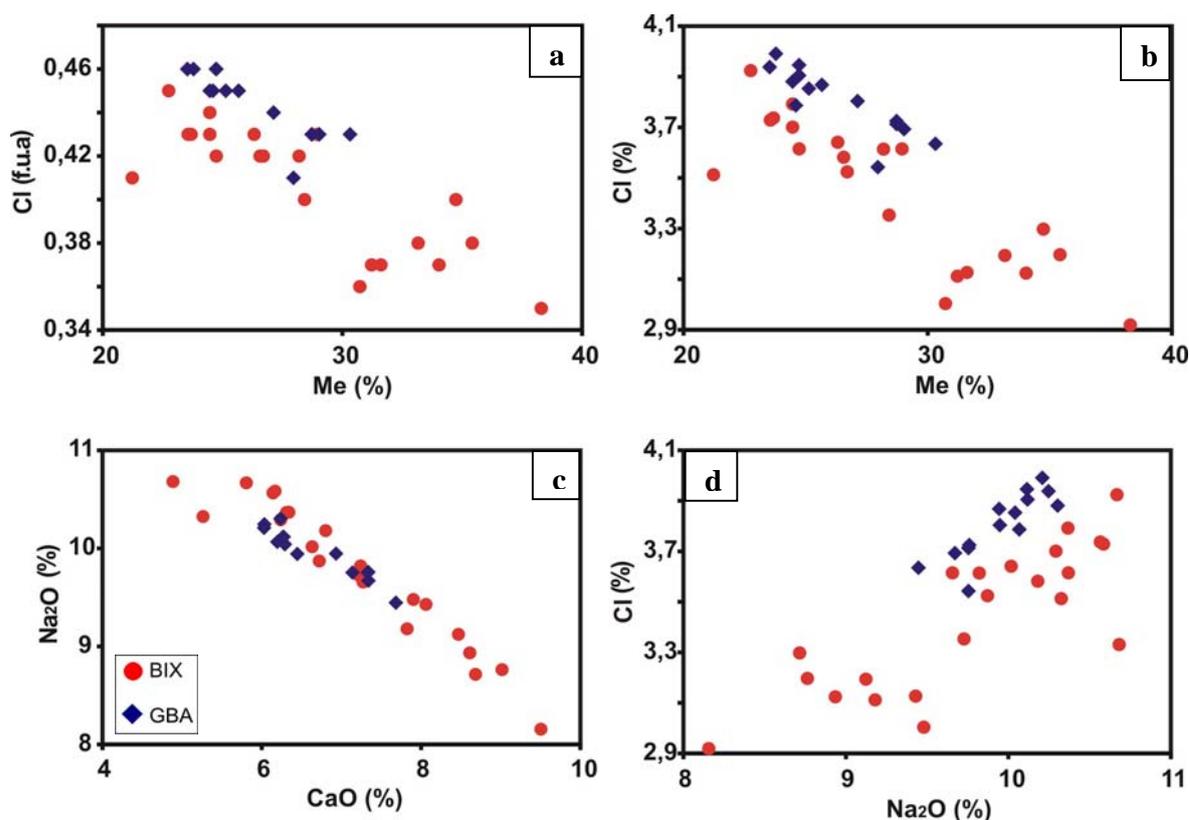
**Figura 6.1:** Composição química dos feldspatos dos granitos (GRA), rochas metavulcânicas ácidas (MVA), ricas em biotita (BIX) e gabro (GBA) do depósito Sossego: a) diagrama Or-Ab-An de classificação de feldspatos; e b) diagrama binário CaO vs. Na<sub>2</sub>O.

### 6.3.2 Escapolita

Nas rochas ricas em biotita foram analisados porfiroblastos de escapolita presentes tanto nas bandas félsicas como nas máficas. Nas primeiras, o conteúdo de meionita [ $Me = 100 \times Ca / (Ca + Na + K)$ ] varia entre 28 e 34% com teores de Cl registrando 3 a 3,6% em peso (Fig. 6.2b). Nas bandas máficas, o teor de meionita é mais variado e um pouco mais elevado do que o dos porfiroblastos das bandas félsicas ( $Me = 21$  a 38%), e os teores de Cl são comparáveis (3 a 4% em peso).

A escapolita do gabro ocorre como agregados de cristais na massa da rocha e em vênulas. Quando em agregados, revela conteúdo de meionita entre 27 e 30% com 3,5 a 3,8% em peso de Cl (Fig. 6.2b). A variedade presente nas vênulas é um pouco mais pobre em cálcio ( $Me = 23$  a 26%) e levemente mais rica em cloro (3,8 a 4% em peso). Em ambos os casos, a escapolita pode ser igualmente classificada como dipiro (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1966).

Destaca-se, especialmente nas rochas ricas em biotita, a relação linear entre os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  (Fig. 6.2c) e que quanto maior o conteúdo de  $\text{Na}_2\text{O}$ , maior é a concentração de Cl na escapolita (Fig. 6.2d).



**Figura 6.2:** Variação composicional da escapolita das rochas ricas em biotita (BIX) e gabro (GBA) do depósito Sossego: a) diagrama Me [100 x  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ] vs. Cl (nº de átomos na fórmula unitária); b) diagrama Me [100 x  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ ] vs. Cl (% em peso); c) diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{CaO}$  e d) diagrama Cl vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ .

### 6.3.3 Biotita

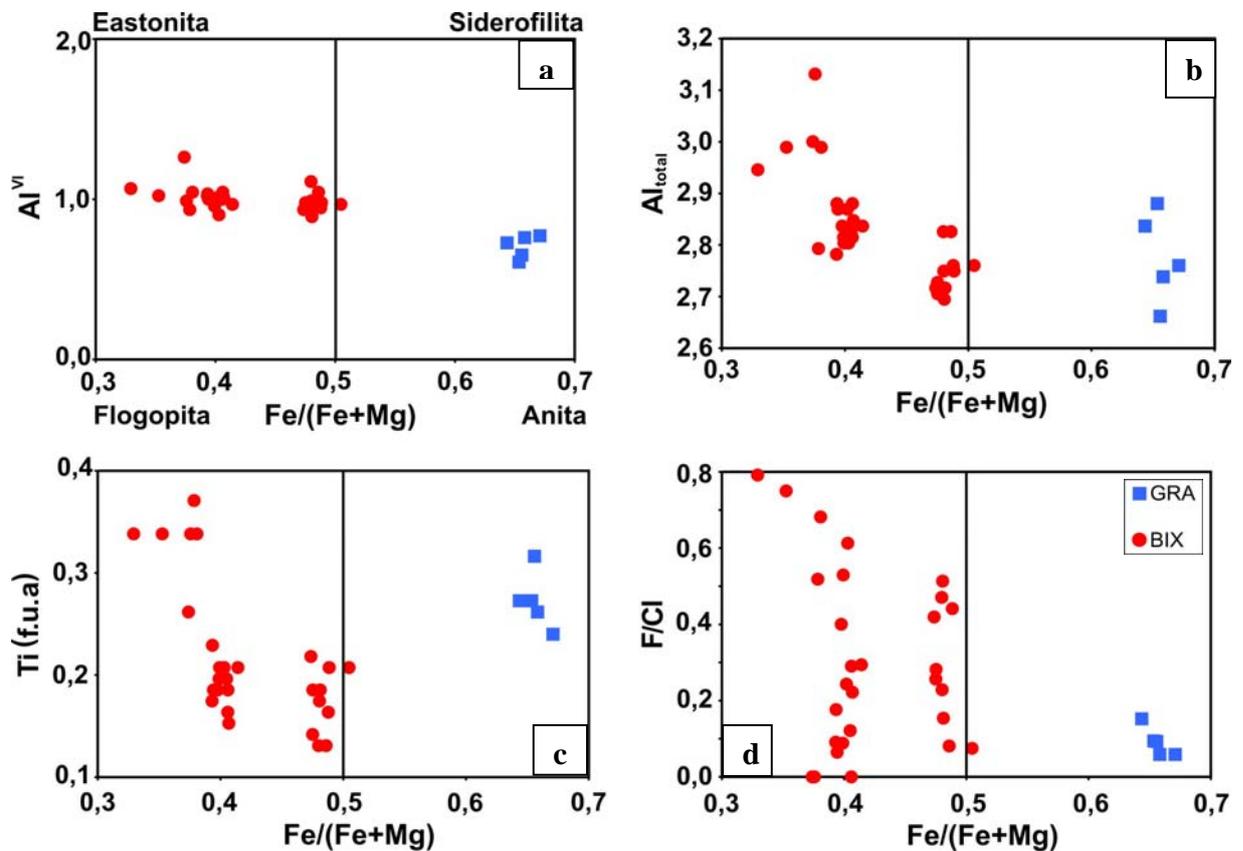
As variedades de biotita presentes nos granitos e rochas ricas em biotita ocupam campos distintos no diagrama  $\text{Al}^{\text{VI}} \times \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ , que estão separados, à exceção de um ponto, pela linha correspondente à fração molar  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,5$ . Nos granitos a biotita é mais anítica e, em geral, mais empobrecida em  $\text{Al}^{\text{VI}}$ , que a das rochas ricas em biotita (Fig. 6.3a). Além disso, a biotita dos GRA é moderadamente menos aluminosa (Fig. 6.3b) e apresenta teores comparáveis

de TiO<sub>2</sub>, relativamente mais elevados de BaO e Cl, e mais baixos de F (Anexo 3, Figs. 6.3c e 6.3d).

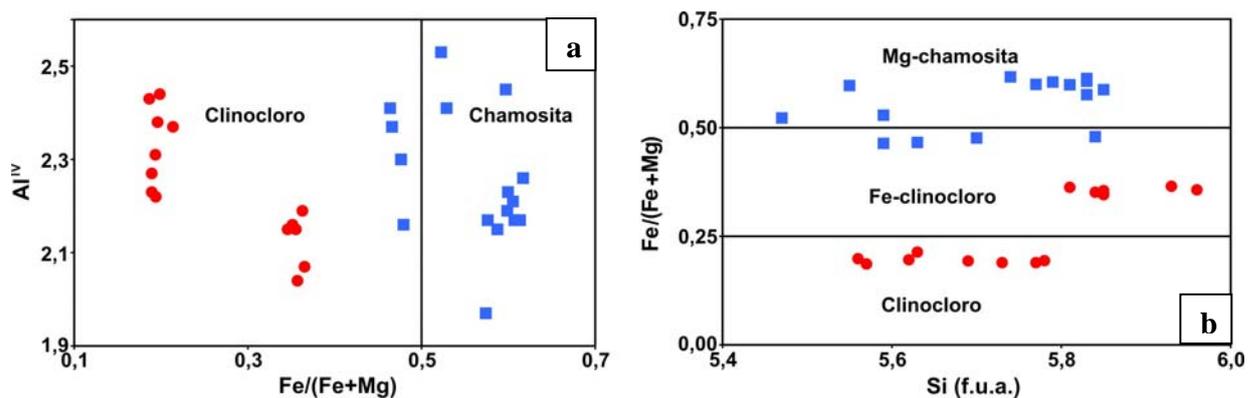
#### 6.3.4 Clorita

A clorita analisada provém das rochas ricas em biotita e dos granitos (Anexo 4). Nas primeiras, ela mostra variação de 0,2 a 0,6 na fração molar Fe/(Fe+Mg) e de 2,04 a 2,44 no conteúdo de Al tetraédrico, o que leva a classificá-la como clinocloro (BAILEY, 1988; Fig. 6.4a). À parte os componentes maiores, têm alguma expressão os teores de TiO<sub>2</sub>, MnO e Cl, embora não ultrapassem 0,2% (Anexo 4). Quando plotadas no diagrama de Bayliss (1975), pode-se observar que as variedades são clinocloro e Fe-clinocloro (Fig. 6.4b). Nos granitos, ela é mais rica em Fe ( $X_{Fe} = 0,46$  a 0,6) e o conteúdo de Al<sup>IV</sup> varia de 1,97 a 2,53, fazendo com que a maioria dos pontos ocupe o campo da chamosita (BAILEY, 1988; Fig. 6.4a). No diagrama de Bayliss (1975), as análises pontuais caem no campo do Fe-clinocloro e Mg-chamosita, com Si entre 5,47 e 5,85 (Fig. 6.4b).

Cálculos geotermométricos (CATHELINEAU, 1988) indicam que a temperatura de formação da clorita nos granitos e rochas ricas em biotita variou, respectivamente, entre 302 e 312°C e 283 e 315°C.



**Figura 6.3:** Variação composicional da biotita presente nos granitos (GRA) e rochas ricas em biotita (BIX) do depósito Sossego, de acordo com os diagramas: a) Al<sup>VI</sup> vs. Fe/(Fe+Mg); b) Al<sub>total</sub> vs. Fe/(Fe+Mg); c) Fe/(Fe+Mg) vs. Ti; e d) Fe/(Fe+Mg) vs. F/Cl.



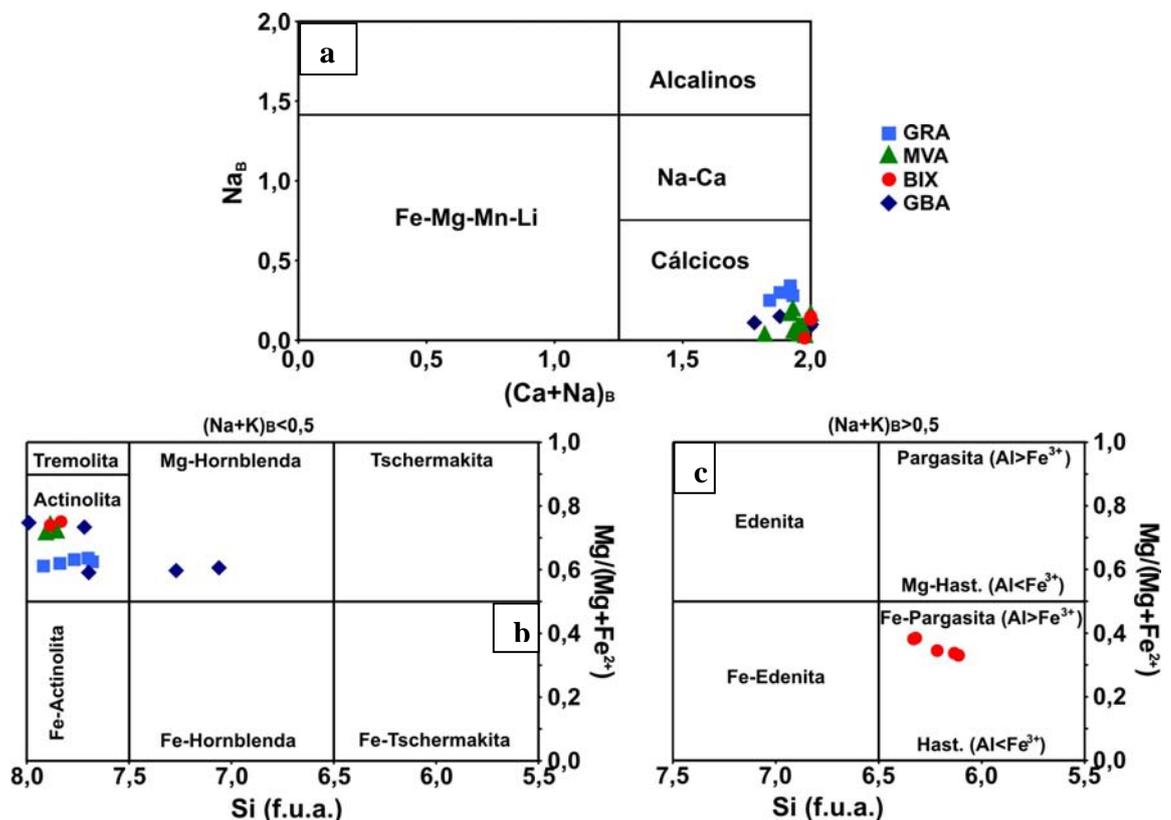
**Figura 6.4:** Variação composicional da clorita dos granitos (GRA) e rochas ricas em biotita (BIX) do depósito do Sossego, de acordo com os diagramas: a) Al<sup>IV</sup> vs. Fe/(Fe+Mg); e b) Fe/(Fe+Mg) vs. Si (n° de átomos por fórmula unitária). Legenda de acordo com a Figura 6.3.

**Fonte:** Figura a - classificação baseada em Bailey (1988).

Figura b - classificação baseada em Bayliss (1975).

### 6.3.5 Anfibólios

Foram analisados cristais de anfibólio constituintes dos granitos, rochas metavulcânicas ácidas, ricas em biotita e gabro. Todos são cálcicos e mostram teor de CaO entre 10,6 e 12,5 %,  $(Ca+Na)_B > 1$  e  $Na_B < 0,5$  (Fig. 6.5a). As variedades com  $Ca_B \geq 1,5$  e  $(Na+K)_A < 0,5$  distribuem-se pelos campos da actinolita e Mg-hornblenda (Fig. 6.5b), e ocorrem nos granitos, rochas metavulcânicas ácidas, ricas em biotita e gabro. Aquelas com  $Ca_B \geq 1,5$  e  $(Na+K)_A \geq 0,5$  ocupam o campo da hastingsita/ferropargasita (Fig. 6.5c), tendo sido somente identificadas nas rochas ricas em biotita. A concentração de Cl aumenta, em geral, com o aumento do conteúdo de Fe e K, tornando-se, assim, mais elevada na hastingsita/ferropargasita. Os teores médios de F cobrem o intervalo de 0 a 0,2% (Anexo 5).



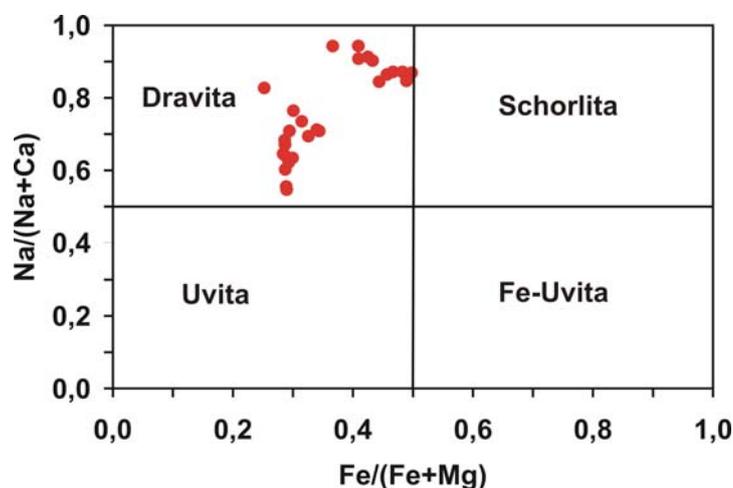
**Figura 6.5:** Variação composicional dos anfibólios presentes nos granitos (GRA), rochas metavulcânicas ácidas (MVA), ricas em biotita (BIX) e gabro (GBA) do depósito do Sossego. a) diagrama discriminante dos quatro grandes grupos químicos dos anfibólios; b) e c) diagramas de classificação dos anfibólios cálcicos.

**Fonte:** Figura a - Leake (1978).

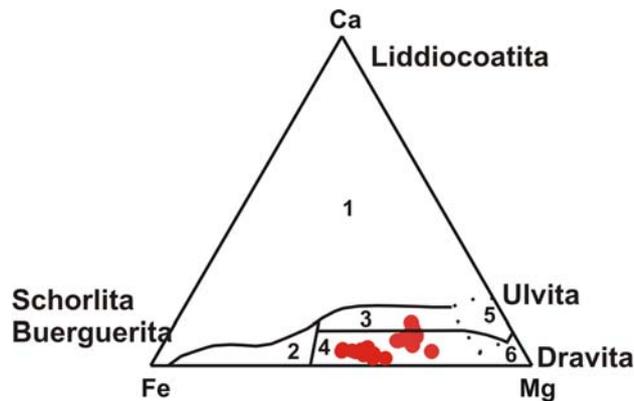
Figuras b e c: Leake et al, (1997).

### 6.3.6 Turmalina

Os dados químicos referem-se à turmalina encontrada nas rochas ricas em biotita. A fração molar  $Mg/(Mg+Fe)$  e a razão  $Mg/Fe$  variam de 0,5 a 0,75 e de 1 a 3 revelando, portanto, composição dravítica (Fig. 6.6). Na fórmula estrutural unitária o  $Al_{total}$  varia entre 7,6 e 9,1 (Anexo 6). Nos diagramas ternários Ca-Fe-Mg (Fig. 6.6.1) e Al-Fe-Mg (Fig. 6.6.2), os pontos analíticos caem nos campos das rochas metassedimentares, de natureza siliciclástica e/ou carbonática, e distantes do campo ocupado por turmalina de vinculação com rochas granitóides.



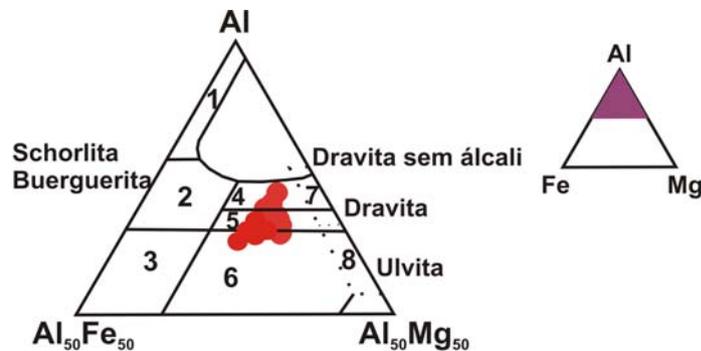
**Figura 6.6:** Diagrama  $Na/(Na+Ca)$  vs.  $Fe/(Fe+Mg)$ , que classifica a turmalina das rochas ricas em biotita do depósito Sossego como dravita. Legenda de acordo com a Figura 6.1.



- 1- Granitóides ricos em Li
- 2- Granitóides pobres em Li
- 3- Metapelitos ricos em Ca, metapelitos e calcissilicáticas
- 4- Metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo- turmalínicas
- 5- Metacarbonatos
- 6- Metaultramáficas

**Figura 6.6.1:** Diagrama ternário Ca-Fe-Mg para turmalina, no qual a composição da turmalina das rochas ricas em biotita do depósito Sossego é indicativa de formação em ambiência metassedimentar. Legenda de acordo com a Figura 6.1.

**Fonte:** Henry e Guidotti (1985).



- 1- Granitóides ricos em Li
- 2- Granitóides pobres em Li
- 3- Rochas quartzo-turmalínicas ricas em  $Fe^{3+}$
- 4- Metapelitos/psamitos coexistindo com fase rica em Al
- 5- Metapelitos/psamitos não coexistindo com fase rica em Al
- 6- Rochas quartzo-turmalínicas ricas em  $Fe^{3+}$ , calcissilicáticas e metapelitos
- 7- Metaultramáficas
- 8- Metapiroxenitos e Metacarbonatos

**Figura 6.6.2:** Diagrama ternário Al-Fe-Mg para turmalina, no qual a composição da turmalina das rochas ricas em biotita do depósito Sossego é indicativa de formação em ambiência metassedimentar. Legenda de acordo com a Figura 6.1.

**Fonte:** Henry e Guidotti (1985).

## 6.4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

### 6.4.1 Granitóides

Os resultados das análises químicas das rochas granitóides estudadas mostram uma ampla variação composicional. As variedades albitizadas são caracterizadas por  $\text{Na}_2\text{O} = 4,5$  a  $8,2\%$ ,  $\text{CaO} = 0,3$  a  $4,6\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0,1$  a  $1,2\%$ ,  $\text{Rb} = < 5$  a  $46$  ppm e  $\text{Sr} = 45$  a  $292$  ppm (Anexo 7). Na Figura 7.1a-f observa-se que os teores de  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ , diminuem com o aumento do teor de  $\text{Na}_2\text{O}$ , enquanto a  $\text{SiO}_2$  aumenta. Como foi visto na descrição petrográfica, dentre os mais prováveis constituintes primários dos granitóides figuram feldspato potássico e biotita. Nesse particular, os baixos teores de  $\text{Rb}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  podem ser explicados pela destruição do feldspato alcalino e biotita ígneos visto que, além dos elementos maiores citados, esses minerais são responsáveis pela concentração da maior parte do  $\text{Rb}$  presente na crosta (HART; ALDRICH, 1967; SEN; NOCHOLDS; ALLEN, 1959; WEDEPOHL, 1970). As concentrações de  $\text{Ba}$  registram intervalos de  $12$ - $117$  ppm (Anexo 7). A composição química dessas rochas está dentro do intervalo citado por diversos autores para rochas albitizadas de origem metassomática (ABDALLA et al, 1996; MAGHRAOUI et al, 2002; MARK, 1998; SCHWARTZ, 1992). As variedades com abundante clorita e quartzo revelam  $\text{CaO} = 1,8$  a  $2,3\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 0,2$  a  $1,2\%$  e  $\text{MgO} = 0,7$  a  $2,2\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,1$  a  $3,4\%$ ,  $\text{FeO} = 5\%$  e  $\text{SiO}_2 = 69,2$  a  $70,3\%$ . A amostra com abundante mica branca e, em menor escala, clorita e calcita revela  $\text{SiO}_2 = 44,2\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 0,32\%$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,2\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 2,4\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 11,1\%$ ,  $\text{MgO} = 4,6\%$  e  $\text{CaO} = 13\%$ .

No conjunto, os granitóides revelam, em geral, baixos teores de  $\text{Nb}$  ( $< 5$  a  $50$  ppm) e  $\text{Y}$  ( $10$  a  $147$  ppm) e moderados de  $\text{Zr}$  ( $70$  a  $346$  ppm). A soma dos teores dos elementos terras raras, varia entre  $20$  e  $738$  ppm (Anexo 7) com dominância das terras raras leves [ $\Sigma\text{ETRL}$  ( $\text{La}$  ao  $\text{Sm}$ ) =  $19$  a  $694$  ppm] sobre as pesadas [ $\Sigma\text{ETRP}$  ( $\text{Gd}$  ao  $\text{Lu}$ ) =  $1,2$  a  $42$  ppm], as primeiras sendo mais fracionadas [ $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 4,5$ - $14,3$ ] contra [ $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,3$ - $5,5$ ]. Esta distribuição confere um padrão caracterizado por moderada inclinação, no qual se destacam anomalias negativas de  $\text{Eu}$  ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,3$ - $0,9$ ), à exceção da amostra F281 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,4$ ).

### 6.4.2 Rochas metavulcânicas ácidas

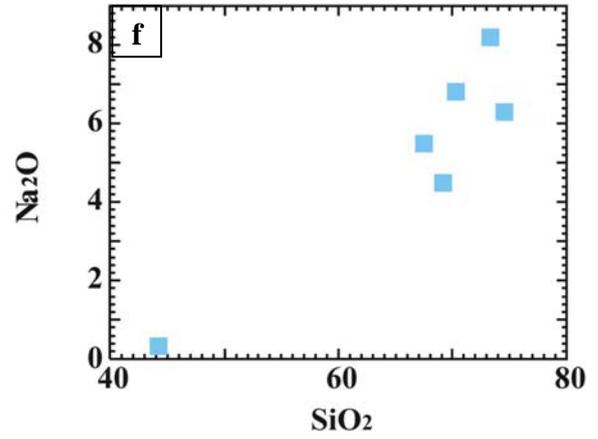
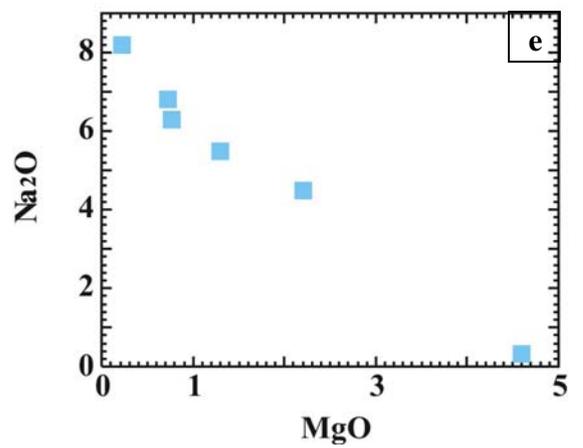
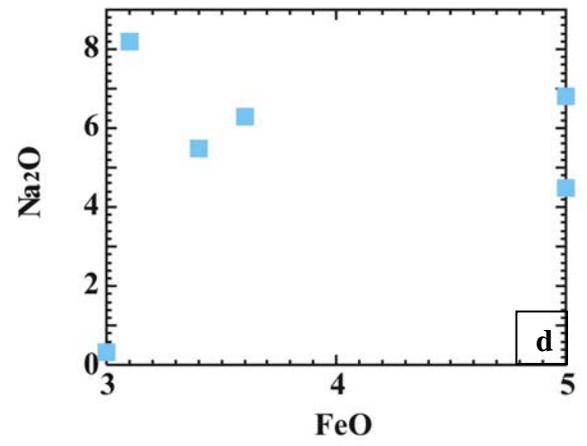
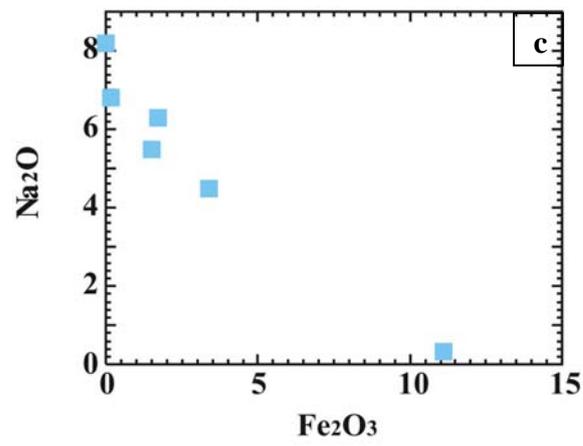
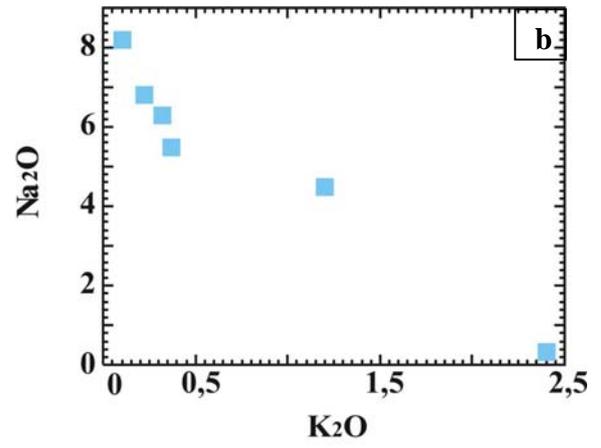
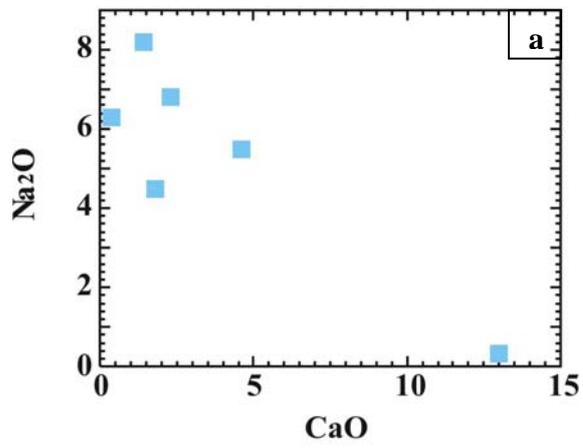
A composição das rochas metavulcânicas ácidas é também bastante variável, notadamente com relação aos conteúdos de SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub>, MgO, Rb, Sr e Ba (Anexo 8), fornecendo razões Na/Ca e Na/K que variam, respectivamente, de 0,3 a 3,7 e de 0,2 a 111,3. Os mais elevados teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> (9,8 a 10,2%), MgO (5,9 a 7,3%) e CaO (3,5 a 4,5%) correspondem às rochas epidotizadas e anfibolitizadas, enquanto as amostras albitizadas apresentam Na<sub>2</sub>O = 8,7 a 9%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,1 a 5,3%, K<sub>2</sub>O = 0,07 a 0,1%, MgO = 2,6 a 2,7%. Os mais elevados teores de SiO<sub>2</sub> (63 a 65,7%) são constatados nas amostras mais ricas em quartzo. Em geral, apresentam baixos teores de Nb (6 a 18 ppm) e Y (12 a 21 ppm) e moderados de Zr (87 a 232 ppm). Diagramas binários (Fig. 7.2a-e) revelam que as concentrações de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e K<sub>2</sub>O diminuem com o aumento do teor de Na<sub>2</sub>O. Assim como nos granitoides, o teor de Na<sub>2</sub>O tende a aumentar com o aumento da SiO<sub>2</sub>. Como foi visto, as rochas metavulcânicas, muito provavelmente, eram constituídas basicamente pelos mesmos minerais, porém em proporções diferentes, que os granitoides, o que justifica seus comportamentos geoquímicos semelhantes. O padrão de distribuição dos elementos terras raras é similar ao dos granitoides, porém revela anomalia negativa de Eu (Eu/Eu\* = 0,6 a 0,9) e, em geral, mais elevadas razões (La/Yb)<sub>N</sub> = 11,9 a 95,8 (Anexo 8; Fig. 7.5b).

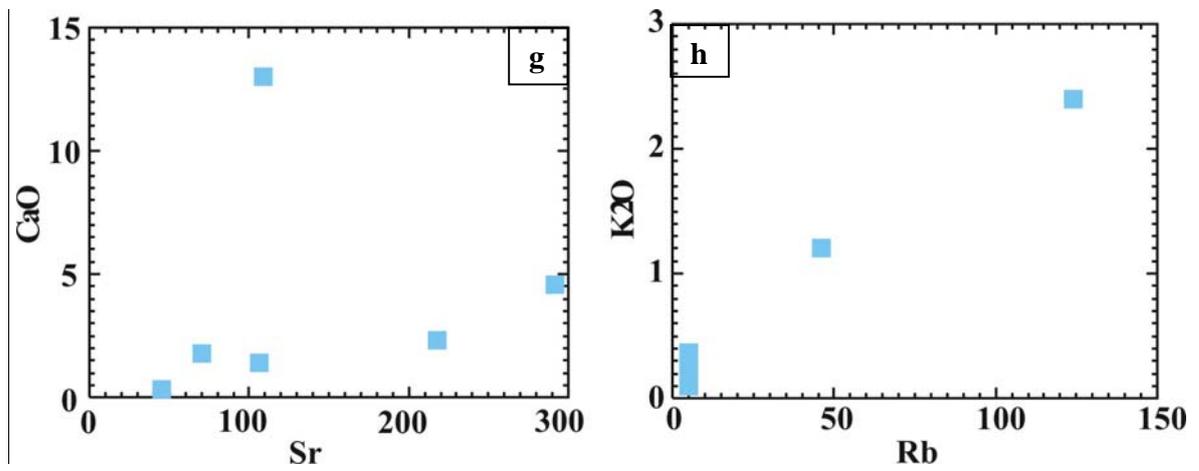
#### 6.4.3 Rochas ricas em biotita

As composições químicas das rochas ricas em biotita constam no Anexo 9. A variação nos teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O e CaO são devidos à abundância de quartzo e escapolita, enquanto os de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e K<sub>2</sub>O refletem as significativas concentrações de biotita e, em menor escala, de anfibólio. A Figura 7.3a-e mostra a variação dos demais elementos maiores em relação ao Na<sub>2</sub>O. Observa-se que, em geral, com aumento do teor de Na<sub>2</sub>O, os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e K<sub>2</sub>O tendem a diminuir, e os de SiO<sub>2</sub> a aumentar. Essas rochas registram amplas variações nos conteúdos de Rb (37 a 183 ppm), Sr (115 a 230 ppm), Ba (87 a 1275 ppm) e Zr (54 a 197 ppm), e pequenas nos de Y (5 a 28 ppm) e Nb (4 a 12 ppm). Mostram, também, amplas variações nas razões Na/K (0,6 a 5,5) e Na/Ca (0,9 a 1,9). O padrão de distribuição dos elementos terras raras é bastante similar ao dos granitos e rochas metavulcânicas ácidas, porém mostram mais elevadas razões de (La/Yb)<sub>N</sub> (1,9 a 64,5) e de (La/Sm)<sub>N</sub> (2,4 a 49,1), e, em geral, mais baixas de Eu/Eu\* (0,7 a 2,7) (Anexo 9; Fig. 7.5c).

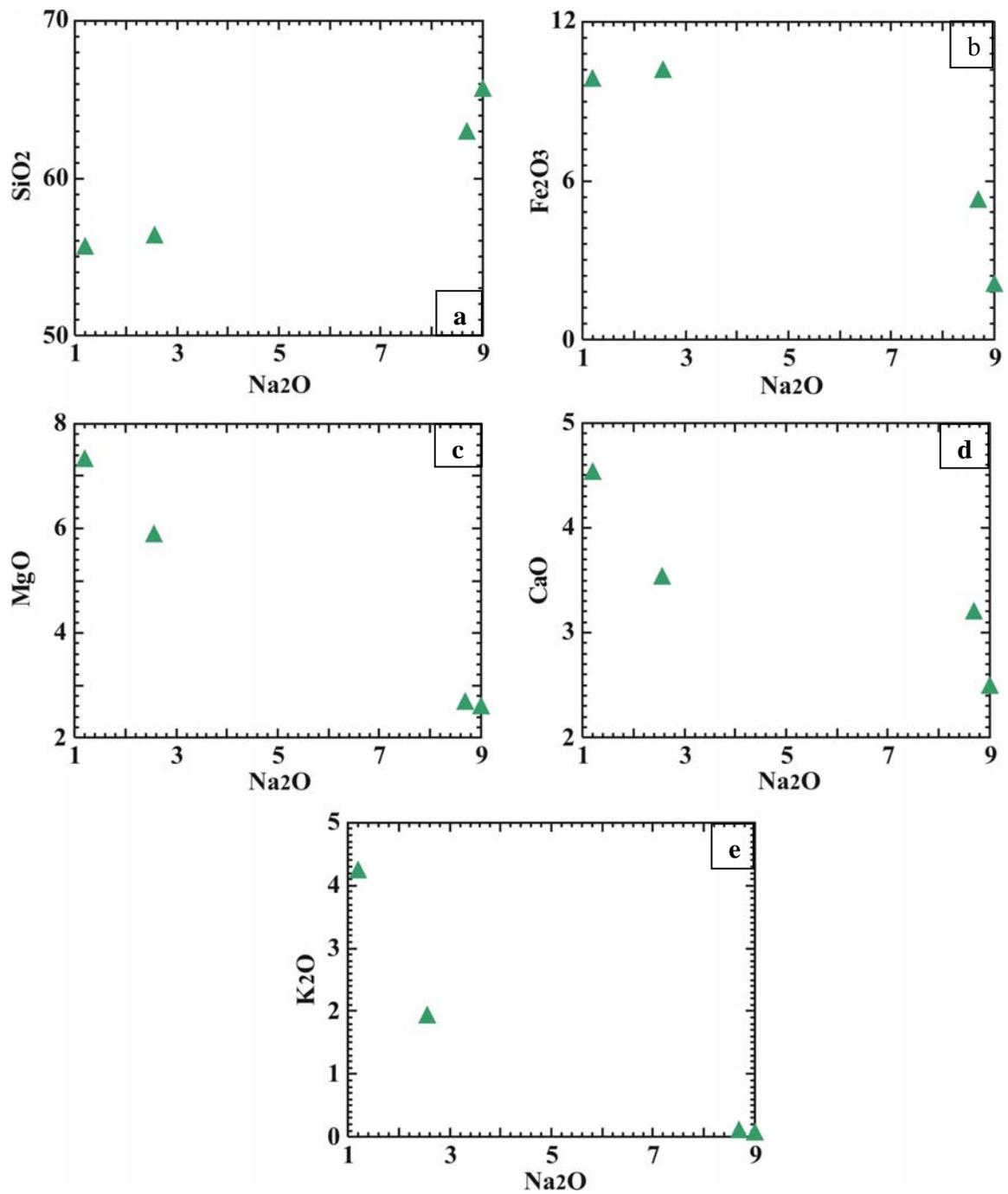
#### 6.4.4 Gabros

Os dados químicos das rochas gabróicas são dados no Anexo 10. Os teores de  $\text{SiO}_2$  refletem, em parte, a composição original, enquanto os de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  são consistentes com o fato de os anfibólios cálcicos serem abundantes. Os mais elevados teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  associados aos de  $\text{CaO}$  são registrados nas variedades com abundante escapolita (Fig. 7.4a-e). Mostram ainda amplas variações nos teores de Rb (10 a 116 ppm), Sr (83 a 396 ppm), Ba (70 a 1394 ppm) e Cu (9 a 5687 ppm) (Anexo 10). A soma dos teores dos elementos terras raras para essas rochas varia entre 22 e 108 ppm com leve enriquecimento nas terras raras leves  $[(\text{La}/\text{Sm})_N = 1 \text{ a } 5,7]$  em relação às pesadas  $[(\text{Ga}/\text{Yb})_N = 1 \text{ a } 1,7]$ , o que confere um padrão de distribuição subparalelo com fraca anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1 \text{ a } 1,6$ ) (Fig. 7.5d).

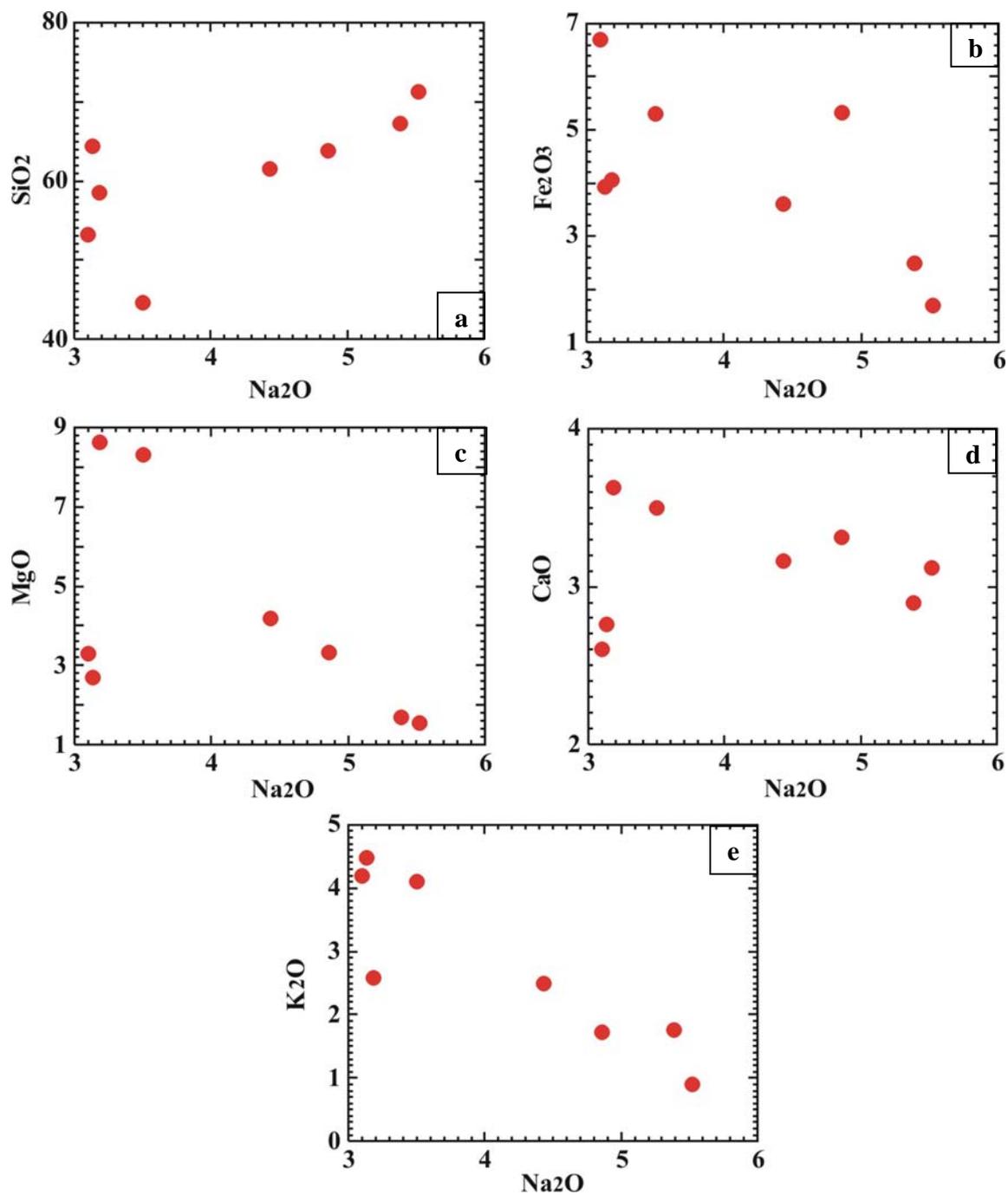




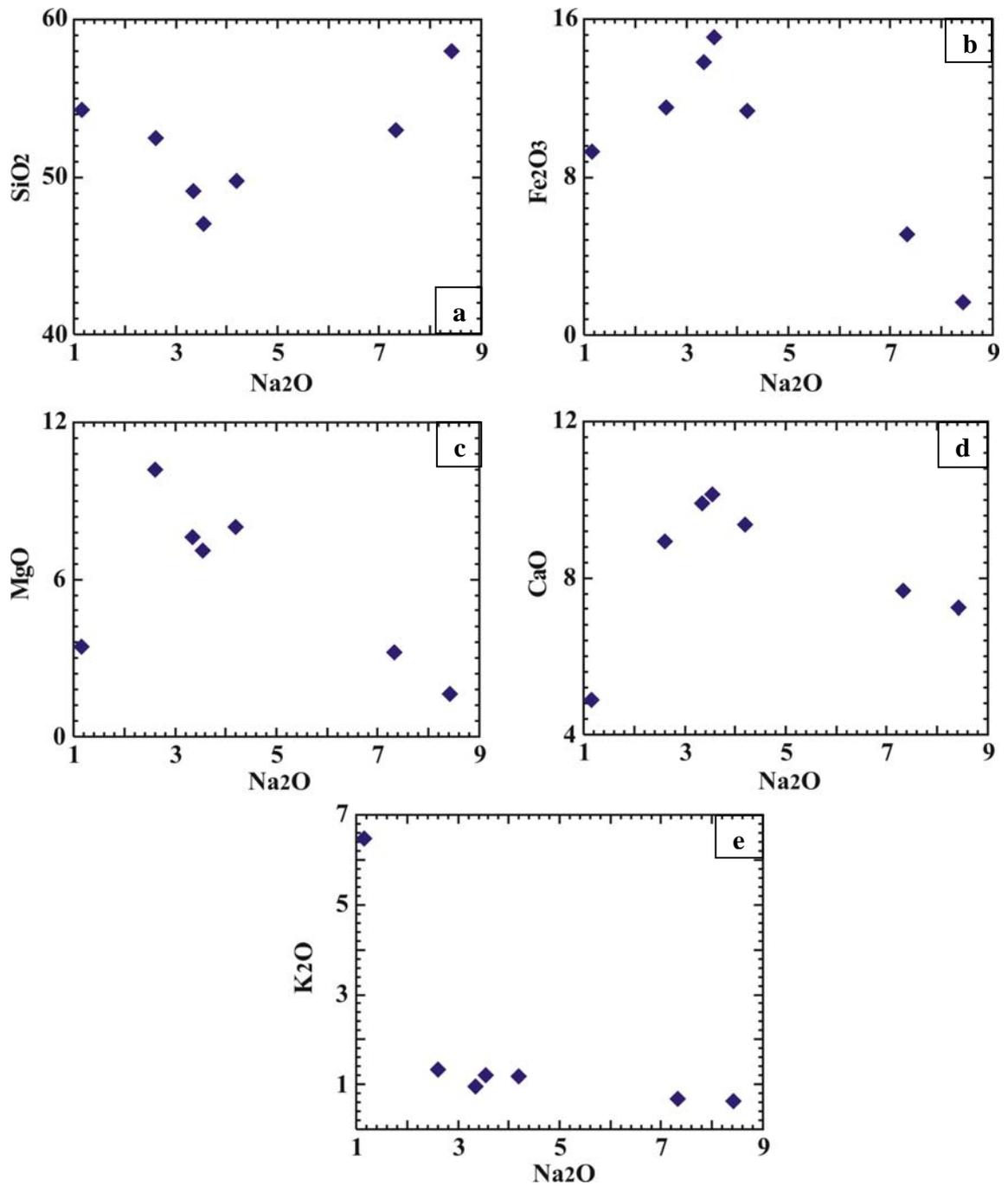
**Figura 7.1:** Diagramas de variação composicional das rochas granitóides do depósito Sossego. a) Na<sub>2</sub>O vs. CaO; b) Na<sub>2</sub>O vs. K<sub>2</sub>O; c) Na<sub>2</sub>O vs. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; d) Na<sub>2</sub>O vs. FeO; e) Na<sub>2</sub>O vs. MgO; f) Na<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>; g) CaO vs. Sr; e h) K<sub>2</sub>O vs. Rb. Obs.: A concentração dos óxidos é dada em % em peso e, dos elementos traço em ppm.



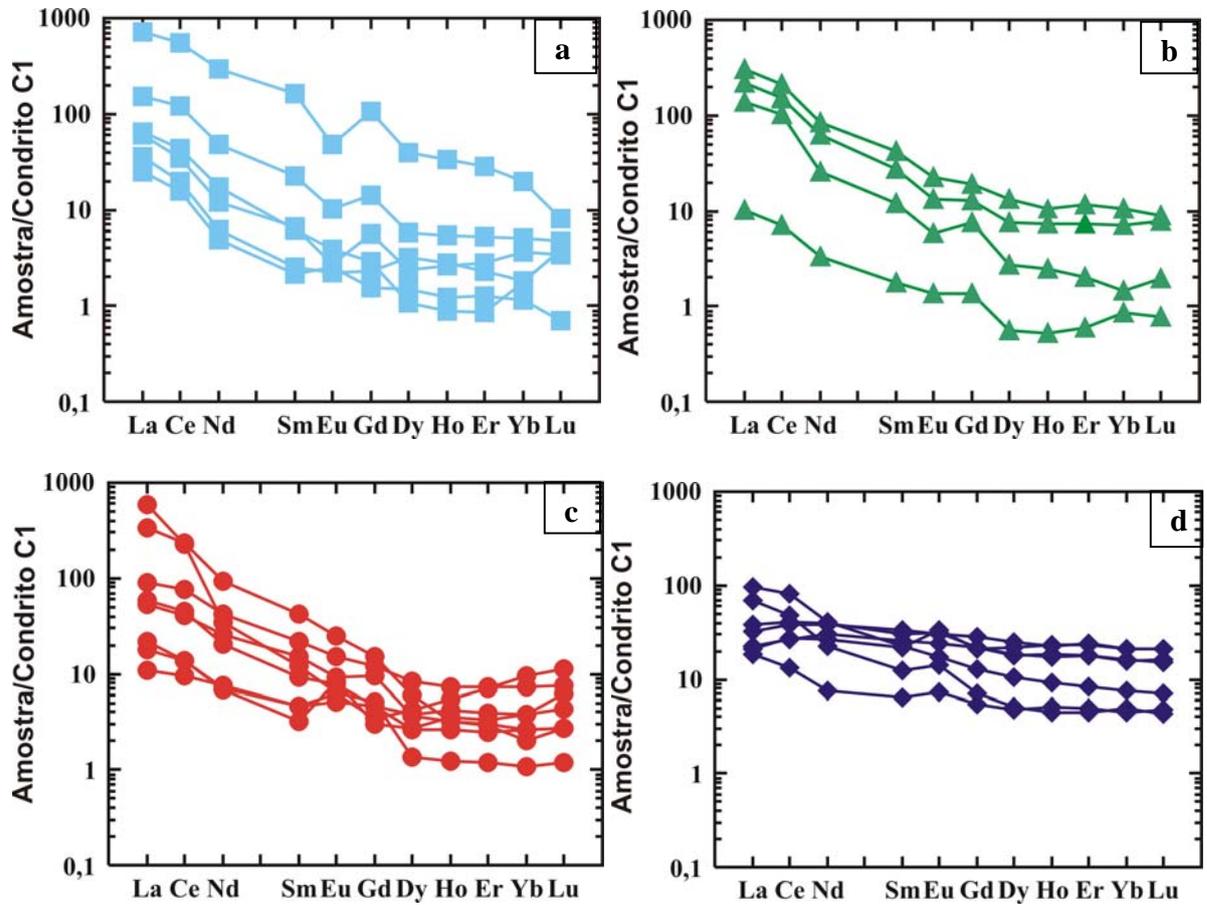
**Figura 7.2:** Diagramas de variação composicional das rochas metavulcânicas ácidas do depósito Sossego: a) SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O; b) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Na<sub>2</sub>O; c) MgO vs. Na<sub>2</sub>O; d) CaO vs. Na<sub>2</sub>O; e) K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O. Obs.: A concentração de todos os óxidos está em % em peso.



**Figura 7.3:** Diagramas de variação composicional das rochas ricas em biotita do depósito Sossego: a) SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O; b) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Na<sub>2</sub>O; c) MgO vs. Na<sub>2</sub>O; d) CaO vs. Na<sub>2</sub>O; e) K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O. Obs.: A concentração de todos os óxidos é dada em % em peso.



**Figura 7.4:** Diagramas de variação composicional dos gabros do depósito Sossego: a) SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O; b) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Na<sub>2</sub>O; c) MgO vs. Na<sub>2</sub>O; d) CaO vs. Na<sub>2</sub>O; e) K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O. Obs.: A concentração de todos os óxidos é dada em % em peso.



**Figura 7.5:** Padrão de distribuição dos elementos terras raras de rochas do depósito do Sossego: a) granitos; b) metavulcânicas ácidas; c) rochas ricas em biotita; e d) gabros. Notar o forte fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP nos granitóides, rochas metavulcânicas ácidas e rochas ricas em biotita, e o padrão subhorizontalizado dos gabros. Normalização pelo condrito C1.

**Fonte:** Evensen, Hamilton e Nions (1978).

## 7 SERRA DOURADA

Na região de Serra Dourada (Fig. 1.2), foram identificados granitóides (sienogranitos, granodioritos e tonalitos), rochas hidrotermalizadas ricas em escapolita, albitos, metadiabásios e granitos milonitizados.

### 7.1 PETROGRAFIA

#### 7.1.1 Rochas granitóides

##### a) Sienogranitos

Essas rochas têm coloração cinza rosada (Fig. 8.1a), granulação fina a média e leve foliação segundo N10°E, estando cortadas por diques de composição quartzo-feldspática de direção geral N70°E (Fig. 8.1b-c).

Apresentam textura alotriomórfica a hipidiomórfica, com tamanho dos grãos entre 0,2 e 2,5 mm, e composição mineralógica (Anexo 11) que inclui microclina/ortoclásio (31,1-44,6%), quartzo (37,2-52,8%) e plagioclásio (7,5-18,2%), além de biotita em pequenas proporções (Fig. 8.1d e 8.5a-b).

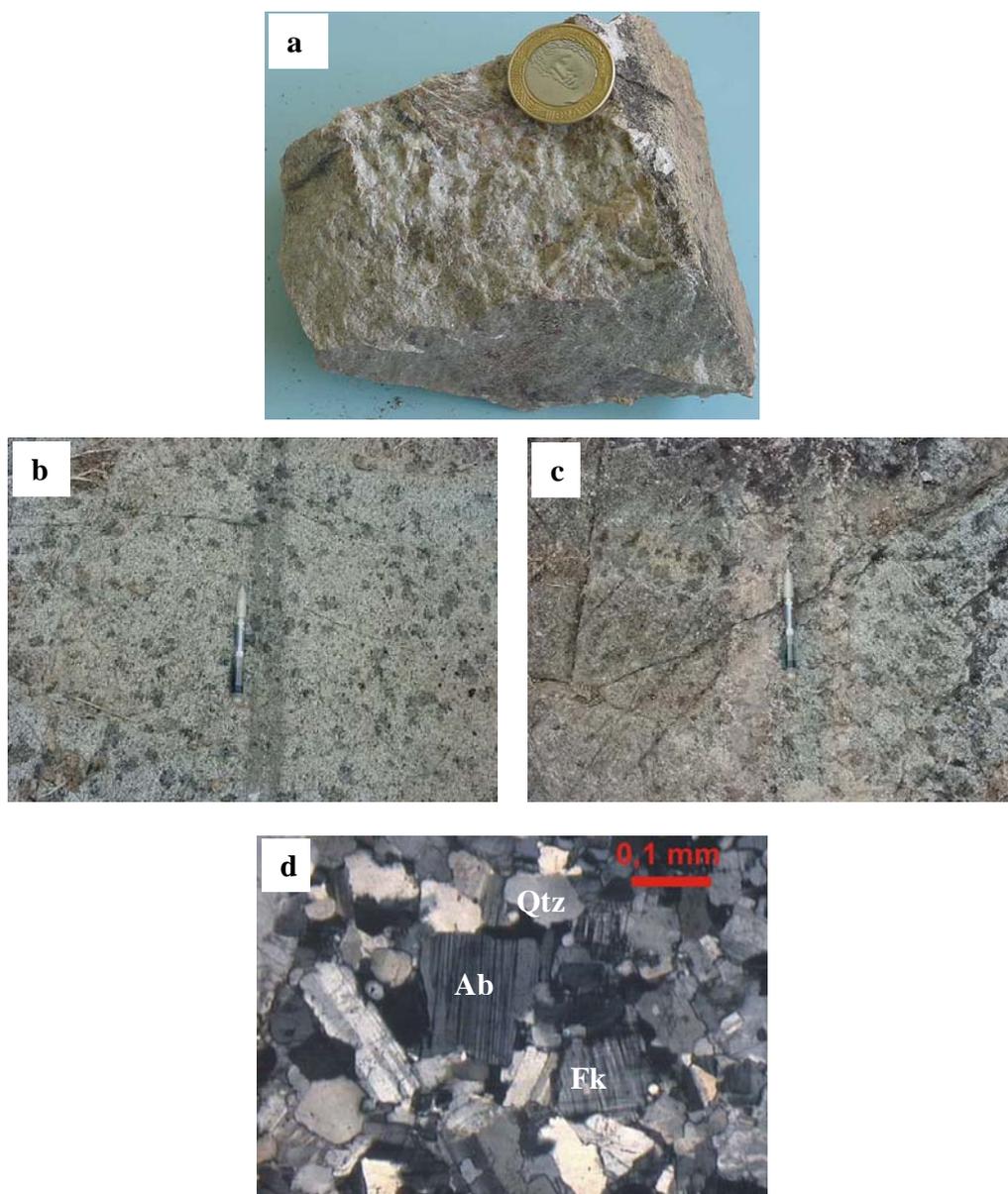
**Microclina:** Os cristais são subédricos e, dentre todos os presentes na rocha, os de maiores dimensões. O maclamento xadrez é distinto e a maioria dos cristais apresenta intercrescimento pertítico do tipo filete (*string*; SMITH, 1974). Localmente, mostram inclusões euédricas de albita e quartzo, e, nas variedades levemente alteradas, estão parcialmente albitizados.

**Quartzo:** Forma cristais anédricos, os quais, via de regra, mostram extinção ondulante. Alguns ocupam os interstícios entre grãos de feldspato, enquanto outros ocorrem como inclusões subarredondadas em cristais de microclina/ortoclásio e, menos comumente, nos de albita. Há, assim, duas gerações de quartzo magmático. A primeira é representada pelas inclusões relativamente euédricas e a outra pelos cristais intergranulares, que durante a cristalização disputaram espaços com a albita e o feldspato potássico.

**Albita:** Análises pontuais em microsonda eletrônica revelam que o plagioclásio primário é uma albita com teores de Na<sub>2</sub>O entre 10,22 e 11,44% em peso. Os cristais são subédricos e de dimensões milimétricas, com maclamento dos tipos albita e albita-Carlsbad. As maclas estão, localmente, encurvadas, denunciando que a rocha foi submetida à deformação. Alguns cristais mostram bordos corroídos por cristais de microclina/ortoclásio, o que indica que pelo menos parte da albita foi mais precocemente precipitada. De acordo com os critérios utilizados por

Corretge e Martinez (1975) para distinguir albita magmática e metassomática, as características descritas acima são consistentes com uma origem magmática.

**Biotita e muscovita:** Ocorrem apenas localmente. A primeira aparece em grãos intersticiais e a última está associada ao plagioclásio.



**Figuras 8.1:** Sienogranitos: a) foto de amostra de mão de sienogranito; b e c) fotos de afloramento de sienogranito (as manchas escuras e esparsas são de gotas de chuva) cortado por diques de composição quartzo-feldspática; e d) fotomicrografia (nicóis X) da textura e dos principais minerais constituintes dos sienogranitos (Ab = albita, Qtz = quartzo, Fk = feldspato potássico).

## **b) Granodioritos**

São rochas que contêm 33,1-43,5% de plagioclásio, 26,2-37,3% de quartzo, 33,1-43,5% de feldspato potássico, 12,3% de anfibólio, 5,7-10% de biotita e 0,9-3% de titanita (Fig. 8.5a-b; Anexo 11). Trata-se de rochas isotrópicas a fracamente orientadas, leucocráticas, de coloração rosa acinzentada e granulação média a grossa (Fig. 8.2a). Os maiores cristais têm dimensões centimétricas e são de feldspato potássico (Fig. 8.2b). Essas rochas, da mesma forma que os sienogranitos, estão cortadas por fraturas preenchidas por material quartzo feldspático. Na variedade rica em minerais máficos (Anexo 11) são observados enclaves de dimensões centimétricas a métricas (Fig. 8.3a-d) de composição tonalítica. Em alguns locais, registram-se sinais de migmatização com geração de estruturas de fluxo, casos em que os enclaves se assemelham a xenólitos (Fig. 8.3e-g).

A textura é xenomórfica a hipidiomórfica e o tamanho dos grãos varia de 0,2 a 8 mm. Grandes cristais de feldspato potássico e, menos comumente, de plagioclásio destacam-se na rocha, que é também constituída por quartzo, anfibólio e biotita (Fig. 8.2c-d). Os minerais acessórios primários são representados por zircão, apatita e magnetita. Dentre as fases hidrotermais, figuram clorita e epidoto.

**Feldspato potássico:** Forma os maiores cristais, em geral subédricos, que mostram contatos irregulares com os cristais de quartzo e oligoclásio e, retilíneos com os de anfibólio e biotita. A maioria dos cristais é pertítica, mas outros revelam o característico maclamento xadrez da microclina. Inclusões de plagioclásio são comuns neste mineral, que, localmente, acha-se substituído por clorita. Alguns deles envolvem total ou parcialmente o plagioclásio, quando então se observa textura mirmequítica.

**Plagioclásio:** É comumente subédrico com maclamento do tipo albita e albita-Carlsbad. Alguns cristais, assim como os de feldspato potássico, estão levemente sericitizados e epidotizados, enquanto outros mostram as maclas polissintéticas encurvadas (Fig. 8.2d). Análises em microsonda revelam que o plagioclásio é do tipo oligoclásio com  $An_{17-25}$ .

**Quartzo:** Foram identificadas duas gerações de quartzo magmático. Os cristais de primeira geração ocorrem comumente como inclusões arredondadas a subarredondadas em cristais de plagioclásio e feldspato potássico. Aqueles de segunda geração ocorrem sob a forma intersticial e mostram extinção ondulante. Estão recristalizados nas bordas e, menos comumente, em seu

interior. Ocorre ainda sob a forma de intercrescimento mirmequítico em cristais de plagioclásio em contato com a microclina (8.2c).

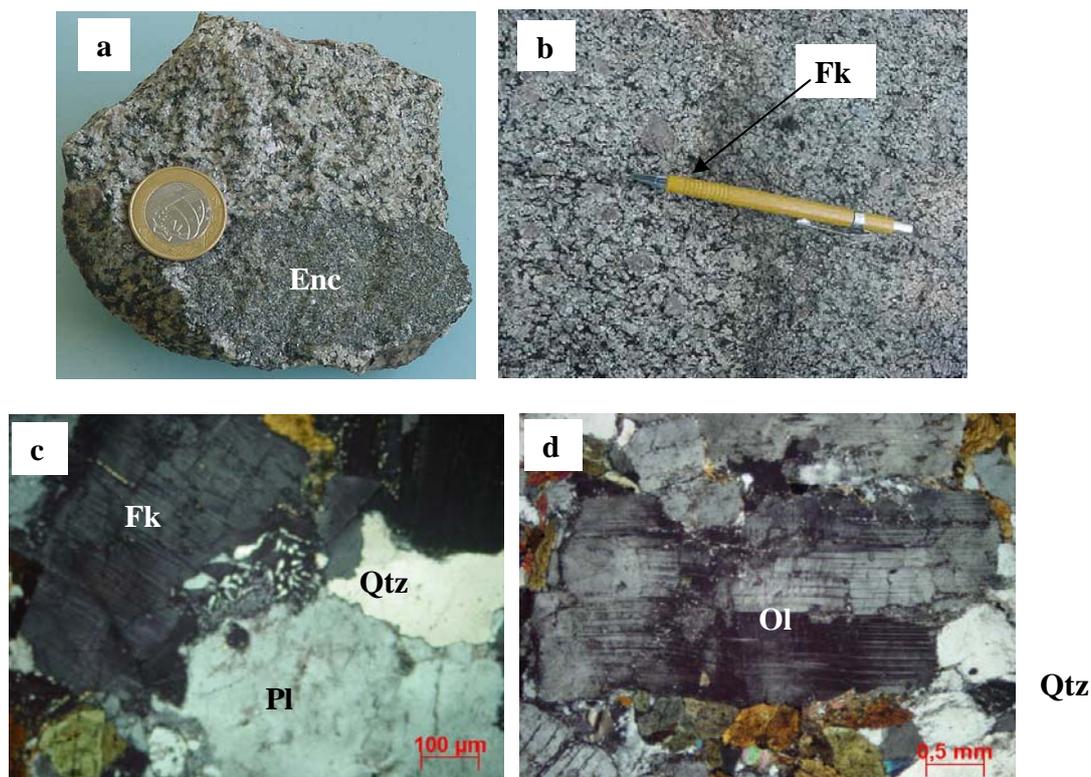
**Anfibólio:** É representado, muito provavelmente, pela hornblenda, que revela pleocroísmo X = verde pálido, Y = verde e Z = marrom esverdeado, forma variada e está incipientemente substituído por biotita. É comum a formação de agregados deste mineral em associação com o plagioclásio. Apresenta inclusões de magnetita e apatita.

**Biotita:** Ocorre como cristais subédricos a anédricos, com pleocroísmo Z= Y= marrom escuro e X= amarelo amarronzado. É comum estar intercrescida com anfibólio, mostra inclusões de apatita e está levemente epidotizada e cloritizada.

**Epidoto:** Ocorre associado à clorita e como produto de substituição do plagioclásio e biotita.

**Zircão:** É geralmente euédrico, tem coloração marrom pálido e está incluso no quartzo e plagioclásio.

**Apatita:** Ocorre em finos cristais prismáticos e tabulares associados à biotita e anfibólio.



**Figura 8.2:** Granodioritos: a) foto de amostra de mão de granodiorito com enclave (Enc); b) foto de afloramento de granodiorito com cristais centimétricos de feldspato potássico (Fk); c) fotomicrografia (nicóis X) da textura alotriomórfica dos granodioritos com destaque na parte central para intercrescimento mirmequítico (Fk = feldspato potássico, Pl = plagioclásio, Qtz = quartzo); e d) cristal de oligoclásio (Ol) com maclas levemente encurvadas (Anf = anfibólio).

### c) Enclaves

Os enclaves revelam composição tonalítica com 18,9-22,9% de quartzo, 26,2-33,5% de plagioclásio, 27,8-36,8% de anfibólio, 9,4-21,5% de biotita e 1,4-1,6% de titanita (Fig. 8.5a-b; Anexo 11). As fases acessórias são representadas por zircão e apatita. Dentre os minerais hidrotermais figuram biotita (substitui o plagioclásio), clorita (substitui a biotita primária), epidoto (substitui, localmente, o anfibólio) e albita (lamelas na biotita primária). A abundância de minerais máficos confere a eles índice de cor mesocrático, o que os ressalta na massa granodiorítica leucocrática circundante. A forma varia de achatada a alongada e amendoada. Suas dimensões variam de centimétrica a métrica (Fig. 8.3a-g).

Apresentam textura inequigranular, xenomórfica a hipidiomórfica. Uma das amostras está moderadamente deformada, tendo orientação definida pela disposição planar de cristais de biotita e anfibólio.

**Anfibólio:** Ocorre em cristais de granulação variada (0,1 a 1,4 mm), orientados, os quais mostram, em geral, contatos retilíneos entre si e com os de biotita. São zonados, com a parte central pleocróica e os bordos verde mais intenso e não pleocróicos, identificados, por microsonda eletrônica, respectivamente como Mg-hornblenda e hastingsita/ferropargasita (Fig 8.3h e Anexo 19). Estão localmente substituídos por biotita e epidoto ao longo dos planos de clivagem. Inclusões de titanita e quartzo euédricos a subédricos são comuns.

**Quartzo:** Foram identificadas duas gerações de quartzo. A primeira ocorre como inclusões arredondadas a subarredondadas em cristais de anfibólio, biotita e, menos comumente, plagioclásio. A segunda é representada por grãos intersticiais que mostram forte extinção ondulante e bordos corroídos por biotita.

**Plagioclásio:** Constitui os maiores cristais (0,2-4 mm), em geral, subédricos. O maclamento mais comum é segundo a lei da albita, embora ocorra também o de Carlsbad. Os cristais mais grossos estão fracamente sericitizados e biotitizados. A biotita os substitui geralmente ao longo dos planos de geminação. Mostram contatos retilíneos com cristais de mesma espécie e bordos corroídos pela biotita. Os cristais menores são límpidos, xenomórficos a hipidiomórficos com maclamento do tipo albita. Análises em microsonda revelam que o teor de An desse mineral varia entre 24 e 29% sendo, portanto, a variedade oligoclásio (Anexo 14).

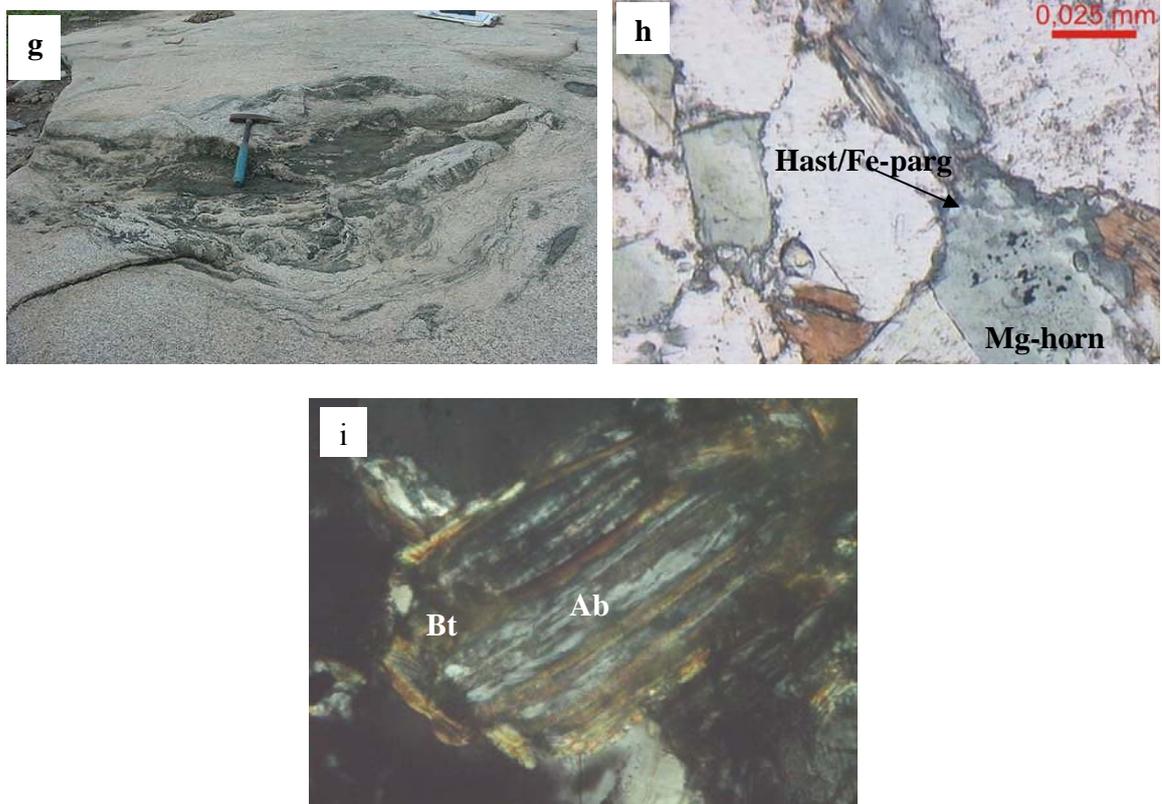
**Biotita:** Há duas variedades de biotita: magmática e hidrotermal. A magmática ocorre, em geral, associada ao anfibólio em espaços intersticiais. Está levemente cloritizada e, localmente, acha-se

substituída por albita (Fig. 8.3i). A fase hidrotermal ocorre em finos cristais em substituição ao plagioclásio e anfibólio.

**Titanita:** Forma cristais euédricos a subédricos, parcialmente oxidados que estão dispersos pela rocha e comumente associados ao anfibólio.

**Zircão e apatita:** São euédricos e estão inclusos principalmente no quartzo.





**Figura 8.3:** Fotos de afloramentos de granodiorito: a, b, c, d, g) enclaves de formas e tamanhos variados; e) linhas de fluxo, f) enclaves de forma irregular; h) fotomicrografia de cristal de anfibólio com zoneamento (Mg-horn: Mg-hornblenda e Hast/Fe-parg: hastingsita/ferropargasita; nicóis X); e i) fotomicrografia (nicóis X, objetiva: 50x) de biotita cloritizada e parcialmente substituída por albita (Bt = biotita, Ab = albita).

#### **d) Tonalito**

A única amostra de tonalito estudada revela 35% de plagioclásio, 30,3% de quartzo, 26,7% de anfibólio e 8% de biotita o que permitiu classificá-la como tonalito (Fig. 8.5a-b; Anexo 11). Os minerais acessórios são titanita e apatita. As fases hidrotermais são representadas por pequenas proporções de clorita, epidoto, biotita e sericita. Trata-se de uma rocha mesocrática de coloração acinzentada e granulação média (Fig. 8.4a), que estão em contato com rochas albitizadas (Fig. 8.4b, c) e cortadas por diques de composição, muito provavelmente, quartzofeldspática (Fig. 8.4d). Ocorrem, como já visto, também como enclaves decimétricos a métricos nos granodioritos.

Essa rocha apresenta textura xenomórfica a hipidiomórfica e está leve a moderadamente deformada.

**Plagioclásio:** Ocorre em grandes cristais que estão invariavelmente maclados. A geminação mais comum é a polissintética (com maclas finas e, localmente, deformadas), mas também são observadas as da albita e Carlsbad. Esses grandes cristais são subédricos e estão levemente sericitizados e biotitizados, sendo este último tipo de alteração o mais comum. Apresenta inclusões de Mg-hornblenda, magnetita e apatita e bordos corroídos por Mg-hornblenda e biotita. Alguns cristais estão zonados. Ao ser analisado em microsonda eletrônica revela An = 22 a 36% (Anexo 14).

**Quartzo:** Tem forma variada, mostra forte extinção ondulante e sinais de recristalização. Ocorre intersticialmente e como inclusões subarredondadas em cristais de plagioclásio.

**Anfíbólio:** Ocorre em cristais subédricos a anédricos e está sendo substituído por biotita. Mostram leve deformação e inclusões de clorita, titanita e quartzo subarredondado. Assim como nos enclaves, os cristais deste mineral mostram pleocroísmo na parte central e bordos não pleocróicos, identificados, respectivamente, como Mg-hornblenda e hastingsita/ferropargasita.

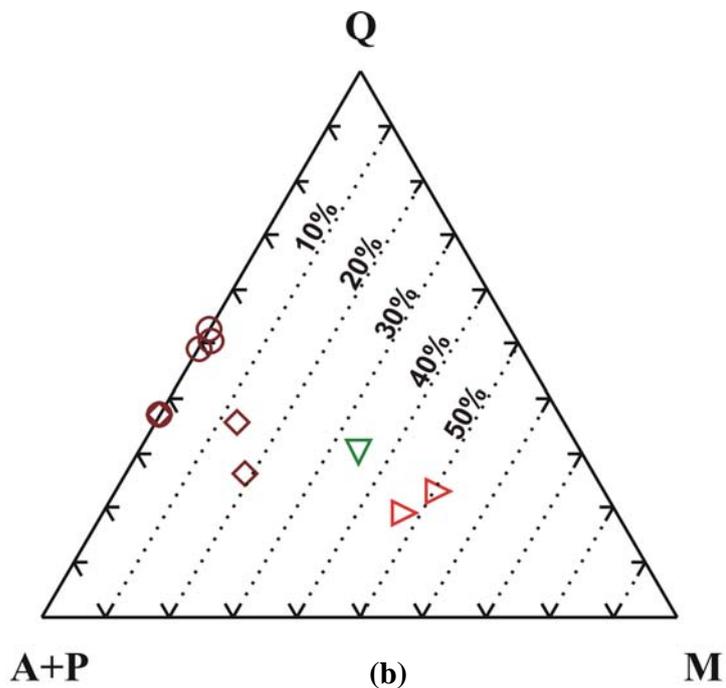
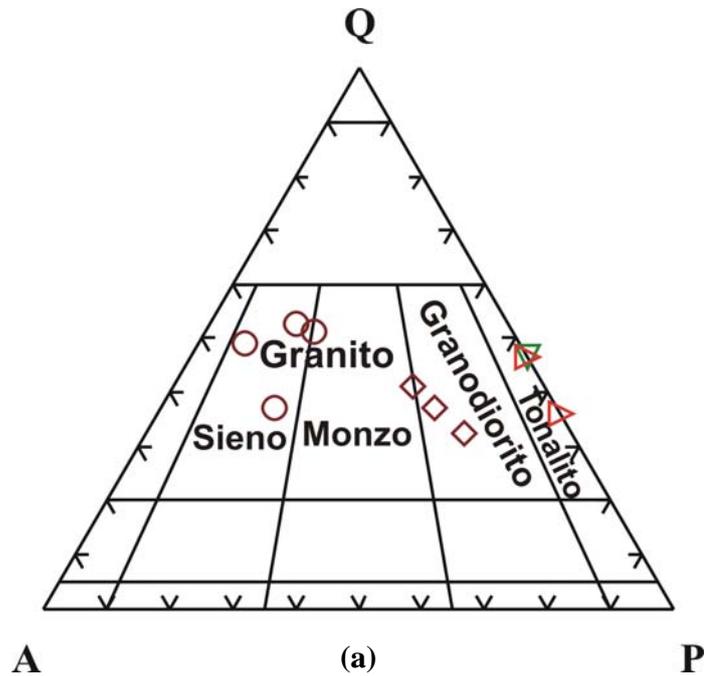
**Biotita:** Ocorre de modo bastante similar à biotita dos enclaves

**Apatita:** Ocorre em finos cristais associados ao plagioclásio e quartzo.

**Clorita:** É produto de substituição da biotita e ocorre, no mais das vezes, associada ao epidoto.



**Figura 8.4:** Tonalitos em pedreira desativada: a) foto de amostra de mão representativa do tonalito; b) foto da parede vertical da pedreira em que corpos de tonalito (cinza) estão em contato com sienogranito albitizado (rosa); c) foto de bloco de tonalito; e d) foto de bloco de tonalito cortado por dique de composição quartzo-feldspática.



○ Sienogranito, ◇ Granodiorito, ▽ Tonalito, ▷ Tonalito (Enclave)

**Figura 8.5:** a) Diagrama QAP mostrando que os granitóides de Serra Dourada compreendem sienogranitos, granodioritos e tonalitos e que os enclaves têm composição tonalítica; e b) diagrama modal Q-(A+P)-M mostrando que os minerais máficos perfazem 10 a 20% da composição dos granodioritos e 35 a 50% dos tonalitos.

**Fonte:** Figura a - Streckeisen (1976).

### 7.1.2 Granitóides escapolitizados

Estas rochas são leucocráticas a mesocráticas, de coloração acinzentada e granulação média, embora variedades mais finas ou mais grossas também se façam presentes (Fig. 8.6a). Essas rochas ocorrem na porção norte da área (Fig. 1.2) e são constituídas por 14,8-31,3% de quartzo, 11,9-30% de plagioclásio, 6,6-68,4% de escapolita, 17,9-54,9% de biotita e 0,5% de muscovita (Anexo 12). As demais fases hidrotermais são representadas por pequenas proporções de apatita, albita, epidoto, magnetita e zircão.

Na área de Serra Dourada, a escapolitização aumenta, em geral, de W para E, sendo caracterizada, tanto pela substituição do plagioclásio primário por escapolita, como pela ocorrência de escapolita em veio e vênulas que cortam as rochas. Nas variedades fracamente alteradas, observam-se vênulas, constituídas por escapolita ± quartzo, cortadas por outras de composição quartzo-feldspática (Fig. 8.6b e c). O veio tem dimensões métricas e é composto por 68% de escapolita e 31% de quartzo (Fig. 8.6d).

Em geral, essas rochas são isotropas, inequigranulares, de granulação fina a média com tamanho dos grãos entre 0,2 e 5 mm. A composição mineralógica original inferida é dada por diferentes proporções de quartzo, plagioclásio e biotita além de zircão e magnetita como minerais acessórios. Os dados petrográficos, a partir das rochas fracamente alteradas, sugerem que elas abrangem o campo dos tonalitos.

Escapolitização, biotitização e, em menor escala, sericitização, albitização, apatitização, silicificação e epidotização são os principais processos hidrotermais que afetaram essas rochas.

**Quartzo:** Ocorre como mineral primário e hidrotermal. Quando primário, é anédrico, mostra forte extinção ondulante e bordos corroídos, principalmente pela biotita. Alguns cristais apresentam bordas recristalizadas, enquanto outros ocorrem de forma intersticial e como inclusões nos cristais de plagioclásio.

Os grãos hidrotermais são mais finos, euédricos, mostram fraca extinção ondulante e ocorrem em vênulas mono ou poliminerálicas (quartzo + biotita + escapolita) sinuosas.

**Plagioclásio:** Distinguem-se grãos primários e hidrotermais. Quando primário, o plagioclásio tem composição  $Ab_{85,38-87,05}An_{12,18-13,84}Or_{0,5-0,77}$  sendo, portanto, um oligoclásio. Forma os maiores cristais, que são subédricos a anédricos. Via de regra, estão escapolitizados, biotitizados e, em menor escala, sericitizados. Nos cristais intensamente alterados o maclamento é pouco visível, ainda que localmente se observem cristais com maclas polissintéticas e da albita. É

comum a inclusão de pequenos grãos de magnetita, euedrais a subedrais, formando faixas nesse mineral.

Os grãos hidrotermais têm composição albítica ( $Ab_{91,5-97,2}An_{2,6-5,9}Or_{0,3-2,6}$ ). São, em geral, anédricos, límpidos, de granulação variada (0,2 a 1,4 mm) e mostram bordos corroídos pela escapolita e Cl-biotita. Ocorrem, também, em vênulas juntos com escapolita + apatita ± biotita (Fig. 8.7a).

**Feldspato potássico:** Não foram identificados grãos primários desse mineral, mas é fase constituinte de finas vênulas (K-feldspato + muscovita) tardias que cortam a albita e a escapolita.

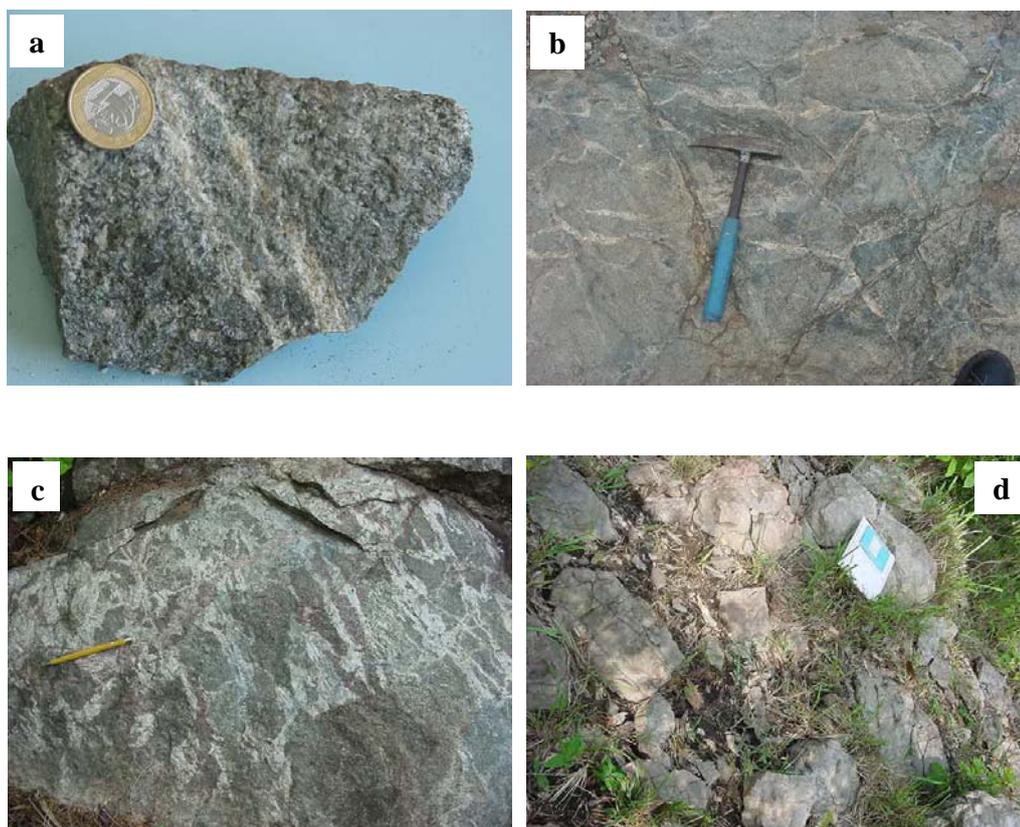
**Escapolita:** Forma cristais de tamanho variado (0,6 a 5 mm de dimensão maior), que ocorrem dispersos pela rocha, em agregados similares a “bolsões” e em vênulas. Quando dispersos, são subédricos a anédricos e resultam da alteração do plagioclásio. Mostram inclusões subarredondadas de quartzo, leve sericitização, além de finas vênulas de biotita. Análises pontuais realizadas em microsonda eletrônica revelam 3,7 a 4% de Cl e  $Ca/Na = 0,3$ . Nos agregados podiformes (Fig. 8.7b) a escapolita revela maior variação nos teores de Cl (2,8 a 3,6%) e nas razões  $Ca/Na$  (0,3 a 0,6), proporcionando valores de Me entre 25 e 35%.

Nas vênulas é o mineral dominante. Ocorre em cristais de aspecto fibroso (Fig. 8.7c), fraturados, anédricos cujos planos de fratura estão preenchidos por biotita. Mostra-se levemente deformada e ocorre associada a diferentes quantidades de apatita, quartzo, Cl-biotita, albita e magnetita. Ao ser analisada em microsonda eletrônica revela 3,3 a 3,8% de Cl,  $Ca/Na = 0,3$  a 0,4 e Me = 24 a 29%.

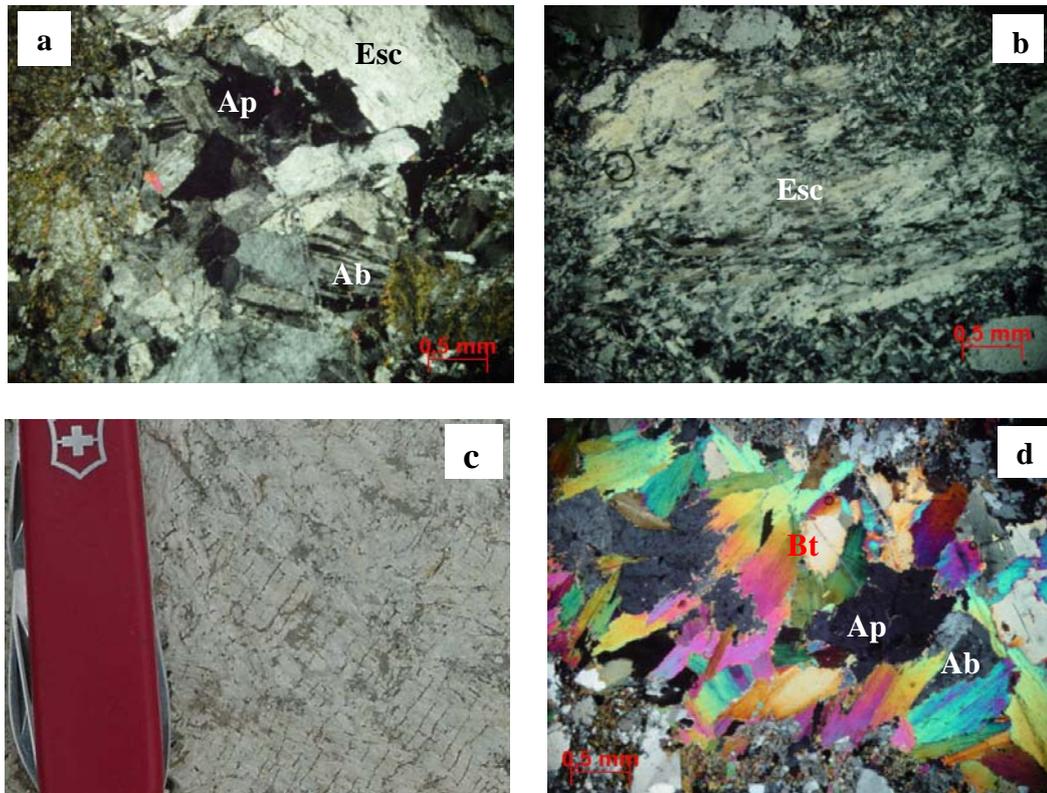
**Biotita:** A biotita ocorre disseminada e em vênulas mono ou poliminerálicas. Quando disseminada, tem granulação mais fina e está parcialmente substituída por clorita. As vênulas monominerálicas são finas e cortam minerais preexistentes, mesmo os de origem hidrotermal como a escapolita e albita. As poliminerálicas são constituídas por diferentes proporções de escapolita, albita, apatita, quartzo e magnetita. Naquelas em que a biotita  $\gg$  albita, apatita, quartzo e magnetita as palhetas desta mica são bem mais grossas e mostram contatos interpenetrantes com cristais de apatita (Fig. 8.7d). Ao ser analisada em microsonda revela Cl = 1,6 a 1,9% e  $FeO/MgO = 1,9$  a 2,3.

**Apatita:** ocorre como cristais anédricos, fraturados de até 2 mm de dimensão maior, comumente associados com escapolita e biotita.

**Outras fases:** Epidoto ocorre em pequenos cristais dispersos pela rocha. O zircão ocorre em cristais euédricos a subédricos, incluídos na biotita e plagioclásio. Na biotita desenvolve halos pleocróicos. A magnetita aparece como finos cristais incluídos, principalmente, na escapolita.



**Figura 8.6:** Granitóides escapolitizados: a) foto de amostra de rocha fracamente escapolitizada; b e c) foto de afloramento de tonalito cortado por vênulas de escapolita; e d) foto de afloramento de veio de escapolita >> quartzo.



**Figura 8.7:** Granitóides escapolitizados: a) fotomicrografia de vênula de substituição composta por escapolita (Esc) + albita (Ab) + apatita (Ap); b) fotomicrografia de “bolsão” de escapolita (Esc); c) foto de afloramento de granitóide escapolitizado com escapolita de aspecto fibroso preenchendo fratura; e d) fotomicrografia de vênula de biotita (Bt) + albita + apatita. Obs. Todas as fotomicrografias foram tomadas com nicóis X.

### 7.1.3 Granitóides albitizados

Diferentemente dos granitóides escapolitizados, os granitóides albitizados (Fig. 8.8a) ocorrem na porção sul da área (Fig. 1.2) e a albitização, em geral, diminui de E pra W. Trata-se de rochas constituídas por 13,3-16,4% de albita magmática, 37,6-72,3% de albita hidrotermal, 6,2% de feldspato potássico, 20,9-44,5% de quartzo, 3,5-5,5% de clorita, 0,4-2% de biotita e 2,5% de muscovita (Anexo 13). As variedades mais ricas em albita (albititos) constituem veios de dimensões métricas (Fig. 8.8b) que também incluem quartzo e quantidades subordinadas de zircão, clorita, sericita e epidoto.

São rochas, em geral, isotrópicas, inequigranulares, que, a despeito da alteração, guardam características da textura hipidiomórfica a alotriomórfica primária. Nas paredes dos veios, em direção à rocha inalterada, as proporções de albita hidrotermal diminuem. A composição mineralógica primária, a partir da rocha fracamente albitizada, é dada por feldspato potássico,

quartzo e plagioclásio, em ordem de abundância, o que permite classificá-las como sienogranitos.

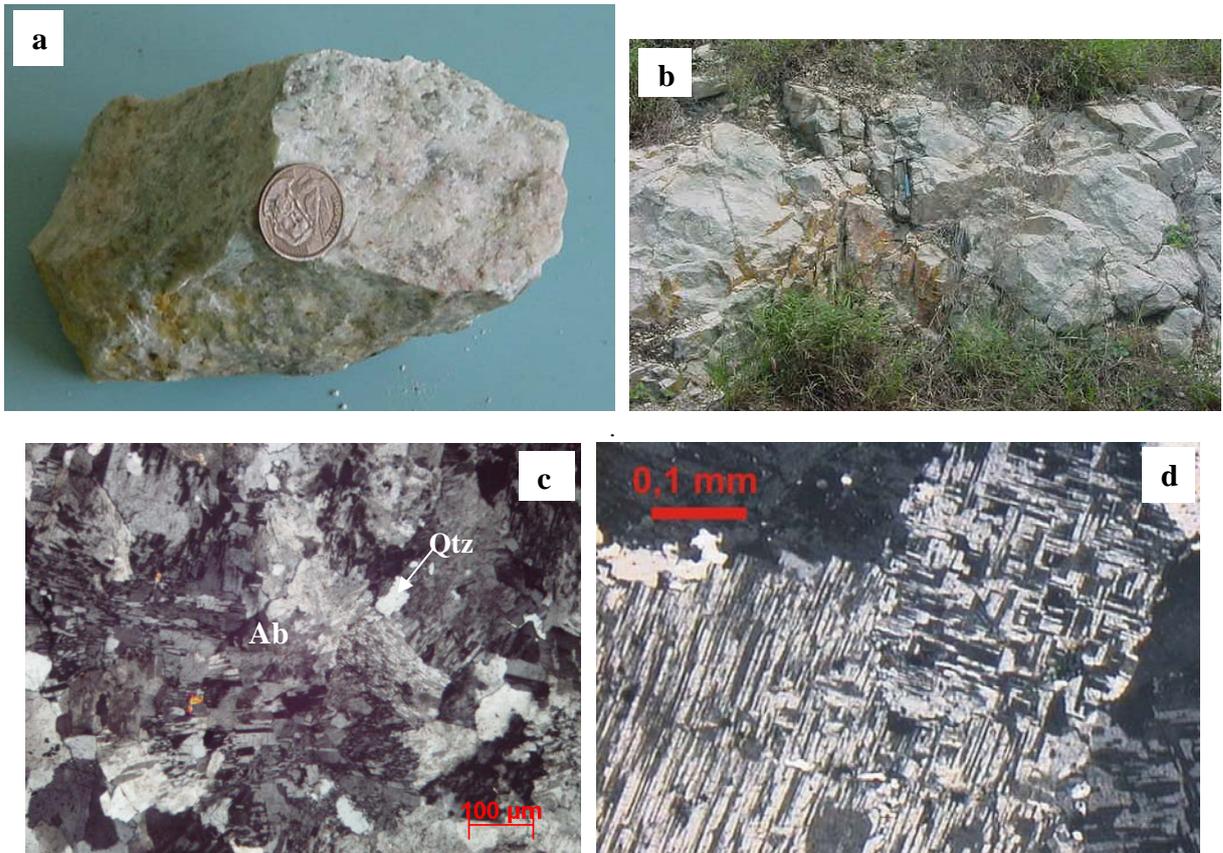
**Quartzo:** Identificam-se grãos primários e hidrotermais. Os cristais primários têm forma variada, forte extinção ondulante e contatos suturados com os cristais de mesma espécie. Ocorrem também sob a forma intersticial e como inclusões. Estão recristalizados e, localmente, atravessados por cordões de quartzo microcristalino. Quando hidrotermais, não mostram extinção ondulante e aparecem em vênulas associados à albita.

**Plagioclásio:** Ocorre como mineral primário e hidrotermal. São poucos os cristais primários preservados. Têm forma subédrica a anédrica com maclas do tipo albita e albita-Carlsbad e composição  $Ab_{98,7-99,3}An_{0,5-1}Or_{0,1-0,3}$ , portanto correspondente à albita ( $Na_2O = 11-11,5\%$ ).

A albita hidrotermal ( $Ab_{96,6-98}An_{1,6-3,1}Or_{0,2-0,5}$  e  $Na_2O = 10,8-11,5\%$ ) é o principal mineral constituinte das rochas moderada a fortemente alteradas. Desenvolve cristais subédricos a anédricos, com textura em tabuleiro de xadrez, na massa rochosa (Fig. 8.8c) e também ocorre em vênulas associada a finos cristais de quartzo. Alguns dos cristais com textura em tabuleiro de xadrez estão levemente epidotizados e sericitizados, enquanto outros mostram inclusões de biotita.

**Feldspato potássico:** É reconhecido apenas nas rochas fracamente albitizadas. Seus cristais mostram maclamento em grade, típico da microclina; alguns contêm inclusões de quartzo anédrico e/ou estão albitizados (Fig. 8.8d) e fracamente epidotizados. Nas variedades moderada a intensamente albitizadas, sua presença foi inferida pela clássica textura em tabuleiro de xadrez da albita hidrotermal.

**Outras fases:** A biotita ocorre como finas palhetas parcialmente cloritizadas. Epidoto ocorre substituindo feldspatos e parte da clorita. A magnetita é anédrica e está dispersa pela rocha. O zircão é euédrico a subédrico e está incluso na biotita e quartzo.



**Figura 8.8:** Granitóides albitizados: a) foto de amostra de albitito do veio; b) foto de afloramento de albitito (veio); c) fotomicrografia de cristais de albita (Ab; Qtz=quartzo) com textura em tabuleiro de xadrez (nicóis X); e d) fotomicrografia de cristal de feldspato potássico albitizado também com típica textura em tabuleiro de xadrez (nicóis X).

#### 7.1.4 Metadiabásio

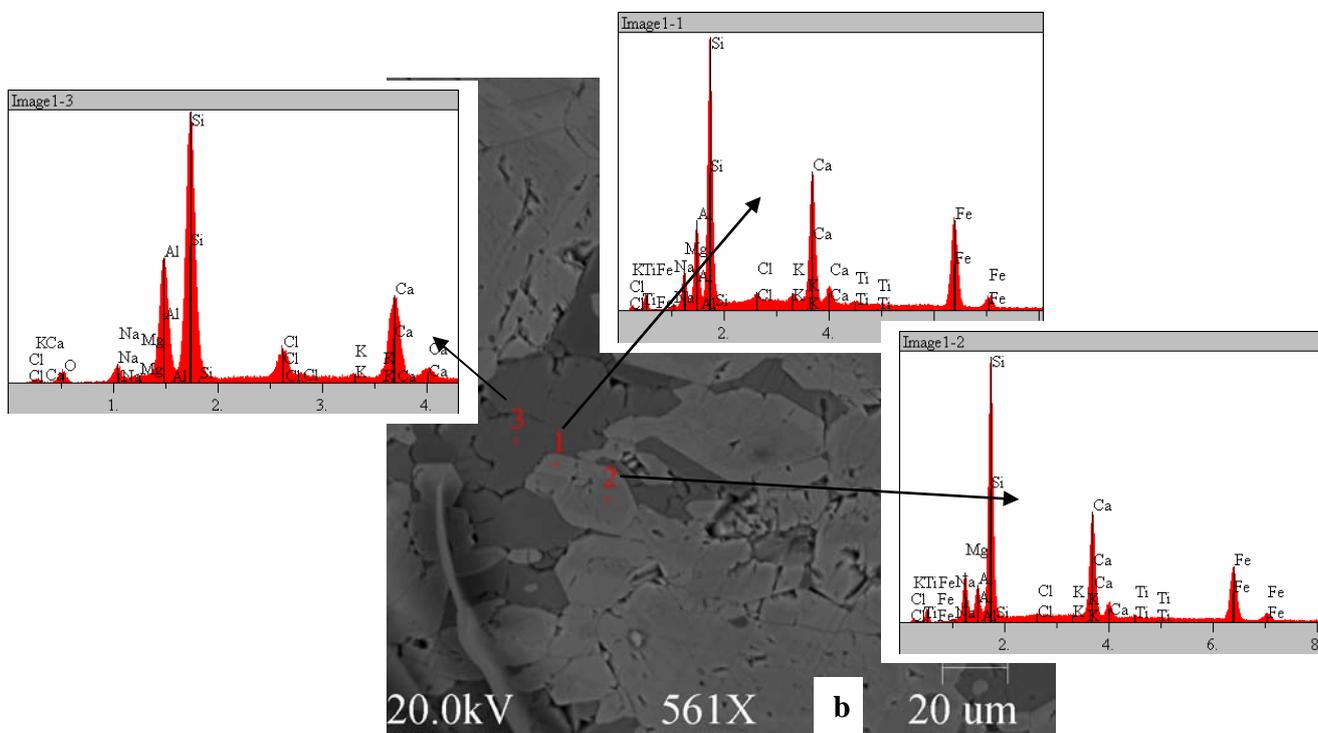
Trata-se de uma rocha verde (Fig. 8.9a), de textura nematoblástica fina, deformada, metamorfisada na fácies xisto-verde, constituída por cristais de anfibólio, escapolita e por quantidades subordinadas de andesina, biotita e quartzo reliquiares.

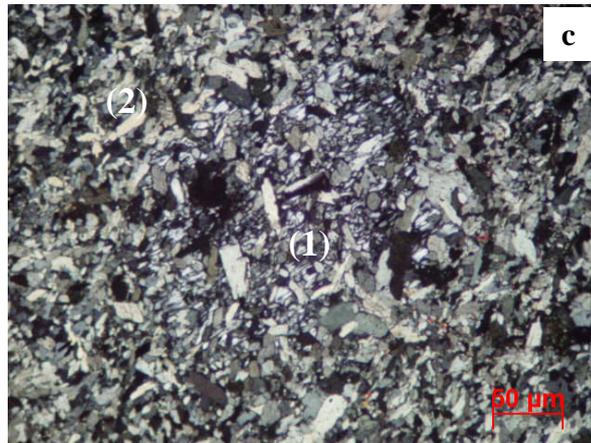
**Anfibólio:** Ocorre em finos cristais moderadamente orientados, que mostram zoneamento, revelado por análises em microsonda eletrônica, em que núcleo de Mg-hornblenda grada para Fe-tschermakita nas bordas. Esse zoneamento já havia sido detectado por MEV (Fig. 8.9b), cujas análises semiquantitativas acusam razões Mg/Al de 3,5-10 na parte central (actinolita) e de 0,5 nas bordas (hastingsita). Alguns cristais estão inclusos em grãos de quartzo lembrando a textura poiquiloblástica. Localmente, finas vênulas de quartzo + K-feldspato atravessam os anfibólios.

**Escapolita:** Ocorre em vênulas e em agregados. Nas vênulas os cristais são finos (0,2 mm) e subarredondados, têm relevo alto, extinção ondulante e birrefringência baixa (cinza). Quando em

agregados está fraturada e é produto de substituição do plagioclásio (Fig. 8.9c). Apresenta planos de clivagem bem definidos, bordos corroídos por cristais de anfibólio e inclusões de finas palhetas de biotita. As análises de microsonda eletrônica revelam 2,4-2,7% de Cl, Ca/Na = 0,4-0,7 e Me = 30-40,3%, para ambos os tipos de ocorrência.

**Plagioclásio:** Tem granulação variada, ocorre em agregados de grãos finos e em cristais isolados maiores. Os mais finos são euédricos, têm geminação do tipo Albita e composição  $Ab_{58,4}67,9An_{31,9-41,4}Or_{0,1-0,2}$  (microsonda). Os maiores são subédricos, estão escapolitizados e invadidos por cristais de anfibólio.





**Figura 8.9:** Metadiabásio: a) foto de amostra de metadiabásio com destaque para agregados de cristais de escapolita (porção esbranquiçada); b) imagem de elétrons retroespalhados de cristais de anfibólio [hastingsita (1) e actinolita (2)] e escapolita (3); e c) fotomicrografia de agregados de finos cristais de escapolita (1) em meio à massa de anfibólio (2) (nicóis X).

#### 7.1.5 Granito milonitizado

O granito milonitizado mostra estrutura milonítica com orientação preferencial N65°E 35°SE. Trata-se de uma rocha com foliação marcada pela disposição planar de cristais de biotita. Tem granulação fina e está cortada por vênulas discordantes à foliação (Fig. 8.10a). É constituída por escapolita, biotita, quartzo, oligoclásio, muscovita, clorita, epidoto e zircão. Assemelha-se às rochas ricas em biotita do depósito Sossego, porém há ausência de turmalina e anfibólio e presença de mica branca.

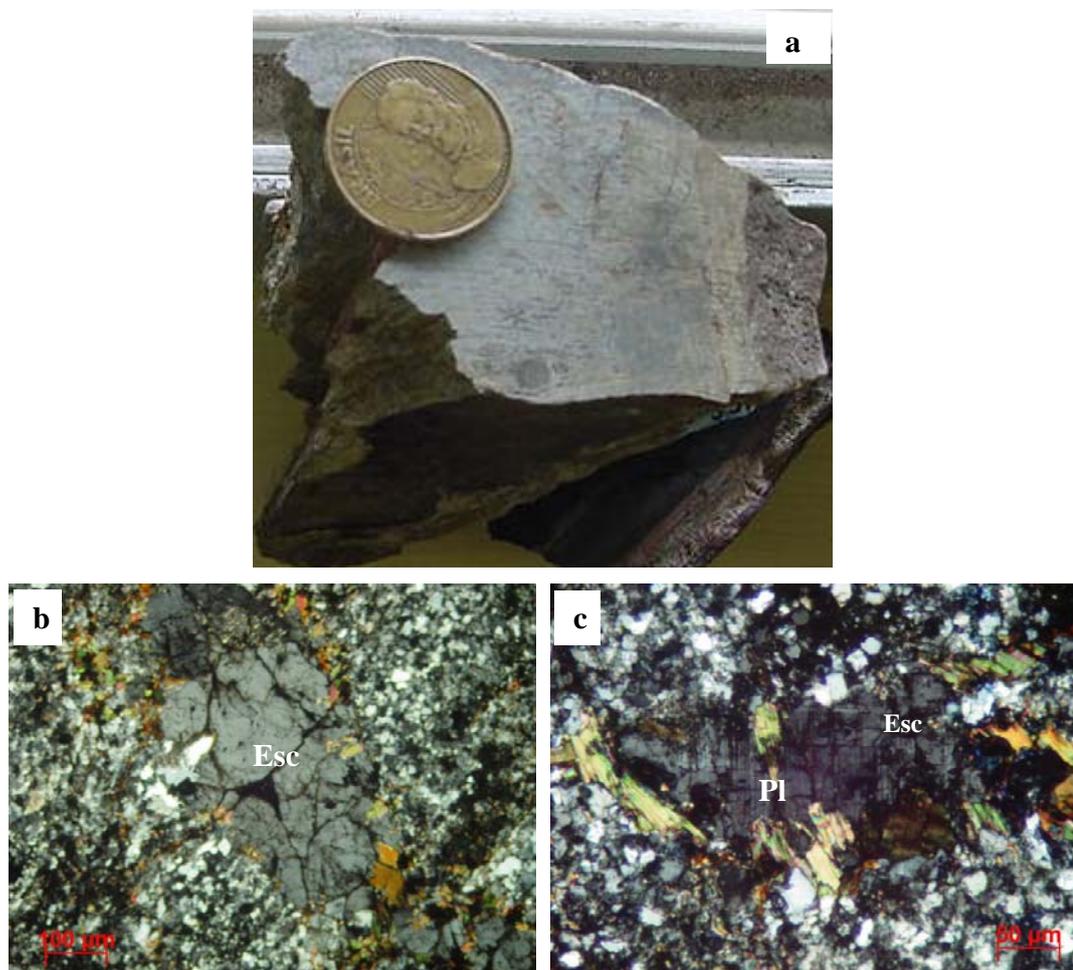
**Escapolita:** É o principal mineral das bandas claras, nas quais está associada ao quartzo. Ocorre comumente em agregados com até 1,6 mm de dimensão maior, provavelmente resultantes de cristais maiores, presentes nas bandas claras, que foram fraturados e estirados, após a substituição do plagioclásio. Ocorre ainda em vênulas perpendiculares à foliação (Fig. 8.10b). Análises em microsonda eletrônica revelam Ca/Na = 0,4-0,5 e 3,1-3,7% de Cl, com Me= 22,9-31,5.

**Biotita:** Define as bandas escuras que se alternam com as bandas claras, mas também ocorre em vênulas. Nas bandas constitui palhetas finas a médias, levemente cloritizadas, associadas aos demais minerais. As vênulas são discordantes à foliação e nelas a biotita ocorre em palhetas relativamente mióres e está, comumente, intercrescida com muscovita. A biotita revela 0,7 a 0,8% de Cl e FeO/MgO = 1,6 a 1,8 e a muscovita 32 a 35% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e 1,9 a 2% de FeO.

**Quartzo:** É anédrico com forte extinção ondulante e está recristalizado. Ocorre mais comumente nas bandas félsicas. Está presente em pequenas quantidades nas faixas micáceas.

**Oligoclásio:** Está presente nas bandas ricas em biotita e, menos comumente, em vênulas poliminerálicas (escapolita + quartzo + biotita + plagioclásio) discordantes à foliação. É subédrico a anédrico com maclas polissintéticas e está parcial a totalmente escapolitizado (Fig. 8.10c).

**Zircão:** Forma cristais subédricos inclusos na biotita e, menos comumente, nas bandas félsicas.



**Figura 8.10:** Granito milonitizado: a) foto de amostra de granito milonitizado cortada perpendicularmente aos planos de foliação; b) fotomicrografia de cristal de escapolita em vênula discordante à foliação da rocha (nicóis X); e c) fotomicrografia de plagioclásio (Pl), parcialmente escapolitizado, em vênula (nicóis X).

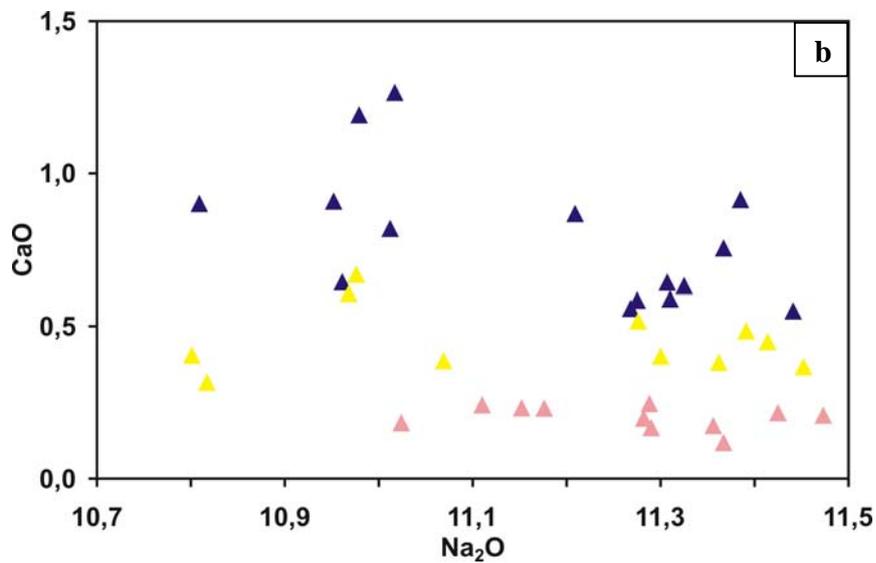
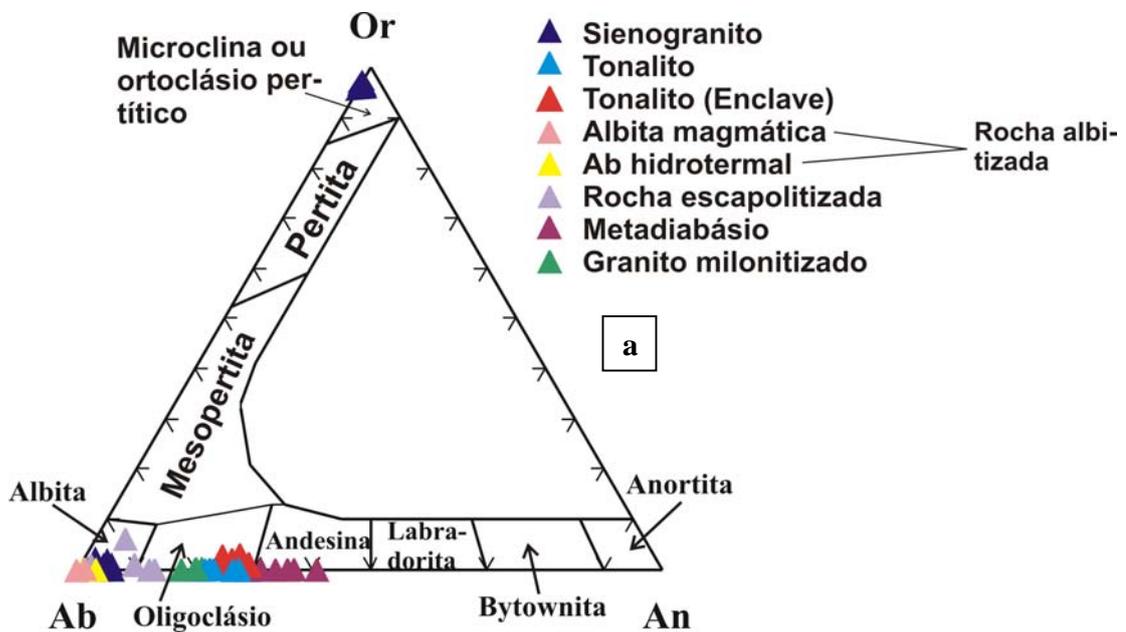
## 7.2 QUÍMICA MINERAL

Das rochas que ocorrem na região de Serra Dourada, foram determinadas as composições químicas dos principais minerais primários e hidrotermais dos sienogranitos, tonalitos, enclaves, granitóides albitizados e escapolitizados, metadiabásio e granito milonitizado. Os minerais selecionados para análise foram feldspatos, anfibólios e micas (primários e hidrotermais), e escapolita e clorita (hidrotermais).

O cálculo da fórmula estrutural foi realizado com base em 32 átomos de oxigênio para os feldspatos, 12 para escapolita, 24 para biotita e muscovita, 36 para clorita e 24 para os anfibólios.

### 7.2.1 Feldspatos

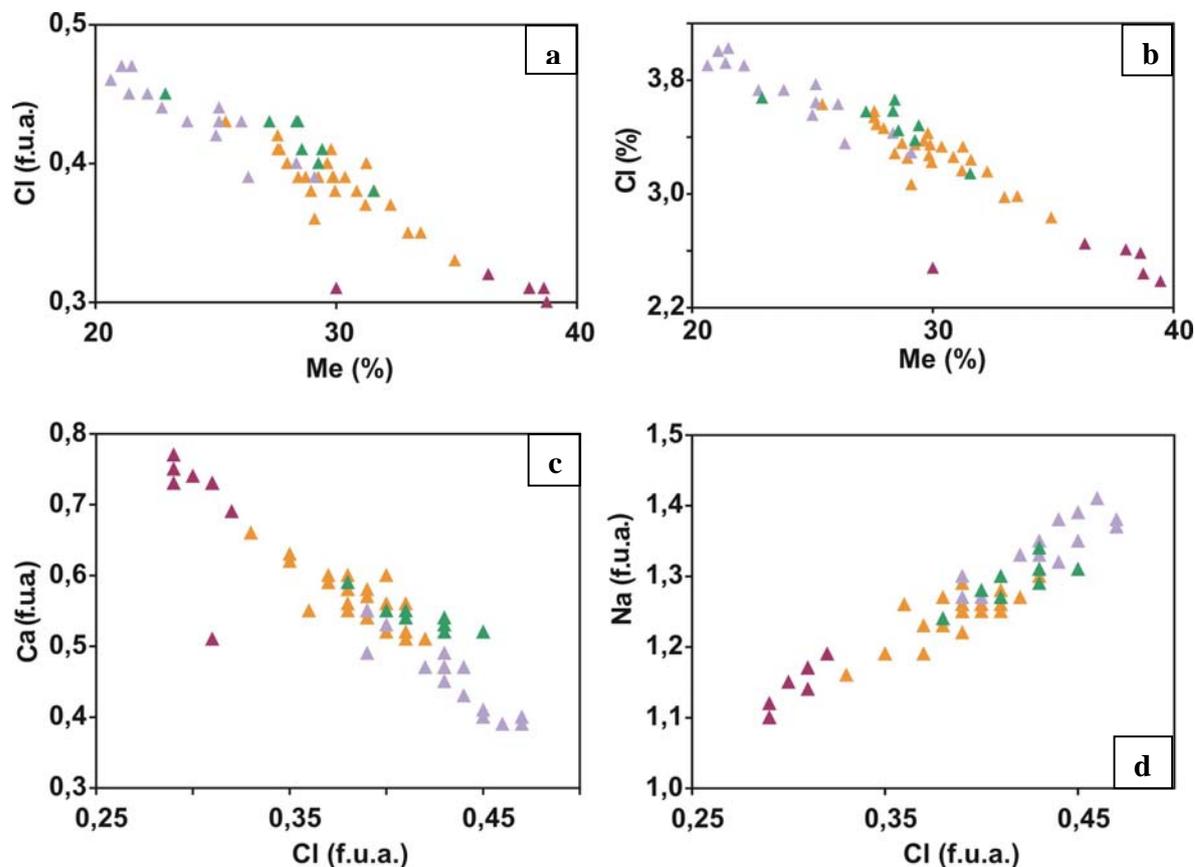
Os feldspatos analisados pertencem aos sienogranitos, tonalito, enclaves, granitóides albitizados e escapolitizados, metadiabásio e granito milonitizado (Fig. 9.1a-b; Anexos 14 e 15). Nos sienogranitos foram identificados albita e feldspato potássico. A albita tem composição média  $Ab_{92,8}An_{4,2}Or_3$  no núcleo dos cristais e  $Ab_{96,2}An_{2,8}Or_1$  na borda. Em termos de  $Na_2O$ , os teores variam entre 8,3 e 11,4%, no núcleo e nas bordas entre 10,9 e 11,4%. O feldspato potássico tem composição média  $Or_{92,8}Ab_{7,2}$  (núcleo) e  $Or_{84,6}Ab_{15,2}An_{0,2}$  (borda), com teor de  $K_2O = 14,5-16,1\%$  e  $P_2O_5 = 0-0,07\%$ . Na rocha de composição tonalítica o plagioclásio está levemente sericitizado e tem composição média  $Ab_{71,6}An_{26,6}Or_{1,7}$ , o que permite classificá-lo como oligoclásio com 0-0,06% de  $P_2O_5$ . O plagioclásio do enclave, assim como o do tonalito, é também a variedade oligoclásio com composição  $Ab_{71,6}An_{26,6}Or_{1,8}$ , porém no enclave os teores de  $K_2O$  são levemente maiores (0,2-0,4% contra 0,1-0,16%). Nos sienogranitos albitizados, a albita primária revela teor de  $Na_2O = 11-11,5\%$  e composição média  $Ab_{98,7}An_1Or_{0,2}$  (núcleo). Por sua vez, a albita hidrotermal tem teor de  $Na_2O$  mais variado, com valores entre 10,8-11,4%, e é mais rica no membro anortítico [ $Ab_{97,9}An_{1,5}Or_{0,5}$  (núcleo) e  $Ab_{98,2}An_{1,5}Or_{0,2}$  (borda)] que a albita magmática. A Figura 9.1b mostra, além disso, que a variedade magmática dessas rochas é a que revela os mais baixos teores de  $CaO$  de todas as rochas estudadas. Nos granitóides escapolitizados, o plagioclásio está na transição albita-oligoclásio. A albita tem composição  $Ab_{91,5}An_{5,9}Or_{2,6}$  e o oligoclásio  $Ab_{86,1}An_{13,2}Or_{0,7}$ . O plagioclásio do metadiabásio é uma andesina de composição  $Ab_{64}An_{35,7}Or_{0,2}$ . Os teores de  $Na_2O$ ,  $K_2O$  e  $CaO$  variam, respectivamente, de 6,7 a 7,9%, 0,03 a 0,04% e 6,7 a 8,7%. No granito milonitizado, o plagioclásio ocorre em vênulas e está escapolitizado. Trata-se de um oligoclásio de composição  $Ab_{79,1}An_{20,4}Or_{0,5}$ .



**Figura 9.1:** Composição química dos feldspatos das rochas granitóides, albitizadas, escapolitizadas, metadiabásio e granito milonitizado de Serra Dourada: a) diagrama Or-Ab-An de classificação de feldspatos; e b) diagrama CaO vs. Na<sub>2</sub>O que mostra a variação composicional da albita nas várias rochas estudadas, seja ela magmática ou hidrotermal.

### 7.2.2 Escapolita

Este mineral ocorre nos granitóides escapolitizados, no metadiabásio e no granito milonitizado (Anexo 16 e Fig. 9.2a-d). As análises pontuais mostram variação de 0,3-0,5 átomos de Cl por fórmula unitária e de 20,6-39% no conteúdo de meionita (Me). Nos granitóides, a escapolita dos agregados presentes na massa rochosa revelam 3,7-4% de Cl, 10,1-10,5% de Na<sub>2</sub>O, 5,3-5,8% de CaO e Me = 20,6-22,7%, enquanto a das vênulas é mais pobre em Cl (3,3-3,8%) e Na<sub>2</sub>O (9,4-10%) e mais rica em CaO (6,1-7,3%), tendo, portanto, conteúdo de meionita mais elevado (Me= 23,8-29,1%). Na amostra do veio, a escapolita ocorre como cristais finos a médios e em agregados similares a “bolsões”. As relações texturais entre os cristais finos e médios sugerem que, estes últimos, sejam anteriores aos primeiros que, por seu turno, são relativamente mais pobres em CaO (6,8-7,9% contra 7,3-8%) e mais ricos em Na<sub>2</sub>O (9,1-9,6% contra 8,8-9,4%) e Cl (3,3-3,6% contra 3-3,6%). No bolsão, o teor de (Na<sub>2</sub>O = 8,5-9,7%) da escapolita é mais variado e o conteúdo de meionita está entre 25 e 35% (Fig. 9.2 a-b). Em geral, para ambos os tipos de ocorrência na amostra do veio, a escapolita é classificada como dipiro (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1966). Não foram observadas relações entre os veios e as vênulas, não sendo possível dizer se ambos foram formados em um mesmo evento ou em eventos diferentes. A escapolita do metadiabásio mostra 9,2-10,1% de CaO, 8-8,7% de Na<sub>2</sub>O e 2,4-2,6% de Cl. No granito milonitizado, a escapolita é produto de substituição do plagioclásio e revela composição muito similar à da escapolita que ocorre nos granitóides (FD-18a) e no veio (FD-19). Independentemente do modo de ocorrência e do tipo de rocha, a quantidade de cloro aumenta linearmente com a diminuição do conteúdo de meionita (Fig. 9.2a-b). Como então esperado, em termos de fórmula atômica unitária, esta relação linear se reproduz entre Cl e Ca (Fig. 9.2c), mas se inverte entre Cl e Na (Fig. 9.2d).



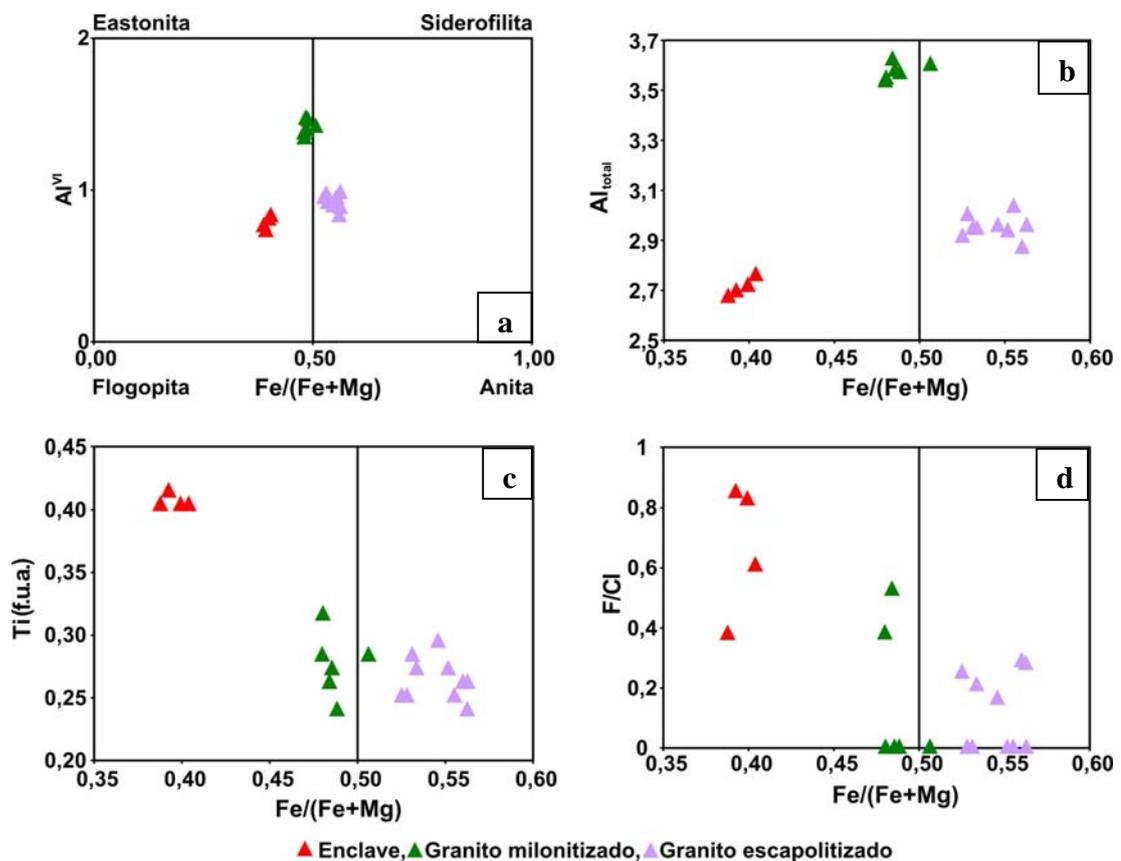
▲ Granitóides escapolitizados, ▲ Granito milonitizado, ▲ Amostra do veio, ▲ Metadiabásio  
**Figura 9.2:** Variação composicional da escapolita dos granitóides escapolitizados, metadiabásio e granito milonitizado de Serra Dourada: a) diagrama Cl (f.u.a.) vs Me (%); b) diagrama Cl (% em peso) vs Me (%); c) diagrama Ca (f.u.a.) vs. Cl (f.u.a.); e d) diagrama Na (f.u.a.) vs Cl (f.u.a.). Me = 100\*Ca/(Ca+Na+K).

### 7.2.3 Micas

A biotita analisada pertence aos enclaves, granitóides escapolitizados e granito milonitizado (Anexo 17). Com base na fração molar  $X_{Fe}$  e no conteúdo de  $Al^{IV}$  ou  $Al_{total}$ , foram definidas três populações de biotita (Fig. 9.3a-b). As populações I (tonalito/enclave) e II (granito milonitizado) apresentam composição mais flogopítica ( $X_{Fe} = 0,39-0,51$ ) e ampla variação no teor de Al. A primeira (magmática) é mais pobre em Al ( $Al^{IV} = 1,91-1,97$ ,  $Al_{total} = 2,67-2,76$ ) e levemente mais rica em F (0,2-0,5%) e em Cl (1-1,14%) do que a população II (hidrotermal), a qual é caracterizada por  $X_{Fe} = 0,48-0,51$ ,  $Al^{IV} = 2,1-2,2$ ,  $Al_{total} = 3,53-3,62$ , F = 0-0,2% e Cl = 0,74-0,86%. A população III, também hidrotermal e presente no granito escapolitizado, distingue-se das anteriores por ser mais anítica ( $X_{Fe} = 0,53-0,56$ ) e por revelar teores de Al

intermediários ( $Al^{IV} = 1,97-2,09$ ,  $Al_{total} = 2,87-3,03$ ) e de Cl mais elevados (1,6-1,9%). Os teores de F (0-0,3%) são comparáveis aos da população II. Nota-se, também, que, na biotita magmática, são mais elevados os conteúdos de Ti (Fig. 9.3c), o que reflete sua maior temperatura de formação (JACOBS; PARRY, 1976) bem como, em geral, as razões F/Cl (Fig. 9.3d).

A muscovita foi identificada apenas no granito milonitizado e mostra tendência fengítica (Anexo 17).



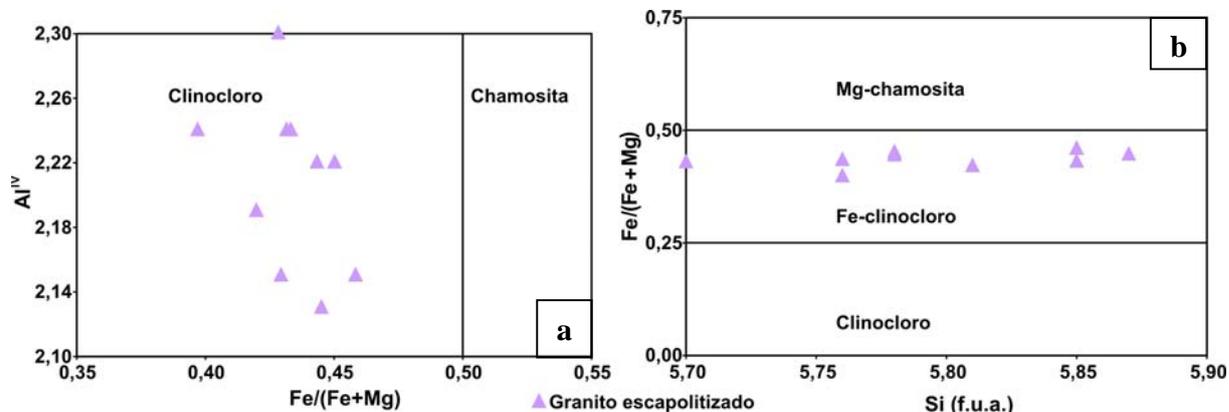
**Figura 9.3:** Variação composicional da biotita dos granitóides escapolitizados, tonalito (enclave) e granito milonitizado de Serra Dourada: a) diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Fe/(Fe+Mg)$ ; b)  $Al_{total}$  vs.  $Fe/(Fe+Mg)$ ; c) Ti vs.  $Fe/(Fe+Mg)$ ; e d) F/Cl vs.  $Fe/(Fe+Mg)$ .

**Fonte:** Figura a - baseada em Guidotti (1984).

#### 7.2.4 Clorita

Somente foi analisada a clorita que ocorre nos granitóides escapolitizados. As análises pontuais revelam fração molar  $Fe/(Fe+Mg) = 0,4-0,46$ ,  $Al^{IV} = 2,13-2,3$  e  $Si = 5,7-5,87$ . No diagrama  $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$  (Fig. 9.4a; BAILEY, 1988) elas caem no campo do clinocloro, enquanto o diagrama  $Fe/(Fe+Mg) \times Si$  (Fig. 9.4b; BAYLISS, 1975) permite refinar a classificação como Fe-clinocloro (Anexo 18).

Cálculos de geotermometria (CATHELINÉAU, 1988) indicam que a paleotemperatura do fluido e, conseqüentemente, de formação da clorita nos granitóides escapolitizados foi de 295°C.



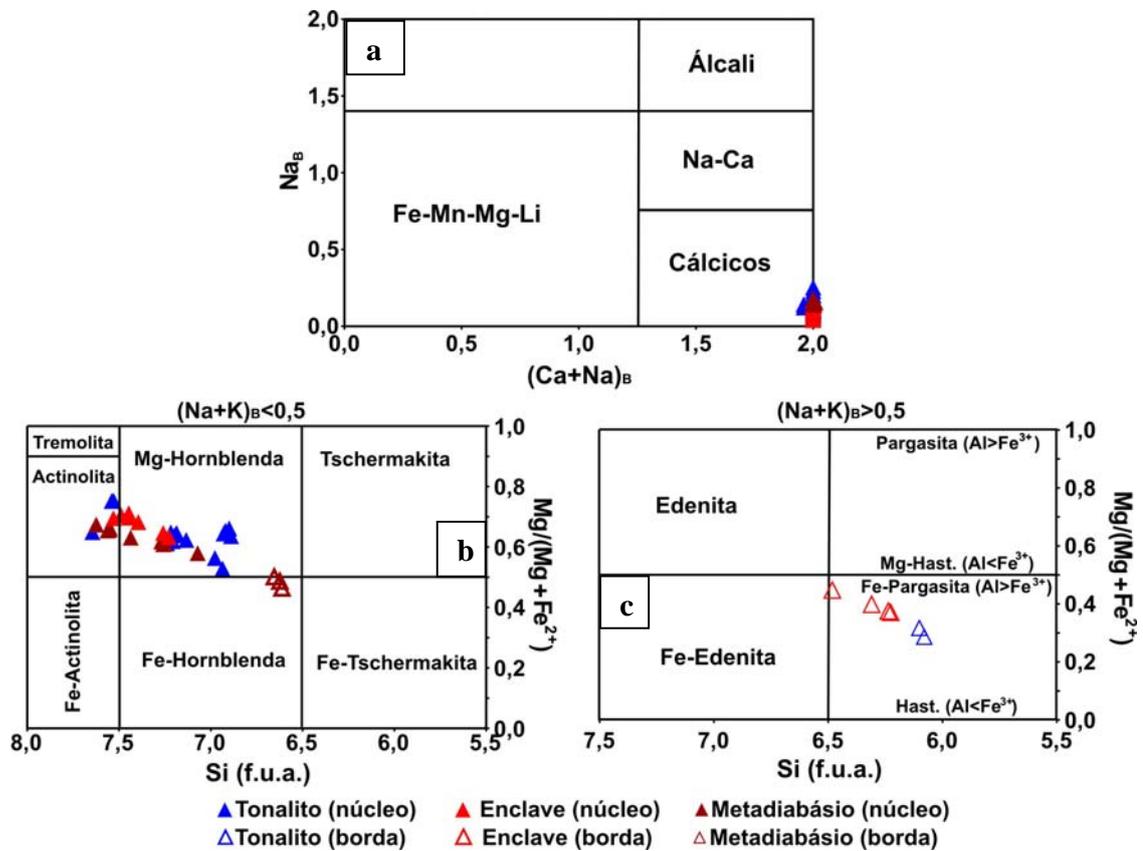
**Figura 9.4:** Composição química da clorita dos granitóides escapolitizados de Serra Dourada: a) diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Fe/(Fe+Mg)$ ; e b) diagrama  $Fe/(Fe+Mg)$  vs. Si.

Fonte: Figura a - BAILEY (1988).

Figura b - BAYLISS (1975).

## 7.2.5 Anfibólio

Os anfibólios analisados pertencem ao tonalito, enclave tonalítico e metadiabásio. Todos são cálcicos, com  $CaO = 10,6-12\%$ ,  $(Ca+Na)_B > 1$  e  $Na_B < 0,5$  (Fig. 9.5a e Anexo 19). As variedades com  $Ca_B \geq 1,5$  e  $(Na+K)_A < 0,5$  caem nos campos da actinolita, Mg-hornblenda e Fe-hornblenda (Fig. 9.5b), e ocorrem em todas essas rochas. Aquelas com  $Ca_B \geq 1,5$  e  $(Na+K)_A \geq 0,5$  ocupam o campo da hastingsita/ferropargasita (Fig. 9.5c), tendo sido somente detectadas no tonalito e enclave tonalítico. Os cristais de anfibólio do tonalito e enclave tonalítico mostram núcleo de actinolita e Mg-hornblenda e borda de hastingsita/ferropargasita. Os baixos teores de Ti na variedade magmática (Mg-hornblenda) devem refletir os baixos teores de titânio dos líquidos magmáticos em equilíbrio com esta fase. Da mesma maneira, a baixa concentração deste elemento na variedade hidrotermal (hastingsita/ferropargasita) reflete o baixo conteúdo de Ti nos fluidos hidrotermais (Anexo 19). As análises também revelam que a concentração de Cl aumenta, em geral, do núcleo para a borda, com o aumento do conteúdo de Fe e K, tornando-se, assim, mais elevada na hastingsita/ferropargasita. Os teores médios de F cobrem o intervalo de 0 a 0,3% e, assim como o Cl, aumentam, em geral, do núcleo para a borda (Anexo 19). No metadiabásio a Mg-hornblenda é, muito provavelmente, magmática e a Fe-tschermakita, identificada apenas neste litotipo, hidrotermal.



**Figura 9.5:** Variação composicional dos anfibólios presentes nos tonalitos, enclaves e metadiabásio da região de Serra Dourada: a) diagrama discriminante dos quatro grandes grupos químicos dos anfibólios; b) e c) diagramas de classificação dos anfibólios cálcicos para  $(Na+K)_A < 0,5$  e  $(Na+K)_A \geq 0,5$ . Legenda conforme a Figura 9.1.

**Fonte:** Figura a - Leake (1978).

Figura b - Leake et al (1997).

## 7.3 GEOQUÍMICA

### 7.3.1 Rochas granitóides

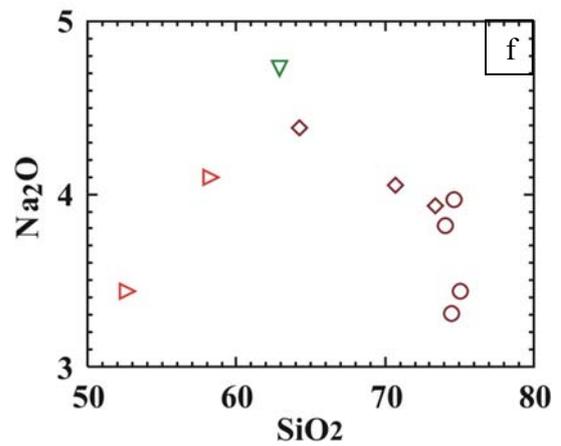
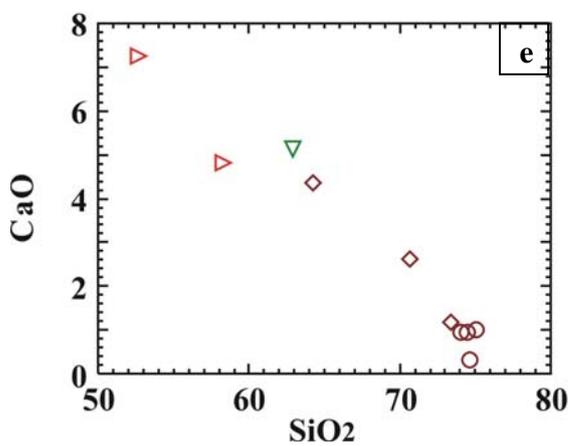
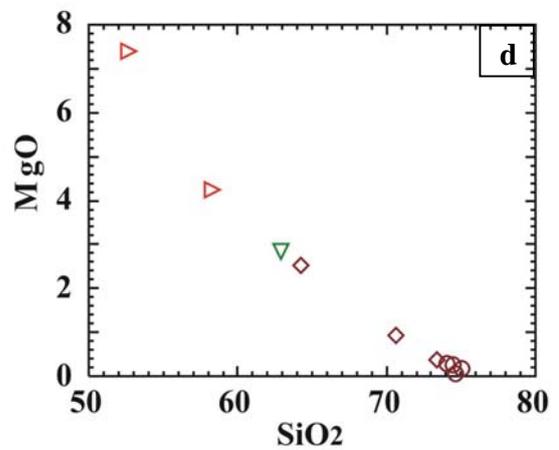
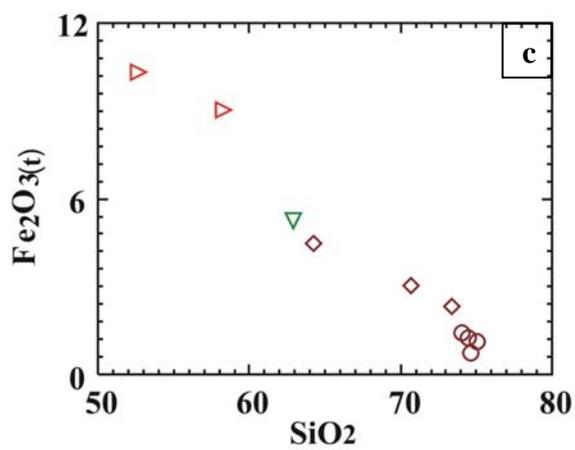
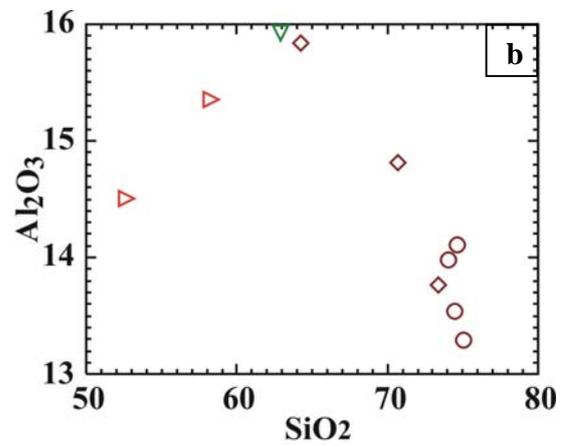
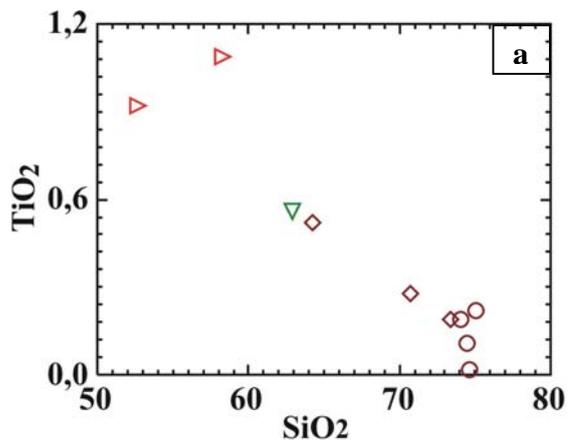
Foram analisadas dez amostras de granitóides não alterados, sendo cinco de sienogranito, três de granodiorito e três de tonalito, dentre estas últimas duas dos enclaves (Anexo 20). Como esperado, os sienogranitos mostram, em geral, os mais elevados teores de  $\text{SiO}_2$  (>74%) e de  $\text{K}_2\text{O}$  (5-6%), e os mais baixos de  $\text{CaO}$  (<1,1%),  $\text{MgO}$  (<0,3%) e  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  (<1,5%). Os conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (13,3-16%) e de  $\text{Na}_2\text{O}$  (3,3-4,7%) são similares nos diferentes tipos de granitóides.

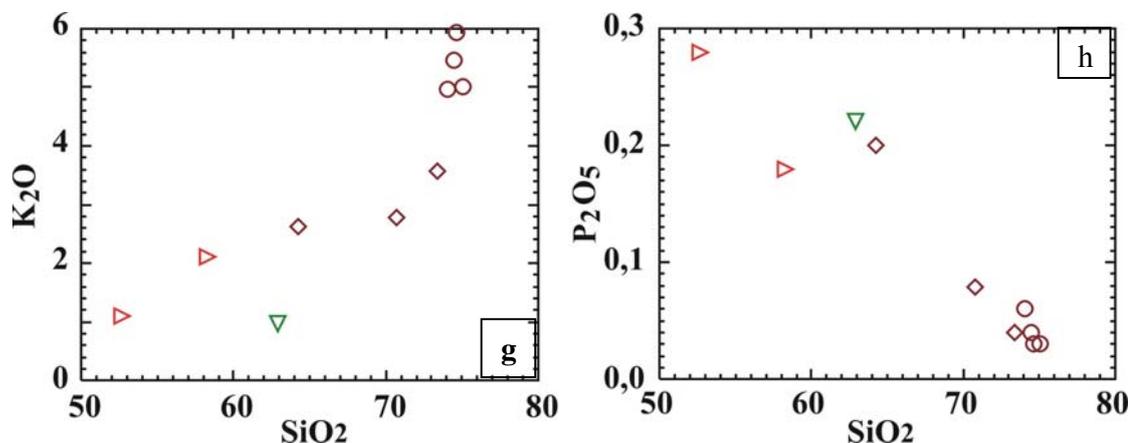
Nos diagramas de Harker, observa-se que, com o aumento da sílica, diminuem, de modo geral, os teores dos demais componentes maiores, à exceção do  $\text{K}_2\text{O}$  que tem comportamento contrário (Fig. 10.1a-h). Nota-se, também, que, em relação ao aumento da sílica, a razão  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  tende a aumentar, enquanto a soma de  $\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{TiO}_2$  diminuiu (Fig. 10.2a-b). O índice de saturação em alumina (A/CNK) desses granitóides varia entre 0,86 e 1,1, o que permite classificá-los como metaluminosos a levemente peraluminosos (Fig. 10.2c). Entretanto, os enclaves, neles contidos, têm caráter exclusivamente metaluminoso com  $A/\text{CNK} = 0,72$  e  $0,86$  (Fig. 10.2c). No diagrama AFM (Fig. 10.3a), tanto os granitóides quanto seus enclaves caem no campo das rochas cálcio-alcálicas. A afinidade cálcio-alcálica é confirmada pelo diagrama  $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$  (Fig. 10.3b) e nele as amostras se distribuem nos campos das rochas de médio a alto potássio. Em termos de  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  e  $\text{SiO}_2$ , são classificadas como subalcálicas (Fig. 10.3c).

No diagrama normativo Qz-Ab-Or (Fig. 10.4a), observa-se que a maioria das amostras localiza-se no ou próximo do centro do triângulo, enquanto algumas delas estão deslocadas em direção ao vértice Ab, o que permite inferir a presença de flúor ou outros fundentes no magma que as gerou (LONDON, 1995). A propósito, análises de biotita magmática dos enclaves acusam teores de F em torno de 0,3% (Anexo 17). A classificação das rochas com base nos dados normativos (Fig. 10.4b) é consistente com a feita com os dados modais (Fig. 8.5a), embora não haja, como nesta, distinção entre os granitos. A ausência de coríndon normativo e a presença de diopsídio normativo (1,7 a 4,9%) nas rochas tonalíticas confirmam seu caráter metaluminoso (Anexo 20). O mesmo quadro se repete com as rochas sienograníticas e granodioríticas, entretanto algumas amostras revelam coríndon normativo (0,4 a 1,4%), denunciando um caráter levemente peraluminoso (Anexo 20).

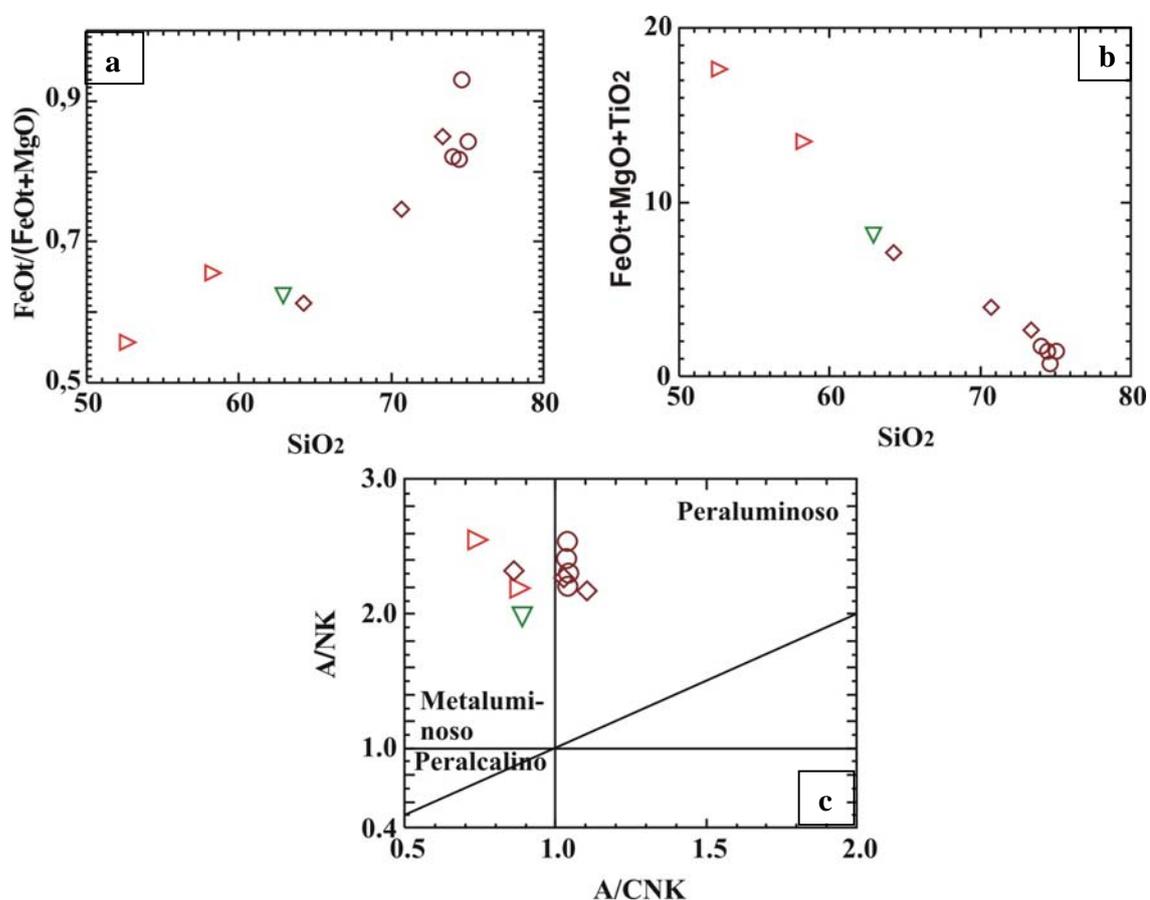
Os resultados das análises para elementos traços constam do Anexo 20. A Figura 10.5 mostra a variação de alguns elementos traços selecionados com a sílica (diagramas de Harker) para os granitóides estudados. Apenas Rb, Th e Sr apresentam boa correlação, que é positiva para os dois primeiros e negativa para o último. As razões Rb/Sr cobrem intervalos bem maiores (0,05 a 13,8) do que as razões Rb/Ba (0,07 a 1,85). Ao serem relacionadas com o CaO (Fig. 10.6a e b), que é um parâmetro comumente utilizado como indicativo de cristalização fracionada, as primeiras mostram distribuição exponencial de gradiente negativo (Fig. 10.6a), em flagrante contraste com as últimas, cuja distribuição é caótica (Fig. 10.6b). Os teores de Ga são pouco variáveis (16 a 36 ppm), o mesmo não acontecendo com o Zr (28 a 221) e, de certa forma, também com o Y (5 a 48 ppm) e Nb (4 a 35 ppm).

A soma dos teores dos elementos terras raras dos sienogranitos varia de 63 a 442 ppm, com dominância das terras raras leves ( $\Sigma ETRL = 44$  a 415 ppm) sobre as pesadas ( $\Sigma ETRP = 5,5$  a 30 ppm). Além disso, as ETRL são mais fracionadas [ $(La/Sm)_N = 1,4$  a 14,1] em relação às pesadas [ $(Gd/Yb)_N = 0,7$  a 3], o que lhes confere um padrão de distribuição caracterizado por moderada inclinação [ $(La/Yb)_N = 1,3$  a 112] e no qual se destaca uma moderada anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,2-0,5$ ; Fig. 10.7a e Anexo 20). As três amostras de granodiorito acusam  $\Sigma ETR$  na faixa de 97 a 168 ppm (Anexo 20) e maior enriquecimento nas ETRL, as quais também são mais fracionadas [ $(La/Sm)_N = 5$  a 8,5] do que as ETRP [ $(Gd/Yb)_N = 2,6$  a 3,6]. Isto desenha um padrão de distribuição caracterizado por moderada inclinação [ $(La/Yb)_N = 35,1-41,3$ ], em que a duas amostras se associa uma anomalia negativa de Eu e à outra uma anomalia positiva de Eu (respectivamente, 0,6, 0,8 e 1,3). As rochas de composição tonalítica mostram padrão de distribuição de elementos terras raras bastante similares ao das rochas anteriormente descritas, sendo, dessa forma, caracterizado por moderada inclinação [ $(La/Yb)_N = 5,6$  a 49,1] e por fraca anomalia negativa de Eu (0,7-1; Figura 10.7c e Anexo 20). A soma do teor das terras raras para essas rochas varia entre 122 e 214 ppm. São mais ricas em terras raras leves, que são mais fracionadas [ $(La/Sm)_N = 1,7-7,4$ ] do que as pesadas [ $(Gd/Yb)_N = 1,9-3,3$ ].



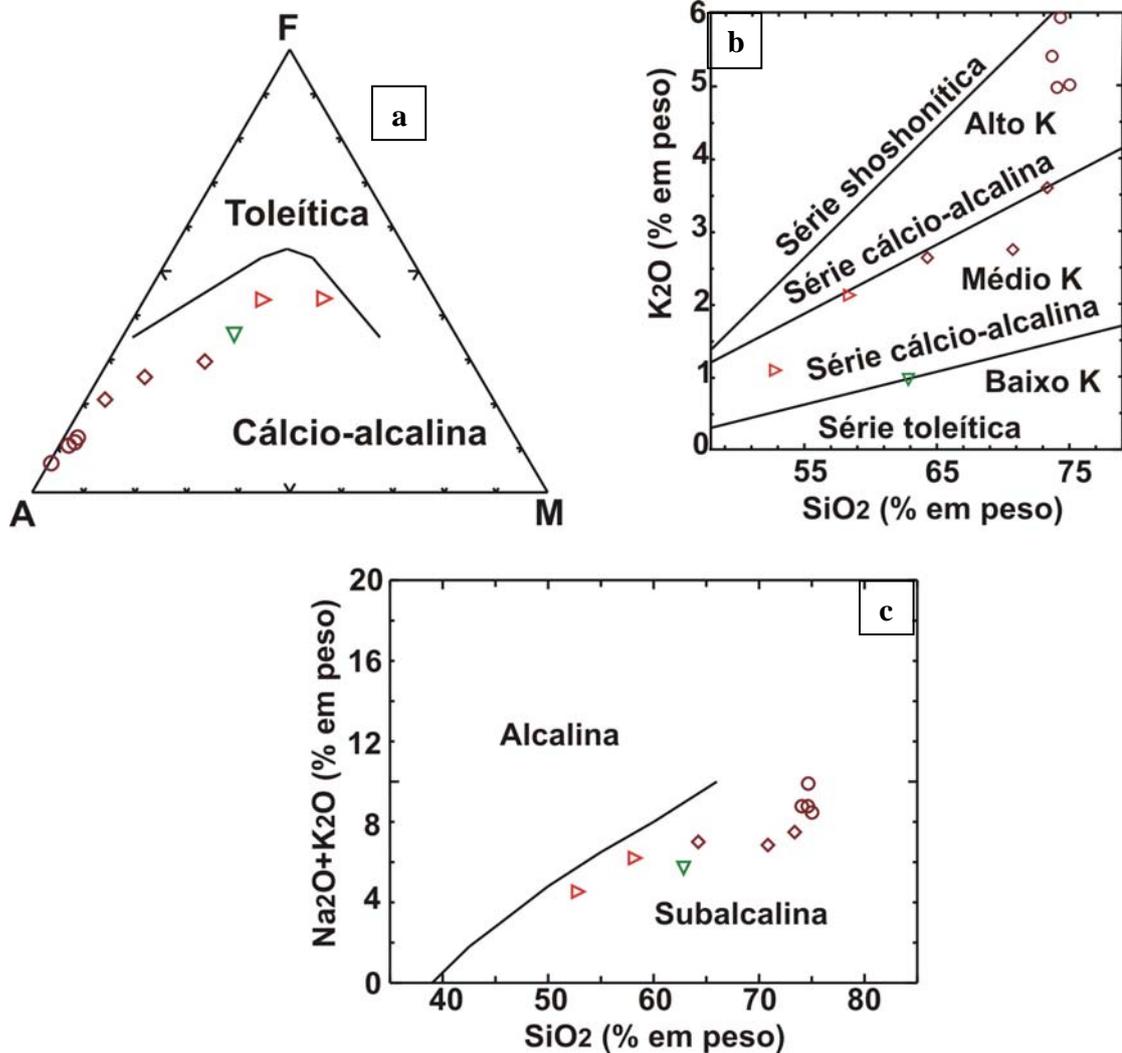


**Figura 10.1:** Diagramas de Harker: a) TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; b) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; c) Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; d) MgO vs. SiO<sub>2</sub>; e) CaO vs. SiO<sub>2</sub>; f) Na<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>; g) K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>; e h) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs. SiO<sub>2</sub>.



**Figura 10.2:** Caracterização geoquímica dos granitóides de Serra Dourada: a) diagrama FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO) vs. SiO<sub>2</sub> (% em peso); b) diagrama FeO<sub>t</sub>+MgO+TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (% em peso); c) diagrama A/NK vs. A/CNK que mostra serem metaluminosos a levemente peraluminosos os granitóides da região de Serra Dourada e que os enclaves são metaluminosos. Legenda de acordo com a Figura 8.5.

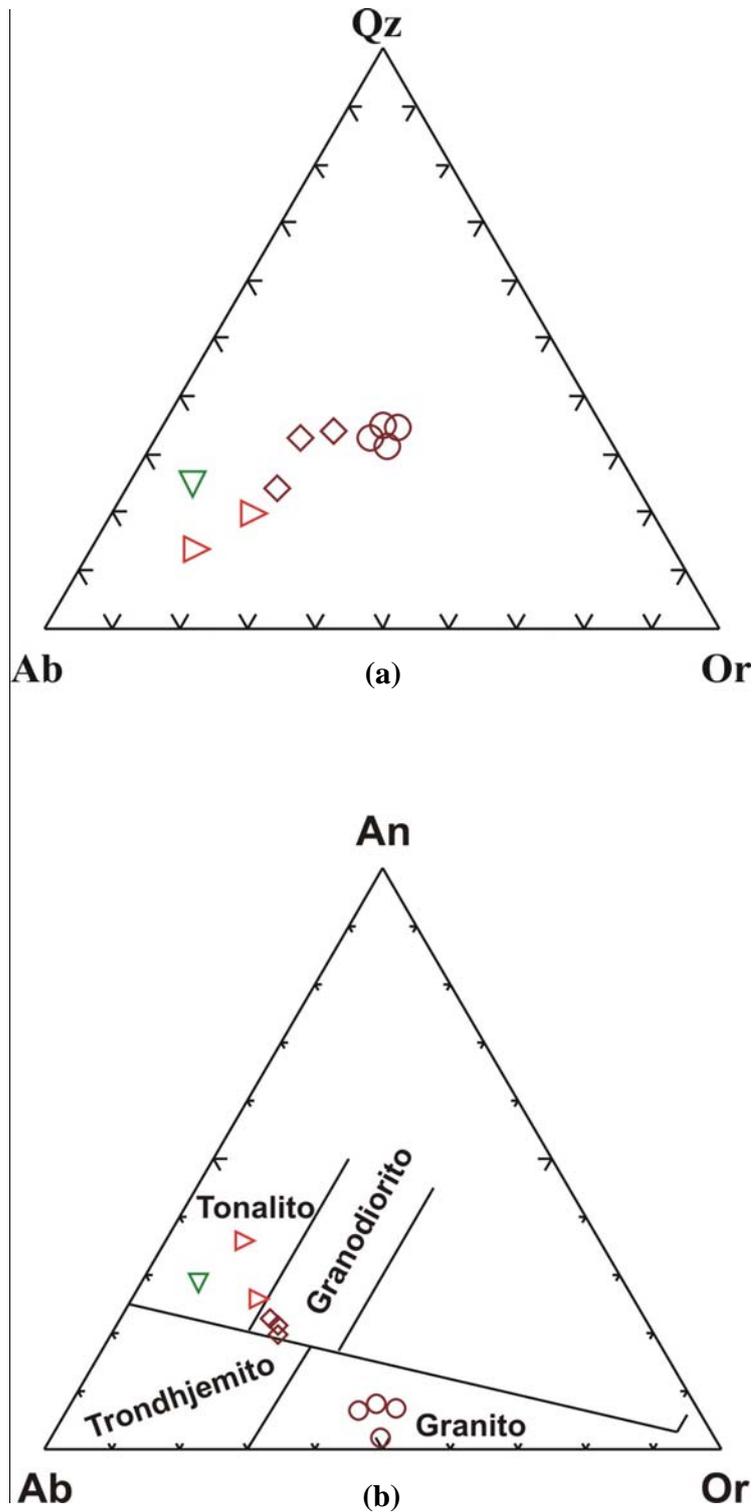
**Fonte:** Figura c - Shand (1951).



**Figura 10.3:** Caracterização geoquímica dos granitóides de Serra Dourada: a) diagrama AFM no qual as amostras caem no campo das rochas da série cálcio-alcálica; b) diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  ratificando serem os granitóides cálcio-alcálicos, mas de médio a alto potássio; e c) diagrama  $Na_2O+K_2O$  vs.  $SiO_2$  mostrando que os granitóides são subalcalinos. Legenda de acordo com a Figura 8.5.

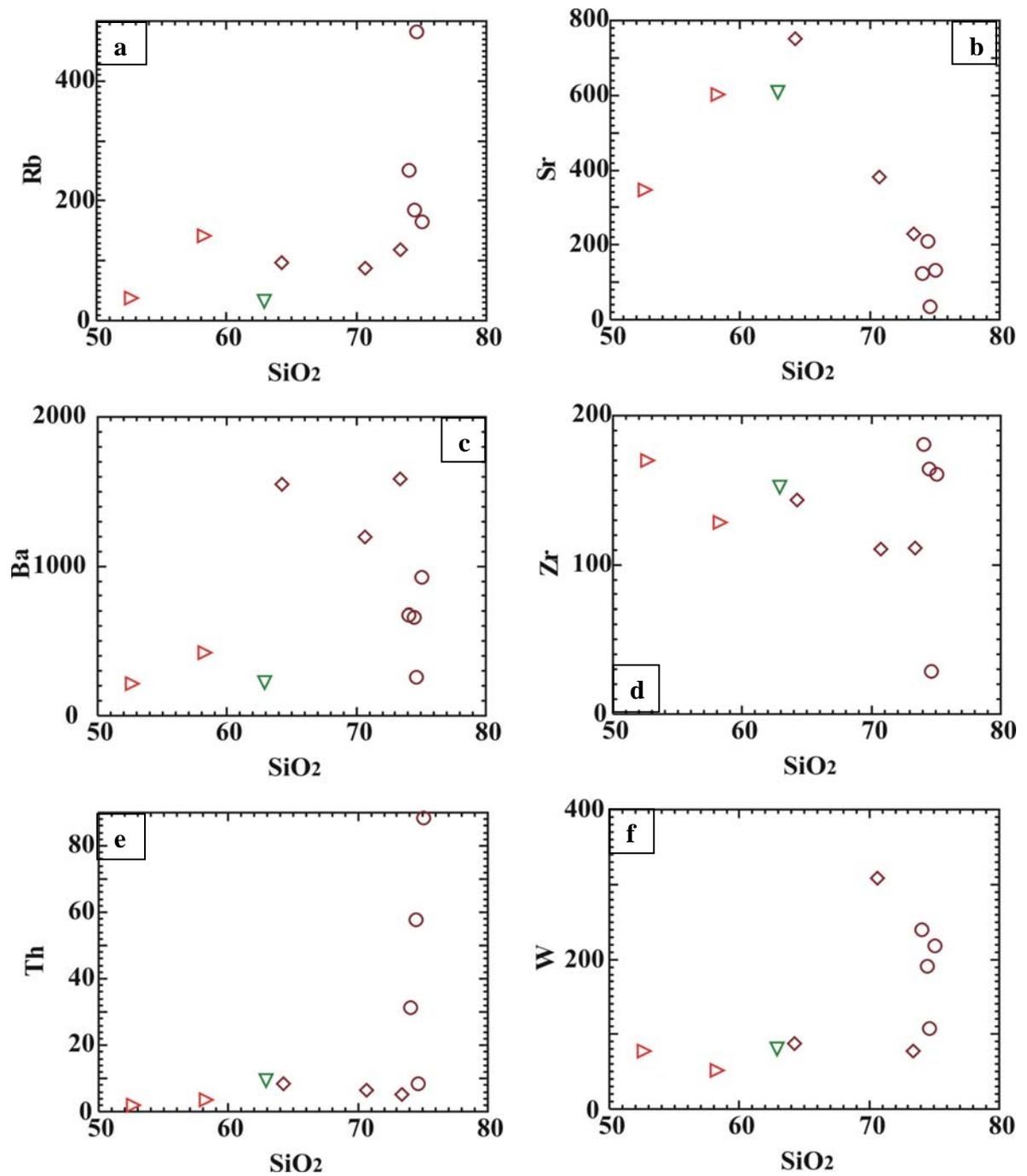
**Fonte:** Figuras a e c - Irvine e Baragar (1971).

Figura b - Rickwood (1989).

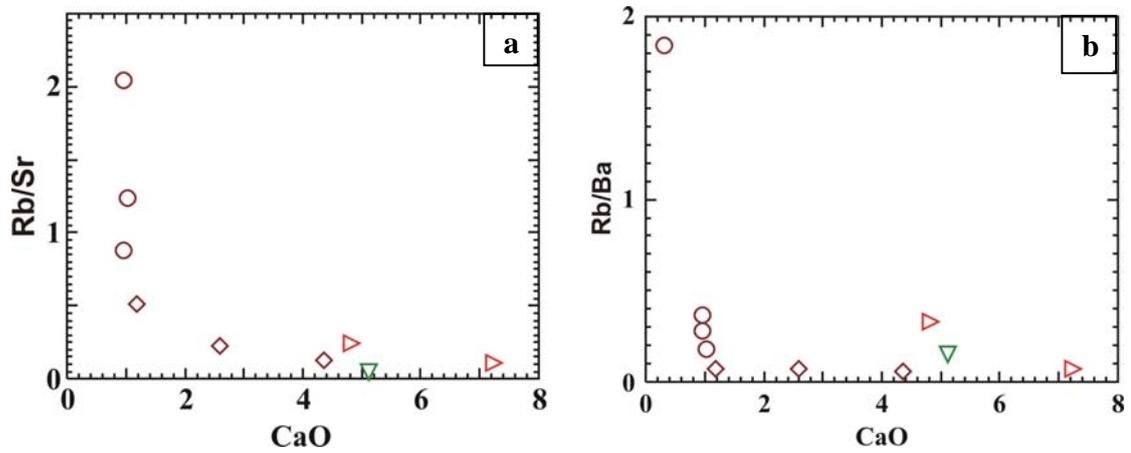


**Figura 10.4:** Diagramas normativos CIPW em que estão apresentadas amostras de granitóides de Serra Dourada: a) diagrama ternário Qz-Ab-Or; b) diagrama ternário An-Ab-Or. Legenda de acordo com a Figura 8.5.

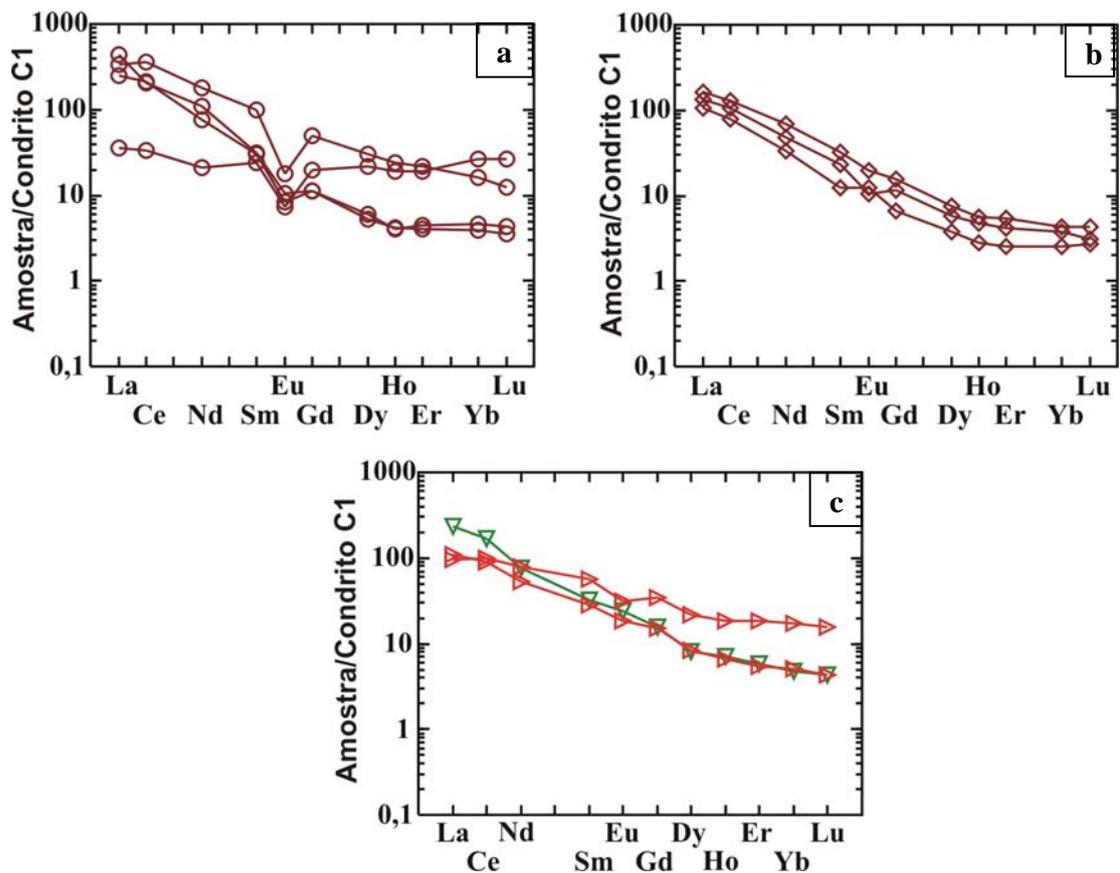
**Fonte:** Figura b - campos definidos por O'Connor (1965).



**Figura 10.5:** Diagramas de variação de elementos traços selecionados (ppm) em relação à sílica (% em peso). a) Rb vs. SiO<sub>2</sub>; b) Sr vs. SiO<sub>2</sub>; c) Ba vs. SiO<sub>2</sub>; d) Zr vs. SiO<sub>2</sub>; e) Th vs. SiO<sub>2</sub>; e f) W vs. SiO<sub>2</sub>. Legenda de acordo com a Figura 8.5.



**Figura 10.6:** a) Diagrama Rb/Sr vs. CaO no qual fica evidente a diminuição da razão Rb/Sr com o aumento do teor de cálcio; e b) diagrama Rb/Ba vs. CaO no qual a distribuição das amostras é caótica. Legenda de acordo com a Figura 8.5.

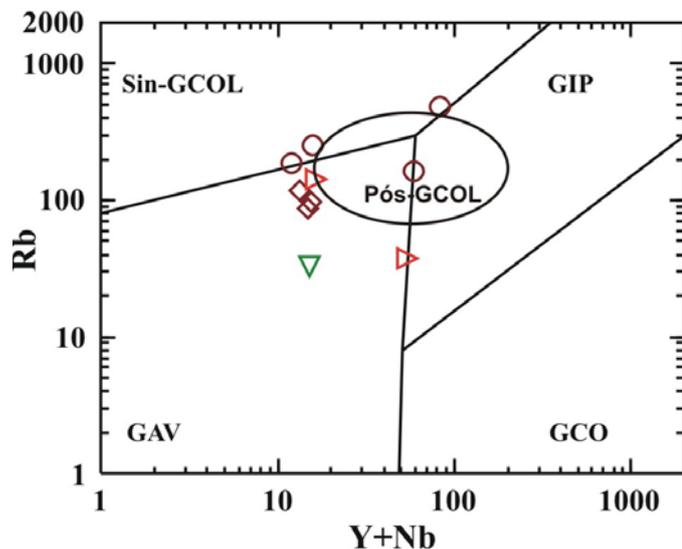


**Figura 10.7:** Padrão de distribuição dos elementos terras para as rochas granitóides e enclaves da região de Serra de Dourada. Normalização pelo condrito C1: a) sienogranitos; b) granodioritos; e c) tonalitos. Legenda de acordo com a Figura 8.5.

**Fonte:** Evensen, Hamilton e O’Nions (1978).

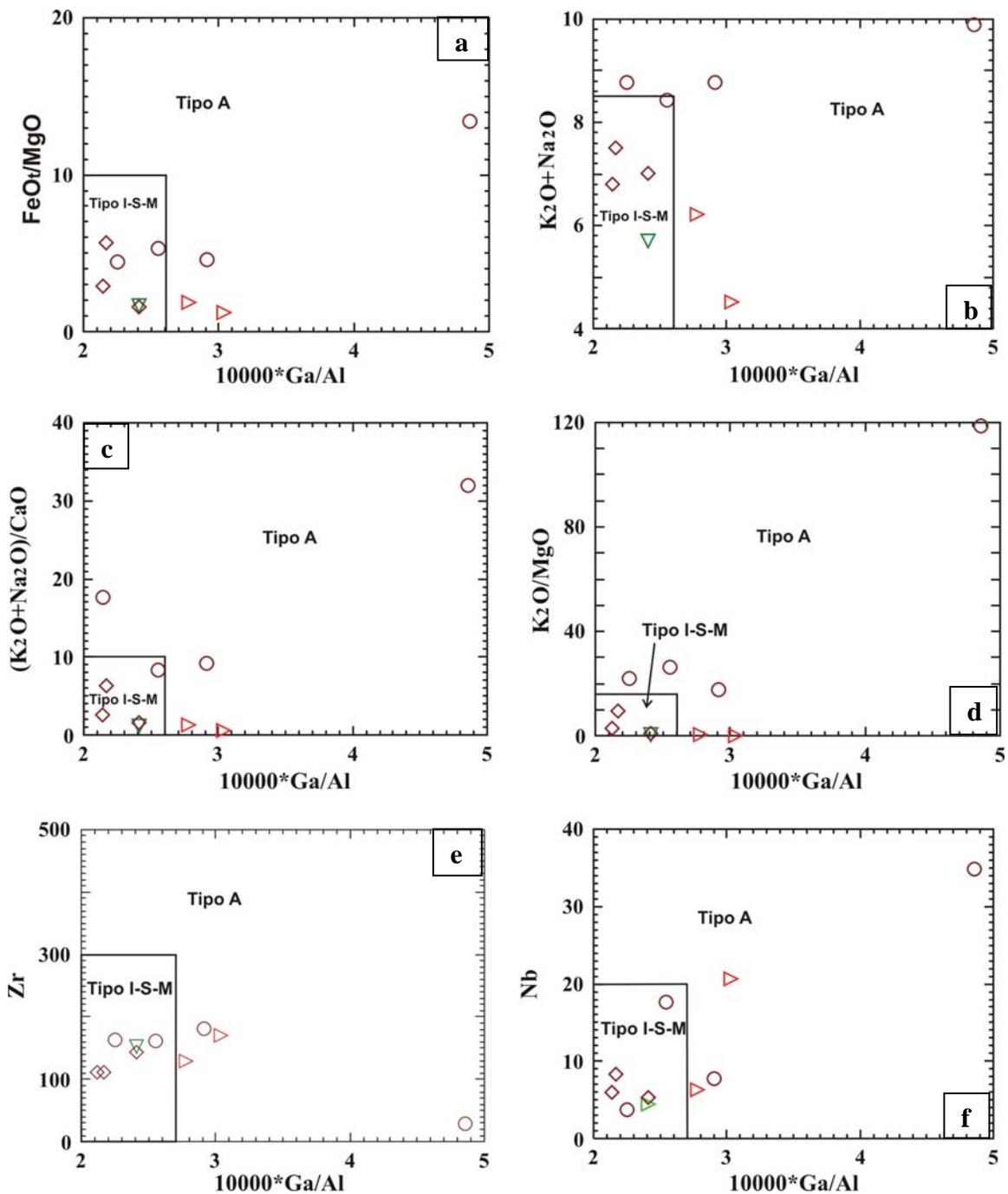
### 7.3.1.1 Discriminação do ambiente tectônico

Na tentativa de definir o ambiente tectônico em que se formaram os granitóides estudados em Serra Dourada foi utilizado o diagrama de Pearce (1996), que, apesar de não ser consensual, tem ampla aceitação entre os geólogos e é fundamentado na mobilidade dos elementos Rb, Nb e Y, cujas concentrações caracterizam a fonte e, por via de consequência, o contexto geodinâmico de formação/alojamento dos magmas. Neste diagrama (Fig. 10.8), sete amostras ocupam o campo dos granitos de arcos vulcânicos (GAV) e as outras três caem no campo dos granitos sin-colisionais (Sin-GCOL). Nota-se, ademais, que quatro dessas amostras se situam bem próximo de limites entre campos e que apenas uma poderia tipificar o ambiente pós-colisional. Por outro lado, lançando-se mão dos diagramas propostos por Whalen, Currie e Chappell (1987), constata-se que cerca da metade das amostras analisadas ocupa o campo dos granitos tipo-A (Fig. 10.8.1), que caracteristicamente se alojam em ambiente intraplaca. Isto, sem dúvida, complica a definição do ambiente tectônico para a região de Serra Dourada, que, para tanto, necessitaria de um número maior de amostras para uma melhor avaliação.



**Figura 10.8:** Diagrama discriminante Rb vs. (Y+Nb) para os granitóides de Serra Dourada. Obs.: Os teores dos elementos traços estão em ppm. Legenda de acordo com a Figura 8.5.

**Fonte:** Pearce (1996).



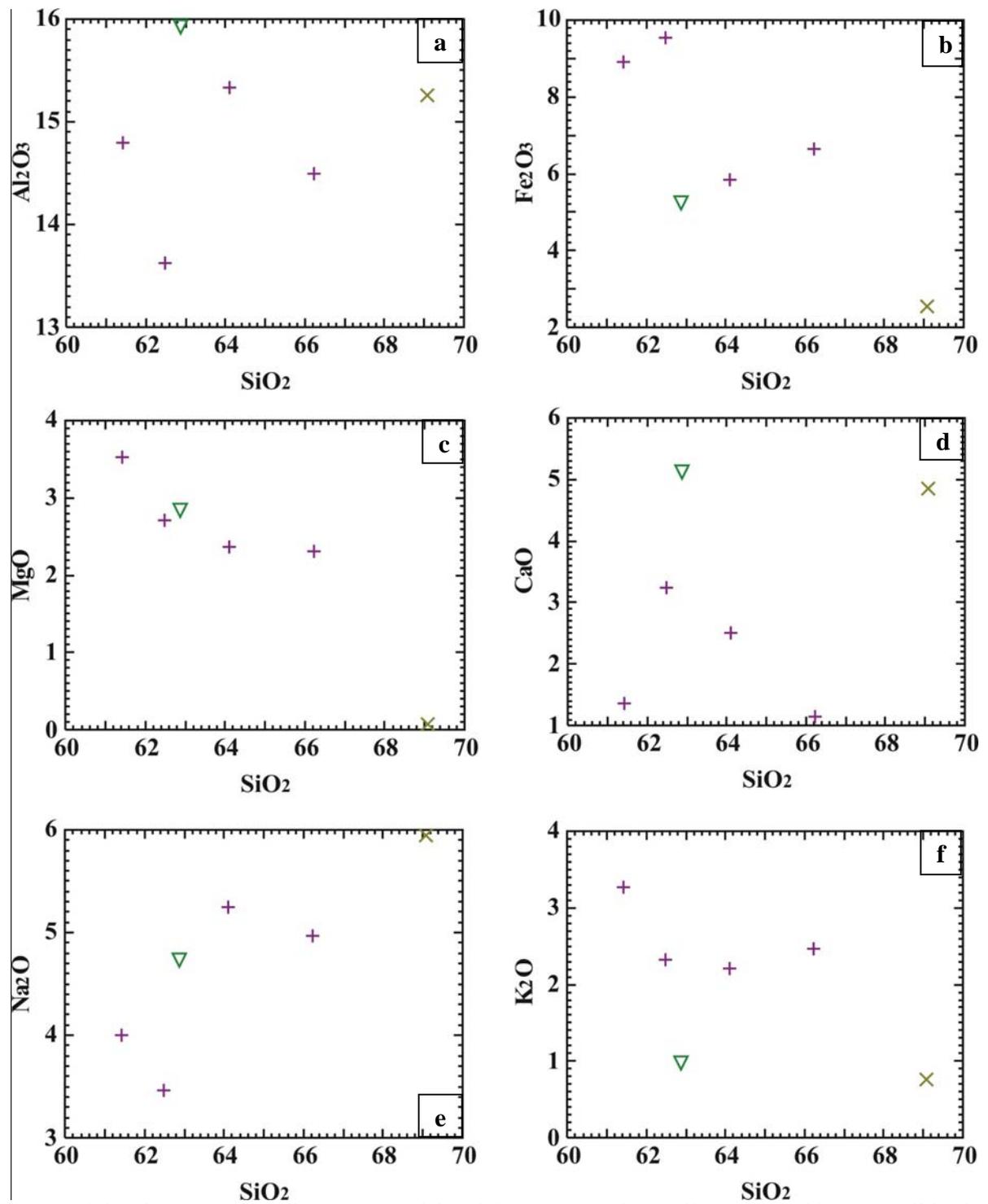
**Figura 10.8.1:** Diagramas discriminantes: a)  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  vs.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ; b)  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  vs.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ; c)  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$  vs.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ; d)  $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$  vs.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ; e) Zr vs.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ; e f) Nb vs.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ . Legenda de acordo com a Figura 8.5.

**Fonte:** Whalen, Currie e Chappell (1987).

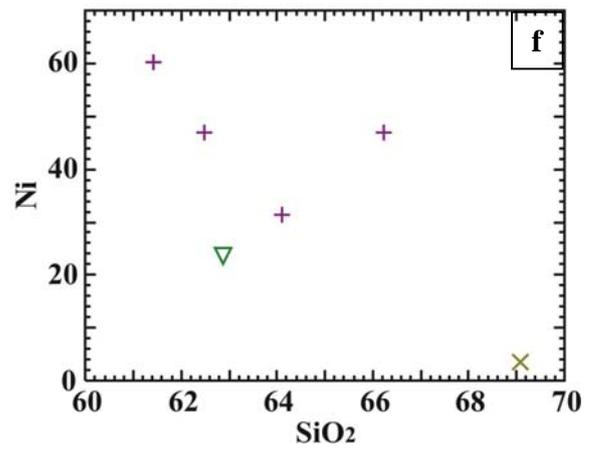
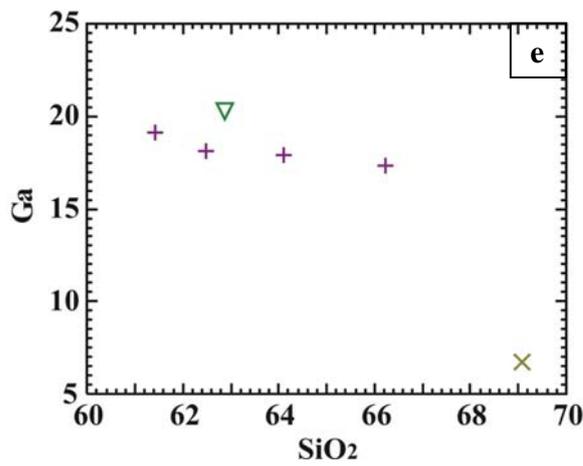
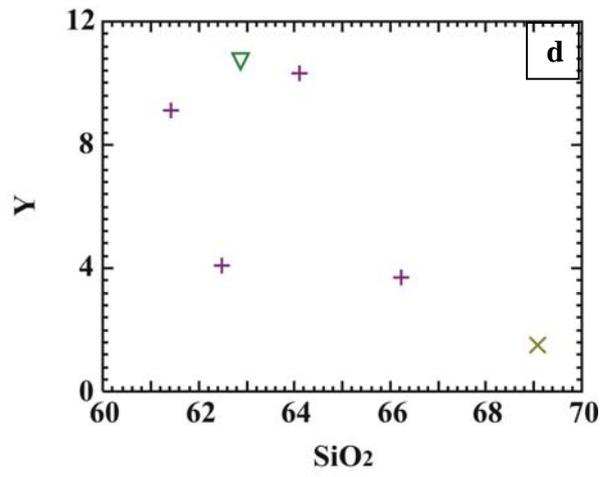
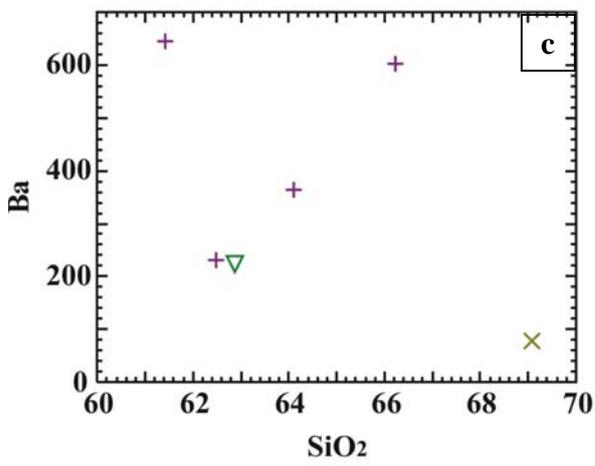
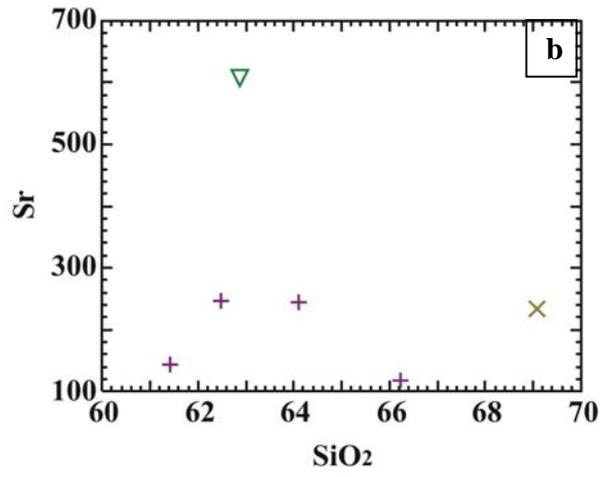
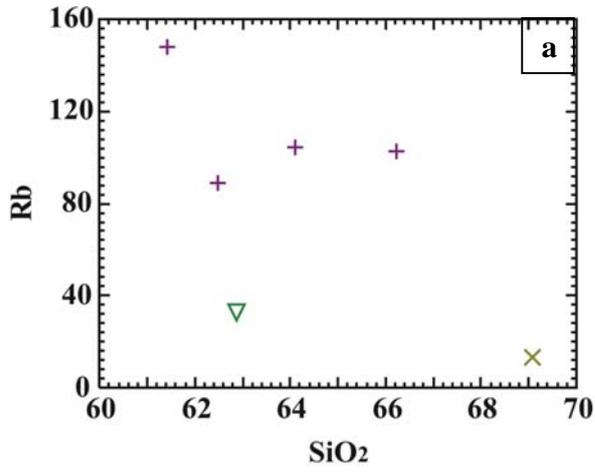
### 7.3.2 Granitóides escapolitizados

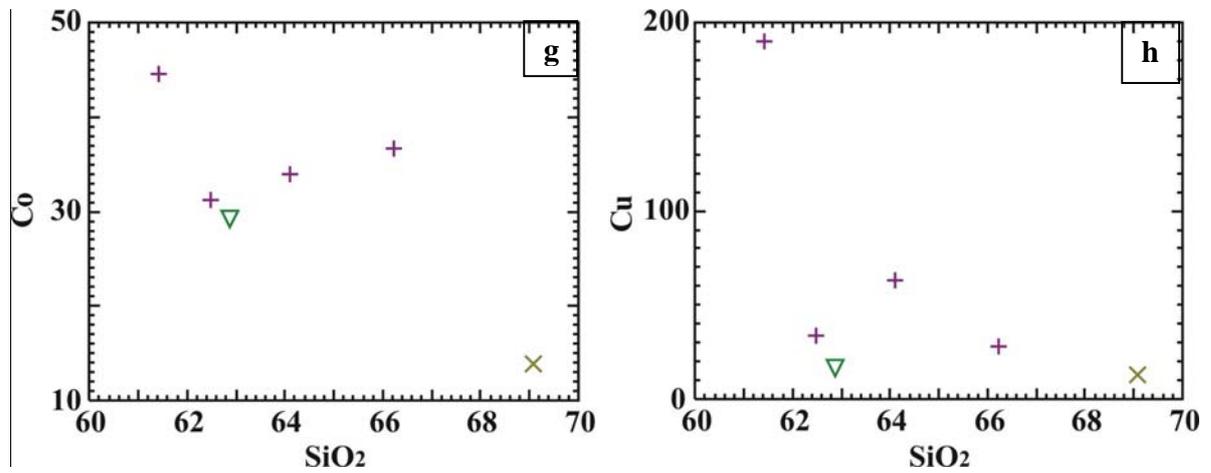
Como já visto, os dados petrográficos sugerem que o mais provável protólito dos granitóides escapolitizados seja o tonalito. Em relação a esses granitóides, a amostra considerada representativa dos tonalitos (FD-01E) apresenta maiores teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ , Ga e Sr, e menores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ba e Ni (Fig. 10.9 e 10.9.1; Anexos 20 e 21). As variedades de granitóides escapolitizados mais ricas em  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  (8,9 a 9,5%),  $\text{MgO}$  (2,7 a 3,5%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (2,3 a 3,3%) estão também biotitizadas (Anexo 21). Os granitóides escapolitizados apresentam  $\Sigma\text{ETR} = 53$  a 213 ppm, com  $\Sigma\text{ETRL}$  (47 a 202 ppm) bem superior à  $\Sigma\text{ETRP}$  (3 a 8 ppm), e padrão de distribuição similar ao do tonalito (Fig. 10.9.2a-b), embora mostrem menor grau de fracionamento [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 32,8$  (valor médio)]. As ETRL são mais fracionadas [ $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 4,6$ - $6,8$ ] do que as ETRP [ $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,5$  a  $5,4$ ], o que confere uma moderada inclinação com fracas anomalias positivas de Eu (1,3-1,9).

A amostra de um veio rico em escapolita, que foi estudada, tem composição química distinta do granitóide escapolitizado hospedeiro, porém revela um padrão de distribuição dos ETR muito similar, a despeito das menores concentrações e da mais pronunciada anomalia positiva de Eu (Fig. 10.9.2). Muito provavelmente, o veio foi formado pelos mesmos fluidos que causaram a escapolitização dos granitóides.

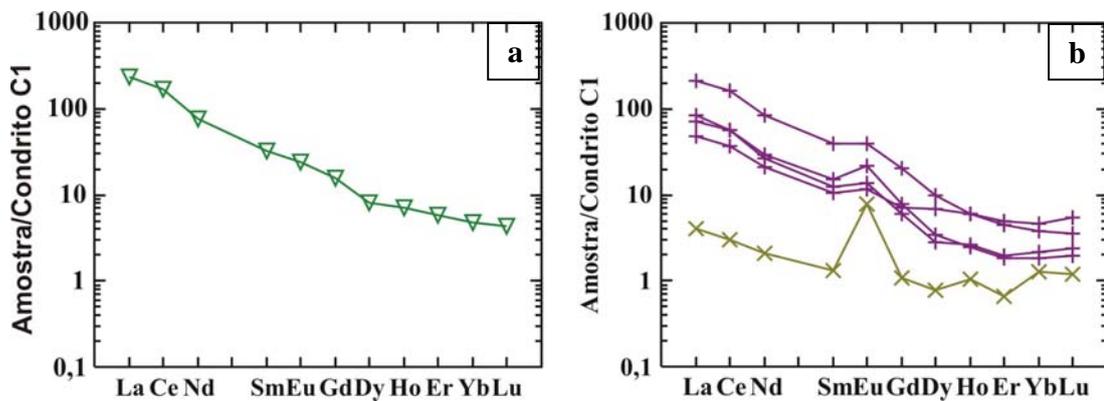


**Figura 10.9:** Diagramas de variação composicional (% em peso) do tonalito e granitóides escapolitizados da região de Serra Dourada: a) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; b) Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> vs. SiO<sub>2</sub>; c) MgO vs. SiO<sub>2</sub>; d) CaO vs. SiO<sub>2</sub>; e) Na<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>; f) K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>.





**Figura 10.9.1:** Diagramas de variação composicional (ppm, à exceção do SiO<sub>2</sub>) do tonalito e granitóides escapolitizados da região de Serra Dourada: a) Rb vs. SiO<sub>2</sub>; b) Sr vs. SiO<sub>2</sub>; c) Ba vs. SiO<sub>2</sub>; d) Y vs. SiO<sub>2</sub>; e) Ga vs. SiO<sub>2</sub>; f) Ni vs. SiO<sub>2</sub>; g) Co vs. SiO<sub>2</sub>; h) Cu vs. SiO<sub>2</sub>. Legenda de acordo com a Figura 10.9.



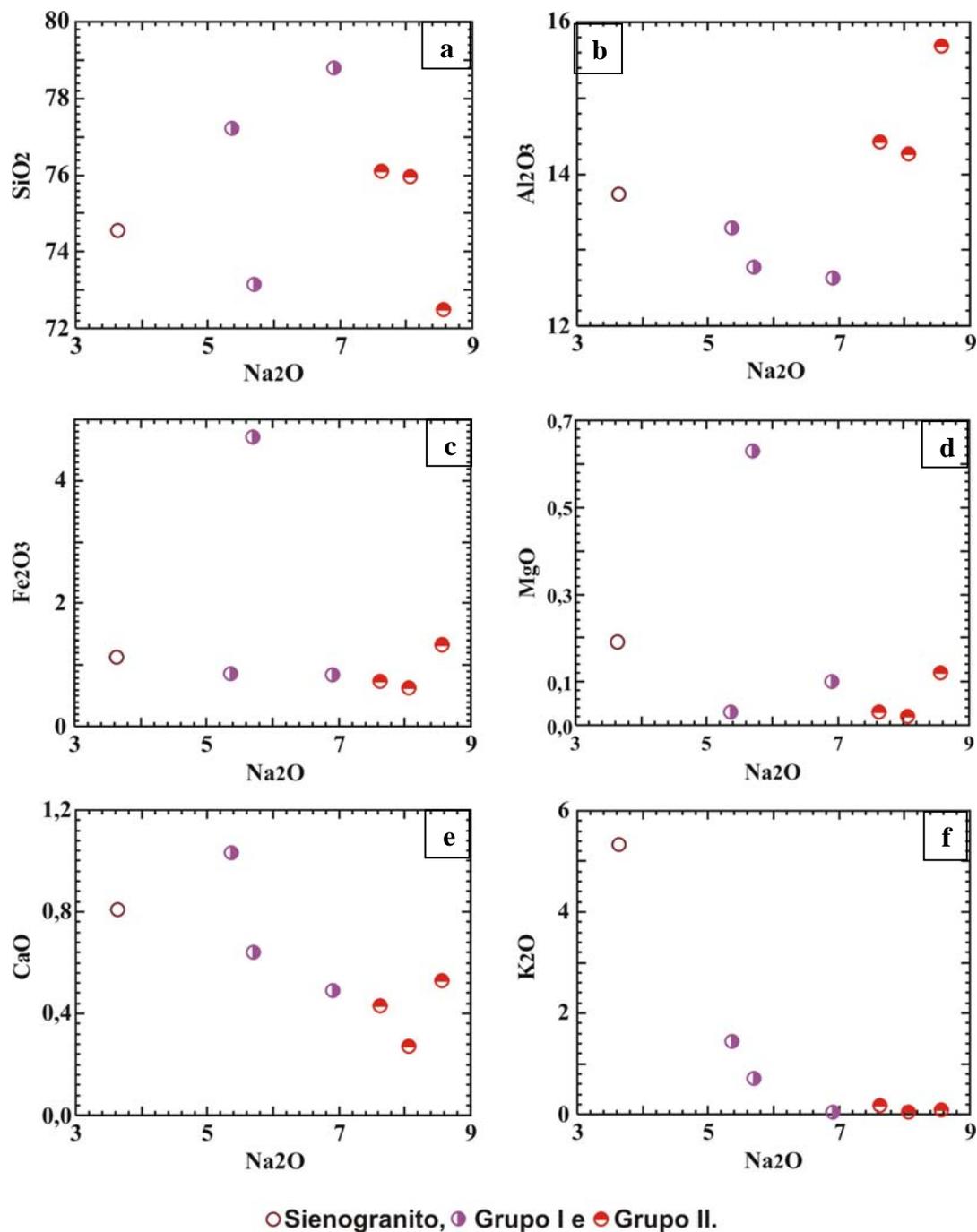
**Figura 10.9.2:** Padrão de distribuição dos elementos terras do tonalito (a) e granitóides escapolitizados e veio rico em escapolita (b) da região de Serra Dourada. Normalização pelo condrito C1. Legenda de acordo com a Figura 10.9.

**Fonte:** Evensen, Hamilton e O’Nions (1978).

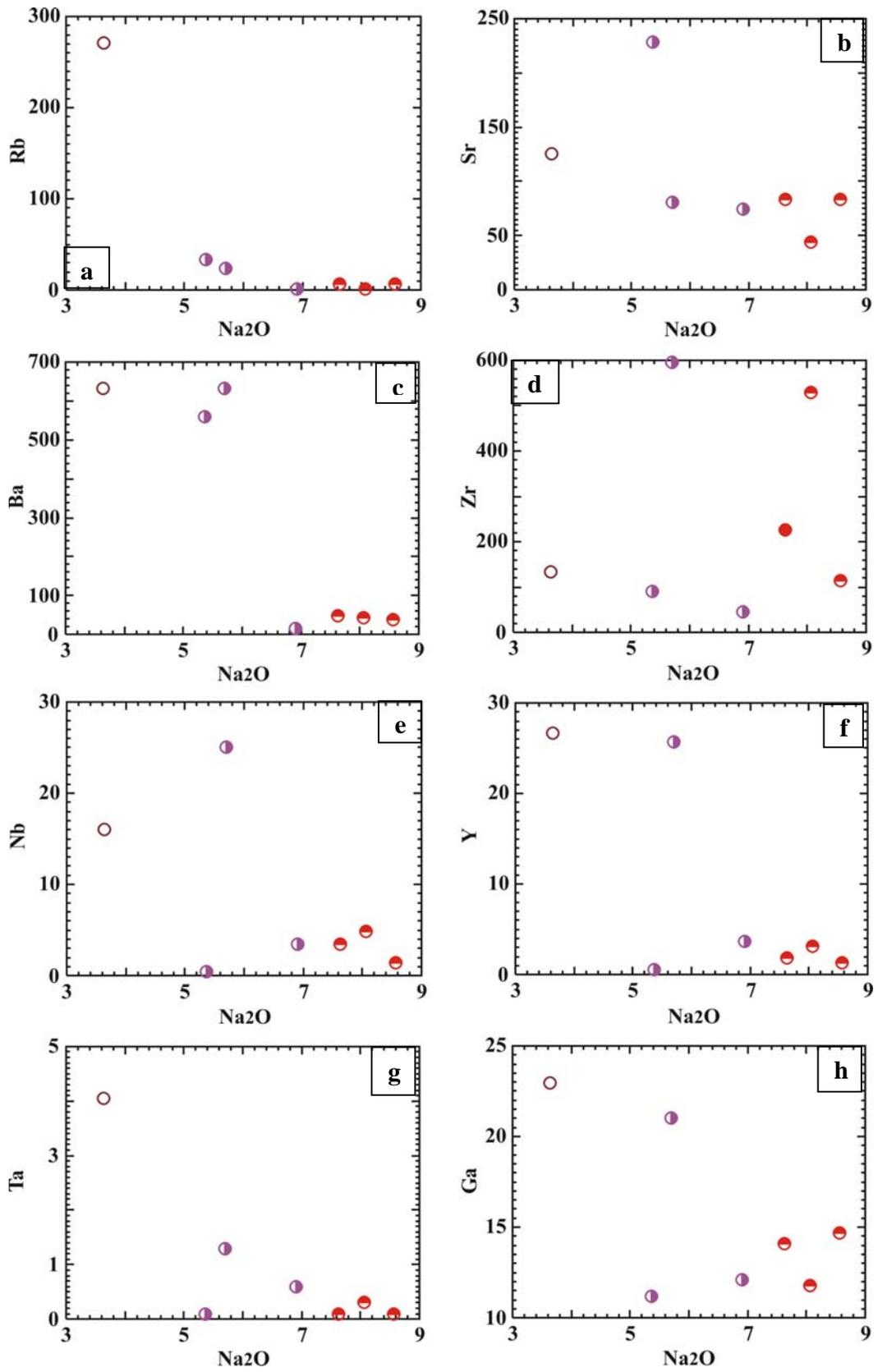
### 7.3.3 Granitóides albitizados

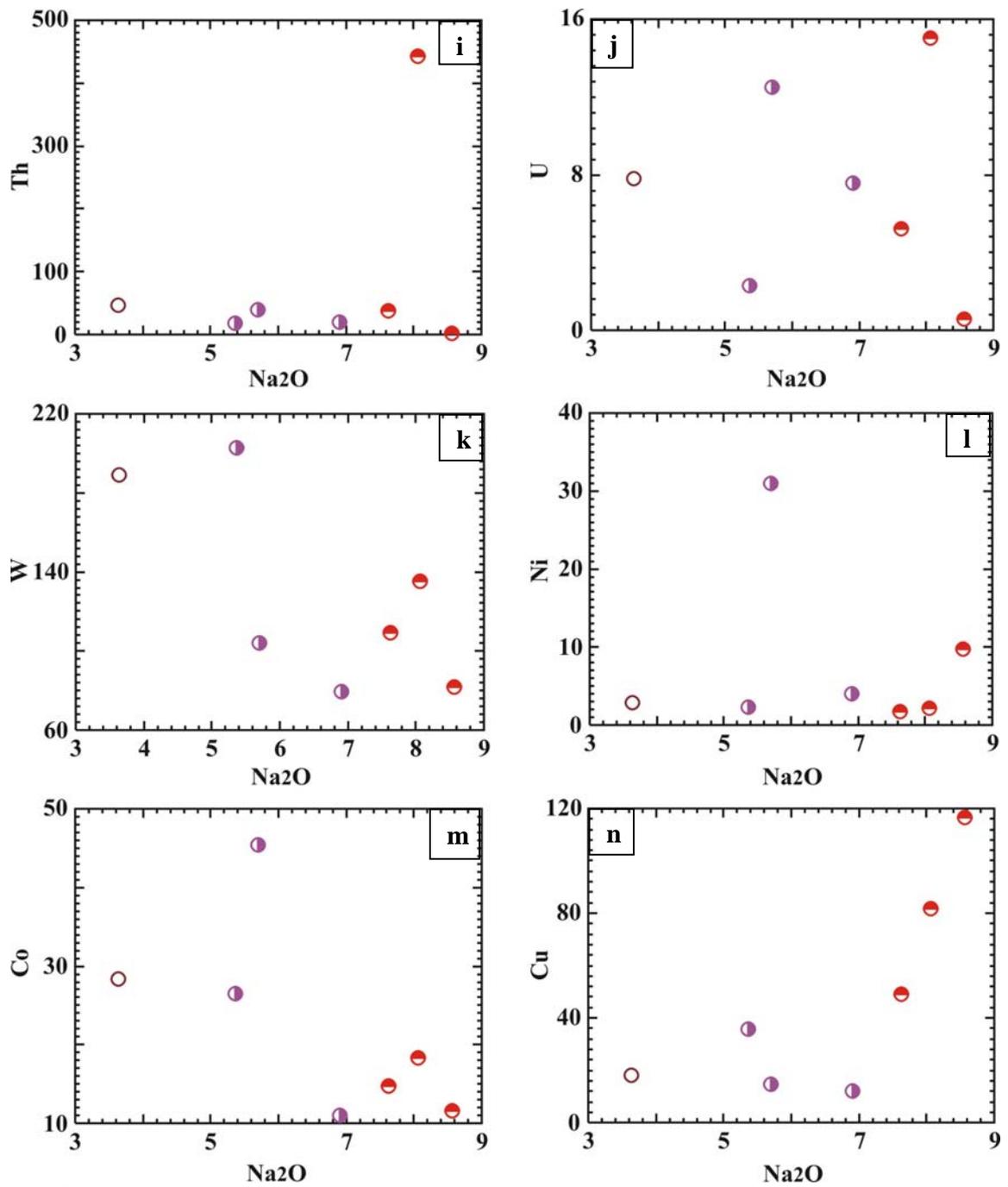
Os dados petrográficos indicam que, dentre os granitóides que ocorrem em Serra Dourada, os sienogranitos são os mais prováveis protólitos dos granitóides albitizados. De acordo com esses dados e com os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , os granitóides albitizados foram divididos em dois grupos: I) moderadamente albitizados (FD-01D, FD-26 e FD-40C) e II) albititos (FD-36, FD-40B e FD-40D). O primeiro é caracterizado por apresentar teores mais baixos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  em relação ao outro (respectivamente, 12,6-13,3% e 5,4-6,9% contra 14,3-15,7% e 7,6-8,6%). Em relação à composição média dos sienogranitos (Fig. 10.10 e 10.10.1, Anexo 22), ambos os grupos são mais ricos em  $\text{Na}_2\text{O}$  e mais pobres em  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Ta e Ga.

Os sienogranitos têm média de  $\Sigma\text{ETR} = 262$  ppm, enquanto a  $\Sigma\text{ETR}$  para os granitóides albitizados está entre 22 e 575 ppm. Ambos os grupos são mais enriquecidos em terras raras leves ( $\Sigma\text{ETRL} = 21$  a 553 ppm), que são mais fracionadas  $[(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 5,7$  a 16,7] que as pesadas  $[(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1$  a 3,1], o que confere um padrão de distribuição caracterizado por moderada inclinação, o qual é bastante similar ao dos sienogranitos (Fig. 10.10.2a-b). A Figura 10.10.2b mostra, além disso, que as amostras com mais baixo total de ETR são as que revelam anomalia positiva de Eu (1-7,8), enquanto aquela com conteúdos mais elevados daqueles elementos (FD-26), assim como seu protólito (Fig. 10.10.2a), mostram anomalia negativa (respectivamente, 0,4 e 0,3).

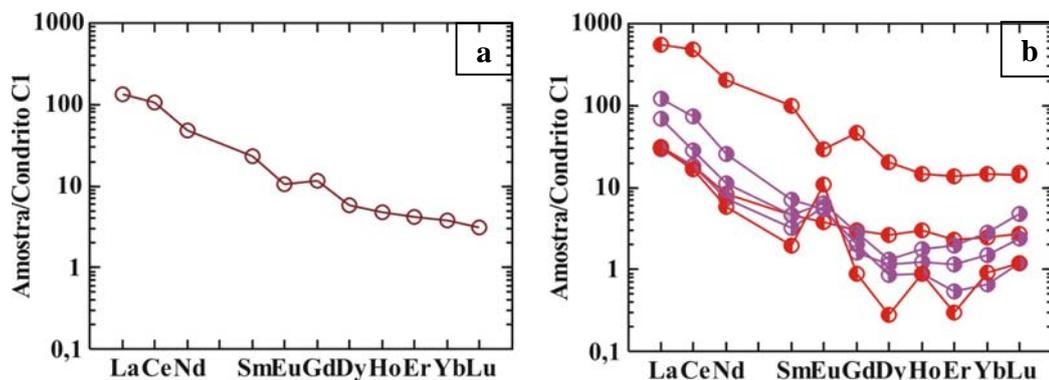


**Figura 10.10:** Variação composicional (% em peso) do sienogranito (média) e granitóides albitizados da região de Serra Dourada: a)  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ ; b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ ; c)  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ ; d)  $\text{MgO}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ ; e)  $\text{CaO}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ ; e f)  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$ .





**Figura 10.10.1:** Variação composicional do sienogranito (composição média) e granitóides albitizados de Serra Dourada: a) Rb vs. Na<sub>2</sub>O; b) Sr vs. Na<sub>2</sub>O; c) Ba vs. Na<sub>2</sub>O; d) Zr vs. Na<sub>2</sub>O; e) Nb vs. Na<sub>2</sub>O; f) Y vs. Na<sub>2</sub>O; g) Ta vs. Na<sub>2</sub>O; h) Ga vs. Na<sub>2</sub>O; i) Th vs. Na<sub>2</sub>O; j) U vs. Na<sub>2</sub>O; k) W vs. Na<sub>2</sub>O; l) Ni vs. Na<sub>2</sub>O; m) Co vs. Na<sub>2</sub>O; e n) Cu vs. Na<sub>2</sub>O. Obs.: A concentração de todos os elementos traços está em ppm e, do Na<sub>2</sub>O em % em peso. Legenda de acordo com a Figura 10.10.



**Figura 10.10.2:** Padrão de distribuição dos elementos terras raras: a) média dos sienogranitos; e b) granitóides albitizados da região de Serra Dourada. Normalização pelo condrito C1. Legenda de acordo com a Figura 10.10.

**Fonte:** Evensen, Hamilton e O’Nions (1978).

### 7.3.4 Metadiabásio

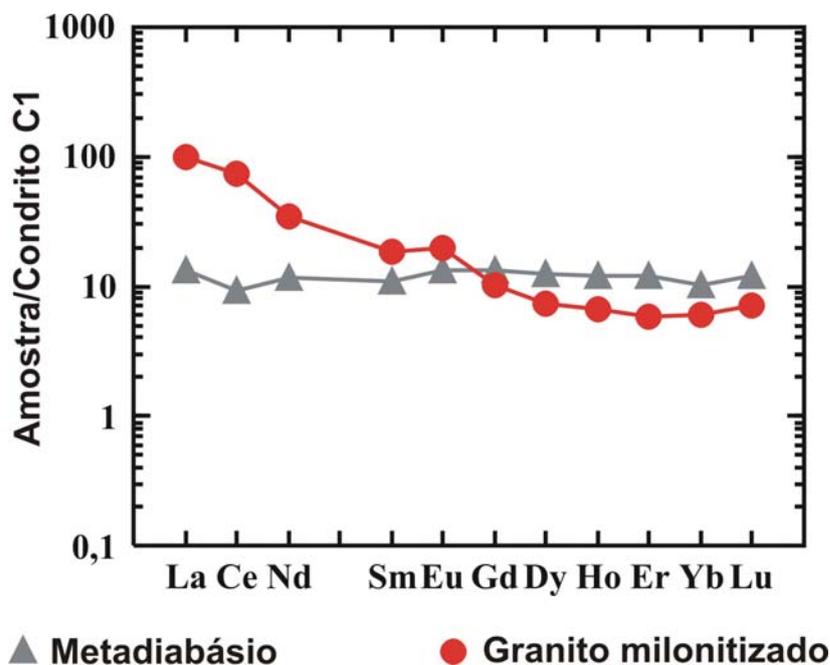
A única amostra de metadiabásio analisada (FD-16) revela composição similar à média das rochas gabróicas (COX; BELL; PANKHUNT, 1979), se bem que seja um pouco mais rica em  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  e mais pobre em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Anexo 23). Apesar das transformações mineralógicas, a transferência de massa não foi significativa, preservando os elevados teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$ , os quais refletem a abundância de anfibólio e escapolita formados a partir do piroxênio e plagioclásio primários. Em termos de elementos traços, apresenta 28 ppm de Rb, 165 ppm de Sr, 99 ppm de Ba, 38 ppm de Zr, 2 ppm de Nb e 19 ppm de Y (Anexo 23).

A soma dos teores dos elementos terras raras é igual a 27 ppm e as terras raras pesadas representam cerca de 40% deste total. O padrão de distribuição é praticamente horizontal  $[(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,3; \text{Fig. 10.11a e Anexo 23}]$ , com  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,1$ , o que indica que esses elementos não se fracionaram.

### 7.3.5 Granito milonitizado

A amostra de granito milonitizado (FD-25) apresenta forte grau de substituição do oligoclásio pela escapolita e, comparativamente aos granitóides escapolitizados, revela maiores teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Y e Ni e menores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Th e Co (Anexo 23). A soma dos ETR totaliza 98 ppm, cabendo às ETRL 90 ppm e às ETRP 6,5 ppm. O padrão de distribuição é bastante similar ao dos tonalitos (Fig. 10.7c e 10.11, Anexo 23) e

caracterizado por moderada inclinação devido ao maior fracionamento das ETRL  $[(La/Sm)_N = 5,4]$  em relação às ETRP  $[(Gd/Yb)_N = 1,7]$ .



**Figura 10.11: Padrão de distribuição dos elementos terras raras do metadiabásio (FD-16) e granito milonitizado (FD-25).**

Fonte: Evensen, Hamilton e O’Nions (1978).

#### 7.4 DENSIDADES

No Anexo 24 são fornecidas as densidades dos granitóides escapolitizados e pode-se observar que a diferença de densidade entre as amostras alteradas e o tonalito (FD-01E) não é significativa e que as amostras com mais baixo grau de alteração (FD-06, FD-14 e FD-18C) são as menos densas. As densidades dos granitóides albitizados constam do Anexo 25, constatando-se que apenas uma amostra é menos densa em relação à média dos sienogranitos.

#### 7.5 PERDAS E GANHOS DE COMPONENTES

Com base nas evidências petrográficas de que os mais prováveis protólitos dos granitóides albitizados e granitóides escapolitizados são, respectivamente, os sienogranitos e os tonalitos, cálculos de balanço geoquímico de massa foram realizados para avaliar as mudanças geoquímicas que ocorreram nessas rochas durante os processos de alteração hidrotermal. Nesse

particular, ressalta-se que o plagioclásio dos tonalitos está levemente sericitizado, o que, no entanto, não deve ter impacto relevante na composição original dessas rochas (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984). Isto foi confirmado pelo cálculo do índice de alteração química (CIA=  $[Al_2O_3]_{(mol)} / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)_{(mol)} \times 100$ ) da amostra FD-01E (tonalito), que acusou um valor igual a 46,7, portanto, dentro do intervalo de variação para granitos inalterados (CIA= 45-55; NESBITT; YOUNG, 1982).

Como fluidos ricos em sódio são mundialmente conhecidos como precursores da mineralização de óxido de Fe-Cu-Au (MARK, 1998; POLLARD, 2001), foram feitos cálculos de balanço geoquímico de massa para estimar as perdas e ganhos de componentes nas amostras de rocha que experimentaram metassomatismo sódico. Foram aplicados os métodos isovolumétrico e o de Gresens (1967).

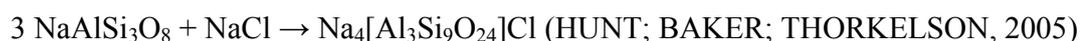
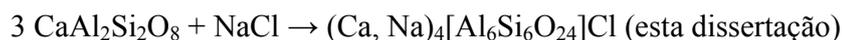
#### 7.5.1 Método isovolumétrico

Cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa, em  $g/cm^3$ , a partir do método isovolumétrico, foram realizados para os granitóides escapolitizados e albitizados nos diferentes estágios de alteração e serão discutidos a seguir:

##### a) Granitóides escapolitizados

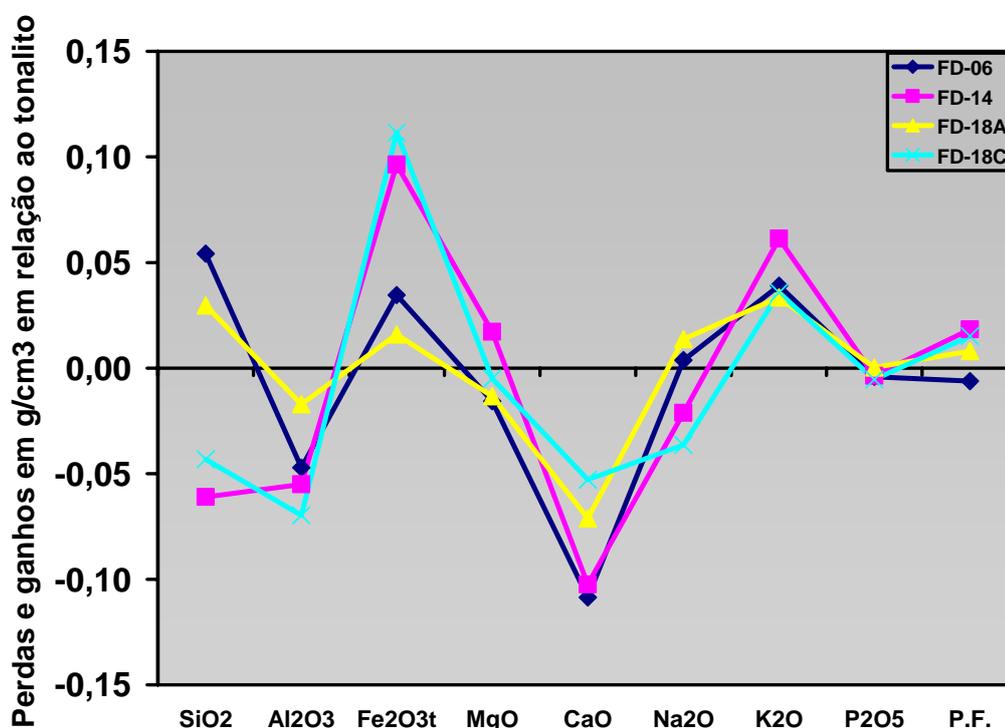
Os resultados dos cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa (Anexo 26 e Fig. 11.1) revelam que todos os granitóides escapolitizados perderam  $Al_2O_3$  e  $CaO$  e ganharam  $Fe_2O_{3(t)}$  e  $K_2O$ . Destaca-se que os ganhos dos últimos são devido ao processo de biotitização superimposta a escapolitização. A maioria perdeu  $MgO$  e  $P_2O_5$  e ganhou voláteis. Destaca-se que os ganhos em  $SiO_2$  e  $Na_2O$  são verificados apenas nas variedades escapolitizadas e fracamente biotitizadas (FD-06 e FD-18A).

Prováveis reações de formação da escapolita a partir do plagioclásio são:



No processo de escapolitização do tonalito, as perdas de  $Al_2O_3$  e  $CaO$  e os ganhos de  $Fe_2O_{3(t)}$  e  $K_2O$  podem ser explicados pela destruição do oligoclásio ( $Al^{3+}$ ,  $Ca^{2+}$ ), anfibólio ( $Al^{3+}$ ,

$\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ) e biotita ( $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ) ígneos. Parte do cálcio, muito provavelmente, entrou na estrutura da escapolita, enquanto o ferro e o potássio liberados alcançaram concentrações no fluido que permitiram a precipitação da biotita hidrotermal (caráter anítico). Observa-se que apenas uma amostra (FD-14) ganhou MgO. Este ganho deve-se à elevada quantidade modal de biotita (anita+flogopita  $\leq 55\%$ , Anexo 12) nela registrada. As amostras mais ricas em escapolita e mais pobres em biotita (FD-06 e FD-18A) ganharam  $\text{Na}_2\text{O}$ . Essas duas amostras estão, além de escapolitizadas e biotitizadas, levemente silicificadas e, portanto, ganharam  $\text{SiO}_2$ .



**Figura 11.1:** Perdas e ganhos dos componentes maiores dos granitóides escapolitizados em relação ao tonalito (amostra FD-01E representada pelo patamar igual a zero).

### b) Granitóides albitizados

Cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa (Anexo 27 e Fig. 11.2) revelam que todas as amostras dos granitóides albitizados ganharam  $\text{Na}_2\text{O}$  e perderam  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , tendo havido, para pelo menos metade delas, ganhos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e voláteis, e perdas de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  e  $\text{CaO}$ . As mudanças mais significativas ocorreram com  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$ , notadamente

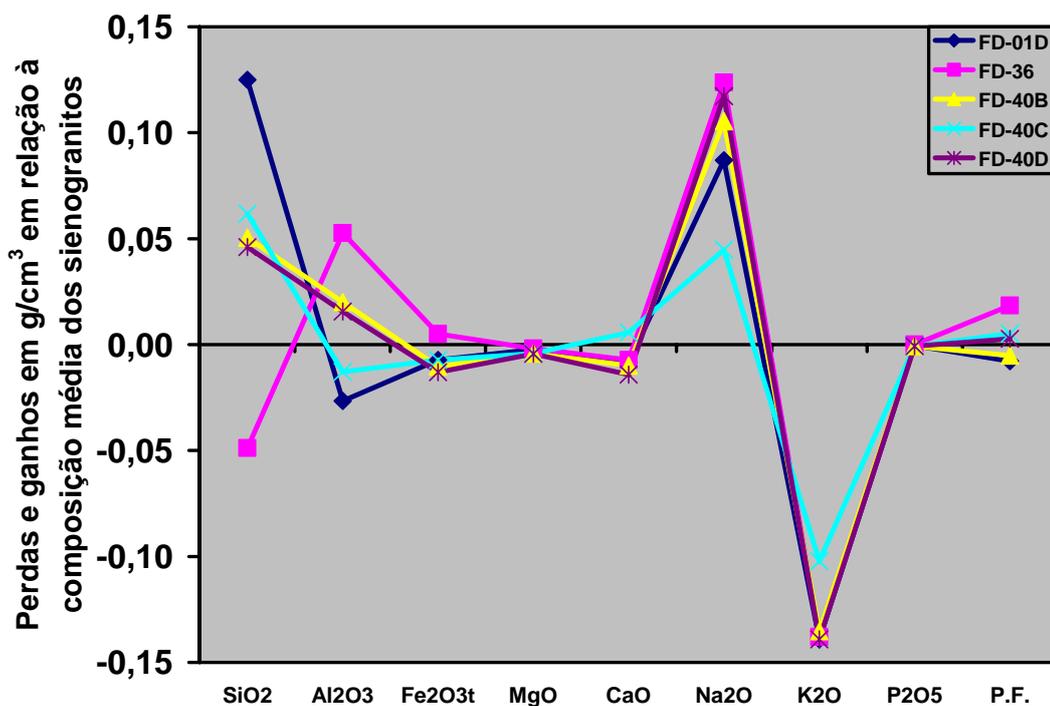
com os dois primeiros componentes, e prováveis reações que podem descrever a albitização dos sienogranitos são:



Os ganhos de  $\text{Na}^+$  e as perdas de  $\text{K}^+$  e  $\text{Ca}^{2+}$  sugerem que o fluido responsável pela albitização era rico em  $\text{Na}^+$  e possuía elevadas razões  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ , e certamente estava em desequilíbrio com os feldspatos ígneos (Anexo 14).

No caso especial do albitito (amostra FD-36), os cálculos de balanço de massa indicam que houve perdas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$ , e ganhos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e voláteis, a exemplo do que foi constatado por Dipple e Ferry (1992) ao estudarem a albitização em zonas de falha. Destaca-se, também, que o leve ganho de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  está refletido na presença de biotita e clorita em quantidades apreciáveis (Anexo 13).

A ausência de minerais cafêmicos (por exemplo, anfibólios e epidoto) na assembléia de alteração dos granitóides albitizados espelha não só a escassez de fases máficas nos sienogranitos, como também sugere que os fluidos responsáveis pela alteração sódica estavam, muito provavelmente, em equilíbrio com estas fases em rochas pelas quais migraram.



**Figura 11.2:** Perdas e ganhos dos componentes maiores dos granitóides albitizados e albitito em relação à composição média dos sienogranitos (representada pelo patamar igual a zero).

### 7.5.2 Método de Gresens

Os cálculos de balanço de massa, de acordo com Gresens (1967), foram realizados utilizando-se pares de amostras representativos dos diferentes estágios dos processos de escapolitização e albitização dos granitóides de Serra Dourada. A amostra FD-01E corresponde ao tonalito não alterado.

#### a) Granitóides escapolitizados e biotitizados

Os granitóides escapolitizados mostram variação desde tonalito fracamente alterado até rochas com alto grau de escapolitização, que chegam a hospedar veios de dimensões métricas, constituídos por cerca de 70% de escapolita. Considerando o zoneamento da alteração hidrotermal nessas rochas, foram escolhidos, com base em dados de campo, químicos e petrográficos, dois pares de amostras para serem utilizados nos cálculos de perdas e ganhos absolutos de massa pelo esquema de Gresens (1967).

O primeiro par de amostras (FD-01E e FD-14) permite avaliar a biotitização e o estágio inicial do processo de escapolitização, sendo este último caracterizado pela transformação parcial do plagioclásio ígneo (oligoclásio) em escapolita. A amostra alterada é constituída por 6,6% de escapolita, 12% de plagioclásio escapolitizado, 26% de quartzo e 55% de biotita (magmática + hidrotermal) (Anexo 12). O segundo par de amostras (FD-01E e FD-18) foi usado para avaliar o estágio mais avançado da escapolitização, cuja amostra representativa revela conteúdos de 37% de escapolita, 30% de plagioclásio, 15% de quartzo e 18% de biotita hidrotermal (Anexo 12).

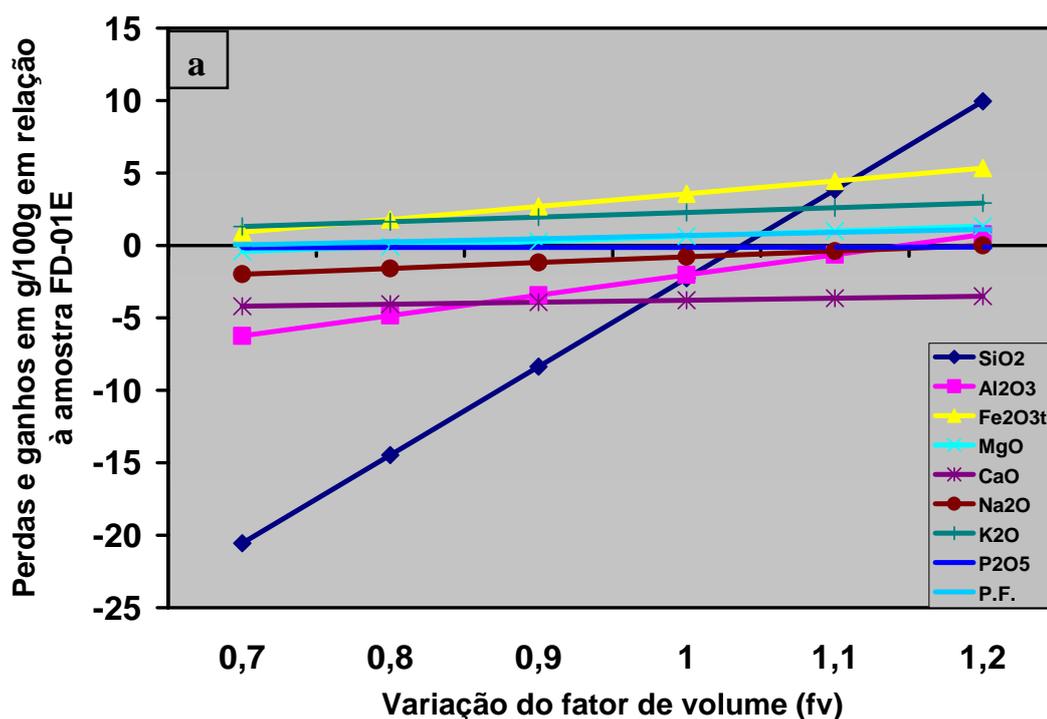
#### 1º PAR: Tonalito (FD-01E) – tonalito biotitizado e fracamente escapolitizado (FD-14)

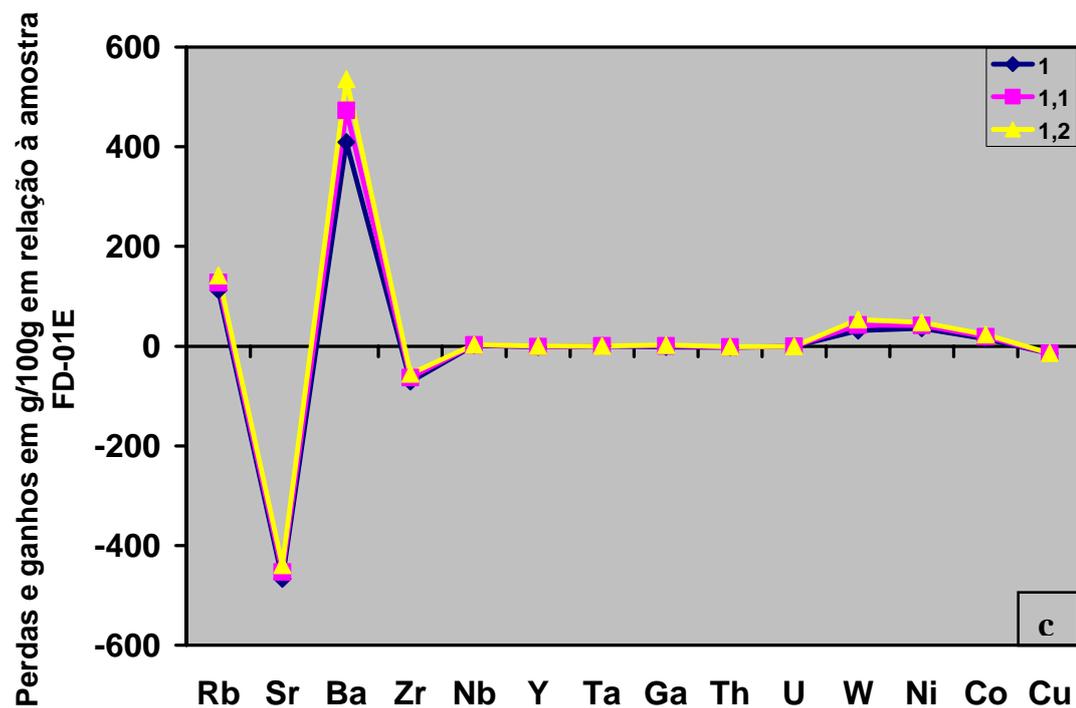
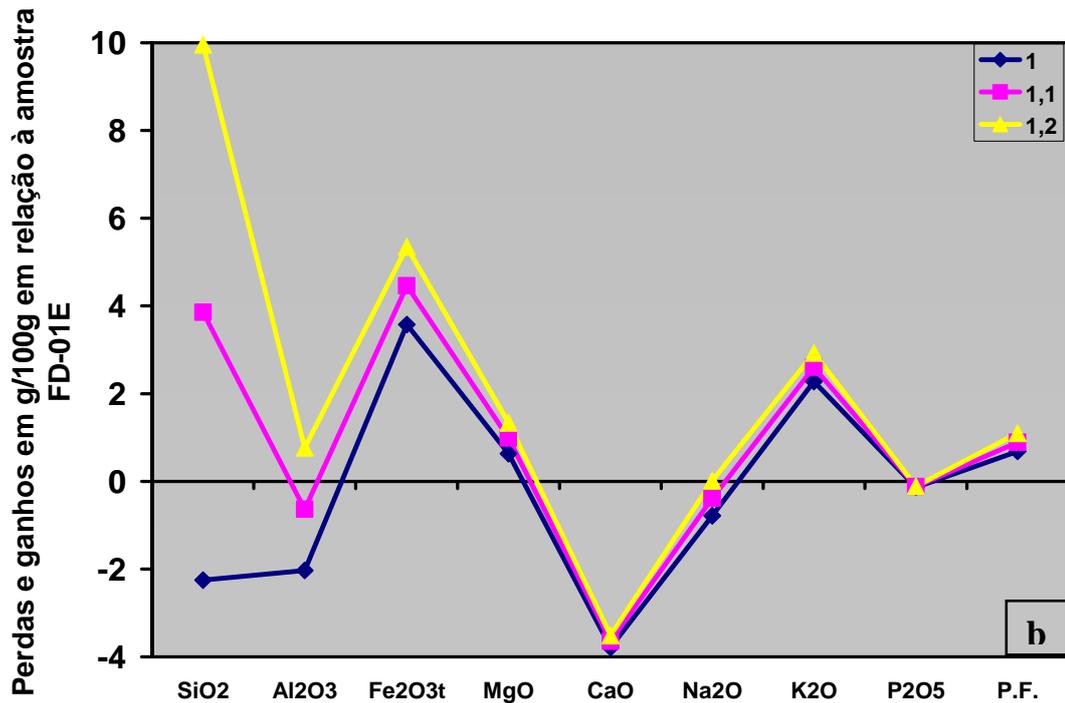
As perdas e ganhos de componentes relacionados a este par foram obtidos para diferentes valores do fator de volume ( $f_v$ ), em g/100g.

Os resultados constam no Anexo 28, constatando-se que, de acordo com as premissas de Gresens, os valores de  $f_v$  representativos da variação do volume durante o processo de biotitização±escapolitização estão entre 1 e 1,15. Na Figura 11.3a estão representadas as perdas e ganhos dos elementos maiores para diferentes valores de  $f_v$ . Neste diagrama observa-se que,

para aqueles valores de  $f_v$ , as retas referentes a  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  intersectam a linha  $X_n = 0$ . Isso implica assumir que, para valores de  $f_v$  entre 1 e 1,15, aqueles componentes foram relativamente imóveis durante o processo de alteração.

Nas Figuras 11.3b e c estão representadas as perdas e ganhos dos elementos maiores e traços, respectivamente. Independentemente do  $f_v$  escolhido, o tonalito alterado perdeu  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  e ganhou  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e voláteis (Fig. 11.3b). Em geral, também ganhou  $\text{SiO}_2$  e perdeu  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ . Quanto aos elementos traços, a Figura 11.3c revela que, independentemente do valor de  $f_v$ , houve ganho de Rb, Ba, W, Ni e Co e perda acentuada de Sr e moderada de Zr. Pode-se assumir que os demais elementos traços tiveram comportamento relativamente imóvel, haja vista não terem sido constatadas perdas e/ou ganhos significativos desses elementos.





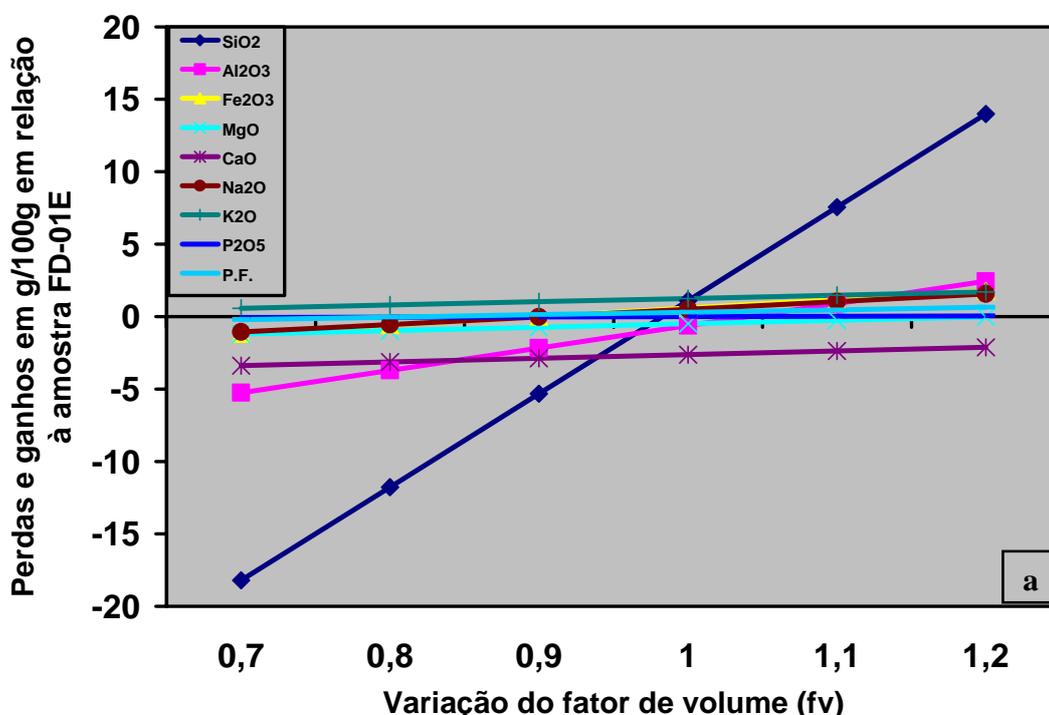
**Figura 11.3:** a) Diagrama das perdas e ganhos dos óxidos e P.F. em função do fator de volume ( $f_v$ ) (método de Gresens) para o par de amostras FD-01E – FD-14. Os pontos onde as retas cortam a ordenada  $X_n = 0$  indicam o valor de  $f_v$  para o qual o componente teria sido considerado imóvel no processo de biotitização±escapolitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do tonalito; e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do tonalito.

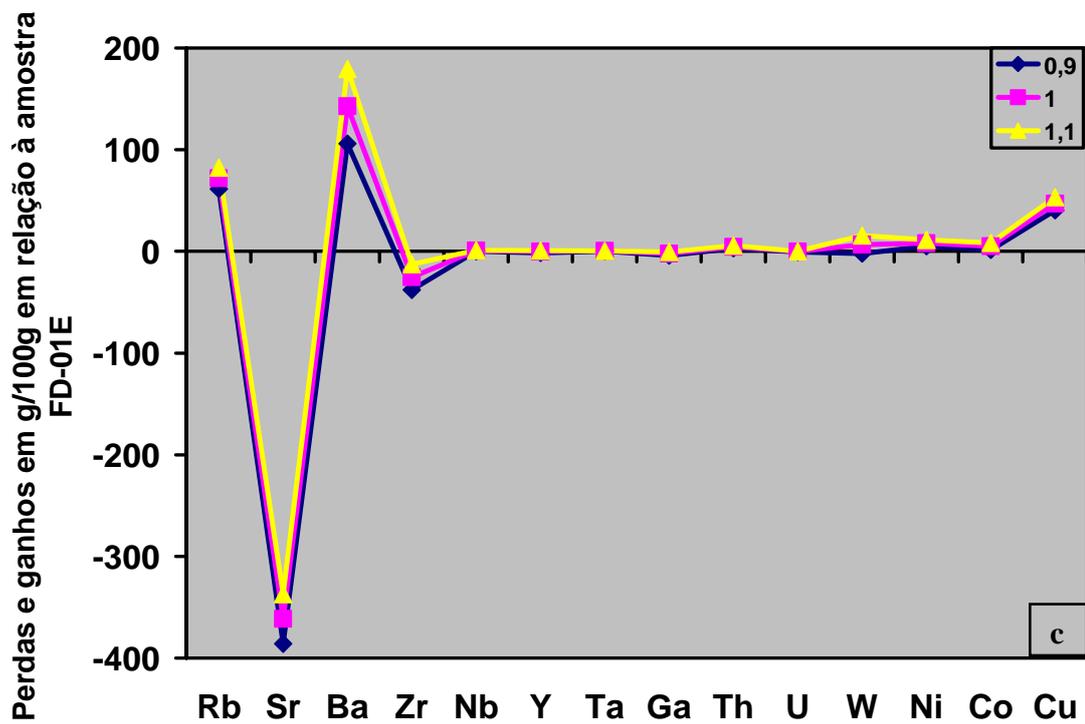
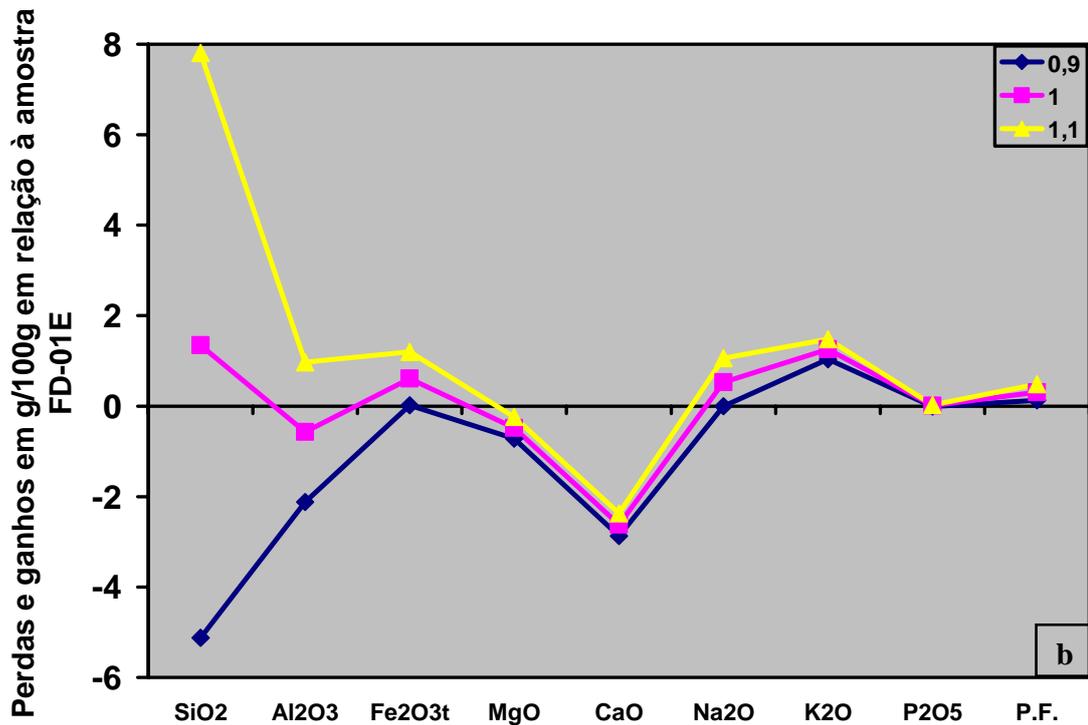
## 2º PAR: Tonalito (FD-01E) – tonalito escapolitizado ± biotitizado (FD-18A)

O par de amostras FD-01E – FD-18A representa o processo de substituição de grande parte do plagioclásio por escapolita.

Os cálculos de perdas e ganhos de componentes em relação ao tonalito constam no Anexo 29. Verifica-se que os valores de  $f_v$ , que representam a variação do volume durante o processo de escapolitização, estão entre 0,9 e 1,04. No diagrama composição-volume (Fig. 11.4a), estão mostrados as perdas e ganhos para diferentes valores de  $f_v$ , em g/100g, em relação à amostra de referência. Neste diagrama as retas  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  cortam a linha  $X_n = 0$  na faixa de  $f_v$  entre 0,9 e 1,04.

As perdas e ganhos, respectivamente, dos elementos maiores e traços são apresentados nas Figuras 11.4b e 11.4c. Conclui-se que, para aquela faixa de  $f_v$ , a rocha ganhou  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e voláteis e perdeu  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$ . Em geral, perdeu  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e ganhou  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$  (Fig. 11.4b). A Figura 11.4c mostra que, para qualquer que seja o valor de  $f_v$  escolhido, houve perda de Sr e Zr e ganho de Rb, Ba e Cu. Não foram constatadas perdas e/ou ganhos significativos nos teores dos demais elementos traços, o que implica assumir que esses elementos tenham tido comportamento relativamente imóvel durante o processo de escapolitização.





**Figura 11.4:** a) Diagrama composição volume (método de Gresens) para o par de amostras FD-01E – FD-18A, apresentando as perdas e ganhos dos componentes maiores em função da variação do fator de volume ( $f_v$ ). Os pontos onde as retas cortam a ordenada  $X_n = 0$  indicam o valor de  $f_v$  para o qual o componente é considerado imóvel no processo de escapolitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do tonalito e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do tonalito.

## **b) Granitóides albitizados**

Os sienogranitos mostram diferentes graus de albitização, culminando com a formação de corpos de albitito. Com base em dados de campo e petrográficos, associados à composição química das rochas da zona rica em albita, foram escolhidos dois pares de amostras para aplicação do método de balanço geoquímico de massa proposto por Gresens (1967).

A albitização do sienogranito é marcada, em um primeiro estágio, pela transformação do feldspato potássico em albita com textura em tabuleiro de xadrez (*chessboard*) e que gera, nos estágios mais avançados de alteração, rochas constituídas basicamente por albita >> quartzo (albititos, Anexo 13).

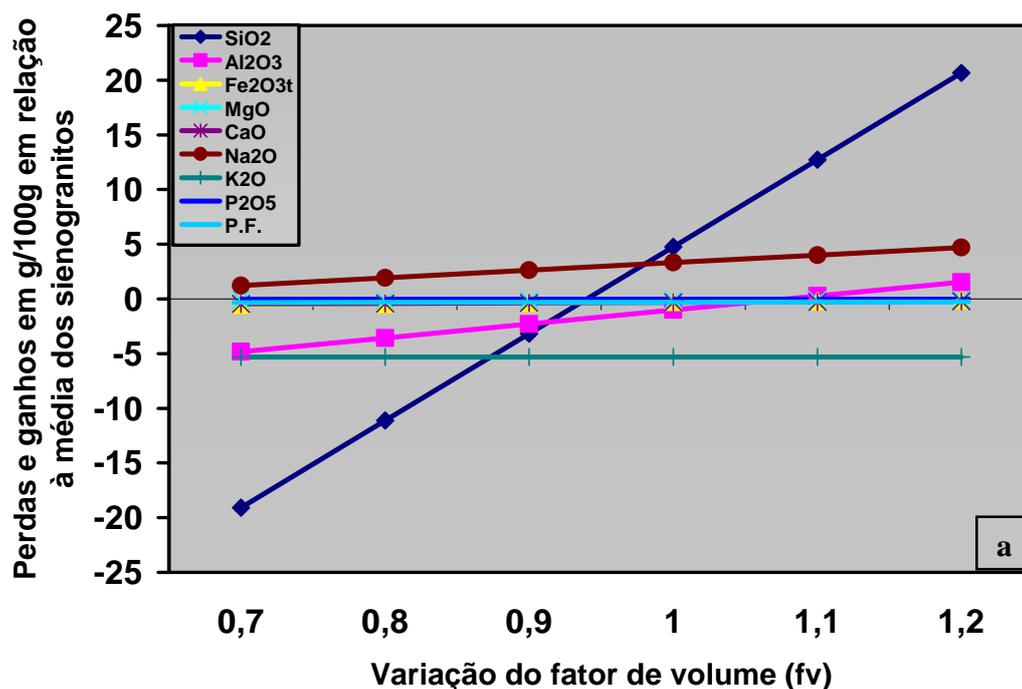
O par média dos sienogranitos - FD-01D foi usado para avaliar o estágio inicial da albitização, contendo a amostra FD-01D 37,6% de albita hidrotermal, 16,4% de albita magmática, 39,4% de quartzo, 6,2% de feldspato potássico e 0,4% de biotita (Anexo 13). O outro par de amostras (média dos sienogranitos - FD-36) serviu para estudar a transferência de massa na transformação do sienogranito em albitito ( $\text{Na}_2\text{O} = 8,56\%$ ; Anexos 22 e 30), sendo o albitito composto por 72,3% de albita hidrotermal, 22,6% de quartzo, 1,5% de biotita e 3,5% de clorita.

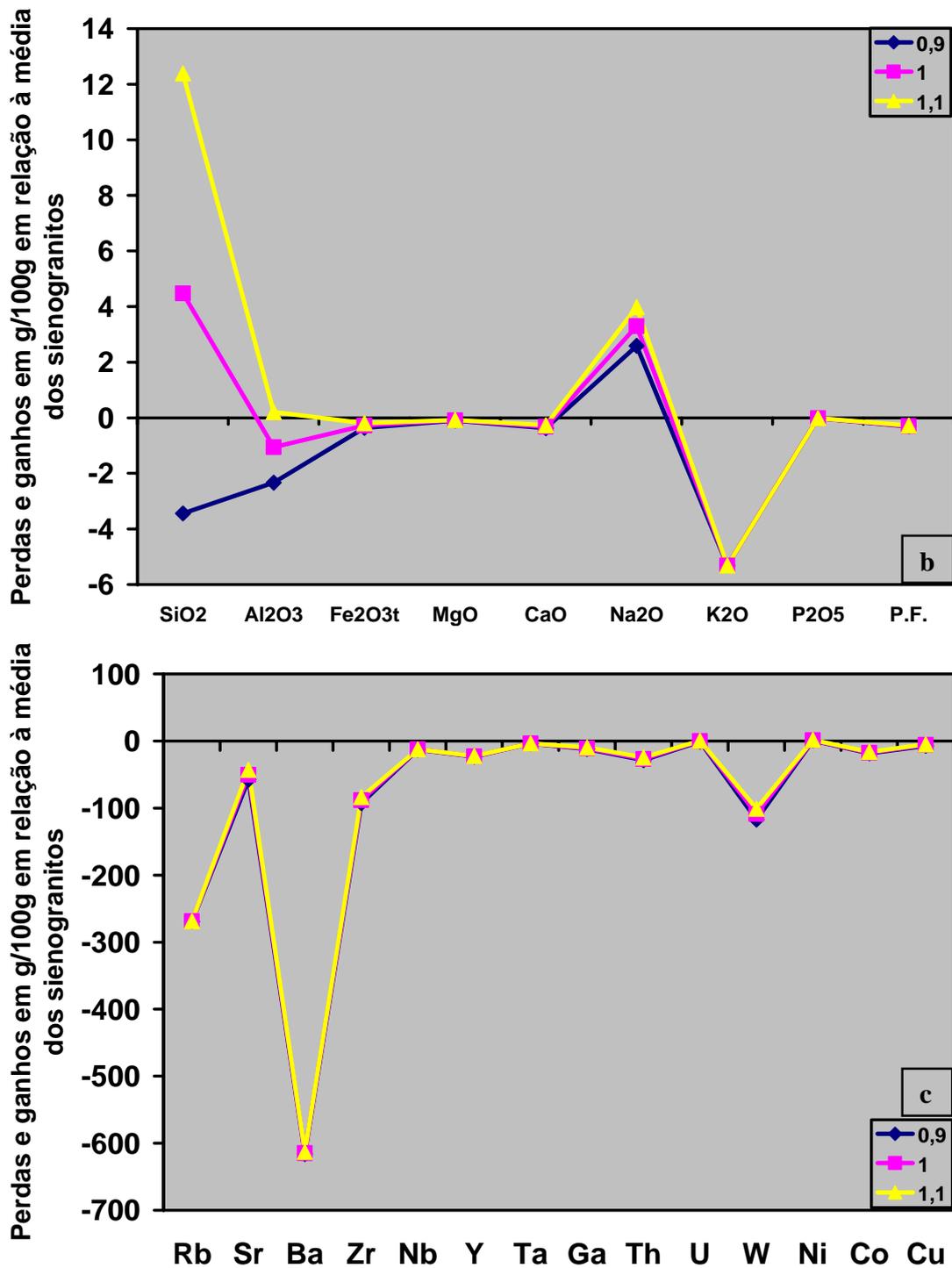
### **1º PAR: Sienogranito (composição média) – granito moderadamente albitizado (FD-01D)**

No Anexo 30 constam os resultados das perdas e ganhos calculados com a equação de Gresens (1967). O cálculo do fator de volume para cada componente revela que os valores mais adequados para avaliar a mobilidade geoquímica dos componentes, durante a albitização parcial do sienogranito, estão entre 0,94 e 1,08. A escolha deste intervalo de  $f_v$  implica assumir que  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se comportaram como componentes imóveis durante o processo de alteração, haja vista suas respectivas retas cortarem a linha  $X_n = 0$  naqueles valores de  $f_v$  (Fig. 11.5a). Este diagrama mostra também que, independentemente do valor de  $f_v$  escolhido, não houve perdas ou ganhos significativos de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e voláteis. Nas Figuras 11.5b e 11.5c estão representadas as perdas e ganhos absolutos dos elementos maiores e traços, respectivamente, para valores de  $f_v$  entre 0,9 e 1,1. A Figura 11.5b revela que, independentemente do valor de  $f_v$  escolhido, o sienogranito albitizado ganhou  $\text{Na}_2\text{O}$ , perdeu  $\text{K}_2\text{O}$  e, em geral, ganhou  $\text{SiO}_2$  e perdeu  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . A Figura 11.5b mostra também que não houve perdas ou ganhos significativos de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e voláteis. O fósforo, como já descrito por outros autores (LESHER;

GIBSON; CAMPEBELL, 1986; PETERSON; ELIASSON, 1997), teve comportamento relativamente imóvel durante o processo de albitização. Na Figura 11.5c observa-se que para valores de  $f_v$  entre 0,9 e 1,1, à exceção de U e Ni, houve perda dos elementos traços, mesmo de Cu (Anexo 30). As perdas de Ba e Rb decorreram da destruição do feldspato primário, enquanto a de Cu deve indicar que durante a albitização as condições não foram favoráveis à precipitação de minerais cupríferos. Por sinal, a única ocorrência conhecida de calcopirita na área encontra-se na zona escapolitizada (Fig. 1.2).

De acordo com Poty et al (1986), o processo de albitização é comumente acompanhado da adição de U. Nos granitóides albitizados de Serra Dourada não foram registrados ganhos significativos deste elemento, que, assim, deve ter tido comportamento relativamente imóvel durante a albitização do sienogranito.



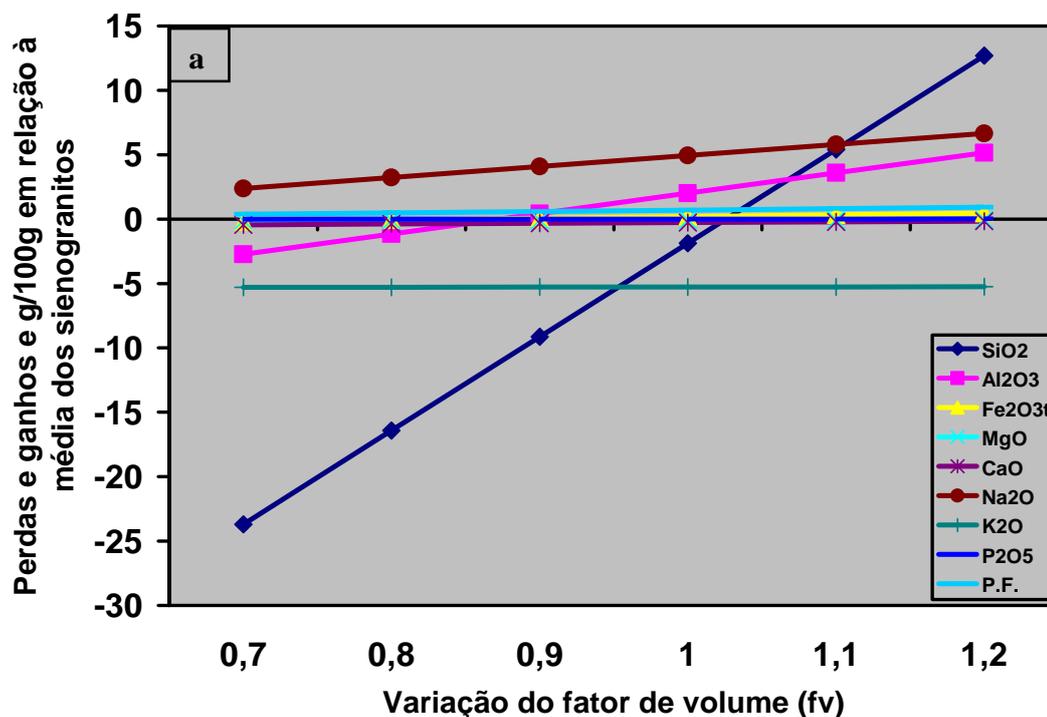


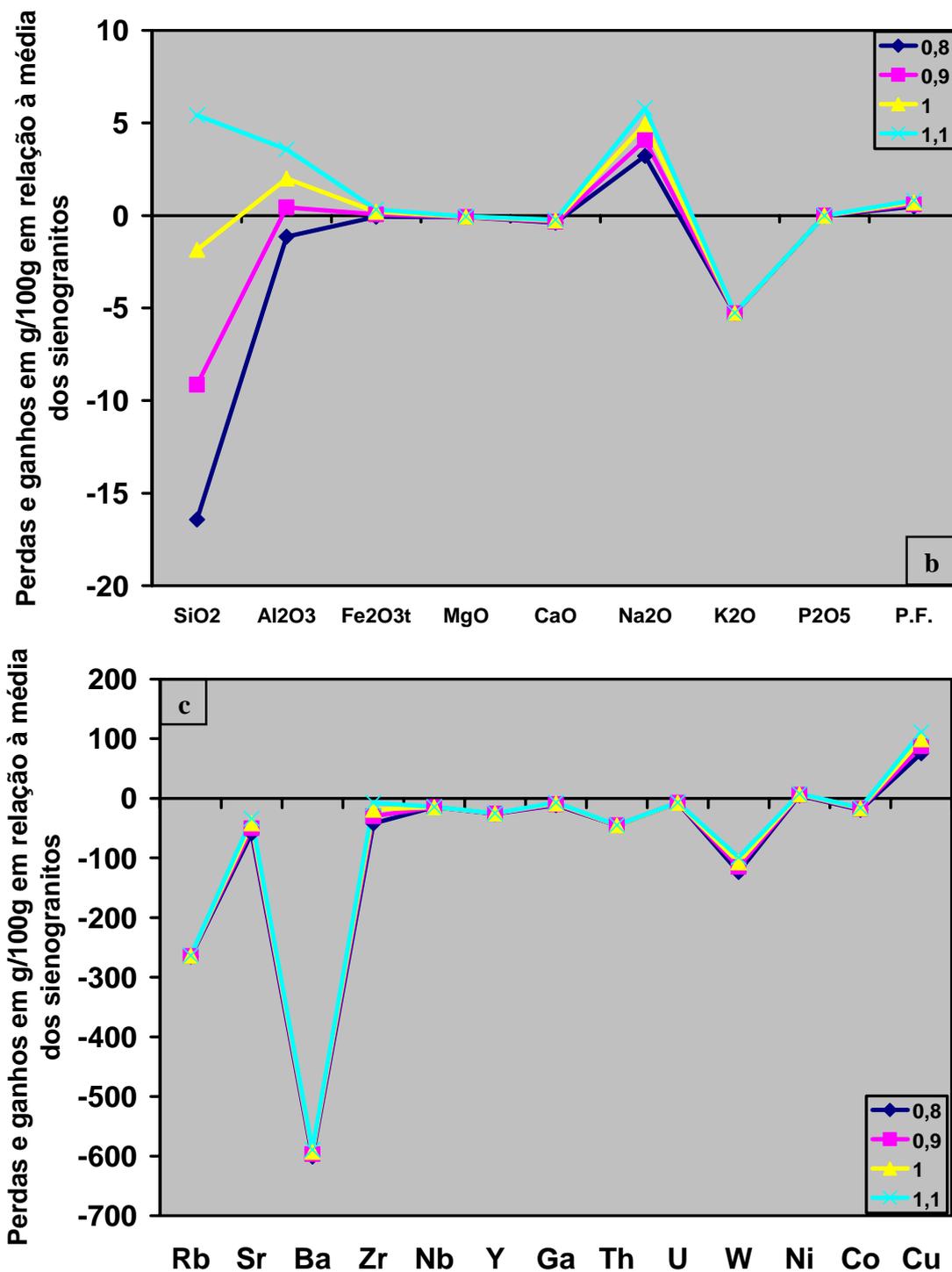
**Figura 11.5:** a) Diagrama das perdas e ganhos dos componentes maiores em função do fator de volume ( $f_v$ ) (método de Gresens) para o par de amostras média dos sienogranitos – FD-01D. Os pontos onde as retas cortam a ordenada  $X_n = 0$  indicam o valor de  $f_v$  para o qual o componente teria sido imóvel no processo de albitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do sienogranito e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do sienogranito.

## 2º PAR: Sienogranito (composição média) – albitito (FD-36)

Os cálculos de perdas e ganhos absolutos de componentes químicos relacionados com a transformação do sienogranito em albitito foram realizados com a composição média dos sienogranitos e a amostra FD-36.

As perdas e ganhos absolutos dos componentes maiores e traços são apresentados no Anexo 31, no qual também constam os valores de fator de volume calculados para  $X_n = 0$ . O Anexo 31 e o diagrama composição-volume (Fig. 11.6a) mostram que  $f_v = 1$  é um valor plenamente adequado para descrever o balanço geoquímico de massa durante o processo avançado de albitização e que, independentemente do valor de  $f_v$  escolhido, não houve variações significativas nos teores de  $Fe_2O_{3(t)}$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$  e voláteis. Na Figura 11.6a observa-se que as retas  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  e  $P_2O_5$  intersectam a linha  $X_n = 0$  a valores de  $f_v = 0,85$  e  $1,03$ , do que se conclui que esses componentes ficaram imóveis durante o processo de produção dos corpos de albitito. Nas Figuras 11.6b e 11.6c são apresentadas as perdas e ganhos, respectivamente, dos componentes maiores e elementos traços. Na primeira figura, fica evidente que, para valores de  $f_v$  entre 0,8 e 1,1, houve ganho de  $Na_2O$  e perda de  $K_2O$ , e, em geral, perda de  $SiO_2$  e ganho de  $Al_2O_3$ . A Figura 11.6c revela que, para aqueles valores de  $f_v$ , a rocha ganhou  $Cu$  e  $Ni$  e perdeu os demais elementos traços. Destaca-se que as perdas mais significativas, assim como no granito fracamente albitizado, foram registradas nos teores de  $Rb$  e  $Ba$ .





**Figura 11.6:** a) Diagrama das perdas e ganhos dos componentes maiores em função do fator de volume ( $f_v$ ) (método de Gresens) para o par de amostras média dos sienogranitos – FD-36. Os pontos onde as retas cortam a ordenada  $X_n = 0$  indicam o valor de  $f_v$  para o qual o componente teria sido imóvel no processo de albitização; b) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos maiores e P.F. em g/100g do sienogranito e c) Balanço geoquímico de massa (perdas ou ganhos) para os elementos traços em g/100g do sienogranito.

### 7.5.3 Relações entre os métodos Isovolumétrico e de Gresens

Os resultados dos cálculos de balanço geoquímico de massas revelam que ambos os métodos utilizados são consistentes. Independentemente do método utilizado, a amostra de granitóide parcialmente escapolitizada (FD-14) perdeu Ca e ganhou  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ , MgO,  $\text{K}_2\text{O}$  e voláteis, enquanto àquela representativa do estágio mais avançado de escapolitização (FD-18A) perdeu CaO e MgO e ganhou  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e voláteis. Essa consistência também foi confirmada com os granitóides albitizados, pois os cálculos realizados com ambos os métodos indicam que a amostra parcialmente albitizada (FD-01D) ganhou  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  e perdeu  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ , MgO, CaO e  $\text{K}_2\text{O}$ , enquanto o albitito (FD-36) ganhou  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e voláteis e perdeu  $\text{SiO}_2$ , MgO, CaO e  $\text{K}_2\text{O}$ .

## 8 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

### 8.1 ÁREA DO SOSSEGO

#### 8.1.1 Possíveis protólitos das rochas alteradas

As rochas estudadas (granitóides, vulcânicas ácidas, gabróicas e ricas em biotita) são as de maior expressão dentro da mina do Sossego. A análise petrográfica dessas rochas mostra que elas foram alteradas e/ou deformadas a tal ponto que não é mais possível reconhecer sua composição original, quer mineralógica ou química. Contudo, a presença de alguns minerais nas associações hidrotermais, notadamente a albita com textura em tabuleiro de xadrez, fenocristais de plagioclásio e de quartzo e escapolita, bem como a preservação parcial de feições primárias (textura porfirítica nas rochas vulcânicas e subofítica nas rochas gabróicas), permitem que alguns protólitos sejam inferidos pelo menos com referência à classificação geral das rochas ígneas (STRECKEISEN, 1976). Assim, os granitos teriam sido derivados principalmente de sienogranitos e granodioritos, as metavulcânicas de andesitos e/ou basaltos porfiríticos e os gabros de microgabros. As rochas ricas em biotita, devido aos elevados graus de milonitização e alteração, são mais difíceis de serem desvendadas, embora a textura porfiroclástica de alguns espécimes sugira vinculação, pelo menos em parte, com os mesmos protólitos das metavulcânicas ácidas.

#### 8.1.2 Seriam os granitos e metavulcânicas ácidas co-magmáticos?

Os dados químicos obtidos para os granitos e rochas metavulcânicas revelam amplas variações nos teores dos elementos maiores, refletindo, além das diferenças esperadas na composição original dos protólitos, principalmente a intensa transferência de massa entre os fluidos e o ambiente mineralógico primário. Os ETR são normalmente imóveis durante os processos de alteração, embora determinadas condições favoreçam a sua mobilidade (p. ex. ALDERTON; PEARCE; POTTS, 1980; EXLEY, 1980; GIERÉ, 1990). Essas condições envolvem, em especial, a presença de minerais ricos em ETR particularmente suscetíveis à alteração ou a elevada concentração de ligantes como  $F^-$  e  $PO_4^{-3}$  nos fluidos aquosos. Nos granitóides da área do Sossego, foram observados cristais euédricos a subédricos de alanita primária com poucos sinais de corrosão, porém o registro de F-micas e de F-apatita hidrotermais é clara evidência de que aqueles ligantes eram constituintes dos fluidos e poderiam ter mobilizado os ETR.

Muito provavelmente, a alteração das rochas do Sossego se processou com alguma mobilidade dos ETR, particularmente durante a formação do minério, haja vista a abundância de alanita como fase hidrotermal. A grande semelhança entre os padrões de fracionamento dos ETR dos granitos, rochas metavulcânicas ácidas e ricas em biotita é, pois, sugestiva de que os respectivos protólitos evoluíram de um magma comum, ainda que as rochas ricas em biotita apresentem maiores razões  $La_N/Yb_N$ . Corrobora esta hipótese o fato de, nestas três variedades de rochas, outros elementos considerados de baixa mobilidade, como o Nb e Zr, apresentarem variações de teores dentro de intervalos que se superpõem em grande parte, com maior coincidência entre as rochas metavulcânicas ácidas e ricas em biotita.

### 8.1.3 Principais tipos de alteração hidrotermal

Albitização, escapolitização, anfibolitização, cloritização, biotitização, epidotização e feldspatização potássica foram os principais processos de alteração hidrotermal reconhecidos nas rochas estudadas, o primeiro sendo mais comum nas rochas granitóides e o segundo nas rochas ricas em biotita e gabróicas. A definição desses processos teve por base a abundância relativa dos minerais hidrotermais presentes, cujas relações com os estágios deformacionais, de evolução progressiva dúctil a rúptil (VILLAS et al, 2005), deixam evidente que o metassomatismo sódico foi mais precoce, seguido da actinolitização, cloritização e epidotização e finalmente da alteração potássica (bitita+feldspato potássico).

Os fluidos iniciais, ricos em Na, K e Cl e com temperatura na faixa de 500-575°C (MONTEIRO et al, 2007), migraram para área do Sossego durante o evento cisalhante e promoveram alteração das rochas, cujas associações hidrotermais refletem bem as diferentes composições dos protólitos. Os andesitos/basaltos, mais ricos em plagioclásio, responderiam pela abundância de escapolita das rochas ricas em biotita, enquanto os sienogranitos e granodioritos, mais ricos em K-feldspato, oportunizariam a formação de maiores quantidades de albita com textura em tabuleiro de xadrez, como observado nos granitos. A migração desses fluidos estendeu-se às rochas gabróicas, como evidenciado pela abundância de escapolita em duas amostras (F422/198,1 e F422/203,85) e denotado por elevados teores de  $Na_2O$  (Anexo 10).

As amostras das rochas metavulcânicas ácidas estudadas, que se supõem oriundas dos mesmos protólitos das rochas ricas em biotita, não registram importante interação com esses fluidos, tanto que é pouco significativo o conteúdo de escapolita e não ocorrem biotita ou

turmalina. Actinolita (e não hastingsita/ferropargasita) e epidoto são produtos hidrotermais comuns da alteração dessas amostras, sugerindo que um fluido diferente reagiu com seus protólitos, certamente mais rico em Mg e Fe, mais pobre em Na, além de menos quente ( $\approx 500^\circ\text{C}$ ; MONTEIRO et al, 2007) e mais oxidado (precipitação de magnetita e epidoto pistacítico). Duas destas amostras mostram teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  em torno de 9% em peso (Anexo 8) e proporções modais de albita (grande parte na forma de “fenocristais”) estimadas em 70-75%. Estes teores não são atribuídos inteiramente à albitização, já que a produção de albita com textura de tabuleiro de xadrez foi discreta e tampouco foram observados veios/vênulas constituídos por este feldspato. A albita resultaria, primariamente, da descalcificação do plagioclásio primário, cujo Ca teria sido em parte reprecipitado como actinolita e epidoto. Várias amostras de gabro registram a influência desse fluido rico em Mg e Fe, o que é indicado pelas elevadas proporções de actinolita-Mg-hornblenda e de magnetita que elas apresentam. Amostras dos granitos foram também afetadas por esse fluido e nelas foram produzidas quantidades variáveis de epidoto, clorita e, em menor escala, fengita.

À medida que a alteração avançou e escapolita, albita, anfibólios, epidoto, clorita e magnetita precipitaram, os fluidos experimentaram mudanças composicionais, tornando-se mais enriquecidos em K, por conta, sobretudo, da destruição do K-feldspato e biotita (?) primários, bem como mais empobrecidos em Na, Mg e Fe. A razão  $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$  (a=atividade) aumentou, então, a valores que voltaram a estabilizar o K-feldspato, dando início à alteração potássica a temperaturas da ordem de  $350\text{-}300^\circ\text{C}$  (ROSA, 2006). Esta alteração está muito bem evidenciada na amostra F352/63 das rochas metavulcânicas ácidas na qual se estimam quantidades de 20-25% de K-feldspato hidrotermal, a maior parte presente em vênulas que se instalaram após a rocha ter sido epidotizada e actinolitizada.

#### 8.1.4 Química mineral e implicações quanto à natureza dos fluidos

Como já visto, os regimes termais sob os quais ocorreram o metassomatismo sódico e a propilitização foram muito similares e o contraste mineralógico entre as rochas metavulcânicas e as rochas ricas em biotita pode ser creditado a diferenças na composição dos fluidos. As amostras de rocha metavulcânica contêm apenas traços de escapolita, mas as das rochas ricas em biotita registram, da mesma forma que os granitos e gabros, actinolita ou Mg-hornblenda com praticamente as mesmas características químicas (Anexo 5) em termos de  $X_{\text{Fe}}$  (0,70-0,82), Cl (0-

0,5%) e F (0-0,22%), implicando a interferência de um fluido comum (rico em Mg e Fe), o qual exerceu maior controle do que a composição do protólito na estabilidade deste anfibólio. Por seu turno, as análises da biotita das rochas ricas em biotita e dos granitos não albitizados mostram composições bem distintas, a primeira mais flogopítica ( $X_{Fe}=0,35-0,50$ ) e com teores de Cl e F nas faixas de 0,7-1,6% e 0-0,46%, respectivamente, e a outra mais anítica ( $X_{Fe}=0,64-0,67$ ) e com teores de Cl e F nas faixas de 1,68-2,0% e 0,06-0,13%, respectivamente. A íntima relação entre biotita escapolita nas rochas ricas em biotita indica serem eles produtos do mesmo estágio hidrotermal e, assim, formados a partir do fluido rico em Na, enquanto a biotita dos granitos estaria associada ao desenvolvimento do epidoto, Mg-hornblenda e clorita e, dessa forma, interpretada como fase hidrotermal do fluido rico em Mg e Fe. As variedades de biotita foram muito provavelmente definidas bem mais pela composição dos fluidos, embora neste caso diferenças composicionais dos protólitos das rochas ricas em biotita e dos granitos possam também ter desempenhado algum papel.

A escapolita analisada pertence às rochas ricas em biotita e gabros, que resultaram de protólitos bem distintos. Apesar disso, a composição deste tectossilicato é muito similar nas duas rochas, revelando valores médios da fração molar Me de 0,28 (rochas ricas em biotita) e 0,29 (gabro), embora nestas últimas as análises pontuais sejam bem mais uniformes (Anexo 2). Os teores de Cl são equivalentes, 3-4% nas rochas ricas em biotita e 3,5-3,8% nos gabros. É admissível, pois, afirmar que a composição da escapolita dependeu fortemente do fluido rico em Na e Cl. Esse mesmo fluido produziu albita nos granitos, rochas metavulcânicas ácidas, ricas em biotita e gabros, durante o metassomatismo sódico principal, com teores de Ab entre 94,8 e 99,5%, os mais elevados sendo registrados nas amostras de rochas metavulcânicas (99-99,3%) e granitos (98,5-99,3%), exatamente naquelas em que não houve produção de escapolita, a qual, onde formada, especula-se, deve ter competido com a albita pelo Na. Daí os mais baixos valores de Ab (96,4% e 94,8%) terem sido determinados, respectivamente, nas rochas ricas em biotita e gabro.

A composição da clorita é dependente de vários fatores, dentre eles a temperatura e as características químicas da rocha e do fluido (BRYNDZIA; SCOTT, 1987). A clorita que ocorre nos granitos não albitizados faz parte da associação epidoto-actinolita±magnetita e revela caráter francamente chamosítico ( $X_{Fe}=0,46-0,62$ ) e, assim, compatível com cristalização a partir do fluido rico em Mg e Fe. Nas rochas ricas em biotita, a clorita ocorre em vênulas que cortam a

actinolita, junto com turmalina, albita, K-feldspato e titanita, e mostra valores de  $X_{Fe}$  entre 0,19 e 0,36, próprios, portanto, da variedade clinocloro. Sua temperatura média de formação, com base na equação geotermométrica proposta por Cathelineau (1988), foi estimada em 300°C. Além da temperatura, por sinal concordante com os dados de inclusões fluidas obtidos para o estágio de K-feldspatização (ROSA, 2006), e da paragênese, o caráter mais magnésiano desta clorita evidencia a ação de outro fluido, mais frio (mistura dos anteriores?), e que talvez tenha sido o precursor daquele responsável pela alteração que se seguiu à propilitização, ou seja, a alteração potássica.

#### 8.1.5 A origem dos fluidos responsáveis pelo metassomatismo sódico

Vários autores defendem que os fluidos responsáveis pela produção de albita e escapolita hidrotermais são tipicamente de salinidades elevadas (HUNT; KERRICK, 1977; HUNT; BAKER; THORKELSON, 2005; MARK, 1998). Outros interpretam rochas com abundante escapolita, biotita e outros minerais ricos em cloro como derivadas do metamorfismo de exalitos ou sedimentos salíferos ou evaporíticos (FRIETSCH et al, 1997; HUNT; BAKER; THORKELSON, 2005; MARSHALL; OLIVER, 2006; MORA; VALLEY, 1989; OEN; LUSTENHOUWER, 1992; SERDYUCHENKO, 1975). Os fluidos ricos em Na, K e Cl, contendo também B e responsáveis pela associação hidrotermal presente nas rochas ricas em biotita, acusaram salinidade superior a 50% equiv. em peso de NaCl e foram interpretados como resultado de provável interação com rochas evaporíticas, visto que, na ausência de ebulição, dificilmente poderiam ter sido derivados da cristalização de magmas graníticos (ROSA et al, 2006).

À parte a evidência indireta proporcionada pela abundância de escapolita, a presença de evaporitos em Carajás só é corroborada pelos dados de  $\delta^{11}B$  em turmalinas dos depósitos do Igarapé Bahia e Igarapé Salobo (DREHER; XAVIER, 2006; XAVIER et al, 2006). Se evaporitos existiram nas cercanias do Sossego, muito provavelmente eles foram dissolvidos durante o metamorfismo e os fluidos hiper-salinos resultantes armazenados nos poros das rochas e, eventualmente, deslocados em resposta a diferenças de potencial para zonas mais permeáveis. Por outro lado, dados de  $\delta^{37}Cl$  sugerem, para o Sossego, mistura de fluidos magmáticos derivados do manto com águas conatas, sem importante contribuição evaporítica (CHIARADIA et al, 2006). Porém, como estes próprios autores reconhecem, os dados isotópicos e geoquímicos

das inclusões fluidas estudadas refletem a composição média, integrada no tempo, dos fluidos envolvidos nos processos de alteração/mineralização. Como teriam sido pelo menos dois fluidos que se misturaram e em seguida experimentaram diluição por águas superficiais (ROSA, 2006), a assinatura evaporítica poderia ter sido, de certa forma, descaracterizada.

## 8.2 ÁREA DE SERRA DOURADA

### 8.2.1 Fase pré-alteração

Comparativamente à área do Sossego, a alteração em Serra Dourada foi menos intensa e nela foi possível amostrar sienogranitos, granodioritos e tonalitos inalterados. Alguma evidência que essas rochas possam ter sido produzidas por cristalização fracionada de um mesmo magma advém dos diagramas bivariantes  $\text{CaO} \times \text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)} \times \text{SiO}_2$  e  $\text{MgO} \times \text{SiO}_2$  (Fig. 10.1), nos quais os sienogranitos figuram como os termos mais evoluídos. O maior grau de fracionamento dos sienogranitos também está refletido nos teores mais elevados de Rb e mais baixos de Sr (Fig. 10.5), em contraposição ao que se observa nos granodioritos, tonalitos e enclaves tonalíticos, considerados as fácies progressivamente menos evoluídas. Todos esses granitóides, bem como os enclaves neles contidos, exibem padrão de distribuição de ETR bastante similar, o que reforça a idéia de cogeneticidade. Apesar dessas rochas não mostrarem uma distribuição consistente nos diagramas discriminadores de fonte (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987), suas características mineralógicas e geoquímicas permitem, entretanto, caracterizá-las como granitos tipo I (CHAPPELL; WHITE, 1974). Da mesma maneira, suas associações mineralógicas permitem relacioná-las a um ambiente de subducção com influência do regime tracional (BARBARIN, 1999). A afinidade cálcio-alkalina desses granitóides dá suporte a esta hipótese.

### 8.2.2 Alteração hidrotermal

Albitização, escapolitização e, em menor escala, biotitização e silicificação são os principais tipos de alteração hidrotermal identificados nos granitóides de Serra Dourada. Na porção norte, onde dominam os tonalitos, a escapolitização foi o processo de maior expressão, tendo sido seguido pela biotitização. Na parte sul, onde dominam os sienogranitos, a albitização foi mais expressiva.

O metassomatismo sódico, representado pela escapolitização e albitização, foi perpetrado obviamente por fluidos ricos em Na, que também continham K, Cl e F, dentre outros componentes. À medida que esses fluidos promoviam a alteração dos tonalitos, aumentava a razão Ca/Na, tanto é que a escapolita da massa rochosa revela Me=21,5%, enquanto as vênulas e veios, que são manifestações posteriores dessa escapolitização, mostram escapolita com Me variando de 26 a 31%. Com a produção de escapolita e a destruição de fases máficas primárias, aumentaram a razão K/Na e os conteúdos de Mg e Fe do fluido, propiciando a formação de abundante biotita de composição ligeiramente anítica ( $X_{Mg}=0,45$ ). Nos sienogranitos, aqueles fluidos causaram a substituição do K-feldspato por albita, em cujo processo a razão K/Na do fluido deve ter aumentado. Apesar disso, pouca biotita foi formada (0,4-2,0%), muito provavelmente devido à baixa disponibilidade de MgO (0,05-0,28%) e  $Fe_2O_{3(t)}$  (0,74-1,42%) no protólito (Anexo 20), e muito do K deve ter sido removido do sistema.

### 8.2.3 Química mineral e implicações quanto à natureza dos fluidos

A composição da biotita dos enclaves bem como a dos anfibólios dos tonalitos e enclaves refletem as condições do ambiente magmático em que eles foram formados. Além dos teores relativamente altos de Cl, estes minerais contêm quantidades menores, mas apreciáveis de F, denunciando a presença deste fundente no magma e justificando o deslocamento da composição das amostras em direção ao vértice Ab do diagrama normativo Q-Ab-Or (Fig. 10.4a). Com o progressivo avanço da cristalização fracionada e com a formação de uma fase aquosa, a razão Cl/F do magma diminui pelo fato de os coeficientes de partição favorecerem a permanência do F na fusão e a migração do Cl para a fase aquosa (LONDON, 1995). Como os tonalitos são os termos menos evoluídos, as razões Cl/F dos anfibólios e biotita podem ser usadas para comparar as quantidades destes halógenos no magma com mais confiabilidade. Isto posto, é plausível admitir que a fusão que gerou os tonalitos era mais enriquecida em Cl do que em F, podendo ela estar relacionada ao consumo de crosta oceânica em ambiente de subducção (HEDENQUIST; LOWENSTERN, 1994).

A produção de escapolita requereu fluidos ricos em Na e Cl, mas sua composição foi fortemente influenciada pela variedade de plagioclásio primário substituído. Nos metadiabásios (plagioclásio com Ab=64%) formou-se escapolita com teores de meionita mais altos (Me≈40%), praticamente o dobro daquela formada nos tonalitos, cujo plagioclásio registra Ab=72%. A

escapolita das vênulas presentes nos apotonalitos tem conteúdos médios de Me da ordem de 28% muito provavelmente em decorrência do aumento da concentração de Ca nas soluções proporcionado pela dissolução dos anfibólios primários e dependeu, assim, substancialmente da química dos fluidos. Os teores de Cl nas escapolitas de Serra Dourada (2,5 e 3,9%) implicam altas atividades do ânion Cl<sup>-</sup> no fluido, o que favorece a formação do par iônico NaCl<sup>0</sup> previsto na reação de transformação do plagioclásio em escapolita:



Similarmente, a geração de albita hidrotermal nos sienogranitos decorreu da interação com fluidos muito ricos em Na, mas pobres em Ca, como sugerem os teores de An, da ordem de 1,5%, na sua composição.

Por fim, as características desses fluidos (quentes e ricos em Cl) mostram que eles foram potencialmente capazes de extrair Cu e Au das rochas pelas quais migraram. Excetuando o garimpo do Danilo, não se conhecem, entretanto, mineralizações cupro-auríferas na região de Serra Dourada. Há, pelo menos, três possíveis explicações: 1) as rochas alteradas não foram fontes importantes destes metais; 2) se o foram, as concentrações de espécies de enxofre em solução não foram suficientemente altas para solubilizar o Au nem tampouco para desestabilizar os complexos de cloreto e permitir a deposição do Cu; e 3) outras ocorrências existem, mas a região ainda não foi adequadamente explorada para localizá-las.

#### 8.2.4 Balanço geoquímico de massa

Os dados petrográficos induzem a afirmar que os sienogranitos e tonalitos foram, respectivamente, os protólitos dos granitóides albitizados e escapolitizados. Cálculos de balanço de massa aplicados a esses protólitos e a seus respectivos apogranitóides mostram que o fluido hidrotermal foi capaz de transferir, durante a alteração, quantidades significativas de Na para os sienogranitos e menores de Na e K para os tonalitos.

Estima-se, para cada m<sup>3</sup> de sienogranito e para um valor de  $fv=1$ , um aporte de cerca de 130 kg de Na<sub>2</sub>O e de 50 kg de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e remoção de cerca de 140 kg de K<sub>2</sub>O e de 50 kg de SiO<sub>2</sub> quando da formação dos albititos. Somados as perdas (CaO) e os ganhos (Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> e MgO), não

chega a 5 kg a massa transferida para o fluido por  $m^3$  de rocha alterada. Com relação ao sienogranito albitizado, observa-se que houve uma perda eqüivalente de  $K_2O$  (140 kg) e menor ganho de  $Na_2O$  (90 kg), porém registra-se, em vez de perda, um considerável ganho de  $SiO_2$  (125 kg). Segundo Rimstidt (1997), a solubilidade do quartzo é favorecida pelos aumentos de temperatura, pressão, pH e salinidade. Não se tem controle destes parâmetros em Serra Dourada, porém, com o avanço da alteração, comumente ocorrem queda da temperatura, consumo de  $H^+$  e diminuição da salinidade por conta da precipitação de minerais hidrotermais. Aventa-se a hipótese de que os fluidos salinos, alcalinos e quentes, que teriam dissolvido o quartzo primário dos sienogranitos quando da geração dos albititos, deslocaram-se para outros pontos e, já mais frios e menos salinos, precipitaram quartzo acompanhado de moderada albitização dos sienogranitos. A implicação é de que o processo de albitização teve uma duração que se estendeu de altas temperaturas (favoráveis à dissolução do quartzo) até temperaturas mais baixas (favoráveis à precipitação do quartzo). Esses dados de balanço de massa são inteiramente consistentes com as proporções modais determinadas para o protólito e rochas alteradas (Anexos 11 e 13).

Estimativas semelhantes para os tonalitos apontam uma entrada, por  $m^3$  de rocha, de aproximadamente 15 kg de  $Na_2O$ , 35 kg de  $K_2O$  e 30 kg de  $SiO_2$  acompanhada da remoção de cerca de 70 kg de  $CaO$  durante a escapolitização e biotitização dessas rochas. A perda de  $MgO$  (13 kg) foi compensada pelo ganho de  $Fe_2O_{3(t)}$  e reflete a total destruição do anfibólio primário (14%  $MgO$ ) e a grande produção de biotita hidrotermal (22%  $FeO$ ). Exceto para o ganho de sílica, os outros dados de balanço de massa são condizentes com as composições modais do protólito e das rochas escapolitizadas. Para aquela inconsistência, não foi encontrada uma explicação satisfatória, já que há menos quartzo nas rochas alteradas e, na transformação plagioclásio  $\rightarrow$  escapolita, existe conservação de sílica. Além disso, em termos deste componente, a destruição do anfibólio primário é compensada pela formação da biotita hidrotermal.

Registra-se, finalmente, que o metassomatismo sódico em Serra Dourada foi bem mais intenso na albitização do que na escapolitização (entrada de 6 a 9 vezes maior de  $Na_2O$ ), além de ter sido acompanhado de expressiva remoção de  $K_2O$  durante a albitização e de moderado aporte deste componente durante a escapolitização. É lícito supor, dessa forma, que os fluidos enriquecidos em Na primeiramente albitizaram as rochas para, em seguida, escapolitizá-las.

## 9 CONCLUSÕES

A interpretação dos resultados obtidos nesta dissertação permite avançar as seguintes conclusões:

### 9.1 ÁREA DO SOSSEGO

- Apesar da profunda obliteração das feições primárias das rochas estudadas, sienogranitos e granodioritos foram considerados os mais prováveis protólitos dos granitos (GRA), os andesitos e/ou basaltos porfíricos das rochas metavulcânicas ácidas (MVA) e os microgabros das rochas gabróicas (GBA);
- A textura porfiroclástica de algumas amostras das rochas ricas em biotita (BIX) sugere que elas tenham sido derivadas, pelo menos em parte, das rochas metavulcânicas ácidas;
- Os sienogranitos e as rochas porfíricas foram derivados provavelmente de um magma granítico comum, ainda que de afinidade geoquímica desconhecida;
- Albitização, escapolitização, anfibolitização, cloritização, biotitização, epidotização e feldspatização potássica são os principais tipos de alteração que afetaram as rochas estudadas, sendo o primeiro mais comum nas rochas graníticas e o segundo nas rochas ricas em biotita e gabróicas;
- No estágio inicial de alteração, sob influência do regime dúctil, fluidos ricos em Na, Cl e K interagiram com os sienogranitos/granodioritos e andesitos/basaltos porfíricos e foram responsáveis pela produção de abundante albita nos granitos e de escapolita nas rochas ricas em biotita. Esses fluidos também interagiram com os microgabros e, em decorrência, oportunizaram a formação de escapolita;
- As distintas associações hidrotermais das rochas ricas em biotita e metavulcânicas ácidas indicam que fluidos composicionalmente diferentes as alteraram. Pelas primeiras migraram fluidos quentes (500-570°C), ricos em Na, Cl, K e B, enquanto nas últimas os fluidos eram mais ricos em Mg e Fe, mais pobres em Na, além de menos quentes ( $\approx 500^\circ\text{C}$ ) e mais oxidados. A ocorrência de epidoto, clorita e, em menor escala, fengita nos granitóides indica que os fluidos mais ricos em Mg e Fe também com eles interagiram;
- Nos estágios finais da alteração, a temperaturas em torno de 300-350°C, os fluidos tornaram-se mais ricos em K (aumento de  $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$ ), em resposta à destruição do feldspato potássico e biotita

(?) primários dos granitóides, e oportunizaram a alteração potássica, a qual se manifesta sobretudo mediante vênulas contendo K-feldspato.

## 9.2 ÁREA DE SERRA DOURADA

- Os sienogranitos, granodioritos e tonalitos de Serra Dourada são interpretados como produtos da cristalização fracionada de um magma granítico comum, em que os primeiros representam as rochas mais evoluídas;
- Todos esses granitóides, bem como os enclaves neles contidos, exibem similar padrão de distribuição de ETR, o que reforça a hipótese de eles serem cogenéticos;
- As características mineralógicas e geoquímicas dessas rochas permitem caracterizá-las como granitóides tipo I e relacioná-las a um ambiente de subducção com influência do regime traccional;
- Albitização, escapolitização e, em menor escala, biotitização são os principais tipos de alteração hidrotermal registrados nessas rochas, sendo o primeiro mais expressivo na porção sul, onde dominam os sienogranitos, e os dois últimos ao norte, onde dominam os tonalitos;
- Os fluidos responsáveis pela produção de albita e escapolita eram, obviamente, ricos em sódio, mas também continham quantidades apreciáveis de K e  $Cl > F$ ;
- No estágio inicial do processo de albitização, os fluidos responsáveis pela formação dos corpos de albitito e pela dissolução do quartzo primário dos sienogranitos foram, muito provavelmente, mais salinos, ricos em álcalis e quentes. Com o avanço da albitização, esses fluidos tornaram-se menos quentes e salinos e, em consequência, oportunizaram a moderada albitização dos sienogranitos com reprecipitação de algum quartzo;
- Os dados químicos dos granitóides alterados indicam que os fluidos responsáveis pelo metassomatismo sódico albitizaram os sienogranitos, ao transformar o feldspato potássico em albita; em decorrência, houve aumento da concentração de K nos fluidos, o que concorreu, mais tardiamente, para a produção de abundante biotita durante a escapolitização dos tonalitos;
- Cálculos de balanço geoquímico de massa indicam que, durante a transformação dos sienogranitos em albititos, houve acentuados ganhos de  $Na_2O$  e  $Al_2O_3$  e perdas de  $K_2O$  e  $SiO_2$ ; por conta da escapolitização, os tonalitos ganharam  $K_2O$ ,  $SiO_2$  e, em menor escala,  $Na_2O$  e perderam bastante  $CaO$ . Esses dados sugerem que, durante o metassomatismo sódico, o aporte de

Na<sub>2</sub>O às rochas albitizadas foi, pelo menos, de 6 a 9 vezes maior em relação ao ganho deste componente nos granitóides escapolitizados.

### 9.3 RELAÇÕES ENTRE AS ÁREAS DO SOSSEGO E SERRA DOURADA

- Na área do Sossego, a alteração hidrotermal foi muito mais intensa que na área de Serra Dourada, onde grandes volumes de rocha mantiveram suas feições químicas e mineralógicas originais. Comparando-se os dois sistemas hidrotermais, as razões fluido/rocha devem ter sido maiores na área do Sossego, o que permitiu que as mudanças no ambiente mineral fossem predominantemente controladas pelos fluidos;
- No depósito do Sossego, por exemplo, o teor de meionita da escapolita foi fortemente influenciado pela composição do fluido, haja vista rochas bem distintas, como as ricas em biotita e máficas, apresentarem escapolita com composição bem similar. Em Serra Dourada, a composição deste tectossilicato foi controlada, muito mais, pela composição do protólito, pois a escapolita presente nas rochas máficas é mais cálcica que aquela que ocorre nos apotonalitos;
- A abundância de escapolita em rochas de ambas as áreas é sugestiva da intervenção de fluidos de alta salinidade que resultaram da interação com sedimentos evaporíticos no curso do metamorfismo que ocorreu na região. Esta hipótese é corroborada, no caso do Sossego, por dados de inclusões fluidas obtidos em minerais das rochas ricas em biotita, os quais mostram salinidades superiores a 50% equiv. em peso de NaCl, ainda que evidências de ebulição tenham sido registradas (ROSA et al, 2006);
- O estudo dos granitóides alterados de ambas as áreas confirma a abrangência regional do metassomatismo sódico na região de Carajás, estendo-se até os arredores de Curionópolis;
- Escapolitização e albitização são processos mundialmente conhecidos como precursores da mineralização cupro-aurífera (FRIETSCH et al, 1997; MARK, 1998). Entretanto, em Serra Dourada ainda não foram descobertos depósitos de grande porte, ainda que as características dos fluidos indiquem que eles foram capazes de extrair Cu e Au das rochas. Nesta área há registro de apenas uma pequena ocorrência (garimpo do Danilo), que atualmente está sendo lavrada e o minério de cobre (dominantemente calcopirita) negociado para fins agrícolas;
- A escassez de ocorrências de mineralização cupro-aurífera em Serra Dourada pode estar relacionada à baixa concentração de Cu e Au nas rochas pelas quais os fluidos salinos e quentes percolaram; se essas rochas eram enriquecidas nestes metais, as soluções não o eram em espécies

de enxofre e, assim, não foram capazes de transportar o Au e tampouco de desestabilizar os complexos de cloreto; ou, alternativamente, as ocorrências existem, porém ainda não foram descobertas por falta de maior esforço exploratório.

## REFERÊNCIAS

ABDALLA, H.M. et al. On the albite-enriched granitoids at Um Ara area, Southeastern Desert, Egypt. 1. Geochemical, ore potentiality and fluid inclusion studies. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 57, p. 127-138. 1996.

ALBUQUERQUE, M.A.C. de et al. Geologia e características das mineralizações cupríferas do Depósito Alvo 118 Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7, 2001, Belém (PA). **Verticalização Mineral na Amazônia**: resumos expandidos. Belém, PA: SBG, 2001. 1 CD-ROM.

ALDERTON D.H.M.; PEARCE J.A.; POTTS P.J. Rare-earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. **Earth Plan. Sci. Letters**, v. 49, p. 149-165. 1980.

ALMADA, M.C.O. **O Corpo Acampamento Sul do depósito Bahia, Carajás**: características geológicas e fluidos hidrotermais. 1998. 94f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1998.

ARAÚJO, O.J.B. et al. A megaestruturação arqueana da folha Carajás. In: SIMPÓSIO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA AMAZÔNIA 7, 1998, Belém (PA). **Verticalização Mineral na Amazônia**: resumos expandidos. Belém, PA: SBG, v. 1, p. 324-333, 1988.

ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Projeto Grande Carajás; sub-projeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás – Estado do Pará, DNPM/CPRM; Brasília, 136p. 1991.

AVELAR, V.G. et al. O magmatismo arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 4, p. 453-460. 1999.

BAILEY, S.W. Chlorites: structures and crystal chemistry. In: BAILEY, S.W. (Ed). **Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)**. Michigan: Mineralogical Society of America, 1998. p. 347-404 (Reviews in Mineralogy, 19).

BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 605-626. 1999.

BARBOSA, O. et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 94p. (Monografia, 19).

BARREIRA, C.F.; SOARES, A.D.V.; RONZÊ, P.C. Descoberta do depósito Cu-Au Alemão - Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 6, 1999. Manaus (AM). Boletim de resumos expandidos. Manaus, AM: SBG, 1999, p.136-139.

BARROS, C.E.M. et al. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. **Acta Geol. Leopoldensia**, v. 40, p. 31-70. 1994.

BARROS, C.E.M. et al. Geochemistry of the Estrela Complex, Carajás region, Brazil: An example of an Archean A-type granite. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n.3-4, p. 321-330. 1997.

BARROS, C.E.M.; BARBEY, Y. Carajás Mining Province: shear belt or plutono-metamorphic belt? In: 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Abstracts Volume, CD-ROM. 2000.

BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, Y. Idade do zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7, 2001, Belém (PA). **Verticalização Mineral na Amazônia**: resumos expandidos. Belém, PA: SBG, 2001, p. 17-20. 1 CD-ROM.

BAYLISS, P. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. **Canadian Mineralogist**, v. 13, p. 178-180. 1975.

BOTELHO, N.F. et al. Caracterização geológica e metalogenética do depósito de Cu ± (Au, W, Mo, Sn) Breves, Carajás. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Eds). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. DNPM-CT/MINERAL-ADIMB, 2005. p. 335-390.

BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A.; OLIVO, G.R. The Breves deposit, Carajás, Brazil: a hybrid Cu ± (Au, Mo, W, Sn, Bi, Co) mineralization related to 1.88 Ga reduced A-type granite and vulcano-sedimentary rocks. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISMO, CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém. **Anais**. Belém, PA: PRONEX-SBG (NO), 2006. p. 43.

BRYNDZIA L.T.; SCOTT S.D. The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity: an experimental study. **American Journal of Science**, v. 287, p. 50-76. 1987.

CARVALHO, E.R. et al. Aplicação da espectroscopia de reflectância no estudo da alteração hidrotermal no depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 42, 2004a, Araxá (MG). **Resumos**. Araxá, MG: SBG, 2004a. 1 CD-ROM.

CARVALHO, E.R. et al. Geologia do depósito de óxido de Fe-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás (PA). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 42, 2004b, Araxá (MG). **Resumos**. Araxá, MG: SBG, 2004b. 1 CD-ROM.

CATHELINEAU, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay Minerals**, v. 23. p. 471-485. 1988.

CHAPPEL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite-types. **Pacific Geology**, v. 8, p. 173-174. 1974.

CHIARADIA, M. et al. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; and Cl/Br. **Mineralium Deposita**, v. 41, p. 565-573. 2006.

CORRETGE, L.G.; MARTINEZ, F.J. Albitizacion y sodificacion em granitos hercnicos españoles. **Studia Geológica**, IV, p. 115-141. 1975.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L.; ANGELICA, R.S. (Ed.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: FINEP/SBG, 1997. p. 15-90.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHUNT, R.J. **The interpretation of Igneous Rocks**, [S.l.]: George Allen & Unwin, 1979. 450p.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. Proterozoic Anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, Petrological and Geochemical Aspects. **Mineralogy and Petrology**, v. 50, p. 113-138. 1994.

DALL'AGNOL, R. et al. Geologia e geoquímica do terreno granito-“*greenstone*” de Rio Maria, Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH OF THE AMERICA PLATFORM, 1996, Brasília, DF. Extended Abstracts... Brasília, DF: 1996. p. 29-30.

DALL'AGNOL, R. et al. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS 2., Salvador (BA). *Executin Guide*... Salvador, BA: 1997. p. 135-161.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock forming minerals**. London: Longman Group Limited. 1966. 528p.

DIAS, G.S. et al. Datação de zircões de *sill* de metagrabros: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 5., 1996. Belém (PA). **Boletim de resumos expandidos**, Belém. PA: SBG, 1996. p. 376-379.

DIPPLE G.M.; FERRY J.M. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 112, p. 149-164. 1992.

DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 35., 1988, Belém (PA). Appended to the Proceedings. Belém, PA: SBG, 1988. p. 11-54.

DREHER, A.M. **O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás**: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. 2004. 221f. (Tese de Doutorado) – Universidade de Campinas, Instituto de Geociências, São Paulo, 2004.

DREHER, A.M.; XAVIER, R.P. The Igarapé Bahia deposit, Carajás: a Fe oxide (Cu-Au) hydrothermal system evolved in a submarine Archean setting. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado (RS). **Resumos**. Gramado, RS: 2005. 1 CD-ROM.

DREHER, A.M.; XAVIER, R.P. Geologic and isotopic constraints on fluid sources for the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISMO, CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém (PA). **Anais**. Belém, PA: PRONEX-SBG (NO), 2006. p. 17.

ELLIS, D.M. Stability and phase equilibria of chlorine- and carbonate-bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, p. 1271-1281. 1978.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O' NIONS, R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 42, p. 1199-1212. 1978.

EXLEY R.A. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 48, p. 97-110. 1980.

FRIETSCH, R. et al. Early Proterozoic Cu (Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. **Ore Geology Reviews**, v. 12, p. 1-34. 1997.

GALARZA, M.A.T.; MACAMBIRA, M.J.B. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Eds.). **Contribuições à geologia da Amazônia**, Manaus (AM): SBG NO, 2002, v. 3, p. 153-168.

GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. (no prelo).

GIERÉ R. Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureole (Italy). **Terra Nova**, v. 2, p. 60-67. 1990.

GOMES, A.C.B. **Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás – SE do Estado do Pará**. 2003. 164f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2003.

GRESENS, RL. Composition-volume relationships of metasomatism. **Chemical Geology**, v. 2, p. 47-65. 1967.

GUIDOTTI, C.V. Micas in metamorphic rocks. In: BAILEY, S.W. (Ed). **Micas**. Blacksburg, Virginia: Mineralogical Society of America, 1984. p. 357-467. (Reviews in Mineralogy, 13).

HART, S.R.; ALDRICH, L.T. Fractionation of potassium/rubidium by amphiboles: implications regarding mantle composition. **Science**, v. 155, p. 325-27. 1967.

HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. **Nature**, v. 370, p. 519-527. 1994.

HEINRICH, E.W.M. **The geology of carbonatites**. Chicago (USA): Rand McNally & Company. 1966. 607p.

HENRY, D.J.; GUIDOTTI, C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Maine. **American Mineralogist**, v. 70, p. 1-15. 1985.

HUNT, J.; BAKER, T.; THORKELSON, D. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. **Mineralium Deposita**, v. 40, p. 492-514. 2005.

HUNT, J.; KERRICK, D.M. The stability of sphene: experimental redetermination and geological implications. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 41, p. 279-288. 1977.

HUHN, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. Geologia e geocronologia Pb-Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 6., 1999a. Manaus (AM). **Boletim de resumos expandidos**. Manaus, AM: SBG, 1999a. p. 463-466.

HUHN, S.R.B. et al. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rabo – Carajás – PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 6., 1999b. Manaus (AM). **Boletim de resumos expandidos**. Manaus, AM: SBG, 1999b. p. 140-143.

HURLBUT, C.S.; KLEIN, C. Manual of Mineralogy. 1985. Disponível em : < <http://www.nationmaster.com/encyclopedia/Amphibole>>. Acesso em 25 de agosto de 2006.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Science**, v. 8, p. 523-547. 1971.

JACOBS, D.C.; PARRY, W.T. A comparison of the geochemistry of biotite from some Basin and Range stocks. **Economic Geology**, v. 71, p. 1029-1035. 1976.

LE MAITRE, R.W. et al. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Blackwell: Oxford. 1989. 70p.

LEAKE, B.E. Nomenclature of Amphiboles. **Mineralogical Magazine**, v. 42, p. 533-569. 1978.

LEAKE, B.E. et al. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names. **The Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219-246. 1997.

LESHER, C.M.; GIBSON, H.L.; CAMPEBELL, I.H. Composition-volume changes during hydrothermal alteration of andesite at Buttercup Hill, Noranda district, Quebec. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 50, p. 2693-2705. 1986.

LIMA, F.D.; PINHEIRO, R.V.L. As rochas sedimentares clásticas (Formação Gorotire) da terminação leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás – PA. In: REIS, N.J.; MONTEIRO, M.A.S. (Eds). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Manaus (AM), SBG-NO, 2001. v. 2, p. 201-224.

LIMA, F.D. **Evolução tectônica da terminação leste da Falha Carajás, sul do Estado do Pará**. 2002. 98f. (Dissertação Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2002.

LINDENMAYER, Z.G. **Salobo, Carajás, Brazil**: geology, geochemistry and metamorphism. 1990. 407f. (Ph.D. Thesis) - University of Western Ontario London, Canada, 1990.

LINDENMAYER, Z.G.; TEIXEIRA, J.B.G. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás. In: SILVA, M.G.; MISI, A. (Eds). **Base metal deposits of Brazil**. Belo Horizonte (MG): MME/CPRM/DNPM, 1999. p. 33-43.

LINDENMAYER, Z.G. et al. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira Serra dos Carajás, Pará. In: JOST, H.; BROD, J.A.; QUEIROZ, E.T. (Eds). **Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros**. Brasília, D.F: DNPM-ADIMB, 2001. p. 80-142.

LINDENMAYER, Z.G. et al. Caracterização geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Eds). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília, D.F: DNPM-CT/MINERAL-ADIMB, 2005. p. 153-226.

LONDON, D. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In: THOMPSON, J.H.F. (Ed). **Magmas, fluids and ore deposits**. Canadá: Mineral Association, Short Course, v. 23, p. 175-195. 1995.

LONDON, D. Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral-melt equilibria. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 12, p. 1691-1706. 1997.

MACAMBIRA, M.J.B.; LANCELOT, J. Time constraints of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. **International Geology Review**, v. 38, p. 1134-1142. 1996.

MACAMBIRA, E.M. B.; FERREIRA FILHO, C.F. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Caeté – Sul do Pará; implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7., 2001. Belém. **Verticalização mineral na Amazônia**: resumos expandidos. Belém, PA: SBG, 2001. Digital.

MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Prec. Research**, v. 49, p. 329-354. 1991.

MAGHRAOUI, M.EL. et al. Element mobility during metasomatism of granitic rocks in the Saint-Chély d'Apcher area (Lozère, France). **Environment International**, v. 28, p. 349-357. 2002.

MARK, G. Albitite formation by selective pervasive sodic alteration of tonalite plutons in the Cloncurry district, Queensland. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 45, p. 765-774. 1998.

MARSCHIK, R.; MATHUR, R.; RUIZ, J. XLate archean Cu-Au-Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re-Os. **Mineralium Deposita**, v. 39, p. 983-991. 1998.

MARSHALL L.J.; OLIVER H.S. Monitoring fluid chemistry in iron oxide-copper-gold-related metasomatic processes, eastern Mt. Isa Block, Australia. **Geofluids**, v. 6, p. 45-66. 2006.

MEDEIROS NETO, F.A. **Estudos geológicos, geoquímicos e microtermométricos da jazida de sulfetos de Cu-Zn do Corpo 4-E/Pojuca, Serra dos Carajás**. 1985. 152f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1985.

MEDEIROS NETO, F.A.; VILLAS, R.N. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E Pojuca, Serra dos Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 2, 1985. Belém (PA). Anais... Belém, PA: SBG-NV, 1985. v. 3, p. 97-112.

MONTEIRO, L.V.S. et al. O depósito de óxido de ferro-Cu-Au de Sossego, Carajás: evolução do sistema hidrotermal com base na química mineral e geotermobarometria. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 42., 2004a. Araxá (MG). **Recursos minerais e desenvolvimento sócio econômico**: anais. Araxá, MG: SBG, 2004a. 1 CD-ROM.

MONTEIRO, L.V.S. et al. Mistura de fluidos associada a mineralização de óxido de Ferro-Cu-Au de Sossego, Província Mineral de Carajás: Evidências a partir de isótopos de oxigênio e carbono. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 42., 2004b. Araxá (MG). **Recursos minerais e desenvolvimento sócio econômico**: anais. Araxá, MG: SBG, 2004b. 1 CD-ROM.

MONTEIRO, L.V.S. et al. The Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Stable isotope constraints on the genesis and hidrotermal system evolution. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA 1., 2005. Gramado (RS). **Resumos**. Gramado, RS: 2005. 1 CD-ROM.

MONTEIRO, L. et al. Evolution of the Sossego iron oxide-copper-gold hydrothermal system, Carajás Mineral Province, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 43., 2006. Aracaju (SE). **Anais**. Aracaju, SE: SBG, 2006. p.85.

MONTEIRO, L.V.S. et al. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. **Mineralium Deposita**. Online first. [2007].

MORA, C.I.; VALLEY, J.W. Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for metamorphic fluid-rock interaction. **American Mineralogist**, v. 74, p. 721-737. 1989.

MOUGEOT, R. et al. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 39., 1996. Salvador (BA). **Boletim de resumos expandidos**. Salvador, BA: 7, SBG, 1996. p.321-324.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, p. 715-717. 1982.

NEVES, M.P. **Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás**, 2006. 104f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2006.

NUNES, A.R. et al. A descoberta do depósito de Breves na Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001. Belém (PA). **Verticalização mineral da Amazônia: resumos expandidos**. Belém, PA: SBG, 2001. 1 CD-ROM.

O'CONNOR, J.T. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, v. 525B, p. B79-B84. 1965.

OEN, I.S.; LUSTENHOUWER, W.J. Cl-rich biotite, Cl-K-hornblende, and Cl-rich scapolite in meta-exalites: Nora, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*, v. 87, p. 1638-1648. 1992.

ORVILLE, P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *American Journal of Science*, v. 261, p. 201-237. 1963.

ORVILLE, P.M. Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. *American Journal of Science*, v. 272, p. 234-272. 1972.

ORVILLE, P.M. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl-CaCO<sub>3</sub> at 4 kbar and 750°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 1091-1105. 1975.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983. 1984.

PEARCE, J.A. Sources and settings of granitic rocks. *Episods*, v. 19, n. 4, p. 120-125. 1996.

PETERSON, J.; ELIASSON, T. Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden. *Lithos*, v. 42, p. 123-146. 1997.

PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província Carajás, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 40., 1998. Belo Horizonte (MG). *Anais*. Belo Horizonte, MG: SBG, 1998. p. 40.

PIMENTEL, N.M.; LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H.; AMSTRONG, R.; ARAUJO, J.C. 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 Science**, v. 15, p. 803-813. 2003.

PINHEIRO, R.V.L. **Reactivation History of the Carajás and Cinzento strike-slip Systems, Amazon, Brazil**. 1997. 408f. (Tese de Doutorado) - Universidade de Durham, Departamento de ciências geológicas, Inglaterra, 1998.

PINHEIRO, R.V.L.; HOLDSWORTH, R.E. Reactivation of Archean strike-slip systems, Amazon region, Brazil. **Journal of the Geological Society, London**, v. 154, p. 99-103. 1997.

POLLARD, P.J. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. **Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)**, v. 92, p. 1-9. 1983.

POLLARD, P.J. Sodic-(calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl ± CaCl<sub>2</sub>-KCl fluids. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 93-100. 2001.

POTY, B. et al. Uranium deposit especially related to granites in French part of Hercynian orogen. In: FUCHS, H.D. (Ed.) **Vein type uranium deposits**. TEC-DOC-361. Vienna: IAEA, p. 215-246. 1986.

RAMSAY, C.R.; DAVIDSON, L.R. The origin of scapolite in the regionally metamorphosed rocks of Mary Kathleen, Queensland, Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 25, p. 41-51. 1970.

REIS, F.N. **Origem e evolução do depósito de sulfetos Serra Verde, Curionópolis (PA), com base em dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos de Pb**. 2000. 229f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2000.

REIS, F.N.; VILLAS, R.N.N. O depósito de sulfetos de Cu + Au de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 6., 1999. Manaus (AM). **Resumos expandidos**. Manaus, AM: SBG, 1999. p. 106-109.

REIS, F.N.; VILLAS, R.N.N. Mineralização e alteração hidrotermal no depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 1, p. 69-86. 2002.

RÉQUIA, K.C.M.; XAVIER, R.P.; FIGUEIREDO, B. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas do depósito de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, v. 7, p. 27-39. 1995.

RÉQUIA, K.C.M. **The Salobo iron-oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil**. 2002. (PhD Thesis) - University of Geneva, Switzerland, 2002.

RICKWOOD, P.C. Boundary lines within petrologic diagrams with use oxides of major and minor elements. **Lithos**, v. 22, p. 247-263. 1989.

RIGON, J.C. et al. Alvo 118 coppergold deposit – geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF GEOLOGY, 2000. Rio de Janeiro (RJ). **Abstracts**. Rio de Janeiro, RJ.: SBG, 2000.

RIMSTIDT, J.D. Gangue minerals transport and deposition. In: BARNES H.L. (ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 3<sup>rd</sup> ed. New York: John Wiley & Sons, 1997. p. 487-515. 1997.

RONCHI, L.H. et al. Fluidos mineralizantes em depósitos de óxido de ferro, Cu e Au na região de Carajás – PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA 1., 2005. Gramado (RS). **Resumos**. Gramado, RS: 2005. 1 CD-ROM.

ROSA, A.G.N. **Rochas hospedeiras, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos associados ao corpo Sequeirinho do depósito do Sossego**. 2006. 121f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2006.

ROSA, A.G.N. et al. Estudo do paleossistema hidrotermal associado ao depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás, com base em inclusões fluidas. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2006. Belém (PA). **Resumos expandidos**. Belém, PA: SBG, 2006. 1 CD-ROM.

SANTOS, M.G.S. **Estudo dos isótopos de Pb e Nd do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)**. 2002. 121f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2002.

SARDINHA, A.S. et al. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOLOGIA 42., 2004. Araxá (MG). **Recursos minerais e desenvolvimento sócio econômico:** anais. Araxá, MG: SBG, 2004. 1 CD-ROM.

SCHWARTZ, M.O. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids – examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). **Mineralium Deposita**, v. 27, p. 101-108. 1992.

SEN, N.; NOCHOLDS, S.R.; ALLEN, R. Traces elements in minerals from rocks of the southern Californian batholith. **Contributions to Mineralogy and Petrology, Acta**, v. 16, p. 58-78. 1959.

SERDYUCHENKO, D.P. Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. **Lithos**, v. 8, p. 1-7. 1975.

SHAND, S.J. **Eruptive rocks**. New York: John Wiley & Sons, 1951. 488p.

SHAW, D.M. The geochemistry of scapolite: Part I. Previous work and general mineralogy. **Journal of Petrology**, v. 1, p. 218-260. 1960.

SILVA, C.M.G. **O prospecto Águas Claras, Carajás (PA):** alteração hidrotermal e mineralização de sulfetos associada. 1996. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1996.

SILVA, C.M.G. ; VILLAS, R.N.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfides ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, p. 331-334.

SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N.N. Depósito de Cu-Au Águas Claras: resultados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7., 2001. Belém (PA). **Verticalização mineral na Amazônia:** resumos expandidos. Belém, PA: SBG, 2001. 1 CD-ROM.

SIQUEIRA, J.B.; XAVIER, R.P. Microtermometria das inclusões fluidas da fluorita e características do depósito Salobo 3A (Carajás/PA). In: Simpósio de Geologia da Amazônia 7., 2001. Belém (PA). **Verticalização Mineral na Amazônia:** resumos expandidos. Belém, PA: SBG, 2001. 1 CD-ROM.

SMITH, J.V. **Feldspar Minerals**. New York; Springer Verlag, 1974. v. 2: Chemical and textural properties.

SOARES, J.E.B. **Geologia, petrografia e geoquímica das rochas granitóides arqueanas da região de Serra Dourada, Canaã dos Carajás-PA**. 2002. 47f. (Exame de qualificação) - Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2002.

SOARES, A.D.V. et al. Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (Dados preliminares). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 7., 2001. Belém (PA). **Verticalização mineral na Amazônia: resumos expandidos**. Belém, PA: SBG, 2001. 1 CD-ROM.

SOARES, A.D.V. et al. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 4, 1994. Belém. **Boletim de resumos expandidos**. Belém, PA: SBG, 1994. p. 379-382.

SOUSA, F.D.S. Balanço de massa da alteração hidrotermal nas rochas encaixantes do corpo Sossego, depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 15, Belém (PA). Resumos, 2004. p. 81.

SOUSA, F.D.S. **Balanço de massa e caracterização da alteração hidrotermal em rochas graníticas hospedeiras do corpo Sossego, depósito Sossego, Província Mineral de Carajás**. 2005. 55f. (Trabalho de Conclusão de Curso) - Universidade Federal do Pará, Centro de geociências, Belém, 2005.

SOUSA, F.D.S.; VILLAS, R.N. Estudo comparativo da biotita e escapolita de rochas das áreas do Sossego e Serra Dourada, região de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA 11, 2007. Atibaia (SP). **Resumos**. Atibaia, SP: 2007. 1 CD-ROM.

SOUSA, F.D.S.; VILLAS, R.N. Granitóides e biotita xistos do depósito Sossego, Carajás: petrografia, composição química e química mineral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 43., 2006. Aracaju (SE). **Anais**. Aracaju, SE: SBG, 2006. p. 85.

SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pará): implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 5, 1996. Belém (PA). **Boletim de resumos expandidos**. Belém, PA: SBG, 1996. p. 380-383.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Review**, v. 12, p. 1-33. 1976.

TALLARICO, F.M.B. **O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil**. 2003. 229p. (Tese de Doutorado) - UNICAMP, Campinas (SP), 2003.

TALLARICO, F.M.B. et al. Geological SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au deposit, Carajás, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 39, p. 68-86. 2004.

VANKO, D.A.; BISHOP, F.C. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N.W. Nevada. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 81, p. 277-289. 1982.

VANKO, D.A. et al. Chemistry and origin of secondary minerals from the deep sheeted dikes cored during Leg 148 (Hole 504B). 1995. Disponível em: <http://www-odp.tamu.edu/publications/srv/abstr148/148-06.htm>. Acesso em 25 de julho de 2005.

VIEIRA, E.A.P. et al. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A - Reavaliação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 35., 1988. Belém (PA). **Província Mineral de Carajás: litoestratigrafia e principais depósitos minerais**. Belém, PA: SBG, 1988. p. 97-114. (Anexo aos Anais).

VILLAS, R.N.; SANTOS, M.D. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 300-331. 2001.

VILLAS, R.N.; NEVES, M.P.; ROSA, A.G.N. The Fe oxide-Cu-Au Sossego deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: dating of the mineralization and fluid characteristics. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém. **Anais**. Belém, PA: PRONEX-SBG (NO), 2006. p. 33.

VILLAS, R.N. et al. Geologia do depósito Igarapé Bahia/Alemão Província Carajás, Pará. In: JOST, H.; BRAD, J.A.; QUEIROZ, E.T. (Eds). **Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros**. Brasília, D.F.: DNPM-ADIMB, 2001. p. 215-242.

VILLAS, R. N. et al. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005. Gramado (RS). **Resumos**. Gramado, RS: 2005. 1 CD-ROM.

VILLAS, R.N. et al. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSOS BRASILEIROS DE GEOLOGIA 42., 2004. Araxá

(MG). **Recursos minerais e desenvolvimento sócio econômico**: anais. Araxá, MG: SBG, 2004. 1 CD-ROM.

VOLP, K.M. The Estrela copper deposit, Carajás, Brazil: a Cu-rich stockwork greisen hosted by a Proterozoic A-type granite. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém. **Anais**. Belém, PA: PRONEX-SBG (NO), 2006. p. 78.

XAVIER, R.P. et al. How was high salinity acquired by brines associated with Precambrian Cu-Au systems of the Carajás Mineral Province (Brazil)? Evidence from boron isotope composition of tourmaline. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém (PA). **Anais**. Belém, PA: PRONEX-SBG (NO), 2006. p. 34.

XAVIER, R.P. et al. Chemical and boron isotopic composition of tourmaline from Archean and Paleoproterozoic Cu-Au deposits in the Carajás Mineral Province. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA 1., 2005. Gramado (RS). **Resumos**. Gramado, RS: 2005. 1 CD-ROM.

WEDEPOHL, K.H. **Rubidium, Handbook of geochemistry**. Berlim: Springer-Verlag, pp. 37-B-37-N. 1970.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419. 1987.

WINTER, C.J. **Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil**. 1994. 420f. (Tese de Doutorado) - University of Southampton, 1994.

# **ANEXOS**

**ANEXO 1: ANÁLISES DOS FELDSPATOS DOS GRANITOS, METAVULCÂNICAS ÁCIDAS, ROCHA RICA EM BIOTITA (BIX) E GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	Granitos			Metavulcânicas ácidas			BIX		Gabro		
	F183 Albita	F183 <sup>1</sup> Albita	F314/118 <sup>1</sup> Albita	F352/63,5 <sup>2</sup> Mc/Or <sup>3</sup>	F352/63,5 <sup>4</sup> Albita	F352/63,5 <sup>5</sup> Mc/Or	F425/52,4 Albita	F422/200 <sup>7</sup> Albita	F422/194,6 <sup>6</sup> Albita	F422/200 <sup>7</sup> Labradorita	F422/194,6 <sup>6</sup> Andesina
SiO <sub>2</sub>	69,35	69,37	68,38	63,73	68,53	64,13	67,60	68,30	69,13	51,03	59,01
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,41	19,33	19,08	18,19	19,46	18,18	19,65	19,91	19,68	30,61	26,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>8</sup>	0,03	0,03	0,11	0,29	0,00	0,02	0,00	0,11	0,06	0,37	0,03
MnO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cão	0,18	0,17	0,14	0,00	0,08	0,03	0,48	0,51	0,12	13,54	7,86
BaO	0,06	0,03	0,03	0,31	0,00	0,29	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Na <sub>2</sub> O	11,69	11,74	11,55	0,62	11,57	0,27	11,12	11,44	11,49	3,91	7,01
K <sub>2</sub> O	0,05	0,04	0,10	15,79	0,06	16,52	0,07	0,04	0,02	0,04	0,10
SrO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
Total	100,85	100,73	99,40	98,92	99,70	99,46	98,94	100,33	100,53	99,54	100,05
<b>Ab</b>	98,98	99,09	98,89	6,38	99,32	2,46	97,36	97,38	99,49	34,22	61,42
<b>Na</b>	0,80	0,70	0,60	0,00	0,34	0,25	2,30	2,40	0,51	65,57	38,03
<b>Or</b>	0,23	0,21	0,50	93,62	0,34	97,29	0,34	0,22	0,00	0,21	0,55
<b>Fórmula estrutural com base em 32 átomos de oxigênio</b>											
Si	12,03	12,02	12,02	11,93	11,99	12,02	11,93	11,90	12,00	9,33	10,52
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,96	3,95	3,95	4,01	4,01	4,02	4,09	4,09	4,02	6,60	5,47
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,03	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,09	0,10	0,02	2,65	1,50
Ba	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	3,93	3,94	3,94	0,26	3,92	0,10	3,81	3,86	3,87	1,38	2,42
K	0,01	0,01	0,02	3,77	0,01	3,95	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

<sup>1</sup> Vênulas

<sup>2</sup> Núcleo do cristal

<sup>3</sup> Microclina/Ortoclásio

<sup>4</sup> Borda do cristal

<sup>5</sup> Vênula

<sup>6</sup> Rocha parcialmente preservada

<sup>7</sup> Rocha moderadamente escapolitizada

<sup>8</sup> Todo Fe como Fe<sup>3+</sup>

**ANEXO 2: ANÁLISES DA ESCAPOLITA DAS ROCHAS RICAS EM BIOTITA E GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	Rochas ricas em biotita			Gabro	
	F211/82 <sup>1</sup>	F211/82 <sup>2</sup>	F352/154 <sup>1</sup>	F422/194,6 <sup>3</sup>	F422/203,85 <sup>4</sup>
SiO <sub>2</sub>	54,80	55,04	57,93	56,03	56,72
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,86	23,01	22,17	23,63	22,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,11	nd	0,02	0,00
FeO	nd	nd	0,05	nd	nd
MnO	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
CaO	7,84	7,90	5,89	7,29	6,22
Na <sub>2</sub> O	9,36	9,35	10,48	9,72	10,13
K <sub>2</sub> O	0,45	0,45	0,56	0,44	0,56
Cl	3,35	3,21	3,67	3,69	3,90
SO <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01
Total	98,82	99,17	100,80	100,85	100,28
O=Cl	0,76	0,72	0,83	0,83	0,88
Total	98,06	98,45	99,97	100,02	99,40
<b>Fórmula estrutural com base em 12 átomos de oxigênio</b>					
Si	3,85	3,85	3,97	3,85	3,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,89	1,90	1,79	1,91	1,85
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,01	nd	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	nd	nd	0,01	nd	nd
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,59	0,59	0,43	0,54	0,46
Na	1,27	1,27	1,39	1,30	1,36
K	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05
Cl	0,40	0,38	0,43	0,43	0,46
CO <sub>3</sub>	0,10	0,12	0,07	0,07	0,04
<b>Me<sup>5</sup></b>	31,05	31,05	22,99	28,72	24,60
<b>Na/Ca</b>	2,15	2,15	3,23	2,41	2,96

<sup>1</sup> Porfiroblastos presentes nas bandas ricas em biotita

<sup>2</sup> Porfiroblastos presentes nas bandas félsicas

<sup>3</sup> Agregados de cristais na massa da rocha

<sup>4</sup> Vênula

<sup>5</sup> Me = 100xCa/(Ca+Na+K)

<sup>6</sup> CO<sub>3</sub>=0,5-Cl

nd Não determinado

**ANEXO 3: ANÁLISES DA BIOTITA DO GRANITO E ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	Granito	Rochas ricas em biotita			
	F314/293 <sup>1</sup>	F211/82 <sup>2</sup>	F211/82 <sup>3</sup>	F352/154 <sup>2</sup>	F425/52,4 <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	33,27	37,26	37,18	37,46	37,09
TiO <sub>2</sub>	2,02	1,52	1,56	1,40	2,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	14,63	14,40	14,03	15,36
FeO <sup>4</sup>	26,99	16,75	16,90	20,13	14,42
MnO	0,09	0,03	0,04	0,08	0,05
MgO	7,92	14,06	14,05	12,09	14,05
CaO	0,02	0,01	0,00	0,04	0,08
BaO	0,30	0,10	0,11	0,13	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,18	0,14	0,10	0,06
K <sub>2</sub> O	8,45	9,23	9,36	9,19	9,91
F	0,09	0,23	0,16	0,23	0,23
Cl	1,84	1,32	1,28	1,43	0,93
Total	94,24	95,33	95,18	96,30	95,01
O=F	0,04	0,11	0,07	0,11	0,11
O=Cl	0,42	0,30	0,29	0,32	0,21
Total	93,78	94,92	94,82	95,87	94,69
<b>Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio</b>					
Si	5,94	6,15	6,16	6,21	6,18
Al <sup>IV</sup>	2,06	1,85	0,98	1,79	1,82
Al <sup>VI</sup>	0,71	1,00	1,84	0,97	1,23
Ti	0,27	0,19	0,20	0,17	0,32
Fe <sup>2+</sup>	4,03	2,31	2,35	2,83	1,95
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2,11	3,47	3,47	3,01	3,17
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07
Ba	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,02	0,05	0,04	0,03	0,20
K	1,92	1,95	1,97	1,93	1,95
F	0,05	0,12	0,09	0,12	0,11
Cl	0,56	0,37	0,36	0,39	0,23
OH <sup>5</sup>	3,39	3,51	3,55	3,49	3,66
Al <sub>total</sub>	2,77	2,85	2,81	2,76	3,05
Fe/(Fe+Mg)	0,66	0,40	0,40	0,48	0,38

<sup>1</sup> Palhetas parcialmente cloritizadas

<sup>2</sup> Bandas máficas

<sup>3</sup> Bandas fêlsicas

<sup>4</sup> Todo Fe como Fe<sup>2+</sup>

<sup>5</sup> OH = 4-Cl-F

**ANEXO 4: ANÁLISES E CÁLCULOS DO GEOTERMÔMETRO (CATHELINÉAU 1988) DA CLORITA DOS GRANITOS E ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	Granito				Rochas ricas em biotita	
	F314/118	F314/118	F314/293	F314/293	F425/52,4	F425/140,7
	Clinocloro	Chamosita	Clinocloro	Chamosita	Clinocloro <sup>1</sup>	Clinocloro <sup>1</sup>
SiO <sub>2</sub>	26,77	26,27	26,26	24,63	28,45	28,10
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,15	0,04	0,03	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,67	16,59	17,25	20,21	20,85	17,82
FeO <sup>2</sup>	24,85	31,24	24,25	25,75	10,85	19,65
MnO	0,07	0,21	0,09	0,04	0,04	0,09
MgO	15,79	11,80	14,79	11,86	25,11	19,92
CaO	0,03	0,09	0,15	0,05	0,07	0,05
BaO	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,01	0,04	0,10	0,02
F	0,02	0,07	0,00	0,01	0,03	0,00
Cl	0,06	0,02	0,10	0,19	0,00	0,00
Total	87,36	86,45	83,07	82,87	85,54	85,66
O=F	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
O=Cl	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
Total	87,34	86,42	83,05	82,83	85,53	85,66
<b>Fórmula estrutural com base em 28 átomos de oxigênio</b>						
Si	5,64	5,83	5,84	5,54	5,67	5,87
Al <sup>IV</sup>	2,36	2,17	2,16	2,46	2,33	2,13
Al <sup>VI</sup>	2,52	2,17	2,36	2,89	2,57	2,26
Ti	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	4,38	5,80	4,51	4,84	1,81	3,43
Mn	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg	4,96	3,91	4,90	3,97	7,46	6,21
Ca	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01
F	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00
Cl	0,02	0,01	0,04	0,07	0,00	0,00
OH	3,97	3,94	3,96	3,92	3,98	4,00
Al <sub>total</sub>	4,88	4,34	4,52	5,35	4,90	4,39
Fe/(Fe+Mg)	0,47	0,60	0,48	0,55	0,20	0,36
<b>GEOTERMÔMETRO</b>						
Al <sup>IV,3</sup>	1,13		1,16		1,17	1,07
T (°C) <sup>4</sup>	302		312		315	283

<sup>1</sup> Vênula

<sup>2</sup> Todo Fe como Fe<sup>2+</sup>

<sup>3</sup> Al<sup>IV</sup> recalculado para 14 átomos de oxigênio

<sup>4</sup> T (°C) = 321,98 \* Al<sup>IV</sup> - 61,92

**ANEXO 5: ANÁLISES DOS ANFIBÓLIOS DOS GRANITOS, METAVULCÂNICAS  
ÁCIDAS (MVA), ROCHAS RICAS EM BIOTITA E GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	Granito	MVA	BIX		Gabro	
	F314/118	F352/63,5	F211/82	F211/82	F422/200	F422/200
	Actinolita	Actinolita	Actinolita	Hast./Fe-Pargas.	Actinolita	Mg-hornblenda
SiO <sub>2</sub>	51,51	52,65	52,76	38,32	51,84	46,78
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,09	0,08	0,14	0,23	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	4,07	3,86	14,09	4,07	8,58
FeO <sup>1</sup>	15,49	11,49	10,61	22,01	12,46	15,15
MnO	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06
MgO	14,67	16,78	17,39	6,83	15,70	12,84
CaO	10,76	11,27	11,82	11,10	11,82	11,57
Na <sub>2</sub> O	1,06	0,61	0,42	1,57	0,48	1,07
K <sub>2</sub> O	0,29	0,17	0,18	1,62	0,24	0,64
F	0,19	0,00	0,11	0,11	0,09	0,12
Cl	0,33	0,31	0,31	3,15	0,30	1,15
Total	97,77	97,45	97,58	98,98	97,63	98,70
O=F	0,08	0,00	0,05	0,05	0,04	0,05
O=Cl	0,07	0,07	0,07	0,71	0,07	0,26
Total	97,62	97,38	97,46	98,22	97,52	98,39
<b>Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio</b>						
Si	7,87	7,88	7,87	6,23	7,84	7,16
Ti	0,06	0,01	0,06	0,02	0,03	0,09
Al	0,52	0,72	0,68	2,70	0,73	1,55
Fe <sup>2+</sup>	1,98	1,44	1,32	2,99	1,57	1,94
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	3,34	3,75	3,87	1,65	3,54	2,93
Ca	1,76	1,81	1,89	1,93	1,91	1,90
Na	0,31	0,18	0,12	0,49	0,14	0,32
K	0,06	0,03	0,03	0,34	0,05	0,13
F	0,09	0,00	0,05	0,06	0,04	0,06
Cl	0,09	0,08	0,08	0,87	0,08	0,30
<b>Mg/(Mg+Fe)</b>	0,63	0,72	0,75	0,36	0,69	0,60
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0,37	0,28	0,25	0,64	0,31	0,40
<b>(Ca + Na)<sub>B</sub></b>	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00
<b>(Na + K)<sub>A</sub></b>	0,13	0,03	0,04	0,76	0,10	0,35

<sup>1</sup>Todo Fe como Fe<sup>2+</sup>

nd Não determinado

**ANEXO 6: ANÁLISES DA TURMALINA DAS ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	Rochas ricas em biotita		
	F211/82	F352/154	F425/140,7
SiO <sub>2</sub>	36,42	37,05	35,86
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,27	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,99	33,48	28,14
FeO <sup>1</sup>	6,41	6,66	10,14
MnO	0,00	0,01	0,01
MgO	8,79	8,13	7,16
CaO	1,90	1,20	0,59
BaO	0,67	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,13	1,84	2,40
K <sub>2</sub> O	0,06	0,03	0,04
F	0,11	0,09	0,09
Cl	0,02	0,02	0,00
Total	85,88	88,77	85,34
O=F	0,05	0,04	0,04
O=Cl	0,00	0,00	0,00
Total	85,83	88,73	85,30
<b>Fórmula estrutural com base em 22,5 átomos de oxigênio</b>			
Si	5,52	5,39	5,56
Al	5,35	5,74	5,14
Ti	0,04	0,03	0,10
Fe	0,81	0,81	1,31
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	1,99	1,76	1,66
Ca	0,31	0,19	0,10
Ba	0,04	0,00	0,00
Na	0,33	0,52	0,72
K	0,01	0,01	0,01
F	0,05	0,04	0,04
Cl	0,01	0,00	0,00
OH	3,94	3,95	3,96
B <sup>2</sup>	3,00	3,00	3,00
<b>Mg/(Mg+Fe)</b>	0,71	0,69	0,56
<b>Mg/Fe</b>	2,44	2,18	1,26

<sup>1</sup> Todo Fe como Fe<sup>2+</sup>

<sup>2</sup> Quantidade de boro pra 36 átomos de oxigênio  
nd Não determinado

**ANEXO 7: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS GRANITÓIDES DO DEPÓSITO  
SOSSEGO.**

Amostra	F314/293	F126	F314/118	F51	F183	F281
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>						
SiO <sub>2</sub>	44,20	67,50	69,20	70,30	73,30	74,50
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,59	0,62	0,29	0,28	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,20	15,40	11,40	14,20	15,00	11,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,10	1,50	3,40	0,16	0,01	1,70
FeO	3,00	3,40	5,00	5,00	3,10	3,60
MnO	0,07	0,06	0,05	0,06	0,04	0,04
MgO	4,60	1,30	2,20	0,72	0,22	0,76
CaO	13,00	4,60	1,80	2,30	1,40	0,35
Na <sub>2</sub> O	0,32	5,50	4,50	6,80	8,20	6,30
K <sub>2</sub> O	2,40	0,37	1,20	0,22	0,10	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6,90	0,17	0,01	0,08	0,03	0,04
P.F.	5,75	0,90	2,32	0,19	0,34	0,56
<b>Elementos Traço (ppm)</b>						
Rb	124	< 5	46	< 5	< 5	< 5
Sr	109	292	70	218	106	45
Ba	559	117	389	12	55	70
Zr	70	346	214	135	143	275
Nb	7	50	11	< 5	< 5	13
Y	147	29	12	12	10	14
Th	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
U	15	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	nd	232	59	56	632	10
<b>Terras raras (ppm)</b>						
La	175,05	37,24	14,97	15,79	8,86	6,13
Ce	356,57	77,34	21,96	28,02	12,69	10,07
Nd	137,57	22,61	5,76	8,11	2,98	2,33
Sm	24,62	3,50	1,03	0,95	0,39	0,33
Eu	2,80	0,58	0,16	0,23	0,13	0,15
Gd	21,89	2,91	1,16	0,58	0,47	0,32
Dy	9,96	1,47	0,62	0,28	0,80	0,38
Ho	1,91	0,31	0,15	0,05	0,16	0,07
Er	4,68	0,88	0,47	0,14	0,38	0,21
Yb	3,20	0,84	0,59	0,29	0,30	0,19
Lu	0,20	0,12	0,09	0,10	0,10	0,02
Total	738,45	147,8	46,96	54,54	27,26	20,20
(La/Yb) <sub>N</sub>	36,97	29,96	17,15	36,80	19,96	21,80
(La/Sm) <sub>N</sub>	4,48	6,71	9,16	10,48	14,32	11,71
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	5,53	2,80	1,59	1,62	1,27	1,36
Eu/Eu*	0,36	0,54	0,45	0,88	0,93	1,40

**ANEXO 8: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS ÁCIDAS DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	F352/63	F37/391	F266/371	F37/424
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>				
SiO <sub>2</sub>	55,70	56,36	63,00	65,70
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,63	0,47	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,08	15,10	15,10	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,86	10,20	5,30	2,10
FeO	nd	nd	0,57	1,60
MnO	0,04	0,08	0,02	0,02
MgO	7,33	5,89	2,70	2,60
CaO	4,54	3,54	3,20	2,50
Na <sub>2</sub> O	1,20	2,57	8,70	9,00
K <sub>2</sub> O	4,25	1,94	0,11	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,26	0,55	0,12
P.F.	2,90	3,30	0,43	1,35
<b>Elementos traço (ppm)</b>				
Rb	140,8	132,8	< 5	< 5
Sr	186,8	251,0	55	50
Ba	1116,6	691,4	22	32
Zr	87,2	131,1	142	232
Nb	6,0	8,6	11	18
Y	20,6	11,8	14	17
Ta	2,4	1,4	Nd	nd
Ga	20,1	29,5	Nd	nd
Th	9,3	7,5	< 5	< 5
U	2,3	2,6	< 10	< 10
W	165,5	100,7	Nd	nd
Ni	66,9	123,0	Nd	nd
Co	83,4	52,7	Nd	nd
<b>Terras raras (ppm)</b>				
La	75,50	53,60	2,47	34,01
Ce	132,80	97,90	4,56	65,18
Nd	40,20	29,80	1,55	12,73
Sm	6,40	4,20	0,27	1,87
Eu	1,31	0,76	0,08	0,34
Gd	3,90	2,63	0,28	1,55
Dy	3,39	1,92	0,14	0,69
Ho	0,60	0,41	0,03	0,13
Er	1,91	1,20	0,10	0,34
Yb	1,74	1,18	0,14	0,24
Lu	0,23	0,20	0,02	0,05
Total	267,98	193,80	9,64	117,13
Na/Ca	0,27	0,75	2,82	3,73
Na/K	0,25	1,19	71,67	111,33
(La/Yb) <sub>N</sub>	29,32	30,70	11,92	95,77
(La/Sm) <sub>N</sub>	7,44	8,05	5,77	11,47
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,81	1,80	1,62	5,22
Eu/Eu*	0,75	0,65	0,88	0,60

**ANEXO 9: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS ROCHAS RICAS EM BIOTITA DO DEPÓSITO  
SOSSEGO.**

Amostra	F211/82	F352/226	F425/108,1	F425/150,6	F352/154	F425/140,7	F425/52,4	F425/79,5
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>								
SiO <sub>2</sub>	44,60	53,20	58,47	61,52	63,78	64,33	67,21	71,29
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,20	0,60	1,03	0,27	0,56	0,73	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,60	13,80	14,77	17,33	14,72	15,42	16,52	14,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	6,70	4,05	3,61	5,32	3,92	2,48	1,70
FeO	6,40	8,90	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	8,30	3,30	8,62	4,19	3,34	2,69	1,69	1,56
Cão	3,50	2,60	3,63	3,16	3,31	2,76	2,90	3,12
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,10	3,18	4,43	4,86	3,13	5,39	5,52
K <sub>2</sub> O	4,10	4,20	2,59	2,49	1,73	4,48	1,75	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,06	0,29	0,13	0,24	0,11	0,17	0,08
P.F.	2,30	1,91	3,60	1,70	3,92	2,50	0,95	0,70
<b>Elementos traço (ppm)</b>								
Rb	178	147	146,1	112,5	74,1	183,1	76,8	37,0
Sr	145	115	124,2	196,8	180,7	209,8	200,8	230,0
Ba	572	1275	87,0	234,6	175	413,8	468,0	169,2
Zr	139	54	180,4	197,2	88,4	135,4	153,6	131,3
Nb	8	5	10,0	11,6	6,8	10,9	8,6	4,5
Y	20	28	7,1	9,9	7	5,8	12,6	4,4
Ta	nd	nd	0,5	0,7	3,1	0,9	0,6	0,4
Ga	nd	nd	28,6	24,0	18,5	21,9	20,7	16,2
Th	< 5	< 5	4,2	4,0	9,8	3,1	4,93	3,3
U	< 10	< 10	1,8	2,6	2,4	4,9	1,75	0,9
W	nd	nd	106,4	62,3	269,2	162,8	165,6	144,7
Ni	295	17	175,0	149,0	70,8	104,0	37,0	36,0
Cu	3458	4309	30,2	3043,2	98,0	310,0	961,4	496,7
Co	81	55	42,1	35,5	63,3	36,6	38,8	29,5
<b>Terras raras (ppm)</b>								
La	142,00	13,12	2,70	4,40	82,20	5,40	22,20	14,20
Ce	144,69	25,95	6,10	8,60	147,70	8,80	47,95	28,90
Nd	16,33	12,12	3,60	3,40	44,40	3,30	19,60	9,70
Sm	1,82	2,32	0,70	0,70	6,50	0,50	3,30	1,40
Eu	0,37	0,54	0,30	0,36	1,43	0,48	0,88	0,45
Gd	1,02	1,96	0,94	0,70	3,13	0,61	2,49	0,94
Dy	0,35	0,94	0,97	1,06	1,55	0,70	2,10	0,68
Ho	0,07	0,18	0,24	0,31	0,18	0,20	0,41	0,15
Er	0,20	0,47	0,64	1,16	0,50	0,56	1,23	0,41
Yb	0,17	0,33	0,62	1,55	0,43	0,62	1,21	0,43
Lu	0,03	0,07	0,11	0,29	0,07	0,16	0,19	0,07
Total	307,05	58,00	16,92	22,53	288,09	21,33	101,56	57,33
Na/Ca	1,04	1,24	0,91	1,46	1,52	1,18	1,93	1,84
Na/K	0,76	0,66	1,10	1,59	2,51	0,62	2,75	5,48
(La/Yb) <sub>N</sub>	564,49	26,87	2,94	1,92	129,19	5,89	12,40	22,32
(La/Sm) <sub>N</sub>	49,19	3,57	2,43	3,96	7,97	6,81	4,24	6,39
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	4,85	4,80	1,22	0,36	5,88	0,79	1,66	1,77
Eu/Eu*	0,76	0,76	1,13	1,56	0,86	2,66	0,90	1,13

nd = Não determinado

**ANEXO 10: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DO GABRO DO DEPÓSITO SOSSEGO.**

Amostra	F422/194,6	F422/200	F422/184,3	F422/184,7	F422/198,1	F352/67	F422/203,85
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>							
SiO <sub>2</sub>	47,02	49,11	49,74	52,50	52,94	54,29	57,96
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,80	0,82	0,54	0,41	0,46	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,84	13,63	13,99	10,72	19,68	16,52	20,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	13,80	11,33	11,52	5,13	9,31	1,67
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,03	0,01
MgO	7,11	7,62	7,99	10,19	3,24	3,46	1,64
Cão	10,13	9,91	9,36	8,93	7,68	4,89	7,24
Na <sub>2</sub> O	3,55	3,35	4,19	2,60	7,33	1,15	8,42
K <sub>2</sub> O	1,20	0,95	1,19	1,34	0,69	6,47	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,05	0,03	< 0,01	0,20	0,54
P.F.	0,90	0,60	1,00	1,30	2,10	3,00	1,10
<b>Elementos traço (ppm)</b>							
Rb	13,8	13,6	32,1	54,3	10,4	116,0	10,2
Sr	127,2	116,4	148,4	83,4	274,7	396,6	307,2
Ba	144,9	120,9	136,4	137,8	91,7	1394,5	70,1
Zr	48,5	41,6	47,9	31,2	24,3	99,3	168,9
Nb	2,7	3,5	4,1	2,3	3,3	6,4	3,7
Y	37,6	38,3	26,2	27,7	14,9	7,8	8,3
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	3,5	0,4
Ga	19,2	18,2	18,6	14,5	12,4	17,9	15,8
Th	0,3	0,1	0,3	0,1	0,6	6,8	0,4
U	0,4	0,4	0,5	0,2	0,3	3,1	0,9
W	91,1	48,6	84,6	81,7	167,6	182,5	221,0
Ni	201,0	207,0	303,0	318,0	190,0	70,7	72,0
Cu	312,3	509,8	1800,1	636,1	5867,1	9,6	828,7
Co	80,7	65,4	71,0	68,2	58,8	111,9	46,8
<b>Terras raras (ppm)</b>							
La	5,20	7,80	9,20	5,50	23,80	17,10	4,50
Ce	17,60	23,90	26,30	17,10	52,10	31,10	8,40
Nd	12,60	18,3	18,80	14,30	19,20	10,60	3,60
Sm	3,40	5,10	4,70	4,00	3,50	1,90	1,00
Eu	1,96	1,73	1,84	1,40	0,99	0,81	0,42
Gd	4,34	5,78	4,40	4,41	2,58	1,43	1,12
Dy	5,56	6,24	4,62	4,58	2,70	1,31	1,22
Ho	1,32	1,26	0,98	1,05	0,53	0,25	0,29
Er	3,84	4,04	2,95	2,96	1,39	0,74	0,82
Yb	3,45	3,42	2,56	2,69	1,23	0,81	0,73
Lu	0,54	0,53	0,41	0,39	0,18	0,11	0,12
Total	59,81	78,10	76,76	58,38	108,20	66,16	22,22
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,02	1,54	2,43	1,38	13,08	14,27	4,17
(La/Sm) <sub>N</sub>	0,96	0,96	1,23	0,87	4,29	5,67	2,84
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,02	1,37	1,39	1,32	1,69	1,43	1,24
Eu/Eu*	1,56	0,97	1,22	1,02	0,97	1,45	1,21

**ANEXO 11: COMPOSIÇÃO MODAL (% VOL.) DAS ROCHAS GRANITÓIDES DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Sienogranito				Granodiorito			Tonalito		
	FD-30	FD-28	FD-10	FD-32	FD-11	FD-21AB	FD-09	FD-22	FD-21A	FD-01E
<b>Quartzo</b>	50,4	49	37,2	52,8	35,7	26,2	37,3	18,9	22,9	30,3
<b>Feldspato potássico</b>	31,1	43,1	44,6	33,5	18,2	13,8	19,2	-	-	-
<b>Plagioclásio</b>	17,1	7,5	18,2	13,7	33,1	41,1	43,5	33,5	26,2	35
<b>Anfibólio</b>	-	-	-	-	-	12,3	-	36,8	27,8	26,7
<b>Biotita</b>	1,4	0,4	-	-	10	5,7	-	9,4	21,5	8
<b>Titanita</b>	-	-	-	-	3	0,9	-	1,4	1,6	-

**ANEXO 12: COMPOSIÇÃO MODAL (% VOL.) DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Rochas escapolitizadas			Amostra do veio
	FD-06	FD-14	FD-18	FD-19
<b>Quartzo</b>	28,1	26,5	14,8	31,1
<b>Plagioclásio</b>	13,1	11,9	30	-
<b>Escapolita</b>	13,2	6,6	37,1	68,4
<b>Biotita</b>	45,6	54,9	17,9	-
<b>Muscovita</b>	-	-	-	0,5

**ANEXO 13: COMPOSIÇÃO MODAL (% VOL.) DOS GRANITÓIDES ALBITIZADOS DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Rochas albitizadas			Albititos		
	FD-01D	FD-26	FD-40C	FD-40D	FD-40B	FD-36
<b>Quartzo</b>	39,4	20,9	44,5	36,4	38,3	22,6
<b>Plagioclásio</b>	16,4	13,3	-	-	-	-
<b>Microclina/ortoclásio</b>	6,2	-	-	-	-	-
<b>Albita</b>	37,6	58,5	51,5	61,5	60,7	72,3
<b>Biotita</b>	0,4	1,5	-	2	-	1,5
<b>Clorita</b>	-	5,5	-	-	-	3,5
<b>Epidoto</b>	-	-	1,5	1	1	-
<b>Mica branca</b>	-	-	2,5	-	-	-

**ANEXO 14: ANÁLISES DOS FELDSPATOS DOS GRANITÓIDES INALTERADOS, ALBITIZADO E ESCAPOLITIZADO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Sienogranito				GRA albitizado				GRA escap. <sup>7</sup>	Tonalito	
	FD-10	FD-10	FD-10	FD-10	FD-01D	FD-01D	FD-36	FD-36	FD-18A	FD-01E	FD-22 <sup>9</sup>
	Albita <sup>1</sup>	Albita <sup>2</sup>	Mc/Or <sup>3</sup>	Mc/Or <sup>4</sup>	Albita <sup>1</sup>	Albita <sup>2</sup>	Albita <sup>5</sup>	Albita <sup>6</sup>	Oligoc. <sup>8</sup>	Oligoc. <sup>8</sup>	Oligoc. <sup>8</sup>
SiO <sub>2</sub>	66,84	68,55	64,73	64,36	67,49	67,33	67,85	67,60	65,53	60,67	61,32
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,16	20,00	18,27	18,17	19,37	19,37	19,85	19,80	21,97	25,09	24,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>10</sup>	0,08	0,00	0,03	0,18	0,02	0,00	0,16	0,00	0,00	0,01	0,02
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	0,89	0,60	0,00	0,04	0,19	0,22	0,46	0,47	2,75	6,48	5,58
BaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	10,86	11,22	0,82	1,72	11,28	11,21	11,15	11,34	10,00	7,91	8,25
K <sub>2</sub> O	0,55	0,16	15,86	14,51	0,04	0,05	0,07	0,05	0,13	0,09	0,29
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,13	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Total	99,42	100,55	99,78	98,98	98,41	98,19	99,54	99,27	100,43	100,39	99,76
<b>Ab</b>	92,77	96,18	7,18	15,23	98,73	98,72	97,93	98,22	86,08	71,61	71,61
<b>Na</b>	4,24	2,80	0,00	0,25	1,02	1,02	1,55	1,52	13,16	26,60	26,63
<b>Or</b>	2,99	1,02	92,82	84,52	0,25	0,26	0,52	0,25	0,76	1,70	1,76
<b>Fórmula estrutural com base em 32 átomos de oxigênio</b>											
Si	11,79	11,92	11,99	11,97	11,97	11,96	11,91	11,90	11,48	10,76	10,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,19	4,10	3,99	3,98	4,05	4,06	4,11	4,11	4,54	5,24	5,07
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,17	0,11	0,00	0,01	0,04	0,04	0,06	0,06	0,52	1,23	1,06
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	3,72	3,78	0,29	0,62	3,88	3,86	3,79	3,87	3,40	2,72	2,85
K	0,12	0,04	3,75	3,44	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,07
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
P	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

<sup>1</sup> Albita magmática (núcleo)

<sup>2</sup> Albita magmática (borda)

<sup>3</sup> Microclina/Ortoclásio (núcleo)

<sup>4</sup> Microclina/Ortoclásio (borda)

<sup>5</sup> Albita tabuleiro de xadrez (núcleo)

<sup>6</sup> Albita tabuleiro de xadrez (borda)

<sup>7</sup> Granitóide escapolitizado

<sup>8</sup> Plagioclásio primário

<sup>9</sup> Enclave

<sup>10</sup> Todo ferro como Fe<sup>2+</sup>

**ANEXO 15: ANÁLISES DOS FELDSPATOS DO METADIABÁSIO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Metadiabásio	Gra milonitizado
	FD-16	FD-25
	Andesina	Oligoclásio <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	59,41	63,11
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,90	22,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	0,02	0,06
MnO	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00
CaO	7,52	4,25
BaO	0,03	0,00
Na <sub>2</sub> O	7,42	9,12
K <sub>2</sub> O	0,03	0,08
SrO	0,10	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01
Total	100,45	99,60
<b>Ab</b>	64,00	79,09
<b>An</b>	35,75	20,40
<b>Or</b>	0,25	0,50
<b>Fórmula estrutural com base em 32 átomos de oxigênio</b>		
Si	10,56	11,20
Ti	0,00	0,00
Al	5,43	4,80
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00
Ca	1,43	0,81
Ba	0,00	0,00
Na	2,56	3,14
K	0,01	0,02
Sr	0,01	0,00
P	0,00	0,00

<sup>1</sup> Todo ferro como Fe<sup>3+</sup>

<sup>2</sup> Plagiclásio em vênula

**ANEXO 16: ANÁLISES DA ESCAPOLITA DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS,  
METADIABÁSIO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	GRA escapolitizado					Metadiabásio	Gra mil. <sup>7</sup>
	FD-18A <sup>2</sup>	FD-18A <sup>3</sup>	FD-19 <sup>1,4</sup>	FD-19 <sup>1,5</sup>	FD-19 <sup>1,6</sup>	FD-16	FD-25
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,56	57,57	55,79	55,29	55,24	53,05	54,91
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,75	22,04	23,20	23,29	23,38	23,79	22,84
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>8</sup></b>	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>MgO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>CaO</b>	6,60	5,47	7,21	7,66	7,77	9,65	7,20
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9,76	10,34	9,43	9,17	9,05	8,26	9,47
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,87	0,97	0,86	0,84	0,80	0,23	0,55
<b>F</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	nd	0,00
<b>Cl</b>	3,55	3,91	3,43	3,22	3,21	2,50	3,49
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
<b>Total</b>	100,10	100,36	99,97	99,48	99,46	97,54	98,51
<b>O=F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>O=Cl</b>	0,80	0,88	0,77	0,73	0,72	0,56	0,79
<b>Total</b>	99,30	99,48	99,20	98,75	98,74	96,98	97,72
<b>Fórmula estrutural com base em 12 átomos de oxigênio</b>							
<b>Si</b>	3,98	4,05	3,93	3,89	3,89	3,74	3,87
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	1,89	1,83	1,93	1,93	1,94	1,97	1,90
<b>Fe<sup>+3</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,50	0,41	0,54	0,58	0,59	0,73	0,54
<b>Na</b>	1,33	1,41	1,29	1,25	1,24	1,13	1,29
<b>K</b>	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,02	0,05
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	nd	0,00
<b>Cl</b>	0,42	0,47	0,41	0,38	0,38	0,30	0,42
<b><sup>9</sup>CO<sub>3</sub></b>	0,08	0,03	0,09	0,12	0,12	0,20	0,08
<b>Me</b>	26,18	21,47	28,27	30,37	31,05	38,83	28,72
<b>Na/Ca</b>	2,66	3,44	2,39	2,16	2,10	1,55	2,39

<sup>1</sup> Veio

<sup>2</sup> Escapolita fibrosa em vênula

<sup>3</sup> Cristais na massa da rocha

<sup>4</sup> Finos cristais

<sup>5</sup> Cristais médios

<sup>6</sup> Agregado de cristais similar a “bolsão”

<sup>7</sup> Granito milonitizado

<sup>8</sup> Todo ferro como Fe<sup>3+</sup>

<sup>9</sup> CO<sub>3</sub>=0,5-Cl

**ANEXO 17: ANÁLISES DAS MICAS DO TONALITO (ENCLAVE), GRANITÓIDE ESCAPOLITIZADO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Tonalito	GRA escapolitizado	Granito milonitizado	
	FD-22	FD-18A	FD-25	FD-25
	Biotita	Biotita	Biotita	Muscovita
SiO <sub>2</sub>	36,87	35,27	34,46	44,93
TiO <sub>2</sub>	3,30	2,07	2,17	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	14,79	17,91	33,37
FeO <sup>1</sup>	16,27	22,24	17,85	1,96
MnO	0,16	0,01	0,01	0,01
MgO	13,92	10,39	10,53	0,85
CaO	0,03	0,02	0,01	0,02
BaO	0,11	0,20	0,58	0,48
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,05	0,10	0,43
K <sub>2</sub> O	9,81	9,49	9,69	10,23
F	0,39	0,11	0,06	0,00
Cl	1,10	1,76	0,79	0,01
Total	96,03	96,41	94,15	93,03
O=F	0,18	0,05	0,03	0,00
O=Cl	0,25	0,40	0,18	0,00
Total	95,60	95,96	93,94	93,03
<b>Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio</b>				
Si	6,07	5,97	5,84	6,74
Al <sup>IV</sup>	1,93	2,03	2,16	1,26
Al <sup>VI</sup>	0,78	0,92	1,42	4,64
Ti	0,40	0,26	0,27	0,09
Fe <sup>2+</sup>	2,24	3,15	2,53	0,25
Mn	0,02	0,00	0,00	0,00
Mg	3,41	2,62	2,66	0,19
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,04	0,03
Na	0,03	0,02	0,03	0,12
K	2,06	2,05	2,09	1,95
F	0,21	0,05	0,03	0,00
Cl	0,31	0,50	0,23	0,00
OH <sup>2</sup>	3,54	3,49	3,76	4,00
Al <sub>total</sub>	2,71	2,95	3,58	5,90
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0,40	0,55	0,49	0,58

<sup>1</sup> Todo ferro como Fe<sup>2+</sup>

<sup>2</sup> OH = 4-F-Cl

**ANEXO 18: ANÁLISE E CÁLCULO DO GEOTERMÔMETRO (CATHELINÉAU 1988) DA CLORITA DO GRANITÓIDE ESCAPOLITIZADO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	GRA escapolitizado
	FD-18A
	<b>Clinocloro</b>
SiO <sub>2</sub>	27,57
TiO <sub>2</sub>	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,81
FeO <sup>1</sup>	24,02
MnO	0,03
MgO	17,66
CaO	0,07
BaO	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,01
K <sub>2</sub> O	0,06
F	0,00
Cl	0,00
Total	87,27
O=F	0,00
O=Cl	0,00
Total	87,27
<b>Fórmula estrutural com base em 28 átomos de oxigênio</b>	
Si	5,79
Al <sup>IV</sup>	2,21
Al <sup>VI</sup>	2,20
Ti	0,01
Fe <sup>2+</sup>	4,22
Mn	0,01
Mg	5,53
Ca	0,02
Ba	0,00
Na	0,00
K	0,02
F	0,00
Cl	0,00
OH	4,00
Al <sub>total</sub>	4,41
Fe/(Fe+Mg)	0,43
<b>GEOTERMÔMETRO</b>	
Al <sup>IV, 2</sup>	1,11
T (°C) <sup>3</sup>	295

<sup>1</sup> Todo ferro como Fe<sup>2+</sup>

<sup>2</sup> Al<sup>IV</sup> recalculado para 14 átomos de oxigênio

<sup>3</sup> T (°C) = 321,98 \* Al<sup>IV</sup> - 61,92

**ANEXO 19: ANÁLISES DOS ANFIBÓLIOS DOS TONALITOS E METADIABÁSIO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Tonalito						Metadiabásio		
	FD-01E			FD-22 <sup>1</sup>			FD-16		
	Actinolita	Mg-hornblenda <sup>2</sup>	Hast./Fe-Parg. <sup>3,4</sup>	Actinolita	Mg-hornblenda <sup>2</sup>	Hast./Fe-Parg. <sup>3,4</sup>	Actinolita	Mg-hornblenda	Fe-tschermakita
SiO <sub>2</sub>	52,02	46,69	38,08	49,97	48,44	38,93	50,04	46,33	42,08
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,75	0,41	0,34	0,61	0,55	0,33	0,31	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	8,27	12,68	5,76	7,23	13,54	7,18	10,49	15,17
FeO <sup>1</sup>	11,56	14,79	22,16	11,28	12,75	20,03	13,18	14,82	17,14
MnO	0,13	0,15	0,14	0,22	0,25	0,27	0,20	0,20	0,22
MgO	15,99	13,45	6,96	15,53	14,65	7,44	14,04	11,83	8,55
CaO	12,03	11,43	10,90	11,88	11,71	11,17	11,48	11,24	10,97
Na <sub>2</sub> O	0,58	1,14	1,42	0,75	0,84	1,24	0,72	1,07	1,48
K <sub>2</sub> O	0,44	0,85	2,43	0,46	0,67	2,43	0,14	0,24	0,43
F	0,09	0,16	0,06	0,09	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00
Cl	0,37	0,53	3,84	0,24	0,36	2,78	0,06	0,19	0,46
Total	97,98	98,20	99,08	96,51	97,58	98,43	97,38	96,71	96,77
O=F	0,04	0,07	0,03	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,08	0,12	0,87	0,05	0,08	0,63	0,01	0,04	0,10
Total	97,86	98,01	98,19	96,42	97,47	97,78	97,37	96,67	96,67
<b>Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio</b>									
Si	7,79	7,17	6,25	7,61	7,38	6,32	7,58	7,16	6,62
Ti	0,04	0,09	0,05	0,04	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03
Al	0,79	1,50	2,45	1,03	1,30	2,59	1,28	1,91	2,81
Fe <sup>2+</sup>	1,45	1,90	3,04	1,44	1,62	2,72	1,67	1,92	2,26
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Mg	3,57	3,08	1,70	3,53	3,33	1,80	3,17	2,73	2,01
Ca	1,93	1,88	1,92	1,94	1,91	1,94	1,86	1,86	1,85
Na	0,17	0,34	0,45	0,22	0,25	0,39	0,21	0,32	0,45
K	0,08	0,17	0,51	0,09	0,13	0,50	0,03	0,05	0,09
F	0,04	0,08	0,03	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Cl	0,09	0,14	1,07	0,06	0,09	0,76	0,02	0,05	0,12
Mg/(Mg+Fe)	0,71	0,62	0,36	0,71	0,67	0,40	0,65	0,59	0,47
Fe/(Fe+Mg)	0,29	0,38	0,64	0,29	0,33	0,60	0,35	0,41	0,53
(Ca + Na) <sub>B</sub>	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
(Na + K) <sub>A</sub>	0,18	0,39	0,88	0,25	0,29	0,83	0,10	0,23	0,39

<sup>1</sup>Enclave; <sup>2</sup>Núcleo; <sup>3</sup>Borda; <sup>4</sup>Hastingsita/Fe-pargasita

**ANEXO 20: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS GRANITÓIDES INALTERADOS DE SERRA**

Amostra	Sienogranito				Granodiorito			Tonalito		
	FD-30	FD-28	FD-10	FD-32	FD-21AB	FD-11	FD-09	FD-22 <sup>1</sup>	FD-21A <sup>1</sup>	FD-01E
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>										
SiO <sub>2</sub>	74,04	74,50	74,64	75,07	64,27	70,74	73,38	52,70	58,25	62,86
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,11	0,02	0,22	0,52	0,28	0,19	0,92	1,09	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	13,54	14,11	13,29	15,84	14,82	13,76	14,51	15,35	15,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	1,42	1,24	0,74	1,12	4,47	3,01	2,32	10,34	9,03	5,25
MnO	0,04	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,08	0,05	0,01
MgO	0,28	0,25	0,05	0,19	2,54	0,92	0,37	7,39	4,25	2,84
CaO	0,95	0,96	0,31	1,02	4,36	2,59	1,18	7,24	4,83	5,12
Na <sub>2</sub> O	3,82	3,31	3,97	3,44	4,38	4,05	3,93	3,44	4,10	4,73
K <sub>2</sub> O	4,96	5,46	5,93	5,00	2,63	2,75	3,58	1,09	2,11	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,04	0,03	0,03	0,20	0,08	0,04	0,28	0,18	0,22
P.F.	0,20	0,50	0,40	0,50	0,60	0,60	1,00	1,90	0,70	1,40
<b>Elementos traço (ppm)</b>										
Rb	251,5	184,4	481,5	165,3	96,8	88,2	117,7	37,3	142,1	32,6
Sr	123,1	210,3	35	133,1	751,0	381,7	230,4	348,5	601,9	607,2
Ba	678,1	660,1	261,2	924,2	1549,8	1189,2	1583,5	213,2	424,4	223,3
Zr	180,6	163,8	28,5	160,7	143,1	110,7	110,9	170,1	128,6	152,2
Nb	7,7	3,8	34,8	17,7	5,3	6,2	8,3	20,6	6,3	4,4
Y	8,2	8,2	48,4	41,7	10,1	8,7	5,0	33,9	10,2	10,7
Ta	0,7	0,4	13	2,1	0,5	0,7	0,4	1,7	0,3	0,2
Ga	21,5	16,1	36,3	17,9	20,2	16,8	15,8	23,3	22,6	20,3
Th	31,2	57,8	8,5	88,5	8,6	6,3	5,3	2	3,6	9,3
U	4,5	14,8	5,5	6,5	2,0	2,0	1,7	1,8	1,0	2,9
W	238,8	190,9	108,2	218	88,0	306,5	77,5	77,1	52,3	80,8
Ni	3,3	3,3	1,9	3,1	28,0	45,2	5,5	89,1	64,3	23,5
Co	36,3	27,4	15,4	34,6	23,2	52,6	15,3	56,9	34,0	29,2
Cu	10	7,6	46,5	7,8	11,9	53,1	79,4	23,6	223,6	16,6
<b>Terras raras (ppm)</b>										
La	61,80	107,90	8,60	83,40	39,80	32,30	25,70	23,80	26,80	57,50
Ce	134,50	129,30	21,60	231,3	81,90	67,50	49,60	64,00	57,90	106,90
Nd	35,90	52,60	10,00	85,30	32,80	22,90	15,60	37,60	24,90	36,20
Sm	4,60	4,80	3,70	15,30	5,00	3,60	1,90	8,60	4,30	4,90
Eu	0,48	0,61	0,43	1,04	1,16	0,62	0,71	1,84	1,08	1,41
Gd	2,32	2,30	3,98	10,10	3,17	2,35	1,37	6,96	3,05	3,21
Dy	1,53	1,33	5,52	7,74	1,92	1,48	0,97	5,54	2,12	2,06
Ho	0,23	0,24	1,08	1,38	0,32	0,27	0,16	1,06	0,38	0,40
Er	0,75	0,67	3,21	3,64	0,90	0,70	0,43	3,10	0,91	0,97
Yb	0,75	0,65	4,34	2,71	0,72	0,62	0,42	2,87	0,84	0,79
Lu	0,11	0,09	0,67	0,31	0,11	0,08	0,07	0,40	0,11	0,11
Total	242,97	300,49	63,13	442,22	167,80	132,42	96,93	155,77	122,39	214,45
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,30	1,65	1,49	1,45	0,60	0,68	0,91	0,32	0,51	0,21
FeO <sub>t</sub>	1,28	1,12	0,67	1,01	4,02	2,71	2,09	9,30	8,13	4,72
FeO <sub>t</sub> /(MgO+FeO <sub>t</sub> )	0,82	0,82	0,93	0,84	0,61	0,75	0,85	0,56	0,66	0,62
A/CNK	1,05	1,03	1,04	1,03	0,88	1,03	1,10	0,73	0,86	0,88
Na/Ca	4,17	3,58	13,29	3,5	1,04	1,62	3,46	0,49	0,88	0,96
Na/K	0,69	0,54	0,6	0,61	1,49	1,32	0,98	2,82	1,74	4,36
(La/Yb) <sub>N</sub>	55,62	112,05	1,34	20,77	37,31	35,16	41,30	5,60	21,54	49,13
(La/Sm) <sub>N</sub>	8,46	14,15	1,46	3,43	5,01	5,65	8,52	1,74	3,92	7,39
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2,50	2,86	0,74	3,01	3,56	3,06	2,64	1,96	2,93	3,28
Eu/Eu*	0,40	0,50	0,34	0,24	0,83	0,61	1,29	0,71	0,87	1,02
Q	30,64	32,22	28,27	33,75	17,27	30,19	34,29	5,67	11,41	18,32
Or	29,41	32,48	35,14	29,75	15,67	16,39	21,44	6,58	12,58	5,82
Ab	32,37	28,14	33,61	29,25	37,29	34,49	33,63	29,67	34,92	40,58
An	4,38	4,56	1,37	4,92	15,87	12,48	5,69	21,33	17,34	19,60
C	0,71	0,51	0,65	0,41	0,00	0,63	1,36	0,00	0,00	0,00
Di wo	0,00	0,00	0,00	0,00	1,71	0,00	0,00	4,92	2,07	1,76
Hy	0,70	0,63	0,13	0,48	4,69	2,32	0,94	13,94	8,64	5,45
Mt	0,13	0,07	0,01	0,07	0,16	0,03	0,07	0,27	0,16	0,13
He	1,33	1,20	0,74	1,08	4,39	3,01	2,30	10,37	8,99	5,24
Ap	0,13	0,09	0,07	0,07	0,44	0,18	0,09	0,62	0,40	0,49

**DOURADA.**

<sup>1</sup> Enclave

**ANEXO 21: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS E AMOSTRA DO VEIO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	FD-14	FD-18C	FD-18A	FD-06	FD-19 <sup>1</sup>
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>					
SiO <sub>2</sub>	61,41	62,49	64,11	66,23	69,08
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,58	0,47	0,33	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	13,62	15,33	14,49	15,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	8,91	9,54	5,85	6,66	2,55
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	3,52	2,71	2,36	2,31	0,08
CaO	1,37	3,24	2,51	1,15	4,86
Na <sub>2</sub> O	4,00	3,46	5,25	4,97	5,94
K <sub>2</sub> O	3,27	2,33	2,21	2,46	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,02	0,23	0,07	0,10
P.F.	2,10	2,00	1,70	1,20	1,00
<b>Elementos traço (ppm)</b>					
Rb	148,0	88,7	104,1	102,4	13,1
Sr	142,7	245,6	244,8	117,8	233,1
Ba	644,7	230,0	364,6	602,2	78,8
Zr	82,4	145,2	126,4	107,3	145,3
Nb	6,1	5,7	5,1	4,5	4,8
Y	9,1	4,1	10,3	3,7	1,5
Ta	0,7	1,1	0,5	0,4	1,8
Ga	19,1	18,1	17,9	17,3	6,7
Th	6,9	14,9	13,5	3,3	12,2
U	2,3	3,6	2,6	0,7	2,4
W	113,8	59,4	87,1	94,0	101,7
Ni	60,1	46,8	31,5	46,9	3,6
Co	44,6	31,2	34,0	36,7	13,9
Cu	1,9	33,9	63,2	28	13,2
<b>Terras raras (ppm)</b>					
La	11,80	17,55	52,10	20,50	1,00
Ce	23,60	35,65	104,60	36,20	1,90
Nd	10,10	14,05	39,70	12,60	1,00
Sm	1,60	2,30	6,10	1,90	0,20
Eu	0,68	1,27	2,27	0,79	0,46
Gd	1,44	1,61	4,13	1,24	0,22
Dy	1,73	0,88	2,51	0,71	0,20
Ho	0,34	0,14	0,34	0,15	0,06
Er	0,81	0,30	0,74	0,33	0,11
Yb	0,77	0,46	0,62	0,36	0,21
Lu	0,14	0,07	0,09	0,06	0,03
Total	53,01	74,28	213,2	74,84	5,39
(La/Yb) <sub>N</sub>	10,34	25,75	56,72	38,44	3,21
(La/Sm) <sub>N</sub>	4,64	4,80	5,38	6,79	3,15
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,51	2,83	5,38	2,78	0,85
Eu/Eu*	1,34	1,92	1,31	1,48	6,67

<sup>1</sup> Veio

**ANEXO 22: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DA MÉDIA DOS SIENOGRANITOS (FD-10, FD-28, FD-30 E FD-32) E DOS GRANITÓIDES ALBITIZADOS DE SERRA DOURADA.**

<b>Amostra</b>	<b>Média dos sienogranitos</b>	<b>FD-26</b>	<b>FD-40C</b>	<b>FD-01D</b>	<b>FD-36</b>	<b>FD-40D</b>	<b>FD-40B</b>
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>							
SiO <sub>2</sub>	74,56	73,15	77,23	78,79	72,49	75,96	76,10
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,34	0,01	0,06	0,07	0,19	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,73	12,78	13,29	12,63	15,69	14,26	14,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	1,13	4,71	0,86	0,85	1,32	0,63	0,73
MnO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	0,19	0,63	0,03	0,10	0,12	0,02	0,03
CaO	0,81	0,64	1,03	0,49	0,53	0,27	0,43
Na <sub>2</sub> O	3,64	5,70	5,37	6,91	8,56	8,07	7,62
K <sub>2</sub> O	5,34	0,71	1,45	0,04	0,08	0,04	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
P.F.	0,40	1,00	0,60	0,10	1,10	0,50	0,20
<b>Elementos traços (ppm)</b>							
Rb	270,68	24,3	33,7	1,7	6,6	0,8	6,8
Sr	125,38	80,9	228,7	74,9	83,0	44,1	83,2
Ba	630,90	633,2	558,2	16,2	37,8	43,5	47,9
Zr	133,40	595	90,3	45,1	114,2	529,2	226,7
Nb	16,00	25	< 0,5	3,5	1,4	4,9	3,5
Y	26,63	25,7	0,6	3,7	1,3	3,1	1,8
Ta	4,05	1,3	< 0,1	0,6	< 0,1	0,3	0,1
Ga	22,95	21	11,2	12,1	14,7	11,8	14,1
Th	46,50	39,4	17,8	19,8	1,4	441,8	38,0
U	7,83	12,5	2,3	7,6	0,6	15,0	5,2
W	188,98	104,3	202,9	79,7	81,7	135,2	109,6
Ni	2,90	31	2,3	4,0	9,8	2,2	1,8
Co	28,43	45,4	26,5	11,0	11,6	18,4	14,7
Cu	17,98	14,7	35,8	12	116,7	81,9	49
<b>Elementos terras raras (ppm)</b>							
La	65,43	136,10	7,40	7,60	29,10	16,90	7,20
Ce	129,18	305,30	10,80	11,70	46,70	17,90	11,80
Nd	45,95	96,40	2,80	3,90	12,10	5,30	3,50
Sm	7,10	15,10	0,30	0,70	1,10	0,7	0,5
Eu	0,64	1,68	0,64	0,22	0,32	0,37	0,34
Gd	4,68	9,45	0,18	0,62	0,42	0,57	0,33
Dy	4,03	5,23	0,07	0,67	0,22	0,34	0,29
Ho	0,73	0,83	0,05	0,17	0,05	0,10	0,07
Er	2,07	2,26	0,05	0,38	0,09	0,33	0,19
Yb	2,11	2,43	0,15	0,41	0,11	0,47	0,25
Lu	0,30	0,36	0,03	0,07	0,03	0,12	0,06
Total	262,20	575,14	22,47	26,44	90,24	43,10	24,53
(La/Yb) <sub>N</sub>	20,93	37,80	33,30	12,51	178,56	24,27	19,44
(La/Sm) <sub>N</sub>	5,80	5,67	15,53	6,84	16,66	15,20	9,07
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,79	3,14	0,97	1,22	3,09	0,98	1,07
Eu/Eu*	0,32	0,40	7,80	1,00	1,20	1,74	2,41

**ANEXO 23: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DO METADIABÁSIO E GRANITO MILONITIZADO DE SERRA DOURADA.**

Amostra	Metadiabásio	Granito milonitizado
	FD-16	FD-25
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>		
SiO <sub>2</sub>	47,48	67,77
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,11	16,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	13,75	2,94
MnO	0,17	0,01
MgO	8,34	1,28
CaO	9,75	1,75
Na <sub>2</sub> O	2,19	6,14
K <sub>2</sub> O	0,64	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,12
P.F.	1,70	1,60
<b>Elementos traço (ppm)</b>		
Rb	28,1	58,1
Sr	165,2	216,6
Ba	99,2	436,3
Zr	38,3	115,8
Nb	1,7	8,9
Y	18,6	24,1
Ta	0,1	0,4
Ga	13,7	16,0
Th	0,3	2,0
U	< 0,1	1,4
W	20,8	68,2
Ni	67,0	93,6
Co	46,4	22,5
<b>Terras raras (ppm)</b>		
La	3,20	24,10
Ce	5,80	46,60
Nd	5,50	16,60
Sm	1,70	2,80
Eu	0,77	1,13
Gd	2,69	2,10
Dy	3,20	1,86
Ho	0,68	0,38
Er	1,98	0,96
Yb	1,69	0,99
Lu	0,30	0,18
Total	27,51	97,70
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,28	16,43
(La/Sm) <sub>N</sub>	1,19	5,42
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1,29	1,71
Eu/Eu*	1,10	1,37

**ANEXO 24: DENSIDADES DOS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS E DA AMOSTRA DE REFERÊNCIA (TONALITO, FD-01E) DE SERRA DOURADA.**

<b>Amostras</b>	<b>Densidades (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>FD-01E</b>	2,70
<b>FD-06</b>	2,65
<b>FD-14</b>	2,65
<b>FD-18A</b>	2,70
<b>FD-18C</b>	2,65

**ANEXO 25: DENSIDADE MÉDIA DOS SIENOGANITOS E DENSIDADES DOS GRANITÓIDES ALBITIZADOS (FD-40C E FD-01D) E ALBITITOS (FD-36, FD-40B E FD-40D) DE SERRA DOURADA.**

<b>Amostras</b>	<b>Densidades (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Média dos sienogranitos</b>	2,62
<b>FD-01D</b>	2,64
<b>FD-36</b>	2,63
<b>FD-40B</b>	2,63
<b>FD-40C</b>	2,61
<b>FD-40D</b>	2,63

**ANEXO 26: PERDAS E GANHOS EM G/CM<sup>3</sup> OBTIDOS ATRAVÉS DE ANÁLISES QUÍMICAS (ANEXOS 20 E 21) E DENSIDADES (ANEXO 24) PARA OS GRANITÓIDES ESCAPOLITIZADOS E TONALITO DE SERRA DOURADA.**

<b>Amostra</b>	<b>FD-06</b>	<b>FD-14</b>	<b>FD-18A</b>	<b>FD-18C</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	+0,054194	-0,061048	+0,029782	-0,043199
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-0,047067	-0,054983	-0,017045	-0,069754
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub></b>	+0,034571	+0,096369	+0,015929	+0,111576
<b>MgO</b>	-0,015715	+0,017248	-0,013205	-0,004972
<b>CaO</b>	-0,108585	-0,102436	-0,071124	-0,052831
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	+0,003716	-0,021256	+0,013793	-0,036363
<b>K<sub>2</sub>O</b>	+0,039119	+0,061380	+0,033568	+0,035739
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-0,004118	-0,003566	+0,000257	-0,005448
<b>P.F.</b>	-0,006116	+0,018292	+0,008045	+0,015252

**ANEXO 27: PERDAS E GANHOS EM G/CM<sup>3</sup> OBTIDOS ATRAVÉS DE ANÁLISES QUÍMICAS (ANEXOS 20 E 22) E DENSIDADES (ANEXO 25) PARA OS GRANITÓIDES ALBITIZADOS E MÉDIA DOS SIENOGANITOS DE SERRA DOURADA.**

<b>Amostra</b>	<b>FD-40C</b>	<b>FD-01D</b>	<b>FD-36</b>	<b>FD-40D</b>	<b>FD-40B</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	+0,061724	+0,124910	-0,048780	+0,045952	+0,050447
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-0,012982	-0,026637	+0,052634	+0,015638	+0,020008
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub></b>	-0,007178	-0,007198	+0,005087	-0,013045	-0,010401
<b>MgO</b>	-0,004202	-0,002344	-0,001828	-0,004459	-0,004195
<b>CaO</b>	+0,005662	-0,008311	-0,007307	-0,014138	-0,009915
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	+0,044819	+0,087031	+0,129765	+0,117231	+0,105448
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-0,102238	-0,139075	-0,138027	-0,139078	-0,135385
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-0,000788	-0,000521	+0,000003	-0,000786	-0,000786
<b>P.F.</b>	+0,005184	-0,007855	+0,018453	+0,002685	-0,005222

**ANEXO 28: PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO ENTRE O TONALITO (FD-01E) E O TONALITO ESCAPOLITIZADO E BIOTITIZADO (FD-14) DE SERRA DOURADA.**

Amostra	FD-01E	FD-14	<b>Perdas e ganhos dos componentes, calculados para diferentes fv</b>							
	GNA	GESC	<b>Cálculo do fator de volume, considerando Xn = 0 para cada elemento</b>							
<b>d (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>2,70</b>	<b>2,65</b>								
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>			<b>fv</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>1</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>fv para Xn=0</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63,29	62,19	-20,56	-14,46	-8,36	-2,25	3,85	9,96	1,04	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,03	14,26	-6,23	-4,83	-3,43	-2,03	-0,63	0,77	1,15	
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub></b>	5,28	9,02	0,92	1,80	2,69	3,57	4,46	5,34	0,60	
<b>MgO</b>	2,86	3,56	-0,41	-0,06	0,28	0,63	0,98	1,33	0,82	
<b>CaO</b>	5,15	1,39	-4,20	-4,06	-3,92	-3,79	-3,65	-3,51	3,77	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,76	4,05	-1,98	-1,58	-1,18	-0,79	-0,39	0,01	1,20	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,97	3,31	1,30	1,63	1,95	2,28	2,60	2,93	0,30	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,22	0,09	-0,16	-0,15	-0,14	-0,13	-0,12	-0,11	2,49	
<b>P.F.</b>	1,41	2,13	0,05	0,26	0,47	0,68	0,89	1,10	0,67	
<b>Elementos traços (ppm)</b>										
<b>Rb</b>	32,6	148	69,08	83,61	98,13	112,66	127,19	141,71	0,22	
<b>Sr</b>	607,2	142,7	-509,16	-495,15	-481,15	-467,14	-453,14	-439,13	4,34	
<b>Ba</b>	223,3	644,7	219,63	282,91	346,18	409,46	472,74	536,01	0,35	
<b>Zr</b>	152,2	82,4	-95,59	-87,50	-79,41	-71,33	-63,24	-55,15	1,88	
<b>Nb</b>	4,4	6,1	-0,21	0,39	0,99	1,59	2,19	2,78	0,73	
<b>Y</b>	10,7	9,1	-4,45	-3,55	-2,66	-1,77	-0,88	0,02	1,20	
<b>Ta</b>	0,2	0,7	0,28	0,35	0,42	0,49	0,56	0,62	0,29	
<b>Ga</b>	20,3	19,1	-7,18	-5,30	-3,43	-1,55	0,32	2,20	1,08	
<b>Th</b>	9,3	6,9	-4,56	-3,88	-3,21	-2,53	-1,85	-1,17	1,37	
<b>U</b>	2,9	2,3	-1,32	-1,09	-0,87	-0,64	-0,42	-0,19	1,28	
<b>W</b>	80,8	113,8	-2,62	8,55	19,72	30,89	42,06	53,23	0,72	
<b>Ni</b>	23,5	60,1	17,79	23,69	29,59	35,49	41,39	47,28	0,40	
<b>Co</b>	29,2	44,6	1,44	5,82	10,20	14,57	18,95	23,33	0,67	
<b>Cu</b>	16,6	1,9	-15,29	-15,11	-14,92	-14,74	-14,55	-14,36	8,90	

**ANEXO 29: PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO ENTRE O TONALITO (FD-01E) E TONALITO ESCAPOLITIZADO ± BIOTITIZADO (FD-18A) DE SERRA DOURADA.**

Amostra	FD-01E	FD-18A	<b>Perdas e ganhos dos componentes, calculados para diferentes fv</b>							
	GNA	GESC	<b>Cálculo do fator de volume, considerando Xn = 0 para cada elemento</b>							
<b>d (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>2,70</b>	<b>2,70</b>								
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>			<b>fv</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>1</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>fv para Xn=0</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63,29	64,40	-18,21	-11,77	-5,33	1,11	7,55	13,99	0,98	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,03	15,40	-5,25	-3,71	-2,17	-0,63	0,91	2,45	1,04	
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub></b>	5,28	5,87	-1,17	-0,58	0,00	0,59	1,18	1,76	0,90	
<b>MgO</b>	2,86	2,37	-1,20	-0,96	-0,73	-0,49	-0,25	-0,02	1,21	
<b>CaO</b>	5,15	2,52	-3,39	-3,13	-2,88	-2,63	-2,38	-2,13	2,04	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,76	5,27	-1,07	-0,54	-0,02	0,51	1,04	1,56	0,90	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,97	2,22	0,58	0,81	1,03	1,25	1,47	1,69	0,44	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,22	0,23	-0,06	-0,04	-0,01	0,01	0,03	0,06	0,96	
<b>P.F.</b>	1,41	1,71	-0,21	-0,04	0,13	0,30	0,47	0,64	0,82	
<b>Elementos traços (ppm)</b>										
<b>Rb</b>	32,6	104,1	40,27	50,68	61,09	71,50	81,91	92,32	0,31	
<b>Sr</b>	607,2	244,8	-435,84	-411,36	-386,88	-362,40	-337,92	-313,44	2,48	
<b>Ba</b>	223,3	364,6	31,92	68,38	104,84	141,30	177,76	214,22	0,61	
<b>Zr</b>	152,2	126,4	-63,72	-51,08	-38,44	-25,80	-13,16	-0,52	1,20	
<b>Nb</b>	4,4	5,1	-0,83	-0,32	0,19	0,70	1,21	1,72	0,86	
<b>Y</b>	10,7	10,3	-3,49	-2,46	-1,43	-0,40	0,63	1,66	1,04	
<b>Ta</b>	0,2	0,5	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,40	
<b>Ga</b>	20,3	17,9	-7,77	-5,98	-4,19	-2,40	-0,61	1,18	1,13	
<b>Th</b>	9,3	13,5	0,15	1,50	2,85	4,20	5,55	6,90	0,69	
<b>U</b>	2,9	2,6	-1,08	-0,82	-0,56	-0,30	-0,04	0,22	1,12	
<b>W</b>	80,8	87,1	-19,83	-11,12	-2,41	6,30	15,01	23,72	0,93	
<b>Ni</b>	23,5	31,5	-1,45	1,70	4,85	8,00	11,15	14,30	0,75	
<b>Co</b>	29,2	34	-5,40	-2,00	1,40	4,80	8,20	11,60	0,86	
<b>Cu</b>	16,6	63,2	27,64	33,96	40,28	46,60	52,92	59,24	0,26	

**ANEXO 30: PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO A PARTIR DA COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS SIENOGRANITOS E GRANITO MODERADAMENTE ALBITIZADO (FD-01D) DE SERRA DOURADA.**

Amostra	MÉDIA		Perdas e ganhos dos componentes, calculados para diferentes fv.							
	GNA	FD-01D	Cálculo do fator de volume, considerando Xn = 0 para cada elemento.							
d (g/cm <sup>3</sup> )	2,62	2,64								
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>			<b>fv</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>1</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>fv para Xn=0</b>
SiO <sub>2</sub>	74,68	78,85	-19,06	-11,12	-3,17	4,77	12,72	20,66	0,94	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,75	12,64	-4,83	-3,56	-2,29	-1,01	0,26	1,53	1,08	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,13	0,85	-0,53	-0,44	-0,36	-0,27	-0,19	-0,10	1,32	
MgO	0,19	0,10	-0,12	-0,11	-0,10	-0,09	-0,08	-0,07	1,89	
CaO	0,81	0,49	-0,46	-0,42	-0,37	-0,32	-0,27	-0,22	1,64	
Na <sub>2</sub> O	3,65	6,91	1,22	1,92	2,62	3,31	4,01	4,71	0,52	
K <sub>2</sub> O	5,35	0,04	-5,32	-5,32	-5,31	-5,31	-5,31	-5,30	132,74	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	-0,03	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	1,98	
P.F.	0,40	0,10	-0,33	-0,32	-0,31	-0,30	-0,29	-0,28	3,97	
<b>Elementos traços (ppm)</b>										
Rb	270,68	1,70	-269,48	-269,31	-269,14	-268,97	-268,80	-268,62	158,02	
Sr	125,38	74,90	-72,55	-65,00	-57,46	-49,91	-42,36	-34,81	1,66	
Ba	630,90	16,20	-619,47	-617,84	-616,21	-614,58	-612,94	-611,31	38,65	
Zr	133,40	45,10	-101,59	-97,04	-92,50	-87,96	-83,41	-78,87	2,94	
Nb	16,00	3,50	-13,53	-13,18	-12,83	-12,47	-12,12	-11,77	4,54	
Y	26,63	3,70	-24,02	-23,65	-23,27	-22,90	-22,53	-22,16	7,14	
Ta	4,05	0,60	-3,63	-3,57	-3,51	-3,45	-3,38	-3,32	6,70	
Ga	22,95	12,10	-14,42	-13,20	-11,98	-10,76	-9,54	-8,32	1,88	
Th	46,50	19,80	-32,53	-30,54	-28,54	-26,55	-24,55	-22,56	2,33	
U	7,83	7,60	-2,47	-1,70	-0,94	-0,17	0,59	1,36	1,02	
W	188,98	79,70	-132,76	-124,73	-116,70	-108,67	-100,64	-92,61	2,35	
Ni	2,90	4,00	-0,08	0,32	0,73	1,13	1,53	1,94	0,72	
Co	28,43	11,00	-20,67	-19,56	-18,45	-17,35	-16,24	-15,13	2,56	
Cu	17,98	12,00	-9,52	-8,31	-7,10	-5,89	-4,68	-3,47	1,49	

**ANEXO 31: PERDAS E GANHOS DOS ELEMENTOS MAIORES, P.F. E TRAÇO (EM G/100G), CALCULADOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE GRESENS (1967). O BALANÇO GEOQUÍMICO FOI REALIZADO ENTRE A COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS SIENOGRAFITOS E O ALBITITO (FD-36) DE SERRA DOURADA.**

Amostra	MÉDIA		Perdas e ganhos dos componentes, calculados para diferentes fv							
	GNA	FD-36 ALBT	Cálculo do fator de volume, considerando Xn = 0 para cada elemento							
d (g/cm <sup>3</sup> )	2,62	2,63								
<b>Elementos maiores (% em peso)</b>			fv	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>1</b>	<b>1,1</b>	<b>1,2</b>	<b>fv para Xn=0</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	74,68	72,54		-23,71	-16,43	-9,14	-1,86	5,42	12,70	1,03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,75	15,70		-2,72	-1,14	0,43	2,01	3,59	5,16	0,87
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub></b>	1,13	1,32		-0,20	-0,07	0,06	0,20	0,33	0,46	0,85
<b>MgO</b>	0,19	0,12		-0,11	-0,09	-0,08	-0,07	-0,06	-0,05	1,58
<b>CaO</b>	0,81	0,53		-0,44	-0,38	-0,33	-0,28	-0,22	-0,17	1,52
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,65	8,56		2,36	3,22	4,08	4,94	5,80	6,66	0,42
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5,35	0,08		-5,29	-5,29	-5,28	-5,27	-5,26	-5,25	66,62
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,04	0,04		-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	1,00
<b>P.F.</b>	0,40	1,10		0,37	0,48	0,59	0,70	0,81	0,93	0,36
<b>Elementos traços (ppm)</b>										
<b>Rb</b>	270,68	6,60		-266,04	-265,38	-264,72	-264,05	-263,39	-262,73	40,86
<b>Sr</b>	125,38	83,00		-67,06	-58,73	-50,39	-42,06	-33,73	-25,40	1,50
<b>Ba</b>	630,90	37,80		-604,34	-600,54	-596,75	-592,96	-589,16	-585,37	16,63
<b>Zr</b>	133,40	114,20		-53,15	-41,69	-30,23	-18,76	-7,30	4,16	1,16
<b>Nb</b>	16,00	1,40		-15,02	-14,88	-14,74	-14,59	-14,45	-14,31	11,39
<b>Y</b>	26,63	1,30		-25,72	-25,59	-25,46	-25,33	-25,19	-25,06	20,41
<b>Ta</b>	22,95	14,70		-12,62	-11,15	-9,67	-8,19	-6,72	-5,24	1,56
<b>Ga</b>	46,50	1,40		-45,52	-45,38	-45,24	-45,09	-44,95	-44,81	33,09
<b>Th</b>	7,83	0,60		-7,41	-7,35	-7,29	-7,23	-7,17	-7,11	13,00
<b>U</b>	188,98	81,70		-131,57	-123,37	-115,17	-106,97	-98,77	-90,57	2,30
<b>W</b>	2,90	9,80		3,99	4,97	5,95	6,94	7,92	8,90	0,29
<b>Ni</b>	28,43	11,60		-20,28	-19,11	-17,95	-16,79	-15,62	-14,46	2,44
<b>Co</b>	17,98	116,70		64,02	75,74	87,45	99,17	110,88	122,59	0,15
<b>Cu</b>	270,68	6,60		-266,04	-265,38	-264,72	-264,05	-263,39	-262,73	40,86

