UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Evolução magmática e hidrotermal de granitos de “tipo-A”
reduzidos: o exemplo do Pluton Desembarque, Maciço
Guaraú, SP**

Rodolfo Pedroso Garcia

Orientador: Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2015

Garcia, Rodolfo Pedroso

Evolução magmática e hidrotermal de granitos
de "tipo-A" reduzidos: o exemplo do Pluton
Desemborque, Maciço Guaraú, SP. / Rodolfo Pedroso
Garcia. -- São Paulo, 2015.

230 p. : il. + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Vlach, Silvio Roberto Farias

1. Hidrotermalismo 2. Rochas graníticas 3. Pluton
Desemborque I. Título

*I may never find all the answers,
I may never understand why,
I may never prove
What I know to be true
But I know that I still have to try*

(J.P)

Agradecimentos

Agradeço principalmente aos meus pais por todas as oportunidades que me deram e por nunca me deixarem faltar nada, sem eles, nada disso faria sentido. Aos meus irmãos queridos que sempre estiveram ao meu lado e nunca duvidaram do que eu poderia conseguir.

Não há palavras que definam ou mensurem todo o ensinamento e sabedoria transmitidos ao longo de 8 anos de orientação, e parece que foi ontem que pedi ao Silvio uma oportunidade de iniciação sem ao menos saber o que ele estudava e sem dúvida foi a melhor decisão precipitada que tive. Obrigado!

Agradecimentos calorosos a pessoa que conseguiu tornar a ciência que tanto amo ainda mais bela. Obrigado Sabugo, por tudo que você tem feito por mim, me aconselhando, me escutando, me ajudando e me alertando (dando bronca). Espero que um dia eu possa retribuir tudo que fez e que ainda faz por mim.

Aos professores que me instruíram e tiveram parcela na minha formação. Aos novos professores de uma geração promissora que seja como monitores, parceiros de trabalho ou amigos me ajudaram também: Luana e Frederico.

Agradeço a todo o pessoal dos laboratórios, principalmente ao Marcos Mansueto e Sandra Andrade. Não menos importantes, Zé Paulo Sertek, Paulo Mori e Key Sato.

Aos grandes parceiros de campo: Mimoso, Fyona, Xaci de Grilo, Morsa e ao grande amigo Átila, que participou praticamente de todas as etapas e foi um dos maiores colaboradores para a realização dessa dissertação.

Ao meu reduto em toda a graduação e parte do mestrado, PANAPIA. Inúmeras amizades que serão sempre lembradas: Maricon, Sr. Ricardo, Billy the kid, Kvernicola, Infiado, Scarfa, Sheila, Titica, Giobica, Potranka, Pará, Alça, Deston Bibi e muitos outros. Ao agregado Alargado que sempre quis residir nessa ilustre moradia.

A república Ktivero, minha segunda casa nos tempos de USP, meus grandes parças, Charula, Maneta, De Paula, Funga e Fyona, por aguentarem um hóspede muito bacana. Ao meu brother Gargalo por ser um grande amigo (dos restantes) no período de pós-graduação. Ao Covil pelas grandes festas e amizades (Rabikó, Dé, Xupaki). E aquele que não sei onde incluir: Oncinha.

Aos amigos da turma 2007 (Currado, Chava, Pig, Cotoco, Clô), principalmente os que continuaram na jornada da pós graduação e as minhas companheiras de sala (Beija, Liza e Eva).

A turma de 2009, que serei sempre o “monitor eterno”, pela minha presença em quase todas as disciplinas e aos moradores da astenosfera daquele período.

Agradeço a GEO SUPPLY pelo maior desafio e oportunidade de minha vida, além da realização de um grande sonho. Com certeza viemos para “causar” e mostrar ao mercado que eles ainda tem muito a aprender conosco.

E ao bi-campeão Bosque Clube por todo o entretenimento.

E a todos aqueles que fizeram parte desse período da minha vida e que não estão aqui por falta de espaço.

RESUMO

O pluton Desembarque, de idade neoproterozóica, é parte do denominado Maciço Guaraú, aflorante na região sul do estado de São Paulo e está inserido no contexto geológico da Província Graciosa. É composto por biotita sienogranito a álcali feldspato granito, metaluminosos a moderadamente peraluminosos, que apresentam assinaturas geoquímicas típicas de granitos de tipo-A, como conteúdos relativamente altos de álcalis, além de concentrações significativas de elementos LIL e HFS.

Apresentam alteração hidrotermal em graus variáveis, claramente evidenciados tanto pelas texturas quanto pelas composições registradas em seus minerais essenciais e acessórios, destacando-se a albitização e a greisenização.

Os feldspatos alcalinos são pertitas ou mesopertitas zonadas. Algumas composições químicas integradas exibem valores entre $Or_{53-58}Ab_{42-46}$ (núcleos) e $Or_{68-71}Ab_{29-32}$ (bordas). A maior parte das composições obtidas dos plagioclásios correspondem a albita, com poucos cristais classificados como oligoclásio sódico. Albita pura e pós magmática ocorre intersticialmente aos feldspatos ou como microvenulações.

São encontradas duas fases micáceas estritamente magmáticas: biotitas castanhas (annita) e esverdeadas (protolithionita-siderofilita). Associadas ao processo de greisenização que substitui biotitas e feldspatos encontram-se micas verdes claras a incolores anteriormente definidas como zinnwaldita, que aqui são reclassificadas como fengita.

Minerais acessórios foram examinados e estudados com imageamento BSE e análises quantitativas por EDS. Os mais comuns são: zircão, allanita, torita, cassiterita, galena, hematita, ilmenita, monazita, columbita e fluoretos de terras raras. Entre eles, os primários (e.g. zircão, allanita e cassiterita) exibem microestruturas ou transformações químicas relacionadas à processos tardios de alteração hidrotermal, enquanto outros foram desenvolvidos durante este processo, como torita, xenotímia e fluoretos de elementos terras raras e de ítrio.

Os granitos típicos do Desembarque são bastante evoluídos e relativamente homogêneos com um estreito intervalo composicional, como SiO_2 (76-77% em peso), álcalis (Na_2O até 4,1 % e K_2O até 4,5 %), Al_2O_3 (ca. 12%) e Fe_2O_3 (~1%). Outros óxidos comuns contribuem com concentrações bem baixas como CaO e MgO . As rochas hidrotermais exibem relativo enriquecimento em Fe_2O_3 (5,27 % em peso para o greisen) além de F, Rb, Sn e Li e empobrecimento em Na_2O (0,26%).

As temperaturas de saturação em Zr fornecem valores entre 750-860° C, e que pode ser extrapolada como uma aproximação para a temperatura do líquido do sistema magmático.

Dados geológicos, petrográficos e normativos indicam colocação em níveis rasos, com pressões não muito maiores que 1 kbar. Suas características remetem a cristalização em fugacidades de oxigênio relativamente baixas, uma exceção entre a associação aluminosa da Província Graciosa.

As determinações de idades isotópicas U/Pb são problemáticas devido aos aspectos texturais dos cristais de zircão e componentes herdados. Após o tratamento dos dados chegou-se a uma idade estatisticamente mais confiável (590 ± 12 Ma) e em parte, coerente com a literatura.

Palavras chave: Desemborque, granitos de tipo-A reduzidos, alteração hidrotermal, *greisen*.

ABSTRACT

The Neoproterozoic Desemborque Pluton is a part of the so-called Guaraú Granitic Massif, which crops out in the southern region of the state of São Paulo and is inserted in the geological context of Graciosa Province. It is made of metaluminous to moderately peraluminous biotite sienogranites and alkali-feldspar granites which present geochemical signatures most typical of A-type granites, as for the relatively high total alkali, LILE and HFSE contents.

It shows hydrothermal alteration imprinted to a variable grade, as clearly evidenced by textural as well as compositional features registered in its essential and accessory minerals, standing out albitization and greisenization.

Alkali-feldspars are zoned perthite or meso-perthite. Some integrated chemical compositions gave values between $Or_{53-58}Ab_{42-46}$ (crystal cores) and $Or_{68-71}Ab_{29-32}$ (crystal rims). Most of the obtained plagioclase compositions correspond to albite, a minor number being classified as sodic oligoclase. Post-magmatic, almost pure albite, occurs interstitially to feldspars or as minor veinlets.

Two main types of magmatic micas were recognized: red-brown annitic biotite and a green protolithionite-siderofilite. Light green to colorless micas associated with the greisenization process that replaces biotite and feldspars previously called a zinwaldite-like mica were reclassified to fengite type.

Accessory minerals were examined and studied with BSE imaging and EDS qualitative analysis. The most common are zircon, allanite, thorite, cassiterite, galena, hematite, ilmenite, monazite, xenotime, columbite, fluorite and REE fluorides. Among them, the primary ones (e.g., zircon, allanite, cassiterite) show micro-structural or chemical transformations related to the hydrothermal alteration, while others were developed during such process, as for thorite, xenotime, and the REE and Y fluorides.

The main Desemborque granites are highly evolved and relatively homogenous, with a narrow chemical compositional range as for SiO_2 (76-77% wt %), alkalis (Na_2O up to 4.1 % e K_2O up to 4.5 %), Al_2O_3 (ca. 12%) e Fe_2O_3 (~1%). Other common oxides contribute with very low concentrations like CaO and MgO. Hydrothermal rocks show relatively Fe_2O_3 enrichment (up to 5.2 wt.% in the greisen sample) in addition F, Rb, Sn e Li and depletion in Na_2O (down to 0.26 wt.%)

Zircon saturation temperature gives values in the 750-800° C range, which approaches well the *liquidus* of such magmatic system.

Geological, petrographic, and normative data indicate relative shallow emplacement levels, at pressures no greater than ca. 1 Kbar, and crystallization under a relatively low f_{O_2} , a exception in the aluminous association of the Graciosa Province.

U/Pb isotopic age determinations are problematic due textural aspects of zircon crystals and inherited components. After the treatment of the data was reached a statistically more confiable age (590 ± 12 My) and, in part, coherent with the literature.

Palavras chave: Desemborque, reduced A-type granites, hydrothermal alteration, *greisen*.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura - 1 Mapa geológico esquemático das principais unidades geológicas do sul-sudeste brasileiro (adaptado e modificado de Prazeres Filho et al., 2003 e Heilbron et al., 2004. <u>GRANITÓIDES DO TIPO-A: (...)</u>	24
Figura 2 - A) Análises pontuais em cristais de zircão do Pluton Desembarque. Destaque para núcleos herdados e idades relativamente mais jovens. B) Diagrama concórdia (à direita) para a amostra GUA-16, notar baixo número de análises. Reta concórdia (à direita) com interceptos relativamente mais baixos para limite inferior e de $2965 \pm \text{Ma}$ para o limite superior. Extraído de Vilalva 2012.....	29
Figura 3 - Principais <i>buffers</i> extraído de Frost 1991.....	31
Figura 4 - Relação entre quantidades de Fe e SO_2 e as quantidades de magnetita que limitam os campos dos granitos da série da magnetita (Oxidados) e da série da ilmenita (reduzidos). Takagi e Tsukimura, 1997.....	34
Figura 5 - Diagramas propostos por Dall'agnol para distinção entre granitos de tipo-A oxidados e reduzidos e séries cálcio-alcálinas. Fonte: Dall'agnol & Oliveira, 2007.....	38
Figura 6 - Principais características químicas de batólitos de granitos de tipo-A rapakivi reduzidos. Notar equivalentes vulcânicos. Frost et al 1997.....	39
Figura 7 - Granodioritos como fontes de granitos de tipo-A, notar que os valores de fugacidade de O_2 não são compatíveis. Frost et al 1997.....	40
Figura 8 - Relação entre quantidade de Fe e fugacidade de O_2 com os campos dos principais mineralizações associadas. Extraído Lang & Baker, 2001.	42
Figura 9 - Abordagem análoga a uma ultima figura, porém levando em conta tipo litológico, caráter químico e estado de oxidação. Extraído de Pirajno, 1992.....	43
Figura 10 - Comportamento do diagrama Qz-Ab-Or em diferentes quantidades de F. a) 1% de F , b) 2% de F e c) 4 % de F. Manning, 1982.....	45
Figura 13 - Padrão clássico de concentração dos processos metassomáticos em maciços graníticos. Fonte: Scherba (1970).....	50
Figura 14 - Ilustração esquemática de sistemas greisenizados. Lang e Baker (2001).....	51
Figura 15 - Aspectos da variação composicional e textural dos veios de greisenização. Notar variação do granito até os veios. Fonte: Scherba (1970).....	52
Figura 14 - Esquema da sucessão de eventos que levam a greisenização. (Pollard, 1983).....	55
Figura 65 - Exemplo de composições de Biotita projetadas no quadrilátero flogopita-annita-siderofilita-eastonita. Amostras da região de Arégos, Portugal (Albuquerque, 1973). Notar diferenças da quantidade de Al nas diferentes paragêneses minerais.....	58
Figura 16 - Variação de composição química em diferentes tipos de rochas. Extraído de Deer et al 2003.....	61
Figura 17 - Diagrama triangular $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ com biotitas de composições de rochas ígneas (Nockolds, 1947). Extraído de Deer et al 2003.....	61
Figura 18 - Campos distintivos para biotias de rochas graníticas anorogênicas (A); cálcio-alcálinas (C) e peraluminosas (P). (Abdel-Rahman, 1994). Extraído de Deer et al 2003.....	62

- Figura 19 - Diagrama ternário para plotagem de micas enriquecidas em lítio. (Foster, 1960 adaptado por Rieder 1998). $R^{+2} = (Fe^{+2}, Mn, Mg)$; $R^{+3} = (Al, Fe^{+3})$63
- Figura 20 - Diagrama com a relação entre Li e Al ^[6] e suas respectivas razões com composições de muscovita de Li e e lepidolita. Li:Al = 2:1 corresponde a substituição $2 Li + Si = Al^{[6]} + \square^{[6]} + Al^{[4]}$ e Li:Al = 3:1 corresponde a $3 Li = Al^{[6]} + 2 \square^{[6]}$. (Foster, 1960). Extraído de Deer et al 2003.....64
- Figura 21 –A) Forte correlação entre Li₂O e SiO₂, pontos escuros representam série zinnwaldita-lepidolita e pontos claros, à serie das muscovitas de Li. B) Correlação entre Li₂O e F. Extraído de Deer et al 2003.....65
- Figura 22 - Diagrama de classificação das micas baseado nos valores de FeAl (FeT + Mn + Li – AlVI) e MgLi (Mg – Li). Valores baseados nas proporções catiônicas para 22 oxigênios. Tischendorf et al 199769
- Figura 23 - Diagrama com os principais campos composicionais e as principais séries de solução sólida das micas propostas pela IMA. Verificar o menor número de campos de classificação. Tischendorf et al 2004.....70
- Figura 24 - Vista de NE para SW do Pluton Desembarque. Notar a topografia acidentada e o marcado contraste topográfico entre as rochas graníticas e as rochas encaixantes metamórficas da Formação Turvo Cajati e Complexo Atuba, e a grande densidade de vegetação, particularmente nas áreas mais elevadas. Fonte: Cláudio Estaiano - Prominer Ltda.....71
- Figura 75 - Imagem de aerogaespectometria. Notar formato circular do pluton Desembarque. Extraído de CPRM (2014).....72
- Figura 26 - Aspecto geral de gnaisses do Complexo Atuba. Afloramento GUA-82.....73.
- Figura 27 - Imagens do biotita sienogranito predominante no Pluton Desembarque. -a) e b) Detalhe da facies predominante, notar a relativa homogeneidade, estrutura maciça e equigranularidade. Amostras GUA-02 e GUA-50A c) Mesmo granito, apresentando pontuações avermelhadas regularmente distribuídas, devidas à alteração hidrotermal (GUA - 21). d e e) Enclaves microgranulares félsicos; notar granulação mais fina e coloração mais acinzentada. Afloramentos GUA-50 e GUA-73.....75
- Figura 28 – Biotita granito principal foliado com presença de estruturas S-C muito bem marcadas por veios pouco espessos de quartzo praticamente puro. Afloramento GUA-80.....76
- Figura 29 - Granito porfirítico (à direita) em contato com a variedade típica do Pluton Desembarque. Notar aumento de granulometria, fenocristais e mudança de coloração. Afloramento GUA-50.....77
- Figura 30 – Aspectos texturais e de ocorrência de granitos pórfiros. a) Amostra de granito pórfiro com maior densidade de fenocristais. GUA-90 b) Granito pórfiro com matriz escura e manchas avermelhadas. GUA-50B c) Preenchimento de fratura por dique granito pórfiro. Afloramento GUA-79.....78
- Figura 31 - Microgranito preenchendo fratura em filitos prateados da formação Turvo Cajati. Notar bolsão do material na porção inferior. Afloramento GUA-70.....79.
- Figura 32 – Aspectos gerais das rochas pegmatíticas. a) Contato entre biotita granito e pegmatito. Afloramento GUA-09 b) Coloração branca dada por cristais de feldspato alcalino. Afloramento GUA-38 c) Venulações pouco possantes de pegmatito. Afloramento GUA-84.....81

Figura 33 – Variação composicional de greisenização. Notar coloração mais clara e granulação mais grossa do granito principal (8C) passando por albita granito (8B) e por último, mais escuro, greisen (8A). Afloramento GUA-8.....	82
Figura 34 - Dique de diabásio de espessura centimétrica de direção NW. Pedreira abandonada - Afloramento GUA -01. Fonte: Saulo Gobbo Menezes.....	34.
Figura 35 - Histograma de Frequências de medidas de susceptibilidade magnética obtidas para as amostras do maciço Guaraú. Todas as medidas em SIx10 ³ . Extraído de Garcia, 2011.....	35
Figura 36 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1974).....	86
Figura 37 - Relação entre biotita, zinwaldita e IC. Notar porcentagens superiores de zinwaldita em relação a biotita. (Garcia, 2011).....	86
Figura 88 - Aspecto geral da textura equigranular hipidiomórfica do granito principal do Pluton Desemborque. Notar biotitas intersticiais e cloritizadas. Amostra GUA-02. Polarizadores Cruzados. Qtz = Quartzo, Per = Pertita, Bt = Biotita.....	87
Figura 39 - Feições microtexturais do Pluton Desemborque sob polarizadores cruzados. A) Quartzo (Qtz) com formato subarredondado e pertitas (Per) com lamelas de exsolução bem desenvolvidas e bordas albiticas, e biotita com opacos lamelares. B) Quartzo altamente recristalizado formando padrões tipo “mosaico”. C) Cristal ripiforme de plagioclásio (Plg) com bordas albiticas e leve alteração de sericita e saussurita.....	89
Figura 40 - Biotitas do Pluton Desemborque. A) Cristal acastanhado levemente deformado com inclusões de zircão que geram halos pleocróicos. B) Variedade verde escuras com inclusões de minerais opacos. Luz plano polarizada.	90
Figura 41 - Aspectos microtexturais de opacos e acessórios do Pluton Desemborque. A) Cristal de biotita (bt) com bordas de muscovita (musc) e lamelas de ilmenita nas clivagens. B) Agregado de Cristais de ilmenita (ilm) substituindo mica. C) Agregado de cristais de magnetit. D) Cristal de allanita (all) associado a opacos e fluorita (fl). E) <i>Cluster</i> de cristais de zircão (Zr) inclusos e nas bordas de biotita associada com opacos. F) Cassiterita (cas) associada a cristal de mica verde clara. Fotos A, D, E e F - luz transmitida plano polarizada. Fotos B e C - luz refletida plano polarizada.	91
Figura 42 - Aspectos microtexturais do granito porfirítico. A) Fenocristal de pertita com cristalização de albita pós-magmática no centro, notar continuidade ótica	92
Figura 43- Feições petrográficas de granitos pórfiros. A) Aspecto geral de granito pórfiro, notar longos cristais de feldspato alcalino (FA) e quartzo subhexagonal (qtz), além de agregado de opacos. B) Intercrescimentos granofíricos próximos a fenocristal de F.A e cristalização de micas tardias em venulações. C) Biotita cloritizada (bt chl) com bordas alteradas para muscovita (ms). D) Pirita e diminutos cristais de esfalerita associada a microfissura. E) Allanita zonada e metamictica. Foto A, C e E – luz transmitida plano polarizada, foto B - luz transmitida polarizadores cruzados, foto D – luz refletida plano polarizada.....	94
Figura 44 – Feições texturais do microgranito. A e B) Textura porfirítica e aspecto sacaroidal. Notar lamelas finas dos feldspatos alcalinos (FA) e quartzo arredondado (qtz). Foto A - polarizadores cruzados, B – luz plano polarizada.....	95
Figura 45 - Aspectos microtexturais dos processos de albitização. A) Feldspato alcalino com cristalização de albita em lamela espessa (1) e borda de albita (2) com a mesma continuidade ótica da inclusão. B) <i>Swapped rims</i> (1) entre diversas pertitas e albita bem desenvolvida na borda (2). C) Cristais de albita de granulação grossa. D) Albitas bem formadas e microvenulações intersticiais. E) Cristal de plagioclásio com bordas albiticas crescendo em	

sentido ao feldspato alcalino (1). F) Pertitas (1) sendo alteradas pervasivamente para albitas (2). Fotos A, B, E e F – luz plano polarizada, e fotos C e D – polarizadores cruzados.....98

Figura 469 - Aspecto microtextural da cloritização. Biotita castanha cloritizada e com finas alterações de mica verde clara e incolor (ms). Luz plano polarizada.....99

Figura 47 - Aspectos micropetrográficos do processo de greisenização. A) Cristal reliquiar de biotita verde que foi alterado por mica verde clara. Notar concentração de albita nas proximidades do cristal. B) Bolsão de *zinnwaldita* alterando biotita verde através de finas venulações. C e D) Aspecto pervasivo do processo de alteração, substituindo micas e feldspato. E) Albita sendo alterada para mica verde clara. F) Cristal de mica incolor (muscovita). Fotos A, D e E – polarizadores cruzados, fotos B, C e F – luz plano paralela.....101

Figura 48 - Mineralogia e aspectos texturais de rochas pegmatíticas. A) Pertita com borda serrilhada (1) e quartzo fraturado preenchido por mica (2). B) Megacristal de quartzo fraturado e preenchido por mica. C) Fenocristal de bioita verde. D) Bioita verde sendo alterada por cristais de mica branca. E) Fenocristal de mica verde clara a incolor, notas lamelas mais esverdeadas. F) Aspecto geral de turmalinização. Fotos A, B, C e D – polarizadores cruzados, fotos E e F – luz plano polarizada.....103

Figura 49 - Aspecto micropetrográfico de albita granito. Notar grande quantidade de cristais de albita (1), em meio a aglomerado de micas e cristais de quartzo iniquigranulares e anédricos. Polarizadores cruzados.....105

Figura 5010 - Microtexturas de greisens. A) Aspecto geral de *greisen* com textura heterogranoblástica formada por cristais inequigranulares de quartzo e o restante da mineralogia sendo substituída por micas. B) Cristal reliquiar de biotita verde sendo alterado por mica verde clara. C) Quartzo altamente recristalizado. D) Cristal de albita manteado por micas incolores e verdes claras. E) Agregado de ilmenita lamelar incluso em mica. F) Cristais subédricos de esfalerita associados a micas verdes claras. G e H) Cristais de zircão gerando halos pleocróicos nas micas e columbita alongada. Fotos A, B, C e D – polarizadores cruzados, fotos E, F, G e H – luz plano polarizada.....106

Figura 51 - Cristal de pertita com lamelas albiticas bastante espessas. Trechos esbranquiçados referem-se a albita; pontos escuros a feldspato alcalino. Notar bordas com menor quantidade dessas lamelas. Polarizadores cruzados.....109

Figura 52 - Imagens de elétrons retroespalhados (BEI) de pertitas e meso-pertitas do biotita granito principal (GUA-50A) e sua variedade porfirítica (GUA-50C). Feldspato potássico: fase mais clara; albita: fase mais escura.....109

Figura 53 - Diagrama ternário Ab-An-Or. Notar composições do feldspato alcalino entre pertita e mesopertita; plagioclásios plotam preferencialmente no campo da albita, com poucos cristais de oligoclásio.Extraído de Hess, 1989. PH₂O= 1Kbar.....111

Figura 54 - Microtextura de intercrescimentos granofíricos em granito pórfiro (GUA-50B). Destaque para o volume significativo dos intercrescimentos e seu aspecto radiado e de granulometria variável. Matriz escura representa feldspato alcalino e porções mais clara, quartzo.Polarizadores cruzados.....112

Figura 115 - Diagrama binário Leucita-Tridimita. Quadrado preto representa a composição dos intercrescimentos granofíricos da amostra de granito pórfiro (GUA-50B). Indicar o significado das letras no diagrama. Extraído de Deer 1982, baseado em Schairer & Bowen, 1955, Amer. J. Sci, 253, 681-746, Diagrama extraído de Garcia (2011). Leucita (Lc); Feldspato Potássico (FK); Tridimita (Tr); Líquido (L); Ponto Peritético (P); Ponto Eutético (E).....112

Figura 56 - Adaptado de Tischendorff et al (1997) e (2004). Classificação das micas presentes no estudo em gráfico que mescla parte das duas propostas feitas pelo referido autor e que

apresentou maior poder discriminante (Capítulo – Cristaloquímica de Micas). $MgLi = Mg-Li$; $Feal = Fe+Ti+Mn - Al$	113
Figura 57 - Cristal de biotita (annita) de coloração castanha. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados com WDS. Notar alteração de biotita verde na borda. Amostra GUA-18A. Biotita Granito Principal. Luz plano polarizada.....	115
Figura 58 - Cristal de biotita verde com lamelas de exsolução de ilmenita e o material esbranquiçado interlamelado correspondente a <i>zinnwaldita</i> . Amostra - GUA 50A. Biotita granito principal. Luz plano polarizada.....	116
Figura 59 - Cristal de biotita verde sendo parcialmente substituído por mica verde clara. Círculos vermelhos representam os pontos analisados. Amostra GUA 08-C. Biotita granito principal que hospeda o greisen. Luz plano polarizada.....	116
Figura 60 - Mega Cristal de mica verde clara alterando pervasivamente a mineralogia nesse trecho. .Amostra GUA-17A. Biotita Granito Principal. Polarizadores cruzados.	117
Figura 61 - Cristais de mica verde clara a incolor substituindo pervasivamente micas e feldspatos primários. Amostra GUA 08-A. Quartzo mica greisen. Polarizadores cruzados.....	118
Figura 62 - Megacristal de zinnwaldita em amostra de pegmatito. GUA - 09B. Luz plano polarizada.....	119
Figura 63– Diagramas envolvendo ^{VI}Al , Fe e Si. a) Diagrama envolvendo Si e Fe. b) Diagrama ^{VI}Al vs Si. c) Diagrama $Fe/^{VI}Al$ discriminando melhor annita e siderofilita. d) Diagrama Al^{VI}/Fe vs Si discriminando micas mais evoluídas.....	121
Figura 64 - Mica verde clara com diversas inclusões. Quartzo Mica Greisen. Luz plano polarizada.....	122
Figura 65– Nova proposta de classificação para as micas do Pluton Desemborque. Diagrama conforme o da figura 7. Notar discrepância entre a classificação adotada por Garcia 2011 (reta 1) e a adotada aqui com os valores reais de Li.....	124
Figura 66 - Diagrama multielementar para micas verde claras e incolores do Pluton Desemborque normalizado para o condrito de Sun & McDonough 1995.....	126
Figura 67- Padrões de Elementos Terras Raras para micas verde claras e incolores do Pluton Desemborque normalizados para o condrito de Boynton (1984).....	126
Figura 68 – Diagramas geoquímicos selecionados para as rochas graníticas do Pluton Desemborque, retângulos em preto marcam o campo predominante das amostras aluminosas da Província Graciosa. a) Diagrama de Shand (1943) ressaltando o comportamento, em geral metaluminoso. b) Diagrama MALI vs SiO_2 (% em peso). Notar estreito intervalos dos valores de sílica c) Diagrama discriminante dos ambientes de cristalização de granitos de Tipo-A proposto por Dallagnol & Oliveira, 2007. d) Diagrama $Fe\#$ vs SiO_2 de Frost et al., 2001 (Discussão no texto.....	139
Figura 69 - Diagrama normativo Q-Ab-Or, demonstrando condições rasas de cristalização..	140
Figura 70 - Diagrama spider com dados de elementos traços normalizados ao condrito de Sun & McDonough, 1995. Lendadas como na Figura 69.....	142
Figura 71 – Diagrama <i>spider</i> com dados de ETR normalizados ao condrito de Boynton, 1984...143.	

Figura 72 - Relação entre traços e razão Ga/Al. Legenda como na figura 69. Extraído de Whalen et al 1987.....	145
Figura 73 – Diagrama de Pearce et al 1984. Relação entre Rb e Y + Nb (ppm). Legendas como na Figura 69.....	146
Figura 124 - Diagrama de colunas, demonstrando em termos percentuais os ganhos e perdas de massa da amostra de greisen para o granito que hospeda essa mineralização. Notar valores abruptamente baixos de Na ₂ O.....	147
Figura 75 Diagrama spider com dados de elementos traços normalizados ao condrito de Sun & Mcdonough, 1995.....	148
Figura 76 - Diagrama spider com dados de ETR normalizados ao condrito de Boynton, 1984. Notar comportamento muito semelhante entre as rochas hidrotermais e os granitos.....	149
Figura 77 - Imagens de catoluminescência (à esquerda) e ópticas (luz transmitida, à direita) e posicionamento dos spots analíticos SHRIMP dos cristais de zircão analisados e suas respectivas idades ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U com erro de 2σ . Notar predominância de trechos de borda e aspectos texturais que denotam a processos de alteração, fraturamento, recristalização e grande quantidade de inclusões; ver também Capítulo 8.....	152
Figura 78 – Distribuição das 14 idades com a média das idades ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (596 ± 7,9 Ma para n =11) representada pela linha azul. Diagrama relacionando as idades individuais de cada cristal analisado. Em azul, pontos descartados para o cálculo de idade magmática. As barras representam intervalos de desvios para um nível de confiança de 95%.....	153
Figura 79 - Diagrama concórdia calculado para amostra GUA-50B com uma população de 11 cristais (excluindo somente dados destoantes, ver discussões no texto) mostrando a idade concórdia e a idade média ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. O erro das elipses é igual a 2σ.....	155
Figura 80 - Diagrama concórdia calculado para amostra GUA-50B com uma população de 08 cristais (excluindo dados destoantes e com discordância maior que 10%, ver discussões no texto) mostrando a idade concórdia e a idade média ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. O erro das elipses é igual a 2σ.....	155
Figura 81 - Diagrama concórdia calculado para amostra GUA-50B com uma população de 05 cristais (excluindo dados destoantes e com discordância maior que 5%, ver discussões no texto) mostrando a idade concórdia e a idade média ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U. O erro das elipses é igual a 2σ.....	156

SUMÁRIO

Índice de Figuras

1. Introdução.....	15
2. Objetivos.....	16
3. Materiais e Métodos.....	17
3.1 Trabalhos de campo.....	17
3.2 Susceptibilidade magnética (SM).....	17
3.3 Petrografia e Contagem Modal.....	17
3.4 Geoquímica de Rocha Total.....	18
3.4.1 Elementos maiores, menores e traços por Fluorescência de Raios- X.....	18
3.4.2 Elementos traços por Espectometria de Plasma.....	19
3.5 Geoquímica Mineral.....	19
3.5.1 Microsonda Eletrônica.....	19
3.5.2 Análises de elementos traços com espectrometria de massa em plasma de indução acoplada (mono-coletor) por ablação de laser.....	21
3.6 Datação U-Pb em cristais de zircão via SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe).....	21
4. Revisão Bibliográfica	22
4.1 A Província Graciosa.....	22
4.2 O Maciço Guaraú.....	26
4.3 Estados de Oxidação em Sistemas Graníticos.....	30
4.3.1 Introdução.....	30
4.3.2 Variáveis intensivas em sistemas graníticos.....	31
4.3.3 Granitos reduzidos e oxidados: exemplo dos arcos de ilhas do Japão.....	33
4.3.4 Relações entre quantidade de água e estados de oxidação: exemplo das lavas ácidas de Yellowstone.....	35
4.3.5 Caracterização dos estados de oxidação: ferramentas.....	36
4.3.6 Modelos para formação de granitos de tipo-A reduzidos.....	39
4.3.7. Estados de oxidação e afinidades metalogenéticas.....	42
4.4 Efeitos do flúor na cristalização de magmas graníticos	44
4.5 Metassomatismos e o papel de voláteis em sistemas graníticos.....	47
4.5.1. Variações texturais.....	56
4.6. Cristaloquímica de Micas.....	58

4.6.1 Introdução.....	57
4.6.2.1 Biotitas.....	57
4.6.2.2 Micas litiníferas.....	62
4.6.3. Elementos menores e traços na composição de micas trioctaédricas.....	65
4.6.4. Classificação de micas de granitos especializados	69
5. Geologia Local.....	71
5.1 Pluton Desembarque.....	71
5.2 Variedades Graníticas.....	74
5.2.1 Biotita Granito.....	74
5.2.2 Biotita Granito Porfirítico.....	76
5.2.3 Granitos Pórfiros.....	77
5.2.4 Microgranito.....	79
5.2.5 Pegmatitos.....	79
5.2.6 Greisen.....	82
5.3 Outras rochas.....	82
5.4 Susceptibilidade Magnética.....	85
6. Petrografia Microscópica.....	85
6.1 Quantificação modal.....	85
6.2 Descrição Petrográfica.....	87
6.2.1 Rochas Graníticas.....	87
6.2.2 Feições associadas a processos tardi a pós magmáticos.....	95
6.3 Rochas associadas aos estágios tardi- a pós- magmáticos.....	102
7. Química Mineral Essencial.....	108
7.1 Grupos dos Feldspatos.....	108
7.1.1 Feldspato Alcalino.....	108
7.1.2 Plagioclásio.....	110
7.1.3 Intercrescimentos granofíricos.....	111
7.2. Grupo das Micas.....	113
7.2.1 Classificação.....	113
7.2.2 Variações Composicionais.....	114
7.2.3 Elementos traços.....	121
7.2.3.1 Resultados.....	123
8. Minerais acessórios: tipologia e micro-estruturas.....	127
8.1 Silicatos.....	127
8.1.1 Zircão (ZrSiO_4).....	127

8.1.2 Torita (ThSiO_4).....	131
8.1.3 Allanita $[(\text{Ca,Ce})_2(\text{Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3})\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{SiO}_7)(\text{OH})]$	131
8.1.4 Topázio ($\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH},\text{F})_2$).....	131
8.2. Óxidos.....	132
8.2.1 Óxidos de Fe e Ti.....	132
8.2.2. Columbita.....	133
8.2.3 Cassiterita.....	134
8.3 Sulfetos.....	134
8.3.1 Galena (PbS).....	134
8.3.2 Pirita (FeS_2).....	134
8.3.3 Esfalerita ($(\text{Zn},\text{Fe})\text{S}$).....	134
8.4 Fluoretos.....	137
8.4.1 Fluorita (CaF_2).....	135
8.4.2 Fluoretos de elementos terras raras.....	135
8.5 Fosfatos.....	135
8.5.1 Monazita.....	135
9. Geoquímica em rocha total.....	137
9.1. Rochas graníticas: granito principal, microgranitos e pórfiros.....	137
9.1.1. Elementos maiores e menores.....	137
9.2 Elementos traços e terras raras.....	141
9.2.1 Diagramas discriminantes.....	144
9.3 Caracterização geoquímica das rochas hidrotermalizadas.....	146
10. Geocronologia: Método U-Pb.....	150
10.1 Tipologia e aspectos texturais dos cristais de zircão.....	150
10.2 Resultados.....	153
10.3 Discussões.....	157
11. Condições de Cristalização.....	161
12. Conclusões.....	163
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	165

ANEXO 1 – Mapa de Pontos e Mapa Geológico

ANEXO 2 – Tabela de Dados de Susceptibilidade Magnética

ANEXO 3 – Tabela Dados Modais

ANEXO 4 – Tabelas Dados – Química Mineral

ANEXO 5 – Imagens BSE – Mineralogia Acessória

ANEXO 6 – Tabelas – Geoquímica Rocha Total

ANEXO 7 – Tabelas – Geocronologia U-Pb

1. Introdução

Províncias magmáticas de granitos e rochas associadas de “tipo-A”, colocados em ambientes extensionais, ocorrem desde o arqueano até o presente no planeta. Diversas são caracterizadas pela ocorrência de minerais de minério, que concentram elementos de importância econômica (Sn, Nb, Ta, U, Elementos Terras Raras (ETR), etc., (cf. Eby, 1990; Pitcher, 1993). Estes minerais são formados particularmente durante os estágios tardi- a pós-magmáticos de evolução das rochas hospedeiras, em resposta à interação destas com fluidos residuais e/ou derivados das encaixantes regionais e se concentram particularmente em *greisens* e outras rochas geradas pela atividade hidrotermal (Taylor, 1979).

A Província Graciosa de granitos e sienitos neoproterozóicos de “tipo-A” que aflora na região S-SE do Brasil (Gualda e Vlach, 2007) não é exceção. Os trabalhos geológicos, mineralógicos e petrológicos que vem sendo desenvolvidos pelo orientador e estudantes com apoio do CNPq e da FAPESP (e.g., Vilalva, 2007; Vlach e Vilalva, 2007; Garcia, 2011; Vilalva, 2012; Vilalva & Vlach, 2014) ao lado da bibliografia existente (e.g., Oliveira et al., 1987; Vasconcelos et al 1999 a e b; Castro, 2007; Pereira et al. 2007) mostram que a evolução do magmatismo conduziu a concentração de elementos LIL (*Large Ion Lithophile*) e HFS (*High Field Strength*) em plutons graníticos de afinidades tanto peralcalinas quanto moderadamente peraluminosas. Diversos *greisens* e metassomatitos hidrotermais com cassiterita e columbita-tantalita, entre outros minerais de minério, são descritos associados às rochas peraluminosas, particularmente nos Maciços Graníticos Mandira e Guaraú, Sul do Estado de São Paulo (Oliveira et al., 1987; Pereira et al, 2007).

O Pluton Desembarque, parte do Maciço Guaraú, é um exemplo único de granitos reduzidos da associação aluminosa da província, hidrotermalizados, e vem sendo alvo de estudos geoquímicos e mineralógicos nos últimos (Pereira et al., 2007 e Garcia, 2011). Embora algumas ocorrências estejam descritas com significativo detalhe geológico, petrográfico e mineralógico (e.g., Oliveira et al., 1987, e Garcia, 2011), faltam informações texturais, micro-estruturais, geoquímicas em rocha total e minerais, além de geocronológicas que permitam identificar e reconstruir possíveis trajetórias evolutivas, bem como identificar assinaturas metalogenéticas.

2.Objetivos

Essa dissertação de mestrado objetiva o aprofundamento do grau de conhecimento da geologia, mineralogia e petrologia do Pluton Desembarque, uma ocorrência ímpar entre os granitos da associação aluminosa da Província Graciosa. Os objetivos específicos são:

1. caracterizar aspectos geológicos, estruturais e petrográficos de ocorrências de biotita granitos, pegmatitos, aplitos e rochas hidrotermais que potencialmente afloram em áreas ainda não visitadas do pluton;

2. identificar e caracterizar a mineralogia, texturas, micro-estruturas, texturas e seqüências de cristalização nas novas amostras e refinamento das informações já disponíveis;

3. quantificar quimicamente as principais fases micáceas associadas aos processos de alteração hidrotermal, procurando estabelecer uma relação entre as variações composicionais e a seqüência de cristalização;

4. caracterizar as assinaturas geoquímicas elementais (elementos maiores, menores e traços) das rochas magmáticas e hidrotermais;

5. determinar idades geocronológicas em cristais de zircão por método U-Pb para estabelecer sua relação com as rochas encaixantes e no contexto do magmatismo da Província Graciosa.

6. integrar as informações e avaliar o seu significado à luz da literatura moderna para a evolução petrológica do pluton, suas implicações para a geração de paragêneses de interesse econômico e para a caracterização e posicionamento da Província Graciosa no contexto das províncias magmáticas de “tipo-A” similares que ocorrem no planeta.

3. Materiais e Métodos

3.1 *Trabalhos de campo*

As atividades de campo visaram o reconhecimento de fácies graníticas através de mapeamento sistemático obedecendo às premissas enfatizadas por Ulbrich, 2001. Através de mais de 45 dias de trabalho obteve-se um detalhamento significativo do Pluton Desemborque, além de alguns pontos no Pluton Azeite e nos *stocks* de granitos pórfiros para efeito de comparação. Foram investigados cerca de 100 afloramentos, com mais de 140 amostras coletadas para caracterização petrográfica e química. Durante as últimas etapas de campo foi dada preferência para identificação de rochas que envolvessem processos tardi a pós magmáticos que afetam o Desemborque. A exemplo das demais ocorrências da província (e.g., Gualda e Vlach, 2007a) a área é de difícil acesso e de grande ação intempérica, o que dificulta a amostragem de fatias de rocha fresca. Os materiais de apoio consistiram de mapas topográficos 1:50.000 do IBGE (folha Rio Guaraú – SG.22-X-B-VI-4), geológicos (Vasconcelos et al 1999 a e b) e equipamento GPS para posicionamento geográfico.

3.2 *Susceptibilidade magnética (SM)*

Medidas de SM's foram realizadas com o aparelho portátil SM 20 da GF Instruments em afloramentos e em fatias de rocha. Foram tomadas em torno de 10 medidas por amostra para um conjunto de 19 amostras frescas (Garcia, 2011). No caso das fatias foram consideradas precauções para evitar interferências de eventuais resíduos metálicos da serra. A SM, dada em unidades SI, mede a relação entre o momento magnético dipolar por volume unitário, J, e a intensidade do campo magnético aplicado, H, sendo que: $SM = J/H$, e é diretamente proporcional ao volume de minerais ferro-magnéticos, contidos na rocha. É um parâmetro de grande valia para evidenciar o contraste as associações alcalina e aluminosa da Província Graciosa. (Gualda e Vlach 2007a).

3.3 *Petrografia e Contagem Modal*

As análises petrográficas consistiram em um acervo de cerca de 140 seções delgadas normais e delgadas polidas, além de material contendo cerca de 40 seções delgadas e seus respectivos tabletes gentilmente emprestados pela Dra. Mirian

Cruxen Barros do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). Com o uso do microscópio Zeiss, modelo Axioplan, as amostras foram verificadas por luz transmitida, polarizada e refletida no Laboratório de Ótica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP), considerando-se técnicas clássicas (e.g., Mckenzie et al 1995) e enfatizando o reconhecimento das fases minerais essenciais e acessórias, além de suas relações texturais, procurando distinguir eventos magmáticos e pós-magmáticos e separar populações de cristais para análises em Microsonda Eletrônica e LA-ICP-MS. A documentação digital da mineralogia e microestruturas foi obtida com a máquina Olympus C5050 acoplada ao foto-microscópio BXP-50.

Cerca de 8 amostras representativas tiveram sua mineralogia quantificada através de contagem dos cristais com espaçamento entre pontos de 0,5 mm sendo examinadas três malhas de 1cm X 1,25cm (500 pontos) de trechos representativos da amostra, em seguida são tiradas as médias e estimadas as proporções de cada fase mineral (Garcia,2011).

3.4 Geoquímica de Rocha Total

3.4.1 Elementos maiores, menores e traços por Fluorescência de Raios-X

Dados geoquímicos foram obtidos no Laboratório de Fluorescência de raios X do IGC-USP por meio do equipamento Phillips PW 2400 provido de tubo de Rh, obedecendo-se procedimentos descritos em Potts (1987) e Mori et al. (1999). No total foram preparadas 18 amostras no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG) do IGC-USP, as quais passaram por processos de britagem, quarteamento e moagem (< 200 meshes) em moinho de ágata e micronização. O material micronizado foi utilizado para a preparação de pastilhas prensadas para a determinação de elementos traços, e fundidas, para elementos maiores e menores (Sertek,2010). A perda ao fogo foi determinada por gravimetria e aquecimento a 1000 °C por uma hora. Encontram-se disponíveis resultados para 14 amostras de biotita granitos, duas de pórfiros, uma de albita granito e uma de greisen.

O tratamento, cálculos petroquímicos e a diagramação dos dados foram efetuados com *softwares* específicos (e.g., Janousek et al 2008). Os resultados foram analisados e interpretados à luz da literatura moderna enfatizando a identificação da assinatura geoquímica das rochas graníticas, albita-granito e greisen, possíveis

tendências evolutivas e alguns parâmetros termométricos (e.g., temperaturas de saturação de Zr).

3.4.2 Elementos traços por Espectrometria de Plasma

Determinações adicionais de elementos traços e ETR com ICP-MS foram obtidas no Laboratório de Química e ICP-AES/MS, totalizando 10 amostras (6 biotita granitos, 2 pórfiros, 1 albita granito e 1 greisen).

O espectrômetro utilizado foi o quadrupolo MS-ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer. A preparação das amostras seguiu os procedimentos descritos em Navarro et al. (2008), através do método de digestão ácida em bombas do tipo Parr, usando HNO₃ e HF concentrados sob temperaturas de cerca de 200°C por cinco dias para obtenção completas dos minerais.

3.5 Geoquímica Mineral

A composição química dos minerais é de grande importância para compreender os processos de evolução. Através de uma abordagem englobando microsonda eletrônica e espectrometria de plasma, pode-se caracterizar as variações tanto da mineralogia principal quanto da acessória.

3.5.1 Microsonda Eletrônica

O trabalho de Garcia, 2011 trouxe grande contribuição para a compreensão da mineralogia do Pluton Desembarque e seus principais resultados são aqui retratados e reinterpretados. Para tal levantamento, esse autor obteve análises de química mineral no Laboratório de Microsonda Eletrônica com o equipamento JEOL-JXA8600S, acoplado ao sistema de automação Voyager 4.3. Foram obtidas análises de imagens de elétrons retroespalhados (BEI) e análises pontuais qualitativas por dispersão de energia (EDS) e quantitativas por dispersão de comprimentos de onda (WDS) em amostras e cristais selecionados a partir das análises petrográficas. Análises pontuais (WDS) foram obtidas para feldspatos (130 análises) e micas (134 análises) de amostras representativas das rochas graníticas principais, do albita-granito, do greisen e do pegmatito (Garcia, 2011). As análises foram efetuadas sobre seções delgadas polidas com espessura convencional, cobertas com fina película de C (ca. 250 nm) com evaporador da Edwards. As condições analíticas foram 15 kV, 20 nA e 5 µm para a voltagem de aceleração da coluna, corrente e diâmetro do feixe eletrônico

respectivamente. Sempre que possível foram analisados pontos representativos de núcleo, zonas intermediárias e bordas dos cristais selecionados (Garcia, 2011).

No caso dos feldspatos, foram analisados os seguintes elementos e respectivas linhas espectrais; Si K α , Ti K α , Al K α , Fe K α , Mn K α , Mg K α , Ca K α , Sr L α , Ba L α , Na K α , K K α . Para as micas, foram analisados além destes elementos (exceto o Sr), Zn L α , F K α e Cl K α . Os tempos de integração de contagem de pulsos variaram entre 5s para os elementos mais abundantes ou susceptíveis ao feixe a 40s no caso de Sr, Ba e Zn. As rotinas e os padrões utilizados correspondem aos registrados no laboratório. A correção dos efeitos de matriz, bem como a conversão para quantidades em peso de elementos ou óxidos foi efetuada com o programa PROZA (Bastin & Heilijiers, 1990).

Paralelamente foi efetuado um estudo com imageamento BEI e análises qualitativas EDS para o reconhecimento das fases minerais e microestruturas associadas à mineralogia acessória (zircão, torita, monazita, columbita, etc.). Estas análises foram efetuadas sob as mesmas condições, mas com diâmetro mínimo para o feixe eletrônico.

Estimativas de elementos não analisadas pelo método são descritas no capítulo 4 – Item 4.6 – Cristaloquímica de Micas.

O tratamento e a apresentação dos resultados foram realizados utilizando software específicos (e.g., Janousek et al 2008).

Integração composicional de fases exsolvidas

As amostras estudadas apresentam pertitas com lamelas de exsolução, sendo importante quantificar não só as duas fases presentes, mas tentar estimar a composição primária dos cristais para uma melhor caracterização petrológica. Situação análoga é encontrada para os intercrescimentos granofíricos.

Foram realizadas imagens de elétrons retroespalhados e com a utilização do software corel PHOTOPAINT, pode-se estimar as composições globais de zonas de núcleo e de borda através do histograma de frequência de tons de cinza gerados pelo programa, que representam a proporção em área de cada fase. A exemplificação detalhada do método é demonstrada em Gualda, 2001

3.5.2 Análises de elementos traços com espectrometria de massa em plasma de indução acoplada (mono-coletor) por ablação de laser (LA-ICP-MS).

Cristais de mica verde clara e incolor, associadas aos processos hidrotermais do maciço (Garcia, 2011) foram submetidas a análise em seções delgadas polidas com espessura de cerca de 80µm de amostras representativas de biotita granitos, pegmatitos, albita granito e greisen.

O equipamento utilizado foi o ICP-MS Perkin-Elmer Elan 6100 DRC acoplado a um sistema de ablação a laser Y(Nd) AIG de 213 nm da New Wave Research, Modelo UP 213. As análises consistiram de 60s para leitura de background, seguidas de 60s para aquisição dos dados com tempo de integração igual a 1,6 ms e dwell time de 8 ms, para cada elemento analisado. A conversão de intensidades para concentrações (ppm), correção do *drift* do equipamento e a redução dos dados foi feita no software Glitter (Van Achterbergh et al., 2001).

Devido à grande quantidade de interferências verificadas nas análises devido a vasta quantidade de inclusões nos minerais analisados (Capítulo 8 – Minerais Acessórios), buscou-se os pontos mais homogêneos desses cristais, e para isso foram utilizados *spots* de 30 a 65 µm, através de perfilagens. Como padrões externos foram utilizados os materiais de referência NIST-612 e BHVO-2G e como padrão interno o valor de Si.

Após o tratamento dos dados, o acervo resultou em análises confiáveis para essas micas no biotita granito (n=3), pegmatito (n=4), albita granito (n=3) e greisen (n=5).

3.6 Datação U-Pb em cristais de zircão via SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe)

Uma amostra referente ao granito pórfiro (GUA-50B) com cristais menos alterados pelos efeitos pós-magmáticos foi submetida à análise no Laboratório de Geocronologia (SHRIMP) do IGc-USP.

Os cristais foram separados a partir de amostras de rocha total com cerca de 3-5kg, obedecendo à metodologia de rotina do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPEGEO) do IGc-USP (Passarelli et al., 2009). A metodologia se baseia na fragmentação manual, britagem em britador de mandíbulas, moagem em moinho de disco, peneiramento em malhas progressivamente menores. Após essas, as frações mais finas (100- 250 mesh) seguiram para concentração de zircão com o emprego de

mesa vibratória e separação magnética, e posteriormente a separação de minerais pesados por meio de bromofórmio e iodeto de metileno. A sucessiva limpeza com HNO₃ e nova separação magnética com separador Frantz precede a seleção manual dos melhores cristais (populações de 15 a 30 cristais por amostra), e por último, imagens SEI e CL que integradas a imagens óticas determinaram os spots analíticos.

As análises SHRIMP foram efetuadas com um feixe iônico com diâmetro de 30 µm de diâmetro, em média em ca 1–2 µm de profundidade de ablação. Como padrão analítico foi empregado o zircão TEMORA 2. A rotina analítica adotada é descrita em Sato et. al, 2014.

O tratamento dos dados e diagramas foram efetuados no software ISOPLOT 4. (Ludwig, 2003).

4.Revisão Bibliográfica

4.1 A Província Graciosa

A Província Graciosa, formada há cerca de 580 Ma (Gualda & Vlach 2007, Vlach et al., 2006) e definida inicialmente por Kaul (1984) como Suíte Intrusiva Serra do Mar, localiza-se na região sul-sudeste do Brasil, entre as regiões sudeste de São Paulo e nordeste de Santa Catarina (Figura 1). Nas últimas décadas, diversas caracterizações petrográficas, mineralógicas, químicas e geocronológicas dessa província vem sendo descritas (Vilalva, 2007 e 2012; Koch et al, 2011; Garcia,2011; Vlach, 2011; Vilalva & Vlach, 2014) contribuindo para a melhor compreensão do modelo de formação da mesma.

A formação dessas rochas está vinculada a condições de um regime extensional durante um estágio pós colisional, posterior a amalgamação dos terrenos Paranaguá, Curitiba e Luís Alves (Basei et al, 2009)

Em sua maior parte, esses plutons são intrusivos em rochas arqueanas da placa Luiz Alves, constituída por gnaisses granulíticos do Complexo Granulítico Santa Catarina (Figueiredo et al., 1991) formados em pelo menos dois eventos metamórficos de alto grau, um Transamazônico (1,8 – 2,2 Ga) e outro, mais antigo, com idades entre 2,6 e 2,7 Ga, e em rochas da microplaca Curitiba, composta por gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba (Siga Jr., 1995), também formados no Transamazônico, com migmatização no Ciclo Brasileiro(620-550 Ma) e granitóides deformados com idades do Ciclo Brasileiro (720 Ma U-Pb e 580 Ma Rb-Sr). Outros três domínios tectônicos são relevantes para o contexto geológico regional: os Cinturões Ribeira e Dom

Feliciano, ambos formados durante o Pan-Africano, em duas principais orogénias (Brasiliano I, de 650-600 Ma e Rio Doce, entre 600-535 Ma), ao norte e ao sul respectivamente da região enfocada, e o cinturão Granitóide Costeiro ou Domínio Paranaguá, composto de monzogranitos porfíricos, leucogranitos com duas micas, também de idades brasileiras (ca. 600-620 Ma). Metassedimentos neoproterozóicos da Sequência Rio das Cobras (ca. 580 – 610 Ma, Helibron et al., 2004, Prazeres Filho et al., 2003) afloram principalmente para leste dos plutons que compõem a província.

Os granitos e sienitos da Província Graciosa (cf. Figura 1) distribuem-se de forma aproximadamente paralela ao contato entre o Domínio Paranaguá e o bloco formado pelas placas Luiz Alves e Curitiba, sendo intrusivos nesse último bloco (Kaul 1984, Siga Jr et al. 1993). Dentre as principais ocorrências destacam-se os plutons que afloram na região da Serra da Graciosa (cf. Gualda & Vlach, 2007) e os plutons Guaraú (Garcia, 2011), Alto Turvo, Agudos, Dona Francisca, Piraí e Corupá, além do Complexo Morro Redondo (e.g. Vilalva & Vlach, 2014; Kaul, 1997).

As rochas graníticas e sieníticas podem ser agrupadas em duas associações petrográficas principais, uma denominada alcalina, outra aluminosa (e/ou subalcalina), sendo esta última mais expressiva (Gualda e Vlach 2007).

A associação aluminosa apresenta principalmente sieno- e monzogranitos de natureza *subsolvus*, tendo como máfico principal biotita, acompanhada por anfibólio cálcico nos termos menos evoluídos. Caracteristicamente possuem caráter metaluminoso a marginalmente peraluminosos e cristalizados em condições relativamente oxidantes. São rochas hololeucocráticas a leucocráticas com estrutura maciça ou orientada por fluxo magmático e/ou deformação de estado sólido, equigranulares a inequigranulares e porfíricas, de granulações finas, médias ou mesmo grossas (Oliveira, 1989; Vilalva, 2007 e 2012, Gualda & Vlach 2007, Garcia, 2011).

A associação alcalina é constituída de rochas leucocráticas a hololeucocráticas de estrutura maciça representadas por álcali-feldspato sienitos e álcali-feldspato granitos *hipersolvus*, variando de caráter metaluminoso a peralcalino e de natureza reduzida (Oliveira, 1989; Vilalva, 2007 e 2013, Gualda & Vlach 2007) que apresentam olivina faialítica, piroxênios da série egirina-augita ou hedenbergita e anfibólios sódico-cálcicos e sódicos como fase minerais máficas mais comuns.

Figura - 1 Mapa geológico esquemático das principais unidades geológicas do sul-sudeste brasileiro (adaptado e modificado de Prazeres Filho et al., 2003 e Heilbron et al., 2004). **GRANITOÍDES DO TIPO-A:** Domínio Apiaí: 1-Cerne ; 2- Passa Três; 3 – Ortognaisses do Núcleo Betara; 4 – Ortognaisses do Núcleo Tigre; Província Graciosa: 5 – Guaraú; 6 - Serra do Paratiú; 7 – Mandira; 8 – Ilha do Cardoso; 9 – Alto Turvo; 10 – Capivari; 11 – Orgãos; 12 – Farinha Seca; 13 – Anhangava; 14 – Marumbi; 15 – Serra da Igreja; 16 – Palermo; 17 – Agudos do Sul; 18 – Rio Negro; 19 – Morro Redondo; 20 – Dona Francisca; 21 – Pirai; 22 – Serra Alta; 23 – Corupá. **UNIDADES GEOLÓGICAS:** 1 - Coberturas Fanerozoicas; 2 - Complexos alcalinos mesozóicos; 3 - Bacia Eopaleozóica; 4 - Bacias Neoproterozóicas; [Neoproterozóico] 5 - Stocks graníticos de características de tipo-A do Domínio Apiaí; 6 - Granitos e sienitos de tipo-A da

Província Graciosa; 7 - Batólito cálcio-alcálico Piên-Mandirituba; 8 - Batólito Paranaguá; **DOMÍNIO APIAÍ**: 9 - Batólito Três Córregos e Stocks graníticos menores; 10 - Formação Iporanga; 11 - Grupo Itaiacoca; 12 - Subgrupo Lageado; [Mesoproterozóico] 13 - Formação Águas Claras; 14 - Formação Votuverava; [Paleoproterozóico] 15 - Formação Peraú; 16 - Núcleos granito-gnáissicos alcalinos (tipo-A); **DOMÍNIO CURITIBA**: [Neoproterozóico] 17 - Formação Capiú; 18 - Sequência Turvo-Cajati; [Paleoproterozóico] 19 - Complexo Atuba; **DOMÍNIO LUÍS ALVES**: [Arqueano-Paleoproterozóico] 20 - Complexo Granulítico de Santa Catarina; **DOMÍNIO PARANAGUÁ**: [Neoproterozóico] 21 - Metassedimentos protomiloníticos (Sequência Rio das Cobras); 22 - Zonas de cisalhamento (ZCI: Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZCMA: Morro Agudo; ZCR: Ribeira; ZCLC: Lancinha-Cubatão; ZCMP: Mandirituba-Piraquara; ZCRPSR: Rio Palmital-Serrinha; ZCPT: Piên-Tijucas.

Nos últimos anos, a Província Graciosa foi alvo de diversos estudos científicos afim de caracterizar geocronologicamente a colocação dos inúmeros corpos ígneos presentes.

Vlach et al. (2011) fez uma compilação com cerca de 30 análises que culminaram em três idades expressivas, sendo elas: 576 ± 26 Ma (K-Ar em biotita e anfibólio); 580 ± 20 Ma (Rb-Sr em rocha total); e 581 ± 16 Ma (U-Pb em zircões por ID-TIMS, SHRIMP. Estendendo essa compilação aos dados obtidos via LA-ICP-MS por Braun et al. (2010), Koch et al. (2011) e Vlach et al. (2012), têm-se uma idade mais contrastada por datações U-Pb de 583 ± 6 Ma para a idade de todo o magmatismo da província. A grande concordância desses geocronômetros é consistente com as profundidades relativamente rasas de colocação desses corpos (Hallinan et al. 1993; Gualda e Vlach, 2007a; Villalva, 2013; Garcia, 2011), e um resfriamento rápido e período de fechamento do sistema K-Ar pouco extenso após a cristalização final.

O grande conjunto de dados (Morro Redondo, Mandira, Guaraú, Alto Turvo) obtidos por Vilalva (2012) apresentam grande concordância com esses últimos, e com idades mais antigas muito similares para o pluton Alto Turvo, com idade de 593 ± 9 Ma (LA-ICP-MS) frente aos dados para rochas graníticas de Siga Jr (inédito) e das rochas sieníticas analisadas por Vlach et al. (2012), sugerindo que a colocação desse corpo ocorreu de forma precoce ao magmatismo principal.

Uma população mais nova de cristais de zircão é evidenciada nos dados de Vilalva (2012), em torno de 560-570 Ma, corroborados pelos dados de Koch et al. 2011 para granitos peralcalinos do Maciço Mandira. Essas idades mais novas podem ser explicadas por uma população distinta que reflete outro período de cristalização ou como reflexo de processos tardi a pós magmáticos e até mesmo um evento generalizado de perda de Pb. As texturas de alteração hidrotermal e metamictização exibidas pelos cristais de zircão como texturas em esponja, dissolução, fraturas e porosidade tem relação direta com essas idades mais novas.

O mesmo autor descreve que a natureza geoquímica enriquecida em ETR de zircões hidrotermais é semelhante às apresentadas para o Maciço Guaraú e Alto

Turvo, além dos cristais desses últimos apresentarem padrões semelhantes de alteração aos granitos de natureza peralcalina por ele estudados.

Altos conteúdos de HFSE e ETR são característicos de porções de borda de cristais de zircão (Braun et al. 2010) e análogos aos cristais de amostras peralcalinas estudados por Vilalva, 2012. O zircão é susceptível à alteração de fases residuais ricas em flúor (Kusiak et al., 2009), que são comumente associados com a evolução de granitos de tipo-A e magmas alcalinos (Salvi et al. 2000). A circulação de fluídos magmáticos ricos em F e HFSE sobre condições oxidantes levam à formação de novos minerais e reequilíbrio das fases, anteriormente descritos na Província (Vlach e Gualda, 2007; Capítulo 8 – Minerais acessórios).

A compilação adotada por Vilalva (2013) sugere um intervalo de magmatismo entre 4 e 10 Ma, algo superior aos 3 Ma descrito por Vlach et al 2011, e sugere que idades mais novas (~565 Ma) são fruto de alteração hidrotermal nos magmas peralcalinos e uma história de cristalização composta por diversos pulsos para as amostras aluminosas.

4.2 O Maciço Guaraú

O Maciço Granítico Guaraú aflora na região S-SE do Estado de São Paulo por uma área de cerca de 100 km² (Anexo 1 – Mapa Geológico) e apresenta forma alongada com eixo maior na direção N37E. Os contatos do maciço com as encaixantes regionais são ora intrusivos, ora tectônicos (Morgental et al., 1975), estes últimos definidos por expressivas zonas de cisalhamento com movimentação principal transcorrente.

O pluton Desembarque encontra-se intrudindo o terreno Curitiba, mais especificamente os metassedimentos de origem de plataforma continental rasa da Formação Turvo Cajati (Neoproterozóicos), e em ortognaisses migmatíticos do tipo TTG de idade Arqueana a Paleoproterozóica do Complexo Atuba.

Dados obtidos através de composições de monazita (Faleiros et al, 2011) estabeleceram que a formação Turvo Cajati teve seu pico metamórfico (810-670°C, 9,5-12 kbar) em torno de 589 ± 12 , sendo grandes parcelas dessa formação retrometamorfizadas (milonitização) em fácies xisto verde devido a zonas de cisalhamento transcorrentes em torno de 579 ± 8 . Idades $^{40}\text{Ar} - \text{Ar}^{39}$ em biotita indicam um resfriamento abaixo de 250-300°C em torno de 555 ± 4 . Idades U-Pb de zircões detríticos dessa formação remetem a uma idade máxima de sedimentação em torno de 900 Ma. (Campanha et al. 2009).

O complexo Atuba constitui um fragmento de microcontinente formado no Arqueano e retrabalhado em três períodos, um Riáciano (2.1Ga) de metamorfismo de alto grau relacionado a amalgamação de Atlântica, uma Estateriana (1.7Ga) relacionado a quebra de atlântica e no Ediacarano (630-590 Ma) um metamorfismo de alto grau associado à assembleia de Gondwana Oeste. (Sato et al 2003, 2009). Dados petrológicos indicam um metamorfismo retrógrado com resfriamento de 730 para 650-630°C em torno de 6-7 kbar. Dados de K-Ar e $^{40}\text{Ar} - \text{Ar}^{39}$ indicam resfriamento abaixo de 300-500 °C entre 590 e 580 Ma (Faleiros et al, 2011).

Os dados geocronológicos evidenciam que o metamorfismo principal da Formação Turvo Cajati e do Complexo Atuba são contemporâneos, mas as diferenças de suas assinaturas remetem a diferentes partes da sutura colisional. Integração de dados petrológicos e estruturais sugerem que a formação do terreno Curitiba é relacionado a um sistema de nappes vindo direcionado para oeste durante o Período Ediacarano (Faleiros et al., 2011).

A colocação do Maciço Guaraú gerou metamorfismo de contato, mais evidente nas sequências pelíticas do Complexo Turvo-Cajatí, nas quais são descritos porfiroblastos pós-cinemáticos com disposição aleatória de biotita, bem como agregados regulares de clorita e sericita, possíveis pseudomorfos de andaluzita e/ou cordierita (IPT, 1985; Oliveira et al., 1987).

As características petrográficas e texturais permitem individualizar o maciço em duas unidades principais, denominadas Unidades Desembarque e Azeite (Oliveira et al., 1987). Adicionalmente, há distinção entre essas unidades pelo fato de a primeira ter se cristalizado em ambientes reduzidos e a segunda, em condições francamente oxidadas (Kaul, 1997; Garcia, 2011).

A Unidade Desembarque, na porção NE do Maciço, é um biotita sienogranito de coloração cinza claro a creme ou mesmo esbranquiçado, equigranular, de granulação fina a média e estrutura maciça. (Oliveira et al., 1987) Uma ocorrência de greisen micáceo, em forma de bossas centimétricas a decimétricas, com cores cinza escura a preta e textura afanítica a fanerítica fina é descrita pela mencionada autora na borda sudeste. Nas zonas de contato entre os greisens e o granito principal inalterado, observa-se uma zona centimétrica a decimétrica constituída por um granito maciço de aspecto mais aplítico, “albitizado”, com coloração cinza clara e granulação fina com contatos mais ou menos gradacionais para o granito inalterado, sendo a rocha intermediária um granito albitizado e parcialmente greisenizado de cor cinza claro e granulação fina (Garcia, 2011). Na borda Oeste do pluton são descritas

porções “albitizadas”, próximas aos contatos tectônicos com os gnaisses regionais. São rochas com estrutura maciça a levemente orientada, equigranulares com granulação fina, com concentrações de sulfetos diversos (Oliveira et al., 1987).

A Unidade Azeite aflora nas porções E e S do maciço, com forma mais irregular, alongada na direção NE, e seus contatos, tanto com as encaixantes quanto com a Unidade Desemborque, são predominantemente tectônicos. É constituída por rochas de coloração rósea, equigranulares a inequigranulares, de granulação média a grossa e estrutura maciça. Greisens com topázio e concentrações de sulfetos Zn e de Cu, são encontrados em matacões e blocos de granitos de coloração cinzenta, estrutura maciça e granulação fina a média, associados a zonas de falha orientadas N-S e E-W (Oliveira et al 1987).

Esses plutons encontram-se recortados por diques de granitos pórfiros, orientados preferencialmente N-NW (Oliveira et al 1987, Vasconcelos et al, 1999, Castro, 2007; Garcia, 2011). São rochas de coloração cinza escura a rósea, textura porfirítica, matriz afanítica a fanerítica fina, com fenocristais milimétricos de feldspato alcalino e/ou de quartzo. Na borda Oeste, junto à cabeceira do Rio Azeite, aflora um “stock” expressivo, com aproximadamente 0,5 km² de área. Apresenta forma circular regular e contatos intrusivos com os xistos da Seqüência Turvo-Cajati e tectônicos com as rochas blastomiloníticas do Complexo Costeiro. A rocha tem coloração cinza rosada a esbranquiçada, estrutura maciça e granulação fina e corresponde petrograficamente a álcali-feldspato granito pórfiro de natureza peralcalina.

Estudos recentes (Castro, 2007) revelam que os granitos do pluton Desemborque apresentam caráter marginalmente peraluminoso e apresentam uma vasta gama de minerais acessórios como cassiterita, columbita, zircão rico em Hf, itrofluorita, e minerais de Th e U.

Através da química mineral por MEV-EDS dos principais minerais a metais raros, esse mesmo autor discriminou duas fases evolutivas; uma francamente magmática (granítica e pegmatítica) e outra fase hidrotermal. A columbita é gerada na fase magmática assim como o zircão, sendo este último enriquecido em Hf pela fase hidrotermal. Cristais de cassiterita tem a sua formação em ambas as fases e os minerais de ETR (Fluoretos de Ce (Parasita), Monazita de Ce e óxido de Ce) e os minerais radioativos (Torita) são produtos dos processos pós magmáticos.

O Maciço Granítico Guaraú, particularmente, dispõe de poucos dados geocronológicos. As idades K-Ar estabelecidas a partir de biotitas resultam em 390 ± 15 Ma (Cordani & Bittencourt 1967) e 434 ± 20 Ma (Campagnoli 1996). Pelo método

Rb-Sr, em rocha total, a idade estabelecida foi de 540 ± 40 Ma (Cordani & Kawashita 1971). Já as datações Rb-Sr a partir de isócronas de referências que incluem amostras dos granitos Guaraú e Mandira apontam idades de 506 e 540 Ma (Kaul *et al.* 1984) e 558 Ma (Kaul 1997).

Vilalva (2012) não obteve dados U-Pb em zircão que fossem concordantes para o Pluton Desemborque devido a presença de diversos componentes herdados, principalmente nos núcleos dos cristais, que em uma análise apresentou idades concordantes de $2,97$ Ga ± 0.034 Ga (Figura 2). A melhor estimativa para a colocação desses corpos foi feita pela média de sete análises que resultaram em uma idade de 585 ± 10 Ma. (Figura 2).

Figura 2 - A) Análises pontuais em cristais de zircão do Pluton Desemborque. Destaque para núcleos herdados e idades relativamente mais jovens. B) Diagrama concórdia (à direita) para a amostra GUA-16, notar baixo número de análises. Reta concórdia (à direita) com interceptos relativamente mais baixos para limite inferior e de $2965 \pm$ Ma para o limite superior. Extraído de Vilalva 2012.

Com ressalvas, devido às grandes incertezas e ao baixo número de análises, foi reconhecida uma idade mais jovem de 561 ± 12 Ma, similar ao obtido pelo intercepto inferior na figura 2. Essas idades são semelhantes às obtidas nos granitos peralcalinos do Pluton Mandira.

4.3 Estados de Oxidação em Sistemas Graníticos

4.3.1 Introdução

O conceito de fugacidade de oxigênio foi introduzido na petrologia por Eugster em 1956, a partir do qual diversos trabalhos contribuíram para a evolução do conhecimento da formação de rochas em sistemas ígneos e metamórficos.

A importância dessa variável é grande, principalmente nos sistemas magmáticos porque a variação do estado de oxidação influencia não somente as fases minerais que precipitam dos líquidos, mas também a própria seqüência de cristalização, com implicações para a evolução magmática e também para processos responsáveis pelo desenvolvimento de mineralizações. No caso das rochas graníticas, um dos primeiros trabalhos que desenvolveram o tema é o de Ishihara e colaboradores (Ishihara, 1977), ao estudar as susceptibilidades magnéticas dos granitóides cordilheiranos do Japão e definir as séries graníticas a magnetita e a ilmenita, suas correlações com os granitos de tipo I e S de Chappel & White (1974) e implicações para a caracterização de depósitos minerais associados.

Os granitos de tipo-A são formados em condições distintas, principalmente em ambientes extensionais como as grandes províncias de granitos *rapakivi* da Finlândia (Rämö & Haapala, 1995) e do norte brasileiro (Dallagnol et al, 2007) e em contextos tardi a pós colisionais como a Província Graciosa, S-SE do Brasil (Gualda & Vlach, 2007). A formação de magmas com baixas fugacidades de oxigênio nesse tipo de ambiente é comum e diversos aspectos como petrografia, susceptibilidade magnética e geoquímica podem ser utilizados para identificação destas características nestas condições, porém as interpretações quanto à gênese desses tipos de magmas é bastante discutida e diversas hipóteses são levantadas.

Esta síntese examina a evolução do conhecimento dos estados de oxidação em sistemas graníticos, discute as propriedades que caracterizam granitos de tipo-A reduzidos e apresenta possíveis explicações para sua gênese e posicionamento tectônico.

4.3.2 Variáveis intensivas em sistemas graníticos

Fugacidade de Oxigênio (f_{O_2}) como indicador petrológico

Considerando a abundância do Fe na crosta terrestre e os seus três estados de oxidação possíveis, a variável que controla o potencial com que cada um desses estados ocorre é a fugacidade de oxigênio, que é um parâmetro de controle das condições de formação de rochas em diversos sistemas geológicos. Sob condições de f_{O_2} muito baixas como no núcleo do planeta, o Fe ocorre como elemento nativo, enquanto que em sistemas silicáticos pode ocorrer em minerais silicáticos e óxidos, nas formas divalente ou trivalente (Frost, 1991).

As reações químicas que controlam os estados de oxidação do ferro são denominadas genericamente *buffers* (ou reações tampão). São exemplos:

Faialita Ferro Quartzo

Magnetita Quartzo Faialita

Hematita Magnetita

Na Figura 3 representa-se a variabilidade das condições de f_{O_2} representativa dos ambientes terrestres mais típicos em função da temperatura. Naturalmente, outros parâmetros composicionais também influenciam a estabilidade dos silicatos e óxidos de Fe, tais como os teores de Ti e Mg.

Figura 3 - Principais *buffers*. Extraído de Frost 1991.

Sato e Wright demonstraram em 1966 que magmas toleíticos do Hawai são geralmente ejetados algo acima do *buffer* QFM e que em alguns sistemas fechados poderiam desenvolver faialita, hedenbergita e ilmenita.

Whelan (1980) demonstrou que granitos de tipo I apresentam uma alta fugacidade de O₂ intrínseca, sendo magnetita um mineral muito comum nessas rochas, enquanto ilmenita e pirrotita frequentemente estão associadas a granitos de tipo S. Flood e Shaw (1975) sugerem que a quantidade de grafita presente em sequências sedimentares seria responsável pela manutenção dos sistemas em fugacidades de oxigênio mais baixas durante a sua fusão. Ishihara, 1979 reforça o papel da grafita nas condições de f_{O_2} e adiciona que esse parâmetro é variável intrínseca de sua fonte ou pode ser desenvolvida ao longo de sua evolução e demonstra que granodioritos intrudindo sequências de folhelhos são rochas livres de magnetita diferente daquelas que intrudem arenitos que apresentam condições menos reduzidas.

Loisellee e Wones (1979) propõem que as rochas graníticas de natureza anorogênica deveriam ser denominadas como granitos de tipo A. Estes se caracterizam por serem magmas relativamente anidros (Barker *et al.* 1975, Anderson 1980, Czamanske *et al.* 1977). Nestas rochas, biotitas e anfibólios são cristais tipicamente intersticiais a quartzo e feldspatos e relativamente enriquecidos em halogênios. De acordo com Czamanske e Wones (1973) os estágios tardios de cristalização destes líquidos poderiam se dar em condições mais oxidantes.

É importante a distinção entre processos de evolução magmática e as características intrínsecas da fonte. Naturalmente as condições de fugacidade determinadas nas rochas podem refletir características intrínsecas da rocha fonte durante o processo de geração de magmas, características adquiridas durante os processos de migração, colocação e cristalização dos mesmos ou ainda ambos (Loisellee e Wones, 1979).

As sequências de cristalização muitas vezes registram as variações na f_{O_2} , como no caso de zonamento de fenocristais de plagioclásio e anfibólio com presença de inclusões de magnetita em seus núcleos e bordas livres dessas inclusões devido à assimilação de material sedimentar mais próxima ao final da cristalização magmática, corroborando a ausência de magnetita (Wones 1981).

4.3.3 Granitos reduzidos e oxidados: exemplo dos arcos de ilhas do Japão

A classificação em rochas graníticas quanto ao seu estado de oxidação se deu através das características encontradas nos arcos de ilha japoneses, onde os termos das séries da magnetita e da ilmenita foram utilizados por Ishihara (1977) para descrever granitos de idades diferentes quanto aos seus conteúdos modais de magnetita e dados de susceptibilidade magnética (SM).

A série de granitos da magnetita apresentam características típicas de granitos de tipo I, contendo biotita e hornblenda e os granitos da série da ilmenita correspondem a granitos peraluminosos (Tipo-S). (Ishihara 1977).

As duas séries apresentam composições químicas similares incluindo seu conteúdo de ferro total, mas são distintos no que se refere a razão Fe^{+3}/Fe^{+2} e a quantidade de magnetita, aqueles com porcentagens modais entre 0.2 e 1.5 pertencem a série da magnetita, e aqueles com valores abaixo de 0.2, à série da ilmenita. A quantidade de Fe^{+3} é proporcional à quantidade de magnetita, uma vez que dois terços da quantidade de ferro nesse mineral é trivalente, já os silicatos comumente apresentam a forma divalente. (Takagi, 2004)

Takagi e Tsukimura, 1997 demonstram que tais estados de oxidação são referentes a diferenças nas quantidades de fases voláteis como o SO_2 e as razões SO_2/H_2S presente nas fontes dos magmas, e teria forte implicação na geração de depósitos minerais.

Magmas com quantidades superiores a 250 ppm de SO_2 (figura 4), seriam oxidados e cristalizariam nas condições do buffer SO_2-H_2S com magnetita principalmente aparecendo em estágios tardios de cristalização, uma feição bastante característica de ocorrências de granitos oxidados, e justifica a presença de fluidos hidrotermais ricos. Já em magmas com valores de SO_2 menores que 250 ppm a principal espécie sulfurada é o H_2S , seriam reduzidos, tenderiam a cristalizar magnetita em estágios iniciais e favoreceriam a concentração de H^+ na fases hidrotermais. A precipitação de sulfetos de Pb, Zn, Cu e Mo nos depósitos minerais oxidados e de óxidos de Sn e W nos reduzidos conforme sugerido por Ishihara (1979) e Scherba (1970), parece ter uma grande afinidade com a proposta do estudo.

Dados isotópicos de enxofre de granitos da série da magnetita são geralmente mais pesados que os pertencentes à série da ilmenita, S^{34} dos primeiros ficam no intervalo de -2 a +10 enquanto os últimos ficam entre -10 a +2. A diferença composicional do isótopo de enxofre pode ser atribuída a diferença entre as duas fontes formadoras das séries dos magmas porque há um pequeno fracionamento isotópico em condições de temperaturas magmáticas (Ohmoto e Goldhaber, 1997). O

enxofre mais pesado dos granitos a magnetita é oriundo de sulfatos provenientes da água do mar vindo da placa oceânica subductada devido a interação destes, a série da ilmenita, com enxofre mais leve, pode ser explicado pela derivação por fontes sedimentares na forma de sulfeto pela subducção dos mesmos (Takagi, 2004).

Figura 4 - Relação entre quantidades de Fe e SO₂ e as quantidades de magnetita que limitam os campos dos granitos da série da magnetita (oxidados) e da série da ilmenita (reduzidos). Takagi e Tsukimura, 1997.

Segundo Takagi (2004) aumentos verificados na razão entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a queda das fugacidades de oxigênio no final do Cretáceo foram resultado de aumento da subducção de sedimentos nas zonas de subducção. Agentes redutores nesses sedimentos, incluindo material carbonático e sulfetado criaram ambientes redutores nas fontes dos magmas, cancelando os efeitos oxidativos da placa oceânica alterada. O aumento da assimilação de sedimentos pode ser efeito da aceleração da erosão da placa continental no momento da subducção associado ao efeito estufa vigente no Cretáceo. Simultaneamente eventos anóxicos no oceano e a atividade dos granitos à ilmenita sugerem que a ativa subducção de carbonatos e sulfetos gerados em ambiente marinho com pouco oxigênio disponível contribuíram para a redução desses magmas. Consequentemente, pelo menos no arco japonês, as variações de velocidade de convergência de placas e condições da superfície terrestre puderam controlar a gênese de magmas oxidados e reduzidos.

4.3.4 Relações entre quantidade de água e estados de oxidação: exemplo das lavas ácidas de *Yellowstone*

As lavas ácidas de Yellowstone devem ter sido saturadas ou próximas da saturação em água antes de sua erupção comportando-se como na equação:

Ela ilustra um possível mecanismo para a oxidação do ferro em líquidos silicáticos que são promovidas pela perda difusiva de H_2 do sistema (Wallace & Carmichael, 1992).

No entanto esta linha de raciocínio depende da presunção de que a atividade de água é alta nos magmas quando é conhecido o comportamento contrário (Stolper 1982). De fato em concentração abaixo de 4% em peso, quase toda a água reage com o líquido silicático para formar grupos (OH), e a atividade de água pode ser extremamente baixa. Isto sugere que a razão para que os estados de oxidação de magmas ácidos sejam tão resistentes à percolação de água através do magma é que a água reage imediatamente com a fusão silicática para formar hidroxilas.

A persistência do estado de oxidação em magmas ácidos relativamente rasos é consistente com a reatividade da água quando em baixas concentrações com líquidos silicáticos. Em pressões maiores, onde mais água é dissolvida, uma proporção maior será água molecular (Stolper, 1982) e o potencial para oxidação, seguindo a perda difusiva de H_2 , será maior.

A especiação da água em baixas concentrações é aparentemente típica de magmas básicos e ácidos. Portanto, se magmas ácidos com grandes quantidades de água dissolvida (~4%) e pequenas quantidades de ferro tem estados *redox* que são imunes a absorção ou migração de água, analogamente magmas básicos parecem ser imunes com cerca de 8% em peso de ferro e acima de 4% em H_2O . A conclusão parece clara de que magmas ácidos e básicos tem estados de oxidação que refletem suas áreas fontes mais do que a perda de H_2 .

Variações na fugacidade de oxigênio de um magma podem exercer consideráveis influências como por exemplo, na relação das fases em equilíbrio, na reologia e na densidade. A relação entre o estado de oxidação na sua fonte e àquelas das vulcânicas extrusivas pode nos dizer muito sobre os processos ígneos durante a ascensão da fusão silicática. Para conexão de produtos vulcânicos com suas fontes é necessário descrever o equilíbrio redox como função da temperatura, f_{O_2} , composição e pressão.

A equação de oxidação do ferro em líquidos silicáticos pode ser expressada por:

4.3.5 Caracterização dos estados de oxidação: ferramentas

Os estados de oxidação podem ser caracterizados diretamente por dois parâmetros essenciais: paragéneses minerais (presença de magnetita, ilmenita, pirrotita, olivina faialítica e outros silicatos com Fe^{+2}) e pela razão $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ em minerais (e.g., anfibólios, micas) ou pela mesma razão em rocha total, desde que estas razões não tenham sofrido modificações posteriores (cf. Wallace & Carmichael, 1992).

Os métodos indiretos para essa caracterização englobam a susceptibilidade magnética em rochas graníticas, que é diretamente proporcional a quantidade de magnetita e características geoquímicas.

Razões entre Fe^{+2} e Fe^{+3}

A razão entre esses elementos em seus dois estados de oxidação é uma ferramenta bastante precisa, e é utilizada tanto em rocha total quanto em minerais e é vastamente utilizada nas investigações petrológicas (Ishihara, 1981; Wallace & Carmichael, 1992). Porém apresenta uma dificuldade analítica devido aos procedimentos de laboratório complicados para a realização de análises via úmida ou em análises menos acessíveis como a espectroscopia mossbauer.

Susceptibilidade Magnética

Essa ferramenta foi importante para a caracterização dos estados de oxidação e teve papel importante nos trabalhos descritos por Ishihara (1981) para a distinção dos granitos da série da *ilmenita* e da *magnetita*.

As medidas obtidas diretamente em porções de rocha e/ou afloramentos têm grande valor, pois os dados obtidos refletem a quantidade modal de magnetita presente na amostra e suas medidas são bastante confiáveis (Vlach, 1993). Além de magnetita, outros minerais apresentam propriedades magnéticas, porém de forma bem menos expressiva, como os minerais ferromagnesianos, ilmenita e hematita.

A SM, dada em unidades SI, mede a relação entre o momento magnético dipolar por volume unitário, J, e a intensidade do campo magnético aplicado, H, sendo que: $SM = J/H$, e é diretamente proporcional ao volume de minerais ferro-magnéticos contidos na rocha. É um parâmetro de grande valia para contrastar as associações alcalina e aluminosa, conforme descrito na Província Graciosa, (Gualda e Vlach, 2007a).

Geoquímica

A geoquímica em rocha total não é uma ferramenta direta, pois não determina o conteúdo de magnetita nem a relação entre os estados de oxidação do ferro, mas vem sendo utilizada junto com as demais ferramentas para determinação de características químicas específicas dos estados de oxidação das rochas graníticas (Dallagnol et al, 2005).

Dallagnol e colaboradores há décadas desenvolvem estudos envolvendo susceptibilidade magnética, petrografia e química mineral para a caracterização dos estados de oxidação em granitos de tipo-A *rapakivi* da porção norte do Brasil. Uma detalhada compilação de dados foi realizada unindo valores de geoquímica em rocha total para ocorrências clássicas como Serra dos Carajás, Finlândia, Laurentia e Lachlan Fold Belt, para demonstrar quimicamente a distinção entre os granitos de tipo I cálcio-alcalinos e tipo-A oxidados, além de ressaltar as diferenças nestes últimos de suas porções reduzidas e oxidadas em diagramas de classificação geoquímica considerados clássicos como de Patiño Douce (1997) e Frost et al (2001) (Figura 5).

Figura 5 - Diagramas propostos por Dall'agnol para distinção entre granitos de tipo-A oxidados e reduzidos e séries cálcio-alcálinas. Fonte: Dall'agnol & Oliveira, 2007.

As relações entre Fe/Mg tanto em rocha total quanto na mineralogia máfica também foram analisadas e algumas premissas puderam ser montadas: todos os granitos que contém magnetita não necessariamente são oxidados, não tendo assim uma equivalência com as séries propostas por Ishihara 1981, já que algumas ocorrências apresentam quantidades modais de magnetita significativas porém com altas razões Fe/Mg em sua mineralogia. O número Fe# deve ser analisado com certa ressalva principalmente próximo à linha que divide a série da ilmenita a da magnetita. A natureza e quantidade modal de óxidos de Fe e Ti, aliados a dados mineralógicos e geoquímicos são relevantes para determinação das condições de cristalização.

Dall'Agnol e Oliveira, 2007, propõem que o granito Velho Guilherme de caráter reduzido têm fontes com maior quantidade de K-feldspato que os demais granitos da Serra dos Carajás. Rochas graníticas com quantidades modais significativas de K-feldspato podem apresentar um componente sedimentar. Isso é sugerido pelo caráter predominantemente peraluminoso e reduzido de magmas associados à mineralizações de estanho. Além disso, as fortes anomalias negativas de Eu são

indicativas de um importante fracionamento de feldspato, e um enriquecimento relativo de terras raras pesadas refletem a influência do F.

Dados experimentais (Dallagnol et al 1999c) indicam que as características de granitos do tipo A são fortemente dependentes da fugacidade de oxigênio f_{O_2} e da quantidade de água nas áreas fontes. Magmas desse tipo, oxidados, são considerados como cristalizados com apreciáveis quantidades de água ($\geq 4\%$, em peso).

4.3.6 Modelos para formação de granitos de tipo-A reduzidos

Uma das características mais distintivas dos granitos rapakivi reduzidos são os seus altos conteúdos de potássio (Figura 6) além de exibirem enriquecimento em ferro (altos valores de $[Fe/(Fe+Mg)]$). Este enriquecimento associado a quantidades expressíveis de elementos incompatíveis é consistente com a formação de granitos por extrema diferenciação em ambientes reduzidos ou por modestos graus de fusão parcial (Frost et al, 1997). O alto conteúdo de halógenos é coerente com magmas insaturados em água. Se a fase fluida for pobre em água os voláteis serão trapeados até o aumento de sua concentração e posteriormente, precipitados, originando por exemplo, a cristalização de fluorita (Frost e Touret, 1989).

Figura 6 - Principais características químicas de batólitos de granitos de tipo-A rapakivi reduzidos. Notar equivalentes vulcânicos. Frost et al 1997.

A baixa fugacidade de água nos granitos rapakivi reduzidos é demonstrada pela presença de faialita (Barker et al, 1975), fluorita e minerais hidratados nas fases

tardias de cristalização (Anderson, 1983), isso indica que esses granitos poderiam possuir uma alta *temperatura de solidus*. A extrema diferenciação de rochas muito anídras pode produzir baixas fugacidades de água f_{H_2O} . Creaser et al (1991) sugere que baixas quantidades de água podem ser geradas pela fusão intensa de tonalitos ou granodioritos, gerados por pela fusão de rochas granulíticas. Essas rochas da série da Ilmenita cristalizaram em condições abaixo do Buffer QFM (Anderson, 1983). Estas condições reduzidas podem significar que a baixa fugacidade f_{O_2} de um magma refletem sua fonte (Carmichael, 1991).

Fusão de crosta félsica

Esse modelo parte do princípio que a geração de granitos de tipo A reduzidos seria resultado da fusão parcial de granulitos félsicos (Collins et al, 1982). Uma fusão de biotita residual de alta temperatura produziria um fundido relativamente anidro com halógenos dissolvidos. As baixas fugacidades de água f_{H_2O} e o alto conteúdo de halógenos explicariam essas características dos granitos de tipo A, porém fontes residuais crustais não iriam produzir altas relações Fe/Mg, comuns dessas rochas (Creaser et al, 1991). Este mesmo autor propõe a fusão de um tonalito ou granodiorito livre de magnetita, contudo esses magmas parecem ser incomuns. Alguns tonalitos podem pertencer à série da ilmenita como Sierra Nevada (Ague e Brinhall, 1988), entretanto os do arco Japonês são da série da magnetita (Ishihara, 1979) (Figura 7).

Figura 7 - Granodioritos como fontes de granitos de tipo-A, notar que os valores de fugacidade de O_2 não são compatíveis. Frost et al 1997.

Derivação de basaltos toleíticos

A diferenciação de um toleito pode gerar magmas com as características químicas típicas: altas razões Fe/Mg e baixas pressões de água e fugacidade de O_2 - f_{O_2} (Frost e Lindsley, 1991). Essa hipótese de cristalização fracionada já havia sido proposta por Loiselle e Wones, 1979. Este modelo não seria capaz de produzir tanto volume de granito e batólitos de granitos Rapakivi reduzidos não incluem grandes volumes de rochas máficas. Uma outra alternativa para geração desses magmas seria a fusão parcial de toleito preexistentes e seus diferenciados. A quantidade de magma granítico gerado depende do grau de diferenciação da rocha fonte toleitica, por exemplo ferrodioritos produziram volumes maiores que um Basalto, além de apresentar um menor ponto de fusão e ser um componente comum de intrusões máficas acamadadas (Frost et al, 1997).

Fontes combinadas

A interação de fontes máficas e félsicas é utilizada para explicar características de certos batólitos, como o Pikes Peak que variam de gabros até granitos Rapakivi reduzidos (Barker et al, 1975). Composições isotópicas intermediárias entre valores crustais e mantélicos também podem se justificar por tais combinações (Foland e Allen, 1991). A intrusão de magmas manto-derivados pode gerar a fusão parcial da crosta, entretanto as baixas f_{O_2} e f_{H_2O} limitam a quantidade de materiais hidratados e oxidados assimilados por esses magmas.

O modelo de Frost et al. 1997

Estes autores propõem que magmas toleiticos manto-derivados colocados na base da crosta tenderiam a se diferenciar ao longo do *trend* toleítico com baixas fugacidades de oxigênio, produziram rochas com altos valores de número de Fe e com grande quantidade de elementos incompatíveis, como elementos terras raras e Zr.

O rifteamento traz a astenosfera próxima a Moho e através de intrusões de magmas máficos induz a fusão da crosta. Os granitos formados na fusão parcial podem se combinar com aqueles formados por fracionamento dos basaltos para produzir corpos graníticos mistos. Devido à natureza anidra das rochas fontes e à presença do CO_2 vindo do manto com os basaltos, estes granitos tenderão a ser muito quentes e ter baixas quantidades de água (características semelhantes a dos granitos

Rapakivi reduzidos). Com o aumento desses corpos eles poderão ascender na crosta, cristalizando como batólitos de granitos do tipo A reduzidos, ou até mesmo provocar a erupção de riolitos. Durante a ascensão podem ocorrer assimilações de rochas encaixantes ou interação com outros magmas basálticos (Frost et al, 1997).

4.3.7. Estados de oxidação e afinidades metalogenéticas

A fugacidade de oxigênio também é importante na determinação da composição dos fluidos associados a rochas ígneas e metamórficas (Frost, 1981). O conteúdo de ferro dos magmas determina o caráter oxidado ou reduzido dos fluidos magmáticos que irão determinar o tipo de sistema mineralizante. O estado de oxidação das intrusões baseada na abundância de magnetita ou ilmenita classificados como reduzidos ou oxidados (Lang e Baker, 2001).

A figura 8 demonstra a relação do conteúdo de ferro contra a fugacidade de oxigênio e a posição de magmas alcalinos reduzidos com mineralizações de Sn e W, bem como os magmas cálcio alcalinos oxidados com mineralizações de Cu e Mo (Lang e Baker, 2001). Analogamente, a figura 9 faz uma abordagem quanto ao grau de evolução do magma granítico.

Figura 8 - Relação entre quantidade de Fe e fugacidade de O₂ com os campos dos principais mineralizações associadas. Extraído Lang & Baker, 2001.

Figura 9 - Abordagem análoga à figura 8, porém levando em conta tipo litológico, caráter químico e estado de oxidação. Extraído de Pirajno, 1992.

4.4 Efeitos do flúor na cristalização de magmas graníticos

Acredita-se que a mineralização de Sn-W está associada aos granitos especializados (Tischendorf, 1977). Trata-se de rochas distintas quimicamente dos granitos ditos “normais” e são relativamente enriquecidos em diversos elementos, tendo o F e o Li particular importância. Flúor pode apresentar valores próximos de 4% em rocha total, mas geralmente apresenta valores em torno de 1% ou menos.

Os granitos ricos em F tem diversas características químicas e petrográficas que devem ser consideradas quanto a caracterização de sua origem. Entre os feldspatos presentes, o membro sódico é frequentemente albita pura. Fases voláteis incluem topázio, turmalina e apatita e as micas primárias são relativamente enriquecidas em Li.

Uma característica importante dos granitos ricos em F é que a posição que ocupam no diagrama Qz-Ab-Or é mais próxima do vértice da albita do que os granitos ditos como “normais” (Stemprok, 1971). Esta evidência é reforçada pelo fato de que os granitos ricos em F podem ser produzidos pelo metassomatismo (albitização) de um granito pobre em F. Albitização é também sugerida pela presença de albita praticamente pura e lamelas epigenéticas.

Entretanto, granitos ricos em F que ocorrem como diques, sills, e bossas com contatos bem definidos aparentemente intrusivos e a ausência de zonas metassomáticas entre os corpos conduzem à hipótese de que a origem do F pode ser magmática. Relações de corte em afloramentos também sugerem que granitos ricos em F foram colocados em estágios finais de uma história de um corpo “multicomponente”.

Diversos estudos experimentais demonstram que o F tem sérias implicações nas relações de fases presentes (Bailey, 1977). Segundo Glyuk e Anfilogov, 1973, a presença de F pode reduzir consideravelmente a temperatura de sólidos de sistemas graníticos (110° C com 2% de F a 1 kbar) com quartzo passando a ser a primeira fase a se cristalizar no lugar do feldspato alcalino (Anfilogov et al, 1973). Imiscibilidade entre F e fundidos silicáticos foi encontrada em alguns estudos, com valores do halogênio sendo superiores a 5%.

Os resultados dos experimentos anteriores indicam que com o aumento de F, há um aumento no campo de estabilidade do quartzo no diagrama Qz-Ab-Or, além da redução da temperatura de solidus. Provavelmente, granitos com F podem existir a temperaturas relativamente mais baixas e tais rochas são de fato geradas por estágios tardios de cristalização magmática, contribuindo para melhor compreensão das

possibilidades de origens magmáticas e hidrotermais na formação de corpos mineralizados a Sn-W (Manning 1982).

Manning 1982 realizou experimentos com magmas graníticos com variações nos teores de F (1, 2 e 4 %) e demonstrou as variações apresentadas na figura 10. O diagrama mostra a diminuição da temperatura e o aumento do campo de estabilidade do quartzo em função do aumento da quantidade de flúor.

Figura 10 - Comportamento do diagrama Qz-Ab-Or em diferentes quantidades de F. a) 1% de F , b) 2% de F e c) 4 % de F. Manning, 1982.

A temperatura mínima para o sistema com 4% de F está abaixo da curva de solvus no sistema Or-Ab (657 °C; Smith e Parsons, 1975). Isto significa que 2 feldspatos alcalinos podem cristalizar diretamente de um líquido rico em F de composição apropriada (Tabela 1).

Tabela 1 – Variações de Qz-Ab-Or e T °C para diferentes quantidades de flúor

	Qz	Ab	Or	T (°C)
F-free	37	34	29	730
1 % F	29	45	26	690
2 % F	25	50	25	670
4 % F	15	58	27	630
Precisão (+/-)	1	2	2	5

Bottinga e Richet, 1978 determinaram uma equação para demonstrar a interação entre flúor e ânions aluminossilicáticos:

Se o F é removido por essa reação com outros elementos, ou pela reação com o Al em excesso como em um magma peraluminoso, a quantidade de F disponível será reduzida. Da mesma forma, quando cristalizam-se minerais portadores de F, a quantidade de flúor no fundido será menor. Estes fatores podem levar à redução da expansão do campo de estabilidade do quartzo para um magma com determinada quantidade de flúor.

Correlacionando estes fatores, Manning (1982), caracterizou os granitos de Cornwall na Inglaterra e pode fazer uma ótima trajetória de cristalização e alteração de um batólito que apresenta rochas predominantemente cristalizadas de magmas pobres em F e em menor proporção enriquecidas nesse elemento. Este autor identificou também corpos com enriquecimento por estágio finais de cristalização magmática ou até mesmo hidrotermais, que podem ser produzidos pela alteração de granitos tanto pobres quanto ricos em F.

4.5 Metassomatismos e o papel de voláteis em sistemas graníticos

Metassomatismo envolve ganhos e perdas de matéria pelo efeito de grandes quantidades de fluidos através de um corpo de rocha em um sistema aberto com significativos gradientes térmicos e composicionais, sendo uma substituição de volume constante e que tende a preservar a fábrica e as texturas da rocha alterada (Best, 1982).

O termo *metassomatito* é utilizado para descrever uma rocha na qual se reconhece os efeitos do metassomatismo de maneira substancial e generalizada. Entende-se por metassomatismo o processo pelo qual a composição química original da rocha é transformada de forma pervasiva, através da introdução de componentes externos. Assim, perdas de H₂O e CO₂ durante metamorfismo progressivo não são transformações metassomáticas, mas ganhos destes mesmos compostos durante um metamorfismo regressivo devem ser considerados processos metassomáticos (Best, 1982).

Os voláteis tem papel importante em sistemas graníticos porque atuam na modificação das condições físico-químicas do magma e em seus produtos de cristalização, e devido à sua tendência de concentração nas fases residuais podem ter papel importante para a formação de complexos com capacidade para transportar elementos metálicos e para a formação de minérios. A adição de voláteis (H₂O, F, Cl, B) a uma rocha com assembléia mineral de alto grau pode reduzir o ponto de fusão do sistema, assim como pode atuar na redução da temperatura de *solidus* de uma magma (Pirajno, 1992).

O comportamento de outros voláteis (B, F, Cl) em um magma é semelhantes ao da água, reagindo com as pontes de oxigênio dos tetraedros de sílica pela quebra das pontes Si-O levando à despolimerização (Burnham, 1997).

Processos de fracionamento tendem a concentrar voláteis e elementos incompatíveis como Sn, W, Mo, Th, U, Zr, Ta, Nb, Hf. Os voláteis, além de serem importantes para a despolimerização também são ligantes para elementos traços na forma de complexos (Pirajno, 1992).

Metassomatismo Sódico

Albita em rochas graníticas pode ser formada por processos bem contrastados: cristalização magmática, exsolução de álcali feldspatos, de-anortização dos plagioclásios e metassomatismo sódico (Haapala, 1997). A primeira opção é muito rara e ocorre somente em rochas muito evoluídas: alguns albita granitos e ongonitos (London et al, 1989). Os demais processos são caracteristicamente tardi- a pós-magmáticos. Os mecanismos de exsolução e destruição da molécula de anortita são normalmente reconhecidos como os principais para justificar a cristalização de albita intersticial próxima ou até mesmo inclusa em feldspato alcalino e plagioclásio. O metassomatismo está mais relacionado a preenchimento de fraturas ou à alteração parcial ou total desses minerais (Haapala, 1997) e normalmente é caracterizado de forma mais evidente quando as alterações são pouco pervasivas, como no caso de preenchimento de micro-fraturas.

Texturas pertíticas de feldspatos, quando apresentam aspecto irregular e espessura relativamente maior podem ser em alguns casos indicativas de metassomatismo sódico mais do que exsolução durante resfriamento. Substituições de Na por K podem ser notadas por inclusões de albita em feldspato alcalino (Pirajno, 1992).

O metassomatismo sódico caracteriza-se pela substituição de fases primárias por minerais sódicos, o exemplo mais comum é a substituição de feldspato alcalino por albita. Esta substituição pode acontecer em pertitas pré-existentes ou pela substituição direta de K-feldspato (Pollard, 1983) como demonstrado na equação:

O desenvolvimento de rochas ricas em albita é usualmente associado com mineralização de elementos raros (Nb, Ta, Sn, W, Li, Be). Enriquecimento em Na é acompanhado por concentrações de Fe, U, Th, Zr, Nb, Sn, Zn e elementos terras raras pesadas. Além disso rochas albitizadas tendem a ser mais enriquecidas em Rb, Th, Nb, La, Ce, Hf, Zr, Y (Kinnaird et al 1985). Formam rochas leucocráticas compostas por albita e quartzo e alguns feldspatos primários e diversos tipos podem ser encontrados.

Em granitos peraluminosos o metasomatismo sódico provoca mudança texturais e de coloração com formação de pertitas mais espessas e desenvolvimento de textura *chessboard*, além de formação de siderofilitas, geralmente enriquecidas em Nb, Zr, U, Th e ETR. Em granitos peralcalinos, nota-se alterações semelhantes, porém com formação de egirina e afverdsonita.

A albitização é seguida por metassomatismo de H^+ , caracterizada pela formação de sericita, fluorita e topázio.

Estudos experimentais demonstram sistemas silicáticos com componentes voláteis como Li, F e H_2O e alternativamente, inclusões fluidas em granitos sódicos podem ser utilizadas para estimar as condições PT do processo. Resultados indicam intervalos entre 400-600° C a pressões de 1 kbar (Pollard, 1983).

Greisenização

De acordo com Scherba (1970), de um modo geral a evolução de um maciço granítico compreende diversos estágios que podem incluir: solidificação e recristalização, fissuramento, colocação de diques; formação de pegmatitos, acompanhados por metassomatismo alcalino, *greisenização*, alteração hidrotermal e, finalmente, formação de veios. Tais estruturas se apresentam da seguinte maneira como expresso em seção vertical da intrusão (Figura 11). Metamorfismo de contato nas rochas hospedeiras pode se desenvolver em todos esses estágios, acompanhado de diversos processos como formação de escarnitos, greisens, feldspatização, sericitização justapostas a efeitos puramente termais como os *hornfels*.

O termo greisen refere a uma assembleia mineral de quartzo e muscovita acompanhada por outros diversos minerais característicos como fluorita, topázio e turmalina. Greisenização é uma alteração pós magmática de alta temperatura com soluções ricas em voláteis associada ao resfriamento de corpos graníticos (Scherba, 1970). Burt (1981) definiu greisen como uma rocha granítica alterada hidrotermalmente que consiste de uma mistura de quartzo e mica (normalmente litíferas) com quantidades variáveis de topázio, turmalina, fluorita e outros minerais de B e F.

Figura 13 - Padrão clássico de concentração dos processos metassomáticos em maciços graníticos. Fonte: Scherba (1970)

Esses processos metassomáticos que alteram as rochas graníticas já consolidadas assim como as encaixantes envolvem a concentração de elementos voláteis como F, Li e B e a progressiva concentração e atividade de Na^+ , K^+ , H^+ . Geralmente, apresentam mineralizações de Sn, W, Mo, Be, Bi, Li, e F (Scherba, 1970).

Quando ocorre o resfriamento, os componentes voláteis são espalhados de forma aleatória em todas as regiões superiores e centrais do corpo magmático. Durante os estágios finais de cristalização magmática, os fluidos estão contidos nos interstícios dos minerais graníticos, em muitos, da mesma maneira como o “óleo” num arenito cujo movimento e acumulação podem ser controlados pela permeabilidade (Taylor e Pollard, 1988).

Eventualmente, as fases de fluidos residuais podem coalescer e concentrar em zonas para induzir autometassomatismo da rocha ígnea parental. Isto normalmente começa com um estágio de metassomatismo alcalino (albitização). A fase aquosa e gasosa exsolvidas do magma vão formar uma solução hidrotermal levando uma fase com alta atividade de hidrogênio (greisenização), podendo formar depósitos. Com a diminuição da temperatura e da pressão, e na presença de *condutos adequados*, os fluidos podem, eventualmente, migrar para as rochas encaixantes (Figura 12).

Figura 14 - Ilustração esquemática de sistemas greisenizados. Lang e Baker (2001).

Greisenização é tipicamente associada a magmas altamente fracionados intrusivos em profundidades relativamente rasas de 3 a 5 km e se posicionam nas porções apicais dos corpos, sendo oriundos de batólitos colocados em porções relativamente mais profundas. Estes magmas bastante evoluídos tendem a ser fortemente enriquecidas em Cl, B, F e elementos metálicos (Scherba, 1970). Os produtos desses magmas são ditos como “especializados” devido a sua geoquímica peculiar. A causa desse enriquecimento é tópico de muita discussão, tendo duas escolas conflitantes, uma que defende os processos de cristalização fracionada e outra, a herança geoquímica. A primeira defende que as altas concentrações de elementos voláteis e elementos traços nas fases residuais se daria por processo de fracionamento in situ que se concentraria nas raízes da massa granítica fracionante (Lehmann, 1982 e Groves & McCarthy 1978). A outra vertente é defendida por Taylor (1979), Pollard (1983) e Eugster (1984) e associa as características específicas desses fluidos a herança geoquímica que seria inerente ou adquirida na sua região fonte, como por exemplo a fusão de protólitos que contenham Sn, U, W ou alguma sequência evaporítica rica em B. É concebível que os dois processos sejam atuantes como a fusão de fontes enriquecidas e posteriormente fracionamento para elevação ainda maior das concentrações.

O termo *exogreisen* é utilizado para descrever greisens formados a partir de transformações das rochas encaixantes de uma intrusão, diferenciando-os dos denominados *endogreisens*, que se referem aos greisens desenvolvidos nas próprias rochas graníticas, por processos autometassomáticos (Scherba, 1970). Os corpos de

greisens apresentam formatos e dimensões variáveis: veios com bolsões associados (Figura 13), lentes e bossas são os mais comuns (Scherba, 1970).

Figura 15 - Aspectos da variação composicional e textural dos veios de greisenização. Notar variação do granito até os veios. Fonte: Scherba (1970)

De acordo com Scherba (1970), as sequências de eventos incluem três fases, uma alcalina precoce, uma de greisenização e outra de veios mineralizados. Smirnov (1976) subdivide a sequência de transformações mineralógicas relacionado a endogreisen em uma fase progressiva e outra fase regressiva, em resposta à variações de temperatura e pH. Em endogreisens os primeiros estágios típicos são caracterizados por metassomatismo alcalino, na qual a albitização tem um papel importante. Em geral, os sistemas de greisen evoluem através da diminuição da razão $\text{alcali} / \text{H}^+$, resultando na desestabilização de micas, feldspato potássico e plagioclásio, substituídos por quartzo e muscovita. Em alguns casos pode ser formada muscovita em grande quantidade, normalmente preenchendo fraturas. Em geral as micas formadas pelos fluidos são siderofilita de lítio, protolitionita, zinnwaldita e lepidolita (Kinnaird 1985). A silicificação normalmente ocorre durante e após greisenização, pela intensa cristalização de quartzo. Muscovita caracteristicamente substitui feldspatos e biotita, liberando metais no sistema como mostram as reações a seguir (assumindo Al imóvel):

Nas rochas graníticas, os principais minerais que carregam metais raros são os plagioclásios (60-70%), as micas (10-20%), feldspatos alcalinos, quartzo e minerais acessórios, os quais são progressivamente transformados pela alteração durante os processos metassomáticos. A extração de W, Mo, Sn, Be e outros elementos destas fases é facilitada pela presença de F, Cl, B que se combinam com estes metais formando complexos halogênicos. Mesmo os vapores da água são capazes de extrair metais, por exemplo, cerca de 50-80% do total de Pb, Be, Cu, Ti e também uma parte de Si, Al, Na; sendo esta capacidade superior durante o processo de greisenização (Scherba, 1970).

Taylor (1979) comentou sobre o conteúdo Sn em granitos estaníferos (titanita 230-260 ppm, ilmenita 15-80 ppm, biotita 50-500 ppm), e que, de acordo com Eugster (1984), pode conter até ilmenita com até 1000 ppm de Sn, 100 ppm de Mo, 60 ppm de W, e 1000 ppm de Nb, além de biotita com 1000 ppm de Sn, 10 ppm de W, 60 ppm de Mo e 100 ppm de Nb. Eugster (1984) e Barsukov (1957) afirmam que a conversão de biotita em muscovita é de fundamental importância para a gênese de depósitos de Sn-W, isso porque os dois minerais apresentam relativa afinidade com Sn, W, e Mo dentre outros. A saída desses elementos a partir da estrutura de micas para formar minérios é evidenciada pela presença de sulfeto e óxido na clivagem e/ou nas microfraturas desses minerais em granitos greisenizados. Taylor (1979) explica por meio de um granito greisenizado na Nova Zelândia (Pirajno 1982, 1985) que as zonas inferiores dos sistemas estaníferos das rochas alteradas devem ser empobrecidas em Sn.

A relação estrutural entre a cúpula de greisenização e a rocha encaixante, e seu grau de fraturamento, determinam o tipo de sistema de endo-exogreisen. A cúpula de greisenização alojada em sequências sedimentares contendo rochas pelíticas e psamíticas vai provocar uma auréola de metamorfismo de contato, identificável pela presença de biotita porfiroblástica e, mais próximo dos contatos, cordierita (Pirajno, 1992). Greisenização imprime assembléias minerais hidrotermais em muito dos casos caracterizado pela nucleação de muscovita, albita e localmente turmalina. Quartzo-sericita, albita e adulária, podem ocorrer ao longo de fraturas, associados a veios de quartzo com sulfetos e/ou óxidos (calcopirita, pirita, cassiterita, wolframita, scheelita, arsenopirita, molibdenita, etc.) Algumas assembléias minerais geradas durante greisenização de rochas graníticas estão listadas na tabela 1.

Rocha Precursora	Assembléia - Greisen
Plagioclásio Granito Porfírico	Clorita, fluorita, quartzo, Li-Fe siderofilita
Biotita Pertita Granito	Clorita, quartzo, siderofilita-protolitionita
Biotita Granito Albitizado	Sericita, Fluorita, Siderofilita-Lepidolita, topázio, Criolita
Albitito	Fluorita, Criolita, Siderofilita-Zinnwaldita-Lepidolita, Topázio, Montmorilonita
Microclinito	Li-Siderofilita-Lepidolita, Clorita, Quartzo, Caulinita

Tabela 1 - Paragênesees formadas a partir de diversos tipos de rocha. Pirajno (1992)

Os produtos de greisenização de rochas máficas são clorita-talco, flogopita-actinolita, quartzo-plagioclásio e quartzo-muscovita. Embora skarns típicos estejam associados aos sistemas do tipo pórfiro, alguns são espacialmente e geneticamente associados com greisenização (Rose e Burt, 1979). As soluções dos greisens são neutralizadas quando entram em contato com carbonatos, formando-se fluorita e topázio pela reação de Ca e Al com as espécies aniônicas (F, OH).

No esquema de Pollard (1983), a alteração potássica ocorre como resultado da separação de fluidos a partir de um magma granítico residual, o que leva ao aumento da concentração de sódio no magma, e que geralmente está associada a teores de F algo elevados.

Pegmatitos podem se formar no topo das cúpulas de granito ou associadas a veios ou bolsões, e a sua relação com os fluidos greisenizantes é pouco compreendida, porém em muitos casos, o material pegmatítico encontra-se alterado pelo processo, portanto, deve-se assumir que sua formação se dá num período magmático tardio, antes dos metassomatismos alcalinos e greisenização.

O enriquecimento em Na e F implica em processos de albitização principalmente nas zonas superiores das cúpulas e ao longo de fraturas, e a possível cristalização de albititos. Greisenização segue essa fase sódica (Figura 14), com fluidos hidrotermais caracterizados por maiores atividades de H^+ e de HF. A sílica liberada nesse processo pode formar precipitados granulares e agregados de quartzo assim como veios correspondendo ao processo de silicificação.

Figura 14 - Esquema da sucessão de eventos que levam a greisenização. (Pollard, 1983)

As segundas fases de metassomatismo alcalino podem ocorrer, tal como indicado pela substituição de minerais formadores de greisen (por exemplo, topázio, muscovita) por albita e novos crescimentos de K-feldspato com ausência de pertitas (Pollard, 1983). A pós-greisenização é geralmente relacionada à maior atividade hidrotermal com aumento do metassomatismo de H^+ , onde águas meteóricas podem desempenhar um papel substancial. Esta atividade leva a formação de assembléia quartzo-sericítica, além de ilita, clorita, caulinita, e carbonatos.

Estudos de inclusões fluidas de depósitos tipo greisen geralmente confirmam a origem magmática dos fluidos hidrotermais, embora alguns casos apontem para mistura com águas meteóricas. De acordo com o tipo de depósito de greisen, a natureza dos fluidos em relação a temperatura e salinidade varia de elevada (600-400°C e > 40% em peso equivalente de NaCl), até baixa (cerca de 200°C e 10-15% em peso equivalente de NaCl) (Roedder, 1984)

Burt (1981) estudou o equilíbrio mineral no sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-F_2O$, em termos de atividades de HF (acidez) e KF (salinidade). A exsolução de uma fase fluida supercrítica, e sua respectiva movimentação e evolução marca o início da atividade magmática-hidrotermal em um sistema granítico. Um aumento na atividade HF traz uma tendência de peraluminosidade no magma, e aumento do metassomatismo de H^+ (greisenização) nos fluidos hidrotermais. O contrário é obtido através do aumento da salinidade durante o qual existe um aumento na peralcalinidade do magma e no metassomatismo alcalino.

Burt (1981) mostra que o conteúdo de anortita do plagioclásio e de outras fases cálcicas diminui ou se torna instável com o aumento no conteúdo de F do sistema, tornando assim, disponível, para formação de fluorita.

4.5.1. Variações texturais

Depósitos hidrotermais de Cu e Sn formam parte de um espectro (CuPbZn – MoSbBi- SnW) em rochas ígneas félsicas. Este espectro é em parte relacionado ao aumento da “felsicidade” de rochas magmáticas parentais. De fato é altamente aceito que Sn e outros elementos raros com W, Li, B, F e Be devem seu enriquecimento à diferenciação, uma vez que o elemento passa a tornar-se mais abundante nas fases finais de líquidos. O estanho geralmente está envolvido com o escape de voláteis e imiscibilidade de fluidos que causam mineralização epigenética. Já o cobre apresenta mineralização associada com rochas menos diferenciadas e é comumente precipitado a partir de fluídos hidrotermais (Badhan1982).

Graus de alteração hidrotermal de rochas graníticas têm sido bastantes estudadas e algumas ferramentas como a petrografia podem ser de grande valia, conforme sugerido por Pijkekamp 1982, este autor examinou cerca de 11000 exames de seções delgadas e conseguiu descrever grupos pelo grau de metassomatismo e pelo grau de novas fases minerais cristalizadas verificando suas texturas e inter-relações (Tabela 2).

Tabela 2 - Modificações de texturas e principais alterações minerais.

Grau de alteração	Tipo de mudança na mineralogia original	
	Texturas	Mineralogia
Ausente a moderado	Granular Euhedral, subheudral Pouco granoblástica Mosaico	Sericita, saussurita, kaolinita < 1/3 Lâmelas/hospedeiro pertita: < 1/4 Alteração de biotita: < 1/4 Exsolução de minerais opacos na biotita: poucos grãos dispersos
Moderado a forte	Anhedral Contatos lobados Moderadamente cristaloblástica Pouco poiquiloblástica	Sericita, saussurita, kaolinita: 1/3 a 2/3 Lâmelas/hospedeiro pertita: 1/4 a 1/2 Alteração de biotita: 1/4 a 1/2 Exsolução de minerais opacos na biotita: poucos grãos dispersos ou pequenas concentrações
Muito Forte	Simplectítica Amebóide Suturado Poiquiloblástico Cristaloblástico Pseudomorfo	Sericita, saussurita > 2/3 Substituição de mais 50% de pertitas Alteração de biotita: > 1/2 Exsolução de minerais opacos na biotita: consideráveis grãos dispersos e grandes concentrações locais

4.6. Cristaloquímica de Micas

4.6.1 Introdução

Minerais micáceos são os minerais hidratados mais importantes da crosta terrestre, e estão presentes em boa parte de rochas ígneas e metamórficas e são identificadas em processos geradores de fusão parcial até transformações pós-magmáticas hidrotermais.

Apresentam uma grande gama de composições que variam principalmente pelas proporções presentes de Fe, Mg, Al e Li e outros elementos menores e traços no sítio octaédrico da sua estrutura cristaloquímica.

As micas são bastante utilizadas para descrever as trajetórias de evolução magmática e hidrotermal, já que suas variações composicionais indicam as condições de cristalização em sistemas graníticos como temperatura, fugacidades de oxigênio, água e halogênios, além de serem minerais com importantes isótopos radiogênicos.

A classificação de micas proposta por Forster em 1960 é ainda uma das principais bases dos estudos realizados vinculados ao assunto, e vem sendo complementada por meio da compilação de dados analíticos de diversas ocorrências do mundo todo. Tais esforços possibilitaram a elaboração de estimativas para alguns elementos que exibem certas dificuldades analíticas como no caso do lítio em microsonda eletrônica.

O valor de Li é muito importante para classificação e caracterização de micas associadas a hidrotermalismo como a greisenização, que gera profundas alterações químicas nas rochas graníticas, sendo as micas produtos desse processo.

4.6.2 Biotitas

As biotitas são os minerais micáceos mais abundantes e ocorrem numa grande variedade de rochas, seja como mineral essencial, acessório e secundário em rochas ígneas plutônicas e vulcânicas de origem crustal, em porções do manto peridotítico enriquecido em K_2O e H_2O , na maior parte das rochas metamórficas acima da zona desse mineral e em alterações hidrotermais potássicas (Deer et al 2003).

Biotita e muscovita, as micas mais comuns, são separadas entre si pelos aspectos estruturais (tri e dioctaédricas), composição e nomenclatura. Biotita é uma mica trioctaédrica ferromagnesiana máfica, e muscovita uma mica incolor dioctaédrica aluminosa. A série das biotitas (Figura 15) compreende as micas trioctaédricas com composições que variam entre, ou próximo das séries flogopita ($KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$) -

annita ($\text{KFe}^{+2}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), e eastonita ($\text{KMg}_2\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) – siderofilita ($\text{KFe}^{+2}_2\text{AlAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) (Rieder et al 1998).

Figura 65 - Exemplo de composições de Biotita projetadas no quadrilátero flogopita-annita-siderofilita-eastonita. Amostras da região de Arégos, Portugal (Albuquerque, 1973). Notar diferenças da quantidade de Al nas diferentes paragéneses minerais. Extraído de Deer *et al* 2003.

A composição química da biotita é muito mais complexa que a da muscovita. Variações de elementos maiores ocorrem para Mg, Fe^{+2} , Fe^{+3} , Al, Ti, K, Na, Ca, OH, F e Cl e as composições nem sempre respeitam os limites do plano definido por flogopita-annita-eastonita-siderofilita. Sua estrutura é definida pelo arranjo de folhas tetraédricas e octaédricas em configuração do tipo *t-o-t* com a presença de um cátion interlamelar unindo outro arranjo do tipo *t-o-t*.

A =camada interlamelar = K = Na, Ca, Ba, Rb, Cs, □

R = posição octaédrica = Mg = Fe^{+2} , Al, Fe^{+3} , Mn, Li, Ti

T= posição tetraédrica = (AlSi_3) = Al, Si

X= ânions = OH = F, Cl

Devido à complexidade da estrutura das biotitas e suas diversas condições P-T-X, parte dessas substituições pode ocorrer de forma simples, porém a maior parte dos mecanismos de substituições envolve duas ou mais trocas acopladas.

Substituições

Cátions interlamelares

Esse sítio é ocupado preferencialmente por potássio, porém outros elementos podem desempenhar papel importante como Na, Ca, Rb, H_3O^+ , Cs, Sr, e NH_4^+ , além de vacâncias (Deer et al, 2003). As principais substituições se dão por Na (acima de 20 %) e Ca (acima de 10% em rochas metamórficas e em torno de 27% em rochas ígneas).

Sítio octaédrico

Análises de biotitas das principais rochas ígneas e metamórficas demonstram que a soma de cátions presentes na posição octaédrica varia entre 2,7 e 2,9 c.p.f.u e apresentam valores ainda menores para micas ricas em Ba e Al (Deer et al 2003). Isso se deve à solução sólida trioctaédrica-dioctaédrica através da substituição de cátions do tipo $2\text{R}^{+3} + {}^{[6]}\square = 3\text{R}^{+2}$ (Foster 1960).

A solução sólida entre Mg e Fe parece estender-se do membro final flogopita até quase o membro final annita, porém Eugster & Wones, 1962 demonstraram experimentalmente que a annita pura seria menos estável que a flogopita pura. Hazen & Wones (1972) sugeriram que a composição da annita natural seria limitada pelas seguintes proporções em peso: 32% de FeO, 3,1 % de Fe_2O_3 e 3,6% de TiO_2 para compensação do desequilíbrio entre os sítios octaédricos e tetraédricos. Estudos recentes demonstraram que o *end member* annita é instável e não pode ser sintetizada (Redhammer et al 2000). Na annita natural empobrecida em Mg, o tamanho do cátion octaédrico é reduzido abaixo do valor crítico pela inserção de Fe^{+3} e Ti^{+4} nos sítios octaédricos.

Outros elementos como Ti, Al, Fe^{+3} , Li serão abordados em tópicos posteriores.

Sítio tetraédrico

Esse sítio é preferencialmente ocupado pela sílica com quantidades de alumínio tetraédrico usualmente menor que 1,5 cpf.u. Havendo deficiência de Al para completar o sítio tetraédrico, o complemento será dado pelas moléculas de titânio que geralmente ocupam a posição octaédrica (Thompson et. al. 1997). Entretanto há poucos exemplos de Ti ocupando essa posição. Através de espectroscopia mossbauer constatou-se que Fe^{+3} pode substituir também o Al, representando a solução sólida entre tetra-ferriflogopita e tetra-ferrianita. Biotita com Li em zonas de greisen podem ter

um significativo excesso de Si o que reflete a incorporação de Li pela substituição do tipo $[2\text{Li} + {}^{[6]}\text{Al} + \text{Si} = 3\text{R}^{+2} + {}^{[4]}\text{Al}]$ (Deer et al 2003).

Posição aniônica

O conteúdo de H_2O é extremamente variável, onde baixas quantidades costumam representar substituição por halógenos ou desidroxilação através da perda de água e a substituição oxianita ($\text{Fe}^{3+} + \text{O} = \text{Fe}^{2+} + \text{OH}$), onde as altas quantidades provavelmente refletem água absorvida (H_2O^-) e substituição de K por H_3O^+ na posição interlamelar. A substituição de hidroxilas por halógenos nas micas é governada por um número independente de fatores, os mais importantes são: atividade do halógeno durante a cristalização; a população de cátions no sítio octaédrico; temperatura e os efeitos, se houverem, de pós cristalização ou enriquecimento através de fluidos hidrotermais ou água meteórica.

Mecanismos de substituição

Diversos esquemas têm sido propostos para a incorporação de elementos maiores e menores em micas. Por causa da complexidade química das biotitas e a dificuldade em se obter análises químicas precisas, por exemplo, dados de H, Fe^{3+} e Li, este é um tópico de contínua discussão. Dados experimentais demonstraram que a substituição tschermakítica do Ti pode ser dominante tanto em flogopita quanto na annita e a vacância do Ti pode ser dominante em ambas, porém em conjunção de outras substituições (Tronnes *et. al.* 1985).

Foster (1960) sugeriu dois mecanismos principais para incorporação de cátions trivalentes no sítio octaédrico sendo a principal a do tipo Tschermak $[\text{R}^{3+} + \text{Al}^{[4]} = \text{R}^{+2} + \text{Si}]$ e a substituição com vacância $[2\text{R}^{+3} + {}^{[6]}\square = 3\text{R}^{+2}]$. Estes mecanismos são muito importantes na caracterização da oxidação da biotita.

Composições de biotitas e implicações petrológicas: exemplos

As composições de biotitas são de grande valia para a caracterização e classificação de rochas ígneas em diversos aspectos, tanto genéticos quanto tectônicos ou até mesmo para a demonstração de trajetórias evolutivas durante a cristalização magmática. O trabalho pioneiro de Heinrich (1946) já compilava dados de diversas análises desse mineral em diversos tipos de rochas ígneas como representado na figura 16.

Figura 16 - Variação de composição química em diferentes tipos de rochas. Extraído de Deer et al 2003.

Outra aplicação notável é a variação das composições de biotitas quando encontradas em diferentes paragêneses minerais, como representado na figura 17. Notar variações para biotitas de granitos peraluminosos associados com muscovita e topázio; granitos metaluminosos com hornblenda e piroxênio; e rochas onde biotita ocorre sozinha como máfico principal.

Figura 17 - Diagrama triangular MgO - FeO - Al_2O_3 com biotitas de composições de rochas ígneas (Nockolds, 1947). Extraído de Deer et al 2003.

De forma análoga, Abdel Rahman (1994), utilizou as variações composicionais para subdivisão de ambientes tectônicos, distinguindo as associações anorogênicas, cálcio-alcalinas e peraluminosas, conforme figura 18.

Figura 18 - Campos distintivos para biotitas de rochas graníticas anorogênicas (A); cálcio-alcalinas (C) e peraluminosas (P). (Abdel-Rahman, 1994). Extraído de Deer et al 2003.

4.6.3 Micas litiníferas

As micas de lítio compreendem as séries minerais da lepidolita e da zinnwaldita, além de minerais como a trilionita ($\text{KLi}_{1.5}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}\text{F}_2$) e a polilitionita ($\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$), e outras micas bastante raras como a masumolita e tainiolita (Deer et al 2003, Tischendorf et al 1997, 2001).

Micas ricas em lítio estão associadas com granitos bastante evoluídos, assim como aplitos e pegmatitos. Comumente, são produtos dos estágios finais de cristalização, representando alto grau de fracionamento de magmas graníticos.

Lepidolita ocorre predominantemente em pegmatitos em associação com outros minerais de lítio como a elbaíta (turmalina com Li), topázio e berilo e veios hidrotermais mineralizados a Sn. Zinnwaldita, similarmente está associada a magmas bastante evoluídos, concentrada principalmente em porções hidrotermalizadas associadas com cassiterita, topázio, turmalina e fluorita, geralmente ocorre em granitos associados a metais raros e *greisens* (Deer et al 2003, Tischendorf et al 1997, 2001).

É uma classe de minerais que tem a sua investigação dificultada pela incerteza quanto às quantidades de Li, principalmente em análises por microsonda eletrônica devido à leveza relativa do lítio. Mesmo assim, a divisão primária entre a série da

zinnwaldita e da lepidolita parece funcionar relativamente bem, embora estudos mais aprofundados sobre petrogênese não apresentem muito sucesso.

Rieder et al 1998 adotou uma classificação, que caracteriza a lepidolita como uma mica trioctaédrica de coloração clara que situa-se próxima da série entre trilitionita e polilitionita, e zinnwaldita também como mica trioctaédrica, próxima da série entre siderofilita e polilitionita (Figura 20). Podem ser representadas esquematicamente, pelas fórmulas $\text{KLi}_{1.5+x}\text{Al}_{1.5-x}[\text{Al}_{1-2x}\text{Si}_{3+2x}\text{O}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$ com um $x = 0 - 0,5$ e $\text{KLi}_{2y}\text{Fe}^{+2}_{2-2y}\text{Al}[\text{Al}_{2-2y}\text{Si}_{2+2y}\text{O}_{10}](\text{F},\text{OH})_2$ com $y = 0 - 1$, respectivamente. Valendo ressaltar que essas soluções sólidas naturais são algo mais complexas que essas generalizações. Apesar das composições de muscovitas de lítio geralmente seguirem a substituição ideal $[3 \text{ Li} = {}^{[6]}\text{Al} + 2 {}^{[6]}\square]$, poucas lepidolitas parecem plotar entre a série poli-trilitionita (Figura 21). Para a zinnwaldita, a principal substituição parece ser $[3 \text{ Li} + {}^{[6]}\text{Al} + 2 \text{ Si} = 4 \text{ Fe}^{+2} + 2 \text{ Al}^{[4]}]$ (Sun & Yu, 2000)

Figura 19 - Diagrama ternário para plotagem de micas enriquecidas em lítio. (Foster, 1960 adaptado por Rieder 1998). $R^{+2} = (\text{Fe}^{+2}, \text{Mn}, \text{Mg})$; $R^{+3} = (\text{Al}, \text{Fe}^{+3})$

Figura 20 - Diagrama com a relação entre Li e Al ^[6] e suas respectivas razões com composições de muscovita de Li e lepidolita. Li:Al = 2:1 corresponde a substituição $2\text{Li} + \text{Si} = \text{Al}^{[6]} + \square^{[6]} + \text{Al}^{[4]}$ e Li:Al = 3:1 corresponde a $3\text{Li} = \text{Al}^{[6]} + 2\square^{[6]}$. (Foster, 1960). Extraído de Deer et al 2003.

Estimativas de Li

Uma característica fundamental das micas estáveis em rochas tardi- a pós-magmáticas associadas ao magmatismo granítico, particularmente no caso de greisens, é o conteúdo muito significativo de Li, um elemento que, devido ao seu número atômico muito baixo, não pode ser quantificado em microsonda eletrônica. Por outro lado, este elemento é essencial, não somente para a classificação, mas também para a compreensão da evolução química destes minerais nestes ambientes.

Para minimizar este problema, diversas publicações têm sugerido métodos para estimar a quantidade de Li através de dados obtidos em microsonda eletrônica.

Tischendorf et al. (1997) propõe uma equação para estimativa do conteúdo de Li₂O a partir dos teores de SiO₂, sendo a formulação baseada em correlações observadas para um número significativo de amostras de ocorrências clássicas e somente válida para micas com valores de SiO₂ > 34 % e MgO < 6% (em peso). A fórmula proposta pelos autores é:

$$\text{Li}_2\text{O} = (0.289 \text{ SiO}_2) - 9.658 \text{ com } R^2 = 0.912, n = 232$$

A confiabilidade estatística do método parece ser muito boa e conforme demonstrado por Tindle e Webb (1990), a correlação entre Li₂O e SiO₂ pode ser bastante linear (Figura 22a), assim como a correlação entre Li₂O e F (Figura 22b).

Stone (2000) sugere que a partir de algumas análises da molécula de Li de micas para uma dada suíte, seria possível criar equações próprias para a respectiva suíte, o que diminuiria possíveis discrepâncias oriundas das diferenças das províncias petrográficas e dos laboratórios

Figura 21 –A) Forte correlação entre Li_2O e SiO_2 , pontos escuros representam série zinnwaldita-lepidolita e pontos claros, à serie das muscovitas de Li. B) Correlação entre Li_2O e F. Extraído de Deer et al 2003.

4.6.4. Elementos menores e traços na composição de micas trioctaédricas

Devido à complexa estrutura cristalina das micas trioctaédricas, elas podem incorporar um grande número de elementos de diferentes tamanhos e cargas através de diversas substituições isomórficas. Muitos deles ocorrem em quantidades pouco expressíveis (poucos ppm). Sobre certas condições, elementos como F, Li, Mn e Zn podem variar de pouca porcentagem em peso para valores em torno de 20%. Micas são bastante úteis como monitores das condições do ambiente físico químicos onde elas se cristalizaram assim como do potencial metalogenético. (Cerny & Burt, 1984). Além disso, são bastante utilizadas para identificação da natureza de granitos (Nachit et al 1985).

As composições de mica são dependentes de diversos fatores como parâmetros físicos e químicos dos cristais além de fatores externos como temperatura, pressão, fugacidade de O_2 , F e Cl, composição de rocha total e paragêneses minerais. Sendo muito difícil atribuir quais os fatores com maior influência (Tischendorf et al 2001).

No passado, as análises de elementos menores e traços eram realizados por separação mineral, porém tais dados podem sofrer alguns problemas. Eles podem não ser representativos, pois mais de uma geração de micas pode estar presente em uma mesma amostra, além de zoneamento composicional, intercrescimentos, sobrecrescimentos e inclusões de outros minerais podem afetar os resultados. Por

exemplo, inclusões de zircão elevariam os níveis de Zr e Hf. Sendo assim, as análises pontuais demonstram uma maior precisão isento desse tipo de interferência (Tischendorf et al 2001).

Titânio

As concentrações do óxido de titânio nas micas trioctaédricas variam de três ordens de magnitude (0,01 a 10%). As maiores quantidades de TiO_2 são apresentadas por biotitas ferromagnesianas e os valores mais baixos são em micas enriquecidas em lítio (Tischendorf et al. 2001).

Estanho

As concentrações de estanho nas micas de rochas ígneas alcalinas, rochas metamórficas e rochas máficas com origem mantélica são pouco conhecidas.

Estudos recentes demonstram o comportamento do Sn nas micas em rochas intermediárias a félsicas, cálcio-alcalinas a peraluminosas de tipo I e S. Nessas rochas a quantidade de SnO_2 aumenta sistematicamente de Mg biotita para zinnwaldita em mais de três ordens de magnitude, de 5 a 2000 ppm. Lepidolita de pegmatitos é geralmente menos enriquecida em Sn que zinnwaldita de granitos altamente fracionados com alto potencial para gerar depósitos de estanho (Barsukov e Pavlenko, 1956). Ocorrências conhecidas de micas particularmente ricas em Sn são em siderofilita e zinnwaldita de granitos do tipo A (Gryazev et al, 1985) e ferro-biotita (Tischendorf et al, 1999b).

Escândio

Pouco é conhecido sobre a distribuição do Sc nas micas dioctaédricas. Geralmente os menores valores são encontrados em flogopita e lepidolita. Li-mica e biotita de granitos do tipo A pós colisionais contém micas que são ricas neste elemento (Tischendorf et al, 1999b).

Vanádio

A distribuição do vanádio é bem semelhante à distribuição do titânio. Os membros mais ricos nesse elemento ocorrem em greisens de granitos do tipo A de Bom Futuro, Rondônia – Brasil (Lowell e Ahl, 2000). As outras ocorrências significativas são associadas a rochas máficas alcalinas mantoderivadas.

Crômio

A distribuição do Cr_2O_3 é caracterizada por uma queda linear na concentração de flogopita para lepidolita, geralmente associadas com rochas menos evoluídas. (Tischendorf et al 2001)

Gálio e Manganês

O conteúdo de gálio é similar ao estanho, contudo com uma variabilidade menor. Concentrações fora do normal são descritas em lepidolitas e siderofilas de pegmatitos de granitos anorogênicos do proterozóico no Colorado (Foord et al, 1995).

A distribuição do manganês é similar a do Ga e Sn, mas sua abundância excede a desses elementos em três ordens de magnitude. As Mn-micas são de ocorrência ampla e estão associadas com pegmatitos peraluminosos do tipo S (Stern et al, 1986); Mg-biotita a protolitionita de granitos e sienitos do tipo A, associadas a rochas metassomáticas e depósitos de minério; além de ocorrer em Mn-skarns. (Tischendorf et al 2001)

Níquel

A distribuição do Níquel apresenta um crescimento sistemático de NiO da lepidolita para flogopita. Pode estar associado a protolitionita e lepidolita junto a pegmatitos e greisens (Loewell e Ahl, 2000).

Zinco

O zinco pertence ao grupo dos elementos que o conteúdo não é relacionado a composição das micas. A concentração de ZnO é relativamente baixa e varia entre 100 a 2000 ppm. Enriquecimentos em Zn também são observados em biotitas de ferro a protolitionitas de algumas ocorrências de tipo A (Sobachenko et al, 1989).

Estrôncio

O comportamento do estrôncio é diferente dos demais elementos considerados no estudo. Os menores valores estão em siderofilas de ferro-biotita (10 ppm). Valores na ordem de 50 ppm são encontrados em Li e Mg micas, sendo este último o que apresenta os maiores valores (Tischendorf et al 2001).

Bário

A variabilidade do bário é bem grande e alcança seis ordens de magnitude, de 1 ppm a 20%. Micas relativamente ricas em bário podem ser encontradas em

zinnwaldita a lepidolita de pegmatitos e greisens, principalmente em granitos de tipo A. (Stern et al, 1986).

Rubídio

A quantidade de Rubídio aumenta continuamente da flogopita para lepidolita (de 0,5 % a 1,2%, em média). Os dois principais grupos que apresentam membros enriquecidos em Rb são Mg-biotita a Lepidolita de endo e exocontato de pegmatitos, aplitos, greisens e granitos evoluídos (Neiva, 1987).

Flúor

As quantidades de flúor variam em três ordens de magnitude (de 0,01 a 10%). Altos valores de flúor são observados em zinnwaldita e lepidolita, mas flogopita também pode apresentar enriquecimento em F (Tischendorf et al 2001).

Considerações sobre elementos menores e traços

Micas trioctaédricas são capazes de substituir elementos menores e traço em diferentes concentrações. Os elementos como Zn e Mn usualmente ocorrem em proporções de ppm, mas podem ser enriquecidos em níveis substanciais que geram espécies separadas, como a Hedrickita (Zn e Massutomilita).

Para micas crescendo de um magma o grau de fracionamento, assim como a sua natureza (crustal ou mantélico) governam a distribuição dos elementos traços.

Granitos e pegmatitos de fontes crustais altamente fracionadas irão favorecer a produção de micas com Rb-Cs-F-Sn (Forster et al, 1999). Estágios tardios de magmas manto derivados podem gerar micas ricas em magnésio, assim como altos valores de Ba e Ti (Barnett et al, 1984).

Processos envolvendo fluido-rocha parecem ser responsáveis pela produção de micas com composições extraordinárias. Fluidos podem facilitar a troca de matéria entre xenólitos e enclaves durante sua interação (Zhang et al, 1993).

Outra fonte para composições extremas em micas envolvem líquidos graníticos e pegmatíticos que interagem extensivamente com a rocha encaixante. Durante o escape de fluidos residuais e pegmatíticos nas encaixantes, ou no próprio corpo granítico-pegmatítico, por exemplo, um pegmatito rico em Li e ETR em rochas ricas em magnésio, tanto ígneas como sedimentares. O fundido contém elevadas abundâncias de F, Rb, Cs, Sn e outros elementos incompatíveis, enquanto a encaixante tem V, Cr, Ba, Ni, Co, Zn e outros, facilitando a geração de uma grande variedade composicional de micas.

4.6.5. Classificação de micas de granitos especializados e rochas associadas

A classificação convencional de micas di-octaédricas e tri-octaédricas de rochas graníticas, por exemplo a classificação das biotitas baseada nos conteúdos das moléculas de siderofilita, annita, flogopita (e.g., Deer et al., 2003) não é de grande valia para as variedades presentes em granitos especializados e rochas tardi- a pós-magmáticas associadas (e.g., Tischendorf et al., 1997), particularmente pela não consideração de Li, que pode aparecer em conteúdos catiônicos muito significativos.

O primeiro diagrama, proposto por Tischendorf et al. (1997) é representado na Figura 8, em que as micas são classificadas de acordo com os parâmetros catiônicos Feal ($\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Mn} + \text{Ti} - \text{Al}^{\text{VI}}$) e Mgli ($\text{Mg} - \text{Li}$) (Figura 22). O segundo, criado por Tischendorf et al. (2004) propõe uma classificação geral para as micas potássicas e corresponde a uma otimização do primeiro (Figura 23) e é baseada nos *end members* propostos pela IMA (*International Mineralogical Association*) com alguns membros sugeridos pelo autor. Baseia-se nos parâmetros feal e mgli, este diagrama entretanto apresenta poder discriminatório mais reduzido em relação ao primeiro.

Figura 22 - Diagrama de classificação das micas baseado nos valores de FeAl ($\text{Fe}^{\text{T}} + \text{Mn} + \text{Li} - \text{Al}^{\text{VI}}$) e Mgli ($\text{Mg} - \text{Li}$). Valores baseados nas proporções catiônicas para 22 oxigênios. Tischendorf et al 1997 .

Figura 23 - Diagrama com os principais campos composicionais e as principais séries de solução sólida das micas propostas pela IMA. Verificar o menor número de campos de classificação. Tischendorf et al 2004.

5. Geologia Local

5.1 Pluton Desemborque

A área de exposição do plúton apresenta intensa cobertura vegetal (Mata Atlântica) e relevos íngremes e escarpados que dificultam o acesso ao interior do corpo (Figura 24).

Figura 24 - Vista de NE para SW do Pluton Desemborque. Notar a topografia acidentada e o marcado contraste topográfico entre as rochas graníticas e as rochas encaixantes metamórficas da Formação Turvo Cajati e Complexo Atuba, e a grande densidade de vegetação, particularmente nas áreas mais elevadas. Fonte: Cláudio Estaiano - Prominer Projetos Ltda.

O Granito Desemborque encontra-se inserido integralmente na Folha Rio Guaraú, na escala 1:50.000, possuindo uma área aflorante de aproximadamente 50 km².

Os trabalhos concentraram-se na borda nordeste e na vertente leste do pluton (Anexo 1 – Mapa de Pontos) onde de se encontram as melhores exposições do granito, ocorrendo sob a forma de matacões, lajedos e pedreiras abandonadas, assim como nas margens do Rio Guaraú. Subordinadamente, alguns perfis foram levantados na região central do maciço, já na vertente oeste, poucos pontos foram investigados devido as dificuldades já consideradas e a grandes depósitos de talus (Castro, 2007).

Em imagens de aerogamaespectrometria (CPRM, 2014), observa-se que o granito Desemborque apresenta teores de tório mais elevados acima 16 ppm (Vasconcelos et al 1999; Castro, 2007) enquanto os domínios centrais e sul do maciço (representados pela Unidade Azeite) apresentam-se com teores médios de tório entre 9-16 ppm. Essa anomalia radiométrica permite vislumbrar o formato circular desse pluton (Figura 25) e remete ao seu aspecto intrusivo, diferentemente da Unidade

Azeite, que apresenta disposição mais alongada, como que condicionada estruturalmente.

Figura 75 - Imagem de aerogaespectrometria. Notar formato circular do pluton Desembarque. Extraído de CPRM (2014).

Predominantemente, encontra-se intrudindo os gnaisses bandados (Figura 26) de composição granodiorítica a tonalítica do complexo Atuba (Anexo 1 – Mapa Geológico). No extremo NE, seu contato é intrusivo com a sequência metassedimentar da Formação Turivo Cajati, que nesse trecho são caracterizados por filitos prateados (Figura 32), também é observada uma fina lente dessa litologia na porção oeste do pluton (Anexo 1 – Mapa Geológico).

O contato com as rochas do granito Azeite são francamente tectônicos (Vasconcelos et al 1999; Castro, 2007), o que permite individualizar os dois corpos graníticos presentes, demonstrando que se tratam de gêneses distintas, corroboradas além dos aspectos texturais e composicionais, também pelos diferentes estados de oxidação (Garcia, 2011). Dessa forma a denominação de unidades conforme descrito por Oliveira et al 1987, deve ser abandonada, tratando esses corpos individualmente.

Figura 26 - Aspecto geral de gnaisses do Complexo Atuba. Afloramento GUA-82.

De um modo geral suas rochas são hololeucocráticas ($< 5\% M$), de cor cinza clara, de granularidade, de média a fina e equigranulares (descrições mais detalhadas estão contidas no tópico posterior). Quando alterada, apresenta coloração esbranquiçada e por vezes, apresenta-se em tons mais amarelados e amarronzados claros, produto da alteração dos minerais máficos contidos do grau de concentração destes - na rocha. O solo resultante de sua alteração é geralmente areno-argiloso apresentando coloração igual ao da rocha alterada descrita acima.

Segundo Vasconcelos *et al.* (1999) diques de granito pórfiro são comuns no maciço e cortam tanto o granito quanto as rochas encaixantes. Possuem direções predominantes NW-N e tem geralmente, espessura métrica. Diversos sistemas de fraturas/falhas, também com direções NW-N, estão presentes no plúton.

5.2 Variedades Graníticas

5.2.1 Biotita Granito

Trata-se do litotipo predominante no maciço, e é definida aqui como biotita granito principal. São caracterizados como biotita leuco sienogranitos de estrutura maciça (localmente com alguma foliação associada à fluxo magmático) e textura equigranular, variações para fácies mais inequigranulares ou levemente porfíricas são encontradas com menor frequência.

Apresentam granularidades finas a médias e coloração branca acinzentada (Figura 27 a e b), localmente algumas variedades são avermelhadas (Figura 32a). Exibem, em geral, Índices de Cor (IC) entre 3 e 8%, sendo o mineral máfico principal a biotita, que ocorre na forma de cristais isolados ou agregados de poucos cristais intersticiais, comumente associada a cristais de quartzo. Apresenta-se com graus variáveis de alteração para clorita ou micas claras, incolores a esverdeadas.

Feldspato alcalino é o mineral félsico mais abundante, constituindo cerca de 40 a 50% em volume modal da rocha, sendo seguido por quartzo (25 - 35%), e plagioclásio entre (15 - 20 %).

Localmente estes granitos apresentam enclaves microgranulares félsicos com contornos arredondados e diâmetros entre 3 e 5 cm de composição granítica com IC entre 2 e 3% e teores algo mais elevados de plagioclásio (Figuras 27 d e e).

Em todas as abordagens de campo, nunca foram visualizados a presença de xenólitos das rochas encaixantes nesse granito.

Figura 27 - Imagens do biotita sienogranito predominante no Pluton Desembarque. -a) e b) Detalhe da facies predominante, notar a relativa homogeneidade, estrutura maciça e equigranularidade. Amostras GUA-02 e GUA-50A c) Mesmo granito, apresentando pontuações avermelhadas regularmente distribuídas, devidas à alteração hidrotermal (GUA - 21). d e e) Enclaves microgranulares félsicos; notar granulação mais fina e coloração mais acinzentada. Afloramentos GUA-50 e GUA-73.

Os trabalhos de campo efetuados sugerem que o biotita granito dominante apresenta-se em geral com estrutura mais homogênea e isótropa nas zonas centrais

do pluton. Estruturas de orientação por fluxo magmático, incipientes em geral, e estruturas de deformação de estado sólido, por cisalhamento (Figura 28), são mais frequentes nas bordas da intrusão. Da mesma forma, a incidência de falhas e fraturas parece ser mais acentuada nas bordas da intrusão. Estas últimas apresentam atitudes preferenciais NW e NS e mergulhos subverticais e encontram-se preenchidas por diques com espessuras que variam de decimétricas a métricas, compostas por granitos pórfiros, diabásios e ainda lamprófiros ultramáficos, estes últimos tipicamente muito mais jovens, mesozóicos (*cf.* a seguir).

Evidências da superimposição de processos tardi a pós-magmáticos e/ou alteração hidrotermal são observadas em maior ou menor grau na maioria dos afloramentos visitados do granito predominante. Incluem, além da presença relativamente abundante de clorita, coloração mais avermelhada do feldspato alcalino e um aspecto mosqueado típico, dado por pontuações avermelhadas e/ou acastanhadas (Figura 27c) associadas ao feldspato alcalino e/ou aos minerais máficos e que possivelmente inclui a formação de óxidos (*e.g.*, hematita) e/ou hidróxidos de Fe e/ou Mn. Em alguns afloramentos observa-se que estas características são por vezes associadas a presença de micro-fraturas na rocha hospedeira.

Figura 28 – Biotita granito principal foliado com presença de estruturas S-C muito bem marcadas por veios pouco espessos de quartzo praticamente puro. Afloramento GUA-80.

5.2.2 Biotita Granito Porfirítico

Essa variedade foi encontrada em único ponto no extremo SE do maciço (GUA-50), sendo possível observar contatos bruscos com a variedade mais típica. Pelo formato das seções expostas (somente em blocos) nota-se que se assemelham a

grandes bolsões ou grandes enclaves dentro da variedade predominante. Essa rocha apresenta granularidade relativamente mais grossa, muito bem marcada pelos seus fenocristais de feldspato alcalino e biotita (Figura 29), e uma forte coloração acinzentada e índices de cor mais altos entre 7 e 9 %. A relação entre fenocristais e matriz é relativamente pequena, chegando no máximo a trechos com razão 30/70. Exibe ainda estrutura maciça e em alguns pontos levemente orientada marcada pelos cristais de biotita e máficos.

Figura 29 - Granito porfirítico (à direita) em contato com a variedade típica do Pluton Desemborque. Notar aumento de granulometria, fenocristais e mudança de coloração. Afloramento GUA-50.

5.2.3 Granitos Pórfiros

Ocorrências de *stocks* de granitos pórfiros são localizadas no extremo SE ou preenchendo fraturas no interior, particularmente nas zonas marginais do Pluton Desemborque (Figura 30 c). São caracterizados por apresentar coloração rosada e estrutura maciça ou com leve orientação pelo alinhamento de fenocristais de feldspato alcalino e de quartzo, menos abundante, em matriz quartzo-feldspática muito fina com alguns minerais máficos indistintos.

Foram investigados dois *stocks* dessa litotipo, o primeiro exibe contato com a porção centro leste do granito Azeite (GUA-90) e outro com o Pluton Desemborque na porção SE do mesmo (GUA-12). Embora texturalmente semelhantes apresentam algumas diferenças, principalmente na razão entre fenocristais e matriz, o primeiro

stock exibe relação 55/45—com grande proporção de megacristais (~ 1 cm) de feldspato alcalino rosados e arredondados (alguns tem uma borda mais branca, similar as texturas rapakivi, cf. Figura 30a), e quartzo com típicas formato externo bipiramidal. A matriz quartzo-feldspática tem coloração creme rosada (Figura 31a). O outro *stock* tem uma razão menor entre fenocristais e matriz (35/65) e apresenta feldspatos mais esbranquiçados e menor volume de quartzo. A matriz é mais escura e apresenta-se manchada em tons de vermelho (Figura 30b).

Figura 30 – Aspectos texturais e de ocorrência de granitos pórfiros. a) Amostra de granito pórfiro com maior densidade de fenocristais. GUA-90 b) Granito pórfiro com matriz escura e manchas avermelhadas. GUA-50B c) Preenchimento de fratura por dique granito pórfiro. Afloramento GUA-79.

5.2.4 Microgranito

Nas rochas metassedimentares da Sequência Turvo Cajati, bem próximo ao contato com o Desemborque, foi encontrada uma rocha granítica em forma de dique e conectada a um pequeno bolsão (Figura 31). Essa rocha exibe estrutura maciça, granulação muito fina com textura de aspecto sacairodal ou aplítico. Na matriz é notável a presença de diminutos cristais de minerais máficos idiomórficos, que conferem um baixo índice de cor (2-3%) à rocha. Em alguns pontos, exibe uma coloração mais avermelhada devido a processos de alteração, esta provavelmente de origem superficial intempérica.

Figura 31 - Microgranito preenchendo fratura em filitos prateados da formação Turvo Cajati. Notar bolsão do material na porção inferior. Afloramento GUA-70.

5.2.5 Pegmatitos

Rochas pegmatíticas, com granulações grossas a muito grossas, ocorrem na forma de bolsões e/ou venulações com dimensões centimétricas a decimétricas em diversos dos afloramentos visitados (Figura 32c). Ocorrem tanto nas colorações vermelha ou brancas (Figura 32b), dependendo da coloração do feldspato alcalino.

Apresentam contatos bruscos como finas lentes invadindo o hospedeiro e se misturando com o biotita granito principal (Figura 32a), com um franco desenvolvimento de biotitas (IC $\approx$ 8 %) próximo a esses contatos, sugerindo aumento relativo na atividade de H_2O ; também nas zonas de contato, observam-se com

freqüência venulações finas, acinzentadas, preenchidas principalmente por micas verdes que sugerem fluxo de material do pegmatito para granito para o através de micro-fraturas.

Os constituintes principais são feldspato alcalino (2 - 3 cm) e quartzo (1 - 2,5 cm) que por vezes possuem inclusões escuras, não identificadas, e evidências de deformação leve. Em proporções menores aparecem cristais de plagioclásio (provavelmente albita) de 0,5 a 0,7 cm e mica escura (possivelmente biotita) que se concentram em bolsões (1-2cm), os quais mostram ramificações entre as bordas dos grãos das demais fases minerais, muitas vezes crescendo sobre elas (Figura 33a), como evidenciado por um cristal de 1 cm de mica com núcleo de feldspato alcalino (0,4 cm). Em proporção menor observam-se micas verdes com características semelhantes e fluorita.

Uma estrutura zonal, dada por bordas mais ricas em feldspato potássico e micas e núcleos mais ricos em quartzo é comum nestes pegmatitos.

Figura 32 – Aspectos gerais das rochas pegmatíticas. a) Contato entre biotita granito e pegmatito. Afloramento GUA-09 b) Coloração branca dada por cristais de feldspato alcalino. Afloramento GUA-38 c) Venulações pouco possantes de pegmatito. Afloramento GUA-84.

5.2.6 Greisen

Uma típica ocorrência de greisen aparece no afloramento GUA-08. A rocha apresenta coloração cinza escuro a preta, estrutura maciça e granulação fina a média, com porções concentradas de minerais máficos; em amostra de mão verifica-se quartzo abundante, mica escura, minerais diminutos com brilho metálico diminutos e algum feldspato. Esta rocha forma um pequeno bolsão (ca. 10 cm x 6 cm x 5 cm) em contato bem definido com uma zona decimétrica constituída de rocha granítica (albita granito) de cor cinza média a clara e granulação fina, que aparece contornando o greisen, a qual encontra-se em contato, também bem definido, com o leuco granito principal, de granulação média (Figura 33)

Figura 33 – Variação composicional de greisenização. Notar coloração mais clara e granulação mais grossa do granito principal (8C) passando por albita granito (8B) e por último, mais escuro, greisen (8A). Afloramento GUA-8.

5.3 Outras rochas

Diques mesozóicos recortam todo o maciço e incluem diabásios e lamprófiros. Os primeiros, orientados NW, são rochas de coloração cinza escuro a preto (Figura 34), estrutura maciça e textura afanítica (Oliveira et al., 1987), enquanto os lamprófiros têm coloração cinza escura a esverdeada, estruturas maciça e ocelar, granulação fina e textura porfirítica e ocorrem em fraturas orientadas N-S/N35W, subverticais a verticais (IPT, 1985). São principalmente biotita-augita lamprófiros e augita -forsterita -biotita lamprófiros.

Figura 34 - Dique de diabásio de espessura centimétrica de direção NW. Pedreira abandonada - Afloramento GUA -01. Fonte: Saulo Gobbo Menezes.

5.4 Susceptibilidade Magnética

As medidas realizadas em fatias de rocha e afloramentos revelam que cerca de metade das amostras do Pluton Desemborque exibe valores de SM's menores que 1×10^{-3} SI (Sistema Internacional) e somente quatro amostras superam o valor de 2×10^{-3} SI (Anexo 2, Tabela 1). Uma quantidade significativa das amostras tem valores muito baixos ($< 0,1 \times 10^{-3}$ SI). Vale ressaltar a amostra GUA-12, com o valor mais elevado medido, apresenta evidências bem marcadas de hidrotermalismo associado a zona de falha.

Na Figura 35 apresenta-se um histograma de frequências com todas as medidas. Os valores obtidos são, em geral, significativamente mais baixos que os apresentados pela Associação Aluminosa e, surpreendentemente, comparáveis as determinações disponíveis para rochas da Associação Alcalina da Província Graciosa (Gualda & Vlach, 2007a; Vilalva & Vlach, 2014).

Tal característica é muito peculiar na província e está associada às condições de cristalização, relativamente reduzidas, para os líquidos que geraram as rochas graníticas principais do Pluton Desemborque (Garcia, 2011; ver também Capítulos posteriores).

Figura 35 - Histograma de Frequências de medidas de susceptibilidade magnética obtidas para as amostras do maciço Guaraú. Todas as medidas em $SI \times 10^{-3}$. Extraído de Garcia, 2011.

6. Petrografia Microscópica

São apresentados neste capítulo resultados obtidos para a quantificação modal de amostras selecionadas bem como uma descrição microscópica das variedades graníticas e das feições ligadas à alteração hidrotermal, acompanhadas da descrição das rochas formadas por processos tardi a pós-magmáticos.

6.1 Quantificação modal

Uma das dificuldades encontradas para a quantificação modal no caso do Pluton Desembarque esteve associada à caracterização do plagioclásio primário. Embora não restem dúvidas quanto à cristalização primária de ambos feldspato alcalino pertítico e plagioclásio, no caso deste último, as composições são muito ricas na molécula albitica (cf. Capítulo 7), e no diagrama QAP, a albita ($An < 5 \%$ mol) é incluída como feldspato alcalino. Adicionalmente, os produtos ligados às transformações tardi- e pós-magmáticas, particularmente a precipitação tardia de albita, contribuíram para estas dificuldades.

As fases mensuradas foram quartzo, k-feldspato, albita, plagioclásio, biotita, mica verde clara/incolor, opacos e acessórios. Os resultados obtidos constam na Tabela 2, Anexo 3. No diagrama QAP (Figura 36) os dados permitem classificar petrograficamente, a exemplo das conclusões de Oliveira et al. 1987, as amostras como sienogranitos e álcali-feldspato granitos de natureza *subsolvus*.

Uma característica notável das amostras estudadas é o predomínio das micas verde-claras a incolores (zinwaldita, cf. capítulo Química Mineral) sobre a biotita primária típica, com cores variando entre castanho e verde escuro (Figura 37). De fato a zinwaldita apresenta-se em geral como mineral máfico dominante na maioria das seções examinadas e, portanto, evidenciando o forte papel da greisenização nas rochas do Pluton Desembarque.

Figura 36 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1974).

Figura 37 - Relação entre biotita, zinwaldita e IC. Notar porcentagens superiores de zinwaldita em relação a biotita. (Garcia, 2011).

6.2 Descrição Petrográfica

6.2.1 Rochas Graníticas

Granito Principal

O granito principal é relativamente homogêneo e apresenta estrutura maciça a localmente levemente orientado por fluxo ou mesmo deformação tectônica, coloração branca a levemente rosada, granularidade fina a média e textura equigranular hipidiomórfica dada por cristais tabulares de feldspato alcalino e cristais de quartzo subarredondados. São granitos hololeucocráticos a leucocráticos com índice de cor (M') entre 4 e 9 %. Entre os minerais máficos predominam cristais de biotita que ocorrem tipicamente isolados ou em agregados de poucos cristais e tipicamente de forma intersticial em relação aos minerais félsicos (Figura 38); minerais opacos são observados subordinadamente. Algumas variedades exibem texturas mais inequigranulares xenomórficas ou mesmo levemente porfíricas dadas por esparsos megacristais de feldspato alcalino (4 - 8 mm) e quartzo (4 - 7 mm) distribuídos irregularmente.

Figura 88 - Aspecto geral da textura equigranular hipidiomórfica do granito principal do Pluton Desembarque. Notar biotitas intersticiais e cloritizadas. Amostra GUA-02. Polarizadores Cruzados.
Qtz = Quartzo, Per = Pertita, Bt = Biotita.

Estruturas de fluxo magmático são encontradas de forma local, sendo melhor marcadas pela orientação preferencial de minerais micáceos. Evidências de

deformação de estado sólido são caracterizadas por cristais com bordas serrilhadas, e quartzo com extinção ondulante e/ou na forma de grãos recristalizados poligonalmente.

O feldspato alcalino é representado em sua maior parte por cristais subeudrais com hábitos tabulares, submilimétricos a milimétricos (até 5 mm) quase sempre com aspecto turvo e/ou “sujo” sob luz plano polarizada. Trata-se de pertita e/ou mesopertita com lamelas albiticas de exsolução relativamente espessas (Figura 39A); no caso das mesopertitas, alcançam cerca de 40 a 50 (% vol.) do cristal (Discussões mais aprofundadas no capítulo 7 – Item 7.1). São mais típicas as geminações simples de Carlsbad, que por vezes encontram-se curvadas, evidenciando alguma deformação plástica.

O quartzo apresenta-se bem desenvolvido (em geral de 1 mm a 2,5 mm), com forma globular (Figura 39A) e/ou subeudral com contornos de tendência hexagonal, ou mesmo anédrico quando ocorre de forma mais intersticial. Extinção ondulante é uma característica comum e localmente observa-se evidências de formação de subgrãos e recristalização, que conferem texturas do tipo mosaico e algum aspecto de *ribbons* em algumas variedades (Figura 39B).

O plagioclásio aparece de maneira discreta (em cristais submilimétricos a milimétricos), com hábitos subidiomórficos a idiomórficos, tipicamente ripiformes (Figura 39C). Apresenta leve zonamento composicional concêntrico, normal a oscilatório. As determinações ópticas dadas pela geminação segundo a Lei da Albita, combinada ou não com a Lei de Carlsbad, indicam teores de An variáveis entre 10 e 15 (oligoclásio sódico). Comumente encontra-se com sericitização parcial ou praticamente total, bem como saussuritização (alteração para sericita, calcita e/ou fluorita e/ou epidoto e albita).

Figura 39 - Feições microtexturais do Pluton Desembarque sob polarizadores cruzados. A) Quartzo (Qtz) com formato subarredondado e pertitas (Per) com lamelas de exsolução bem desenvolvidas e bordas albiticas, e biotita com opacos lamelares. B) Quartzo altamente recrystalizado formando padrões tipo “mosaico”. C) Cristal ripiforme de plagioclásio (Plg) com bordas albiticas e leve alteração de sericita e saussurita.

Cristais de biotita de hábito subédrico de dimensão submilimétrica a milimétrica, ocorrem intersticialmente aos minerais félsicos, principalmente associados com quartzo. Alguns cristais maiores que 3 mm também são encontrados esparsamente (Figura 40a). Duas variedades muito bem contrastadas e intrinsecamente relacionadas são caracterizadas por pleocroísmos e formas de ocorrências diferentes (vide também Capítulo 7 – Item 7.2). A primeira exibe cores que variam de incolor a acastanhado e a outra de tons de verde claro a verde escuro (Figura 40b). Frequentemente encontram-se alteradas para diferentes minerais como opacos e outras variedades de mica (item posterior).

Figura 40- Biotitas do Pluton Desemborque. A) Cristal acastanhado levemente deformado com inclusões de zircão que geram halos pleocróicos. B) Variedade verde escuras com inclusões de minerais opacos. Luz plano polarizada.

O mineral opaco principal é a ilmenita, caracterizada por finos cristais lamelares associados às clivagens das micas (Figura 41A) ou também como agregados (Figura 41B), além de estar preenchendo fraturas ou como possíveis exsoluções com cristais subidiomórficos a idiomórficos de magnetita de hábito subidiomórficos a idiomórficos que podem ocorrer também em agregados (Figura 41C). Hematita ocorre de forma secundária alterando os demais opacos e cristais de micas.

Os minerais acessórios predominam junto de agregados de micas e opacos, sejam como cristais individuais isolados, concentrados nas bordas daqueles ou inclusos (Figura 41E). Zircão é o acessório mais abundante e aparece como cristais diminutos com coloração castanha a creme e aspecto sujo e turvo. De forma discreta, cristais de cassiterita (Figura 41F) aparecem de forma semelhante ao zircão, por vezes confundindo-se com este, associados aos mesmos agregados e mais diretamente com micas tardias (Figura 41F). Allanita (Figura 41D) ocorre associada aos agregados máficos como cristais raros, zonados, diminutos, idiomórficos, mas muito metamictizados.

A tipologia e as texturas/micro-estruturas associadas dos minerais opacos e acessórios serão abordados com maior detalhe em capítulo específico (Capítulo 8).

Figura 41 - Aspectos microtexturais de opacos e acessórios do Pluton Desembarque. A) Cristal de biotita (bt) com bordas de muscovita (musc) e lamelas de ilmenita nas clivagens. B) Agregado de Cristais de ilmenita (ilm) substituindo mica. C) Agregado de cristais de magnetit. D) Cristal de allanita (all) associado a opacos e fluorita (fl). E) *Cluster* de cristais de zircão (Zr) inclusos e nas bordas de biotita associada com opacos. F) Cassiterita (cas) associada a cristal de mica verde clara. Fotos A, D, E e F - luz transmitida plano polarizada. Fotos B e C - luz refletida plano polarizada.

Granito Porfíritico

Essa rocha, de ocorrência única, exibe estrutura maciça, granulação média e textura porfíritica, muito bem definida principalmente por fenocristais de feldspato

alcalino com dimensões de até 1 cm (Figura 42A) e subordinadamente por biotita (~0,4 cm) e quartzo (0,3 cm). A relação entre fenocristais e matriz é próxima de 25% e 75%, respectivamente. Tem mineralogia e feições de alteração muito semelhantes ao granito principal, sendo diferenciados principalmente pela diferença textural.

O feldspato alcalino é bem semelhante ao do granito típico, com lamelas de exsolução albíticas bem espessas e o quartzo apresenta-se bastante anédrico e localmente globular. O plagioclásio sódico, com An em torno de 15, ocorre subordinadamente. Nesta rocha não se encontram as biotitas com cores mais fortes, apenas biotitas verdes, frequentemente cloritizadas (Figuras 42 B e C) e/ou substituídas em graus variáveis por micas incolores (muscovita) e verdes claras.

Figura 42 - Aspectos microtexturais do granito porfirítico. A) Fenocristal de pertita com cristalização de albita pós-magmática no centro, notar continuidade ótica com seu hospedeiro (alb1), além de venulações de albita preenchendo uma microfissura (alb2) e bordas albiticas (alb3). B e C) Agregados de biotita verde sendo cloritizada e posteriormente substituídos por muscovita. Fotos A e B – luz plano polarizada e foto C – polarizadores cruzados.

Granito pórfiro

Os granitos pórfiros são, caracteristicamente, rochas porfíricas em matriz muito fina, que apresentam em geral alguma orientação planar de fluxo magmático.

Ao microscópio, observa-se que a proporção entre fenocristais e matriz é próxima a 35:65, e que em algumas amostras chega a 45:55 (Figura 43A). Os fenocristais apresentam dimensões médias entre (0,5 - 5 mm) e correspondem a feldspato alcalino pertítico, com geminação de Carlsbad, e, em menor abundância, quartzo, frequentemente com seções subhexagonais indicativas da cristalização original do polimorfo β de alta temperatura, e extinção ondulante. Mais raramente ocorrem também fenocristais de oligoclásio, variavelmente sericitizado, com geminações combinadas Carlsbad e Albita e de minerais máficos. Fragmentos líticos (0,5 - 1,5 mm), muito similares textural e composicionalmente ao granito principal hospedeiro aparecem ocasionalmente como enclaves félsicos.

A matriz, quartzo feldspática, é muito fina (< 0,5 mm) e está constituída de intercrescimentos micrográficos entre feldspatos, particularmente feldspato alcalino, e quartzo (Figura 43B), por vezes estes apresentam morfologias fibroradiadas com formas subcirculares a elípticas, indicando resfriamento muito rápido.

Minerais opacos e biotita cloritizada (Figura 43C) são os máficos dominantes, tendem a concentrar-se na matriz e esporadicamente ocorrem como fenocristais; algumas ocorrências de epidoto são observadas associadas a zonas de deformação rúptil, esse mineral ainda apresenta feições de alteração hidrotermal como enriquecimento em terras raras leves confirmado por zonamento composicional. Em alguns casos, os minerais máficos encontram-se restritos à matriz da rocha e com alguma frequência contornam os minerais félsicos (fenocristais e matriz).

Os principais acessórios encontrados nos granitos pórfiros são zircão e allanita (Figura 43E). Em uma única amostra foi encontrado um cristal de pirita (Figura 43D) próximo a uma microfratura, proveniente de alteração hidrotermal.

Nessas rochas, embora os processos de alteração estejam igualmente presentes, são menos evidentes que no granito principal e no porfírico.

Figura 43 - Feições petrográficas de granitos pórfiros. A) Aspecto geral de granito pórfiro, notar longos cristais de feldspato alcalino (FA) e quartzo subhexagonal (qtz), além de agregado de opacos. B) Intercrescimentos granofíricos próximos a fenocristal de F.A e cristalização de micas tardias em venulações. C) Biotita cloritizada (bt chl) com bordas alteradas para muscovita (ms). D) Pirita e diminutos cristais de esfalerita associada a microfissura. E) Allanita zonada e metamictica. Foto A, C e E – luz transmitida plano polarizada, foto B – luz transmitida polarizadores cruzados, foto D – luz refletida plano polarizada.

Microgranito

Os microgranitos são rochas de ocorrência bastante restrita no Pluton Desembarque. Caracteriza-se por um certo aspecto aplítico, com granulação fina a muito fina, textura sacaroidal e localmente textura porfirítica (Figuras 44 A e B) dada por cristais tabulares maiores de feldspato alcalino (pertita) e arredondados de quartzo imersos numa matriz submilimétrica levemente xenomórfica composta por cristais muito finos dos minerais anteriormente descritos, além de biotita e opacos. A razão entre matriz e fenocristais, é algo superior a do granito porfirítico e inferior aos pórfiros.

Localmente, quartzo e feldspato alcalino aparecem também como intercrescimentos do tipo microgranofírico intersticial, porém de forma menos expressiva que nos pórfiros.

O feldspato alcalino tem lamelas de exsolução menos espessas quando comparadas ao granito principal e o quartzo apresenta-se mais arredondado, característico de colocação rasa.

Figura 44 – Feições texturais do microgranito. A e B) Textura porfirítica e aspecto sacaroidal. Notar lamelas finas dos feldspatos alcalinos (FA) e quartzo arredondado (qtz). Foto A - polarizadores cruzados, B – luz plano polarizada.

6.2.2 Feições associadas a processos tardi a pós magmáticos

Nas amostras estudadas diversas feições texturais e/ou micro-estruturais bem como a cristalização de minerais de alteração de temperaturas relativamente mais baixas indicam claramente a superimposição de processos tardi- a pós-magmáticos

e/ou hidrotermais, tal como apresentado e discutido de forma mais detalhada com base em literaturas clássica e recente no Capítulo 4.

Esses processos são particularmente bem marcados no exame expedito ao microscópio petrográfico pelo desenvolvimento de albita límpida, tardia, intersticial, especialmente entre feldspato alcalino e plagioclásio, cloritização das biotitas e formação de micas típicas associadas a processos de greisenização. A seguir as evidências encontradas destes processos são discutidas em maior detalhe. Características adicionais relativas aos minerais acessórios e opacos também são apresentadas e melhor discutidas no Capítulo 8.

Albitização

Albita em rochas graníticas pode ser formada por processos bem contrastados: cristalização magmática, exsolução de álcali feldspatos, de-anortização dos plagioclásios e metassomatismo sódico (Haapala, 1997). A primeira opção é muito rara e ocorre somente em rochas muito evoluídas: alguns albita granitos e ongonitos (London et al, 1989). Os demais processos são caracteristicamente tardi- a pós-magmáticos. Os mecanismos de exsolução e destruição da molécula de anortita são normalmente reconhecidos como os principais para justificar a cristalização de albita intersticial próxima ou até mesmo inclusa em feldspato alcalino e plagioclásio. O metassomatismo está mais relacionado a preenchimento de fraturas ou a alteração parcial ou total desses minerais (Haapala, 1997) e normalmente é caracterizado de forma mais evidente quando as alterações são pouco pervasivas, como no caso de preenchimento micro-fraturas.

O desenvolvimento de albita tardi- a pós-magmática caracteriza praticamente todas as amostras examinadas do Pluton Desemborque. Os feldspatos alcalinos, geralmente, exibem lamelas de exsolução bastante espessas (Figura 45A), em geral em maior volume nas zonas internas do feldspato alcalino quando comparadas as suas bordas, principalmente quando os primeiros apresentam-se manteados por albita. Nas lamelas de exsolução melhor desenvolvidas ocorre cristalização de cristais euédricos de albita que apresentam a mesma continuidade ótica que o seu hospedeiro (Figura 42A); nas proximidades desses nota-se diminuição de albita pertítica e, inclusive, a formação de albita *chessboard*. As bordas albiticas têm maiores espessuras quando perpendiculares a face (010) e são menos proeminentes quando paralelas. Entre dois cristais de feldspato alcalino de orientações diferentes, é comum

a presença de albita intergranular na forma de *swapped rims* (Figura 45B), além de finas venulações mais irregulares (Figura 45D) e mesmo cristais mais individualizados.

Os cristais de plagioclásio quando em contato com feldspato alcalino, apresentam bordas de albita límpida contra este último (Figuras 45 E e F) significativas, levando a formas mais irregulares e consequentemente texturas mais inequigranulares e xenomórficas.

A albitização descrita no Pluton Desembarque se assemelha a aquela descrita no Pluton Eujaroki por Haapala (1997), o autor sugere que o processo de exsolução e expulsão desse material foi o maior responsável pela formação de albita intergranular, fato comprovado pelo empobrecimento relativo de exsoluções nas bordas dos minerais. Adicionalmente ele considera que a grande magnitude dos *patches* das pertitas se dá possivelmente por efeitos catalizadores dos fluídos pós magmáticos. A intensidade do processo de albitização pode ser mensurada pela quantidade desse tipo de alteração e também pela maior granulometria dos cristais de albita (Figura 45C).

Figura 45 - Aspectos microtexturais dos processos de albitização. A) Feldspato alcalino com cristalização de albita em lamela espessa (1) e borda de albita (2) com a mesma continuidade ótica da inclusão. B) *Swapped rims* (1) entre diversas pertitas e albita bem desenvolvida na borda (2). C) Cristais de albita de granulação grossa. D) Albitas bem formadas e microvenulações intersticiais. E) Cristal de plagioclásio com bordas albiticas crescendo em sentido ao feldspato alcalino (1). F) Pertitas (1) sendo alteradas pervasivamente para albitas (2). Fotos A, B, E e F – luz plano polarizada, e fotos C e D – polarizadores cruzados.

Substituição de micas por clorita

A substituição de micas diversas por cloritas, também denominada cloritização de micas, é uma transformação subsólida frequente no Pluton Desembarque e se manifesta alterando cristais de biotita em boa parte das amostras estudadas.

As biotitas castanhas (Figura 46) são, em geral, os minerais mais afetados por esse processo resultando em um aspecto turvo com cores de birrefringência algo anômalas. Durante o processo, é comum a exsolução de fases minerais opacas, especialmente óxidos de Fe e Ti, (cf. também Capítulo 8) e, além disso, essas cloritas encontram-se, por sua vez, alteradas por micas verdes claras a incolores associadas aos processos de greisenização (Figura 46). Segundo Oliveira et. al. 1987 tais variedades correspondem à turingita.

Garcia (2011) tentou mensurar a composição dessas cloritas, porém, valores com fechamentos muito baixos, aliados a misturas de minerais nas proximidades dessas alterações, não permitiram a obtenção de resultados realmente bons.

Nas amostras de granito porfirítico e no pórfiro, os efeitos da cloritização são mais atuantes, e as micas precedentes apresentam-se quase sempre totalmente substituídas por esse processo (Figuras 43C e 44C).

Figura 469 - Aspecto microtextural da cloritização. Biotita castanha cloritizada e com finas alterações de mica verde clara e incolor (ms). Luz plano polarizada.

Greisenização

As alterações do tipo *greisen* remetem a uma assembleia mineral tipificada por quartzo e muscovita, acompanhados por diversos outros minerais característicos, entre os quais, os mais comuns são fluorita, topázio e minerais de minério como cassiterita, columbita e sulfetos. Trata-se de uma alteração pós-magmática de alta temperatura deslanchada por soluções ricas em voláteis associadas ao resfriamento de corpos graníticos (Scherba, 1970). Eventualmente, esses fluidos residuais podem coalescer e se concentrar em zonas nas quais provocam um “autometassomatismo” da rocha ígnea parental.

No pluton Desembarque de forma geral, esse processo é marcado pela alteração pervasiva e substituição de biotitas e feldspatos por micas brancas e verdes claras, às quais se associam minerais opacos diversos e fluorita.

Dentro desse contexto, o mineral mais característico é a mica verde clara (Figuras 41F, 47 B e C), que Oliveira et al. (1987) sugerem como de conteúdo flúor-litínifero significativo, o qual foi classificado por Garcia (2011) preliminarmente como zinnwaldita (Ver discussão no Capítulo 7). Em quantidades subordinadas, verifica-se a presença de micas incolores, similares à muscovita (Figura 47 F).

O principal padrão de alteração sugerido nas amostras examinadas parece decorrente da percolação desses fluidos de forma intersticial (Figura 43B), caracterizado pelas grandes quantidades de bordas de reação nas biotitas (Figura 41A); a evolução desse processo leva à formação de bolsões (Figuras 47 A e B) que substituem as micas primárias por cristais anédricos a euédricos associados com fluorita anédrica a euédrica e minerais opacos por vezes com hábito lamelar.

Quando os padrões de alteração são mais intensos, nota-se substituição total dos minerais primários (máficos e feldspatos), restando somente cristais de quartzo, por vezes recristalizado, em meio a uma massa constituída por micas verde clara e incolor (Figura 47 C e D).

Na greisenização dos feldspatos, verifica-se uma grande afinidade com albita pós-magmática devido a proximidade desses dois processos de alteração visualizada nas seções (Figura 47A), além de boa parte desses cristais estarem muitas vezes alterada por essas micas (Figura 47E).

O exame das seções petrográficas leva a conclusão de que esses fluidos devem ter atuado de forma generalizada nas amostras do granito principal, na variedade porfírica (Figuras 42 B e C) e no granito pórfiro (Figuras 43 B e C).

Entretanto sua baixa expressividade em termos de volume nas seções remete a pouca quantidade desses fluídos, que assim limitam ocorrências mais significativas de *greisens* propriamente ditos no pluton.

Figura 47 - Aspectos micropetrográficos do processo de greisenização. A) Cristal reliquiar de biotita verde que foi alterado por mica verde clara. Notar concentração de albita nas proximidades do cristal. B) Bolsão de *zinnwaldita* alterando biotita verde através de finas venulações. C e D) Aspecto pervasivo do processo de alteração, substituindo micas e feldspato. E) Albita sendo alterada para mica verde clara. F) Cristal de mica incolor (muscovita). Fotos A, D e E – polarizadores cruzados, fotos B, C e F – luz plano paralela.

6.3 Rochas associadas aos estágios tardi- a pós-magmáticos

Pegmatitos

Os pegmatitos que afloram no Pluton Desembarque são todos de tipo simples, constituídos essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e mica.

Os cristais de feldspato alcalino são pertíticos e apresentam dimensões entre 1,0 e 2,5 cm. Devido a deformações pós-cristalização podem apresentar bordas serrilhadas (Figura 48A). Bordas albiticas límpidas são localmente observadas. O quartzo (1 - 3 cm) é límpido; apresenta extinção ondulante e formação de subgrãos. Frequentemente apresenta fraturas que podem estar preenchidas por micas incolores (Figura 49B).

Os minerais micáceos são representados por biotitas verdes escuras (~1 cm) que encontram-se alteradas pelos processos de greisenização (Figura 48 C e D), bem como micas brancas a levemente esverdeadas, na forma de lamelas esverdeadas de dimensões centimétricas (Figura 48E). Alguns minerais opacos estão presentes e em alguns casos exibem mantos de alteração/oxidação (Figura 48D).

Em uma das amostras examinadas, foram observados cristais bem desenvolvidos de turmalina euhédrica com tonalidades verdes acastanhadas em seções delgadas normais, que por vezes formam aglomerados sobre os cristais primários (Figura 48F) associados a quartzo e mica verde clara.

Figura 48 - Mineralogia e aspectos texturais de rochas pegmatíticas. A) Pertita com borda serrilhada (1) e quartzo fraturado preenchido por mica (2). B) Megacristal de quartzo fraturado e preenchido por mica. C) Fenocristal de bioita verde. D) Bioita verde sendo alterada por cristais de mica branca. E) Fenocristal de mica verde clara a incolor, notas lamelas mais esverdeadas. F) Aspecto geral de turmalinização. Fotos A, B, C e D – polarizadores cruzados, fotos E e F – luz plano polarizada.

Leuco albita granito

Esta rocha ocorre apenas nas zonas de contato entre *greisen* e o granito principal. Apresenta coloração cinzenta clara característica quando fresca, textura mais tipicamente xenomórfica equi- a inequigranular e granulação mais fina (até 1 mm).

Uma amostra representativa foi analisada ao microscópio petrográfico. As características mais marcantes observadas são a abundância das transformações tardi- a pós-magmáticas, incluindo a “greisenização” e a “albitização”. Os máficos primários foram praticamente substituídos em sua totalidade.

A “greisenização” se manifesta pela abundância de mica incolor a levemente esverdeada (ca. 25 % em volume modal) que aparece substituindo parcial ou totalmente os feldspatos e preenchendo interstícios e micro-fraturas da rocha. Associam-se alguma fluorita (5 %) e quantidades subordinadas de minerais opacos, esfalerita e possível topázio.

A “albitização” está associada ao desenvolvimento de albita, praticamente pura, que alcança ca. 20 % em volume da rocha (Figura 49), em substituição do feldspato alcalino e plagioclásio sódico originais.

Os cristais de quartzo aparecem em geral como mosaicos de subgrãos, bem recristalizados em algumas porções. Por vezes encontra-se fraturados e nestes casos em geral, há preenchimento das fraturas por mica.

Figura 49 - Aspecto micropetrográfico de albita granito. Notar grande quantidade de cristais de albita (1), em meio a aglomerado de micas e cristais de quartzo inequigranulares e anédricos. Polarizadores cruzados.

Greisens

O greisen associado ao Pluton Desembarque foi classificado como quartzo mica *greisen* com raros e finos cristais de topázio e esfalerita (cf. Oliveira et. al. 1987) e (Garcia, 2011).

Apresentam estrutura maciça, textura heterogranoblástica de granulação fina a média (Figura 50A), composta essencialmente por quartzo inequigranular, muitas vezes com formação de subgrãos e evidências de alta taxa de recristalização (Figura 50C), e micas verde e/ou branca, que aparecem com cristais isolados ou, mais tipicamente formando aglomerados, estes possíveis frutos de alteração pervasiva dos feldspatos do granito original (Figura 50 A e C). Em alguma porções ainda ocorrem em boa proporção cristais de feldspato potássico e albita, com bordas e/ou núcleos alterados para mica branca (Figura 50 D), plagioclásio alterado para sericita e biotitas reliquias (Figura 50B), geralmente alteradas para clorita e principalmente por agregados de mica com fluorita e opacos lamelares (Figura 50E).

Os cristais de zircão exibem tonalidades acastanhadas e aspecto turvo ou manchado (Figuras 50 G e H), dado por elevado número de micro-inclusões e causam halos pleocróicos bem acentuados nas micas coloridas. Halos são observados também associados a minerais opacos, sugerindo concentrações significativas de

elementos radioativos nestes últimos. Alguns cristais de mica ainda incluem finos cristais alongados de columbita (Figura 50 G e H).

Para efeito de comparação foi descrita uma amostra de topázio esfalerita quartzo mica greisen associada ao Pluton Azeite, onde foram notadas características de alteração muito semelhantes. Os minerais acessórios, em geral, são euhedrais a subhedrais e estão sempre relacionados com as micas hidrotermais, incluem principalmente esfalerita de coloração alaranjada clara a média (Figura 50F) que contem micro-inclusões de bornita. Cristais bem formados de topázio encontram-se associados a trechos com intercrescimentos entre clorita e as micas.

Figura 5010 - Microtexturas de greisens. A) Aspecto geral de *greisen* com textura heterogranoblástica formada por cristais inequigranulares de quartzo e o restante da mineralogia sendo substituída por micas. B) Cristal reliquiar de biotita verde sendo alterado por mica verde clara. C) Quartzo altamente recristalizado. D) Cristal de albita manteado por micas incolores e verdes claras. E) Agregado de ilmenita lamelar incluso em mica. F) Cristais subédricos de esfalerita associados a micas verdes claras. G e H) Cristais de zircão gerando halos pleocróicos nas micas e columbita alongada. Fotos A, B, C e D – polarizadores cruzados, fotos E, F, G e – luz plano polarizada Foto H – Luz refletida.

7. Química Mineral Essencial

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados texturais e composicionais pontuais obtidos com WDS para os feldspatos e as micas das rochas graníticas e associadas do Pluton Desembarque. Adicionalmente, quantidades de elementos traços para a variedades hidrotermais de micas foram adquiridos para sua melhor caracterização.

7.1 Grupos dos Feldspatos

7.1.1 Feldspato Alcalino

Os feldspatos alcalinos são representados por pertitas e mesopertitas (cf. capítulo 6 - Petrografia). A fase potássica é homogênea e constituída essencialmente pela molécula de ortoclásio (Tabela 3, Anexo 4); os dados quantitativos obtidos indicam uma composição molecular média de $Or_{98}Ab_{02}An_{00}$. Elementos menores, particularmente Ca, Ba, Sr e Fe^{+3} , apresentam-se com valores muito pouco expressivos, em geral inferiores a 0,04 % em peso de óxidos e mesmo abaixo dos respectivos limites de detecção.

As lamelas albíticas de exsolução apresentam proporções da molécula albítica sempre superiores a 99 %, com contribuições muito reduzidas das moléculas de Or e An (Figura 51). A maioria dos demais elementos analisados aparece também em teores abaixo do limite de detecção. Composições similares são observadas para a albita intersticial, para as *swapped rims* e para as bordas albíticas que sobrecrecem os cristais mais idiomórficos de plagioclásio.

A integração dos dados composicionais obtidos para lamelas de exsolução e fase hospedeira e respectivos volumes, estimados com base em imagens BSE, foram avaliadas composições químicas representativas do feldspato alcalino primário, que cristalizou a partir dos líquidos graníticos (cf. procedimentos em Gualda, 2001 e dados apresentados por Garcia, 2011). Para estas estimativas foram consideradas tanto regiões de núcleo quanto de bordas devido aos possíveis zonamentos composicionais. Algumas das imagens BEI utilizadas para estes procedimentos são reproduzidas na Figura 52.

Figura 51 - Cristal de pertita com lamelas albiticas bastante espessas. Trechos esbranquiçados referem-se a albita; pontos escuros a feldspato alcalino. Notar bordas com menor quantidade dessas lamelas. Polarizadores cruzados.

Figura 52 - Imagens de elétrons retroespalhados (BEI) de pertitas e meso-pertitas do biotita granito principal (GUA-50A) e sua variedade porfírica (GUA-50C). Feldspato potássico: fase mais clara; albita: fase mais escura.

Os resultados obtidos para a amostra de biotita granito principal (GUA-50A) indicam núcleos e bordas com composições moleculares $\text{Or}_{58}\text{Ab}_{42}$ e $\text{Or}_{71}\text{Ab}_{29}$ respectivamente. No caso do granito porfirítico (GUA-50C) as composições obtidas são levementes mais albíticas, com $\text{Or}_{53}\text{Ab}_{46}$ e $\text{Or}_{68}\text{Ab}_{32}$. Em ambos os casos, a contribuição da molécula de anortita é pouco significativa (<0,5% mol.). Estes resultados indicam que os feldspatos alcalinos apresentam zonamento composicional com as bordas significativamente mais ricas em Or e se coadunam com uma hipótese de que o empobrecimento em albita exsolvida nas zonas de borda dos cristais pode estar relacionada com a sua expulsão do cristal hospedeiro durante os eventos pós-magmáticos que parte da albita exsolvida nas zonas marginais foi expulsa do hospedeiro e reprecipitada intersticialmente ou como mantos sobre cristais de plagioclásio. Essa hipótese parece bastante coerente, uma vez que admitindo-se uma cristalização magmática normal no sistema An-Ab-Or (Figura 53), espera-se que os feldspatos alcalinos sejam progressivamente mais ricos em Ab com o avançar da cristalização.

Nas rochas tardi- a pós-magmáticas estudadas, os feldspatos alcalinos só aparecem como cristais mais límpidos nas rochas pegmatíticas, em que as composições médias são similares com as descritas no granito. No albita granito e no greisen estes minerais não foram analisados devido aos intensos processos de alteração.

7.1.2 Plagioclásio

As composições dos plagioclásios das rochas estudadas apresentam variações algo mais significativas (Tabela 4, Anexo 4). A maioria das análises obtidas corresponde a albita, com teores na molécula de Ab superiores a 95 % e mesmo a 99 % em diversos casos; de fato, mais de 85 % dos pontos analisados apresentam An < 5 %. As composições pouco mais cálcicas, foram sempre obtidas em núcleos cristalinos correspondem a um oligoclásio sódico de composição média $\text{Ab}_{78}\text{An}_{19}\text{Or}_3$. As contribuições da molécula de Or no plagioclásio também são muito reduzidas e os teores em Fe^{3+} , Sr e Ba sempre muito baixos.

Devido aos processos mais tardios de alteração, diversos entre os resultados obtidos devem ser analisados com alguma cautela, tendo em vista processos como saussuritização e sericitização mais intensas nos núcleos cristalinos, efeitos da de-anortização que leva a destruição das moléculas de An e aos processos pós-magmáticos de substituição dos cristais originais de plagioclásio por albita. Esses aspectos se refletem na classificação petrográfica modal dessas rochas. Merece ser destacado também que as composições químicas das rochas estudadas apresentam

teores muito reduzidos para CaO, resultando em composições para o plagioclásio normativo também muito albiticas (Garcia, 2011; ver também Capítulo 9).

No albita granito e no greisen, as composições obtidas são essencialmente albiticas e correspondem a composições mais ricas na molécula de Ab encontradas, sempre superiores a 99 % mol. de albita.

As composições obtidas (integradas no caso dos feldspatos alcalinos) e dos plagioclásios/albita são representadas no diagrama An-Ab-Or (Figura 53), destacando-se *tie lines* de fases coexistentes. Notar temperaturas próximas de 650 ° C para os cristais de feldspato alcalino e temperaturas relativamente mais baixas para as albitas.

Figura 53 - Diagrama ternário Ab-An-Or. Notar composições do feldspato alcalino entre pertita e mesopertita; plagioclásios plotam preferencialmente no campo da albita, com poucos cristais de oligoclásio. Extraído de Hess, 1989. PH₂O= 1Kbar.

7.1.3 Intercrescimentos granofíricos

Essa textura, em que quartzo com hábito tipicamente cuneiforme aparece intercrescido com feldspato alcalino, é característica particularmente do granito pórfiro (Amostra GUA-50B), em que chega a alcançar 30-40 % em volume das lâminas examinadas (Figura 54).

Figura 54 - Microtextura de intercrescimentos granofíricos em granito pórfiro (GUA-50B). Destaque para o volume significativo dos intercrescimentos e seu aspecto radiado e de granulometria variável. Matriz escura representa feldspato alcalino e porções mais claras, quartzo. Polarizadores cruzados.

A exemplo da estimativa efetuadas para os feldspatos alcalinos, as imagens BSE permitiram calcular a proporção relativa entre as fases feldspática e quartzo, obtendo-se como valor médio 55% (em peso) de FA e 45% de SiO_2 . Este resultado é representado no diagrama de fases Leucita-Tridimita (Figura 55) e corresponde quase que perfeitamente às composições esperadas para o ponto eutético, em temperaturas $\sim 990^\circ\text{C}$, em condições anidras a 1 atm de pressão.

Figura 115 - Diagrama binário Leucita-Tridimita. Quadrado preto representa a composição dos intercrescimentos granofíricos da amostra de granito pórfiro (GUA-50B). Extraído de Deer 1982, baseado em Schairer & Bowen, 1955, Amer. J. Sci, 253, 681-746, Diagrama extraído de Garcia (2011). Leucita (Lc); Feldspato Potássico (FK); Tridimita (Tr); Líquido (L); Ponto Peritético (P); Ponto Eutético (E).

7.2. Grupo das Micas

O Pluton Desembarque apresenta três minerais micáceos muito contrastados composicionalmente, confirmando suas principais características petrográficas e relações texturais.

7.2.1 Classificação

A proposta de classificação utilizada por Garcia (2011) para nomear as fases micáceas vem de uma abordagem dos diagramas propostos por Tischendorf et al 1997 e 2004 (Capítulo 4 - Item 4.6) com o intuito de refinar sua classificação a fim de compreender a evolução composicional destas (Figura 56).

Figura 56 - Adaptado de Tischendorff et al (1997) e (2004). Classificação das micas presentes no estudo em gráfico que mescla parte das duas propostas feitas pelo referido autor e que apresentou maior poder discriminante (Capítulo – Cristaloquímica de Micas). $MgLi = Mg-Li$; $Feal = Fe+Ti+Mn - Al$.

Nele fica clara a presença bem marcada das três fases minerais caracterizadas anteriormente, bem como uma evolução que indica migração de uma tendência

enriquecida em Fe para uma rica em Al e Li. Neste ponto, vale destacar que valores superestimados de Li podem causar certa distorção plotando mais a esquerda do que deveriam, principalmente no limite siderofilita e protolitionita (Garcia, 2011)

As micas presentes nos granitos típicos do Desembarque concentram-se no campo das annitas (biotita castanha: $MgLi$ entre -0.6 - 0, e $Feal = 2.5 - 4$), representando os membros mais primitivos analisados, posteriormente há um trend bem marcado de protolitionita (biotita verde: $MgLi = -0.6 - -1.2$ e $Feal = 2.6 - 1.8$).

As demais micas concentram-se no campo da zinnwaldita, sendo distintos dois subgrupos: um mais enriquecido em Fe ($MgLi = -1.9 - -2.4$ e $Feal = -0.4 - -1.1$) e outro em Al, este último marcado pela ocorrência de dados obtidos nas amostras de albита granito e greisen ($MgLi = -1.6 - -2$, $Feal = -1.1 - -2.1$) que exibem os valores mais destoantes de Al, caracterizando a importância dos processos hidrotermais atuantes (Garcia, 2011).

7.2.2 Variações Composicionais

A biotita subédrica, com pleocroísmo em tons castanho a amarelado (Figura 57), compreende o membro mais primário e tem sua ocorrência restrita nas rochas graníticas em porções onde os processos de alteração hidrotermal não foram pervasivos, pois se encontra comumente alterada para outras micas e parcialmente cloritizada. Estas micas podem apresentar variações em suas bordas associadas aos processos tardi-pós-magmáticos gerando minerais composicionalmente mais evoluídos.

Esta mica é caracterizada por apresentar os maiores valores de FeO (26 - 31%), TiO_2 (~2 %) e MnO (0,7 - 1,29%) e os menores de SiO_2 (34 - 36%), Al_2O_3 (16 - 18 %) e K_2O (8,87 - 9,88) (Tabela 5, Anexo 4). Os teores em F são moderados a altos (0,8 e 2,3 % - a grande maioria superior a 1,4 %), e quantidades singelas de Zn (0,07-0,29%).

Apresenta alto Fe# (> 0,98) devido às quantidades elevadas de FeO e baixas de MgO (0,19-0,46%), assim como de suas estimativas de Li_2O . As composições obtidas situam-se como membros da solução sólida annita-siderofilita, com predomínio da molécula annita.

Os cristais de biotita verde exibem algumas variações bem marcadas quando em comparação à anterior, nota-se diminuição da quantidade de FeO (24-28%) e Ti (0,2-1,3%) e aumento SiO_2 (36-39%), Al_2O_3 (18 e 20 %) e K_2O (entre 9,5 e 10%). Alguns elementos possuem valores pouco expressivos como Mn (entre 0,6 - 0,85 %), Mg (0,15 a 0,56 %) e Zn (0,07 a 0,21 %). Os valores de F são em média superiores

aos da mica primária e situam-se entre 1,3 e 2,7 %. Os valores de $fe\#$ são moderadamente maiores, sempre superiores a 0,98 (Tabela 6, Anexo 4).

Figura 57 - Cristal de biotita (annita) de coloração castanha. Os círculos vermelhos representam os pontos analisados com WDS. Notar alteração de biotita verde na borda. Amostra GUA-18A. Biotita Granito Principal. Luz plano polarizada.

Essa variedade ocorre com maior frequência, quando comparada a annita e está presente nas rochas que hospedam as amostras de pegmatito e greisen (Figura 58), substituem a mica primária nas bordas ou de forma integral, deixando apenas núcleos reliquiares castanhos.

Devido a maior abundância de Al no sitio octaédrico e a menor razão Fe/Al (entre 2-3 frente 4-6 da mica anterior) são micas com contribuições bem mais significativas da molécula siderofilita. Os conteúdos estimados para Li já são mais expressivos, situando-se entre 0,5 a 1 cátions por fórmula unitária (c.p.f.u.).

A última fase micácea, resultante dos processos locais de “greisenização” corresponde às micas com tonalidades que variam de verde claro a incolor. Ocorre como alteração substituindo as outras micas, tanto de forma parcial cristalizando-se nas bordas, quanto de forma pervasiva (Figura 59) com substituição total das micas da primeira e segunda fase, além de alterar feldspatos e preencher microfraturas (Figura 60).

Figura 58 - Cristal de biotita verde com lamelas de exsolução de ilmenita e o material esbranquiçado interlamelado correspondente a *zinnwaldita*. Amostra - GUA 50A. Biotita granito principal. Luz plano polarizada.

Figura 59 - Cristal de biotita verde sendo parcialmente substituído por mica verde clara. Círculos vermelhos representam os pontos analisados. Amostra GUA 08-C. Biotita granito principal que hospeda o greisen. Luz plano polarizada.

Figura 120 - Mega Cristal de mica verde clara alterando pervasivamente a mineralogia nesse trecho. .Amostra GUA-17A. Biotita Granito Principal. Polarizadores cruzados.

Os intervalos composicionais demonstram comparativamente aumentos significativos de SiO_2 (43,5 - 48,6 %, em peso), Al_2O_3 (20,8 - 29,7%) e K_2O (10,47 - 11,16%). Os valores de FeO tiveram grande amplitude entre 5,8 e 17,0%, com maior representatividade entre 10,0 e 13,0 %, sendo bem inferior aos das demais fases, assim como TiO_2 (0,2-0,4%). Os valores de MnO são bem inferiores entre 0,1 e 0,4 %; Mg (0,11-0,39%) e Zn (0,02%) também mostram redução. Os valores medidos de F são bem variáveis, mas em geral superiores a 2 %, alcançando até 3,05 %. As quantidades estimadas para Li_2O são muito significativas, alcançando valores entre 2,9 e 4,4 %. O parâmetro $\text{fe}^\#$ situa-se entre 0,95 e 0,98, ultrapassando 0,99 em alguns casos ((Tabela 7, Anexo 4).

Nessas micas fica evidente o amplo predomínio de Al no sítio octaédrico em detrimento de Fe, observando-se valores Fe/Al entre 0,3 e 0,7. O Li estimado corresponde a 2-2,4 c.p.f.u. na estrutura deste mineral e devido a essa grande quantidade foi classificada como zinnwaldita (Garcia,2011), com algumas composições mais ricas em Fe. Porém vale ressaltar que essas estimativas possuem valores relativamente altos e carecem de uma abordagem mais precisa, que será discutido em item posterior desse capítulo.

Micas no albita granito

No albita granito, as micas verdes claras a incolores apresentam em geral intervalos composicionais mais restritos. Observam-se valores $44,0 < \text{SiO}_2 < 45,5$ (%)

em peso), $26,3 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 30,5$, % e $7,9 < \text{FeO} < 10,7$ %. Os óxidos aparecem em concentrações similares às observadas para no item anterior, com exceção do F, inferior, alcançando no máximo 1,8 % e do Li_2O que fica entre 3,1 e 3,5 % (cf. Tabela 8 , anexo 4).

Embora bastante semelhante à mica da terceira fase que ocorre nos granitos principais, essas micas exibem relação Fe/Al entre 0,5 e 0,3, apresentam maior quantidade de Al no sítio octaédrico, e exibem estimativas de Li de 1,7 – 1,9 c.p.f.u. Correspondem também à zinwaldita (Garcia, 2011), porém com contribuição mais expressiva de Al quando comparada a de Li.

Greisen

A amostra de greisen (Figura 61) estudada possui os membros mais evoluídos do grupo das micas com intervalos de sílica entre $41,8 < \text{SiO}_2 < 47,2$ (% em peso), em que os termos mais aluminosos alcançam teores de 31,8% de Al_2O_3 com menores valores para FeO, 6,6 % em peso. São similares em geral as micas presentes no albíta granito (Tabela 8, Anexo 4).

Figura 61 - Cristais de mica verde clara a incolor substituindo pervasivamente micas e feldspatos primários. Amostra GUA 08-A. Quartzo mica greisen. Polarizadores cruzados.

Assim, é caracterizada também por expressiva contribuição de Al e Li no sítio octaédrico e classificam-se igualmente como zinwaldita. Essas micas expõem o mais

alto grau de evolução das amostras estudadas, com valores $fe\#$ sempre superiores a 0,99 salvo algumas exceções. Os conteúdos de ZnO são pouco expressivos (0,05 – 0,12%) e os valores de Mg são os mais baixos encontrados, o que lhe confere um alto $Fe\#$ (Garcia, 2011).

Pegmatitos

Os pegmatitos hospedam tanto cristais de micas verdes claras a incolores (Figura 62) quanto de biotita verde, essas últimas quimicamente muito semelhantes as descritas anteriormente, valendo ressaltar um relativo empobrecimento em FeO , com intervalos entre 21 e 24%. A mica verde clara é mais rica em Fe (10,18 – 19,41% em peso de óxido) quando comparada as demais estudadas e exibem altos valores de F (~3%). Mostram ainda valores de SiO_2 (42,45 - 48,58) (% em peso) e Al_2O_3 21,41 - 24,46% bastante semelhantes aos anteriormente descrito (Tabela 8, Anexo 4).

Figura 62 - Megacristal de zinnwaldita em amostra de pegmatito. GUA - 09B. Luz plano polarizada.

Relações entre Si , Fe e ^{VI}Al

Esses elementos são os mais expressivos e importantes para definição da evolução química desse conjunto de micas devido aos baixos valores de Ti , Mg e Mn apresentados e o fato de o conteúdo de Li ser apenas uma estimativa.

Pela relação entre Si e Al octaédrico (Figura 63b) é possível separar dois agrupamentos principais.

O primeiro composto principalmente pelos biotita granitos e parte dos hospedeiros de rochas tardi – pós magmáticas (Si [5.7 e 6.1] e ^{VI}Al [0.6-1.6]) marcando uma trajetória linear de annita para siderofilita e protolitionita.

O segundo grupo reúne as composições mais evoluídas presentes nos granitos e as do albita granito, greisen e pegmatito (Si [6.1-6.7] e Al^{VI} [1.9-2.8]), notando-se ainda uma divisão entre as micas do albita granito e greisen perante os demais dados, explicado pela relativa perda em Si e acréscimo em Al. Quanto a razão Fe^{VI}/Al , nota-se uma maior discriminação das micas enriquecidas em Al em relação as rochas hidrotermais. (Figura 63c).

Entre Si e Fe também ficam claros dois agrupamentos principais (Figura 63a), o primeiro tendo um comportamento praticamente linear entre a perda de Fe e aumento de Si (marcando as fases das biotitas) e o outro com valores de Fe inferiores a 1.7 átomos por fórmula, onde ocorre uma tendência linear inversa, mostrando perda de Si e redução de Fe concomitantemente, variação esta fruto do enriquecimento em Al. A razão Fe^{VI}/Al dispersa melhor os dados de annitas e siderofilitas, exibindo razões entre 4 e 6, e entre 2 e 4 respectivamente.

Figura 63 – Diagramas envolvendo ^{VI}Al , Fe e Si. a) Diagrama envolvendo Si e Fe. b) Diagrama ^{VI}Al vs Si. c) Diagrama Fe/ ^{VI}Al discriminando melhor annita e siderofilita.

7.2.3 Elementos traços

As micas verdes claras a incolores classificadas como zinnwaldita (Garcia, 2011) foram submetidas à análises por Laser Ablation – ICP-MS para quantificação de seus elementos traços. Através de perfis ou *spots* nesses minerais pode se levantar informações importantes para sua classificação e compreender melhor os aspectos composicionais dessa variedade tão marcante nos processos hidrotermais.

Um conjunto de cristais de amostras de biotita granito (n=3), pegmatito (n=4), albita granito (n=3) e greisen (n=5) foi analisado e seus dados são apresentados na Tabela 9, Anexo 4. Devido a grande quantidade de inclusões presentes nesses minerais (Capítulo – Petrografia), muitas análises foram comprometidas e constatou-se interferências bastante relevantes com destaque para elementos como Zr, Y, Sn,

Nb, ETRL (La,Ce), ETRP, U e Th que provavelmente estão associados a mineralogia acessória (Capítulo 8) frequentemente inclusa nessas micas (Figura 64).

Figura 64 - Mica verde clara com diversas inclusões. Quartzo Mica Greisen. Luz plano polarizada.

7.2.3.1 Resultados

As análises obtidas demonstraram valores relativamente baixos para a maioria dos elementos com destaque para os seguintes elementos: Li, Mg, Ti, Mn, Zn, Rb e Sn.

Li e Mg

O uso de estimativas do conteúdo do óxido de lítio baseadas nas quantidades de SiO_2 e o cálculo de MgLi levaram Garcia (2011) a classificar essas micas como zinnwaldita, devido aos altos valores estimados de LiO_2 em torno de 3,4 % a 4,5% (em peso) e baixos de MgO (0,1-0,4%) verificados por microsonda eletrônica.

No entanto, os resultados de Li mostram que as estimativas são superestimadas em pelo menos uma ordem de grandeza. Os maiores valores são encontrados no pegmatito (2218-1809 ppm) que resultaria em porcentagens em peso de óxido em torno de 0,48% e 0,39% (Tabela 3), muito próximo dos valores estimados para as annitas, membros mais primários e provavelmente menos enriquecidas no

elemento, fato confirmado por valores de 857 a 453 ppm (0,10-0,17 % em peso de óxido) na amostra do *greisen*. Albita granito e biotita granito apresentaram quantidades intermediárias, entre 743 e 1447 ppm.

Tabela 3- Concentrações em peso de óxido para os elementos mais relevantes das análises de elementos traços para micas verdes claras a incolores.

	Greisen	Albita granito	Pegmatito	Granito
Li₂O	0,10-0,17	0,21-0,28	0,39-0,48	0,17-0,31
MgO	0,87-0,24	0,04-0,06	0,16-0,19	0,04-0,20
TiO₂	0,03-0,05	0,15-0,23	0,10-0,16	0,04-0,22
MnO	0,15-0,25	0,28-0,34	0,30-0,34	0,18-0,22
ZnO	0,02-0,03	0,03-0,04	0,06-0,08	0,03-0,04
Rb₂O	0,11-0,25	0,22-0,25	0,23-0,30	0,19-0,31
SnO₂	0,03-0,05	0,02-0,05	0,01-0,02	0,03-0,04
MgLi*	[0,01-0,02]	[-0,11; -0,16]	[-0,18;-0,22]	[-0,09;-0,11]

* calculado com base em proporções catiônicas, excluindo valores anômalos.

As concentrações de Mg foram bastante concordantes com as obtidas por Garcia (2011), em torno de 234 e 1221ppm (0,04-0,24%, em peso de óxido), salvo alguns pontos no greisen que tiveram composições anômalas (4205 e 5247 ppm), fazendo com que essa amostra tenha o maior intervalo de Mg (Tabela 3).

Esses dados trazem uma nova realidade frente à classificação e evolução química desse conjunto de micas. Utilizando o diagrama proposto por Garcia (2011), atribuindo às quantidades mais baixas de Li encontradas para annita e siderofilita, e usando um valor médio das análises para as micas verdes claras a incolores, constatou-se que a evolução química de micas mais primárias (membros da solução sólida annita-siderofilita) não tem influência significativa de Li e Mg. As micas tardias denominadas anteriormente de zinnwalditas, agora plotam no campo de uma mica dioctaédrica “fengita” com progressivo aumento de Al, assim como um leve enriquecimento em Li, observado de forma mais pronunciada no pegmatito.

O diagrama (Figura 65) ressalta os dois grandes grupos separados pela relação entre Si, Al e Fe (item 7.2.2) a grande disparidade entre a classificação de Garcia (2011) e a adotada aqui, demonstrando que as estimativas de Li precisam ser utilizadas com critério e precisam ter seus valores confirmados.

Figura 65 – Nova proposta de classificação para as micas do Pluton Desembarque. Diagrama conforme o da figura 7. Notar discrepância entre a classificação adotada por Garcia 2011 (reta 1) e a adotada aqui com os valores reais de Li.

Mn, Ti, Zn, Sn e Rb e outros traços

O conteúdo de Mn apresentou os maiores intervalos para o albita granito e pegmatito (2650-2130 ppm) e algo mais baixo para biotita granito e greisen (1930-1150 ppm). O conjunto de dados (Tabela 2) teve grande reprodutibilidade em comparação aos levantamentos por microsonda eletrônica, verificável para o Mn, assim como para Ti com os menores dados conferidos ao greisen (323-169 ppm), seguido pelo pegmatito (945-596 ppm), biotita granito (1330-232 ppm) e albita granito (1368-892ppm). Os valores de Zn (130-612 ppm) são mais significativos no pegmatito, mas em porcentagens em peso de óxido (Tabela 2) esses valores apresentam pouca contribuição na estrutura das micas.

O óxido de Rubídio exhibe concentrações tão ou mais expressivas quando comparado a Mn, Mg e Li (Tabela 3) e com maiores intervalos para micas do granito (2868-1725 ppm), seguido de pegmatito (2746-2147ppm), albita granito (2746-2147ppm), e por último o *greisen* com 1965-979 ppm.

A quantidade de Sn nas micas pode ser um guia para verificação de depósitos desse elemento (Taylor,1979), entretanto no conjunto analisado, os números são relativamente baixos, com máximos de 416 e 406 ppm para amostras de albita granito e greisen, respectivamente, e um pouco menores para o granito (352 ppm), praticamente a metade do pegmatito com 170 ppm. Nas proporções em peso de óxido fica ainda mais claro esses baixos teores (Tabela 3).

Quanto aos demais elementos traços ficam bem marcado os baixos valores de Ba perante ao altos de Rb e anomalias negativas de Sr (Figura 66), com menores e maiores valores para biotita granito (BG) e greisen, respectivamente. As concentrações mais altas de Th e U são registradas no albita granito (AG) e greisen (G). Nb tem teores relativamente altos bem destacados nos membros hidrotermais.

Exibem de forma geral conteúdos muito baixos de Zr, Hf, Ti e Yb. Os valores relativamente altos de Li levam a uma brusca queda para Y e ETRP, tendo estes últimos maior concentração nos pegmatitos. Os valores de Zn são pouco expressivos, Ga e Sn moderadamente mais altas.

Nota-se que as amostras são bem empobrecidas em ETR e é possível distinguir claramente dois comportamentos: um com quantidades mais elevadas, tendo albita granito e greisen como limite inferior e superior, respectivamente, juntos exibem uma forte tendência horizontal e anomalias negativas de Eu bem marcadas com um leve enriquecimento em ETR leves (Figura 67). O segundo, de anomalia de Eu tênue, é inclinado com predominância dos terras raras pesados sobre os leves, acentuadamente verificada em algumas micas do pegmatito que tem valores de ETRP superiores a do primeiro grupo, em contrapartida, a amostra de granito exibe valores muito baixos desses elementos, abaixo do limites de detecção.

Figura 66 - Diagrama multielementar para micas verde claras e incolores do Pluton Desembarque normalizado para o condrito de Sun & Mcdonough 1995.

Figura 67 - Padrões de Elementos Terras Raras para micas verde claras e incolores do Pluton Desembarque normalizados para o condrito de Boynton (1984).

8. Minerais acessórios: tipologia e micro-estruturas

Em rochas graníticas os minerais acessórios são, sem dúvida, os principais depositórios de elementos traços, particularmente os elementos HFS (high field strenght) e Terras Raras. No Pluton Desemborque, foi demonstrado que os processos hidrotermais tiveram papel fundamental na evolução dos minerais félsicos e máficos formadores de rocha. Neste capítulo, apresentam-se dados composicionais qualitativos e texturais relativos aos minerais máficos acessórios, destacando a ocorrência de diversas fases e ressaltando as transformações de fases primárias e a precipitação de fases tipicamente hidrotermais nas rochas graníticas e hidrotermais estudadas.

As imagens obtidas e dados composicionais qualitativos obtidos por dispersão de energia (EDS) são apresentados no Anexo 5.

8.1 Silicatos

8.1.1 Zircão (ZrSiO_4)

Zircão é um mineral acessório típico de rochas ígneas, principalmente as plutônicas (Deer et al., 1992). Exibe simetria tetragonal [$I4_1/a$ md] e é um dos minerais acessórios mais importantes, não somente pelo papel no controle do comportamento dos HFS, mas também por ser amplamente utilizado em geocronologia e permitir avaliar parâmetros intensivos de cristalização, como por exemplo, estimar temperaturas de saturação (Watson e Harrison 1983).

Uma das feições mais comuns neste mineral são zonamentos composicionais dados por Si e Zr, e de maior importância Hf, P, Y, ETRPs, U e Th, muitas vezes fruto de alteração hidrotermal (Corfu et al. 2003) ou mesmo da própria cristalização magmática. A cristalização desses minerais é condicionada por parâmetros como temperatura, saturação de Zr e condições de oxidação, entre outros (Corfu et al. 2003).

Os zonamentos oscilatórios característicos de cristais ígneos se dão pela substituição sólida entre dois membros finais, um rico em elementos traços e outro

pobre, próximo da composição pura do zircão, que resulta em diversos padrões de zonas de colorações variadas (Corfu et al. 2003).

Predominantemente nos estágios tardi a pós magmáticos ocorre transformações *subsolidus*, a mais comum é a recristalização discordante de membros pobres em U, homogêneos, que interrompem zonamentos oscilatórios concêntricos. A instabilidade entre a fase rica em traços com a empobrecida leva a expulsão de elementos traços e sua concentração em zonas convolutas (Corfu et al. 2003).

Zircões hidrotermalizados comumente apresentam composições de alto U e Th e tem interpretação ambígua devida aos diversos fatores envolvidos como metassomatismo, recristalização ou dissolução e reprecipitação. O critério para identificar condições de cristalização de zircão em fluídos aquosos a baixas pressões (< 2 kbar) e temperaturas (< 500 °C) são: texturas em esponja e enriquecimento em elementos terras raras, HFS, Pb comum e F (Corfu et al. 2003).

Processos de metamictização, ocasionados por decaimento radioativo (U e Th), levam a expansão de volume, responsável por padrões de fraturamentos radiais nas porções de baixo U e facilitam percolação de fluídos de alteração (Corfu et al. 2003). Cristais extensivamente metamicticos exibem inúmeras cavidades, além de inclusões e precipitação de minerais de Th e U, de difícil explicação, pois podem ser xenocristais ou fases exsolvidas.

Os processos de alteração nesse mineral levam a complicações na aquisição de dados geocronológicos, já que lixiviam Pb radiogênico e precipitam Pb comum (Corfu et al. 2003).

Recentemente, Vilalva (2012) obteve dados importantes para caracterização geoquímica e geocronológica da Província Graciosa. A amostra do Pluton Desembarque (GUA-16) demonstrou que a maior parte dos cristais é euédrica com moderado desenvolvimento de prismas {110} com faces piramidais bem marcadas. Tais cristais apresentam dissolução parcial, reabsorção local e recristalização, além de inclusões serem muito comuns principalmente na interface borda-núcleo. As composições químicas obtidas pelo mesmo autor, revelam os seguintes valores em ppm: Y (2890), Nb (57.3), Hf (10903), Pb (91), Th (358), U (191), ETRL (108) e ETRP (2140). Através da quantidade de Ti (19 ppm), temperaturas de saturação em Zr foram calculadas chegando a valores de $856 \pm 20^{\circ}\text{C}$, tais temperaturas relativamente altas podem ser atribuídas a inclusões de minerais ricos em Ti ou relacionado a interação de fluídos nos estágios tardios de cristalização.

Nas amostras estudadas neste trabalho, zircão é o acessório mais abundante com estreita relação com a maior parte dos demais acessórios. Ocorre de forma isolada, incluso em quartzo (Figura 8) e feldspatos, ou como agregados de cristais (Figuras 1 a 6), frequentemente associados a micas (Figura 1) e opacos em trechos alterados. A maior parte dos cristais é idiomórfica a subidiomórfica, com razão altura/largura entre 1,5 e 3,5, e por vezes exibe fraturamento radial devido ao decaimento radioativo (Figura 2 e 3). Os cristais apresentam zonamentos composicionais diversos, comumente finos e regulares (Figura 2, 3 e 9), normalmente associados à cristalização magmática. Registram efeitos de transformações tardi- a pós-magmáticas, as quais se superpõem efeitos de metamictização e consequentes transformações químicas que levam a zonamentos irregulares, por vezes associados com texturas em “esponja”, inclusões diversas distribuídas de forma irregular, bem como cristalização de fases minerais mais tardias (Figuras 4, 5 e 6).

A principal variação composicional se dá no conteúdo de Hf que se torna progressivamente mais abundante nas bordas dos cristais, e ocasionalmente teores mais elevados de U, Th, Pb e ETRP. Teores anômalos de Ca, Fe e Th são encontrados no zircão presente nos núcleos intercrescidos (Garcia, 2011).

Os principais acessórios associados a zircão correspondem a torita, columbita, monazita, cassiterita, galena, xenotima e fluoretos de ETR. Tais minerais e suas relações texturais de alteração com cristais de zircão são descritos a seguir:

Torita

As principais relações texturais entre os minerais se dá em cristais que apresentam texturas do tipo esponja, onde ocorrem núcleos constituídos por intercrescimentos entre zircão e torita (Figura 3) ou em bordas com alteração relativamente pervasivas (Figuras 4 e 5) ou como diminutos cristais próximos as fraturas dos zircões (Figura 2 e 6), originados por processos de alteração possivelmente associados a uma fase primária mais rica em Th.

Columbita

Columbita está ligada ao zircão pela presença de alteração em bordas com hábito irregular (Figuras 5 e 6), principalmente nas proximidades de micas e/ou opacos devido a processos de alteração hidrotermal ou como finas inclusões (Figura 7).

Monazita

Esse mineral é reflexo dos efeitos pós-magmáticos em cristais de zircão, devido a sua ocorrência de forma discreta em finos cristais nas bordas (Figura 5) ou em cavidades de diversos cristais (Figura 7).

Cassiterita

Ocorrem sempre próximas a cristais de zircão (Figura 19), ou como diminutas inclusões ou associando-se com minerais de alteração e sendo de natureza possivelmente pós-magmática.

Galena

Encontra-se de forma rara e discreta sempre nas proximidades de “buracos/cavidades” dos cristais de zircão.

Fluoretos de ETR

Exclusivamente secundários tais minerais alteram zircão com pouca intensidade sendo mais frequentes nos demais minerais que o modificam, porém em algumas amostras examinadas parecem ter desempenhado papel importante nos processos hidrotermais, onde é possível verificar sua percolação por fraturas e transformando bordas de cristais (Figura 8), deixando os mesmo com texturas bastante irregulares. É importante ressaltar que devido a suas dimensões (pequenos e muito finos) é difícil reconhecer especificadamente de qual mineral dentre os fluoretos se trata, sendo variáveis as composições entre elementos terras raras leves e pesadas, além de Y.

Xenotima

Xenotima ($Y(PO_4)$) é um mineral tetragonal com grupo espacial $I4_1/amd$, por ser isoestrutural ao zircão, esse fosfato de elementos terras raras sobrecresce o primeiro e vice-versa (Corfu et al. 2003) em certas rochas ígneas e hidrotermais (Nesse, 1991), além de ser passível de datação em rochas sedimentares afim de verificar a idade da diagênese (Fletcher et al 2000).

Nesse estudo uma única e discreta ocorrência foi verificada e trata-se de um sobrecrescimento epitaxial nas bordas de zircão (Figura 9), associados às transformações minerais pós-magmáticas.

8.1.2 Torita (ThSiO_4)

Trata-se de um mineral com simetria tetragonal $I 4_1/amd$ relativamente comum mesmo que em pequenas quantidades em algumas rochas ígneas, ocorrendo principalmente em pegmatitos. Por ser isoestrutural ao zircão apresenta variações composicionais que envolvem U, Fe e ETRPs, que substituem o Th, enquanto o P substitui o Si, de acordo com as substituições $\text{U}^{+4} \leftrightarrow \text{Th}^{+4}$ e $\text{ETR}^{+3} + \text{P}^{+5} \leftrightarrow \text{Th}^{+4} + \text{Si}^{+4}$ (Speer, 1982). Os conteúdos muito altos em Th e, menores em U, favorecem diferentes graus de metamictização.

No Pluton Desembarque a torita aparece principalmente como mineral secundário sempre associado a outros minerais mais tardios junto às zonas de maior alteração em zircão. Cristais idiomórficos a subdiomórficos, com zonamentos composicionais bem destacados relativo ao conteúdo de Th (Figura 10,) são caracterizados como primários e tem ocorrência restrita nas amostras estudadas.

8.1.3 Allanita $[(\text{Ca,Ce})_2(\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{SiO}_7)(\text{OH})]$

É um mineral com simetria monoclinica $P2_1/m$ do grupo do epidoto que ocorre como acessório em diversas rochas ígneas e metamórficas, além de pegmatitos e hidrotermalitos (e.g., Deer et al. 1992). Nas rochas graníticas, em geral é o principal portador das ETRL em variedades metaluminosas a moderadamente peraluminosas, associando-se a biotita e/ou hornblenda. Este mineral apresenta amplo espectro de variações composicionais, as quais refletem a composição dos magmas primários, bem como os ambientes de cristalização (e.g., Vlach e Gualda, 2007). Apresenta teores variáveis, embora relativamente reduzidos, de Th e U, que promovem metamictização dos cristais originais.

Nas amostras estudadas, é um acessório primário, mais comum nos granitos pórfiros, associado com as micas e minerais opacos, sendo raro nos biotita granitos. Em geral, os cristais observados são idiomórficos com dimensões superiores a 1 mm. Apresentam zonamentos notáveis em imagens BSE, os quais são muito ressaltados pelos fenômenos de alteração hidrotermal e/ou metamictização (Figura 11). Em termos composicionais, correspondem a uma allanita-(Ce) e/ou ferriallanita-(Ce) (Garcia, 2011).

8.1.4 Topázio $(\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH}, \text{F})_2)$

Esse mineral de simetria ortorrombica $Pbnm$ frequentemente ocorre em rochas graníticas associadas a processos de alteração hidrotermal como a greisenização

(Capítulo 4 – Item 4.5) e tipicamente em pegmatitos. No pluton Desemborque, é visto em biotita granitos junto a micas tardias como cristais muito pequenos inclusos nas mesmas, e com maior quantidade e magnitude (Figura 12) em amostras de greisen.

8.2. Óxidos

8.2.1 Óxidos de Fe e Ti

Os óxidos de Fe e/ou Ti apresentam papel importante na caracterização das condições de oxidação de sistemas magmáticos e hidrotermais e são alvo de diversos estudos científicos (Capítulo 4 – Item 4.3). O seu principal representante devido às condições reduzidas de cristalização no Pluton Desemborque (Garcia, 2011) é a ilmenita, sendo seguida por quantidades menores de magnetita e hematita.

Ilmenita ($FeTiO_3$)

Ilmenita é um mineral hexagonal com grupo espacial R 3 sendo um acessório comum em rochas ígneas. Apresenta variações composicionais associadas principalmente a variações nos conteúdos de Mn, Mg e Nb (e.g., Deer et al. 1992).

É o mineral opaco mais comum nas amostras do Pluton Desemborque, ocorrendo com hábitos principalmente tabulares comumente associado às micas tardias a pós-magmática, concentram Fe e Ti pelo processo de alteração nos planos de clivagens das micas (Figura 30). As principais variações composicionais notadas correspondem as variações em Ti e Nb (Garcia, 2011).

Aparece também associada à magnetita, na forma de lamelas de exsolução (Figuras 15 e 16) ou alterando as bordas em processos tardios (Figura 13) ou até mesmo como núcleos granulares de cristais de ilmenita manteados por magnetita (Figura 14). Parece também guardar uma relação de reação com a columbita primária, aparecendo como bordas sobre esta última (Figura 18).

Os cristais de ilmenita registram efeitos de cristalização pós-magmática por serem alterados com certa frequência por F(ETR), columbita (Figura 13) e monazita (Figuras 28 e 30)

Magnetita (Fe_3O_4)

Magnetita de simetria hexagonal F d3m é um mineral relativamente raro nas rochas estudadas, em virtude das condições de oxidação verificadas ao longo do corpo e por dados de susceptibilidade magnética (Garcia, 2011). Parece ser de natureza primária, mostra-se idiomórfica com lamelas de exsolução de ilmenita, por vezes com alterações tardias nas bordas de F(ETR) (Figura 16) e ilmenita (Figuras 13 e 14).

Em outros casos é tipicamente pós-magmática, aparecendo associada na forma de diminutos agregados juntamente com outros minerais tardios.

Hematita (Fe_2O_3)

Hematita de simetria hexagonal R 3c, é relativamente rara em rochas ígneas. Aparece mais tipicamente associada a processos hidrotermais ou meteóricos de alteração (e.g., Deer et al., 1992).

Nas rochas estudadas aparece com hábitos tabulares a lamelares, associados aos produtos de alteração de micas e como martitas (hematita com hábito de magnetita, indicando que esta foi alterada) (Oliveira et al. 1987, Castro 2007). São os principais minerais opacos pós-magmáticos contidos nas lâminas, junto à ilmenita, columbita, e localmente preenchendo fraturas em fluorita.

8.2.2. Columbita

A columbita representa o membro final da solução sólida columbita [(Fe,Mn)Nb₂O₆] - tantalita [(Fe,Mn)Ta₂O₆] é um mineral ortorrômbico com simetria Pcan e ocorre tipicamente em algumas rochas graníticas e em pegmatitos (Klein & Hurlbut, 1993). Pode apresentar conteúdos variáveis de Sn e W.

A columbita é um acessório comum, aparecendo em boa parte dos granitos, associada principalmente a opacos, e subordinadamente, micas e acessórios. Exibe alguns poucos cristais primários e idiomórficos, com zonamentos composicionais tendo bordas significativamente mais ricas em Ta (Figura 17). Análises EDS semi-quantitativas, sugerem variações de Ta entre ca. 4-5 % e ca. 33-38 % (em peso) (Garcia, 2011).

Columbita aparece como inclusões de hábitos variados em mica, cassiterita, e fluorita, e tem inclusões de galena e fluoretos de ETRs e, em um caso, evidencia relação de reação com ilmenita (Figura 18).

Quando caracteristicamente hidrotermal, cristaliza-se nas bordas de cristais de zircão, opacos e cassiterita (Figura 19)

8.2.3 Cassiterita (SnO_2)

Sendo mais um dos minerais isoestruturais com zircão, é tetragonal e possui grupo espacial $P 4/mnm$ é encontrada em rochas graníticas, pegmatitos, greisens e skarns e exibe conteúdos variáveis de Mn, Ti, Sc, Ta e Nb (Taylor, 1979).

Cassiterita foi verificada somente na porção central do Pluton e aparece comumente em cristais idiomórficos (Figura 19 e 20) sem zonamento composicional com algumas cavidades e pequenas fraturas e sempre associados a micas hidrotermais e agregados de zircão. Apresenta grande afinidade com columbita, pela presença de inclusões e alterações.

8.3 Sulfetos

8.3.1 Galena (PbS)

Galena é um mineral isométrico com grupo espacial $F m\bar{3}m$. É o único sulfeto encontrado nos biotita granitos, sendo relativamente raro, aparece como inclusões em zircão e columbita, ou ainda em micas associadas a columbita, ilmenita e F(ETR) (Figura 18). Sua ocorrência de maior expressão é alterando um cristal de ilmenita de forma proeminente (Figura 22).

8.3.2 Pirita (FeS_2)

O sulfeto de Fe também é isométrico com grupo espacial $P a\bar{3}$. É restrito a uma amostra de pórfiro, associado a uma microfratura, demarcando muito bem seu caráter pós-magmático. Apresenta hábito euédrico com pequenos cristais de esfalerita em suas bordas e com inclusão de finos materiais provavelmente misturas entre galena, W e Tn (Figura 21).

8.3.3 Esfalerita ($(\text{Zn},\text{Fe})\text{S}$)

O sulfeto de Zn e Fe também é isométrico com grupo espacial $F43m$. Possui ocorrência única em uma amostra de greisen, a esfalerita (Figura 23) aparece de forma bastante abundante e exibe hábito euédrico nas proximidades de cristais de mica e apresenta ainda, algumas finas inclusões de bornita.

8.4 Fluoretos

8.4.1 Fluorita (CaF_2)

É mineral acessório de simetria isométrica $F m\bar{3}m$ muito comum em rochas graníticas e pegmatitos e bastante recorrente em processos hidrotermais (Capítulo 4 – Item 4.5) associados a minerais de minério, como galena, cassiterita e esfalerita. Os elementos terras raras, particularmente Y e ETRs, podem substituir o Ca na sua estrutura (Deer et al 1992; Klein & Hurlbut, 1993), que denota uma participação na mobilização desses elementos nos processos hidrotermais.

É um dos acessórios mais comuns e típicos do Pluton Desemborque, associando-se às micas (Figura 25 e 26) e aos demais acessórios (Figura 24) ou mesmo inclusos em feldspatos (Figura 27). Exibe hábitos idiomórficos a xenomórficos, e localmente apresenta marcado zonamento composicional, caracterizado por zonas marginais com conteúdos bem significativos de Y e ETRs, particularmente ETRPs (Figura 24). Em muitas amostras encontra-se fraturada, com preenchimento de hematita e fluoretos de ETRs.

8.4.2 Fluoretos de elementos terras raras

Estes fluoretos são comuns nas amostras estudadas e ocorrem como minerais pós-magmáticos nas bordas dos demais acessórios, com destaque para columbita, ilmenita e óxidos de ferro (Figura 13, 16 e 18). Encontram-se relacionados à fluorita, e aparecem tipicamente em fraturas e bordas dos cristais ou até mesmo inclusos (Figura 24, 25 e 26).

Uma característica importante a ressaltar é a presença desses fluoretos em microfraturas, como no caso da Figura 29, onde fica demonstrada uma relação entre as micas tardias e esses minerais preenchendo fraturas. Em alguns casos, esse processo é atuante em cristais de zircão.

A maior parte desses minerais é enriquecida em La e Ce, enquanto em quantidades subordinadas ocorrem F(Y).

8.5 Fosfatos

8.5.1 Monazita

Monazita $[(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4]$, de simetria $P2_1/n$, é mineral acessório típico de granitos e metassedimentos de médio a alto grau de afinidades peraluminosas, bem

como de pegmatitos e hidrotermalitos diversos. Apresenta variações composicionais significativas, envolvendo principalmente Si, Ca e U (e.g., Chang et al. 1998).

É de ocorrência relativamente comum nas rochas estudadas, aparecendo como cristais diminutos, associados a áreas de alteração de zircão (Figura 5 e 7), e em maior abundância em ilmenita alterando até mesmo cristais de tamanho considerável (Figuras 28 e 30).

9. Geoquímica em rocha total

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados geoquímicos obtidos para amostras selecionadas do Pluton Desemborque. Por simplicidade os dados são apresentados para as rochas graníticas e rochas hidrotermalizadas em separado.

9.1. Rochas graníticas: granito principal, microgranitos e pórfiros

As rochas graníticas estudadas apresentam, em geral, assinaturas geoquímicas muito similares às encontradas rochas similares de “tipo-A” (e.g., Frost et al 2001). Entretanto, é importante destacar que algumas entre as características geoquímicas observadas para estas rochas são bem contrastadas quando comparadas as assinaturas mais típicas dos biotita sieno- e monzogranitos que constituem a Associação Aluminosa da Província Graciosa (Vlach & Gualda, 2007a; Vilalva & Vlach, 2014) tornando-se praticamente únicas em todas as ocorrências estudadas desta província.

Estas características são destacadas a seguir.

9.1.1. Elementos maiores e menores

As composições químicas dos biotita granitos que constituem o fácies principal do Pluton Desemborque apresentam em geral pouca variabilidade, caracterizando-se pela sua relativa homogeneidade. Destacam-se valores relativamente elevados de SiO_2 (76-77 % em peso) e álcalis (Na_2O 3,91 - 4,21 % e K_2O 4,3 - 4,59 %) e modestos de Al_2O_3 (ca. 12 %) e $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ (~1 %) (Tabela 10, Anexo 6). Os demais elementos aparecem em concentrações relativamente baixas (CaO : 0,5 %, MnO , TiO_2 e P_2O_5 inferiores a 0,03%, 0,05% e 0,005%, respectivamente). Os valores de MgO encontram-se próximos ou mesmo abaixo do limite de detecção. As quantidades de F (2784 - 5900 ppm) são relativamente elevadas, alcançando 0,59 % em peso na amostra GUA-08C. (Tabela 11, Anexo 6).

Comparativamente ao granito principal, as amostras analisadas de microgranito e granitos pórfiros apresentam teores mais elevados de K_2O e menores de Na_2O . Assim, o microgranito apresenta 5,38% e 3,33% em peso de K_2O e Na_2O , enquanto nos pórfiros estes óxidos ocorrem nos intervalos 4,96 - 5,20% e 3,50 - 3,58%, respectivamente (Tabela 10, Anexo 6).

Na Figura 68, os dados obtidos são representados nos diagramas que correlacionam a razão $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ [Índice fe#] e o Índice MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ –

CaO) e SiO₂, estes últimos em % em peso, conforme sugeridos por Frost et al. (2001). Observa-se que os granitos estudados classificam-se no esquema destes autores como tipicamente ferroanos (com índices fe# entre 0,984 e 0,997), predominantemente álcali-cálcicos, algumas amostras levemente cálcio-alcalinas; apenas uma amostra, representativa do granito principal, apresenta caráter cálcico bem definido. Estas características são comuns aos granitos de “tipo-A” (e.g., Frost et al., 2001; Frost & Frost, 2011).

Considerando-se a saturação em alumina, como definido originalmente por Shand (Shand, 1943, cf. Figura 68a), as amostras do granito principal são em sua maioria rochas moderadamente metaluminosas, com valores entre 0,966 e 0,992 para o Índice de Saturação em Alumina [$ISA = A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, em moles]. O biotita sienogranito porfírico é levemente peraluminoso, com $ISA = 1,017$, bem como o biotita granito coletado no cume do pluton (GUA-36) (Tabela 10, Anexo 6). O biotita sienogranito que hospeda o albita granito e o *greisen* (GUA-08C) é a rocha granítica com maior valor para ISA (1,118). Acredita-se que as características peraluminosas apresentadas por estas últimas variedades possam ser explicadas por efeitos tardios associados esta característica à hidrotermalismo e paralela lixiviação em metais alcalinos, particularmente Na (Garcia, 2011).

Os granitos pórfiros são moderadamente peraluminosos, com valores ISA entre ≈ 1 e 1,029, já o a amostra de microgranito apresenta um valor de 1,072.

Os valores altos para o parâmetro fe# são características mais típicas de ambientes de cristalização relativamente reduzidos. A combinação com valores mais baixos dos conteúdos em Al₂O₃ (Figura 68c) é indicada como típica dos denominados granitos de “tipo-A” reduzidos (Dall’Agnol & Oliveira, 2007).

Embasados particularmente no diagrama Fe# vs SiO₂, Frost et al., (2001) propuseram a classificação das rochas graníticas e associadas em um grupo *Ferroan* (“Ferroano”) e outro *Magnesian* (“Magnesiano”), que guardam, naturalmente, correspondência com os originais definidos por Miyashiro (1975). Mais recentemente, Frost e Frost (2011) sugerem adicionalmente que o termo “tipo-A”, pelo seu caráter “ambíguo” seja substituído por “ferroano”.

Figura 68 – Diagramas geoquímicos selecionados para as rochas graníticas do Pluton Desembarque, retângulos em preto marcam o campo predominante das amostras aluminosas da Província Graciosa. a) Diagrama de Shand (1943) ressaltando o comportamento, em geral metaluminoso. b) Digrama MALI vs SiO_2 (% em peso). Notar estreito intervalos dos valores de sílica c) Diagrama discriminante dos ambientes de cristalização de granitos de Tipo-A proposto por Dallagnol & Oliveira, 2007. d) Diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ vs SiO_2 de Frost et al., 2001 (Discussão no texto).

As amostras do Pluton Desembarque são caracterizadas por apresentarem os maiores valores para $\text{Fe\#}$ (Figura 68d) entre as rochas da associação aluminosa da província (Garcia, 2011), uma decorrência de valores MgO muito baixos (próximos ou mesmo inferiores ao limite de detecção). De fato, é muito interessante que os valores deste parâmetro são similares aos observados para a associação alcalina da Província Graciosa, os quais são em geral significativamente superiores aos observados para os granitos da Associação Aluminosa. (cf. Vlach e Gualda, 2007; Vilalva & Vlach 2014).

Neste sentido, os granitos e rochas associadas do Pluton Desembarque contrastam fortemente dos granitos mais típicos da Associação Aluminosa, sendo os únicos que se caracterizam por serem marcadamente reduzidos, ou, na concepção de

Dall'Agnol & Oliveira (2007), poderem ser classificados como de “tipo-A” reduzido. Adicionalmente, como destacado em capítulos anteriores, estes granitos apresentam tipicamente valores baixos para as susceptibilidades magnéticas (SMs) os quais são compatíveis com esta interpretação, como já reconhecido por Oliveira *et al.*, (1987). Castro (2007) sugeriu um processo de hematitização no pluton com base na ocorrência de martita, constituída por hematita pseudomorfosendo magnetita original. Esta interpretação implica que os baixos valores para as SMs representam uma característica não original, mas adquirida por processos tardios. As evidências encontradas no decorrer deste trabalho não parecem suportar tal conclusão.

Dados normativos

Os dados normativos CIPW (Tabela 10, Anexo 6) revelam, como esperado, valores relativamente elevados para o Índice de Diferenciação de Thorton e Tuttle ($ID = qz + ab + or$, Thorton & Tuttle, 1960), entre 93 e 96, os maiores valores correspondendo as amostras GUA-01B e GUA-36 e valores bem reduzidos para o teor de An normativo entre 2,49 e 6,22. Esses teores são mais variáveis nas amostras de granito pórfiro entre 1,99 (GUA-90) e 7,59 (GUA-50B) e o microgranito demonstra os valores mais baixos encontrados (0,7)

No diagrama Q + Ab + Or normativo (Figura 69), as mesmas posicionam-se próximas ao mínimo granítico em pressões relativamente baixas, demonstrando um ambiente de colocação rasa, entre 0,1 e 0,2 Gpa.

Figura 69 - Diagrama normativo Q-Ab-Or, demonstrando condições rasas de cristalização.

9.2 Elementos traços e terras raras

O pluton Desemborque exibe concentrações importantes de elementos conhecidos como LIL (*large ion lithophile*) e HFS (*high field strenght*) conforme a tabela 12 contida no Anexo 6. Uma breve caracterização desses elementos, assim como seus comportamentos nas diferentes rochas estudadas são discutidas a seguir usando diagramas do tipo *spider* normalizados pelo condrito.

Os elementos LIL são destacados nesse maciço pela presença considerável de K, conforme descrito no item anterior, e também a Rb com valores sempre superiores a 400 ppm (Anexo 6, Tabela 12) e com limite superior de 578 ppm conferido pela amostra GUA-66. Nos granitos pórfiro, esse elemento apresenta concentrações mais baixas (278 e 203 ppm) e se destacam os valores mais expressivos de Ba e Sr, (140-200ppm e 20-40 pmm, respectivamente) frente aos demais granitos que podem apresentar anomalias bastante negativas (Figura 70), salvo a exceção do granito porfirítico que apresenta teores algo mais elevados (Ba ~ 52 ppm e Sr ~ 7 ppm).

Os elementos HFS apresentaram concentrações mais expressivas, podendo destacar os elementos Zr, Y, Nb, Th e U, além dos ETR.

Nos biotita granitos, Zr tem sua concentração mais baixa registrada no granito porfirítico (82 ppm) e o maior nas amostra GUA-21 (208 ppm). Vale destacar os maiores valores encontrados no microgranito (235 ppm) e no granito pórfiro GUA-90 (252 ppm).

A quantidade significativa de elementos radioativos é bem caracterizada para esse pluton devido as imagens de aerogamaespectrometria (Vasconcelos et al 1999, Castro, 2007 e Capítulo 5 – Geologia Local), e na fácies principal tem valores de Th e U, entre 20 -35 pmm e 7-4 ppm. Os limites superiores desses elementos correspondem à amostra mais interna no maciço e aquela que hospeda o *greisen*. Os menores são referidos ao microgranito e ao pórfiro GUA-90 (Figura 70).

Os teores de Nb representam uma considerável anomalia negativa na Figura 70, e tal comportamento é característico da crosta continental e indicam envolvimento dessa nos processos magmáticos (Rollinson, 1993). Os valores variam entre 78 e 30 ppm, sendo os maiores associados a proximidade da zona greisenizada.

As quantidades expressivas de Li e Sn são feições marcantes para caracterização de rochas submetidas a alterações do tipo *greisen* (Taylor,1979; Haapala, 1997). Os dados obtidos desses elementos para o Pluton Desemborque são relativamente baixos (Tabela 12, Anexo 6), confirmados pelas composições das fengitas hidrotermais (Capítulo 7) e nas singelas ocorrências de cassiterita (Capítulo 8).

Mesmo com valores pouco expressivos, é possível visualizar a influência desses processos, fato é que a amostra que hospeda o *greisen* exibe os limites superiores do intervalo de composição desses elementos típicos desse tipo de alteração nos biotita granitos como: Li (179 - 63 ppm), Sn (30 - 5 ppm).

Figura 70 - Diagrama spider com dados de elementos traços normalizados ao condrito de Sun & McDonough, 1995. Lendas como na Figura 69.

A quantidade de elementos terras raras (ETR) é variável e relativamente expressiva, com intervalos entre 405-166 ppm e destaque para a amostra mais enriquecida, GUA-21, que representa o limite superior desse intervalo e tem soma de ETR e Y com valores ainda mais discrepantes, chegando a 720 ppm. Em contrapartida, o microgranito apresentou números bastante inferiores para ETR (78 ppm) e Y (18 ppm).

As amostras do granito principal apresentam uma relativa concordância demonstrando um grau de fracionamento significativo por parte desses magmas (Figura 71), tendendo a um padrão gaivota levemente inclinada devido a uma concentração maior de elementos terras raras leves ($La/Sm_N = 2,89 - 1,65$ $La/Yb_N = 3,64 - 1,18$), nota-se que as amostras com tal característica referem-se a GUA-21A e 50C (granito porfíritico), como demonstrado em capítulos anteriores, são rochas que

sofreram maior influência de alteração hidrotermal, exibindo valores elevados de La e Ce, produzindo um padrão mais inclinado que as demais amostras. Tal padrão parece controlado principalmente por minerais como monazita, F(La,Ce) e allanita.

É digno de atenção que nas terras raras pesadas é possível verificar uma leve ascendência depois do elemento Ho, atingindo um pico em Yb, provavelmente puxada por um enriquecimento hidrotermal em Y observado em fluoretos de Y e terras raras pesadas.

Quanto as anomalias de Eu nota-se que a maior parte das amostras apresentam valores bem baixos ($Eu/Eu^* = 0,02-0,03$) demonstrando o grande fracionamento a qual foram submetidas em sua história de cristalização, entretanto uma amostra (GUA-66) apresenta um valor relativamente mais negativo (0,01; cf. Tabela 12, Anexo 6) que as demais e representa uma amostra coletada nas cota mais superiores do corpo, refletindo um maior fracionamento em direção ao topo do maciço, o que poderia sugerir sua maior proximidade do topo da intrusão ou maior ação de processos hidrotermais.

Figura 71 – Diagrama *spider* com dados de ETR normalizados ao condrito de Boynton, 1984.

A amostra do microgranito apresentou padrão um pouco mais destoante das demais, evidenciado por um grau menor de fracionamento e um padrão em gaivota

mais inclinado que as demais rochas graníticas ($La/Sm_N = 4,02$ $La/Yb_N = 3,82$), e um aumento tênue em direção as terras raras mais pesadas. Sugere-se esta variedade poderia ser fonte de um outro líquido, porém o comportamento das terras raras é muito parecido além de suas características químicas, macroscópicas e texturais e sugere-se que essa amostra não tenha sofrido tanto os processo de alteração hidrotermal presente ao longo de todo o corpo principal em maior ou menor grau, fato que não se nota com tanta frequência a presença desses processos nessa. Uma hipótese é de que a sua cristalização se deu em um momento anterior, refletindo as características de um magma mais primitivo que não apresentaram o fracionamento e alteração hidrotermal dos demais biotita granitos.

Quanto aos pórfiros, são notadas anomalias de Eu mais tênues e uma menor quantidade de ETR do que nos biotita granitos, porém seu enriquecimento relativo em elementos mais leves é muito mais marcado ($La/Sm_N = 4,01-2,92$ $La/Yb_N = 5,16-2,68$), principalmente na amostra GUA- 50B que tem maior conteúdo de ETR que a GUA-90, esta última ainda exibe uma anomalia positiva de Ce e refere-se provavelmente a uma condição mais oxidada de cristalização pela proximidade do pluton Azeite. Essas ainda apresentam anomalias de Eu mais tênues.

9.2.1 Diagramas discriminantes

A aplicação de diagramas para discriminação de tipos de rochas graníticas e ambientação tectônica envolvendo relações entre elementos traços (Pearce et al (1984), Whalen et al. (1987)), apesar de em alguns casos controverso, é útil para comparações, principalmente quando destacam elementos característicos de granitos de Tipo-A (Figura 72).

Os diagramas propostos por Whalen et al. (1987) para a discriminação dos granitos de tipo-A das demais associações graníticas, em função das concentrações (expressas em ppm) dos elementos traços Zr, Ce, Nb, Y e Zn, vs. a razão Ga/Al demonstram que as amostras aluminosas da Província Graciosa e do Pluton Desembarque plotam externamente ao campo característico dos granitos de tipo I e S (Capítulo 4 – Item 4.3).

Figura 72 - Relação entre traços e razão Ga/Al. Legenda como na figura 69. Extraído de Whalen et al 1987.

Tal diagrama marca o comportamento dos principais elementos HFS presentes no maciço estudado, sendo seus valores bastante concordantes com a associação aluminosa da Província Graciosa, Destacando-se valores mais elevados de Y.

Pearce et al. (1984), baseados em compilação de dados geoquímicos existentes para as ocorrências mais típicas de associações graníticas fanerozóicas que afloram em ambientes tectônicos bem definidos, introduziram os diagramas apresentados na Figura 73, em que se plotam as variações (em ppm) dos elementos traços Rb (LIL), Y e Nb (HFS), os quais definem campos mais típicos para as rochas formadas em ambientes de arcos vulcânicos (VAG), sin-colisionais (Syn-COLG), Dorsais Oceânicas (ORG) e intra-placa (WPG).

Os dados para a Província Graciosa e Pluton Desemborque demonstram caráter tipicamente intra-placa, uma característica comum aos granitos de tipo-A.

Figura 73 – Diagrama de Pearce et al 1984. Relação entre Rb e Y + Nb (ppm). Legendas como na Figura 69.

9.3 Caracterização geoquímica das rochas hidrotermalizadas

As amostras analisadas de albita granito e greisen mostram algumas variações muito bem marcadas em relação às rochas graníticas hospedeiras, que revelam as tendências dos processos de alteração. A amostra GUA-08C, que representa o biotita granito em contato com as rochas hidrotermais, apresenta, comparativamente aos granitos típicos, valores levemente mais altos de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e menores em álcalis.

O albita granito exhibe teores mais elevados em Fe_2O_3 (2,1% em peso) e menores de Na_2O (2,96%). Entre os elementos traços destacam-se principalmente os teores algo mais elevados de Rb (464 ppm), Y (164 ppm), Li (195 ppm) Sn (42 ppm) e F (6424 ppm).

Os dados da amostra de greisen indicam, por sua vez, variações bem mais marcantes como aumento significativo de Fe_2O_3 (5,27%) e mais tênue de SiO_2 (78,22%) e MnO (0,133%). Entre as perdas, a mais significativa é a de Na_2O caindo para apenas 0,26 % (Tabela 10, Anexo 6), que segundo Taylor (1979) é uma característica desse tipo de rocha. K_2O e Al_2O_3 tem queda suave alcançando 3,92 % e ca. 10 %, respectivamente. Destacam-se os valores mais altos de F encontrados, 9000 ppm.

Quanto aos elementos traços, os que apresentaram maior variação foram: Li (385 ppm), Rb (897 ppm), Sn (116 ppm) e U (13,6 ppm) cujos valores praticamente dobraram dos granitos para o greisen (Tabela 12, Anexo 6). Outros elementos com aumento menos significativo com relação aos granitos, foram Nb (85 ppm) e Th (35,4).

Em relação aos ganhos e perdas de massa (Figura 74) em comparação ao granito hospedeiro (GUA-08C), o greisen exibe grandes incrementos de Fe_2O_3 e Sn com valores superiores a 200% e relativamente menores de Li e Rb com mais de 100% de variação, sendo seguidos por valores mais modestos de Th, U e F. Entre as perdas, a mais notável é a do óxido de sódio com uma redução brusca em torno de 1500%, e uma tênue variação de Al_2O_3 .

Figura 134 - Diagrama de colunas, demonstrando em termos percentuais os ganhos e perdas de massa da amostra de greisen para o granito que hospeda essa mineralização. Notar valores abruptamente baixos de Na_2O .

Os diagramas normalizados pelo condrito para os elementos traços (Figura 756) demonstram os enriquecimentos descritos anteriormente com a amostra de greisen tendo valores superiores aos exibidos pelos granitos, representando o limite superior do diagrama para elementos como Li, Rb, Sn, Nb e U e de forma geral, alinhado ao maiores valores exibido pelos granitos.

Figura 75 Diagrama spider com dados de elementos traços normalizados ao condrito de Sun & Mcdonough, 1995.

O comportamento dos elementos terras raras não foi muito modificado pelos processos de alteração hidrotermal (Figura 76), apresentando um padrão bem horizontalizado, onde se verifica que os ETRL são bastante concordantes com os limites inferiores dos biotita granitos com a amostra de *greisen* exibindo maiores valores. Para os ETRP, verifica-se a mesma leve ascendência observada nos granitos em direção aos elementos mais pesados, com o albita granito tendo maiores concentrações para esses últimos. Esses comportamentos muito parecidos entre as rochas hidrotermais e granitos, demonstram que os processos de alteração hidrotermal no maciço são locais, não havendo grandes perdas ou ganhos de massa e maiores fracionamentos.

Figura 76 - Diagrama spider com dados de ETR normalizados ao condrito de Boynton, 1984. Notar comportamento muito semelhante entre as rochas hidrotermais e os granitos.

10. Geocronologia: Método U-Pb

O método U-Pb em cristais de zircão é amplamente empregado em rochas ígneas e metamórficas para obtenção de idades radiogênicas que registram seus momentos de cristalização, assim como para análises de proveniência sedimentar e suas respectivas idades (Dickin, 1995). O método geocronológico SHRIMP foi selecionado particularmente devido a grande complexidade da evolução dos zircões das rochas estudadas devido à superimposição de alteração hidrotermal.

Neste capítulo será abordado a caracterização dos cristais de zircão analisados; os dados isotópicos obtidos com SHRIMP para o granito pórfiro (Amostra GUA-50B) intrinsecamente relacionado ao Pluton Desemborque e suas implicações no contexto geocronológico da Província Graciosa. Esta amostra foi selecionada dentre as demais da coleção por apresentar, relativamente, evidências menos marcadas de transformações pós-magmáticas e/ou hidrotermais, observadas em imagens de elétrons retroespalhados (BEI), de catodoluminescência (CL) e ópticas, uma vez que neste estágio da pesquisa o interesse maior está associado à determinação de idades absolutas de cristalização magmática para o Pluton Desemborque, uma informação ainda inexistente na literatura.

10.1 Tipologia e aspectos texturais dos cristais de zircão

Os cristais de zircão e as regiões cristalinas para posicionamento dos *spots* analíticos foram previamente selecionadas com apoio das imagens disponíveis para minimizar efeitos indesejáveis relacionados a presença de fraturas, porosidade, inclusões e eventual recristalização e/ou cristalização hidrotermal.

De forma geral os cristais analisados são caracterizados por grande quantidade de inclusões, diversas delas diminutas e de difícil qualificação mesmo com métodos pontuais de análise, zonas de elevada porosidade e/ou cavidades diversas, além de zonas com graus de fraturamento variáveis e de recristalização (*cf.* capítulo 8 – Item 8.1.1). Todos estes aspectos texturais/micro-estruturais são correlacionados aos processos de alteração hidrotermal e de metamictização associada ao decaimento radioativo com consequentes alterações composicionais.

Estas características dificultaram bastante o posicionamento dos *spots* analíticos, os quais foram localizados preferencialmente sobre cristais prismáticos bem formados com zonamento oscilatório de tipo concêntrico em trechos das bordas

cristalinas (Figura 77). Alguns pontos foram posicionados em porções intermediárias e em cristais com hábitos algo mais irregulares, apresentando tanto bordas fraturadas, quanto zonamentos bem marcados ou ainda feições externas de sobrecrecimentos.

Neste sentido, merece ser destacado que Vilalva (2012) analisou uma amostra do granito principal do pluton com o método LA-HR-ICP-MS e encontrou dificuldades significativas para estabelecer idades magmáticas de cristalização devido não somente aos complexos padrões de alteração hidrotermal, mas também à presença de componentes herdados com idades paleo-proterozóicas a arqueanas (2968 ± 18 Ma). É interessante observar que o referido autor observou que algumas das características morfológicas e composicionais dos cristais por ele analisados guardam certas semelhanças com cristais presentes em rochas de natureza peralcalina do Pluton Papanduva, Complexo Morro Redondo, situado alguns quilômetros a SW do Pluton Desembarque.

Figura 77 - Imagens de catoluminescência (à esquerda) e ópticas (luz transmitida, à direita) e posicionamento dos spots analíticos SHRIMP dos cristais de zircão analisados e suas respectivas idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ com erro de 2σ . Notar predominância de trechos de borda e aspectos texturais que denotam a processos de alteração, fraturamento, recristalização e grande quantidade de inclusões; ver também Capítulo 8.

10.2 Resultados

Foram obtidas determinações isotópicas pontuais para 14 pontos em diferentes cristais (cf. Figura 78). Entretanto, após a aquisição e processamento dos dados, os resultados obtidos para três determinações foram rejeitados por apresentarem idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ destoantes dos demais (Figura 79).

Um destes cristais apresentou valores relativamente altos de Pb inicial (^{204}Pb) e forneceu uma idade de ca. 500 Ma (Tabela 13, Anexo 7), fato devido provavelmente a um enriquecimento neste isótopo e abertura do sistema isotópico por alteração hidrotermal (Corfu et al., 2003), processos de metamictização ou ainda sobrecrecimento (Figura 77 – Cristal 1.4). Os outros pontos analíticos apresentaram idades isotópicas bem contrastadas da média ponderada e do intervalo de dados dos demais resultados. Uma delas, com idade próxima a 690 Ma reflete provavelmente alguma parcela de componentes herdados, mas é difícil estabelecer se uma herança com esta idade está bem definida, poderia ainda representar alternativamente misturas variáveis de zonas cristalinas primárias (de origem magmática) com zonas herdadas com idades distintas (Tabela 13, Anexo 7 e Figura 77 – Cristal 1.3); a outra, resultou em uma idade mais jovem, em torno de 558 Ma (Tabela 13, Anexo 7 e Figura 77 – Cristal 1.11), que poderia ser ocasionado por interferência de inclusão não identificada ou por efeitos da alteração hidrotermal.

Figura 78 – Distribuição das 14 idades com a média das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($596 \pm 7,9$ Ma para $n=11$) representada pela linha azul. Diagrama relacionando as idades individuais de cada cristal analisado. Em azul, pontos descartados para o cálculo de idade magmática. As barras representam intervalos de desvios para um nível de confiança de 95%.

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cada ponto mostram que os valores são muito variáveis, evidenciado pela grande amplitude entre os mesmos (Tabela 13, Anexo 7, e Figura 78), com limite inferior em torno de 578 Ma, e superior próximo de 613 Ma, com maior concentração de pontos acima de 595 Ma.

Além dessas dificuldades, verificou-se que do conjunto restante, outros três cristais apresentam discordâncias bastante elevadas (>10%), chegando a valores absolutos entre 13,6 e 17,9% (Tabela 13, Anexo 7) e que embora estejam próximos da média apresentada na Figura 78, necessitam ser também descartados para o cálculo de idade concórdia.

Caso, estabelecida uma tolerância de discordância de até 5%, apenas cinco cristais restariam dentro do conjunto inicial de quatorze análises, demonstrando as grandes dificuldades e ressalvas a serem feitas para obtenção de dados geocronológicos para o Pluton Desembarque.

Para efeitos de comparação, as idades concórdia e as idades médias $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram calculados com auxílio do *software Isoplot* (Ludwig, 2003) para os três conjuntos explicitados anteriormente: (1) excluindo somente os dados com idades destoantes (n=11); (2) excluindo os dados com idades destoantes e tolerância de discordância de 10% (n=8); (3) além das exclusões anteriores, uma tolerância de discordância de 5% (n=5).

Através da construção do diagrama concórdia para o primeiro conjunto (Figura 79), obteve-se uma idade de 596 ± 8 Ma com bons parâmetros estatísticos para um nível de confiança de 95%: probabilidade de concordância de 95% e um MSWD de concordância de 0.0045. As idades médias $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são praticamente coincidentes com valores de $596 \pm 7,9$ Ma, e são estatisticamente piores que os anteriores, com probabilidade de concordância de 0,60 e MSWD de 0.83, para o mesmo nível de confiança.

Embora a idade concórdia para esse primeiro grupo tenha valores estatisticamente razoáveis, a presença de cristais com discordâncias muito elevadas não torna esse resultado factível.

Para o segundo conjunto (exclusão dos dados com discordância >10%) houve a construção de um novo diagrama apresentado na Figura 80, que demonstra uma idade concórdia próxima da anterior, em torno de $596,7 \pm 9,3$ Ma, porém com erro maior, probabilidade de concordância mais baixa igual a 56% e MSWD de concordância de 0.35 (nível de confiança = 95%). As idades médias $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apresentam uma leve variação positiva, chegando a $597,1 \pm 9,2$ Ma, com 67% de probabilidade e MSWD de 0.70. Nesse conjunto, ambas as idades apresentaram qualidade estatística relativamente mais baixa.

Figura 79 - Diagrama concórdia calculado para amostra GUA-50B com uma população de 11 cristais (excluindo somente dados destoantes, ver discussões no texto) mostrando a idade concórdia e a idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. O erro das elipses é igual a 2σ .

Figura 80 - Diagrama concórdia calculado para amostra GUA-50B com uma população de 08 cristais (excluindo dados destoantes e com discordância maior que 10%, ver discussões no texto) mostrando a idade concórdia e a idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. O erro das elipses é igual a 2σ .

A eliminação de dados pela tolerância de discordância de 10% demonstrou-se algo arbitrária, uma vez que alguns pontos restantes por essa premissa apresentam valores entre 7,5 e 8,6% (Tabela 13, Anexo 7), portanto, muito próximos do limite estabelecido. Com o intuito de encontrar uma idade mais significativa e de melhor qualidade, adotou-se uma tolerância de 5% para confecção de um novo diagrama concórdia, correspondente ao terceiro conjunto (Figura 81).

As novas idades calculadas foram mais baixas que as anteriores, e exibiram idade de 590 ± 12 Ma, com erros algo maiores devido a pequena população analisada, mas estatisticamente mais coerentes com probabilidade de concordância de 86% e MSWD de concordância de 0.029. Tal idade é coincidente com o valor médio de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, porém esse último apresentou 77% de probabilidade e um MSWD de 0.46.

Figura 81 - Diagrama concórdia calculado para amostra GUA-50B com uma população de 05 cristais (excluindo dados destoantes e com discordância maior que 5%, ver discussões no texto) mostrando a idade concórdia e a idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. O erro das elipses é igual a 2σ .

10.3 Discussões

A interpretação dos dados obtidos necessita de grande atenção e critério, devido a alta variação das idades e também dos altos valores de discordância. A tipologia e texturas dos cristais de zircão remetem a padrões de alteração hidrotermal (Item 10.1 e Capítulo 8 – Item 8.1.1), além da grande quantidade de inclusões presentes nessas amostras, incluindo minerais com conteúdo radiogênico como torita. Esses mesmos efeitos são também marcados por um cristal com uma idade mais jovem, em torno de 558 Ma e outro com grande quantidade de Pb comum (502 Ma).

Os dados obtidos para a amostra do granito pórfiro do Pluton Desembarque se sobrepõem aos intervalos descritos na literatura (583 ± 6 Ma – Vlach et al., 2011 e Vilalva, 2012), assumindo os respectivos erros das análises. Os valores dos dois primeiros conjuntos aqui discutidos são relativamente próximos aos dados para o pluton Alto Turvo (593 ± 9 Ma) reportado por Vilalva (2012) e os de Siga Junior (Inédito), que seriam representativos de um magmatismo precoce da Província.

Entretanto, os dados do primeiro e segundo conjuntos são algo superiores aos dados predominantes para a associação aluminosa da Província Graciosa (Vlach et al 2011 e Vilalva 2012). Altos valores de discordância e a baixa qualidade estatística impedem a obtenção de uma idade de cristalização magmática confiável.

O último conjunto de dados, embora com uma população relativamente pequena, parece estar mais coerente pela proximidade de sua idade (590 ± 12 Ma) com os demais plutons que compõe a província e por serem estatisticamente mais razoáveis e conterem somente dados com discordâncias inferiores a 5%.

No entanto, essa última idade ainda é conflitante, principalmente pelos resultados de Faleiros et al, 2011 que indicam uma idade de pico metamórfico da formação Turvo Cajati de 589 ± 12 Ma e um retrometamorfismo por volta de 579 ± 8 Ma.

A grande quantidade de componentes herdados citados por Vilalva, 2012, além do cristal aqui reportado com 690 Ma, sugere a possibilidade de misturas variáveis entre zonas cristalinas restritamente formadas durante o magmatismo principal e porções de cristais com zonas herdadas. Esse fato também explicaria valores relativamente mais altos que são apresentados pelas idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuais de cada *spot*.

O resultado mais baixo exibido por um cristal (558 Ma) é concordante com as idades de alteração hidrotermal propostas por Vilalva, 2012 e são coerentes com

dados $^{40}\text{Ar} - \text{Ar}^{39}$ em biotita que remetem a um resfriamento abaixo de 250-300°C em torno de 555 ± 4 Ma (Faleiros et al 2011).

Todas essas considerações reforçam a dificuldade de estimar uma idade de cristalização significativa para esse corpo granítico e exigem novas investigações isotópicas para outras litologias como o biotita granito porfirítico ou mesmo de outras amostras do granito principal, além disso, pode ser incluída a ausência de idades para o Pluton Azeite até o presente momento.

11. Condições de Cristalização

As condições de pressão e temperatura bem como o estado de oxidação no momento da cristalização de corpos ígneos são refletidas em diferentes aspectos, tanto em termos de geoquímica de rocha total e mineral, além de suas paragéneses e respectivas relações texturais.

Estimativas de temperaturas mínimas de líquidos graníticos através de fases acessórias primárias como o zircão e a apatita são muito recorrentes na literatura (Miller et al. 2003; Gualda & Vlach, 2007). Utilizando as quantidades de zircônio expressas pela geoquímica de rocha total e o parâmetro $M \left(\frac{[Na+K+2Ca]}{[Si*Al]} \right)_{Cat}$, o cálculo de temperaturas de saturação em Zr é aplicável dentro da premissa de que as temperaturas se encontram entre 750 e 1000° C e M entre 0,9-1,7.

O Pluton Desembarque apresenta principalmente valores entre 746 e 806° C (Tabela 11, anexo 6), pouco inferiores aos obtidos para as associações alcalina e aluminosa da Província, que exibem valores preferencialmente entre (850-900°C Gualda & Vlach, 2007). A amostra de microgranito e uma de granito pórfiro apontam valores mais concordantes com a província chegando a temperaturas em torno de 860° C, devido aos seus maiores conteúdos de Zr (Tabelas 11 e 12, anexo 6).

As composições dos feldspatos alcalinos e plagioclásios fornecem temperaturas de estabilidade entre essas fases minerais através de suas relações no diagrama Ab-An-Or conforme demonstrado no Capítulo 7 – Item 7.1 Os feldspatos alcalinos ficam muito próximos das curvas de 650 e 750°C, sendo este limite superior concordante as menores temperaturas de saturação em Zr.

A grande quantidade de intercrescimentos granofíricos nas amostras de pórfiro permitiram através da composição média entre quartzo e k-feldspato (Capítulo 7 – Item 7.1) identificar uma composição muito próxima a do ponto eutético ($T \sim 990^\circ$) em condições anídras e com 1 atm de pressão.

Os corpos graníticos da Província Graciosa são descritos na literatura como rochas de colocações em níveis rasos da crosta (Gualda & Vlach 2007). O pluton Desembarque também já teve essas características ressaltadas por Oliveira et al 1987, principalmente pela forma globular e arredondada dos cristais de quartzo, indicando desequilíbrio dos mesmos que ocorre em pressões relativamente baixas. Através de cálculos normativos a partir da litogeoquímica, o diagrama Ab-Q-Or

(capítulo 10 – Item 10.1) exhibe os campos de estabilidade relacionando suas composições a possíveis pressões de cristalização e indicam níveis considerados rasos com valores entre 0,1 e 0,2 Gpa.

O predomínio de ilmenita como fase opaca principal e a presença relativamente pequena de cristais de magnetita corroborada pelos baixos valores de susceptibilidade magnética aliadas a características geoquímicas específicas como Fe# muito próximos de 1, permitem estabelecer condições francamente reduzidas de cristalização.

12. Conclusões

O pluton Desembarque é caracterizado pelo predomínio de um biotita sienogranito equigranular de coloração branca com baixos IC's (Índice de Cor) que apresenta pouca variação faciológica, exibindo localmente uma variedade porfirítica de granulação mais grossa e coloração cinza escura e um microgranito de aspecto sacaroidal presente na forma de dique. Encontra-se ainda associado a pequenos stocks e diques de granito pórfiro de matriz muito fina e fenocristais bem destacados.

O feldspato potássico é pertítico com lamelas relativamente espessas, onde as fases exsolvidas são praticamente ortoclásio e albita puros. A verificação das áreas ocupadas por cada fase nos cristais resultou numa composição global variando entre $\text{Or}_{58}\text{Ab}_{42}$ e $\text{Or}_{53}\text{Ab}_{47}$ para os núcleos, já as bordas, que apresentam menor densidade de exsoluções, variam entre $\text{Or}_{71}\text{Ab}_{29}$ e $\text{Or}_{68}\text{Ab}_{32}$.

O quartzo apresenta formato globular e subarredondada característicos de corpos com colocação rasa e devido a deformação e/ou processos pós-magmáticos apresenta variáveis feições de recristalização.

Os cristais de plagioclásio são pouco frequentes e com baixo conteúdo de cálcio sendo classificados quimicamente como albita, com alguns poucos cristais caindo no campo do oligoclásio, apresentado no máximo teor de An de 17%.

A albitização é um fenômeno generalizado marcado por cristais bastante límpidos de albita, posicionados tanto intersticialmente quanto em meios às lamelas relativamente espessas das pertitas. Exibem texturas características de recristalização nas bordas de outros feldspatos, além de *swapped rims* e microvenulações.

Apresenta 2 fases micáceas francamente de origem magmática que são bem caracterizadas petrograficamente e quimicamente: annita, enriquecida em Fe e Ti e siderofilita, com maiores contribuições VI Al .

A greisenização é um processo bastante atuante e é caracterizado pela substituição da mineralogia primária, principalmente feldspatos e biotitas, por micas de coloração verde clara a incolor que anteriormente eram descritas e classificadas como *zinnwaldita* (Oliveira et al. 1987 e Garcia, 2011). Porém as estimativas do conteúdo de lítio demonstraram-se equivocadas e uma reclassificação demonstrou que se tratam de fengitas, marcadas pela quantidade significativa de Si e VI Al . Outros elementos com concentrações interessantes são: Rb e Sn.

A mineralogia acessória é constituída de zircão, torita, allanita, ilmenita, magnetita, hematita, cassiterita, columbita, fluorita, fluoreto de ETR's, galena, monazita e xenotímia.

Os registros microtexturais exibidos pelos minerais acessórios demonstram que os mesmos sofreram diversas modificações ao longo de sua cristalização tanto magmática quanto hidrotermal, estes últimos bastante evidenciados pelos minerais portadores de ETR. A toritização associada aos zircões favoreceu essa concentração mais elevada em Th e U, o que justificaria as anomalias observadas em imagens de aerogamaespectometria (Vasconcelos et al., 1999).

Pode-se notar certa contemporaneidade e associação entre o fenômeno de alteração desses minerais com a cristalização de micas hidrotermais formadas pelos processos de greisenização, também confirmada pela alta quantidade de inclusões dessas fases que levaram a diversas interferências nas análises dessas micas.

Por último, a intensidade e os diversos padrões de alteração e mineralogia dos cristais de zircão levam a dificuldades em conseguir uma população confiável para obtenção de dados isotópicos devido as grandes interferências que esses minerais podem apresentar na tomada dos dados.

As amostras estudadas apresentam assinaturas geoquímicas (alto Fe#, K₂O e Na₂O) e presença consideráveis de elementos LIL (Rb) e HFS (Nb, Y, Zr e ETR) podendo ser classificado como de tipo-A (Whalen et al 1987). Trata-se de um granito de caráter metaluminoso a peraluminoso com baixos valores de SM's.

Esses granitos apresentam alto conteúdo de SiO₂, elevado índice de diferenciação (ID), e baixos valores de MgO e CaO, bastante perceptíveis na composição de micas e feldspatos, respectivamente.

As principais variações pertinentes aos elementos traços se caracterizam por dois grupos principais: um primeiro referente aos processos incipientes de greisenização que levam aumento de concentrações em Li, Rb, Sn e Nb, corroboradas pelos dados de greisen e rochas associadas que apresentam maior quantidade de fengitas hidrotermais e minerais de minério como cassiterita e columbita; e outra pelo forte enriquecimento em ETR e Y, confirmadas pela amostra GUA-21A e o granito porfírico (GUA-50C), provavelmente controladas pela mineralogia acessória e seus processos de alteração, destacando-se fluoretos de ETRL e Y, além de monazita.

Os padrões normalizados ao condrito para ETR mostram que os biotita granitos principais tem tendência bastante horizontalizada, com valores pouco maiores para as ETRL e anomalias de Eu bem acentuadas. Nota-se um maior fracionamento de ETRP

nos granitos pórfiros, demonstrando um padrão mais inclinado e uma quantidade consideravelmente menor desses elementos no microgranito, sugerindo que talvez essa rocha não tenha sido submetida a um grande fracionamento e/ou alteração hidrotermal e que corresponda a uma rocha algo mais primitiva.

As litogeoquímica do albita granito e greisen mostra um enriquecimento substancial de Fe_2O_3 , e em elementos traços como Rb, Li, Sn, Th, U, enquanto há uma brusca redução das quantidades de sódio, como esperado para essas rochas (Taylor, 1979). A relativa concordância do comportamento das terras raras com seus hospedeiros, leva a crer que esse processo de alteração não levou a grandes variações refletindo os conteúdos originais da rocha granítica precursora.

Pode-se afirmar que a colocação desse corpo se deu em níveis rasos pela ocorrência de intercrescimentos granofíricos e quartzo globular, e através da relação Ab-Q-Or que determina a composição dessas rochas no campo de estabilidade em torno de 2 kbar. As temperaturas de cristalização obtidas pela saturação de Zr ficam 750-800° C, com exceções ao microgranito e granito pórfiro. Além disso, o diagrama Ab-An-Or exhibe intervalos de estabilidade entre as fases próximos das isotermas de 650 e 750°C. Essas condições de cristalização são coerentes com as da Província Graciosa (Gualda & Vlach, 2007)

A aquisição e tratamento de dados isotópicos foi problemática devido as diversas texturas de alteração e inclusões dos cristais de zircão. A grande quantidade de componentes herdados e idades calculadas com parâmetros estatísticos pouco significativos, levaram a redução da população de cristais para se chegar a uma idade razoável frente a qualidade dos dados e a literatura atual. O valor mais confiável, foi obtido com apenas 5 cristais e resultou em 590 ± 12 Ma, próximo ao intervalo de magmatismo da Província Graciosa (Vlach et al. 2011, Vilalva, 2012), porém incoerente com a idade do pico metamórfico da Formação Turvo Cajati de 589 ± 12 Ma (Faleiros et al. 2011).

O pluton Desembarque apresenta-se bastante concordante com a associação aluminosa da Província Graciosa, porém exhibe algumas similaridades com a associação alcalina como alto número de Fe# e valores de susceptibilidade magnética, caracterizando sua cristalização em baixas fugacidades de oxigênio, que podem ser remetidas a uma propriedade de sua rocha geradora e/ou assimilação de materiais de origem metassedimentar como a Formação Turvo Cajati durante a sua trajetória de cristalização.

A presença de greisenização é bastante recorrente no maciço estudado e minerais de minério como cassiterita e columbita são encontrados com alguma frequência, porém os teores apresentados não são considerados econômicos e podem ser explicados pela baixo fraturamento hidráulico (Castro 2007), tal afirmação é confirmada pela falta de estruturas do tipo *stockworks* e veios de quartzo mineralizados, sendo os greisens rochas encontradas localmente e que representam porções diminutas dos afloramentos. Outra alternativa proposta é a da erosão da cúpula granítica que abriga preferencialmente este tipo de mineralização (Taylor, 1979), conforme discutido por Oliveira et. al 1987 e Castro, 2007.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A-F, M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petr.*, 35, 525-41.
- Ague, J.J. and Brimhall, G.H. 1988. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: Effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geology Society of America Bulletin*, v.100, p.912-927.
- Anderson, J.L. 1980. Mineral Equilibria e crystallization conditions in the late Pre Cambrian Wolf River Rapakivi Massif, Wisconsin. *Am. J. Sci.* 208, 289-332
- Anderson, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geol. Soc. of America*, 161, p.133-154
- Anfilogov, V.N., Glyuk, D.S., and Trufanova L.G. 1973. Phase relations in interaction between granite and sodium fluoride at water vapor pressure of 1000 kg/cm². *Geochem. Intl.* 10, p.30-33.
- Bailey, J.C. 1977. Fluorine in granitic rocks and melts: a review. *Chem. Geol.* 19, 1-42
- Barker F., Wones D.R., Sharp W.N. & Desborough G.A. 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro–anorthosite–syenite–potassic granite suite. *Precambrian Research*, 2: 97-160
- Barnett, R. L., Arima, M., Blackwell, J. D., Winder, C. G., Palmer, H. C. and Hayatsu, A. 1984. The Picton and varty lake ultramafic dikes: Jurassic magmatism in the St. Lawrence Platform near Belleville, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.*, 21, 1260-72.
- Barsukov VL (1957) The geochemistry of tin. *Geokimiya* 1:41–53
- Barsukov , V. L. and Pavlenko, L. I. 1956. Distribution of tin in granitoidic rocks. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 109, 589-92 (in Russian).
- Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Siga Jr., O., Passarelli, C.R., Drukas, C.O., 2009. The evolution and tectonic setting of the Luis Alves Microplate of southeastern Brazil: An exotic terrane during the assembly of western Gondwana. *Developments in Precambrian Geology* 16, 273-291
- Bastin, G.F; Heillijers, H.J.M, 1990. Progress in electron-probe micro-analysis. *Material wissenschaftund Werkstofftechnik*. 21, 90-92.
- Badham, J.P.N. 1982. A comparison of tin and copper mineralization in felsic igneous rocks - where are the tin exhalites? In *Metallization associated with acid magmatism*, A.M. Evans (ed.), 29-35. New York: Wiley.
- Best MG (1982) *Igneous and metamorphic petrology*. WH Freeman and Co, New York
- Bottinga Y. and Richet P. (1978) Thermodynamics of liquid silicates: a preliminary report. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 382--400. B
- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies, in: Henderson, P. (Ed.), *Rare-Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, editor). Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Braun, S., Bream, B.R., Gualda, G.A.R., Vlach. S.R.F., 2010. Importance of LA-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry in determining the history of magmatic systems: Insights from the Graciosa A-type Province, Southern Brazil, in: AGU Fall Meeting, San Francisco.
- Burnham CW (1997) *Magmas and hydrothermal fluids*. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 3rd edn. Wiley, New York, pp 63–123.

- Burt DM (1981) Acidity-salinity diagrams – application to greisen and porphyry deposits. *Econ Geol* 76:832–843.
- Campagnoli, F. 1996. Considerações sobre a geologia da Sequência Turvo-Cajati, na região do alto Rio Jacupiranguinha, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, Brasil, 93 p.
- Campanha, G. A. C.; Basei, M. A. S.; Faleiros, F. M.; Tassinari, C. C. G.; Nutman, A. P.; Vasconcelos, P. M.; Dantas, E. L. 2009. Geocronologia do Terreno Apiaí no Sul do Estado de São Paulo. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil., São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo: IGcUSP. p. 220-221.
- Carmichael, I.S.E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contributions to Mineral Petrology*. Springer-Verlag. 106: 129-141.
- Castro, C. C. 2007. Metais raros associados ao granito Desemborque: estudo mineralógico e químico utilizando MEV-EDS. Dissertação de Mestrado. UERJ. 85p.
- Cerny, P. & Burt, D. M. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. Pp. 257-95 in: *Micas* (S. W. Bailey, editor). *Reviews in Mineralogy*, 13. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Chappel, B.W. & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chang, L.L.Y., Howie, R.A., Zussman, J., 1998. *Rock-forming minerals. Non-Silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates and Halides*, vol. 5B. Longman Group, Harlow, UK
- Collins B.J., Beams S.D., White A.J.R. & Chappel B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 189-200 Creaser, A.R. ; Price, R.C. ; Wormald, R.J. 1991. A-type granites revisited. *Geology*, v. 19 p.163-166.
- Cordani, U.G. & Bittencourt, I. 1967. Determinações de idade potássio-argônio em rochas do grupo Açungui. *Anais do Congresso Brasileiro de Curitiba*: Sbg. p. 218-233.
- Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr, de rochas graníticas intrusivas no grupo Açungui. *Anais do Congresso Brasileiro de São Paulo*: Sbg. p. 105-110.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., 2003. Atlas of zircon textures, in: Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 53. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 469-500
- CPRM, 2014. Faleiros, F.M.; Pavan, M.; Ferrari, V.C.; Rodrigues Pinto, L.G.; Almeida, V.V.; Caltabeloti, F.P.; Costa, V. S. 2013. Mapa Geológico da Folha Eldorado Paulista, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PGB, CPRM, São Paulo.
- Czamanske, G.K., Wones D.R., Eichelberg, J.C. 1977. Mineralogy and petrology of the intrusive complex in Pliny Range, New Hampshire. *Am. J. Sci*, 277, 1073-1123.
- Czamanske, G.K, Wones D.R 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part II, The mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, 349-380.
- Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B., 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46, 431–462.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, T.O., Moura, C.A.V, Macambira, M.J.B, Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos* 80, 101-129.

- Dall'agnol, R., Oliveira, C. O. 2007. Oxidized, magnetite series, rapakivi granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215-233.
- Deer, W. A., Zussman, J. Howie, R. A. 1992. An introduction to rock forming minerals. Longman Scientific & Technical. 696p.
- Deer, W.A., Zussman, J. Howie, R.A. 2003. Rock-forming minerals. Sheet silicates: Micas. The Geological Society. Vol. 3A. 758p.
- Dickin, A.P. 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge : Cambridge University Press. p. 452
- Eby, G. N. 1990. The A-Type Granitoids: A review of their occurrences and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**:115-134
- Eugster, H.P. 1984. Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. *Mineral Mag* 49:7-23
- Eugster, H. P. & Wones, D. R. 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petr.*, 3, 82-125.
- Faleiros, M.F., Campanha G.A.C., Martins, L., Vlach S.R.F., Vasconcelos, P.M. 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, In: Elsevier, Vol. 189. p. 263-291.
- Figueiredo, M. C. H.; Basei, M. A. S.; Mantovani, M. S. M.; Fryer, B. J. 1991. O complexo granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP: Publicação Especial*, v. 9, p. 35-39
- Fletcher, I.R., Rasmussen, B. and Mc Naughton, N.J. 2000. SHRIMP U-Pb geochronology of authigenic xenotime and its potential for dating sedimentary basins. *Australia Journal of Earth Sciences* 47, 845-859.
- Flood, R, S.E. Shaw, 1975. A cordierite-bearing granite suite from the New England Batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 157-164.
- Foland, K. A., and Allen, J. C., 1991, Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 109, p. 195-211.
- Foord, E.E., Cerny, P., Jackson, L.L., Sherman, D.M. and Eby, R.K. 1995. Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholith, Colorado. *Mineral. Petrol.*, 55, 126.
- Forster, H.-J., Tishendorf, G., Trumbull, R. B. and Gottesmann, B. 1999. Late-collisional granites in the variscan Erzgebirge, Germany. *J. Petrol.*, 40, 1613-45.
- Foster, M. D. 1960a. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-B, 11-49.
- Foster, M. D. 1960b. Interpretation of the composition of lithium micas. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-E, 115-47.
- Frost, B. R., and Touret, J. L. R., 1989, Magmatic CO₂ and saline melts from the Sybille monzosyenite, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, p. 178-186.
- Frost, R.B., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *Reviews in Mineralogy*, v. 25, in: *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Mineralogical Society of America.
- Frost, R.B., Lindsley D.H. 1991. Occurrence of Iron-Titanium Oxides in Igneous Rocks. *Reviews in Mineralogy*, v. 25, in: *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Mineralogical Society of America.

- Frost, C.D., Frost R.B. 1997. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. *Geology*, v.25, no. 7, 647-650.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J. & Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048.
- Frost, C. D; Frost R.B. 2011. On ferroan (A-Type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*. 52, 39-53.
- Garcia, R.P., 2011. Magmatismo granítico e alteração hidrotermal: exemplo do Pluton Desembarque, Maciço Guaraú (SP), Província Graciosa. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 60 p.
- Glyuk, D.S. e Anfilogov, V.N. 1973. Phase equilibria in the system granite H_2O -HF at a pressure of 1000kg/cm^2 . *Geochem. Int.*, 10, 321-325.
- Gryazev, V. A., Orlovskiy, V. V., Favorskaya, M.A. and Arakelyants, M. M. 1985. On tin-bearing metasomatites of the Rudnoe oer deposit at the Sikhote alin western slope. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 283, 1451-54 (In Russia).
- Groves DI, McCarthy TS (1978) Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Mineralium Dep* 13:11–26
- Gualda, G. A. R. 2001. Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalinas e aluminosas dos granitos tipo-A da Graciosa, PR. Dissertação de mestrado. . Instituto de Geociências da USP.151p.
- Gualda G. A. R. & Vlach S. R. F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79: 405-430.
- Haapala I. 1997. Magmatic and postmagmatic processes in Tin-mineralized granites: Topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *Journal of Petrology*, 38: 1645-1659
- Hallinan S.E, Mantovani M.S.M, Shukowsky W and Braggion Jr. I. 1993. Estrutura do escudo Sul-Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Rer Bras Geociênc* 23: 201–214.
- Hazen, R. M. & Wones, D. R. 1972. The effect of cation substitutions on the physical properties of trioctahedral micas. *Amer. Min.*, 57, 103-29.
- Heilbron M. L., Pedrosa-Soares A. C., Campos Neto M. C., Silva L. C., Trouw R. & Janasi V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.): *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- Heinrich, E. W. 1946. Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. *Amer. J. Sci.*, 244, 836-48.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, IPT 1985. Avaliação preliminar do potencial mineral do maciço granítico Guaraú. São Paulo. 71 p. (Relatório 22578).
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, p. 293-305.
- Ishihara, S.1979. Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese Granitoids. *J. Geol. Soc. Japan*, 85, 509-523
- Ishihara, S., 1981. Granitoid series and mineralization: *Economic Geology*, 75th anniversary volume, p. 458-484.
- Janousek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2008. Geochemical Data Toolkit (GCDkit).

- Kaul P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, *Anais*, 6: 2815-2947. 30
- Kaul P.F.T. 1997. O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293 p.
- Kinnaid JA (1985) Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. *J Afr Earth Sci* 3:229–252
- Klein, C. Hurlbut Jr, C. 1993. *Manual of Mineralogy*. Wiley & Sons. 681 p.
- Koch, P.T., Vlach, S.R.F., Basei, M.A.S., Garcia, R.P., Pessoa, A.F. 2011. Datação U-Pb (LA-ICPMS) em zircão de granitos do Maciço Mandira, SP, Província Graciosa, in: XII Simpósio de Geologia do Sudeste, Nova Friburgo, Brazil. SBG. Anais, CD.
- Kusiak, M.A., Dunkley, D.J., Słaby, E., Martin, H., Budzyński, B., 2009. Sensitive high-resolution ion microprobe analysis of zircon reequilibrated by late magmatic fluids in a hybridized pluton. *Geology* 37, 1063-1066
- Lang JR; Baker T (2001) Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineral Deposita* 36:477–489.
- Lehmann B (1982) Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Econ Geol* 77:50–59
- Loisellee, M.C; Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic suites . *Geol. Soc. America*. 11, 468.
- London, D., Morgan, C. B., VI & Hervig, R. L., 1989. Vapour- Tschendorf, G., 1977. Geochemical and petrographic characteristics undersaturated experiments with Macusani glass+H₂O of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. 20 at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **102**, 1–17.
- Lowel, G. R. & Ahl, M. 2000. Chemistry of dark zinnwaldite from Bom Futuro tin mine, Rondônia, Brazil. *Mineral, Mag.*, 64, 699-709.
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 4, 71 p
- Manning, D.A.C. 1982. The effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: *Metallization Associated with acid magmatism*.
- Mckenzie W.S., Donaldson C.H, GUILFORD C., 1995. *Atlas of igneous petrology and their textures*. Longman, Harlow, 148p.
- Miller C.F, Mc Dowell S.M and Mapes R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31: 529–532.
- Morgental A., Batolla JR. F., Pinto G.G., Paiva I.P. & Drumond J.B.V. 1975. *Projeto Sudelpa: relatório final*. São Paulo: Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais, 18 v.
- Mori, P.E; Reeves, S.; Correia, C.T; Haukka, M. 1999. Development of a fused glass XRF facility and comparison with the pressed power pellet technique at Instituto de Geociências, Sao Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*. 29 (3), 441-446.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.-M. and Carron, J.-P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids. *Compt. Rend. Acad. Sci., Sér. II*, 301, 813-8.
- Navarro M.S, Andrade S, Ulbrich H. H.G.J, Gomes C.B and Girardi V.A.V. 2008. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: Testing the

- efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geost Geoanal Res* 32: 167–180.
- Neiva, A.M.R., Neiva, J.M.C. and Parry, S.J. (1987) Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 43954.
- Nesse, W.D. 1991, *Introduction to Optical Mineralogy*. Oxford University Press. 335p.
- Ohmoto H, Goldhaber MB (1997) Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed) J Wiley and Sons, p 517-611
- Oliveira, M. C. B.; Rodrigues, E. P.; Coutinho J. M. V.; Martins F. A. G.; Figueiredo M. C. H.; Zapparoli, L.H. (1987) Petrologia de parte do maciço granítico Guaraú-SP. *In: I Simpósio Sul-Brasileiro Geologia*, 1. Curitiba. SBG. *Atas*, 2: 571-594.
- Oliveira M.C.B. 1989. Petrologia do Maciço Granítico Mandira-SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178 p.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., Loios, V.A.P., 2009. Dating minerals by ID-TIMS geochronology at times of in situ analysis: selected case studies from the CPGeo-IGC-USP laboratory. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 73–97.
- Patiño Douce, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743-746.
- Pearce, J.A; Harris,N.B.W.; Tindle, A.G.; 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pereira, R. M.; Ávila, C. A., Mendes, J. C; Neumann, R.; Castro, C. (2007) Pluton Desembarque: exemplos de corpos a metais raros (Nb,Zr,Hf) e estanho no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 257-267
- Pirajno, F. 1982. Geology, geochemistry, mineralisation and metal zoning of the McConnochie greisenised granite, Reefton district, Westland, New Zealand. *N Z J Geol Geophys* 28:187–191
- Pirajno, F. 1985. Porphyry Mo and greisenWmetallogeny related to the Karamea Batholith, South Island, New Zealand. *N Z J Geol Geophys* 28:187–191
- Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal ore deposits – Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer-Verlag, Berlin
- Pitcher, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional, Londres, 321 p.
- Pollard, P.J. Taylor, R.G. Cuff, C. 1983. Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage – a discussion. *Econ Geol* 78:543–545
- Pollard P.J., Milbura B., Taylor R.G., Cuff C. 1983. Examination of textural features of a series of granites of Herberton, Mt. Garnet Tin Field, Queensland, Australia. In: *Permian Conference*, Brisbane, Australia. Geological Society of Australia (preprint), 43 p.
- Poots, P.J. 1987. *A handbook of silicate rock analysis*. Blackie, Glasgow and London. 622p.
- Prazeres Filho H.J., Harara O.M., Basei M.A.S., Passareli C.R. & Siga Jr. O. 2003. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas Graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP Série Científica*, 3: 51-7.
- Rämö O.T. & Haapala I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granite. *Mineralogy and Petrology*,52: 129-185.

- Redhammer, G. J., Beran, A., Schneider, J., Amthauer, G. & Lottermoser, w. 2000. Spectroscopic and structural properties of synthetic micas on the annite-siderophyllite binary: Synthesis, crystal structure refinement, Mössbauer, and infrared spectroscopy. *Amer. Min.*, 85, 449-65.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Sassi, F. P., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E.W., Robert, J-L., Sassi, FP., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Canad. Min.*, 36, 905-12.
- Roedder E (1984) Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol 12. Min Soc Am, 644pp
- Rollinson, H. R. 1993. Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. *Geochemistry series*. 352p.
- Rose AW, Burt DM (1979) Hydrothermal alteration. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edn. John Wiley & Sons, New York, pp 173–235
- Salvi, S., Fontan, F., Monchoux, P., Williams-Jones, A.E., Moine, B., 2000. Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology* 95, 559-576
- Sato, Motoaki, and Wright, T. L., 1966, Oxygen fugacities directly measured in magmatic gases: *Science*, v. 153, no. 3740, p. 1103-1105. Shaw, H. R., 1972, *Viscosities*.
- Sato, K.; Siga Júnior, O.; Nutman, A. P.; Basei, M. A. S.; McCreath, I.; Kaulfuss, G. A. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, v. 6, n. 2, p. 251-263.
- Sato, K.; Siga Junior, O.; Silva, J. A.; McCreath, I.; Dunyi, L.; Iizuka, T.; Rino, S.; Hirata, T.; Sproesser, W.; Basei, M. A. S. 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 9, p. 61-69.
- Scherba, G.N. 1970. Greisens. *International Geological review* 12 : 114-149.
- Sertek, J. P., 2010. Estudo das contaminações provenientes do processo de cominuição de amostras geológicas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Siga Jr. O. O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- Siga Jr. O., Basei M.A.S. & Machiavelli A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23: 215-223.
- Shand (1943) *Eruptive Rocks*. John Wiley & Sons.
- Smirnov VI (1976) *Geology of mineral deposits*. MIR, Moscow, 520 pp
- Sobachenko V. N., Matveyeva, L. N. and Khaltuyeva, V. K. 1989. The evolution of mica composition in granitization and near-fracture metasomatic processes in Precambrian trough structures. *Geol. I Geofiz.*, 12, 73-81 (in Russian).
- Speer, A. J. 1982. The Actinide Orthosilicates in Ortho-Silicates. *Reviews in Mineralogy*. Volume 5. Chapter 4.113-135
- Stemprok, M. 1971. Petrochemical features of tin-bearing granitoids in the Krusne Hory Mts, Czechoslovakia. *Soc. Min. Geol. Japan. Issue*, 2, 112-118.

- Stern, L. A., Brown Jr., G. E., Bird, D. K., Jahns, R. H., Foor, E. E., Shigley, J. E. and Spaulding Jr., L. B. 1986. Mineralogy and geochemical evolution of the Little Tree pegmatite-aplite layered intrusive, Ramona, California. *Amer. Mineral.*, 71, 406-27.
- Streckeisen, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol Rundsch* 63: 773-786.
- Stolper, E. (1982a) The speciation of water in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46. 2609-2620. -
- Sun, S. & Yu, J. 2000. Actual Fe-Li mica series as a series with $\square_{IV}$ constant but not with Al_{IV} or Al_{VI} . *Min. Mag.*, 64, 755-75.
- Takagi, T., Tsukimura, K. 1997. Genesis of Oxidized and Reduced Type Granites. *Economic Geology*. V. 92, 81-86.
- Takagi, T. 2004. Origin of magnetite and ilmenite-series granitic rocks in the Japan Arc. *Am J Sci*, v. 304, 169-202.
- Taylor. 1979. Geology of tin deposits. *Developments in Economic Geology*, 11. Elsevier scientific production. 543 p.
- Taylor, R., Pollard, P.J. 1988. Pervasive hydrothermal alteration in tin-bearing granites and implications for the evolution of ore-bearing magmatic fluids. *Can Inst Min Metall Spec Vol* 39:86-95
- Thompson, R. N., Velde, D., Leat, P. T., Morrison, M. A., Mitchell, J. G., Dickin, A. P. & Gibson, S. A. 1997. Oligocene lamproite containing and Al-poor, Ti-rich biotite, Middle Park, northwest Colorado, USA. *Min. Mag.*, 61, 557-72.
- Tindle, A. G. & Webb, P. C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *Eur. J. Min.*, 2, 595-610.
- Tischendorf, G. 1977. Geochemical and petrogenetic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare element mineralization. In M. Štemprok, L. Burnol, & G. Tischendorf (Eds.) *Metallization Associated with Acid Magmatism*, vol. 2, (pp. 41-96). Praha: Central Geol. Institute.
- Tischendorff, G., Gottesmann, B., Förster, H.-J. & Trumbull, R. B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li, from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Min. Mag.*, 61, 809-34.
- Tischendorf, G., Förster H.-J. and Gottermann, B. 1999b. Tri- und dioktaedrische Glimmer in Granitoiden aus dem Osten Deutschlands – historie ihrer untersuchung und neue forschungsergebnisse. *Zeits. Geol. Wiss.*, 27, 427-42.
- Tischendorff, G., Förster, H.-J. & Gottesmann, B. 2001. Minor and trace element composition of trioctahedral micas: a review. *Min. Mag.*, 65, 249-76.
- Tischendorf, G., Gottesman B., Forster H.J., Rieder, M. 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*. v. 68; no. 4; 649-66
- Tronnes, R. G., Edgar, A. D. & Arima, M. 1985. A high pressure-high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2323-9
- Ulbrich, H.H.G.J., Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 163-172.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C., Jackson, S., Griffin, W., 2001. Appendix 3: Data reduction software for LA-ICP-MS, in P. Sylvester (ed), "Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences", Mineralogical Association of Canada Short Course 29, pp. 239-243.

- Vasconcelos C.S., Dehler N.M., Yamato L.A., Lopes JR. I., Obata O.R., Sintoni A.. 1999a. *Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú*. São Paulo, Convênio Secretaria de Estado de Energia/CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Vasconcelos C.S., Dehler N.M., Yamato L.A., Lopes JR. I., Obata O.R., Sintoni A. 1999b. Geologia, geoquímica, processamento aerogeofísico e metalogenia das folhas Jacupiranga (SG.22-X-B-VI-2) e Rio Guaraú (SG.22-XB-VI-4), sul do Estado de São Paulo. *In: SBG, Simp.Geol. Sudeste*, 6, *Bol. de Resumos Expandidos*, p. 38.
- Vilalva, F.C.J. (2007) Evolução petrográfica e mineralógica de granitos de tipo-A: o exemplo do Pluton Papanduva, Complexo Morro Redondo (PR/SC). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da USP. 214 p.
- Vilalva, F.C.J. 2012. Petrologia do Complexo Morro Redondo, Província Graciosa e implicações para o magmatismo de tipo-a pós-colisional ao final do Ciclo Brasileiro – Pan-Africano no sul-sudeste do Brasil. Dissertação de Doutorado. Instituto de Geociências da USP. 281 p.
- Vilalva, F.C.J. & Vlach S. R. F. 2014. Geology, petrography and geochemistry of the A-type granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), southern Brazil, Graciosa Province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(1): 85-116.
- Vlach, S.R.F., Siga Jr., O., Gualda, G.A.R., Basei, M.A.S., Hyppolito, T. and Vilalva, F.C.J. 2006. Precise zircon U-Pb (TIMS) dating of dioritic rocks and implications for the age of the Graciosa Province of A-type granites and syenites, southern Brazil. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), Belém-PA, Brazil. Abstract Volume and Field Trips Guide, p. 77.
- Vlach, S.R.F.; Gualda, G.A.R. 2007. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos* 97, 98-121.
- Vlach, S.R.F., Siga Jr., O., Harara, O.M.M., Gualda, G.A.R., Basei, M.A.S., Vilalva, F.C.J., 2011. Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from the zircon U-Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 407–415.
- Wallace, P. and Carmichael, I.S.E. 1992. Sulfur in basaltic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56. p.1863-1874.
- Whalen J.B., Curie K.L. & Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-41
- Watson E. B. and Harrison T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of magma types. *Earth Planet Sci Lett* 64: 295-304.
- Whelan, J. 1980: Aspects of granites and associated mineralization. Ph.D. Dissertation, Australian National University, Dept. of Geol. Canberra, A.C.T., Australia.
- Wones, D.R. 1981. Mafic Silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31 (4), 191-212
- Zhang, M. Suddaby, P., Thompson, R. N. and Dungan, M. A. 1993. Barian titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: Chemistry, substitutions, and paragenesis, *Amer. Mineral.*, 78, 1056-65.

Anexo 1

Mapa de pontos dos afloramentos estudados e das amostras cedidas por Oliveira referentes ao Instituto do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). Trecho da Folha Rio Guaraú (SG22-X-B-VI-4) do IBGE. Escala 1:50.000

○ Afloramentos descritos na etapa de campo

♦ Amostras IPT-1987

1:50.000

Mapa geológico da região de estudo em escala 1:50.000 extraído e modificado do mapeamento da folha Eldorado Paulista (1:100.00) realizado pela CPRM, 2014. Disponível em www.cprm.gov.br/geobank.

Unidades Geológicas

Cenozóico

- **Depósitos Aluvionares (Q2a):** areia, areia quartzosa, cascalheira, silte, argila e, localmente, turfa.

Mesozóico

- **Diques de rocha básica**

Neoproterozóico

Suíte Intrusiva Graciosa

- **Dique ácido (NP3ag):** rochas ácidas, riolitos e granófiros.

Granito Rio Guaraú

- **Pluton Desembarque - Sienogranito cinza (NP3yrgs):** biotita sienogranito cinza claro, equigranular médio a fino, isótropo, localmente rapakivi e restritamente brechado ou milonitizado
- **Pluton Azeite - Mesopertita granito rosa (NP3yrga):** hornblenda-biotita álcali-feldspato granito róseo, equigranular médio a grosso, isótropo, localmente rapakivi, restritamente brechado ou milonitizado

Granito Mandira

- **Riebeckita-mesopertita granito (NP3y3mdr):** riebeckita álcali-granito, raramente róseo, creme ou cinza escuro, equigranular médio a fino, isótropo, localmente rico em pirita disseminada.

Suíte Intrusiva Itapeuna

- **Granitóide Braço do Guiné (NP3ybg):** biotita granito gnáissico; inequigranular médio, amarronzado com enclaves dioríticos; gnaiss bandado; hornblenda-biotita granito róseo, gnáissico, equigranular médio; hornblenda sienito branco, equigranular grosso, isótropo; turmalina granito branco fino
- **Granito Alto Jacupiranguinha (NP3yaj):** biotita monzogranito gnaissificado, milonítico, róseo a acinzentado, porfiroclástico a equigranular
- **Granito Serra do Ipiranguinha (NP3ysi):** biotita monzogranito protomilonítico a milonítico, homogêneo, leucocrático, róseo a cinza-esbranquiçado, equigranular fino a médio a porfiroclástico (blastoporfirítico)

Formação Turvo Cajati

- Unidade de filito (NPtcf):** filito prateado ou homogêneo, quartzoso a micáceo, com intercalações de ardósia cinza escura bandada e laminada, e presença de lentes de quartzo (q)
- Unidade de micaxistos (NPtci):** granada-muscovita-biotita xisto dominante, por vezes com clorita e estauroлита, com lentes de mármore (m), rochas calciossilicáticas (cs) e quartzo (q)
- Unidade paragnáissica (NPtcp):** granada-sillimanita-biotita paragnaisse, granada paragnaisse com ky, granada micaxisto anatómico, com lentes de mármore (m), rochas calciossilicáticas (cs), hornblenda gnaisse (hg) e quartzo (q) 585±5 Ma U-Th-Pb, (monazita metamórfica)

Mesoproterozóico

Superggrupo Açungui

- Mármore da Tapagem (MPmt):** mármore branco fino a grosso, dolomítico, homogêneo a localmente bandado, localmente calcítico

Paleo a Neoproterozóico

- Unidade ardósia e filito (PRrmf):** ardósia e filito cinza rítmicos (meta-argilito, metassilito) com lentes de quartzito (q) e formações ferríferas (ff) e camadas não mapeáveis de rochas metavulcânicas ultramáficas (serpentinito, serpentina-talco xisto, tremolita-serpentina-talco xisto)
- Unidade granada micaxisto (PRrmx):** micaxisto cinza escuro e prateado, com porfiroblastos milimétricos de granada e lineação de estiramento

Paleoproterozóico

Complexo Atuba

- **Augengnaiss Pindaúva do Meio (PP2pdm):** biotita granito gnaiss milonítico porfiroclástico (blastoporfirítico), com porfiroclastos oclares de feldspato potássico róseo (augen gnaiss) **2147±26 Ma U-Pb (zircão)**
- **Gnaiss Bandado Barra do Azeite (PP2ba):** biotita e biotita-hornblenda gnaiss bandado migmatítico e milonítico com leitos mesocráticos ricos em plagioclásio ou tonalíticos, leucossomas graníticos leucocráticos e bandas e lentes de anfibólito, com lentes de talco xisto e serpentina-talco xisto

Anexo 2

Tabela 1. Valores e médias para susceptibilidades magnéticas ($SI \cdot 10^{-3}$) medidos em amostras/fatias de rocha selecionadas do Pluton Desemborque. Errp = Erro Padrão da Média

Amostra	Bt Granito GUA-1A	Bt Granito GUA-1B	Bt Granito GUA-1C	Bt Granito GUA-02	Bt Granito GUA-9A	Pórfiro GUA-12	Bt Granito GUA-16	Bt Granito GUA-17A	Bt Granito GUA-18A	Bt Granito Gua-21A	Bt Granito GUA-36	Bt Granito GUA-41	Bt Granito GUA-45	Bt Granito GUA-48D	Bt Granito GUA-50A	Pórfiro GUA-50B	Gran Porf GUA-50C	Pl. Azeite GUA-53
1	0,101	0,027	0,025	0,036	2,550	11,700	1,640	1,130	1,420	3,580	0,656	0,032	0,108	0,671	0,311	1,710	0,077	1,360
2	0,240	0,022	0,033	0,059	2,220	10,100	1,820	1,260	1,370	2,920	0,333	0,047	0,057	0,710	0,298	1,690	0,066	1,080
3	0,323	0,015	0,028	0,026	1,950	7,370	2,040	1,220	1,490	4,180	0,594	0,056	0,098	0,695	0,314	0,844	0,069	1,580
4	0,294	0,010	0,038	0,032	1,590	10,300	1,500	1,840	1,430	2,020	0,418	0,049	0,122	0,789	0,204	1,520	0,071	1,640
5	0,301	0,016	0,029	0,020	1,980	9,060	1,550	1,040	1,670	3,070	0,489	0,031	0,083	0,764	0,221	1,340	0,050	2,240
6	0,180	0,010	0,026	0,033	2,610	10,900	1,970	0,891	1,250	2,740	0,513	0,047		0,715	0,171	1,490	0,051	2,100
7	0,114	0,024	0,022	0,020	2,970	8,550	1,930	1,740	1,770	2,720	0,559	0,041		0,536	0,248	1,750	0,052	1,610
8	0,159			0,041	2,140	8,280	1,290	1,790	1,170	3,570	0,351			0,606	0,428	2,090	0,053	2,040
9	0,152			0,019	2,340	8,490	1,790	1,370		2,990				0,442	0,329	1,350	0,050	1,350
10				0,023	2,380	7,150		1,080							0,194	1,680	0,045	1,330
								1,350										
Média	0,207	0,018	0,029	0,031	2,273	9,190	1,726	1,337	1,446	3,088	0,489	0,043	0,094	0,659	0,272	1,546	0,058	1,633
ErrP	0,028	0,003	0,002	0,004	0,123	0,477	0,083	0,097	0,071	0,208	0,041	0,003	0,011	0,037	0,025	0,104	0,004	0,121

Anexo 3

Tabela 2. Dados modais (% vol) e parâmetros modais para amostras do Pluton Desembarque

	Bt Granito GUA-02	Bt Granito GUA-08	Bt Granito GUA-09	Bt Granito GUA-16	Bt Granito GUA-36	Bt Granito GUA-46	Gran Porf GUA-50 C	Pórfiro GUA-50B
Q	36,4	35,2	36,9	42,4	36,3	41,2	36,2	35,7
FK	47,8	46,0	44,5	44,6	44,9	43,7	45,7	45,0
Alb	4,8	4,3	4,7	2,2	4,4	2,7	4,4	4,7
Plg	5,0	6,0	3,4	4,0	4,9	3,9	7,3	4,3
Bt	3,0	0,7	2,2	1,7	1,9	1,5	1,7	2,7
Zin	1,1	6,3	5,9	2,5	5,3	5,4	2,1	4,4
Op	0,4	0,4	0,6	0,8	0,8	0,9	0,6	1,2
Ac	1,5	1,1	1,8	1,7	1,7	0,7	2,0	2,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
M'	6,00	8,47	10,47	6,80	9,60	8,47	6,40	10,27
A/(A+P)	0,91	0,89	0,94	0,92	0,91	0,92	0,87	0,92
Q/(Q+A+P)	0,39	0,38	0,41	0,45	0,40	0,45	0,39	0,40

Zin = zinwaldita, Op = minerais opacos, Ac = minerais acessórios não opacos

Anexo 4

Tabela 3 - Dados para pertitas (hospedeiro e lamelas) e estimativa da composição primária dos feldspatos alcalinos.

amostra	GUA - 18A						Gua 09A						Gua 08C					
cristal	pertita 1		pertita 2		pertita 3		pertita 1		borda alb		pertita 2		borda alb		pertita 1		pertita 2	
	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam	hosp	lam			hosp	lam			hosp	lam	hosp	lam
SiO ₂	64,50	68,69	64,31	68,56	64,38	68,69	64,24	67,24	67,57	68,81	63,69	68,80	64,68	68,01	63,58	69,29		
Al ₂ O ₃	18,62	19,74	18,61	19,83	18,64	20,02	18,75	21,84	20,01	19,97	18,64	20,19	18,33	19,53	18,76	19,72		
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00		
Fe ₂ O ₃	0,00	0,08	0,04	0,02	0,04	0,03	0,00	0,05	0,03	0,09	0,02	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00		
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00		
CaO	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,22	0,00	0,03	0,11	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,02	0,03		
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
BaO	0,00	0,00	0,05	0,04	0,14	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00		
Na ₂ O	0,21	11,47	0,17	11,50	0,26	11,21	0,16	11,04	11,34	11,53	0,22	11,17	0,24	10,92	0,20	11,47		
K ₂ O	17,04	0,10	16,67	0,07	16,98	0,06	16,86	0,06	0,09	0,11	16,98	0,09	16,79	1,09	16,55	0,17		
Total	100,39	100,11	99,85	100,13	100,43	100,27	100,02	100,25	99,24	100,50	99,55	100,35	100,13	99,69	99,15	100,68		

Fórmulas estruturais, com base em 32 O

Si	11,931	11,973	11,938	11,954	11,916	11,948	11,913	11,699	11,894	11,949	11,891	11,946	11,978	11,963	11,889	12,005
Al	4,058	4,056	4,072	4,075	4,066	4,105	4,099	4,478	4,152	4,087	4,101	4,132	3,999	4,049	4,133	4,026
FeIII	0,000	0,010	0,005	0,003	0,006	0,004	0,000	0,006	0,004	0,012	0,002	0,003	0,013	0,000	0,000	0,000
Soma T	15,989	16,039	16,016	16,032	15,987	16,056	16,012	16,184	16,049	16,048	15,994	16,081	15,990	16,011	16,022	16,031
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Mn	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Ca	0,000	0,006	0,000	0,016	0,000	0,041	0,000	0,006	0,021	0,000	0,003	0,014	0,000	0,000	0,004	0,006
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,003	0,003	0,010	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000
Na	0,074	3,875	0,061	3,888	0,093	3,779	0,057	3,725	3,869	3,881	0,078	3,761	0,087	3,726	0,073	3,851
K	4,021	0,022	3,947	0,014	4,008	0,013	3,987	0,012	0,019	0,025	4,044	0,020	3,966	0,244	3,948	0,038
Soma M	4,098	3,903	4,011	3,924	4,112	3,837	4,048	3,743	3,918	3,906	4,125	3,796	4,053	3,982	4,033	3,896

Proporções moleculares

Or	98,20	0,55	98,47	0,37	97,72	0,34	98,60	0,33	0,49	0,63	98,04	0,54	97,86	6,14	98,09	0,98
Ab	1,80	99,30	1,53	99,22	2,28	98,59	1,40	99,50	98,99	99,37	1,89	99,10	2,14	93,86	1,80	98,86
An	0,00	0,15	0,00	0,41	0,00	1,07	0,00	0,17	0,53	0,00	0,07	0,37	0,00	0,00	0,10	0,16

Tabela 3 - Dados para pertitas (hospedeiro e lamelas) e estimativa da composição primária dos feldspatos alcalinos.

amostra cristal	Gua 09B - Pegmatito				Gua 50A				gua 50 C - porfirítico				gua 36		50a (estimativa)		50c (estimativa)	
	pertita 1		pertita 1		pertita 1		pertita 2		pertita 1		pertita 1		pertita nucleio		pertita nucleio			
	hosp	lam	lam	lam	hosp	hosp	lam	lam	hosp	hosp	lam	hosp	lam	nucleio	borda	nucleio	borda	
SiO ₂	64,05	67,83	68,77	68,57	63,17	63,68	67,14	67,68	63,49	64,64	68,67	65,41	64,70	65,28	64,71			
Al ₂ O ₃	18,78	19,83	19,91	19,96	18,96	18,66	20,14	19,92	18,64	18,68	19,76	19,34	19,22	19,26	19,06			
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01			
Fe ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03			
MnO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01			
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00			
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,37	0,22	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,14	0,09			
SrO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,11	0,04	0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,09			
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01			
Na ₂ O	0,33	11,41	12,04	12,06	0,23	0,28	11,62	11,88	0,24	0,12	12,16	4,94	3,44	5,36	3,65			
K ₂ O	17,12	0,06	0,07	0,06	17,23	16,68	0,08	0,08	16,78	17,15	0,07	10,38	12,56	9,34	11,82			
Total	100,31	99,19	100,85	100,75	99,64	99,48	99,45	99,92	99,29	100,62	100,78	100,12	99,97	99,52	99,48			

Fórmulas estruturais, com base em 32 O

Si	11,877	11,934	11,927	11,910	11,813	11,887	11,824	11,869	11,883	11,929	11,926	11,860	11,845	11,867	11,873
Al	4,105	4,112	4,070	4,086	4,178	4,105	4,180	4,116	4,112	4,062	4,045	4,133	4,147	4,127	4,121
FeIII	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,007	0,005	0,003	0,003	0,004	0,007	0,004	0,004	0,004	0,005
Soma T	15,985	16,050	16,000	15,999	15,994	15,999	16,010	15,988	15,998	15,996	15,978	15,997	15,996	15,999	15,999
Ti	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,070	0,042	0,000	0,000	0,003	0,004	0,005	0,026	0,018
Sr	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,011	0,004	0,007	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,009
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,118	3,891	4,047	4,063	0,083	0,102	3,968	4,041	0,087	0,043	4,093	1,737	1,221	1,890	1,299
K	4,050	0,013	0,015	0,012	4,110	3,972	0,019	0,019	4,007	4,037	0,015	2,401	2,934	2,166	2,766
Soma M	4,168	3,907	4,066	4,084	4,199	4,091	4,067	4,114	4,108	4,082	4,118	4,144	4,161	4,095	4,097

Proporções moleculares

Or	97,17	0,33	0,36	0,30	97,86	97,42	0,47	0,46	97,86	98,94	0,36	57,97	70,52	53,05	67,74
Ab	2,83	99,67	99,64	99,70	1,98	2,50	97,82	98,52	2,14	1,06	99,56	41,93	29,36	46,30	31,81
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,07	1,72	1,03	0,00	0,00	0,08	0,10	0,12	0,65	0,45

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desembarque.

Rocha amostra	Biotita granito															
	GUA - 02								GUA 17A						Gua 09A	
crystal posição	1		2		3		4		5		6		1		2	
	nuc	bord	nuc	bord	nuc	nuc	nuc	bord	nuc	bord	nuc	b pr plg	bd limp	nuc	bord	nuc
SiO ₂	65,99	68,25	68,22	67,91	66,78	67,71	67,41	69,10	68,50	68,76	66,70	67,71	67,64	68,38	68,37	63,11
Al ₂ O ₃	21,14	20,10	20,01	19,83	20,07	19,92	20,04	19,99	20,34	20,02	20,68	20,53	19,73	20,47	20,47	20,01
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,06	0,00	0,06	0,04	0,05	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,06	0,07	0,04	0,03	0,15
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,67	0,31	0,26	0,33	0,80	0,19	0,35	0,02	0,42	0,27	0,13	0,60	0,15	0,49	0,24	4,40
SrO	0,26	0,06	0,03	0,08	0,15	0,03	0,10	0,00	0,09	0,07	0,00	0,08	0,03	0,08	0,03	0,72
BaO	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,08
Na ₂ O	10,61	11,46	11,39	11,20	11,09	11,30	11,18	11,40	11,33	11,36	11,40	11,06	11,51	11,27	11,50	10,15
K ₂ O	0,11	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07	0,10	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,09	0,10	0,08	0,66
Total	99,84	100,39	100,04	99,48	98,99	99,33	99,20	100,69	100,81	100,55	99,04	100,11	99,25	100,88	100,74	99,27

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,621	11,894	11,912	11,924	11,818	11,909	11,879	11,970	11,877	11,939	11,773	11,825	11,913	11,855	11,861	11,398
Al	4,387	4,129	4,118	4,104	4,186	4,129	4,162	4,082	4,157	4,096	4,303	4,225	4,095	4,183	4,185	4,260
FeIII	0,008	0,000	0,007	0,006	0,006	0,004	0,000	0,000	0,008	0,000	0,004	0,008	0,009	0,006	0,004	0,020
Soma T	16,016	16,023	16,037	16,033	16,011	16,041	16,041	16,052	16,041	16,036	16,080	16,058	16,017	16,044	16,049	15,678
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000	0,006	0,000	0,003	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,315	0,058	0,048	0,062	0,151	0,035	0,066	0,004	0,078	0,051	0,025	0,111	0,029	0,091	0,044	0,851
Sr	0,026	0,006	0,003	0,008	0,015	0,003	0,010	0,000	0,009	0,007	0,000	0,008	0,003	0,008	0,003	0,075
Ba	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,005
Na	3,623	3,872	3,857	3,813	3,805	3,854	3,821	3,828	3,808	3,823	3,902	3,746	3,931	3,787	3,867	3,553
K	0,025	0,016	0,018	0,015	0,012	0,015	0,022	0,017	0,013	0,016	0,015	0,016	0,019	0,021	0,018	0,153
Soma M	3,990	3,962	3,925	3,902	3,984	3,918	3,921	3,857	3,911	3,897	3,947	3,881	3,988	3,911	3,936	4,638

Proporções moleculares

An	7,95	1,47	1,22	1,59	3,82	0,90	1,69	0,10	2,01	1,31	0,63	2,87	0,73	2,34	1,13	18,68
Ab	91,41	98,12	98,31	98,02	95,88	98,72	97,75	99,46	97,65	98,29	98,99	96,72	98,79	97,12	98,42	77,96
Or	0,63	0,41	0,47	0,39	0,30	0,38	0,56	0,44	0,34	0,40	0,38	0,41	0,49	0,54	0,45	3,36

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desembarque.

Rocha amostra		Gua 08C															
cristal		2				3				4				Gua 08C			
posição	bord	inter	nuc	borda	nuc	borda	nuc	borda	nuc	bord	bord	nuc	bd1	bd2	nuc	bd1	
SiO ₂	68,04	68,33	67,47	67,93	67,49	68,34	67,08	67,75	67,75	67,53	68,52	67,17	68,31	68,88	68,79	67,86	
Al ₂ O ₃	20,02	20,09	20,17	20,08	20,44	20,14	20,49	20,16	20,62	19,63	19,67	20,29	19,95	19,77	20,03	20,18	
TiO ₂	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ₂ O ₃	0,02	0,07	0,02	0,02	0,06	0,07	0,00	0,00	0,02	0,09	0,02	0,26	0,00	0,04	0,04	0,14	
MnO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,03	0,00	0,18	0,03	0,82	0,25	0,78	0,23	0,08	0,39	0,00	0,39	0,35	0,04	0,10	0,25	
SrO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,10	0,06	0,12	0,04	0,00	0,09	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,04	
BaO	0,00	0,04	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	
Na ₂ O	11,44	11,19	11,46	11,32	10,79	11,44	10,97	11,13	11,33	11,49	11,49	11,04	11,47	11,62	11,51	11,38	
K ₂ O	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,16	0,06	0,07	0,11	0,10	0,08	0,49	0,05	0,10	0,06	0,06	
Total	99,66	99,78	99,46	99,58	99,75	100,47	99,52	99,48	99,96	99,31	99,88	99,72	100,17	100,43	100,58	99,98	

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,917	11,938	11,859	11,912	11,827	11,893	11,794	11,892	11,838	11,904	11,978	11,810	11,917	11,972	11,940	11,869
Al	4,133	4,138	4,178	4,151	4,221	4,130	4,246	4,171	4,247	4,078	4,051	4,203	4,101	4,049	4,098	4,160
FeIII	0,003	0,009	0,003	0,002	0,007	0,009	0,000	0,000	0,002	0,012	0,002	0,035	0,000	0,005	0,005	0,018
Soma T	16,053	16,084	16,040	16,065	16,055	16,032	16,041	16,063	16,087	15,994	16,032	16,048	16,018	16,026	16,044	16,047
Ti	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,006	0,000	0,034	0,006	0,154	0,046	0,147	0,043	0,015	0,073	0,000	0,074	0,066	0,007	0,019	0,047
Sr	0,000	0,000	0,004	0,000	0,010	0,006	0,012	0,004	0,000	0,009	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,004
Ba	0,000	0,003	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003
Na	3,885	3,789	3,904	3,848	3,667	3,861	3,740	3,788	3,837	3,926	3,893	3,763	3,880	3,915	3,873	3,859
K	0,015	0,014	0,016	0,016	0,013	0,036	0,014	0,016	0,024	0,021	0,019	0,110	0,010	0,021	0,013	0,012
Soma M	3,912	3,806	3,964	3,879	3,845	3,954	3,916	3,859	3,881	4,030	3,919	3,956	3,960	3,943	3,908	3,931

Proporções moleculares

An	0,15	0,00	0,85	0,15	4,02	1,16	3,77	1,12	0,38	1,83	0,00	1,88	1,66	0,19	0,48	1,21
Ab	99,46	99,62	98,74	99,43	95,63	97,93	95,88	98,47	99,01	97,64	99,53	95,33	98,08	99,28	99,20	98,47
Or	0,39	0,38	0,41	0,42	0,35	0,91	0,35	0,41	0,62	0,53	0,47	2,79	0,26	0,53	0,32	0,32

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desemborque.

Rocha amostra cristal posição	Gua 09B						Gua 50 A									
	5		6		1	2	1		2							
	bd2	nuc	bd1	bd2	bd	nuc	nuc	bord	nuc	bord	nuc	inter	bord	inter	bord	2
																bord
SiO ₂	68,74	67,68	67,51	68,66	68,50	66,97	68,68	68,76	68,73	68,51	65,31	66,92	66,36	67,06	67,44	67,55
Al ₂ O ₃	19,66	20,18	19,91	19,97	19,89	20,39	20,29	20,21	20,20	20,17	20,86	20,94	20,66	20,51	20,08	20,47
TiO ₂	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
Fe ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,09	0,04	0,02	0,00	0,07	0,08	0,05	0,02	0,11	0,03	0,04
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,03	0,57	0,30	0,06	0,13	0,94	0,09	0,04	0,22	0,00	1,49	0,92	0,43	1,01	0,41	0,82
SrO	0,00	0,11	0,05	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
BaO	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,08	0,03	0,04	0,00
Na ₂ O	11,76	11,32	11,43	11,86	11,73	11,18	11,40	11,48	11,31	11,14	11,19	11,58	11,52	11,26	11,27	11,32
K ₂ O	0,05	0,07	0,07	0,05	0,04	0,07	0,08	0,06	0,07	0,82	0,07	0,08	0,09	0,09	0,09	0,12
Total	100,27	99,95	99,38	100,64	100,29	99,79	100,60	100,56	100,52	100,72	99,14	100,54	99,16	100,08	99,40	100,46

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,971	11,851	11,888	11,924	11,933	11,771	11,912	11,928	11,927	11,910	11,601	11,686	11,733	11,753	11,864	11,787
Al	4,035	4,164	4,131	4,087	4,083	4,223	4,147	4,131	4,131	4,132	4,367	4,309	4,306	4,237	4,164	4,210
FeIII	0,000	0,003	0,000	0,006	0,000	0,012	0,006	0,003	0,000	0,009	0,011	0,006	0,002	0,014	0,004	0,005
Soma T	16,007	16,018	16,019	16,017	16,016	16,006	16,064	16,062	16,057	16,051	15,978	16,001	16,041	16,004	16,032	16,002
Ti	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,007
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000
Ca	0,006	0,107	0,056	0,010	0,024	0,177	0,016	0,008	0,041	0,000	0,283	0,172	0,082	0,190	0,078	0,153
Sr	0,000	0,011	0,005	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009
Ba	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,005	0,002	0,003	0,000
Na	3,971	3,843	3,902	3,994	3,962	3,810	3,835	3,860	3,805	3,756	3,854	3,920	3,949	3,826	3,845	3,829
K	0,010	0,016	0,015	0,011	0,008	0,016	0,017	0,012	0,015	0,182	0,015	0,017	0,020	0,019	0,020	0,027
Soma M	3,991	3,976	3,986	4,015	3,995	4,019	3,871	3,880	3,860	3,938	4,167	4,117	4,057	4,039	3,952	4,025

Proporções moleculares

An	0,15	2,69	1,42	0,25	0,61	4,43	0,42	0,20	1,06	0,00	6,83	4,18	2,02	4,71	1,97	3,82
Ab	99,60	96,92	98,19	99,47	99,18	95,18	99,14	99,48	98,56	95,37	92,81	95,40	97,49	94,82	97,52	95,51
Or	0,25	0,39	0,39	0,28	0,21	0,39	0,44	0,32	0,38	4,63	0,36	0,42	0,49	0,47	0,51	0,67

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desembarque.

Rocha amostra cristal posição				Gua 53			Gua 16										
				3	1		1	2	3	4	5	6	7	8			
	bord	lam clara	bord	nuc	nuc	nuc	nuc	nuc	nuc	inter	nuc	bord	inter	nuc	nuc		
SiO ₂	67,71	67,17	67,63	67,71	68,30	67,20	67,16	68,05	67,58	68,31	67,80	66,42	68,08	67,47	66,90	67,63	
Al ₂ O ₃	19,80	19,77	19,43	19,90	19,27	20,45	19,92	19,93	19,91	19,84	19,73	20,41	19,48	19,73	20,81	20,06	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	
Fe ₂ O ₃	0,03	0,02	0,09	0,05	0,00	0,15	0,22	0,11	0,09	0,00	0,09	0,08	0,02	0,00	0,02	0,00	
MnO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,31	0,33	0,02	0,24	0,03	1,29	0,40	0,74	0,44	0,30	0,23	1,25	0,05	0,25	1,38	0,56	
SrO	0,00	0,00	0,08	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	
Na ₂ O	12,02	11,72	11,91	11,60	11,89	11,28	11,34	11,01	11,73	11,52	11,34	11,21	11,99	11,57	11,38	11,29	
K ₂ O	0,08	0,07	0,08	0,15	0,08	0,11	0,15	0,13	0,04	0,09	0,16	0,09	0,11	0,07	0,07	0,17	
Total	99,95	99,08	99,25	99,69	99,70	100,57	99,23	100,02	99,84	100,06	99,42	99,46	99,75	99,10	100,62	99,75	

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,874	11,871	11,932	11,885	11,985	11,740	11,852	11,897	11,858	11,929	11,922	11,724	11,945	11,904	11,685	11,866
Al	4,091	4,117	4,040	4,117	3,984	4,210	4,143	4,105	4,118	4,084	4,088	4,247	4,027	4,103	4,283	4,148
FeIII	0,004	0,003	0,012	0,006	0,000	0,020	0,030	0,014	0,012	0,000	0,012	0,010	0,002	0,000	0,002	0,000
Soma T	15,969	15,990	15,983	16,008	15,969	15,970	16,024	16,016	15,988	16,013	16,021	15,982	15,974	16,007	15,970	16,013
Ti	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000
Mn	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,004	0,006	0,000	0,004	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,057	0,063	0,003	0,046	0,005	0,242	0,076	0,139	0,083	0,057	0,044	0,236	0,010	0,047	0,258	0,105
Sr	0,000	0,000	0,008	0,000	0,008	0,006	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002
Na	4,087	4,017	4,074	3,947	4,044	3,820	3,878	3,732	3,989	3,900	3,865	3,838	4,077	3,957	3,855	3,841
K	0,019	0,015	0,017	0,034	0,017	0,024	0,034	0,029	0,008	0,020	0,036	0,019	0,025	0,016	0,016	0,039
Soma M	4,163	4,095	4,106	4,033	4,081	4,096	3,994	3,905	4,088	3,976	3,955	4,094	4,117	4,022	4,134	3,987

Proporções moleculares

An	1,38	1,54	0,07	1,14	0,13	5,92	1,91	3,56	2,03	1,43	1,11	5,77	0,24	1,17	6,24	2,62
Ab	98,17	98,10	99,50	98,02	99,45	93,50	97,22	95,70	97,77	98,08	97,97	93,76	99,16	98,44	93,37	96,41
Or	0,45	0,36	0,42	0,85	0,42	0,58	0,86	0,73	0,20	0,50	0,92	0,47	0,60	0,40	0,39	0,97

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desembarque.

Rocha amostra cristal posição	Gua 01C						Gua 18a			Gua 36				gua 50d		
	9		1	2	3		1	2	3			4	1	2	1	
	nuc	nuc	nuc	nuc	nuc	inter	nuc	inter	nuc	bord	bord	bord	bord	nuc	bord	nuc
SiO ₂	67,74	66,81	67,96	67,69	66,38	66,67	66,71	67,51	67,80	67,57	67,97	67,69	68,80	66,52	67,28	65,49
Al ₂ O ₃	19,71	20,41	19,88	19,60	20,25	20,40	20,26	19,61	19,70	19,87	20,17	20,43	19,78	20,53	20,75	19,01
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,14	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
MnO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	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	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,41	1,18	0,99	0,10	1,17	0,65	1,16	0,85	0,16	0,40	0,35	0,66	0,00	0,70	0,88	3,59
SrO	0,10	0,00	0,03	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,04	0,06	0,04	0,03	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	11,70	11,27	11,41	11,45	11,12	10,98	10,81	11,45	11,32	11,67	11,62	11,28	12,04	11,20	11,34	11,18
K ₂ O	0,12	0,12	0,08	0,07	0,09	0,46	0,17	0,08	0,20	0,07	0,10	0,12	0,04	0,18	0,04	0,06
Total	99,80	99,89	100,38	99,03	99,08	99,34	99,15	99,57	99,31	99,77	100,32	100,28	100,73	99,16	100,34	99,36

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,892	11,744	11,866	11,943	11,754	11,776	11,788	11,882	11,930	11,868	11,856	11,818	11,942	11,754	11,749	11,685
Al	4,079	4,229	4,091	4,075	4,227	4,246	4,219	4,069	4,086	4,113	4,146	4,204	4,047	4,276	4,270	3,998
FeIII	0,004	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,002	0,000	0,018	0,006	0,008	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005
Soma T	15,974	15,977	15,957	16,022	15,981	16,026	16,009	15,951	16,034	15,987	16,011	16,026	15,992	16,034	16,023	15,688
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,007	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,077	0,223	0,185	0,019	0,222	0,122	0,219	0,161	0,030	0,075	0,066	0,123	0,000	0,133	0,164	0,686
Sr	0,011	0,000	0,003	0,007	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,004	0,003	0,002	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	3,982	3,843	3,863	3,916	3,817	3,761	3,703	3,906	3,862	3,973	3,930	3,818	4,050	3,836	3,841	3,867
K	0,026	0,026	0,018	0,016	0,021	0,103	0,037	0,019	0,044	0,015	0,021	0,026	0,008	0,041	0,010	0,013
Soma M	4,097	4,096	4,072	3,962	4,067	4,001	3,962	4,092	3,937	4,079	4,024	3,974	4,067	4,010	4,016	4,566

Proporções moleculares

An	1,88	5,45	4,55	0,47	5,46	3,06	5,54	3,94	0,77	1,85	1,64	3,09	0,00	3,32	4,08	15,03
Ab	97,49	93,91	95,01	99,12	94,03	94,36	93,51	95,61	98,12	97,78	97,83	96,27	99,79	95,66	95,67	84,68
Or	0,63	0,64	0,44	0,41	0,51	2,58	0,95	0,46	1,12	0,37	0,53	0,65	0,21	1,02	0,24	0,29

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desembarque.

Composição de pegmatitos e albitas - Flut. Decembro 2007																
Rocha amostra	Pegmatito							Albita granito								
crystal	GUA 41		gua 38					Gua 09B			GUA 08B					
posição	1	2		3		1		1		2		1		2		
	nuc	bord	nuc	nuc	nuc	nuc	bord	nuc	nuc	bord	nuc	bord	bord	nuc	nuc	nuc
SiO ₂	68,05	67,84	67,31	66,43	66,80	68,54	68,12	67,65	68,68	68,76	68,73	68,51	68,73	68,56	68,65	67,86
Al ₂ O ₃	19,94	20,31	20,25	20,99	20,70	19,78	19,80	19,65	20,29	20,21	20,20	20,17	19,54	19,78	19,52	19,76
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,02	0,13	0,00	0,06	0,07	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00	0,06
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,32	0,06	0,35	1,37	1,20	0,06	0,00	0,12	0,09	0,04	0,22	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Na ₂ O	11,47	11,40	11,70	10,72	11,21	11,50	11,38	11,61	11,40	11,48	11,31	11,14	11,58	11,56	11,78	11,82
K ₂ O	0,09	0,40	0,08	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,08	0,06	0,07	0,82	0,05	0,04	0,04	0,09
Total	99,88	100,13	99,74	99,65	100,05	99,96	99,38	99,15	100,60	100,56	100,52	100,72	99,95	99,99	100,00	99,65

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,907	11,857	11,818	11,683	11,714	11,965	11,955	11,925	11,912	11,928	11,927	11,910	11,997	11,965	11,986	11,914
Al	4,112	4,183	4,191	4,351	4,279	4,070	4,094	4,081	4,147	4,131	4,131	4,132	4,019	4,067	4,017	4,088
FeIII	0,003	0,016	0,000	0,007	0,010	0,000	0,004	0,002	0,006	0,003	0,000	0,009	0,000	0,006	0,000	0,008
Soma T	16,022	16,056	16,010	16,041	16,003	16,035	16,054	16,008	16,064	16,062	16,057	16,051	16,016	16,038	16,003	16,010
Ti	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,006	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000
Mn	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,060	0,012	0,065	0,259	0,225	0,011	0,000	0,022	0,016	0,008	0,041	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Na	3,890	3,862	3,982	3,655	3,812	3,893	3,872	3,967	3,835	3,860	3,805	3,756	3,919	3,913	3,986	4,024
K	0,019	0,089	0,018	0,016	0,015	0,016	0,012	0,014	0,017	0,012	0,015	0,182	0,011	0,008	0,009	0,020
Soma M	3,969	3,962	4,072	3,931	4,052	3,921	3,884	4,010	3,871	3,880	3,860	3,938	3,938	3,921	3,997	4,050

Proporções moleculares

An	1,50	0,29	1,61	6,58	5,56	0,28	0,00	0,56	0,42	0,20	1,06	0,00	0,13	0,00	0,00	0,09
Ab	98,01	97,47	97,95	93,00	94,08	99,30	99,70	99,08	99,14	99,48	98,56	95,37	99,59	99,79	99,78	99,41
Or	0,48	2,23	0,44	0,42	0,36	0,41	0,30	0,36	0,44	0,32	0,38	4,63	0,28	0,21	0,22	0,50

Tabela 4 - Composição de plagioclásio e albitas do Pluton Desembarque.

Rocha amostra	Greisen			
	GUA 08A			
cristal	3	4	1	2
posição	nuc	nuc	nuc	nuc
SiO ₂	69,33	68,85	67,87	68,29
Al ₂ O ₃	19,80	19,35	19,85	19,65
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,03
Fe ₂ O ₃	0,00	0,02	0,02	0,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	0,00	0,02	0,04	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,08
Na ₂ O	11,67	11,51	11,73	11,88
K ₂ O	0,09	0,04	0,07	0,06
Total	100,88	99,80	99,62	100,04

Fórmula estrutural, com base em 32 O

Si	11,990	12,029	11,908	11,941
Al	4,035	3,985	4,105	4,048
FeIII	0,000	0,003	0,003	0,007
Soma T	16,026	16,017	16,016	15,995
Ti	0,000	0,000	0,005	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,004
Ca	0,000	0,004	0,008	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,005
Na	3,912	3,901	3,991	4,028
K	0,020	0,009	0,015	0,012
Soma M	3,932	3,914	4,019	4,053

Proporções moleculares

An	0,00	0,11	0,21	0,00
Ab	99,50	99,66	99,42	99,69
Or	0,50	0,23	0,37	0,31

Tabela 5 - Análises de biotitas castanhas (número de análises = 26)

sample	GUA 18A					GUA 16A					GUA 01C					GUA 09A				
crystal	1		2	3		5	1			4			1				1		2	
id point	1,n	3,b	1,n	1,n	3,b	1,n	1,b	2,n	3,i	1,n	2,b	3,n	3,i	1,b	2,n	3,i	1,n	2,b	4,n	
SiO ₂	34,81	34,95	34,33	34,20	34,70	35,72	35,85	35,93	36,05	35,18	35,00	35,33	36,14	35,37	35,69	35,54	36,09	35,29	35,58	
TiO ₂	2,08	2,13	2,04	1,99	2,21	1,74	1,50	1,99	1,60	1,81	1,89	1,60	1,41	1,79	1,83	1,70	1,88	1,65	1,62	
Al ₂ O ₃	15,94	16,41	16,44	16,22	16,29	17,05	16,92	16,81	17,06	16,52	16,42	16,84	18,67	18,22	18,42	18,21	16,11	17,13	16,54	
FeO	31,35	30,60	30,54	30,66	30,17	29,39	29,81	30,25	29,75	30,85	31,29	30,56	27,09	28,48	28,07	29,10	30,15	30,11	30,49	
MnO	0,88	0,85	0,82	0,92	0,88	0,88	0,84	0,83	0,83	0,71	0,78	0,87	0,48	0,48	0,55	0,54	0,86	0,66	0,64	
MgO	0,27	0,25	0,31	0,26	0,28	0,21	0,22	0,21	0,21	0,20	0,22	0,25	0,19	0,19	0,19	0,19	0,35	0,26	0,23	
CaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	0,02	b.d.l	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,04	0,03	
BaO	b.d.l	0,10	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,07	b.d.l	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,07	b.d.l	b.d.l	0,03	
Li ₂ O*	0,40	0,44	0,26	0,23	0,37	0,66	0,70	0,72	0,76	0,51	0,46	0,55	0,79	0,56	0,66	0,61	0,77	0,54	0,62	
Na ₂ O	0,07	0,06	0,06	0,07	b.d.l	0,05	0,12	0,08	0,02	0,09	0,06	0,06	0,04	0,03	0,06	0,04	0,05	0,21	0,04	
K ₂ O	9,52	9,55	9,32	9,37	9,55	9,50	9,49	9,65	9,62	9,22	9,58	9,57	9,77	9,64	9,68	9,73	9,48	9,04	9,24	
ZnO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,25	0,18	0,29	0,13	0,21	0,26	0,11	0,06	0,16	0,07	0,23	0,22	0,12	
Cl	0,15	0,09	0,06	0,14	0,17	0,12	0,11	0,14	0,10	0,16	0,11	0,10	0,06	0,13	0,11	0,11	0,05	0,12	b.d.l	
F	1,42	1,41	1,31	1,07	b.d.l	1,46	2,28	1,84	1,90	1,95	1,17	1,99	1,45	1,25	1,32	0,91	1,78	1,55	b.d.l	
Total(*)	96,89	96,85	95,47	95,16	94,62	96,79	98,11	98,64	98,23	97,42	97,19	98,02	96,17	96,20	96,74	96,81	97,80	96,81	95,17	
(F,Cl)=OH	0,63	0,61	0,57	0,48	0,04	0,64	0,98	0,80	0,82	0,85	0,51	0,86	0,62	0,55	0,58	0,40	0,76	0,68	0,00	
Total	96,26	96,23	94,91	94,68	94,58	96,15	97,13	97,83	97,41	96,56	96,68	97,17	95,55	95,65	96,16	96,41	97,04	96,13	95,17	
* valores estimados																				
Si	5,662	5,659	5,636	5,640	5,665	5,724	5,730	5,698	5,726	5,864	5,685	5,650	5,734	5,659	5,665	5,647	5,763	5,679	5,733	
Al IV	2,338	2,341	2,364	2,360	2,335	2,276	2,270	2,302	2,274	2,136	2,315	2,350	2,266	2,341	2,335	2,353	2,237	2,321	2,267	
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
AlVI	0,719	0,790	0,817	0,792	0,799	0,944	0,918	0,840	0,921	1,331	0,832	0,773	1,225	1,095	1,112	1,057	0,795	0,926	0,874	
Fe	4,265	4,144	4,193	4,228	4,119	3,938	3,985	4,012	3,952	3,313	4,170	4,224	3,594	3,811	3,726	3,867	4,027	4,051	4,109	
Ti	0,255	0,259	0,251	0,247	0,271	0,210	0,181	0,237	0,191	0,219	0,230	0,193	0,168	0,215	0,219	0,203	0,226	0,200	0,196	
Mn	0,121	0,116	0,114	0,129	0,122	0,120	0,114	0,112	0,111	0,095	0,098	0,106	0,064	0,066	0,074	0,072	0,116	0,090	0,088	
Mg	0,066	0,061	0,076	0,065	0,068	0,051	0,053	0,048	0,049	0,050	0,048	0,054	0,044	0,046	0,045	0,045	0,084	0,063	0,055	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,021	0,034	0,022	0,016	0,024	0,013	0,007	0,019	0,008	0,027	0,026	0,014	
Li	0,262	0,289	0,173	0,151	0,242	0,428	0,451	0,462	0,485	0,805	0,330	0,297	0,503	0,363	0,419	0,392	0,496	0,351	0,405	
soma	5,688	5,659	5,624	5,611	5,621	5,691	5,731	5,732	5,743	5,835	5,722	5,670	5,610	5,601	5,613	5,644	5,770	5,707	5,740	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,004	0,005	0,007	0,003	0,006	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,005	
Ba	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	
Na	0,021	0,018	0,018	0,024	0,000	0,017	0,036	0,024	0,006	0,039	0,029	0,018	0,011	0,010	0,020	0,012	0,016	0,065	0,013	
K	1,976	1,973	1,952	1,971	1,989	1,942	1,935	1,952	1,950	1,916	1,901	1,972	1,976	1,967	1,961	1,972	1,930	1,855	1,899	
soma	1,996	1,998	1,969	1,998	1,992	1,959	1,975	1,982	1,963	1,961	1,940	1,995	1,988	1,976	1,980	1,988	1,947	1,926	1,918	
Soma	15,684	15,656	15,594	15,609	15,613	15,650	15,706	15,713	15,706	15,680	15,652	15,703	15,598	15,578	15,593	15,633	15,717	15,633	15,659	
Anions																				
Cl	0,042	0,026	0,016	0,040	0,046	0,033	0,029	0,039	0,028	0,014	0,043	0,029	0,016	0,036	0,029	0,029	0,014	0,033	0,000	
F	0,733	0,727	0,684	0,557	0,000	0,749	1,163	0,931	0,966	1,200	1,004	0,600	0,735	0,637	0,668	0,459	0,908	0,797	0,000	
Soma	0,775	0,752	0,700	0,598	0,046	0,782	1,192	0,970	0,994	1,214	1,047	0,629	0,752	0,673	0,696	0,488	0,922	0,829	0,000	
Fe#	0,985	0,985	0,982	0,985	0,984	0,987	0,987	0,988	0,988	0,985	0,989	0,987	0,988	0,988	0,988	0,988	0,980	0,985	0,987	
Fe/Al	5,932	5,247	5,130	5,338	5,156	4,170	4,343	4,777	4,293	2,490	5,014	5,466	2,934	3,481	3,352	3,659	5,066	4,373	4,701	
Mgli	-0,196	-0,227	-0,097	-0,086	-0,175	-0,378	-0,398	-0,414	-0,437	-0,755	-0,282	-0,243	-0,458	-0,317	-0,375	-0,347	-0,412	-0,287	-0,350	
Feal	3,921	3,729	3,740	3,812	3,713	3,323	3,363	3,521	3,334	2,297	3,666	3,750	2,601	2,997	2,907	3,086	3,574	3,415	3,519	

Tabela 5 - Análises de biotitas castanhas (número de análises = 26)

sample	Gua 50A	GUA50 C	GUA 48D	GUA 39			GUA50D
cristal	1	2	1	2			1
id point	1, n	1,n	1,n	1,n	2,b	3,i	1,n
SiO ₂	36,41	34,06	37,09	36,77	36,98	36,04	37,30
TiO ₂	1,64	1,31	1,12	0,87	0,87	1,11	1,79
Al ₂ O ₃	18,03	17,37	18,59	16,64	16,73	16,10	17,94
FeO	28,30	30,40	26,35	30,75	30,99	30,78	28,10
MnO	0,52	0,59	0,90	1,28	1,29	1,16	0,59
MgO	0,23	0,46	0,19	0,26	0,26	0,26	0,22
CaO	b.d.l	0,07	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,08
BaO	b.d.l	b.d.l	0,00	0,12	0,12	b.d.l	b.d.l
Li ₂ O*	0,87	0,19	1,06	0,97	1,03	0,76	1,12
Na ₂ O	0,07	0,04	0,05	0,08	0,08	0,08	0,07
K ₂ O	9,88	9,51	9,91	9,36	9,43	9,28	8,87
ZnO	0,03	0,00	0,05	0,03	0,03	0,00	0,11
Cl	1,00	1,53	1,79	2,14	2,15	1,52	1,27
F	0,19	0,11	0,16	0,24	0,24	0,29	0,21
Total(*)	97,20	95,66	97,26	99,49	100,20	97,40	97,66
(F,Cl)=OH	0,46	0,67	0,79	0,96	0,96	0,71	0,58
Total	96,74	94,99	96,47	98,54	99,24	96,69	97,08

* valores estimados

Si	5,731	5,594	5,814	5,799	5,791	5,794	5,800
Al IV	2,269	2,406	2,186	2,201	2,209	2,206	2,200
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	1,077	0,956	1,248	0,891	0,880	0,845	1,088
Fe	3,726	4,175	3,454	4,056	4,059	4,139	3,655
Ti	0,194	0,162	0,132	0,103	0,103	0,134	0,210
Mn	0,070	0,082	0,119	0,171	0,171	0,158	0,077
Mg	0,055	0,112	0,045	0,061	0,061	0,061	0,051
Zn	0,003	0,000	0,006	0,003	0,003	0,000	0,013
Li	0,548	0,123	0,670	0,614	0,649	0,489	0,701
soma	5,673	5,610	5,673	5,899	5,925	5,827	5,794
Ca	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013
Ba	0,000	0,000	0,000	0,007	0,007	0,000	0,000
Na	0,022	0,013	0,016	0,024	0,024	0,024	0,022
K	1,983	1,992	1,982	1,883	1,883	1,903	1,759
soma	2,005	2,017	1,998	1,914	1,914	1,927	1,794

Soma	15,67792	15,626849	15,670821	15,81282	15,83969	15,7538	15,58752
-------------	-----------------	------------------	------------------	-----------------	-----------------	----------------	-----------------

Anions

Cl	0,498	0,796	0,885	1,068	1,063	0,773	0,625
F	0,051	0,030	0,043	0,063	0,063	0,078	0,055
Soma	0,549	0,826	0,927	1,131	1,126	0,851	0,680
Fe#	0,985	0,974	0,987	0,985	0,985	0,985	0,986
Fe/Al	3,460	4,367	2,768	4,552	4,615	4,897	3,361
Mgli	-0,493	-0,011	-0,624	-0,553	-0,588	-0,428	-0,651
Feal	2,913	3,463	2,457	3,438	3,453	3,587	2,854

Tabela 6 - Análises biotitas esverdeadas (número de análises = 26)

sample	gua - 18 a			gua - 05			gua - 16A			Gua1C			GUA 08C			GUA 09A				
crystal	1	4		4			2	3	4	1			3	4	5	2	2		3	5
id point	2,b	1,i	2,n	nuc	bd		1,b	1,n	4,b	1,b	2,n	2,b	2,b	1,n	2,b	1,b	2,n	2,n	2,i	3,i
SiO ₂	36,20	37,43	38,04	38,00	37,58	37,88	37,89	36,67	36,92	37,34	38,08	38,62	38,50	39,28	36,67	36,60	37,27	37,61	36,90	
TiO ₂	0,53	0,20	0,73	1,16	0,58	0,89	0,89	0,65	1,05	0,98	0,45	0,19	0,74	0,39	0,78	0,15	0,40	1,35	1,15	
Al ₂ O ₃	18,33	20,12	19,63	19,06	19,82	19,38	19,01	18,54	19,76	20,37	19,12	20,10	18,76	20,05	18,27	19,32	19,20	17,99	18,24	
FeO	27,54	25,12	24,05	27,72	26,59	24,43	25,60	28,03	26,14	25,27	26,55	24,40	24,39	23,92	27,14	28,76	25,32	26,31	26,30	
MnO	0,81	0,81	0,79	0,79	0,72	0,64	0,72	0,67	0,48	0,55	0,70	0,66	0,59	0,68	0,64	0,67	0,67	0,60	0,63	
MgO	0,26	0,22	0,20	0,19	0,19	0,21	0,22	0,22	0,19	0,19	0,15	0,17	0,16	0,18	0,26	0,24	0,21	0,23	0,22	
CaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	b.d.l	b.d.l	0,02	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	b.d.l	
BaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,08	0,14	0,06	0,03	b.d.l	b.d.l	0,04	b.d.l	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,05	b.d.l	b.d.l	
Li ₂ O*	0,80	1,16	1,34	1,32	1,20	1,29	1,29	0,94	1,01	1,13	1,35	1,50	1,47	1,69	0,94	0,92	1,11	1,21	1,00	
Na ₂ O	0,07	0,05	0,06	0,04	0,04	0,08	0,13	0,09	0,02	0,04	0,07	0,06	0,10	0,08	0,10	0,14	0,10	0,05	0,09	
K ₂ O	9,49	9,83	9,74	9,53	9,59	9,75	9,71	9,70	9,80	9,85	10,03	9,98	9,92	10,01	9,72	9,47	9,53	9,63	9,82	
ZnO	n.a	n.a	n.a	0,21	0,20	0,14	0,19	0,19	0,08	0,13	0,13	0,17	0,15	0,12	0,22	0,17	0,21	0,12	0,17	
Cl	0,08	0,04	0,02	0,05	0,02	0,04	0,05	0,06	0,07	0,03	0,04	0,03	0,06	b.d.l	0,03	0,06	0,02	b.d.l	0,02	
F	1,33	2,04	1,85	1,82	2,49	2,30	2,41	1,96	1,73	1,70	2,40	2,31	2,74	2,64	1,90	1,97	1,73	2,20	2,08	
Total(*)	95,43	97,03	96,44	100,01	99,15	97,08	98,16	97,72	97,26	97,63	99,08	98,23	97,56	99,06	96,68	98,48	95,84	97,33	96,61	
(F,Cl)=OH	0,58	0,87	0,78	0,78	1,05	0,98	1,02	0,84	0,75	0,72	1,02	0,98	1,17	1,11	0,81	0,84	0,73	0,93	0,88	
Total	94,86	96,16	95,66	99,22	98,10	96,10	97,14	96,89	96,51	96,90	98,06	97,25	96,39	97,95	95,87	97,63	95,10	96,40	95,73	
* valores estimados																				
Si	5,794	5,824	5,898	5,783	5,783	5,883	5,864	5,773	5,750	5,755	5,861	5,906	5,969	5,943	5,812	5,722	5,868	5,883	5,835	
Al IV	2,206	2,176	2,102	2,217	2,217	2,117	2,136	2,227	2,250	2,245	2,139	2,094	2,031	2,057	2,188	2,278	2,132	2,117	2,165	
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
AlVI	1,253	1,513	1,485	1,202	1,378	1,430	1,331	1,212	1,376	1,454	1,330	1,528	1,397	1,517	1,225	1,281	1,430	1,199	1,234	
Fe	3,687	3,269	3,117	3,528	3,422	3,173	3,313	3,690	3,405	3,257	3,417	3,120	3,163	3,026	3,597	3,761	3,333	3,442	3,478	
Ti	0,064	0,023	0,085	0,133	0,067	0,104	0,103	0,077	0,123	0,113	0,052	0,022	0,086	0,045	0,092	0,017	0,047	0,158	0,137	
Mn	0,109	0,107	0,103	0,102	0,093	0,084	0,095	0,090	0,064	0,072	0,091	0,085	0,077	0,087	0,086	0,089	0,090	0,080	0,084	
Mg	0,062	0,051	0,046	0,042	0,043	0,049	0,050	0,051	0,044	0,044	0,035	0,039	0,037	0,041	0,061	0,056	0,049	0,055	0,052	
Zn	0,000	0,000	0,000	0,024	0,022	0,016	0,022	0,009	0,015	0,015	0,019	0,017	0,017	0,013	0,026	0,020	0,025	0,014	0,019	
Li	0,517	0,726	0,833	0,810	0,744	0,805	0,805	0,594	0,633	0,703	0,834	0,925	0,915	1,031	0,599	0,578	0,705	0,762	0,639	
soma	5,692	5,688	5,669	5,841	5,770	5,661	5,719	5,736	5,654	5,658	5,774	5,739	5,693	5,760	5,687	5,801	5,679	5,709	5,644	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	
Ba	0,000	0,000	0,000	0,005	0,008	0,004	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	
Na	0,020	0,015	0,017	0,012	0,011	0,023	0,039	0,027	0,005	0,011	0,021	0,018	0,029	0,023	0,031	0,042	0,031	0,016	0,028	
K	1,938	1,951	1,926	1,850	1,882	1,931	1,916	1,948	1,948	1,937	1,970	1,948	1,962	1,931	1,964	1,888	1,913	1,921	1,980	
soma	1,958	1,966	1,943	1,870	1,902	1,958	1,961	1,979	1,953	1,950	1,991	1,967	1,991	1,958	1,999	1,934	1,950	1,941	2,008	
Soma	15,651	15,655	15,613	15,711	15,671	15,619	15,680	15,715	15,607	15,608	15,765	15,706	15,684	15,718	15,686	15,735	15,629	15,650	15,652	
Anions																				
Cl	0,021	0,012	0,006	0,014	0,006	0,010	0,014	0,015	0,020	0,009	0,011	0,008	0,016	0,000	0,009	0,016	0,005	0,000	0,005	
F	0,679	1,020	0,924	0,894	1,231	1,150	1,200	0,987	0,867	0,843	1,192	1,141	1,373	1,294	0,964	0,985	0,875	1,110	1,057	
Soma	0,700	1,031	0,930	0,909	1,237	1,160	1,214	1,002	0,886	0,852	1,202	1,149	1,389	1,294	0,972	1,001	0,880	1,110	1,062	
Fe#	0,984	0,985	0,985	0,988	0,988	0,985	0,985	0,986	0,987	0,987	0,990	0,988	0,989	0,987	0,983	0,985	0,986	0,984	0,985	
Fe/Al	2,942	2,160	2,100	2,935	2,484	2,219	2,490	3,044	2,475	2,241	2,570	2,042	2,264	1,995	2,937	2,935	2,331	2,870	2,819	
Mgli	-0,456	-0,676	-0,787	-0,767	-0,702	-0,756	-0,755	-0,543	-0,589	-0,658	-0,799	-0,885	-0,878	-0,990	-0,538	-0,522	-0,657	-0,707	-0,587	
Feal	2,607	1,885	1,820	2,561	2,205	1,932	2,181	2,644	2,216	1,988	2,231	1,700	1,929	1,641	2,551	2,585	2,040	2,481	2,466	

Tabela 6 - Análises biotitas esverdeadas (número de análises = 26)

sample	GUA 50C		GUA 36		GUA 53		GUA 50D
crystal	1	2	2	4	2	2	2
id point	2,n	2,i	1,n	1,n	2,i	3,n	1,n
SiO ₂	34,91	36,11	37,90	36,72	36,97	36,24	38,18
TiO ₂	0,26	0,36	0,98	1,08	1,24	1,31	0,38
Al ₂ O ₃	18,34	19,05	19,16	17,35	18,18	18,11	20,57
FeO	28,61	26,46	25,31	27,98	27,47	29,39	26,79
MnO	0,72	0,62	0,72	0,79	0,78	0,85	0,72
MgO	0,46	0,56	0,17	0,17	0,23	0,20	0,12
CaO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
BaO	0,03	b.d.l	b.d.l	0,09	b.d.l	0,07	b.d.l
Li ₂ O*	0,43	0,78	1,29	0,96	1,03	0,82	1,38
Na ₂ O	0,03	0,10	0,22	0,11	0,11	0,07	0,08
K ₂ O	9,91	9,17	9,59	9,54	9,55	9,72	10,04
ZnO	0,08	0,08	0,05	0,08	0,05	0,07	0,05
Cl	1,40	1,49	1,94	2,46	1,69	2,21	2,42
F	0,27	0,22	0,19	0,16	0,19	0,21	0,20
Total(*)	95,43	95,08	97,53	97,48	97,50	99,27	100,93
(F,Cl)=OH	0,65	0,68	0,86	1,07	0,76	0,98	1,07
Total	94,78	94,40	96,67	96,40	96,74	98,29	99,87

* valores estimados

Si	5,684	5,776	5,865	5,844	5,800	5,692	5,762
Al IV	2,316	2,224	2,135	2,156	2,200	2,308	2,238
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	1,203	1,366	1,360	1,097	1,162	1,045	1,421
Fe	3,895	3,539	3,276	3,723	3,605	3,860	3,381
Ti	0,032	0,044	0,114	0,129	0,147	0,155	0,043
Mn	0,099	0,085	0,095	0,107	0,104	0,112	0,092
Mg	0,110	0,133	0,038	0,041	0,053	0,046	0,026
Zn	0,009	0,010	0,006	0,009	0,005	0,008	0,005
Li	0,282	0,501	0,806	0,611	0,647	0,515	0,835
soma	5,631	5,676	5,695	5,717	5,723	5,742	5,803
Ca	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002
Ba	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000
Na	0,008	0,030	0,067	0,034	0,033	0,020	0,022
K	2,059	1,871	1,894	1,936	1,911	1,948	1,933
soma	2,069	1,911	1,961	1,975	1,945	1,975	1,958

Soma	15,700	15,587	15,656	15,692	15,668	15,718	15,761
-------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------

Anions

Cl	0,720	0,755	0,951	1,240	0,840	1,100	1,156
F	0,075	0,061	0,050	0,044	0,051	0,057	0,052
Soma	0,795	0,816	1,001	1,284	0,891	1,157	1,208

Fe#	0,972	0,964	0,988	0,989	0,986	0,988	0,992
Fe/Al	3,238	2,591	2,409	3,395	3,101	3,693	2,379
Mgli	-0,172	-0,369	-0,767	-0,570	-0,595	-0,469	-0,809
Feal	2,823	2,301	2,125	2,862	2,693	3,082	2,094

Tabela 7 - Análises micas verdes claras (número de análises = 51)

sample	gua - 18 a						gua - 05						gua - 17a						gua 08c																							
crystal	3	1	2				3				4				1				2				1				2				3				4				5			
id point	2,b	1,b	1,n	2,b	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	1,n	2,b	3,n	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	3,b	4,b	5,b								
SiO2	45,82	53,49	45,38	47,43	44,51	46,81	46,21	45,55	46,52	45,59	45,48	43,46	46,28	45,92	47,94	46,56	48,58	47,67	47,88	45,72	45,84	48,53																				
TiO2	0,43	0,17	0,23	b.d.l	0,21	0,10	0,15	0,20	0,31	0,23	b.d.l	0,39	0,14	0,13	0,09	0,15	b.d.l	0,07	0,08	0,08	0,15	0,05																				
Al2O3	23,59	20,82	23,42	23,48	21,83	23,42	23,70	29,64	25,71	29,10	29,65	24,43	23,57	22,86	24,04	22,80	23,80	22,70	22,89	24,28	23,84	22,56																				
FeO	11,62	10,03	13,04	10,66	14,61	13,18	13,34	8,08	9,85	9,10	8,83	16,96	11,66	13,87	11,28	12,59	10,84	12,91	11,50	12,07	12,19	11,28																				
MnO	0,34	0,28	0,39	0,38	0,49	0,42	0,33	0,17	0,24	0,21	0,23	0,35	0,36	0,43	0,30	0,35	0,37	0,34	0,35	0,36	0,31	0,31																				
MgO	0,30	0,14	0,09	0,14	0,17	0,16	0,23	0,08	0,22	0,06	0,02	0,20	0,12	0,16	0,03	0,11	0,11	0,26	0,24	0,14	0,15	0,22																				
CaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,03	0,02	0,02	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,03	0,03	0,03	0,04	b.d.l	b.d.l	0,04	0,01	0,04																				
BaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,05	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,04	b.d.l	b.d.l	0,03	b.d.l	b.d.l	0,09	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l																				
Li2O*	3,58	5,80	3,46	4,05	3,21	3,87	3,70	3,51	3,79	3,52	3,49	2,90	3,72	3,61	4,20	3,80	4,38	4,12	4,18	3,56	3,59	4,37																				
Na2O	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,15	0,06	0,14	0,23	0,06	0,09	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08	0,06	0,08	0,10	0,10																				
K2O	10,53	9,16	10,63	10,47	10,51	10,51	10,67	10,93	10,80	11,21	10,86	10,46	10,86	10,50	10,72	10,73	10,77	10,90	10,73	10,62	10,18	10,73																				
ZnO	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0,13	0,13	0,06	b.d.l	0,09	b.d.l	0,05	0,05	b.d.l	0,09	0,06	0,08	0,07	0,06	0,04	0,04	0,09																				
Cl	b.d.l	0,02	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	b.d.l	0,02	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l																				
F	2,42	1,85	1,70	2,65	2,76	2,17	1,93	0,12	1,20	1,09	b.d.l	1,33	2,01	2,05	1,96	1,77	2,21	2,69	1,72	1,60	2,12	2,37																				
Total(*)	98,68	101,83	98,39	99,31	98,43	100,87	100,47	98,51	98,69	100,37	98,77	100,57	98,88	99,62	100,76	99,12	101,26	101,80	99,69	98,58	98,51	100,63																				
(F,Cl)=OH	1,02	0,78	0,72	1,12	1,16	0,92	0,81	0,06	0,51	0,46	0,00	0,56	0,85	0,86	0,83	0,75	0,94	1,13	0,72	0,68	0,89	1,00																				
Total	97,66	101,04	97,67	98,19	97,27	99,96	99,65	98,45	98,19	99,91	98,77	100,01	98,03	98,76	99,94	98,37	100,32	100,66	98,97	97,90	97,62	99,63																				

* valores estimados

Si	6,363	6,904	6,333	6,494	6,356	6,379	6,325	6,072	6,307	6,068	6,059	6,049	6,396	6,365	6,443	6,430	6,493	6,458	6,503	6,320	6,360	6,556
Al IV	1,637	1,096	1,667	1,506	1,644	1,621	1,675	1,928	1,693	1,932	1,941	1,951	1,604	1,635	1,557	1,570	1,507	1,542	1,497	1,680	1,640	1,444
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	2,224	2,072	2,184	2,283	2,030	2,139	2,147	2,729	2,414	2,633	2,715	2,056	2,234	2,100	2,251	2,141	2,241	2,082	2,168	2,275	2,257	2,147
Fe	1,350	1,083	1,522	1,220	1,745	1,502	1,527	0,901	1,117	1,013	0,984	1,974	1,347	1,608	1,268	1,454	1,211	1,462	1,306	1,396	1,414	1,274
Ti	0,045	0,016	0,024	0,000	0,022	0,010	0,015	0,020	0,031	0,023	0,000	0,040	0,014	0,014	0,009	0,015	0,000	0,007	0,008	0,008	0,015	0,005
Mn	0,039	0,030	0,046	0,044	0,059	0,049	0,038	0,019	0,028	0,024	0,026	0,042	0,042	0,051	0,034	0,041	0,041	0,039	0,040	0,042	0,036	0,035
Mg	0,063	0,028	0,018	0,028	0,036	0,032	0,046	0,017	0,044	0,012	0,003	0,041	0,025	0,033	0,006	0,023	0,022	0,052	0,049	0,028	0,031	0,045
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,013	0,005	0,000	0,009	0,000	0,005	0,005	0,000	0,009	0,006	0,008	0,007	0,006	0,004	0,005	0,009
Li	2,001	3,011	1,941	2,230	1,841	2,121	2,035	1,880	2,065	1,883	1,868	1,625	2,067	2,014	2,269	2,110	2,355	2,245	2,283	1,977	2,004	2,373
soma	5,722	6,239	5,734	5,805	5,733	5,867	5,822	5,571	5,699	5,597	5,595	5,782	5,733	5,819	5,846	5,791	5,879	5,894	5,860	5,730	5,762	5,887
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,005	0,006	0,000	0,000	0,005	0,002	0,006
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,016	0,017	0,015	0,015	0,015	0,018	0,019	0,039	0,014	0,036	0,058	0,016	0,023	0,018	0,020	0,017	0,016	0,020	0,015	0,021	0,028	0,025
K	1,865	1,508	1,892	1,828	1,915	1,826	1,862	1,859	1,868	1,903	1,846	1,858	1,915	1,857	1,837	1,890	1,836	1,883	1,860	1,873	1,801	1,850
soma	1,881	1,525	1,908	1,843	1,938	1,846	1,885	1,898	1,883	1,941	1,904	1,874	1,939	1,879	1,861	1,917	1,858	1,903	1,875	1,899	1,831	1,881
Soma	15,603	15,764	15,642	15,648	15,671	15,714	15,707	15,468	15,582	15,538	15,499	15,656	15,673	15,698	15,707	15,708	15,737	15,796	15,735	15,629	15,592	15,768

Anions

Cl	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	1,111	0,812	0,786	1,209	1,298	0,983	0,877	0,054	0,541	0,478	0,000	0,606	0,923	0,941	0,878	0,813	0,989	1,216	0,779	0,732	0,973	1,069
Soma	1,114	0,817	0,786	1,209	1,298	0,988	0,877	0,059	0,541	0,478	0,003	0,606	0,923	0,941	0,878	0,813	0,996	1,216	0,779	0,732	0,973	1,069
Fe#	0,956	0,975	0,988	0,977	0,980	0,979	0,971	0,982	0,962	0,988	0,997	0,980	0,982	0,980	0,995	0,984	0,982	0,966	0,964	0,980	0,979	0,966
Fe/Al	0,607	0,523	0,697	0,535	0,860	0,702	0,711	0,330	0,463	0,385	0,362	0,960	0,603	0,766	0,563	0,679	0,540	0,702	0,603	0,613	0,626	0,593
Mgli	-1,939	-2,984	-1,922	-2,202	-1,805	-2,089	-1,989	-1,864	-2,021	-1,870	-1,865	-1,584	-2,042	-1,981	-2,263	-2,087	-2,333	-2,193	-2,234	-1,949	-1,973	-2,328
Feal	-0,790	-0,943	-0,592	-1,018	-0,204	-0,578	-0,567	-1,790	-1,238	-1,573	-1,705	-0,001	-0,831	-0,427	-0,940	-0,630	-0,989	-0,574	-0,813	-0,830	-0,792	-0,833

Tabela 7 - Análises micas verdes claras (número de análises = 51)

sample	GUA 09A					GUA 50A				Gua 50c				GUA 50b				GUA 48D		GUA 36				GUA 39	
crystal	2	3	4	5	6	1	2			1	2	3			1	2	3		1	1	1	2	3		1
id point	3,b	1,b	1,n	1,b	4,b	2,b	1,n	2,b	3,i	1,b	3,b	1,n	2,i	3,b	1,i	2,b	3,i	2,b	1,b	2,n	2,b	1,n	2,b	1,n	
SiO2	47,37	47,29	47,98	46,96	46,22	47,14	44,11	47,45	45,60	48,44	45,77	44,95	45,32	44,64	46,95	47,03	47,03	47,02	45,66	45,66	45,78	48,40	45,46	45,86	
TiO2	0,11	0,22	0,09	0,12	0,23	0,04	0,12	0,27	0,20	0,09	0,34	0,32	0,13	0,27	0,22	0,27	0,18	0,24	0,17	0,14	0,14	0,11	0,19	0,20	
Al2O3	23,03	22,75	23,04	23,71	24,89	22,02	28,26	24,99	26,75	21,64	28,41	27,42	25,75	26,84	30,17	29,84	30,22	23,33	21,87	22,09	22,41	23,14	22,48	23,19	
FeO	11,55	11,07	10,73	11,83	10,93	13,04	10,37	10,33	11,22	11,77	8,25	9,86	10,62	10,62	5,85	7,05	5,60	12,55	15,07	13,38	13,38	11,02	13,49	11,63	
MnO	0,33	0,31	0,30	0,34	0,27	0,35	0,19	0,26	0,29	0,35	0,24	0,24	0,29	0,24	0,11	0,10	0,12	0,42	0,41	0,38	0,40	0,35	0,40	0,73	
MgO	0,34	0,29	0,25	0,24	0,22	0,36	0,15	0,15	0,10	0,52	0,38	0,32	0,34	0,35	0,39	0,54	0,39	0,23	0,18	0,14	0,21	0,13	0,13	0,52	
CaO	0,04	b.d.l	0,05	0,03	b.d.l	0,03	0,05	0,00	0,06	0,04	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	
BaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	
Li2O*	4,03	4,01	4,21	3,91	3,70	3,96	3,09	4,06	3,52	4,34	3,57	3,33	3,44	3,24	3,91	3,94	3,93	3,93	3,54	3,54	3,57	4,33	3,48	3,60	
Na2O	0,08	0,09	0,11	0,04	0,08	0,02	0,12	0,06	0,14	0,02	0,24	0,08	0,07	0,07	0,16	0,24	0,21	0,06	0,06	0,09	0,12	0,10	0,08	0,08	
K2O	10,48	10,91	10,63	10,72	10,73	10,67	11,19	10,69	11,16	10,20	10,82	10,99	10,89	10,92	10,63	10,81	10,77	10,21	10,75	11,05	10,67	10,92	10,88	10,66	
ZnO	0,03	0,09	0,12	0,08	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	
Cl	b.d.l	0,02	0,02	b.d.l	0,03	1,33	1,42	1,34	1,08	1,97	0,80	0,96	1,13	0,79	0,22	0,40	0,23	1,91	3,05	2,52	2,11	2,18	2,55	2,39	
F	2,06	2,45	1,70	1,75	1,52	0,06	0,11	0,04	0,08	0,03	0,10	0,09	0,05	0,10	0,00	0,00	0,03	0,09	0,11	0,11	0,05	0,05	0,10	0,13	
Total(*)	99,45	99,48	99,22	99,70	98,87	99,01	99,23	99,65	100,23	99,43	98,96	98,63	98,01	98,12	98,66	100,43	98,73	100,01	100,88	99,14	98,91	100,76	99,23	99,02	
(F,Cl)=OH	0,87	1,03	0,72	0,74	0,65	0,57	0,62	0,57	0,47	0,83	0,36	0,42	0,49	0,35	0,09	0,17	0,10	0,82	1,31	1,09	0,90	0,93	1,09	1,03	
Total	98,58	98,45	98,50	98,97	98,23	98,44	98,61	99,08	99,76	98,60	98,60	98,21	97,52	97,76	98,57	100,26	98,63	99,19	99,57	98,05	98,01	99,83	98,14	97,99	
* valores estimados																									
Si	6,473	6,492	6,520	6,402	6,320	6,489	6,029	6,380	6,155	6,599	6,128	6,118	6,235	6,125	6,148	6,116	6,155	6,411	6,378	6,416	6,399	6,518	6,379	6,375	
Al IV	1,527	1,508	1,480	1,598	1,680	1,511	1,971	1,620	1,845	1,401	1,872	1,882	1,765	1,875	1,852	1,884	1,845	1,589	1,622	1,584	1,601	1,482	1,621	1,625	
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
AlVI	2,182	2,173	2,209	2,212	2,331	2,060	2,581	2,342	2,412	2,074	2,611	2,516	2,411	2,466	2,805	2,689	2,816	2,161	1,979	2,075	2,091	2,191	2,096	2,173	
Fe	1,319	1,271	1,219	1,348	1,250	1,502	1,185	1,162	1,266	1,340	0,924	1,123	1,222	1,219	0,640	0,767	0,612	1,431	1,760	1,573	1,564	1,241	1,583	1,352	
Ti	0,012	0,023	0,009	0,012	0,023	0,004	0,012	0,028	0,020	0,010	0,034	0,033	0,013	0,028	0,022	0,026	0,018	0,025	0,018	0,014	0,015	0,011	0,020	0,021	
Mn	0,038	0,036	0,034	0,039	0,032	0,040	0,022	0,030	0,033	0,040	0,027	0,028	0,033	0,027	0,012	0,011	0,013	0,049	0,048	0,045	0,047	0,040	0,047	0,086	
Mg	0,068	0,060	0,051	0,049	0,045	0,074	0,030	0,030	0,021	0,105	0,076	0,065	0,070	0,071	0,076	0,105	0,076	0,046	0,037	0,029	0,044	0,026	0,027	0,107	
Zn	0,003	0,009	0,012	0,008	0,006	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004		
Li	2,216	2,213	2,300	2,145	2,034	2,195	1,699	2,193	1,912	2,379	1,922	1,824	1,903	1,789	2,060	2,058	2,071	2,155	1,988	2,000	2,008	2,345	1,964	2,010	
soma	5,839	5,784	5,835	5,813	5,721	5,875	5,534	5,784	5,663	5,948	5,594	5,589	5,652	5,600	5,615	5,659	5,606	5,868	5,831	5,735	5,769	5,854	5,737	5,754	
Ca	0,005	0,000	0,007	0,004	0,000	0,005	0,007	0,000	0,009	0,006	0,007	0,008	0,000	0,007	0,007	0,009	0,000	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	
Na	0,021	0,024	0,028	0,009	0,021	0,005	0,032	0,014	0,035	0,006	0,063	0,021	0,017	0,017	0,041	0,060	0,054	0,015	0,017	0,025	0,032	0,027	0,020	0,021	
K	1,828	1,910	1,843	1,864	1,872	1,874	1,951	1,834	1,921	1,773	1,849	1,909	1,911	1,911	1,776	1,793	1,797	1,775	1,915	1,981	1,903	1,876	1,947	1,891	
soma	1,854	1,934	1,877	1,877	1,893	1,884	1,989	1,848	1,967	1,785	1,919	1,937	1,928	1,935	1,824	1,868	1,851	1,794	1,932	2,008	1,942	1,905	1,971	1,911	
Soma	15,693	15,718	15,712	15,690	15,615	15,759	15,523	15,632	15,630	15,733	15,513	15,527	15,580	15,535	15,440	15,527	15,458	15,662	15,763	15,743	15,711	15,759	15,708	15,665	
Anions																									
Cl	0,000	0,005	0,005	0,000	0,007	0,577	0,615	0,570	0,460	0,847	0,339	0,412	0,490	0,343	0,092	0,164	0,095	0,824	1,349	1,118	0,932	0,930	1,130	1,050	
F	0,939	1,119	0,773	0,791	0,689	0,014	0,026	0,009	0,019	0,008	0,022	0,021	0,011	0,022	0,000	0,000	0,006	0,021	0,026	0,027	0,012	0,011	0,023	0,030	
Soma	0,939	1,123	0,777	0,791	0,697	0,591	0,641	0,579	0,478	0,854	0,360	0,433	0,502	0,365	0,092	0,164	0,101	0,845	1,375	1,145	0,944	0,941	1,153	1,080	
Fe#	0,951	0,955	0,960	0,965	0,965	0,953	0,976	0,975	0,984	0,927	0,924	0,945	0,946	0,945	0,894	0,879	0,890	0,969	0,979	0,982	0,973	0,979	0,983	0,927	
Fe/Al	0,605	0,585	0,552	0,610	0,536	0,729	0,459	0,496	0,525	0,646	0,354	0,446	0,507	0,494	0,228	0,285	0,217	0,662	0,889	0,758	0,748	0,566	0,755	0,622	
Mgli	-2,148	-2,153	-2,249	-2,097	-1,990	-2,121	-1,669	-2,163	-1,891	-2,274	-1,846	-1,759	-1,833	-1,719	-1,984	-1,953	-1,995	-2,109	-1,950	-1,971	-1,964	-2,319	-1,937	-1,903	
Feal	-0,813	-0,844	-0,947	-0,812	-1,026	-0,515	-1,362	-1,122	-1,092	-0,684	-1,627	-1,333	-1,143	-1,192	-2,131	-1,885	-2,173	-0,656	-0,153	-0,443	-0,465	-0,900	-0,446	-0,714	

Tabela 7 - Análises micas verdes claras (número de análises = 51)

sample	GUA 53		GUA 50D		
crystal	1	1	2	1	2
id point	2,i	3,b	1,b	2,b	2,b
SiO2	45,60	45,88	45,54	48,41	48,88
TiO2	0,26	0,26	0,21	0,15	0,10
Al2O3	23,56	23,78	22,93	24,26	23,07
FeO	11,56	11,67	12,94	11,73	12,24
MnO	0,71	0,72	0,42	0,34	0,29
MgO	0,47	0,47	0,23	0,23	0,24
CaO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,09	0,07	0,00
Li2O*	3,52	3,60	3,50	4,33	4,47
Na2O	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05
K2O	10,70	10,78	10,49	10,96	10,92
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	2,47	2,52	1,66	2,10	2,24
F	0,07	0,07	0,11	0,11	0,10
Total(*)	98,99	99,83	98,22	102,74	102,60
(F,Cl)=OH	1,06	1,08	0,73	0,91	0,97
Total	97,93	98,75	97,49	101,84	101,63

* valores estimados

Si	6,343	6,331	6,369	6,410	6,497
Al IV	1,657	1,669	1,631	1,590	1,503
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	2,204	2,198	2,149	2,196	2,110
Fe	1,344	1,346	1,513	1,299	1,360
Ti	0,027	0,027	0,022	0,015	0,010
Mn	0,084	0,084	0,049	0,038	0,032
Mg	0,097	0,097	0,048	0,045	0,047
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li	1,970	1,999	1,971	2,307	2,388
soma	5,727	5,751	5,752	5,900	5,948
Ca	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000
Na	0,018	0,018	0,014	0,012	0,013
K	1,898	1,897	1,871	1,851	1,852
soma	1,916	1,915	1,895	1,867	1,865
Soma	15,643	15,666	15,647	15,767	15,813

Anions

Cl	1,088	1,100	0,735	0,878	0,943
F	0,016	0,016	0,026	0,025	0,022
Soma	1,104	1,116	0,761	0,903	0,965
Fe#	0,933	0,933	0,969	0,967	0,967
Fe/Al	0,610	0,613	0,704	0,592	0,645
Mgli	-1,873	-1,902	-1,923	-2,262	-2,342
Feal	-0,749	-0,740	-0,564	-0,843	-0,708

Tabela 8 - Análises de micas do albita granito, greisen e pegmatitos (número de análises = 28).

sample	GUA 08 B - ALBITA GRANITO							GUA 08A GREISEN										
grain	1	2	3	4				1	2			3			4			
id point	1,n	1,n	1,n	1,n	2,b	3,b	4,i	1,b	1,n	2,b	3,b	1,n	2,b	3,n	1,n	2,n	3,b	4,b
SiO ₂	45,06	45,47	45,33	44,86	45,26	45,17	44,00	46,23	44,94	46,20	45,01	45,53	47,14	45,38	41,83	30,84	32,93	43,63
TiO ₂	b.d.l	0,16	0,25	0,21	0,12	0,23	0,09	0,08	b.d.l	0,06	0,11	0,07	0,09	0,17	0,02	1,43	1,12	0,07
Al ₂ O ₃	28,68	27,96	26,30	29,93	28,46	28,51	30,48	26,74	29,42	27,32	28,09	30,98	24,88	26,04	31,78	23,59	26,56	30,76
FeO	8,32	8,46	10,74	7,87	8,17	8,24	7,94	9,64	8,01	9,21	9,71	6,63	10,75	11,61	10,40	31,11	25,82	7,78
MnO	0,24	0,25	0,28	0,16	0,22	0,24	0,21	0,29	0,21	0,27	0,33	0,13	0,29	0,31	0,21	0,76	0,51	0,22
MgO	0,03	b.d.l	0,03	0,02	0,03	b.d.l	0,03	0,04	0,03	0,02	0,06	b.d.l	0,04	0,04	0,03	0,08	0,06	0,04
CaO	b.d.l	0,02	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	b.d.l	0,03	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,29	b.d.l	0,05	0,02
BaO	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,10	0,04	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l
Li ₂ O	3,36	3,48	3,44	3,31	3,42	3,40	3,06	3,70	3,33	3,69	3,35	3,50	3,96	3,46	2,43	-0,74	-0,14	2,95
Na ₂ O	0,12	0,11	0,11	0,17	0,10	0,12	0,12	0,08	0,15	0,18	0,08	0,17	0,08	0,06	0,09	0,03	0,03	0,15
K ₂ O	10,87	10,79	10,60	11,00	10,71	10,67	10,99	10,42	10,81	10,79	10,49	10,94	10,59	10,86	10,15	8,61	8,90	10,29
ZnO	b.d.l	0,04	0,05	b.d.l	b.d.l	0,05	0,06	b.d.l	b.d.l	0,11	0,06	0,08	0,05	b.d.l	b.d.l	0,12	0,09	b.d.l
Cl	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	b.d.l	b.d.l	0,02	b.d.l	0,04	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,03	b.d.l
F	0,97	1,57	1,28	1,64	1,34	1,40	1,75	1,03	1,09	1,69	1,80	0,24	1,66	1,49	1,31	0,52	0,80	1,22
Total(*)	97,64	98,31	98,43	99,17	97,95	98,05	98,73	98,26	98,00	99,57	99,10	98,25	99,54	99,43	98,54	96,35	96,75	97,14
(F,Cl)=OH	0,41	0,66	0,54	0,69	0,57	0,59	0,74	0,44	0,46	0,72	0,76	0,10	0,70	0,63	0,55	0,22	0,34	0,51
Total	97,23	97,65	97,89	98,48	97,38	97,46	97,99	97,82	97,54	98,86	98,34	98,14	98,84	98,80	97,98	96,13	96,40	96,62
Si	6,126	6,177	6,208	6,036	6,149	6,135	5,968	6,263	6,082	6,224	6,116	6,041	6,380	6,199	5,732	4,973	5,097	5,956
Al IV	1,874	1,823	1,792	1,964	1,851	1,865	2,032	1,737	1,918	1,776	1,884	1,959	1,620	1,801	2,268	3,027	2,903	2,044
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	2,720	2,654	2,453	2,781	2,706	2,699	2,840	2,533	2,775	2,562	2,615	2,886	2,349	2,392	2,864	1,456	1,941	2,905
Fe	0,946	0,961	1,230	0,886	0,928	0,936	0,901	1,092	0,907	1,037	1,103	0,736	1,217	1,327	1,192	4,196	3,342	0,888
Ti	0,000	0,016	0,026	0,021	0,013	0,023	0,009	0,009	0,000	0,006	0,011	0,006	0,009	0,018	0,002	0,173	0,130	0,007
Mn	0,028	0,029	0,032	0,018	0,025	0,028	0,024	0,034	0,024	0,030	0,038	0,015	0,033	0,036	0,024	0,104	0,067	0,026
Mg	0,005	0,000	0,005	0,004	0,006	0,000	0,006	0,008	0,006	0,003	0,011	0,000	0,007	0,009	0,006	0,020	0,014	0,008
Zn	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,005	0,006	0,000	0,000	0,011	0,006	0,007	0,005	0,000	0,000	0,014	0,010	0,000
Li	1,840	1,903	1,896	1,790	1,870	1,855	1,669	2,017	1,812	2,001	1,831	1,868	2,158	1,899	1,339	-0,483	-0,088	1,621
soma	5,539	5,568	5,647	5,500	5,548	5,545	5,455	5,692	5,523	5,651	5,615	5,517	5,780	5,681	5,427	5,480	5,416	5,454
Ca	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,007	0,003
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,031	0,028	0,030	0,043	0,027	0,032	0,031	0,020	0,039	0,047	0,021	0,042	0,022	0,017	0,025	0,009	0,009	0,040
K	1,885	1,870	1,851	1,888	1,856	1,849	1,901	1,800	1,867	1,855	1,818	1,851	1,829	1,893	1,774	1,771	1,758	1,792
soma	1,916	1,900	1,885	1,931	1,888	1,883	1,933	1,820	1,908	1,902	1,843	1,893	1,851	1,910	1,842	1,780	1,774	1,836
Soma	15,454	15,468	15,532	15,431	15,436	15,428	15,387	15,512	15,431	15,553	15,458	15,411	15,630	15,591	15,269	15,261	15,190	15,289
Anions																		
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,005	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
F	0,437	0,704	0,578	0,729	0,602	0,627	0,780	0,463	0,487	0,752	0,809	0,105	0,749	0,671	0,586	0,264	0,392	0,545
Soma	0,437	0,704	0,578	0,729	0,606	0,627	0,780	0,467	0,487	0,762	0,809	0,105	0,749	0,671	0,586	0,264	0,399	0,545
Fe#	0,994	1,000	0,996	0,995	0,994	1,000	0,994	0,993	0,994	0,997	0,990	1,000	0,994	0,993	0,995	0,995	0,996	0,991
Fe/Al	0,348	0,362	0,501	0,319	0,343	0,347	0,317	0,431	0,327	0,405	0,422	0,255	0,518	0,555	0,416	2,882	1,721	0,306
Mgli	-1,834	-1,903	-1,891	-1,785	-1,865	-1,855	-1,663	-2,009	-1,806	-1,998	-1,819	-1,868	-2,151	-1,890	-1,334	0,503	0,102	-1,612
Feal	-1,747	-1,647	-1,165	-1,856	-1,740	-1,712	-1,906	-1,398	-1,844	-1,489	-1,462	-2,129	-1,090	-1,011	-1,646	3,017	1,598	-1,984

Tabela 8 - Análises de micas do albita granito, greisen e pegmatitos (número de análises = 28).

sample	GUA 09B - PEGMATITO					GUA 38 - PEGMATITO				
grain	1		2			1		2		
id point	1,i	2,n	3,b	1,n	2,b	1,n	2,i	3,b	1,n	2,b
SiO ₂	46,94	42,45	48,58	46,67	48,33	38,42	37,82	39,24	39,65	46,40
TiO ₂	0,14	0,03	0,08	0,15	b.d.l	0,11	0,22	0,46	0,37	0,16
Al ₂ O ₃	23,63	21,41	23,74	24,26	23,84	20,92	19,28	19,64	19,13	23,08
FeO	12,45	19,41	10,95	10,92	10,18	21,81	24,85	23,70	24,05	12,53
MnO	0,36	0,41	0,37	0,36	0,34	0,76	0,76	0,71	0,72	0,42
MgO	0,17	0,03	0,18	0,12	0,10	0,10	0,08	0,11	0,10	0,19
CaO	b.d.l	0,02	b.d.l	0,02	0,03	0,06	0,05	0,03	0,05	0,02
BaO	0,07	b.d.l	0,12	b.d.l	b.d.l	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O	3,91	2,61	4,38	3,83	4,31	1,44	1,27	1,68	1,80	3,75
Na ₂ O	0,05	0,21	0,10	0,09	0,09	0,30	0,18	0,20	0,15	0,06
K ₂ O	10,89	10,01	10,93	10,90	11,14	9,52	9,93	9,75	9,89	10,84
ZnO	0,05	0,20	0,12	0,13	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Cl	b.d.l	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0,02	3,06	2,52	2,98	1,91	2,04
F	1,59	2,73	2,26	2,15	2,22	0,21	0,18	0,15	0,19	0,08
Total(*)	100,25	99,51	101,80	99,59	100,62	96,71	97,16	98,63	98,03	99,58
(F,Cl)=OH	0,67	1,15	0,95	0,90	0,94	1,34	1,10	1,29	0,85	0,88
Total	99,58	98,36	100,85	98,69	99,69	95,37	96,06	97,35	97,18	98,70
Si	6,384	6,167	6,477	6,380	6,496	5,938	5,912	5,983	6,029	6,400
Al IV	1,616	1,833	1,523	1,620	1,504	2,062	2,088	2,017	1,971	1,600
soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	2,172	1,834	2,208	2,289	2,273	1,748	1,464	1,512	1,457	2,153
Fe	1,416	2,358	1,221	1,249	1,144	2,820	3,250	3,022	3,059	1,446
Ti	0,014	0,003	0,008	0,015	0,000	0,013	0,025	0,052	0,043	0,016
Mn	0,042	0,050	0,042	0,042	0,039	0,099	0,101	0,092	0,093	0,049
Mg	0,034	0,007	0,035	0,024	0,020	0,023	0,019	0,024	0,023	0,039
Zn	0,005	0,021	0,012	0,013	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Li	2,138	1,525	2,349	2,106	2,329	0,898	0,799	1,032	1,101	2,081
soma	5,821	5,798	5,875	5,738	5,809	5,601	5,662	5,734	5,775	5,783
Ca	0,000	0,003	0,000	0,003	0,005	0,009	0,008	0,005	0,009	0,003
Ba	0,004	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,013	0,060	0,025	0,025	0,023	0,089	0,053	0,058	0,043	0,016
K	1,889	1,855	1,859	1,901	1,911	1,876	1,980	1,897	1,919	1,907
soma	1,906	1,918	1,890	1,928	1,938	1,974	2,041	1,959	1,971	1,926
Soma	15,727	15,716	15,765	15,666	15,747	15,575	15,702	15,693	15,746	15,709
Anions										
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,054	0,047	0,038	0,050	0,018
F	0,719	1,299	1,008	0,975	0,995	1,498	1,247	1,438	0,920	0,891
Soma	0,719	1,299	1,008	0,975	0,999	1,552	1,293	1,476	0,970	0,909
Fe#	0,977	0,997	0,972	0,981	0,983	0,992	0,994	0,992	0,992	0,974
Fe/Al	0,652	1,286	0,553	0,546	0,503	1,613	2,219	1,998	2,099	0,672
Mgli	-2,104	-1,518	-2,314	-2,081	-2,309	-0,874	-0,780	-1,008	-1,078	-2,042
Feal	-0,700	0,578	-0,937	-0,983	-1,090	1,184	1,911	1,654	1,737	-0,643

Tabela 9 - Valores obtidos para elementos traços de micas verdes claras a incolores. Todos os valores expressos em ppm.

Amostra	GUA-08A (GREISEN)								GUA-08B (ALBITA GRANITO)							
	ponto5	erro (2σ)	ponto5B	erro (2σ)	ponto2	erro (2σ)	ponto1	erro (2σ)	ponto2-1	erro (2σ)	pontoY	erro (2σ)	Ponto2	erro (2σ)	P2Bspot	erro (2σ)
Li	721,66	106,34	451,75	70,16	422,59	68,58	778,02	132,86	856,59	153,62	1201,58	105,7	971,34	93,82	1284,88	129,98
Be	14,86	6,84	5,91	4,3	11,48	5,72	19,98	10,38	17,64	8,48	26,16	10,42	23,66	9,96	33,59	15,54
B	3,05	1,88	7,68	3,8	1,78	1,42	7,37	3,76	10,79	3,8	7,27	2,96	7,14	2,76	5,86	3,34
Mg	1514,13	321,58	5247,23	1169,66	2894,22	679,88	1449,3	360,76	4205,09	1100,44	250,23	35,14	351,47	55,32	233,67	40,96
Sc	4,8	0,56	4,08	0,56	2,65	0,36	7,6	0,98	4,88	0,62	5,74	0,98	5,11	1	6,97	1,46
Ti	323,12	54,58	192,49	35,08	169,15	31,56	275,87	54,18	288,49	58,54	941,01	70,24	1367,71	105,08	892,49	73,18
V	0,117	0,054	0,342	0,112	0,195	0,068	0,078	0,058	0,304	0,088	<0,017	0,028	0,029	0,032	0,071	0,058
Mn	1699,91	147,42	1143,59	102,2	1147,63	105,7	1955,47	186,3	1744,53	171,98	2130,92	197,32	2138,61	219,84	2626,47	283,24
Zn	207,95	24,82	132,94	16,98	147,71	19,2	207,37	28,38	198,51	28,12	336,52	55,46	241,6	46,52	347,96	71,68
Ga	66,66	9,82	41,63	6,5	38,14	6,2	67,71	11,6	66,66	11,98	85,2	10,96	72,56	10,54	56,88	8,8
Ge	2,35	0,44	1,57	0,4	1,32	0,3	4,35	0,82	2,77	0,52	2,99	0,52	3,03	0,54	4,03	0,82
Rb	1353,21	254,44	978,76	193,02	1341,63	278,02	1965,18	428,6	1506,04	345,74	2209,52	321	2013,8	336,64	2353,44	417,96
Sr	2,69	0,36	7,19	0,96	3,58	0,5	2,9	0,46	5,27	0,8	0,262	0,06	0,404	0,084	0,079	0,04
Y	3,25	0,32	11,73	1,08	1450	0,166	4,63	0,5	6,24	0,62	2,05	0,26	3,02	0,38	2,79	0,42
Zr	5,76	0,7	21,3	2,52	8,63	1,06	5,57	0,8	12,68	1,66	0,475	0,15	1,46	0,42	0,67	0,24
Nb	45,01	4,16	31,39	3,04	19,69	1,96	25,73	2,68	23,56	2,5	58,18	7,58	69,52	10,42	18,99	3,1
In	0,37	0,22	0,185	0,188	0,14	0,124	0,2	0,2	0,46	0,22	0,278	0,184	0,191	0,144	0,181	0,196
Sn	391,33	58,92	296,49	46,88	260,31	43,2	406,32	71,04	241,53	44,48	415,85	74,44	155,08	32,2	180,02	39,86
Cs	35,95	3,82	20,96	2,34	16,83	1,94	65,1	7,82	35,55	4,46	62,57	9,62	59,81	10,66	142,97	27,14
Ba	6,35	0,74	6,42	0,9	8,17	0,86	5,5	0,82	9	0,92	6,51	0,94	6,75	0,98	5,16	0,98
La	0,455	0,086	1,87	0,3	0,508	0,092	0,723	0,144	1,33	0,22	0,418	0,108	1,07	0,28	0,523	0,164
Ce	0,855	0,1	4,29	0,38	0,835	0,094	1202	0,15	2039	0,19	0,488	0,102	1,06	0,22	0,551	0,14
Pr	0,207	0,062	0,656	0,182	0,162	0,052	0,245	0,086	0,391	0,122	0,114	0,034	0,282	0,06	0,165	0,054
Nd	0,54	0,22	2,17	0,64	0,64	0,24	0,7	0,32	1,69	0,5	0,51	0,22	1,38	0,46	0,63	0,32
Sm	0,208	0,11	0,71	0,26	0,06	0,058	0,328	0,172	0,584	0,168	0,199	0,124	0,343	0,148	0,217	0,168
Eu	<0,0095	0,0148	0,037	0,032	0,0234	0,019	0,0097	0,0186	<0,0126	0,0186	0,0119	0,0182	0,029	0,022	<0,0083	0,0158
Gd	0,475	0,196	1,08	0,38	0,148	0,104	0,39	0,22	0,6	0,2	0,226	0,144	0,438	0,196	0,43	0,26
Tb	0,059	0,024	0,19	0,06	0,0331	0,0172	0,079	0,038	0,166	0,044	0,045	0,022	0,098	0,03	0,056	0,032
Dy	0,479	0,146	1,35	0,34	0,145	0,07	0,526	0,192	1,05	0,24	0,369	0,134	0,475	0,152	0,31	0,158
Ho	0,112	0,036	0,303	0,076	0,062	0,024	0,147	0,052	0,303	0,062	0,06	0,026	0,105	0,034	0,066	0,036
Er	0,3	0,094	1,37	0,26	0,119	0,056	0,49	0,154	0,812	0,148	0,23	0,096	0,397	0,132	0,309	0,148
Tm	0,075	0,028	0,513	0,11	0,0214	0,0144	0,086	0,038	0,133	0,038	0,051	0,024	0,061	0,026	0,027	0,022
Yb	0,47	0,17	1,44	0,4	0,157	0,098	0,62	0,26	0,8	0,22	0,332	0,158	0,419	0,166	0,316	0,198
Lu	0,064	0,026	0,106	0,044	0,0391	0,019	0,1	0,042	0,133	0,036	0,059	0,03	0,093	0,036	0,059	0,038
Hf	0,214	0,126	0,48	0,22	0,182	0,1	0,198	0,15	0,312	0,13	0,084	0,09	0,238	0,134	0,156	0,15
Ta	5,28	0,78	3,45	0,56	2,23	0,38	2,79	0,5	1,47	0,28	7,48	1,64	7,72	1,94	1,77	0,5
W	2,47	0,58	2,18	0,62	0,42	0,172	2,91	0,8	3,11	0,78	1,88	0,42	2,55	0,52	1,33	0,44
Pb	14,26	1,22	14,38	1,3	2,09	0,24	10,44	1,02	5,31	0,52	5,13	0,54	6,96	0,78	3,45	0,46
Th	0,424	0,094	1,65	0,32	0,29	0,07	0,414	0,11	0,573	0,13	0,713	0,19	1,69	0,48	4,03	1,22
U	1079	0,146	0,349	0,072	0,335	0,058	0,417	0,084	0,963	0,144	0,173	0,042	0,399	0,078	0,134	0,046

Tabela 9 - Valores obtidos para elementos traços de micas verdes claras a incolores. Todos os valores expressos em ppm.

Amostra	GUA-09B (PEGMATITO)								GUA-17A (GRANITO)					
	pto1	erro (2σ)	pto2	erro (2σ)	pto3	erro (2σ)	pto4	erro (2σ)	LinhaZ	erro (2σ)	LinhaX	erro (2σ)	LinhaY	erro (2σ)
Li7	2218,38	195,02	1808,62	161,26	2127,88	193,88	1906,89	177,94	1447,07	275,94	1181,86	242,26	772,76	172,74
Be9	49,15	13,96	47,37	12,5	41,65	12,26	49,72	14,48	19,61	8,62	21,32	9,2	17,44	8,04
B11	12,42	3,58	13,2	3,1	11,84	3,52	10,68	3,32	5,51	2,38	4,27	2	6,32	2,56
Mg25	1116,1	187,9	954,18	166,06	1006,12	183,5	1116,33	213,52	1221,27	180,66	679,4	107,62	243,61	42,5
Sc45	9,12	1,54	8,14	1,4	9,69	1,76	9,7	1,84	10,45	1,2	7,32	0,9	2,74	0,4
Ti49	945,83	78,78	741,1	61,96	905,19	78,06	596,2	53,1	980,91	140,46	1329,93	200,4	233,72	38,5
V51	0,116	0,044	0,075	0,024	0,111	0,044	0,096	0,042	0,409	0,104	0,199	0,064	<0,022	0,026
Mn55	2544,71	239,22	2343,69	225,68	2597,64	257,78	2621,52	269,14	1681,16	212,94	1439,46	193,8	1370,7	198,84
Zn66	612,71	65,82	498,24	54,64	485,62	55,06	494,82	58	357,28	56,66	302,74	50,92	225,93	40,9
Ga71	107,84	18,32	94,82	16,58	99,08	18,02	114,33	21,7	145,1	21,94	94,48	15,22	60,33	10,5
Ge72	8,17	1,28	8,52	1,32	10,33	1,7	9,39	1,62	5,39	0,6	8,02	0,76	4,39	0,5
Rb85	2680,5	255,12	2147,17	209,48	2742,81	275,9	2746,31	286	2868,03	502,8	2050,06	382,6	1724,93	347,44
Sr88	0,0391	0,0158	0,176	0,022	0,093	0,024	0,078	0,022	0,055	0,024	0,095	0,028	0,0336	0,018
Y89	0,29	0,058	1,161	0	2,36	0,36	0,367	0,074	0,076	0,032	0,107	0,038	0,0304	0,0182
Zr90	0,38	0,11	1,61	0,4	1,06	0,28	0,77	0,22	0,318	0,094	1,09	0,26	0,052	0,032
Nb93	10,22	1,24	12,2	1,5	13,4	1,74	11,07	1,5	36,99	4,78	62,02	8,46	39	5,74
In113	0,438	0,184	0,429	0,12	0,434	0,184	0,435	0,188	0,74	0,26	0,309	0,16	0,4	0,198
Sn118	131,78	21,5	113,38	19,1	170,42	29,92	140,83	25,86	199,56	15,32	225,89	17,86	351,86	28,88
Cs133	68,04	6,56	74,39	7,32	83,65	8,48	89,54	9,36	40,48	7,04	31,35	5,82	30,11	6,04
Ba137	3,42	0,46	4,1	0,42	4,26	0,54	3,13	0,44	1,82	0,36	1,83	0,36	1,37	0,3
La139	0,0152	0,01	0,039	0,0102	0,0369	0,0162	0,0122	0,0102	<0,0065	0,009	0,0073	0,0074	0,0085	0,0106
Ce140	0,0228	0,0116	0,0549	0,0106	0,0651	0,019	0,021	0,0108	0,0209	0,0156	0,0267	0,0138	0,0156	0,0108
Pr141	0,0057	0,0072	0,0216	0,0062	0,0206	0,01	<0,0025	0,0042	<0,0071	0,0084	0,0083	0,0092	<0,0066	0,0058
Nd143	0,051	0,066	0,121	0,054	0,132	0,08	0,071	0,066	0,06	0,07	<0,045	0,038	<0,036	0,058
Sm147	0,068	0,058	0,068	0,034	0,043	0,048	<0,034	0,036	<0,040	0,044	0,029	0,04	<0,025	0,028
Eu151	<0,0117	0,0088	<0,0077	0,0056	0,0121	0,0128	0,0062	0,009	<0,0082	0,0114	<0,0072	0,0102	<0,0087	0,0084
Gd155	0,032	0,046	0,29	0,074	0,174	0,098	0,051	0,058	<0,045	0,054	<0,042	0,064	<0,051	0,044
Tb159	0,0231	0,0132	0,0778	0,0174	0,075	0,024	0,0246	0,0144	<0,0055	0,0066	<0,0051	0,0078	<0,0049	0,003
Dy163	0,206	0,082	0,725	0,176	1,06	0,28	0,221	0,092	0,038	0,048	0,076	0,056	<0,029	0,024
Ho165	0,0441	0,0182	0,24	0,03	0,322	0,052	0,069	0,022	0,0117	0,0118	0,0137	0,011	<0,0051	0,0074
Er166	0,235	0,082	0,9	0,22	1,39	0,36	0,24	0,09	<0,020	0,024	0,03	0,036	<0,021	0,02
Tm169	0,0381	0,0166	0,165	0,026	0,228	0,046	0,0475	0,019	0,0072	0,0098	0,0082	0,0096	0,013	0,0108
Yb173	0,257	0,106	1,075	0	1,77	0,32	0,296	0,116	<0,057	0,076	0,057	0,064	0,104	0,084
Lu175	0,0295	0,0144	0,16	0,03	0,28	0,06	0,067	0,024	0,0188	0,0146	0,0205	0,0142	0,0101	0,012
Hf179	0,121	0,076	0,213	0,062	0,107	0,078	0,136	0,088	<0,031	0,034	0,181	0,1	0,129	0,088
Ta181	5,02	0,96	7,79	1,54	7,58	1,56	8,13	1,76	5,56	0,8	7,24	1,08	5,3	0,84
W183	2,91	0,56	2,49	0,44	3,47	0,68	1,97	0,44	10,52	1,9	8,14	1,58	16,76	3,34
Pb208	2,79	0,28	3	0,28	3,42	0,34	3,2	0,34	10,69	1,22	17,9	2,1	12,05	1,52
Th232	0,0367	0,0182	0,102	0,03	0,139	0,046	0,06	0,026	0,054	0,026	0,113	0,038	<0,0078	0,0072
U238	0,179	0,034	1,305	0	0,921	0,124	0,608	0,09	<0,0082	0,0084	0,0326	0,0142	<0,0051	0,004

Anexo 5

Figura 1 - Agregado de cristais de zircão(1) inclusos em mica (2), notar alterações de mozanita (3) e torita (4) nas bordas dos cristais GUA-08A - Quartzo Mica Greisen..

Figura 2 - Cristal de Zircão com fraturamento radial e marcado zonamento composicional (1) e inclusão de torita (2).GUA - 48D Biotita Granito.

Figura 3 - Zircão com textura esponja e presença de núcleo com intercrescimentos entre zircão e torita (1), notar bordas zonadas e com fraturamento radial. GUA- 50B. Pórfiro.

Figura 4 - Zircões euédricos com bordas associadas com torita (1). GUA-7287. Quartzo Mica Greisen.

Figura 5- Cristais de Zircão com bordas hafníferas (5) alterando para torita (1), columbita (2) e monazita (3). Notar associação de torita junto a óxidos de ferro (4). GUA-53 -Biotita Granito.

Figura 6 -Zircão com inclusão de torita (1) e bordas alterando para columbita (2) e F(ETR) (3). GUA-66. Biotita Granito.

Prancha - Minerais Acessórios

Figura 7 - Zircão com columbita tanto inclusa (1) quanto na borda e monazita (2) próximo a cavidades. Notar borda mais rica em Hf (3), os buracos escuros apresentam óxidos de Fe (4). GUA-39. Biotita Granito.

Figura 8 - Cristal de zircão com borda irregular (1) e sendo alterado por F(La,Ce,Y), esses últimos também concentram-se nas fraturas (2). GUA-09B. Pegmatito.

Figura 9- Zircão bastante zonado com fraturas e sobrecrescimentos muito finos de xenotima em suas bordas (1). GUA-50C. Biotita Granito Porfirítico.

Figura 10 - Cristal de torita subédrico-fraturado com porções mais ricas em Th no seu núcleo (1) e zircão zonado com borda rica em Hf (2). GUA-50A. Biotita Granito.

Figura 11 - Allanita euédrica e bastante zonada com bordas mais ricas em Ce (1). GUA-50 B. Pórfiro.

Figura 12 - Agregado de cristais de topázio (1) inclusos em mica (2) com porções cloritizadas (3). GUA-6695. Topázio Esfalerita Quartzo Mica Greisen.

Figura 13 - Núcleo de óxido de ferro (1) manteado por ilmenita (2) que encontrasse associada a misturas entre columbita e F(Ce) (3). GUA-6694. Biotita Granito.

Figura 14 - Núcleo de ilmenita (1) é manteado pelo óxido de ferro(2) depois volta a cristalizar o primeiro em finos cristais nas bordas e fraturas. GUA-6694. Biotita Granito.

Figura 15 - Magnetita com finas lamelas de ilmenita (1) e cristais diminutos (2) de F(La,Ce) e fluorita (3).GUA-21.Biotita Granito.

Figura 16 - Magnetita (1) sofrendo alteração de F(La,Ce) (2) em suas bordas e fraturas. Notar finas exsoluções de ilmenita (3). GUA-09A. Biotita Granito.

Figura 17 - Columbita com notável zonamento composicional tendo composições muito mais ricas em Ta em suas bordas(1). GUA-50A. Biotita Granito.

Figura 18 -Columbita (1) com inclusões (2) de F(La,Ce) manteada por ilmenita (3). Tal agregado ainda encontra-se associado a fino cristal de galena (4). GUA-48D. Biotita Granito.

Figura 19 - Relação de cristalização entre cassiterita (1) e columbita (2), que ocorre tanto inclusa quanto em bordas, com alguns trechos apresentando intercrescimentos (3). Abaixo cristal de zircão (4). GUA-36. Biotita Granito.

Figura 20 - Cassiterita (1) subédrica e fraturada com cristais de columbita (2) inclusos. GUA-39. Biotita Granito.

Figura 21 - Pirita (1) com esfalerita (2) alterando nas bordas. Notar pequenas inclusões de misturas entre galena, W e Th. Fe (3). GUA-6390. Pórfiro.

Figura 22 - Cristais de Galena (1) associados com óxidos de Fe, ilmenita e mica. GUA-21A. Biotita Granito.

Figura 23 - Cristal de esfalerita (1) com exsolução de bornita (2) associados a micas e opacos. GUA-6695. Topázio Esfalerita Quartzo Mica Greisen.

Figura 24 - Fluorita (1) inclusa em mica (2) com um marcado zonamento composicional, devido enriquecimento em Y (3). Notar inclusões de F(Y) (4) e velunações preenchidas por F(ETR) (5). GUA 09A. Biotita granito.

Figura 25 -Cristal de Fluorita zonado (1) incluído em mica (2) com venulações de F(ETR) (3). GUA-8A. Quartzo Mica Greisen.

Figura 26 - Fluorita zonada (1) com inclusões (2) de F(ETR) associada a micas (3) com variações composicionais (4) e opacos. GUA-8A. Quartzo Mica Greisen.

Figura 27 - Cristais de fluorita (1) incluídos em perthita e conectados a microfissuras preenchidas por F(ETR) (2) .GUA-6697. Biotita Granito.

Figura 28 Cristais de ilmenita (1) sendo alterados pervasivamente por monazita (2). GUA-21A. Biotita Granito.

Figura 29 -Fluoretos de Ce e La preenchendo micro fratura (1) associada com venulações de micas hidrotermais (2) utilizando os mesmos fraturamentos. GUA 09B - Pegmatito.

Figura 30 - Agregado de cristais de ilmenita (1) sendo alterados por monazita (2). GUA - 08A - Quartzo Mica Greisen.

Anexo 6

Tabela 9. Análises químicas (FRX, elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desembarque

Amostra	GUA - 08A	GUA - 08B	GUA - 08C	GUA - 16	GUA - 17A	GUA - 18A	GUA-02	GUA-50C	GUA-01B	GUA-01C	GUA-21A	GUA-50A	GUA-53
Rocha	greisen	alb granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	granito prf	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito
SiO ₂	78,22	76,80	77,02	76,27	76,88	76,00	76,67	76,35	77,39	76,83	77,74	77,07	76,38
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	10,13	12,64	12,59	12,22	12,29	12,01	12,12	12,26	12,23	12,17	11,61	12,20	12,26
Fe ₂ O ₃	5,27	2,12	1,62	1,09	1,10	1,05	0,99	1,25	0,73	0,94	1,01	1,05	0,98
MnO	0,13	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	0,47	0,53	0,47	0,46	0,44	0,43	0,46	0,45	0,41	0,45	0,37	0,45	0,46
Na ₂ O	0,26	3,78	3,95	4,11	4,13	4,05	4,21	3,91	4,04	4,11	4,04	4,02	4,09
K ₂ O	3,92	2,96	3,61	4,50	4,46	4,53	4,42	4,44	4,54	4,48	4,29	4,50	4,50
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	< 0,003	0,00	0,00
PF	1,48	0,98	0,69	0,44	0,38	0,36	0,62	0,62	0,54	0,54	0,54	0,66	1,08
Total	99,94	99,93	100,06	99,18	99,76	98,51	99,57	99,40	99,95	99,59	99,68	100,03	99,83
ISA	1,833	1,217	1,118	0,980	0,989	0,973	0,966	1,017	0,994	0,979	0,971	0,992	0,986
IA	0,461	0,745	0,826	0,952	0,946	0,963	0,966	0,917	0,945	0,954	0,972	0,941	0,946
fe#(*)	0,999	0,997	0,997	0,995	0,995	0,995	0,994	0,996	0,992	0,994	0,995	0,995	0,994
Normas CIPW													
Q	nc	nc	38,61	33,90	34,51	34,00	34,17	35,21	35,41	34,61	36,87	35,17	34,12
C	nc	nc	1,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	nc	nc	21,33	26,59	26,36	26,77	26,12	26,24	26,83	26,48	25,35	26,59	26,59
Ab	nc	nc	33,42	34,78	34,95	34,27	35,62	33,09	34,19	34,78	34,19	34,02	34,61
An	nc	nc	2,31	1,60	1,82	1,21	1,12	2,19	1,83	1,53	0,87	1,95	1,80
Di	nc	nc	0,00	0,59	0,30	0,80	0,10	0,00	0,18	0,63	0,85	0,25	0,43
Hy	nc	nc	1,36	0,57	0,74	0,43	0,26	0,99	0,49	0,43	0,35	0,73	0,58
Mt	nc	nc	2,35	1,58	1,60	1,52	1,44	1,81	1,06	1,36	1,46	1,52	1,42
Il	nc	nc	0,11	0,11	0,09	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10
Ap	nc	nc	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	nc	nc	6,45	4,41	4,96	3,41	3,04	6,22	5,07	4,20	2,49	5,43	4,95
ID	nc	nc	93,37	95,27	95,82	95,04	95,92	94,54	96,43	95,87	96,41	95,78	95,32

PF = perda ao fogo. ISA = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) e IA = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ (em moles); fe# = FeO^T/(FeO^T+MgO), em óxidos (se MgO < 0,01, MgO = 0,005).
An = 100*An/(An+Ab); ID = qz+ab+or; nc = não calculado.

Tabela 9. Análises químicas (FRX, elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desemborque

Amostra	GUA-36	GUA-66	GUA-70	GUA-50B	GUA-90
Rocha	bt granito	bt granito	MicroGran	Gr pórfiro	Gr pórfiro
SiO ₂	77,03	76,84	76,83	75,62	75,73
TiO ₂	0,052	0,052	0,053	0,13	0,131
Al ₂ O ₃	12,32	12,42	12,20	12,17	12,00
Fe ₂ O ₃	0,93	0,95	1,12	1,40	1,60
MnO	0,021	0,024	0,016	0,03	0,009
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01
CaO	0,11	0,45	0,04	0,53	0,15
Na ₂ O	4,06	4,12	3,33	3,58	3,50
K ₂ O	4,55	4,59	5,38	4,96	5,20
P ₂ O ₅	0,001	0,001	0,000	0,02	0,022
PF	0,42	0,52	0,54	0,93	0,38
Total	99,49	99,97	99,51	99,39	98,72
ISA	1,043	0,988	1,072	0,996	1,029
IA	0,942	0,946	0,927	0,925	0,949
fe#(*)	0,995	0,995	0,996	0,984	0,997
Normas CIPW					
Q	35,42	34,08	36,37	34,25	34,69
C	0,52	0,00	0,83	0,00	0,39
Or	26,90	27,13	31,79	29,31	30,73
Ab	34,36	34,86	28,18	30,29	29,62
An	0,54	1,84	0,20	2,49	0,60
Di	0,00	0,34	0,00	0,04	0,00
Hy	0,75	0,58	0,90	1,03	1,15
Mt	1,35	1,38	1,62	2,03	2,32
Il	0,10	0,10	0,10	0,25	0,25
Ap	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05
An	1,54	5,01	0,70	7,59	1,99
ID	96,68	96,07	96,34	93,85	95,03

PF = perda ao fogo. ISA = $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ e IA = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (em moles); fe# = $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})$, em óxidos (se MgO < 0.01, MgO = 0.005).

An = $100 \cdot \text{An}/(\text{An}+\text{Ab})$; ID = qz+ab+or; nc = não calculado.

Tabela 10. Análises químicas (FRX, elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desembarque

Amostra	GUA - 08A	GUA - 08B	GUA - 08C	GUA - 16	GUA - 17A	GUA - 18A	GUA-02	GUA-50C	GUA-01B	GUA-01C	GUA-21A	GUA-50A	GUA-53
Rocha	greisen	alb granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	granito prf	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito
SiO ₂	78,22	76,80	77,02	76,27	76,88	76,00	76,67	76,35	77,39	76,83	77,74	77,07	76,38
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	10,13	12,64	12,59	12,22	12,29	12,01	12,12	12,26	12,23	12,17	11,61	12,20	12,26
Fe ₂ O ₃	5,27	2,12	1,62	1,09	1,10	1,05	0,99	1,25	0,73	0,94	1,01	1,05	0,98
MnO	0,13	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	0,47	0,53	0,47	0,46	0,44	0,43	0,46	0,45	0,41	0,45	0,37	0,45	0,46
Na ₂ O	0,26	3,78	3,95	4,11	4,13	4,05	4,21	3,91	4,04	4,11	4,04	4,02	4,09
K ₂ O	3,92	2,96	3,61	4,50	4,46	4,53	4,42	4,44	4,54	4,48	4,29	4,50	4,50
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	< 0,003	0,00	0,00
PF	1,48	0,98	0,69	0,44	0,38	0,36	0,62	0,62	0,54	0,54	0,54	0,66	1,08
Total	99,94	99,93	100,06	99,18	99,76	98,51	99,57	99,40	99,95	99,59	99,68	100,03	99,83
ISA	1,833	1,217	1,118	0,980	0,989	0,973	0,966	1,017	0,994	0,979	0,971	0,992	0,986
IA	0,461	0,745	0,826	0,952	0,946	0,963	0,966	0,917	0,945	0,954	0,972	0,941	0,946
fe#(*)	0,999	0,997	0,997	0,995	0,995	0,995	0,994	0,996	0,992	0,994	0,995	0,995	0,994
Normas CIPW													
Q	nc	nc	38,61	33,90	34,51	34,00	34,17	35,21	35,41	34,61	36,87	35,17	34,12
C	nc	nc	1,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	nc	nc	21,33	26,59	26,36	26,77	26,12	26,24	26,83	26,48	25,35	26,59	26,59
Ab	nc	nc	33,42	34,78	34,95	34,27	35,62	33,09	34,19	34,78	34,19	34,02	34,61
An	nc	nc	2,31	1,60	1,82	1,21	1,12	2,19	1,83	1,53	0,87	1,95	1,80
Di	nc	nc	0,00	0,59	0,30	0,80	0,10	0,00	0,18	0,63	0,85	0,25	0,43
Hy	nc	nc	1,36	0,57	0,74	0,43	0,26	0,99	0,49	0,43	0,35	0,73	0,58
Mt	nc	nc	2,35	1,58	1,60	1,52	1,44	1,81	1,06	1,36	1,46	1,52	1,42
Il	nc	nc	0,11	0,11	0,09	0,10	0,10	0,15	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10
Ap	nc	nc	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	nc	nc	6,45	4,41	4,96	3,41	3,04	6,22	5,07	4,20	2,49	5,43	4,95
ID	nc	nc	93,37	95,27	95,82	95,04	95,92	94,54	96,43	95,87	96,41	95,78	95,32

PF = perda ao fogo. ISA = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) e IA = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ (em moles); fe# = FeO^T/(FeO^T+MgO), em óxidos (se MgO < 0,01, MgO = 0,005).
An = 100*An/(An+Ab); ID = qz+ab+or; nc = não calculado.

Tabela 10. Análises químicas (FRX, elementos maiores e menores, % em peso), normas CIPW e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desembarque

Amostra	GUA-36	GUA-66	GUA-70	GUA-50B	GUA-90
Rocha	bt granito	bt granito	MicroGran	Gr pórfiro	Gr pórfiro
SiO ₂	77,03	76,84	76,83	75,62	75,73
TiO ₂	0,052	0,052	0,053	0,13	0,131
Al ₂ O ₃	12,32	12,42	12,20	12,17	12,00
Fe ₂ O ₃	0,93	0,95	1,12	1,40	1,60
MnO	0,021	0,024	0,016	0,03	0,009
MgO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01
CaO	0,11	0,45	0,04	0,53	0,15
Na ₂ O	4,06	4,12	3,33	3,58	3,50
K ₂ O	4,55	4,59	5,38	4,96	5,20
P ₂ O ₅	0,001	0,001	0,000	0,02	0,022
PF	0,42	0,52	0,54	0,93	0,38
Total	99,49	99,97	99,51	99,39	98,72
ISA	1,043	0,988	1,072	0,996	1,029
IA	0,942	0,946	0,927	0,925	0,949
fe#(*)	0,995	0,995	0,996	0,984	0,997
Normas CIPW					
Q	35,42	34,08	36,37	34,25	34,69
C	0,52	0,00	0,83	0,00	0,39
Or	26,90	27,13	31,79	29,31	30,73
Ab	34,36	34,86	28,18	30,29	29,62
An	0,54	1,84	0,20	2,49	0,60
Di	0,00	0,34	0,00	0,04	0,00
Hy	0,75	0,58	0,90	1,03	1,15
Mt	1,35	1,38	1,62	2,03	2,32
Il	0,10	0,10	0,10	0,25	0,25
Ap	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05
An	1,54	5,01	0,70	7,59	1,99
ID	96,68	96,07	96,34	93,85	95,03

PF = perda ao fogo. ISA = $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ e IA = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (em moles); fe# = $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})$, em óxidos (se MgO < 0.01, MgO = 0.005).

An = $100*\text{An}/(\text{An}+\text{Ab})$; ID = qz+ab+or; nc = não calculado.

Tabela 10. Análises químicas (FRX, elementos em traço, ppm) e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desemborque. Tsat em °C.nc = não calculado.

Amostra	GUA - 08A	GUA - 08B	GUA - 08C	GUA - 16	GUA - 17A	GUA - 18A	GUA-02	GUA-50C	GUA-01B	GUA-01C	GUA-21A	GUA-50A
Rocha	greisen	alb granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	granito prf	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito
Ba	46,3	< 37	< 37	< 37	< 37	< 37	< 37	47,1	< 37	< 37	< 37	< 37
Ce	44,8	44,4	54,9	46,6	< 35	< 35	< 35	75,1	< 35	< 35	72,3	48,3
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	< 13	< 13	< 13	36,5	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	35,7	31,6	30,8	28,7	29,5	28,1	29,1	25,0	27,2	26,9	25,6	26,2
La	< 28	31,8	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	52,6	< 28	< 28	92,7	< 28
Nb	65,6	61,3	63,8	59,6	57,4	65,9	62,0	38,8	62,0	67,6	52,0	62,0
Nd	13,8	< 14	< 14	21,0	< 14	< 14	< 14	29,6	< 14	< 14	32,0	17,8
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	10,9	17,5	20,0	27,0	26,9	27,5	24,4	29,7	19,8	19,9	48,5	23,4
Rb	865,3	469,1	421,6	429,4	399,7	432,3	410,0	448,1	415,5	390,8	322,2	397,8
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	3,9	8,0	5,3	1,9	< 2	< 2	2,5	7,0	< 2	< 2	4,2	3,2
Th	35,5	32,0	29,7	30,4	27,9	29,8	25,0	20,5	22,5	24,0	14,3	22,8
U	9,4	7,7	8,1	7,7	6,9	6,3	5,0	4,8	3,8	3,4	3,2	4,2
V	< 9	< 9	< 9	9,7	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	13,0	11,0	< 9
Y	145,3	160,8	148,7	161,3	118,9	140,5	121,3	187,7	107,3	130,2	258,9	218,9
Zn	135,1	62,3	49,8	45,6	32,7	38,0	30,5	58,1	25,6	23,9	58,5	46,5
Zr	153,3	142,8	148,2	140,6	138,4	125,2	149,3	92,9	140,0	153,6	194,2	143,1
F	8999,5	6423,5	5920,3	3804,9	2784,0	3522,6	2852,1	4624,4	3451,6	3399,6	4842,3	3844,5
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
S	<550	<550	<550	<550	<550	<550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
TSat(Zr)	nc	nc	795	777	777	766	781	746	779	785	806	780
Rb/Sr	221,87	58,64	79,55	226,00	nc	nc	164,00	64,01	nc	nc	76,71	124,31
Ba/Sr	11,87	nc	nc	nc	nc	nc	nc	6,73	nc	nc	nc	nc
Y/Ce	3,24	3,62	2,71	3,46	nc	nc	nc	2,50	nc	nc	3,58	4,53
Nb/Ce	1,46	1,38	1,16	1,28	nc	nc	nc	0,52	nc	nc	0,72	1,28
Th/U	3,78	4,16	3,67	3,95	4,04	4,73	5,00	4,27	5,92	7,06	4,47	5,43

Tabela 10. Análises químicas (FRX, elementos em traço, ppm) e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desembarque. Tsat em °C.nc = não calculado.

Amostra	GUA-36	GUA-66	GUA-70	GUA-50B	GUA-90
Rocha	bt granito	bt granito	MicroGran	Gr pórfiro	Gr pórfiro
Ba	< 37	< 37	< 37	127,0	171
Ce	< 35	51	37	82,7	120
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	30	52	< 13	68,5	23
Cu	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	24	24	26	19,1	19
La	< 28	< 28	< 28	54,6	< 28
Nb	60	63	66	28,5	36
Nd	< 14	24	< 14	17,6	< 14
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	6	< 4	< 4	15,7	< 4
Rb	426	433	355	291,3	201
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	< 20	< 20	< 20	19,0	36
Th	13	28	9	22,7	9
U	< 3	3	< 3	4,6	< 3
V	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9
Y	22	112	24	81,9	38
Zn	34	32	69	26,0	18
Zr	141	137	223	158,3	238
F	2138	5052	1241	3185,9	< 500
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
TSat(Zr)	792	773	861	789	863
Rb/Sr	nc	nc	nc	15,33	5,60
Ba/Sr	nc	nc	nc	6,68	4,75
Y/Ce	nc	2,17	0,65	0,99	0,32
Nb/Ce	nc	1,22	1,79	0,34	0,30
Th/U	nc	10,52	nc	4,93	nc

Tabela 11. Análises químicas (FRX, elementos em traço, ppm) e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desemborque. Tsat em °C.nc = não calculado.

Amostra	GUA - 08A	GUA - 08B	GUA - 08C	GUA - 16	GUA - 17A	GUA - 18A	GUA-02	GUA-50C	GUA-01B	GUA-01C	GUA-21A	GUA-50A
Rocha	greisen	alb granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito	granito prf	bt granito	bt granito	bt granito	bt granito
Ba	46,3	< 37	< 37	< 37	< 37	< 37	< 37	47,1	< 37	< 37	< 37	< 37
Ce	44,8	44,4	54,9	46,6	< 35	< 35	< 35	75,1	< 35	< 35	72,3	48,3
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	< 13	< 13	< 13	36,5	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	35,7	31,6	30,8	28,7	29,5	28,1	29,1	25,0	27,2	26,9	25,6	26,2
La	< 28	31,8	< 28	< 28	< 28	< 28	< 28	52,6	< 28	< 28	92,7	< 28
Nb	65,6	61,3	63,8	59,6	57,4	65,9	62,0	38,8	62,0	67,6	52,0	62,0
Nd	13,8	< 14	< 14	21,0	< 14	< 14	< 14	29,6	< 14	< 14	32,0	17,8
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	10,9	17,5	20,0	27,0	26,9	27,5	24,4	29,7	19,8	19,9	48,5	23,4
Rb	865,3	469,1	421,6	429,4	399,7	432,3	410,0	448,1	415,5	390,8	322,2	397,8
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	3,9	8,0	5,3	1,9	< 2	< 2	2,5	7,0	< 2	< 2	4,2	3,2
Th	35,5	32,0	29,7	30,4	27,9	29,8	25,0	20,5	22,5	24,0	14,3	22,8
U	9,4	7,7	8,1	7,7	6,9	6,3	5,0	4,8	3,8	3,4	3,2	4,2
V	< 9	< 9	< 9	9,7	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	13,0	11,0	< 9
Y	145,3	160,8	148,7	161,3	118,9	140,5	121,3	187,7	107,3	130,2	258,9	218,9
Zn	135,1	62,3	49,8	45,6	32,7	38,0	30,5	58,1	25,6	23,9	58,5	46,5
Zr	153,3	142,8	148,2	140,6	138,4	125,2	149,3	92,9	140,0	153,6	194,2	143,1
F	8999,5	6423,5	5920,3	3804,9	2784,0	3522,6	2852,1	4624,4	3451,6	3399,6	4842,3	3844,5
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
S	<550	<550	<550	<550	<550	<550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
TSat(Zr)	nc	nc	795	777	777	766	781	746	779	785	806	780
Rb/Sr	221,87	58,64	79,55	226,00	nc	nc	164,00	64,01	nc	nc	76,71	124,31
Ba/Sr	11,87	nc	nc	nc	nc	nc	nc	6,73	nc	nc	nc	nc
Y/Ce	3,24	3,62	2,71	3,46	nc	nc	nc	2,50	nc	nc	3,58	4,53
Nb/Ce	1,46	1,38	1,16	1,28	nc	nc	nc	0,52	nc	nc	0,72	1,28
Th/U	3,78	4,16	3,67	3,95	4,04	4,73	5,00	4,27	5,92	7,06	4,47	5,43

Tabela 11. Análises químicas (FRX, elementos em traço, ppm) e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desembarque. Tsat em °C.nc = não calculado.

Amostra	GUA-36	GUA-66	GUA-70	GUA-50B	GUA-90
Rocha	bt granito	bt granito	MicroGran	Gr pórfiro	Gr pórfiro
Ba	< 37	< 37	< 37	127,0	171
Ce	< 35	51	37	82,7	120
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	30	52	< 13	68,5	23
Cu	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	24	24	26	19,1	19
La	< 28	< 28	< 28	54,6	< 28
Nb	60	63	66	28,5	36
Nd	< 14	24	< 14	17,6	< 14
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	6	< 4	< 4	15,7	< 4
Rb	426	433	355	291,3	201
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	< 20	< 20	< 20	19,0	36
Th	13	28	9	22,7	9
U	< 3	3	< 3	4,6	< 3
V	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9
Y	22	112	24	81,9	38
Zn	34	32	69	26,0	18
Zr	141	137	223	158,3	238
F	2138	5052	1241	3185,9	< 500
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
S	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
TSat(Zr)	792	773	861	789	863
Rb/Sr	nc	nc	nc	15,33	5,60
Ba/Sr	nc	nc	nc	6,68	4,75
Y/Ce	nc	2,17	0,65	0,99	0,32
Nb/Ce	nc	1,22	1,79	0,34	0,30
Th/U	nc	10,52	nc	4,93	nc

Tabela 12. Análises químicas (ICP-MS, elementos em traço, ppm) e parâmetros petroquímicos para amostras do Pluton Desemborque.

AMOSTRA	GUA-8A	GUA-8B	GUA-8C	GUA-17A	GUA-50C	GUA-21A	GUA-66	GUA-70	GUA-50B	GUA-90
	greisen	alb granito	granito	granito	granito	granito	granito	microgranito	pórfiro	pórfiro
Li	385	195	179	63	165	110	141	92,2	13,7	3,33
Be	6,55	5,58	4,75	5,36	6,21	4,58	7,93	3,04	4,69	2,75
Sn	116	47,1	29,6	12	n.a	5,16	11,2	11,6	n.a	7,22
Sc	1,93	0,95	0,53	0,46	0,59	0,34	0,58	0,31	1,84	1,67
Rb	897	464	414	385	481	405	578	412	278	203
Sr	4,53	9,51	5,99	0,98	6,94	4,34	<0,01	8,06	20,4	40,4
Y	159	164	156	122	212	315	117	18,1	75,3	33,9
Zr	156	116	100	105	82,3	208	135	235	154	252
Nb	84,9	66,2	78,4	72,5	46,4	30,7	31,3	72,2	34,3	42,2
Cs	31,6	10,0	8,11	4,04	4,24	6,95	7,44	5,52	2,47	1,58
Ba	4,28	4,12	2,88	2,32	51,7	8,5	1,1	10,1	140	200
La	28,8	30,0	36,4	22,4	53,9	89,0	25,6	17,3	56,6	20,2
Ce	68,3	69,3	82,2	54,4	117	117	61,7	29,9	109	95,1
Pr	8,48	8,61	10,1	6,72	14,4	19,5	8,05	3,87	11,6	5,43
Nd	32,2	32,2	37,3	26,0	55,7	65,8	29,6	13,0	40,7	19,1
Sm	10,4	10,2	11,2	8,54	16,9	19,4	9,30	2,71	8,87	4,37
Eu	0,07	0,08	0,09	0,02	0,18	0,16	0,02	0,10	0,32	0,18
Gd	12,2	11,9	12,4	10,1	20,3	20,6	10,2	1,97	8,93	3,72
Tb	2,71	2,67	2,64	2,22	4,17	4,28	2,23	0,37	1,64	0,75
Dy	18,9	18,5	18,0	15,2	26,6	26,4	15,2	2,59	10,4	5,11
Ho	4,65	4,65	4,36	3,74	6,20	5,81	3,66	0,63	2,42	1,22
Er	14,5	14,7	13,4	11,4	17,9	16,2	11,2	2,14	7,1	3,94
Tm	2,50	2,56	2,30	1,91	2,91	2,57	1,89	0,41	1,15	0,72
Yb	17,3	17,7	15,8	12,8	18,9	16,5	13,1	3,05	7,4	5,08
Lu	2,49	2,56	2,27	1,83	2,68	2,17	1,81	0,44	1,11	0,76
Hf	11,0	8,30	6,43	6,86	4,86	12,7	9,51	13,9	6,73	9,47
Pb	13,5	20,5	24,5	33,8	36,9	76,3	15,0	12,7	19,9	13,7
Th	35,4	27,1	27,9	30,3	22,2	20,4	35,3	15,6	25,2	18,0
U	13,6	7,33	7,26	6,87	4,58	6,19	5,16	3,40	5,26	3,00
Rb/Sr	198,16	48,80	69,04	392,51	69,35	93,34	n.c	51,18	13,63	5,03
Eu/Eu*	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,13	0,11	0,14
LaN/YbN	1,12	1,14	1,55	1,18	1,92	3,64	1,32	3,82	5,16	2,68
LaN/SmN	1,74	1,85	2,04	1,65	2,01	2,89	1,73	4,02	4,01	2,91
CeN/YbN	1,02	1,01	1,35	1,1	1,6	1,83	1,22	2,54	3,81	4,84
CeN/SmN	1,58	1,64	1,77	1,54	1,67	1,46	1,6	2,66	2,97	5,25
EuN/YbN	0,01	0,01	0,02	0	0,03	0,03	0	0,09	0,12	0,1
Soma ETR	224	226	248	177	358	405	194	78	267	166
Soma ETR +	382	390	404	299	570	720	311	97	343	200

Calculados com base na amostra do condrito extraído de Boynton (1984)

Anexo 7

Tabela 13 - Dados Geocronológicos U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão de amostra de granito pórfiro GUA - 50B.

Amostra GUA-50B	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	err corr	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ IDADE (Ma)	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ IDADE (Ma)	2 σ	Discórdia (%)
1.1	0,0600	0,0062	0,8059	0,092	0,0974	0,0048	0,4287	605,0	56	598,9	28,0	1,0
2.1	0,0615	0,0047	0,7959	0,070	0,0938	0,0042	0,5124	657,1	41	578,3	25,0	13,6
3.1	0,0644	0,0043	1,0043	0,082	0,1131	0,0054	0,5776	755,1	35	690,6	31,0	9,3
4.1	0,0578	0,0061	0,6452	0,074	0,0810	0,0034	0,3676	520,6	59	502,2	20,4	3,7
5.1	0,0591	0,0084	0,7885	0,119	0,0967	0,0050	0,3398	572,0	77	595,1	29,1	-3,9
6.1	0,0587	0,0060	0,7991	0,090	0,0988	0,0045	0,4071	554,8	56	607,3	26,6	-8,6
7.1	0,0633	0,0065	0,8713	0,095	0,0998	0,0052	0,4795	718,5	51	613,3	30,6	17,1
8.1	0,0569	0,0071	0,7580	0,102	0,0966	0,0047	0,3586	488,0	69	594,5	27,3	-17,9
9.1	0,0605	0,0091	0,8090	0,128	0,0970	0,0047	0,3100	621,1	81	596,8	27,8	4,1
10.1	0,0596	0,0072	0,7717	0,099	0,0938	0,0040	0,3332	590,6	66	578,2	23,6	2,1
11.1	0,0599	0,0042	0,7482	0,060	0,0906	0,0037	0,5093	600,8	38	558,8	22,0	7,5
12.1	0,0588	0,0035	0,8035	0,059	0,0990	0,0041	0,5708	561,2	33	608,8	24,2	-7,8
13.1	0,0586	0,0049	0,7936	0,074	0,0981	0,0041	0,4481	553,9	46	603,5	24,1	-8,2
14.1	0,0602	0,0071	0,7906	0,103	0,0952	0,0053	0,4240	612,2	64	586,2	31,0	4,4