

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**“O significado dos enclaves microgranulares félscicos na  
evolução de magmas graníticos: petrologia de enclaves dos  
granitos Itapeti e Salto, SP”**

**Giovanna de Souza Pereira**

**Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi  
Departamento de Mineralogia e Geotectônica**

**Monografia do Trabalho de Formatura  
TF/09-15**

TF  
P436  
GS.s

São Paulo  
2009

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



Monografia do Trabalho de Formatura

TF/09-15

**“O significado dos enclaves microgranulares félscicos na evolução  
de magmas graníticos: petrologia de enclaves dos granitos Itapeti e  
Salto, SP”**

Giovanna Pereira

Giovanna de Souza Pereira

Valdecir de Assis Janasi

Valdecir de Assis Janasi

DEDALUS - Acervo - IGC



30900026781

2009

TF  
P436  
GS.5



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIENCIAS

Revista de Geociências  
v. 30, n. 1, p. 1-100, jan. 2002

Revista de Geociências é publicada trimestralmente pela Universidade de São Paulo, com sede na Cidade Universitária, São Paulo, São Paulo, 05508-000, e é dirigida ao público de pesquisadores, professores, estudantes e profissionais da área de geociências.

ISSN 0100-6953  
CODEN RGEOD9

ISSN 1516-3598 (on-line)  
CODEN RGEOD9

**Errata**

<b>Página</b>	<b>Linha</b>	<b>Onde se lê</b>	<b>Leia-se</b>
4	27	magma parental	magma progenitor
16	17	sienogranito	monzogranito
20	15	~6-8%	~4-6%
20	15	~4-6%	~6-8%
24	legenda da tabela	Tabela 3	Tabela 9
26	legenda da tabela	Tabela 4	Tabela 10
28	legenda da tabela	Tabela 5	Tabela 11
30	legenda da tabela	Tabela 6	Tabela 12
31	legenda da tabela	Tabela 7	Tabela 13
33	legenda da tabela	Tabela 8	Tabela 14

Aos meus queridos pais Zilda Maria e Giovanni,  
os pilares de minha existência, e à minha irmã  
Fabiana, uma eterna referência.

## Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais, Zilda Maria e Giovanni, os quais acima de tudo foram e são os meus primeiros e melhores amigos, sem os quais eu não teria tido condições nem muito menos forças para chegar até aqui.

Ao meu querido mestre Valdecir, que começou como meu orientador e, ao fim desses dois anos trabalhando juntos, já o considero como um grande amigo. Agradeço pela paciência, compreensão e disponibilidade dedicadas a mim ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Às minhas queridas companheiras de assuntos petrológicos, Dri, Lu e Lua, as quais sempre que preciso disponibilizam uma parte do tempo delas para compartilhar experiências e sanar minhas intermináveis dúvidas.

Aos professores Paulo Boggiani, Daniel Atencio, Fábio Ramos, Excelso Ruberti, Sílvio Vlach, Paulo Giannini, Renato de Moraes, Gergely Szabó, Caetano Juliani, Mário Campos, Marcelo Monteiro, André Sawakuchi, Renato de Almeida, Claudio Riccomini e Bley de Brito Neves, os quais muitos não devem saber, mas que contribuíram para a formação da geóloga que hoje sou.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, que muito me auxiliaram durante a realização deste trabalho: José Paulo, Samuel, Paulinho Mori, João Batista, Angélica, Sandra (Química) e Ricardo.

Aos meus queridos amigos de graduação, entre os quais muitos só fui conhecer de verdade ao fim desses cinco anos, mas que nem por isso deixaram de marcar presença. Em especial aos aqui citados: Vinicius (Rebita), Danilo (Gonzo), Lucas (Sal Grosso), Pedro Augusto (Porra), Lucas (Marmota), Sara, Victor (Pré), Guilherme (Sol), José Manuel (Jabá), Marcelo (Imbecil), Pedro (Morsa), Lyvia (Saravá), Adinan (Placenta), Felipe (Pimpolho), Daphne e Giuliana (Tonhão).

E por fim, mas não menos importante, ao meu querido e amado, acima de tudo amigo, Diego (Pesca), sem o qual eu não teria conseguido buscar ânimo para continuar, principalmente nos momentos mais difíceis.

“Há pessoas que desejam saber só por saber, e isso é curiosidade; outras, para alcançarem fama, e isso é vaidade; outras, para enriquecerem com a sua ciência, e isso é um negócio torpe; outras, para serem edificadas, e isso é prudência; outras, para edificarem os outros, e isso é caridade”.

**São Tomás de Aquino**

## Resumo

O presente trabalho investiga a origem de enclaves microgranulares félsicos presentes em duas intrusões graníticas contrastadas: o Granito Itapeti e o Granito Salto, utilizando como ferramentas o estudo de estruturas em afloramento, a petrografia e a geoquímica de rocha total.

A partir de dados petrográficos e químicos foi possível determinar que em ambas as ocorrências os enclaves microgranulares félsicos têm composições similares, mas um pouco mais primitivas que a dos seus granitos hospedeiros. A formação dos enclaves deve refletir a invasão de um *mush* granítico em estado avançado de cristalização, o que justifica a incorporação de xenocristais do granito e as texturas de resfriamento rápido.

No Granito Itapeti, além de enclaves micrograníticos, são também comuns outros tipos de enclaves, sejam metamórficos (rochas cálcio-silicáticas, biotíticos) ou ígneos (cumulatos, leucogranitos). A similaridade química e mineralógica entre enclaves félsicos e granitos hospedeiros sugere que a formação desses enclaves reflete o contraste de temperatura entre o *mush* granítico e o novo pulso de magma invasor.

O Granito Salto é um plúton petrograficamente heterogêneo, formado por diferentes fácies graníticas geneticamente relacionadas. Os enclaves félsicos ocorrem principalmente nas fácies composicionalmente equivalentes, granito rapakivi e granito vermelho, indicando que a injeção por novos pulsos magmáticos se concentrou na porção da câmara magmática onde elas se formaram. A presença de enclaves microgranulares máficos como inclusões nos enclaves micrograníticos indica que, neste caso, a geração dos novos pulsos de magma pode ter sido provocada por afluxo de calor e mistura parcial com magmas básicos.

## **Abstract**

This work investigates the origin of felsic microgranular enclaves in two distinct granitic intrusions: the Itapeti Granite and the Salto Granite, using as tools like some the detailed study of field structures, petrography and whole-rock geochemistry.

Based on the petrographic and chemical data, it was possible to determine that both occurrences of felsic microgranular enclaves have compositions that are similar, but slightly more primitive than their host granites. The formation of these enclaves must reflect the ingress of new magma pulses in a granitic mush at advanced crystallization stages, which would explain the incorporation of the granite xenocrysts and the textures of rapid cooling.

In the Itapeti Granite, besides the occurrence of the felsic microgranular enclaves, other types of enclaves are common, such as those of metamorphic (calc-silicate rocks, biotitic enclaves) and igneous origin (cumulitic enclaves, leucogranites). The chemical and mineralogical similarity between felsic enclaves and host granite suggests that the formation of these enclaves reflects temperature contrast between the granite mush and the new pulse of invading magma.

The Salto Granite is a petrographically heterogeneous pluton made up of genetically related distinct granitic facies. The felsic enclaves occur mostly within the rapakivi granite and red granite facies, which indicates that the injection of new magma pulses was concentrated at the portions of the magma chamber where these facies were formed. The presence of mafic microgranular enclaves as inclusions in the microgranitic enclaves indicates that, in this case, the generation of new magma pulses may have been a reflection of heat influx from basic magmas which partially mixed with the granitic melt.

## SUMÁRIO

Dedicatória.....	i
Agradecimentos.....	ii
Epígrafe .....	iii
Resumo .....	iv
<i>Abstract</i> .....	v
1. Introdução.....	1
2. Metas e Objetivos .....	2
3. Justificativas .....	2
4. Mapa de Localização e Acessos.....	2
4.1. Granito Itapeti.....	2
4.2. Granito Salto .....	3
5. Fundamentação Bibliográfica.....	3
5.1. Granito Itapeti.....	3
5.2. Granito Salto .....	4
5.3. Enclaves microgranulares: revisão da bibliografia.....	5
6. Materiais e métodos.....	7
7. Desenvolvimento do Trabalho.....	9
8. Resultados obtidos .....	11
8.1. Granito Itapeti.....	11
8.1.1. Levantamentos de campo .....	11
8.1.2. Petrografia.....	13
8.1.2.1. Enclaves metamórficos.....	13
8.1.2.2. Rocha hospedeira: o Granito Itapeti .....	15
8.1.2.3. Enclave microgranular félsico .....	17
8.1.3. Geoquímica.....	19
8.2. Granito Salto .....	20
8.2.1. Levantamentos de campo .....	20
8.2.1.1. Granito pôrfiro.....	21
8.2.1.2. Granito rapakivi .....	22
8.2.1.3. Granito equigranular vermelho .....	22
8.2.1.4. Granito equigranular róseo .....	23
8.2.2. Petrografia.....	23
8.2.2.1. Rocha hospedeira: a fácie rapakivi do Granito Salto.....	24
8.2.2.2. Rocha hospedeira: a fácie pôrfiro do Granito Salto .....	26
8.2.2.3. Enclave microgranular félsico .....	28
8.2.2.4. Enclave microgranular máfico .....	30
8.2.2.5. Rocha aplítica.....	32
8.2.3. Geoquímica.....	33
8.2.3.1. Elementos maiores e traços .....	33
8.2.3.2. Elementos terras raras e outros elementos traços .....	35
9. Interpretação dos Resultados .....	36
9.1. Granito Itapeti.....	36
9.2. Granito Salto .....	38
10. Conclusões .....	39
Referências Bibliográficas.....	40
Anexos	

## 1. Introdução

O estudo petrológico de enclaves microgranulares em corpos plutônicos e mesmo vulcânicos tem trazido resultados muito importantes, que modificaram de modo significativo a compreensão da dinâmica dos processos magmáticos.

Interpretados pela maioria dos autores até a década de 1970 como de origem externa (xenólitos), ou como resíduos de uma área fonte máfica metaplutônica (Chappell & White, 1974), os enclaves microgranulares máficos passaram a ser aceitos, a partir dos trabalhos pioneiros de Didier (1973), como resultado de processos de injeção de magmas básicos em câmaras magmáticas graníticas, com base em evidências geológicas, petrográficas e geoquímicas. As texturas ígneas indicativas de resfriamento rápido, já identificadas mesmo em trabalhos que admitiam uma origem metamórfica para os enclaves (Chappell & White, 1974), a presença de bordas resfriadas definindo o contorno dos enclaves, a ocorrência de "megacristais" de composição e dimensões similares às do granito hospedeiro (= xenocristais), são todas evidências consistentes com esses processos de injeção, uma vez que os pulsos do magma básico invasor, por terem temperatura *solidus* mais elevada, acabam por resfriar dentro do *mush* granítico, e se desfazer em enclaves.

O estudo de enclaves em granitos brasileiros, embora ainda realizado em poucas ocorrências, tem resultado em algumas contribuições importantes. Assim é que Wernick & Ferreira (1987) apresentaram trabalho pioneiro mostrando a conexão entre enclaves, diques sin-plutônicos e processos de mistura magmática no Granito Itaqui, e Vlach (1993) apresentou descrições detalhadas de enclaves nos granitos de Morungaba, com implicações para a origem de rochas híbridas. Estudo pioneiro a nível mundial foi apresentado por Plá Cid *et al.* (2003), em enclaves lamprofíricos presentes no Sienito Piquiri, que se demonstrou terem coexistido com as rochas sieníticas hospedeiras em condições mantélicas.

O estudo sistemático de enclaves microgranulares em granitos do Estado de São Paulo, conduzido pelo orientador deste trabalho e equipe, tem revelado que em uma proporção elevada dos casos a composição desses enclaves não é máfica, e o contraste composicional com o granito hospedeiro pode ser mínimo (Filipov & Janasi, 2001; Leite *et al.*, 2007). Tal observação recoloca em questão o significado desses enclaves, pois ao mesmo tempo em que exibem feições geológicas e texturais compatíveis com origem magmática e intrusiva em um *mush* granítico, parece pouco claro o motivo pelo qual magmas de composição essencialmente idêntica à do hospedeiro desenvolveriam feições de resfriamento rápido. Nesse sentido, cumpre lembrar que a origem tipicamente admitida para enclaves microgranulares felsicos na literatura é distinta: Barbarin & Didier (1992) sugerem que se tratam de fragmentos da borda resfriada do plúton. Dentro da literatura petrológica mais recente, contudo, têm sido identificadas situações similares à aqui

reconhecida, e tem sido destacado que a ocorrência de enclaves microgranulares félsicos deve ser muito mais comum do que até então descrito, e que seu estudo pode ser utilizado para compreender a dinâmica das câmaras magmáticas graníticas, mais complexa do que anteriormente reconhecido (Waight *et al.*, 2007).

Neste contexto, o presente trabalho propõe realizar a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de enclaves microgranulares félsicos presentes em duas intrusões graníticas contrastadas: o Granito Itapeti, mapeado e estudado por Morais (1995), e que foi alvo de estudo petrológico detalhado de Alves (2009), e o Granito Salto, também já mapeado em detalhe e bem caracterizado petrográfica e geoquimicamente por Galembeck (1997).

## **2. Metas e Objetivos**

O principal objetivo deste trabalho foi a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de enclaves microgranulares félsicos em amostras de afloramentos selecionados dos granitos Itapeti e Salto, visando comparar a natureza composicional e química dos diferentes granitos e enclaves, e propor interpretações para o significado desses enclaves no contexto da petrogênese de ambos os plátanos.

A realização de levantamentos de campo na região de ocorrência do Granito Salto também teve a finalidade de verificar a distribuição das diferentes fácies graníticas que compõem o plátano conforme o mapa geológico apresentado por Galembeck (1997), para situar a ocorrência dos enclaves microgranulares no contexto da zonalidade petrográfica existente.

## **3. Justificativas**

Este trabalho tem a sua justificativa apoiada principalmente no fato de a presença dos enclaves em ambas as ocorrências graníticas ter sido até então meramente citada e/ou pouco caracterizada na literatura, sem estudos mais específicos sobre a implicação genética desses enclaves na formação desses plátanos. Além disso, o sutil contraste composicional entre os enclaves microgranulares félsicos e os respectivos granitos hospedeiros faz necessária uma maior investigação dos possíveis processos geológicos responsáveis por sua geração.

O tema deste trabalho foi desenvolvido através de um projeto de bolsa de Iniciação Científica (Processo FAPESP 2007/08683-9) realizado pela aluna.

## **4. Mapa de Localização e Acessos**

### **4.1. Granito Itapeti**

O Granito Itapeti situa-se a norte da cidade de Mogi das Cruzes, em uma configuração alongada segundo a direção NE-SW (Anexo I – Figura 4). Partindo da cidade de São Paulo, a cidade de Mogi das Cruzes pode ser acessada através da seguinte rota: segue-se pela Rodovia Ayrton Senna da Silva (SP-070) até a cidade de Itaquaquecetuba, a partir daí segue-se pela Rodovia Pedro Eroles (SP-088) até a cidade de Mogi das Cruzes (Anexo I – Figura 1). O levantamento de campo do Granito Itapeti foi realizado exclusivamente na Pedreira Itapeti devido a boas exposições de rocha fresca em diferentes dimensões. A pedreira localiza-se na Estrada do Itapeti, a noroeste da cidade de Mogi das Cruzes, SP (Anexo I – Figura 2).

#### **4.2. Granito Salto**

O Granito Salto situa-se aproximadamente a sudeste da cidade de Salto, sendo possível encontrar afloramentos do granito na área urbana da própria cidade (Anexo I – Figura 7). O acesso à cidade de Salto, partindo-se da cidade de São Paulo, pode ser feito através da Rodovia dos Bandeirantes (SP-348) até a cidade de Jundiaí, a partir daí o acesso se dá pela Rodovia Dom Gabriel Paulino Bueno Couto (SP-300) até a cidade de Salto (Anexo I – Figura 3). O levantamento de campo do Granito Salto foi realizado em afloramentos de lajes e matacões, muitos dos quais cortados para exploração como paralelepípedos, nos arredores da cidade de Salto.

### **5. Fundamentação Bibliográfica**

#### **5.1. Granito Itapeti**

O Granito Itapeti situa-se no Domínio Embu (Janasi & Ulbrich, 1991), parte da Faixa de Dobramentos Ribeira, o qual é interpretado como um terreno justaposto por colisão oblíqua à massa formada imediatamente antes, no final do Neoproterozóico (~610 Ma), pela aglutinação dos crátuns São Francisco e Paranapanema (Campos Neto, 2000). Situa-se em um domínio limitado por falhas nos arredores da cidade de Mogi das Cruzes (Anexo I – Figura 4), e associa-se a outras ocorrências graníticas com idade em torno de 590 Ma (plútuns Mauá e Mogi das Cruzes), as quais foram estudadas por Alves (2009).

Na figura 4 (anexo I), representativa da geologia do Bloco Mogi das Cruzes, porção sudeste do estado de São Paulo, é possível observar o arranjo de um conjunto de plútuns graníticos alongados, intrusivos nos metassedimentos do Domínio Embu. Petrograficamente, estes granitos podem ser divididos em dois grupos: os biotita granitos porfiríticos (Granitos Mauá, Itapeti e Santa Catarina) e os leucogranitos equigranulares a duas micas (Granitos Santa Branca, Mogi das Cruzes e extrema porção SW do Granito

Mauá) (Alves *et al.*, 2003). Entretanto, com relação à presença de enclaves, os granitos Santa Catarina e Santa Branca, que formam uma massa contínua com foliação de estado sólido bem desenvolvida, são pobres em enclaves, os quais são exclusivamente gnáissicos ou micáceos (Alves *et al.*, 2003). Já os plútôns Mauá e Mogi das Cruzes são constituídos por rochas pouco deformadas exibindo foliação de fluxo magmático, e que contêm abundantes enclaves microgranulares félscicos, os quais apresentam similaridade química com o granito hospedeiro. O Granito Itapeti, embora em boa parte afetado por foliação de estado sólido, também se caracteriza pela presença de abundantes enclaves microgranulares félscicos. Enclaves de textura metamórfica, micáceos ou de caráter cálcio-silicático, também estão presentes nos plútôns Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti (Alves *et al.*, 2003).

O Granito Itapeti ocupa uma área de cerca de 74 km<sup>2</sup>, e apresenta uma forma bastante alongada segundo a direção N70E, como resultado da atuação da Zona de Cisalhamento de Taxaquara em sua porção norte (Anexo I – Figura 4). Predomina amplamente um biotita granito porfirítico com megacristais de feldspato potássico branco retangulares a ocelares com 1-3 cm em matriz de granulação média a grossa (Morais, 1995) (Anexo I – Figura 5a). O granito, com variações para quartzo monzonito e quartzo sienito, apresenta-se ora maciço ora com foliação tectônica em graus variáveis gerando de protomilonitos a ultramilonitos (Morais, 1995). Enclaves microgranulares félscicos são abundantes, e comumente exibem formas elipsoidais; feições como bordas mais finas e a presença de xenocristais de feldspato alcalino são indicativas de origem por injeção no granito hospedeiro (Anexo I – Figura 5b; Alves, 2009).

Em contraste com o granito hospedeiro, tipicamente com baixa susceptibilidade magnética (geralmente,  $<2 \times 10^{-3}$  SI), alguns desses enclaves mostram valores de SM comparativamente elevados ( $>10 \times 10^{-3}$  SI), sugerindo contraste no conteúdo e/ou distribuição dos minerais magnéticos e possivelmente no estado de oxidação do magma parental (Alves, 2009).

## 5.2. Granito Salto

O Granito Salto é uma intrusão de forma subcircular com 36 km<sup>2</sup> que deve corresponder à intrusão mais jovem do Complexo Granítóide Itu, situada na porção SW deste complexo (Galembbeck, 1997) (Anexo I – Figura 6), datado por Topfner (1996) em ~585 Ma, e integrante de uma província de granitos pós-orogênicos, a Província Itu (Vlach *et al.*, 1990; Wernick *et al.*, 1997) que se instalou no extremo sul da borda retrabalhada do cráton Paranapanema (Campos Neto, 2000), junto ao contato com a Faixa de Dobramentos Ribeira (Janasi *et al.*, 2006).

O Complexo Granítóide Itu encontra-se intrudido nas rochas metassedimentares do Complexo Itapira e está parcialmente recoberto a noroeste por sedimentos da Bacia do Paraná (Galembeck, 1997). Das quatro intrusões constituintes (todas classificadas como granitos do tipo A, com a intrusão Cabreúva apresentando um caráter mais reduzido) duas apresentam textura rapakivi (Salto e Indaiatuba) (Janasi *et al.* 2009). Estas intrusões rapakivi são constituídas por sienogranitos, alguns sieno a monzogranitos e raramente álcali-feldspato granitos (Galembeck, 1997).

O mapa de detalhe do Granito Salto apresentado por Galembeck (1997) mostra que o plúton é formado por cinco fácies principais, que se distribuem em um padrão grosso modo zonado (Anexo I – Figura 7). Predominam sienogranitos porfiróides vermelhos com textura rapakivi (fácies SA-4), que localmente passam a termos róseos com maior abundância de plagioclásio (fácies SA-3). Granitos pôrfiros com matriz fina e abundantes fenocristais de feldspatos e quartzo, também com textura rapakivi, formam corpos alongados expressivos a SW e a N do plúton (fácies SA-2; Anexo I – Figura 7).

Enclaves microgranulares são abundantes por todo o plúton, em especial nas fácies SA-4 e SA-3 (Galembeck, 1997) (cf. Anexo I – Figura 8). Os enclaves de maior dimensão (até > 1 m) têm composição granítica, e feições indicativas de coexistência com o granito hospedeiro (formato elipsoidal com bordas irregulares e xenocristais concentrados nas bordas; Anexo I – Figuras 8b, c); enclaves máficos são pequenos (Anexo I – Figura 8a), pouco abundantes, e podem ocorrer dentro dos enclaves felsicos (Anexo I – Figura 8d) (Janasi *et al.* 2006).

### 5.3. Enclaves microgranulares: revisão da bibliografia

O estudo petrológico de enclaves microgranulares em corpos plutônicos e mesmo vulcânicos tem trazido resultados muito importantes, que modificaram e ainda modificam de modo significativo a compreensão da dinâmica dos processos magmáticos.

Waight *et al.* (2001) e Elburg (1996) afirmam que enclaves microgranítoides (ou microgranulares felsicos) possuem forma elipsoidal típica, de escala centimétrica a métrica, granulometria fina, possuindo normalmente características que sugerem um comportamento reológico plástico durante sua incorporação dentro do magma granítico. Os enclaves contêm associações minerais similares ao hospedeiro, entretanto possuem uma maior proporção de minerais ferromagnesianos e plagioclásio, e menor de feldspato alcalino e quartzo; com relação à isotopia, os enclaves tipicamente possuem maior valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e menor razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial (Elburg, 1996). São comumente consideradas quatro interpretações para esses enclaves: (1) fragmentos “cognatos” de cumulatos ou acúmulo de cristais previamente formados a partir do magma hospedeiro; (2) glóbulos de um magma mais máfico que foi injetado no magma hospedeiro onde sofreu “mistura” (*mingling*); (3) fragmentos da área

fonte do magma que não sofreu fusão parcial ou muito refratária para se fundir (*restite unmixing model*) (Waight *et al.*, 2001; Elburg, 1996); e (4) pedaços da borda resfriada do plúton (*chilled margins*). Hawkins & Wiebe (2004) afirmam que o calor de magmas básicos “colocados” na base de câmaras magmáticas pode manter a dinâmica de inúmeros processos dentro das câmaras, como a remobilização de líquidos intersticiais que podem formar enclaves.

Segundo Wiebe & Adams (1997), os enclaves microgranulares magmáticos (MME – *magmatic microgranular enclaves*) são normalmente interpretados como injeções de um magma mais quente e mais máfico em uma câmara magmática félscica mais fria. Quando estes enclaves são félscicos e possuem composições similares ao granito hospedeiro, eles são comumente referidos como autólitos ou enclaves cognatos. Assim como observado por outros autores (e.g. Waight *et al.*, 2007 e Vernon, 1984), estes enclaves são claramente observados em intrusões em nível crustal raso. Vernon (1984) também propõe que os enclaves microgranítoides são ocorrências típicas nos plútões granítoides dos tipos I e S. Arvin *et al.* (2004) afirmam que a mistura de magmas (tanto em magmas máficos com félscicos, bem como em magmas félscicos cogenéticos) é fenômeno comum em rochas granítoides do tipo I, representando-se na forma de enclaves micrograníticos.

A mistura de magmas é a principal hipótese apresentada na literatura petrológica para a geração de enclaves micrograníticos; alguns autores aceitam que a contaminação da câmara magmática félscica se dê por injeções de magmas mais primitivos e quentes (Arvin *et al.*, 2004) e outros acreditam que o processo de *magma mingling* (ou seja, a geração de enclaves, e não de rochas híbridas com homogeneização de fases fundidas, e conversão de quaisquer cristais pré-existentes para minerais estáveis no *melt* híbrido (= *magma mixing*, Chappell, 1996)) ocorra dentro da própria câmara magmática, entre magmas cogenéticos, entretanto com diferentes graus de fracionamento. Wiebe *et al.* (2007) afirmam que zoneamentos em minerais como plagioclásio e acessórios têm sido reconhecidos como uma importante fonte de informações sobre processos diversos, como a mistura de magmas, dentro de câmaras magmáticas. Vernon (1984) afirma que enclaves também podem ser formados dentro de câmaras magmáticas, onde o magma pode se “quebrar” sob esforço rapidamente aplicado, formando assim corpos diferenciados dentro do *mush* granítico.

Alguns autores destacam que a ocorrência de enclaves microgranulares félscicos em plútões graníticos deve ser muito mais comum do que até então descrito, uma vez que o componente félscico destes plútões é tão complexo, que ele pode representar o resultado final de múltiplas injeções de fundidos cristais de diferentes fontes, subsequentemente homogeneizados em vários graus (Waight *et al.*, 2007). A contribuição de termos mais primitivos (em parte, mesmo de derivação mantélica) é uma hipótese comumente aceita, mas processos de hibridização eficazes podem dificultar a identificação destas contribuições (Waight *et al.*, 2007). Alguns proponentes do modelo de *magma mingling* atribuem às

similaridades composicionais entre enclaves e granitos hospedeiros a troca química (*chemical exchange*) por difusão lenta entre os líquidos coexistentes em corpos plutônicos rasos (Waight *et al.*, 2001). Chappell (1996) afirma que o processo de *magma mixing* é a razão clássica para a variação linear em diagramas de Harker ( $\text{SiO}_2$  x óxido de elemento maior ou elemento traço) para elementos maiores e traços.

Para os granitóides do leste paulista, Alves (2009) afirma com base na geoquímica que os enclaves e granitos apresentam assinaturas essencialmente crustais, não havendo qualquer evidência da interação de componentes mantélicos na geração dos enclaves. Segundo a mesma autora, os enclaves micrograníticos do Plutônio Itapeti, assim como dos outros plútões da região, são muito similares aos seus granitos hospedeiros tanto sob o ponto de vista químico quanto mineralógico; embora sutis, as diferenças químicas mostram que os enclaves são um pouco mais primitivos, dados seus menores teores de sílica, e parâmetros como  $\#Mg$ . Dados isotópicos confirmam a similaridade química entre enclaves e granitos e indicam ser improvável que a geração de enclaves tenha ocorrido por interação dos magmas parentais dos plútões com magmas mais máficos (Alves, 2009).

Para o Complexo Granítóide Itu, entretanto, existem evidências de interação entre magmas básicos e félsicos em diversos de seus plútões constituintes. No Plutônio Salto, ocorrem comumente texturas de desequilíbrio, como texturas rapakivi e, menos comumente, anti-rapakivi, quartzo manteado por minerais máficos, pequenas massas finas de rocha diorítica manteadas por plagioclásio (Janasi *et al.*, 2006). A presença de enclaves microgranulares máficos no granito Salto também corrobora a hipótese da colaboração de um magma mais máfico durante a gênese do plutônio.

## 6. Materiais e métodos

O presente trabalho fundamentou-se primeiramente em um levantamento bibliográfico, com ênfase na caracterização geológica regional de ambos os plútões. Posteriormente, foi dada uma maior atenção a trabalhos que tratavam da natureza e ocorrências de enclaves em diferentes corpos graníticos, além de temas como misturas de magmas e caracterização mineralógica e geoquímica de diferentes tipos de enclaves.

Foram realizados três levantamentos de campo durante a realização deste trabalho, dois no Plutônio Salto e um no Plutônio Itapeti. Nos levantamentos de campo, foram descritos diferentes afloramentos para melhor observação e caracterização das relações (meso e macroscópicas) entre os diferentes litotipos e seus enclaves e documentação fotográfica destas relações. Uma coleta sistemática de amostras dos granitos hospedeiros e enclaves foi feita objetivando-se posteriores análises petrográficas e caracterizações geoquímicas. Fez-se do uso de aparelho de GPS para a localização mais precisa dos afloramentos e obtenção de coordenadas para plotagem em mapas. Utilizou-se um susceptímetro portátil

modelo *Exploranium Kappameter KT-9*, para medidas de susceptibilidade magnética (em mili ( $10^{-3}$ ) unidades SI – Sistema Internacional) com o objetivo de demonstrar diferenças na distribuição de minerais magnéticos dos diferentes litotipos. Os mapas apresentados neste trabalho foram elaborados através dos softwares ArcGIS versão 9.3 e CorelDraw versão 13.

A análise petrográfica dos diferentes litotipos foi realizada no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP) do Instituto de Geociências da USP, com o auxílio do microscópio de luz transmitida Olympus BX40 na análise de 50 seções delgadas convencionais (espessura de 0,03 milímetros). As fotomicrografias apresentadas em anexo foram obtidas através do fotomicroscópio Olympus BXP50 acoplado à câmera Olympus C5050, ambos do Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP).

Foi realizada a análise modal de 10 seções delgadas, as quais foram consideradas representativas dos principais litotipos, com o auxílio de um *chariot* acoplado ao microscópio petrográfico e um contador de pontos pertencentes ao LMP. Em lâminas de rocha de granulação média a grossa (granitos hospedeiros), foram realizados trinta e seis perfis de cinqüenta pontos cada, totalizando assim mil e oitocentos pontos; o espaçamento entre os pontos nos perfis e entre os perfis era de 0,5 mm, abrangendo assim uma área de 4,5 cm<sup>2</sup>; para rochas de granulação fina a muito fina (enclaves) foram realizados trinta perfis de cinqüenta pontos cada, totalizando assim mil e quinhentos pontos; o espaçamento entre os pontos nos perfis e entre os perfis era de 0,2 mm, com análise em uma área de 0,6 cm<sup>2</sup>. Este método de contagem de pontos permite uma estimativa das proporções volumétricas entre os minerais da rocha analisada a partir de suas proporções relativas medidas em uma determinada área.

O tratamento das amostras para análise química foi realizado no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências através das seguintes etapas:

- ◊ Escolha de amostras representativas (10 vezes maior que o maior grão da amostra);
- ◊ Retirada de porções alteradas da amostra (quando presentes) por meio da prensa hidráulica;
- ◊ Britagem das amostras (quando grossas) em britador de mandíbulas de aço;
- ◊ Prensagem em prensa hidráulica;
- ◊ Quarteamento e homogeneização do material prensado;
- ◊ Moagem da amostra quarteada em moinho de ágata do tipo planetário até granulometria menor que 200 mesh;
- ◊ Micronização do pó por cerca de 15 minutos em solução com etanol (somente para pastilhas de pó prensado);
- ◊ Secagem da solução em estufa por cerca de 2 dias.

Para a obtenção de pastilhas de pó prensado, foram separados ~7 g do pó micronizado obtido, o qual foi misturado de maneira manual com cera ligante (C<sub>6</sub>H<sub>8</sub>O<sub>3</sub>N<sub>2</sub>) na proporção de 20% da massa de pó total (~1,4 g). A mistura resultante foi levada a uma prensa de

carbeto de tungstênio, o qual produz pastilhas de 40 mm de diâmetro a uma pressão de 30 kPa.

A preparação de pastilhas de material fundido foi realizada primeiramente com a mistura de 1 g do pó resultante da moagem com 9 partes de fundente (mistura de metaborato de lítio com tetraborato de lítio); posteriormente esta mistura foi levada a um forno específico para preparação de pastilhas fundidas.

Vale aqui ressaltar que uma escolha de amostra não representativa pode ser uma grande fonte de erro. A diminuição granulométrica correta das amostras (< 200 mesh) também se faz necessária, visto que esta compromete na qualidade das pastilhas preparadas (e.g. trincagem da pastilha fundida por grãos maiores).

Ambos os tipos de pastilhas preparadas foram analisados pelo método de fluorescência de raios X no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Instituto de Geociências. Os materiais foram analisados pelo espectrômetro automático Philips, modelo PW2400, capaz de medir quantitativamente elementos de número atômico maior que 8, e com limites de detecção da ordem de 1-10 ppm para elementos traços. Este método consiste da análise de pastilhas de material fundido para obtenção das quantidades de elementos maiores, e da análise de pastilhas de pó prensado para detecção quantitativa de elementos traços. A metodologia praticada no Instituto de Geociências da USP para análise química de rocha total, incluindo a técnica de preparação de amostras bem como a descrição do método de análise por fluorescência de raios X foi descrita por Mori *et al.* (1999). Foi realizada a análise geoquímica de um total de 29 amostras.

Os elementos terras raras e outros traços presentes em teores mais baixos (REE – *rare earth elements*, Th, U, Ta, Hf, etc.) foram analisados para um total de sete amostras selecionadas no Laboratório de Química e ICP-AES/MS do Instituto de Geociências da USP, pelo método de ICP-MS (espectrometria de massa com plasma acoplado por indução) através do equipamento ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer (Navarro, 2004). As amostras foram dissolvidas por ataque ácido (HF + HNO<sub>3</sub>) em bomba de teflon (tipo Parr) a T ~200° C por cinco dias, imediatamente antes da análise.

Os dados de análise geoquímica foram tratados em planilhas e gráficos do programa Microsoft Excel versão 2003.

## 7. Desenvolvimento do Trabalho

O desenvolvimento deste trabalho constou primeiramente de um levantamento bibliográfico, para contextualização geológica dos granitos Itapeti e Salto. Durante esta etapa e ao longo de todo o desenvolvimento do trabalho, foram realizadas também pesquisas bibliográficas, com preferência à literatura petrológica mais recente, sobre

trabalhos de diferentes autores no âmbito do estudo e caracterização de enclaves em corpos graníticos, com especial atenção aos enclaves microgranulares.

Levantamentos de campo em ambos os plútuns permitiram uma caracterização e interpretação preliminares das relações entre os enclaves microgranulares félscos e outros tipos de enclaves com seus respectivos granitos hospedeiros. As pesquisas de campo também tiveram como objetivo a coleta de amostras para análise petrográfica e geoquímica. É importante ressaltar que parte dos materiais analisados de ambos os plútuns já haviam sido coletados em trabalhos de campo prévios, realizados pelo orientador deste trabalho e equipe.

Posteriormente, foram realizadas análises petrográficas e geoquímicas dos diferentes litotipos permitindo assim comparar e associar informações de caráter composicional e químico com as interpretações previamente elaboradas durante os levantamentos de campo. Ao fim do desenvolvimento deste trabalho, foi realizada uma nova pesquisa de campo ao Granito Salto com o objetivo de verificar a distribuição de suas diferentes fácies graníticas em comparação com o mapa faciológico do plúton elaborado por Galembeck (1997) (Anexo I – Figura 7).

A tabela a seguir resume o cronograma das atividades realizadas durante este trabalho:

Atividade / Mês	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV
Estudos bibliográficos	x	x	x			x		x	x	
Levantamentos de campo			x						x	
Petrografia			x	x				x	x	
Geoquímica de rochas – FRX				x			x	x		
Geoquímica de rochas – ICP-MS									x	
Análise e Interpretação de dados									x	x
Projeto Inicial		x								
Relatório de Progresso							x			
Monografia										x

Tabela 1 – Cronograma de atividades realizadas durante a elaboração deste trabalho de formatura.

É válido ressaltar que todas as preparações de amostras e análises geoquímicas foram realizadas em laboratórios do próprio Instituto de Geociências da USP (item 6. **Materiais e Métodos**). Grande parte do cronograma originalmente proposto no Projeto Inicial foi de maneira geral cumprido, com exceção para as análises geoquímicas. As análises por

fluorescência de raios X foram obtidas em dois períodos (maio e agosto/setembro); sendo assim, somente após setembro foi possível selecionar quais amostras seriam analisadas pelo método de ICP-MS. Cabe aqui informar que houve um atraso na entrega de material preparado para análise petrográfica, vinculado à paralização de servidores na greve ocorrida na USP durante o período entre os meses de maio e julho, o que impediu que o estudo petrográfico fosse concluído no prazo originalmente previsto. Entretanto, a modificação do cronograma original deste trabalho não prejudicou seu desenvolvimento como previamente idealizado.

## **8. Resultados obtidos**

São apresentados aqui os resultados obtidos durante os levantamentos de campo e análises petrográfica e geoquímica dos granitos Itapeti e Salto; os dados obtidos durante a revisão bibliográfica foram apresentados anteriormente no item **5. Fundamentação Bibliográfica**.

### **8.1. Granito Itapeti**

#### **8.1.1. Levantamentos de campo**

Para uma caracterização geológica mais completa e de maior detalhe, foi realizada uma visita de campo à Pedreira Itapeti (Anexo I – Figura 2), próxima à cidade de Mogi das Cruzes, SP. Foram coletadas amostras do granito predominante e de vários tipos de enclaves, de origem magmática e metamórfica, que foram tratadas em laboratórios do Instituto de Geociências para a obtenção de seções delgadas de rocha para a análise petrográfica, além de análise geoquímica.

Durante a visita de campo à pedreira, foi possível obter uma observação tridimensional da rocha hospedeira e suas relações (estruturais, genéticas) com os enclaves.

A rocha hospedeira caracteriza-se predominantemente por um granito porfirítico com fenocristais de feldspato alcalino (cerca de 30 a 40% da rocha), em sua maioria centimétricos (comprimento de cerca de 2 a 4 cm com largura típica de 1 cm), e matriz de granulação média a grossa (Anexo I – Figura 5a). A rocha é leucocrática com IC de aproximadamente 15%, representado principalmente pela presença de cristais de biotita.

Estruturalmente, o granito apresenta feições tanto de fluxo magmático (evidenciado pela orientação das faces de fenocristais subidiomórficos) como de deformação em estado sólido (foliação determinada pela orientação de minerais estirados, especialmente a biotita). Foram observados também um grande número de falhas e fraturas, e algumas zonas de cisalhamento, em uma das quais há a ocorrência de uma rocha de coloração cinza mais escura (rocha mais fina) com porções pegmatóides róseas (Anexo I – Figura 9). Em alguns

planos da rocha, a presença de pequenas falhas é identificada através da presença de estrias na superfície destes planos.

Os enclaves ocorrem distribuídos de maneira heterogênea pelo granito, pois localmente aparecem concentrações de enclaves de natureza variada (máficos, félsicos, metamórficos e hololeucocráticos). As dimensões destes enclaves são tipicamente centimétricas, mas foram observados também, com menor freqüência, representantes de tamanhos decimétricos ou até métricos (Anexo I – Figura 10).

Os enclaves microgranulares félsicos, com dimensões variando de centimétricas a decimétricas, apresentam formas tipicamente elípticas. Em sua maioria, apresentam também bordas bem definidas; entretanto, estão ausentes feições como bordas resfriadas e xenocristais no contato. Aparentemente, esses enclaves são mais ricos em quartzo do que a rocha hospedeira; alguns apresentam xenocristais de feldspato alcalino que possuem forma mais arredondada que a dos fenocristais do granito hospedeiro (Anexo I – Figura 10). Por vezes, a foliação do tipo estado sólido é bem pronunciada nos enclaves e seus xenocristais (Anexo I – Figura 11). Foi também identificada a presença de enclaves máficos compostos predominantemente por biotita, interpretados como pedaços de cumulatos (Anexo I – Figura 12).

Ocorrem também enclaves de rochas exibindo texturas e estruturas metamórficas (foliações e bandamentos minerais), denominadas em campo como rochas cálcio-silicáticas (as quais foram posteriormente caracterizadas em seções delgadas). Possuem típicas formas alongadas segundo sua foliação interna, de dimensões bastante variadas (centimétricas a métricas); seus contatos com o granito hospedeiro têm caráter menos difuso do que os enclaves félsicos. Conjuntos de enclaves de rocha cálcio-silicática ocorrem comumente associados aos demais enclaves na forma de "enxames" pela rocha hospedeira (Anexo I – Figura 13).

Em algumas porções da rocha ocorrem aglomerados hololeucocráticos, que freqüentemente circundam enclaves félsicos e cumulatos, caracterizado quase que exclusivamente pela presença de fenocristais de feldspato alcalino, formando bolsões (Anexo I – Figura 14). Este material ocorre também como injeções, que por vezes cortam outros enclaves.

Os valores de susceptibilidade medidos em campo para os diferentes litotipos são apresentados na tabela a seguir:

Litotipo	Susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$ SI)
granito hospedeiro	0,3
rocha pegmatóide rósea	0,25
cumulato	1,24
rocha cálcio-silicática	0,26 – 0,34

bolsão hololeucocrático	0,06 – 0,19
-------------------------	-------------

**Tabela 2** – Valores de susceptibilidade magnética (em mili ( $10^{-3}$ ) SI, ou Sistema Internacional) para diferentes litotipos aflorantes na Pedreira Itapeti.

### 8.1.2. Petrografia

Foi realizada a análise petrográfica de doze lâminas de amostras coletadas na Pedreira Itapeti, além de um acervo de sete lâminas previamente coletadas por Adriana Alves durante o seu trabalho de doutorado, totalizando dezenove seções delgadas descritas: oito dos enclaves metamórficos (incluindo enclaves micáceos e cálcio-silicáticos), seis de enclaves microgranulares félscos, três do granito hospedeiro e duas de enclaves microgranulares em contato com o granito, como pode ser observado na Tabela 3.

Lâmina	Tipo petrográfico	Lâmina	Tipo petrográfico
E-02-35A	granito	E-08-75D1	em + cs
E-02-35B	emf	E-08-75D2	em
E-02-36A	granito	E-08-75E	emf + granito
E-02-36B	emf	E-08-75G	emf + granito
E-02-36C	emf	E-08-75H	em
E-02-38B	emf	E-08-75I1	em
E-02-38C	emf	E-08-75I2	em + cs
E-08-75A	em	E-08-75J	granito
E-08-75B	em	E-08-75L	emf
E-08-75C	em + cs		

**Tabela 3** - Relação do tipo de seções delgadas analisadas para o Plúton Itapeti. **em** = enclave micáceo; **cs** = cálcio-silicática; **emf** = enclave microgranular félscico.

#### 8.1.2.1. Enclaves metamórficos

Os enclaves metamórficos coletados na Pedreira Itapeti podem ser divididos em dois grupos: enclaves micáceos e cálcio-silicáticos. Esses dois litotipos, entretanto, encontram-se relacionados, pois é possível observar porções em que há gradação entre eles (Anexo II – Fotomicrografia 1), formando verdadeiros bandamentos (possivelmente o bandamento sedimentar original).

Os enclaves micáceos são definidos como uma rocha de textura granoblástica predominante (devido ao arranjo dos grãos de quartzo e feldspatos) e cristais de biotita placóides orientados segundo uma direção de foliação metamórfica (Anexo II – Fotomicrografia 2).

Vale aqui ressaltar que não foi realizado o método de análise modal para a estimativa das porcentagens dos minerais presentes nas seções delgadas dos enclaves metamórficos.

Basicamente, a composição mineralógica desses enclaves é dada por quartzo (36%), microclínio (15%) e oligoclásio-andesina (29%), biotita (8%), ilmenita (4%), clorita (4%), titanita (3%), apatita (1%), zircão ( $\leq 1\%$ ), podendo também ocorrer minerais como muscovita, rutilo, turmalina, fluorita, monazita e carbonato, os quais perfazem menos de 1% da rocha.

O quartzo ocorre predominantemente na forma de cristais componentes da matriz granoblástica da rocha, de contornos lobados a retos (evidenciando recristalização incipiente), muitos apresentando extinção ondulante. Em algumas seções delgadas, foi possível observar a ocorrência de quartzo na forma de grandes lentes paralelas à foliação, com cristais relativamente maiores que os da matriz apresentando característica extinção ondulante (Anexo II – Fotomicrografia 3). Por vezes, alguns agregados de quartzo em que parece que os cristais se encaixam uns aos outros remontam a cristais previamente maiores que foram recristalizados em tamanho menor.

O plagioclásio do enclave micáceo apresenta variação composicional desde oligoclásio a andesina ( $An_{25}$  –  $An_{45}$ ) e também ocorre na forma de cristais componentes da matriz granoblástica do enclave. Possui contornos lobados (em sua maioria) a retos, e característica sericitização por vezes produzindo cristais de mica branca no interior dos cristais. Apresentam, por vezes, feições de intercrescimento produzindo mirmequitas quando em contato com certos grãos de feldspato potássico.

O microclínio, ausente em algumas lâminas de enclave micáceo (nas bandas transicionais para rochas cálcio-silicáticas), também ocorre como cristais componentes da matriz granoblástica da rocha e apresenta característica geminação em grade. Assim como o quartzo e o plagioclásio, seus contornos são de lobados a retos e sua alteração é menos pronunciada que a do plagioclásio.

A biotita ocorre freqüentemente como cristais na forma de plaquetas orientadas conforme a foliação principal da rocha, com pleocroísmo de bege claro a marrom escuro avermelhado. Muitos cristais de biotita apresentam feições de substituição por clorita (Anexo II – Fotomicrografia 4) e encontram-se também em forte associação com cristais de ilmenita e titanita. A presença de cristais de clorita pura indica reações de substituição completas. Inclusões de pequenos cristais de zircão na biotita são observáveis através de pronunciados halos pleocróicos.

A ilmenita (assim denotada devido à sua associação com a titanita e o rutilo) ocorre na forma de cristais desde xenomórficos até idiomórficos (Anexo II – Fotomicrografia 5) e é comum a sua associação tanto com clorita e biotita (Anexo II – Fotomicrografia 5) quanto sua substituição para titanita (Anexo II – Fotomicrografia 6).

A apatita, a turmalina e o zircão ocorrem na forma de prismas alongados e ocorrem fortemente associados aos máficos. A presença de muscovita é dada principalmente na forma de substituição da biotita. O rutilo e a monazita ocorrem estreitamente associados a cristais de ilmenita, e a fluorita foi somente observada na forma de uma inclusão na biotita,

formando halo pleocróico. O carbonato é somente observado próximo à transição do enclave micáceo para uma rocha cálcio-silicática.

A transição de bandas micáceas para cálcio-silicáticas nos enclaves metamórficos é marcada por uma concentração de cristais de quartzo e plagioclásio, pelo desaparecimento da biotita e surgimento de epídoto bem como de outros minerais cálcicos (Anexo II – Fotomicrografia 1). Este bandamento é characteristicamente paralelo à foliação da rocha.

A porção cálcio-silicática dos enclaves metamórficos é caracterizada por uma rocha de textura granoblástica predominante (definida pelos cristais de quartzo e poucos cristais de plagioclásio) e agregados de epídoto, hornblenda e diopsídio (quando presente).

A composição mineralógica da porção cálcio-silicática é dada characteristicamente por quartzo (35-40%), andesina (0-5%), epídoto (28-44%), hornblenda (3-4%), titanita (2-4%), ilmenita (1-4%), apatita (1%) e carbonato ( $\leq 1\%$ ). Também podem ocorrer minerais como biotita, diopsídio e wollastonita.

Assim como no enclave micáceo, o quartzo ocorre como cristal componente da matriz granoblástica da rocha. Apresenta contatos de lobados a retos com outros cristais e característica extinção ondulante, mais pronunciada do que na banda micácea.

O plagioclásio, quando presente, apresenta composição de andesina ( $An_{45}$ ) e contornos characteristicamente lobados. Devido à sua escassez nas lâminas estudadas, só foi possível identificá-lo devido à característica geminação da lei da albita e leve saussuritização, principalmente no núcleo dos cristais.

O epídoto ocorre na forma de agregados nos quais também podem ocorrer biotita, hornblenda e diopsídio (Anexo II – Fotomicrografia 7). Quando disperso pela matriz da rocha, ocorre na forma de cristais xenomórficos os quais se associam a titanita e à ilmenita.

A hornblenda ocorre como produto da substituição da biotita formando agregados, de pleocroísmo de verde a verde escuro, que por vezes apresentam alteração de coloração amarelo alaranjada (Anexo II – Fotomicrografia 8). Associa-se ao epídoto e à titanita. Tanto a titanita quanto a ilmenita ocorrem na forma de cristais xenomórficos associados a cristais de epídoto isolados na matriz.

A apatita, assim como no enclave micáceo, ocorre na forma de prismas alongados associados aos minerais máficos.

O diopsídio e a wollastonita foram observados em uma única lâmina de rocha cálcio-silicática (E-08-75I2) formando, assim como o epídoto, agregados (Anexo II – Fotomicrografia 9).

#### 8.1.2.2. Rocha hospedeira: o Granito Itapeti

O granito Itapeti é caracterizado como uma rocha inequigranular porfirítica com fenocristais de microclínio (maiores e predominantes) e plagioclásio. Uma amostra coletada na Pedreira Itapeti, entretanto, encontra-se fortemente milonitizada (Anexo II – Fotomicrografia 10); o granito não orientado foi somente observado em lâminas nas quais ele ocorria em contato com o enclave microgranítico.

O granito milonitizado apresenta porções quartzo-feldspáticas fortemente cominuídas e porções micáceas se amoldando aos fenocristais. Os fenocristais feldspáticos apresentam um comportamento mecânico no qual se deformam em formas do tipo "fish". Já os fenocristais de quartzo (E-08-75J) formam "fishes" com recristalização interna que são tanto circundados por porções micáceas quanto por porções quartzo-feldspáticas cominuídas (Anexo II – Fotomicrografia 10).

A composição mineralógica do granito, obtida por análise modal, é dada por quartzo (43%), oligoclásio (18%), microclínio (14%), biotita/clorita (21%) e titanita (2%). Ocorrem também minerais como ilmenita e outros minerais opacos, apatita, zircão, turmalina, muscovita, carbonato, epídoto e allanita, todos em proporção modal inferior a 1%. Considerando-se as proporções entre quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, o granito hospedeiro é classificado como um sienogranito.

O quartzo ocorre tanto na forma de fenocristais recristalizados em formas do tipo "fish", quanto na forma de cristais cominuídos da matriz de contatos irregulares a comumente retos entre si, sugerindo recristalização durante deformação de cristais maiores, que em parte apresentam extinção ondulante e, na maior parte dos casos, na formação de agregados de cristais menores com arranjo em mosaico ("fishes" com recristalização interna) (Anexo II – Fotomicrografia 10).

O microclínio ocorre tanto como fenocristais bem como na forma de cristais cominuídos da matriz; entretanto, a proporção de fenocristais predomina. Os cristais apresentam characteristicamente geminação do tipo em grade, e possuem leve alteração para argilominerais. Os fenocristais, devido à forte deformação, apresentam formas comumente curvas (formando "fishes"), mas ainda mantêm uma característica idiomórfica prévia com relação aos cristais da matriz, os quais apresentam contatos irregulares com os cristais adjacentes; alguns fenocristais apresentam inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio.

O plagioclásio, de composição oligoclásio ( $An_{22} - An_{27}$ ), ocorre também na forma de fenocristais e de cristais cominuídos da matriz; quando na forma de fenocristais, seu tamanho é menor com relação ao dos fenocristais de microclínio e seu formato de "fish" deforma as geminações dos cristais; às vezes formam ocelos por entre as porções quartzo-feldspáticas cominuídas. Assim como o quartzo, os cristais cominuídos da matriz possuem contatos irregulares a comumente retos entre si. Alguns cristais sofrem forte saussuritização, formando até cristais de sericita e carbonato, principalmente em seus núcleos, denotando um zoneamento do tipo normal para o plagioclásio.

A biotita ocorre na forma de placas agregadas em porções que se amoldam aos fenocristais deformados (apresentam, por vezes, clivagem curvada) com pleocroísmo de amarelo a marrom avermelhado. É comum a sua substituição pela clorita e associação com a titanita.

A titanita ocorre como cristais xenomórficos associados à biotita e substituindo cristais de ilmenita (Anexo II – Fotomicrografia 11). A ilmenita, também associada às porções micáceas que se amoldam aos cristais maiores, ocorre na forma de resquícios xenomórficos bordejados por titanita.

A apatita e o zircão ocorrem na forma de prismas alongados, comumente associados aos minerais máficos. Quando incluso na biotita, o zircão forma notáveis halos pleocróicos.

O epídoto também ocorre em associação com a biotita, sendo potencialmente de origem magmática, uma vez que não foi possível determinar relações de substituição de algum outro mineral por epídoto. A allanita ocorre na forma de pseudomorfos devido à forte metamitização, restando bandas concêntricas de carbonato e argilominerais (Anexo II – Fotomicrografia 12).

A seqüência de cristalização estimada para a rocha hospedeira pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
	Precoce	Principal	Tardio	
quartzo	—			
oligoclásio			—	
microclínio	—			
biotita		—		
clorita				
titanita			—	
ilmenita			—	
zircão				
apatita				
turmalina		—		
sericita				—
carbonato				—
allanita				

Tabela 4 - Seqüência de cristalização estimada para a assembléia mineral do Granito Itapeti.

Quando se encontram em contato, o enclave microgranítico e o granito hospedeiro (não orientado) aparentemente não apresentam reação, e o contato entre eles é caracteristicamente abrupto (Anexo II – Fotomicrografia 13).

#### 8.1.2.3. Enclave microgranular félscico

Microscopicamente, os enclaves caracterizam-se como granitos hipidiomórficos inequigranulares porfíticos, com fenocristais de plagioclásio de hábito tabular e cristais da matriz subidiomórficos a xenomórficos. Alguns enclaves apresentam xenocristais de quartzo (recristalizado) (Anexo II – Fotomicrografia 14) e de plagioclásio com contatos irregulares, formas arredondadas (Anexo II – Fotomicrografia 15) e zoneamento do tipo inverso.

A composição mineralógica dos enclaves félsicos é significativamente similar à da rocha hospedeira. Com base na análise modal, o enclave é composto por quartzo (41%), oligoclásio (23%), microclínio (17%), biotita/clorita (18%) e titanita (1%). Em pequenas proporções, ocorrem ilmenita e outros minerais opacos, apatita, zircão, allanita, turmalina, muscovita, epídoto e carbonato (todos com <1% em proporção total na rocha).

O quartzo ocorre como cristais subidiomórficos a xenomórficos, componentes da matriz de contornos lobados a retos. Como característica distintiva, diferentemente dos feldspatos, o quartzo apresenta birrefringência um pouco mais elevada, até o amarelo de 1<sup>a</sup> ordem. Alguns cristais apresentam extinção ondulante, indicando que sofreram deformação.

O microclínio ocorre somente na forma de cristais componentes da matriz, de hábito predominantemente xenomórfico e contornos de retos a lobados. São distinguíveis devido à característica geminação em grade e alteração bem menos pronunciada que a do plagioclásio.

O plagioclásio, com composição de oligoclásio ( $An_{22} - An_{27}$ ), ocorre também como cristais componentes da matriz da rocha, ou como fenocristais. Os cristais componentes da matriz possuem contatos lobados a levemente retos com outros cristais e apresentam forte saussuritização, por vezes produzindo carbonato. Os fenocristais (assim denominados, pois diferentemente dos xenocristais não apresentam reagir com a matriz) apresentam hábito tabular idiomórfico e freqüentes inclusões de pequenos cristais de biotita; por vezes, quando em contato com cristais de microclínio, formam-se mirmequitas.

A biotita, assim como no granito, sofre substituição pela clorita e mais raramente pela muscovita. Ocorre na forma de cristais xenomórficos a placóides apresentando pleocroísmo de amarelo a marrom escuro. Associa-se freqüentemente à titanita.

A titanita ocorre na forma de cristais xenomórficos, que comumente formam bordas de substituição na ilmenita (Anexo II – Fotomicrografia 16); ocorre também como inclusões na biotita. A ilmenita, assim como a titanita, ocorre freqüentemente associada à biotita, como cristais xenomórficos.

A apatita e o zircão formam prismas alongados dispersos na matriz ou inclusos em outros minerais; associam-se freqüentemente aos minerais máficos. O zircão, quando incluso na biotita, forma notáveis halos pleocrôicos.

A allanita ocorre na forma de pequenos pseudomorfos em associação com outros minerais máficos (Anexo II – Fotomicrografia 17). A turmalina, quando presente, apresenta-

se na forma de pequenos prismas de pleocroísmo de amarelo a marrom. O epídoto, quando presente, também ocorre em associação com a biotita, e assim como na rocha hospedeira, parece de origem magmática, uma vez que não foi possível determinar relações de substituição de algum outro mineral por epídoto.

A seqüência de cristalização estimada para o enclave microgranítico pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
quartzo		—		
oligoclásio	—			
microclínio		—		
biotita		—		
clorita				
titanita			—	—
ilmenita				
apatita				
zircão				
allanita		—		
turmalina		—		
muscovita				—
epídoto				—

**Tabela 5** - Seqüência de cristalização estimada para a assembléia mineral do enclave microgranular felsico do Granito Itapeti.

Foi possível observar por vezes no enclave, certas concentrações de máficos no contato dele com o granito hospedeiro, indicando que houve reação entre eles (Anexo II – Fotomicrografia 18).

#### 8.1.3. Geoquímica

Foi realizada a análise química de quatorze amostras coletadas na Pedreira Itapeti pelo método de fluorescência de raios X, sendo seis dos enclaves metamórficos micáceos, três do granito hospedeiro, duas de enclaves metamórficos cálcio-silicáticos, duas de enclaves microgranulares felsicos e uma de segregação felsica (bolsão hololeucocrático observado em campo). São ainda apresentados aqui outros sete dados de química, incluindo granitos e enclaves micrograníticos apresentados por Alves (2009).

Os dados geoquímicos das amostras e suas respectivas classificações com base na geoquímica são apresentados na tabela 1 (Anexo IV).

As figuras 1, 2 e 3 (Anexo IV) correspondem a diagramas de variação utilizando a somatória ( $MgO + Fe_2O_3 + TiO_2$ ; abreviadamente, FMT) com índice de diferenciação. O índice FMT é diretamente proporcional aos teores de minerais máficos, uma vez que estes óxidos são os constituintes principais da associação de minerais máficos.

À primeira vista, é possível notar uma dispersão nos valores de química de todos os conjuntos de rocha. O conjunto de enclaves cálcio-silicáticos é nitidamente a classe que apresenta maior disparidade com relação ao teor de máficos. Tal conjunto é claramente o mais enriquecido em Ca e U; a abundância neste último elemento explica suas baixas razões Th/U.

A segregação félítica é notadamente o litotipo mais enriquecido em sílica e empobrecido em Fe e Mg. Os enclaves micáceos constituem um conjunto de grande variação química, denotando a grande diferença composicional do pacote de metassedimentos que deu origem a eles.

Comparando basicamente o granito hospedeiro e enclaves micrograníticos, ambos se encontram em um intervalo mais restrito de variação de FMT (entre ~6-8% e ~4- 6%, respectivamente). Quimicamente, é notável que os granitos são mais similares entre si, enquanto os enclaves micrograníticos apresentam maiores variações compostionais.

Os enclaves micrograníticos do Granito Itapeti podem ser reconhecidos como levemente mais primitivos que seus granitos hospedeiros, tendo em vista tanto o índice de diferenciação escolhido como os teores de Ca.

Com relação ao  $\#Mg$ , alguns enclaves micrograníticos apresentam valores mais elevados do que a do granito, apresentando-se nitidamente em dois conjuntos (um com número de Mg entre 23 e 24 e outro com valores entre 32 e 33). O teor de Sr dos granitos é mais elevado do que nos enclaves, enquanto dois enclaves apresentam valores bem mais elevados da razão Th/U se comparados aos dos granitos, que por sua vez mostram razão Rb/Sr claramente mais elevada.

Os enclaves microgranulares são relativamente também mais ricos em  $P_2O_5$  e  $TiO_2$ , confirmando novamente seu caráter levemente mais primitivo que o granito. O Ba mostra uma grande dispersão tanto nos enclaves quanto na rocha hospedeira, a qual tem grandes megacristais de feldspato potássico, e é em média mais rica em Ba que os enclaves.

## 8.2. Granito Salto

### 8.2.1. Levantamentos de campo

As duas visitas de campo à região de Salto permitiram uma melhor observação das relações da rocha hospedeira com os diferentes enclaves e outras feições petrográficas. Com base no mapa faciológico de Galembeck (1997), foram visitados afloramentos de diferentes fácies graníticas denominadas como granito pôrfiro, granito rapakivi, granito

equigranular vermelho e granito equigranular róseo, com base na descrição de campo (Anexo I – Figura 15).

### 8.2.1.1. Granito pórfiro

O granito pórfiro caracteriza-se como uma rocha formada por matriz fina (em alguns casos, similar aos enclaves microgranulares félscicos) com elevada proporção de fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio (por vezes, esverdeados), quartzo (normalmente arredondados), além de cristais de anfibólio e biotita (Anexo I – Figura 16). É comum a ocorrência de textura rapakivi, na qual alguns cristais de feldspato potássico corroídos, em parte arredondados, apresentam espessas bordas de plagioclásio; também se observam, em menor proporção, cristais de quartzo arredondados e manteados por biotita, além de textura anti-rapakivi (Anexo I – Figura 17).

Em algumas porções, entretanto, ocorrem agregados de fenocristais (Anexo I – Figura 16), feição sugestiva de que a matriz fina do pórfiro seria resultante da invasão em um *mush* cristalino por um magma que desagregou o material já cristalizado. A proporção matriz/“fenocristais” varia bastante; a média é entre 50 para 50 na maioria dos afloramentos, mas em alguns casos observa-se uma proporção muito maior de matriz com relação aos “fenocristais” (Anexo I – Figura 18).

Ocorrem enclaves máficos de formato ovalado, de dimensões milimétricas a centimétricas (até 5 cm) e índice de cor por volta de 20, em volta dos quais há concentração de matriz fina (Anexo I – Figura 19) e algumas porções isoladas da matriz fina que se assemelham a enclaves microgranulares félscicos (Anexo I – Figura 20). Pedaços do granito da fácie rapakivi podem ser encontrados no granito pórfiro (Anexo I – Figura 21). Junto a porções que concentram a matriz no pórfiro, podem ocorrer alguns diques aplíticos (Anexo I – Figura 22).

O contato entre a fácie granito pórfiro e fácie granito rapakivi é difícil de determinar em campo, uma vez que há gradações entre elas e recorrências de uma rocha na outra. É importante ressaltar que apesar de ocorrem localmente concentrações da matriz do pórfiro, que se assemelham aos enclaves félscicos, não foi observada a ocorrência deste tipo de enclave nesta fácie granítica.

Os valores típicos de susceptibilidade magnética dos litotipos presentes na fácie do granito pórfiro são apresentados na tabela a seguir:

Litotipo	Susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$ SI)
granito pórfiro	11 – 12
“agregado” de fenocristais	6
enclave máfico	15

**Tabela 6** - Valores de susceptibilidade magnética (em mili ( $10^{-3}$ ) SI, ou Sistema Internacional) para diferentes litotipos da fácie granito pôrfiro do Granito Salto.

### 8.2.1.2. Granito rapakivi

O granito rapakivi caracteriza-se como uma rocha formada por matriz de granulação média, composta predominantemente por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio de tamanhos milimétricos a centimétricos (até 1 cm), que podem ter formato tabular ou contornos arredondados, apresentando freqüentemente texturas de desequilíbrio como rapakivi (Anexo I – Figura 23) e antirapakivi; ocorrem também fenocristais de quartzo arredondado, que pode ser manteado por biotita.

Em porções mais grossas do granito rapakivi, foi possível observar uma coloração mais avermelhada; isso também ocorre no granito pôrfiro, devido provavelmente a reações decorrentes de hidrotermalismo, pois nessas porções ocorrem zonas de epidotização (em fraturamentos) onde aparecem também calcita e fluorita roxa (Anexo I – Figura 24).

Ocorrem enclaves microgranulares félscos, de formato comumente arredondado, com dimensões de centimétricas a decimétricas (até 40 cm), e contato characteristicamente abrindo com a rocha hospedeira; por vezes, estes enclaves apresentam-se fraturados (Anexo I – Figura 25). No granito rapakivi também foi possível observar a ocorrência de diques preenchidos por material aplítico e, por vezes pegmatítico.

Os valores típicos de susceptibilidade magnética do granito rapakivi e seus respectivos enclaves microgranulares félscos são apresentados na tabela a seguir:

Litotipo	Susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$ SI)
granito rapakivi	8
enclave microgranular félscico	12

**Tabela 7** - Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácie granito rapakivi do Granito Salto.

### 8.2.1.3. Granito equigranular vermelho

Como mencionado anteriormente, a fácie granito vermelho é muito similar à fácie granito rapakivi, com variações de coloração decorrentes provavelmente de reações do tipo hidrotermal. Posto isso, esta distinção de fácie é simplesmente creditada a uma diferença visual entre os granitos, e não composicional.

É comum a ocorrência de enclaves microgranulares tanto félscos como máficos no granito vermelho; em algumas porções estes enclaves ocorrem isolados (Anexo I – Figura 26), em outras, entretanto, os enclaves máficos (sempre com tamanhos muito menores que os félscos) ocorrem dentro dos enclaves félscos, ou como porções aparentemente sendo

“expelidas” dos enclaves félscos (Anexo I – Figura 27). Ocorrem também localmente, feições de “venulações”/bandas de materiais máficos e félscos mais finos que parecem estar relacionados com os dois tipos de enclaves (Anexo I – Figura 28).

Valores de susceptibilidade magnética para o granito e enclaves félscos desta fácie granítica estão listados na tabela a seguir:

Litotipo	Susceptibilidade magnética ( $10^{-3}$ SI)
granito vermelho	7 - 11
enclave microgranular félscico	13 - 16

**Tabela 8** - Valores de susceptibilidade magnética (em mili ( $10^{-3}$ ) SI, ou Sistema Internacional) para diferentes litotipos da fácie granito vermelho do Granito Salto.

#### 8.2.1.4. Granito equigranular róseo

O granito equigranular róseo se apresenta como uma rocha constituída por quartzo, plagioclásio (de coloração mais acinzentada) e feldspato potássico abundante, o que justifica a sua coloração predominante; possui o menor IC dos granitos do plúton Salto, por volta de 5; pode apresentar textura rapakivi e localmente apresenta-se como inequigranular porfíritico. Sua granulação é visivelmente mais fina que a dos granitos representantes das fácies rapakivi e granito vermelho (Anexo I – Figura 29).

Ocorrem enclaves máficos, de granulação fina a média, de tamanhos predominantemente centimétricos, que apresentam concentrações de minerais félscos em seus contornos (Anexo I – Figura 30); enclaves microgranulares félscos são raros, e apresentam dimensões variando de poucos centímetros a decímetros (Anexo I – Figura 31).

Em um afloramento desta unidade – ITU-09-34 – foi observada a ocorrência de feições como porções pegmatíticas contendo concentrações de minerais metálicos (Anexo I – Figura 32), abundantes diques aplíticos (Anexo I – Figura 33), além de cavidades miarolíticas (Anexo I – Figura 34).

Os valores de susceptibilidade magnética do granito róseo encontram-se na ordem de  $6,5$  a  $7,5 \times 10^{-3}$  SI.

De maneira simplificada, as Figuras 35 e 36 (Anexo I) mostram os locais de ocorrências de enclaves félscos e a distribuição dos valores de susceptibilidade magnética dos granitos hospedeiros com relação ao mapa faciológico do Plúton Salto proposto por Galembeck (1997).

#### 8.2.2. Petrografia

Foi realizada a análise petrográfica de onze amostras coletadas durante levantamentos de campo para este trabalho, além de um acervo de vinte lâminas de amostras coletadas pelo orientador deste trabalho durante visitas anuais de campo à região pela disciplina de Petrologia Ígnea do Instituto de Geociências da USP, totalizando trinta e uma seções delgadas descritas: sendo seis representativas de enclaves microgranulares félscos, quatorze dos granitos rapakivi e pôrfiro, seis de enclaves microgranulares máficos em contato com o granito, três de enclaves microgranulares félscos em contatos com o granito, uma de aplito, e uma de enclave máfico, como pode ser observado na Tabela 9.

Lâmina	Tipo petrográfico	Lâmina	Tipo petrográfico
2008/ITU-2.1A1	emm + granito	ITU-06-13B	emf
2008/ITU-2.1A2	emm	ITU-06-13C	emf
2008/ITU-2.1C	emm + granito	ITU-06-14	emf
IGN-2.2	granito	ITU-06-15	granito
ITU-06-01A	granito	ITU-09-18A	granito
ITU-06-03A	emf	ITU-09-18B	granito
ITU-06-03B	emf	ITU-09-18C	granito
ITU-06-04B	emf + granito	ITU-09-19	emm + granito
ITU-06-04C	emf + granito	ITU-09-24	granito
ITU-06-09A1	emm + granito	ITU-09-25A	aplıto
ITU-06-09A2	granito	ITU-09-27A	granito
ITU-06-09B	emf	ITU-09-27B	granito
ITU-06-09C	emm + granito	ITU-09-27C	granito
ITU-06-11A	emf + granito	ITU-09-27D1	granito
ITU-06-12	emm + granito	ITU-09-27D2	granito
ITU-06-13A	granito		

Tabela 3 - Relação de seções delgadas analisadas para o Plutônio Salto. **emf** = enclave microgranular félscico; **emm** = enclave microgranular máfico. O tipo petrográfico **granito** refere-se aos granitos da fácie rapakivi (também com representantes das fácies granitos vermelhos e róseos) e da fácie pôrfiro.

#### 8.2.2.1. Rocha hospedeira: a fácie rapakivi do Granito Salto

O granito rapakivi hospedeiro dos enclaves microgranulares félscicos é caracterizado como uma rocha inequigranular porfirítica hipidiomórfica de matriz fina a grossa com fenocristais de feldspato potássico (Anexo III – Fotomicrografia 1), além de cristais maiores de quartzo arredondado e plagioclásio. A matriz é caracterizada como inequigranular seriada, com predominância de granulação fina a média.

A análise modal apontou que mineralogicamente, o granito é composto por quartzo (25-39%), microclínio (20-47%), oligoclásio/andesina (20-50%), biotita/clorita (2-3%), ilmenita e outros opacos (1%). Ocorrem também em pequenas porções, minerais como titanita,

allanita, apatita e zircão, os quais perfazem menos de 1% da rocha. A grande variação na porcentagem do quartzo e dos feldspatos talvez reflita heterogeneidades a nível de lâmina. Com base nas proporções entre quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, o granito rapakivi varia de sienogranito a monzogranito.

O quartzo ocorre praticamente em todas as séries de tamanho de grãos, apresentando predominantemente extinção ondulante e contatos de suturados a lobados em sua maioria. Alguns cristais maiores, characteristicamente apresentando formas arredondadas e algumas lamelas (Anexo III – Fotomicrografia 2), aparentam terem sofrido alguma recristalização, com pequenos cristais em seu interior de contatos predominantemente retos, podendo apresentar também fraturas preenchidas por material muito fino. O quartzo também ocorre em pequenas porções de material fino, na forma de pequenos grãos de formato aproximadamente arredondado. Os maiores cristais contêm inclusões de plagioclásio e biotita.

Os feldspatos apresentam-se fortemente alterados em lâmina, com o plagioclásio apresentando alteração mais forte no núcleo dos cristais, refletindo o zoneamento normal, e o feldspato potássio apresentando alteração de coloração amarronzada (Anexo III – Fotomicrografia 3).

O microclínio também ocorre em diferentes séries de tamanho de grãos; predominantemente na forma de fenocristais e como cristais em bandas de material fino. Cristais maiores apresentam feições de exsolução tipo pertita (Anexo III – Fotomicrografia 4) e inclusões de materiais como biotita, quartzo, plagioclásio e a associação ilmenita + titanita. Seus contatos vão de retos a reentrantes com a matriz. Alguns cristais apresentam porções com extinção ondulante. Os cristais das porções mais finas possuem contatos geralmente irregulares com os cristais adjacentes. Por vezes, é possível observar a textura tipo rapakivi (Anexo III – Fotomicrografia 5) em seção delgada, entretanto devido à forte alteração dos feldspatos, esta textura é muito mais evidente em amostra de mão.

Assim como o quartzo e o microclínio, o oligoclásio ( $An_{22} - An_{33}$ ) ocorre em praticamente todas as séries de tamanhos de grãos, e apresentam characteristicamente alteração do tipo saussuritização (principalmente no núcleo dos cristais maiores → núcleos mais cárquicos); ocorrem mirmequitas quando o plagioclásio apresenta-se em contato com cristais de microclínio. Os cristais maiores são geralmente mais idiomórficos e apresentam contornos de retos a lobados; alguns cristais apresentam crescimento de clorita em fraturas paralelas à geminação. Apresentam inclusões de quartzo, da associação ilmenita + titanita e de cristais de titanita. Os cristais pertencentes às porções mais finas possuem contatos de retos a lobados.

A biotita ocorre freqüentemente como cristais placóides em parte substituídos por clorita (Anexo III – Fotomicrografia 6) (de modo mais proeminente do que no enclave máfico), e se encontra associada à titanita e à ilmenita. Apresenta pleocroísmo de amarelo a marrom

escuro; possui inclusões de zircão (às vezes formando halos pleocrôicos), ilmenita, quartzo e feldspatos.

A titanita apresenta-se geralmente na forma de cristais idiomórficos a xenomórficos (esses últimos quando substitui a ilmenita). A ilmenita é freqüentemente substituída pela titanita, apresentando, devido a isso, hábito xenomórfico.

A allanita ocorre como pseudomorfo idiomórfico, substituído por material muito fino. O zircão (por vezes, zonado) e a apatita formam pequenos prismas inclusos (na biotita e na titanita) ou associados aos minerais maficos do enclave (Anexo III - Fotomicrografia 7).

A seqüência de cristalização estimada para o granito pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
	Precoce	Principal	Tardio	
quartzo				
microclínio				
oligoclásio / andesina				
biotita				
clorita				
titanita				
ilmenita				
apatita				
zircão				
allanita				

**Tabela 4** - Seqüência de cristalização estimada para a assembléia mineral do granito rapakivi.

### 8.2.2.2. Rocha hospedeira: a fácie pôrfiro do Granito Salto

O granito pôrfiro é caracterizado como uma rocha inequigranular porfirítica, com matriz apresentando pouca variação granulométrica (equigranular fina), e que contém fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio. Algumas porções mais grossas concentram os fenocristais e foram denominadas no campo como “agregados”; quando dentro da matriz mais fina, os fenocristais apresentam aspectos de xenocristais, como bordas corroídas e contornos arredondados. É comum a ocorrência da textura rapakivi (cristais de feldspato potássico com bordas de plagioclásio) e mais raramente de cristais de quartzo manteados por minerais maficos, principalmente a biotita (Anexo III – Fotomicrografia 8). Em algumas porções do granito ocorrem cristais de quartzo e feldspatos com hábitos fortemente xenomórficos (Anexo III – Fotomicrografia 9).

Mineralogicamente, o granito pôrfiro é composto por microclínio (35-36%), quartzo (30-39%), plagioclásio (23-28%), o que o caracteriza como um sienogranito. É composto

também por biotita/clorita (1-6%) e outros minerais máficos e acessórios, cada qual perfazendo menos de 1% da rocha, como ilmenita e outros minerais opacos, titanita, apatita, zircão, fluorita e hornblenda. Ocorrem também alguns minerais de alteração dos feldspatos como a sericita e o carbonato.

O quartzo ocorre tanto como xenocristais grandes de formato caracteristicamente arredondado (Anexo III – Fotomicrografia 10) apresentando lamelas de um material muito fino, bem como na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos da matriz do granito pôrfiro. Apresentam característica extinção ondulante e por vezes um hábito requilhar, remetendo a cristais pretéritos que foram corroídos (Anexo III – Fotomicrografia 11). Seus contatos com a matriz são normalmente irregulares, quando não reentrantes, e raramente apresentam-se retos. Alguns cristais maiores, de formato arredondado (xenocristais), apresentam manto de cristais máficos, principalmente biotita, com hornblenda subordinada (Anexo III – Fotomicrografia 12).

Assim como no granito rapakivi, os feldspatos da fácie pôrfiro também se apresentam fortemente alterados em lâmina, com o plagioclásio apresentando alteração mais forte no núcleo dos cristais, refletindo o zoneamento normal, e o feldspato potássio apresentando alteração de coloração amarronzada. A textura rapakivi foi somente observada em amostra de mão, devido provavelmente à forte alteração de ambos os feldspatos.

O microclínio ocorre tanto como fenocristais idiomórficos a subidiomórficos na porção “agregada” quanto na matriz do pôrfiro, na forma de xenocristais com bordas corroídas ou como cristais xenomórficos finos formadores da matriz. É possível distingui-los do plagioclásio devido à presença de pertitas e à sua forte alteração de coloração marrom avermelhada. Quando maiores, seus contatos são em sua maioria regulares e apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio.

O plagioclásio apresenta variação composicional de oligoclásio a andesina ( $An_{22} - An_{31}$ ) com predominância de oligoclásio; a presença de andesina se dá principalmente em seções delgadas onde há contato do granito com enclaves máficos. Ocorre tanto na forma de cristais xenomórficos finos da matriz, bem como na forma de xenocristais maiores em meio à matriz (Anexo III – Fotomicrografia 13). Os cristais de plagioclásio apresentam em sua maioria zoneamento do tipo normal, evidenciado pela maior alteração (formação de sericita e carbonato) em seus núcleos (Anexo III – Fotomicrografia 13).

A biotita ocorre comumente na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos, raramente placóides, de tamanhos variados e apresenta-se freqüentemente sendo substituída (traços de clivagem e bordas) por clorita (Anexo III – Fotomicrografia 14); às vezes esta substituição dá-se de forma completa, formando cristais de clorita pura. Os cristais de biotita apresentam pleocroísmo de amarelo a marrom escuro, e os de clorita de amarelo claro a verde. Em algumas seções delgadas, foi possível observar a presença de pseudomorfos formados por clorita de hábito vermiforme (Anexo III – Fotomicrografia 15). É

comum associação da biotita/clorita com outros minerais máficos, como a titanita, opacos, apatita, e zircão (Anexo III – Fotomicrografia 16).

A titanita ocorre comumente como cristais idiomórficos associados a outros minerais máficos (Anexo III – Fotomicrografia 17); entretanto, às vezes é possível observar cristais de hábito xenomórfico substituindo a ilmenita. A ilmenita, assim reconhecida devido à sua associação com a titanita, apresenta-se como cristais de hábito xenomórfico normalmente associados a outros minerais máficos (Anexo III – Fotomicrografia 17), mas é possível que ocorram outros tipos de minerais opacos no granito.

A apatita e o zircão ocorrem como pequenos cristais de hábito prismático em associação com outros minerais máficos, com o zircão formando halos pleocróicos quando incluso na biotita.

Foi identificada a presença de flourita em uma seção delgada de granito, e esta foi reconhecida como tal devido ao seu hábito cúbico, associação com minerais cárquicos como a titanita e a apatita, além de ser isotrópica (Anexo III – Fotomicrografia 18). A presença de hornblenda foi identificada somente em uma lâmina, onde o granito apresentava-se em contato com enclave máfico, na forma de cristais idiomórficos, apresentando pleocroísmo de amarelo a verde escuro, clivagens típicas espaçadas de 120° e associação com cristais de clorita (Anexo III – Fotomicrografia 19).

A seqüência de cristalização estimada para o granito pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
	Precoce	Principal	Tardio	
quartzo				
microclínio				
oligoclásio / andesina				
biotita				
clorita				
titanita				
ilmenita				
apatita				
zircão				
fluorita				
hornblenda				

Tabela 5 - Seqüência de cristalização estimada para a assembléia mineral do granito pôrfiro.

#### 8.2.2.3. Enclave microgranular félscico

O enclave microgranular félscico caracteriza-se como uma rocha equi a inequigranular alotriomórfica (salvo alguns cristais idiomórficos pequenos de minerais acessórios e poucos cristais de plagioclásio tabular). Pode apresentar xenocristais de quartzo, microclínio, plagioclásio de bordas arredondadas, e por vezes corroídas (Anexo III – Fotomicrografia 20). Em duas lâminas foi possível observar xenólitos da rocha hospedeira dentro do enclave microgranítico (Anexo III – Fotomicrografia 21). O contato entre o enclave e a rocha hospedeira é abrupto, e não parece ocorrer qualquer tipo de reação (Anexo III – Fotomicrografia 22).

Em análise microscópica, foi possível observar que a composição mineralógica do enclave é dada basicamente por quartzo (35%), microclínio (25%), oligoclásio (30%), biotita (4%), clorita (2%), titanita (1%), ilmenita (3%), além de minerais como apatita, zircão e epídoto, perfazendo menos de 1% da rocha.

O quartzo ocorre na forma de cristais predominantemente xenomórficos (lembrando um formato amebóide), onde em suas reentrâncias se encontram cristais de plagioclásio que por vezes formam inclusões (Anexo III – Fotomicrografia 23). Apresenta, distintivamente, birrefringência mais alta que a dos feldspatos, atingindo até o amarelo de 1<sup>a</sup> ordem. Os cristais maiores apresentam-se fraturados e essas estruturas encontram-se, às vezes, preenchidas por material muito fino.

O microclínio ocorre na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos, com geminação em grade distinguível. Apresenta contornos de levemente retos a reentrantes com a matriz. Uma alteração incipiente (bem menos pronunciada que a do plagioclásio) parece afetar os cristais maiores.

O plagioclásio, com composição de oligoclásio (An22 – An27), ocorre na forma de cristais desde subidiomórficos tabulares até cristais menores reentrantes nos cristais de quartzo. Apresenta forte saussuritização que, por vezes, chega a formar carbonato e epídoto.

A biotita forma cristais xenomórficos a placóides que freqüentemente estão sendo substituídos por clorita, e apresentam pleocroísmo de amarelo a marrom escuro. Associa-se geralmente à ilmenita.

A titanita ocorre na forma de pequenos cristais idiomórficos que ocorrem associados formando verdadeiros “aglomerados” e mais raramente na forma de cristais xenomórficos dispersos pela matriz. Associa-se à biotita e a cristais de epídoto (raros). A substituição ilmenita → titanita é pouco presente nos enclaves félscicos. A ilmenita ocorre na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos e se encontra freqüentemente associada à biotita e/ou clorita.

O zircão e a apatita formam pequenos prismas inclusos (na biotita e na titanita) ou associados aos minerais maficos do enclave. O epídoto também ocorre em associação com a biotita.

A seqüência de cristalização estimada para o enclave microgranular félscico pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
	Precoce	Principal	Tardio	
quartzo		—		
microclínio		—		
oligoclásio	—			
biotita				
titanita				—
ilmenita				
zircão				
apatita				
epidoto				—

Tabela 6 - Seqüência de cristalização para a assembléia mineral do enclave microgranular félscico.

#### 8.2.2.4. Enclave microgranular máfico

Microscopicamente, os enclaves microgranulares máficos caracterizam-se como rochas equigranulares hipidiomórficas. Alguns enclaves apresentam xenocristais de quartzo e de plagioclásio com contatos irregulares e reentrantes, bordas arredondadas e zoneamento do tipo inverso (Anexo III – Fotomicrografia 24). Quando em contato com o granito hospedeiro, ocorre uma concentração de cristais de quartzo e plagioclásio no enclave, próxima ao contato, que se dá de maneira brusca (Anexo III – Fotomicrografia 25). Aparentemente, o enclave apresenta um aspecto bem alterado, dado pela formação de material muito fino (apatita acicular) sobre os cristais do enclave (Anexo III – Fotomicrografia 26).

O enclave é composto por quartzo (18-25%), oligoclásio (49-51%), biotita/clorita (18-21%), titanita (<1-3%), ilmenita e outros minerais opacos (2%). A hornblenda foi observada somente em duas lâminas de enclave máfico, com proporções variando de <1 a 6%. Minerais como a apatita, o zircão e o feldspato alcalino perfazem cada qual menos de 1% do enclave. Por vezes, epidoto e muscovita ocorrem em pequenas proporções como minerais de alteração do plagioclásio.

O quartzo ocorre na forma de cristais da matriz de formato freqüentemente irregular (arredondados a alongados) e contornos de retos a interdigitados com os outros grãos da rocha. Os grãos apresentam characteristicamente extinção ondulante e, quando maiores, podem ter fraturas preenchidas por material mais fino. Em algumas seções delgadas foi possível observar um caráter xenocristalino do quartzo (Anexo III – Fotomicrografia 27), onde ele ocorria na forma de cristais grandes de formato characteristicamente arredondado, manteados por minerais máficos como a hornblenda e a biotita (Anexo III – Fotomicrografia

28). Ilmenita e biotita ocorrem como inclusões no quartzo, principalmente nos cristais de menores dimensões.

O plagioclásio, com composição de oligoclásio ( $An_{21} - An_{29}$ ), encontra-se como cristais componentes da matriz com hábito characteristicamente idiomórfico (preserva a forma tabular). Apresenta forte saussuritização, de coloração avermelhada em lâmina delgada, principalmente no núcleo dos cristais (mais cárnicos), por vezes formando carbonato, epídoto e muscovita. Em algumas lâminas esta alteração se dá de maneira muito pronunciada, formando um material marrom escuro, muito similar à aparência da biotita (Anexo III – Fotomicrografia 29).

A biotita ocorre como cristais placóides que muitas vezes estão sendo substituídos por clorita; apresenta pleocroísmo de amarelo a marrom escuro. Associa-se à titanita e à ilmenita; inclusões de zircão formam halos pleocrônicos nos cristais de biotita; a biotita pode ainda apresentar inclusões de pequenos cristais de plagioclásio. A hornblenda, quando presente, ocorre na forma de cristais idiomórficos a subidiomórficos, apresentando pleocroísmo de verde claro a verde escuro, que circundam xenocristais de quartzo (Anexo III – Fotomicrografia 28) ou como agregados associados a outros minerais máficos (Anexo III – Fotomicrografia 30)

A titanita ocorre como cristais de xenomórficos a idiomórficos (quando em maior tamanho), e formando bordas de substituição na ilmenita. A ilmenita ocorre predominantemente em cristais idiomórficos a hipidiomórficos.

O zircão e a apatita formam pequenos prismas inclusos (na biotita e na titanita) ou associados aos minerais máficos do enclave.

A seqüência de cristalização estimada para o enclave microgranular máfico pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
	Precoce	Principal	Tardio	
quartzo				
oligoclásio				
biotita				
clorita				
titanita				
ilmenita				
hornblenda				
apatita				
zircão				

Tabela 7 - Seqüência de cristalização estimada para a assembléia mineral do enclave máfico.

Uma feição bem distinta observada em uma das lâminas foi a presença de um pequeno enclave máfico em contato com o granito e circundado por fenocristais de plagioclásio (Anexo III – Fotomicrografia 31).

#### 8.2.2.5. Rocha aplítica

A rocha aplítica descrita nesta seção corresponde ao litotipo que ocorre na forma de pequenos diques que cortam a fácie do granito pôrfiro (Anexo I – Figura 22). O aplito constitui-se como uma rocha equigranular fina a média (a diferenciação da granulação se dá na forma de bandamentos), com índice de cor próximo a 1, caracterizando-se como uma rocha hololeucocrática (Anexo III – Fotomicrografia 32). Em lâmina foi possível observar a ocorrência de veios finos de material máfico (clorita + opacos), oblíquos ao bandamento observado no aplito. Na banda de granulação média, foi possível observar, em amostra de mão, cristais apresentando textura rapakivi; com relação à banda mais fina, a banda de granulação média concentra mais minerais máficos.

Mineralogicamente, o aplito é composto por quartzo (35%), oligoclásio/andesina (47%), e microclínio (17%). Os minerais máficos e acessórios (biotita, clorita, opacos, apatita, zircão e rutilo) perfazem cada qual menos de 1% da rocha aplítica.

O quartzo ocorre como cristais subidiomórficos a xenomórficos, apresentando característica extinção ondulante; a birrefringência do quartzo é variável, com cores de interferência variando de cinza médio a amarelo claro. Seus contatos apresentam-se de levemente retos a irregulares, e quando maiores, alguns cristais apresentam microfraturas.

Assim como no granito hospedeiro, os feldspatos do aplito apresentam alteração bem pronunciada (Anexo III – Fotomicrografia 33).

O plagioclásio, de composição variando entre oligoclásio e andesina ( $An_{23} - An_{32}$ ), ocorre como cristais de suidiomórficos a idiomórficos prismáticos tabulares, com alteração do tipo saussuritização, formando minerais de alteração muito finos como a sericita, o epídoto e o carbonato; esta alteração se dá principalmente nos núcleos dos cristais, denotando um zoneamento do tipo normal (núcleo mais anortítico).

O microclínio, por sua vez, ocorre como cristais xenomórficos em sua maioria, com forte alteração de coloração marrom avermelhada (Anexo III – Fotomicrografia 33), e por vezes apresentando lamelas de exsolução do tipo pertita. Quando maiores, os cristais de microclínio apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio.

A biotita ocorre como cristais de subidiomórficos a xenomórficos, sendo comumente substituídos por clorita (principalmente nos traços de clivagem e bordas); apresenta pleocroísmo de amarelo claro a marrom, e a clorita, por sua vez, de amarelo claro a verde. Quando a substituição é completa, ocorrem cristais de clorita pura, e a clorita também pode ser encontrada nos veios máficos finos que cortam o bandamento do aplito de maneira

oblíqua. É comum a associação das duas micas com outros minerais máficos, como minerais opacos, zircão e apatita.

Os minerais opacos ocorrem como cristais predominantemente xenomórficos; alguns são provavelmente de ilmenita xenomórfica, pois é comum a sua associação com pequenos prismas de rutilo. A apatita, o zircão e o rutilo ocorrem como pequenos prismas de relevo alto (a apatita incolor, o zircão bege e zonado, e ao rutilo vermelho) associados aos outros minerais máficos do aplito, com o zircão formando notáveis halos pleocróicos quando incluso na biotita.

A seqüência de cristalização estimada para a rocha aplítica pode ser observada na tabela a seguir.

Mineral	Magmático			Pós-magmático
	Precoce	Principal	Tardio	
quartzo				
oligoclásio / andesina				
microclínio				
biotita				
clorita				
opacos				
apatita				
zircão				
rutilo				

**Tabela 8** – Seqüência de cristalização estimada para a assembléia mineral dos veios aplíticos que cortam o granito pôrfiro.

### 8.2.3. Geoquímica

#### 8.2.3.1. Elementos maiores e traços

Foi realizada a análise química de dezessete amostras de diferentes litotipos do Granito Salto pelo método de fluorescência de raios X, sendo oito dos enclaves microgranulares félscicos, uma do aplito que ocorrem em veios cortando o granito pôrfiro, duas de enclaves microgranulares máficos, uma da matriz do granito pôrfiro, uma do granito pôrfiro, uma do granito róseo e três do granito vermelho. Dentre estas amostras, duas (IGN-21 e IGN-2.2.4) pertencem ao acervo didático da disciplina de Petrologia Ígnea do Instituto de Geociências da USP, as quais foram coletadas pelo orientador deste trabalho durante visitas de campo anuais à região.

Os dados geoquímicos para elementos maiores e alguns traços das amostras e suas respectivas classificações com base na geoquímica são apresentados na tabela 1 (Anexo V).

As figuras 1, 2 e 3 (Anexo V) correspondem a diagramas de variação utilizando a somatória ( $MgO + Fe_2O_3 + TiO_2$ ; abreviadamente, FMT) com índice de diferenciação. O índice FMT é diretamente proporcional aos teores de minerais máficos, uma vez que estes óxidos são os constituintes principais dos minerais máficos. As figuras 4, 5 e 6 (Anexo IV) são apresentados sem as amostras de enclaves microgranulares máficos com o objetivo de facilitar a diferenciação entre enclaves felsicos e granitos hospedeiros, uma vez que estes são quimicamente similares.

Os enclaves máficos apresentam claramente os maiores valores de FMT, assim como os menores conteúdos de  $SiO_2$ , corroborando assim seu caráter mais máfico e primitivo. Como esperado, os enclaves também apresentam as maiores concentrações de elementos como Ca, Mg, Ti e P; além disto, eles mostram baixas concentrações de Ba e  $K_2O$ . Maiores valores de concentração de Zr para os enclaves máficos indicam que o magma parental possuía a maior temperatura do conjunto amostrado. A baixa razão Rb/Sr dos enclaves máficos aponta um menor fracionamento destas rochas.

Confrontando enclaves microgranulares felsicos e granitos, a partir do índice de diferenciação adotado, é possível observar que o conjunto de enclaves é sempre mais máfico que seus hospedeiros. Assim como na comparação com a sílica, os teores de CaO,  $TiO_2$  e o #Mg reforçam o caráter mais máfico e mais primitivo dos enclaves felsicos, embora por vezes valores de concentração nos enclaves e granitos sejam muito similares (CaO ~ 0,9%, e #Mg entre 25 e 34). Com relação ao  $TiO_2$ , os granitos têm teores claramente mais baixos, enquanto para o  $P_2O_5$ , quatro dos enclaves felsicos apresentam os maiores teores, enquanto os granitos e os demais enclaves apresentam-se distribuídos em um pequeno intervalo de variação (~0,06 e 0,10% de  $P_2O_5$ ). .

Um conjunto de enclaves felsicos e o granito possuem os teores mais elevados de Ba, enquanto nos valores intermediários ocorrem outros enclaves felsicos e os granitos pôrfiro e rapakivi, com os valores mais baixos de Ba (~370 ppm) para o granito róseo (ITU-06-13A). Granitos e enclaves felsicos apresentam concentrações de Sr similares, e maior valor dentre eles ocorre no granito pôrfiro (~180 ppm). O padrão de variação de Zr para enclaves felsicos e granitos hospedeiros segue uma tendência linear, onde os enclaves apresentam os teores mais elevados.

Um conjunto de enclaves felsicos apresenta as maiores razões Ba/Sr, e novamente é possível observar um padrão de distribuição tendendo a linear para o conjunto de enclaves felsicos e granitos hospedeiros. Alguns enclaves felsicos apresentam valores de Rb/Sr muito similares aos dos granitos, entretanto um outro conjunto de enclaves apresenta maiores razões. Tais variações mostram que existem variações químicas importantes dentro do conjunto dos enclaves microgranulares felsicos

Dentro do conjunto dos granitos, apesar de pequenas, também ocorrem diferenças química que os diferenciam. Os teores de  $SiO_2$  são pouco variáveis para o conjunto (~ 73-

75%), com valores mais baixos para o granito pôrfiro, mas o granito equigranular róseo (ITU-06-13A) apresenta conteúdo de sílica elevado (~76%) e diversas indicações de que correspondem ao granito mais diferenciado do conjunto (por exemplo, menores teores de Ca, Mg, Ti, P, Ba e Sr).

Com relação ao granito pôrfiro, é importante notar que a amostra de sua matriz aqui analisada é claramente mais diferenciada que a amostra de rocha total, que, ao contrário, é a mais primitiva de todo o conjunto de granitos, e tem os maiores teores de Ba e Sr.

O aplito, como esperado, é a amostra mais diferenciada de todo o conjunto, com o maior teor em sílica e o menor valor do índice de diferenciação FMT (~1%) e as menores concentrações de Ca, Mg, Ti e P. Como esperado, apresenta as menores concentrações de Zr, além da maior razão Rb/Sr, consistente com sua origem a partir de magmas muito fracionados.

Foram apresentadas nas figuras supracitadas (1 a 6, Anexo V), diagramas obtidos para elementos como U e Th, entretanto estes elementos serão discutidos quando da apresentação dos resultados de análise por ICP-MS.

#### 8.2.3.2. Elementos terras raras e outros elementos traços

Foi realizada a análise química de nove amostras de diferentes litotipos do Granito Salto pelo método de ICP-MS, sendo quatro dos enclaves microgranulares félscos, uma de enclave máfico, uma do granito pôrfiro, uma do granito vermelho e duas do granito rapakivi. Dentre estas amostras, três (IGN-21, IGN22A e IGN-2.2.4) pertencem ao acervo didático da disciplina de Petrologia Ígnea do Instituto de Geociências da USP, as quais foram coletadas pelo orientador deste trabalho durante visitas de campo à região. Os dados geoquímicos de elementos terras raras (ETR) e outros elementos traços, como Th, U, Zr e Y são apresentados na tabela 2 do Anexo V.

Com relação ao U, a amostra de enclave máfico apresenta concentração anômala, notavelmente elevada (~100 ppm); três enclaves félscos também concentram quantidades elevadas de U (~20 – 30 ppm), enquanto os outros enclaves félscos e granitos hospedeiros apresentam teores menores que 5 ppm. Os teores de Th para granitos e enclaves félscos se concentram no intervalo entre 23 e 28 ppm, entretanto teores acima de 30 ppm ocorrem para os três granitos: pôrfiro, rapakivi e vermelho; o enclave máfico apresenta teores de Th por volta de 25 ppm.

Para uma melhor visualização dos padrões de distribuições dos ETR, foi elaborado um diagrama (Figura 7 – Anexo 5) em escala logarítmica da concentração dos ETR (do La ao Lu), com normalização condritica de Boynton (1984).

À primeira vista, o padrão de fracionamento dos elementos terras raras é muito similar entre os litotipos amostrados, com exceção do enclave máfico e o representante do enclave

félscico mais diferenciado (2008-2.1d). As curvas ETR apresentam declividade characteristicamente negativa decrescendo em valores do La para o Lu, apresentando razões La/Yb<sub>(N)</sub> entre 14 e 18, com quedas mais acentuadas entre o La e Sm (elementos terras raras leves), e mais suaves entre o Dy e Lu (elementos terras raras pesados), quando se apresentam quase que de maneira horizontal.

O enclave félscico mais diferenciado apresenta anomalia negativa de Eu claramente mais pronunciada, o contrário ocorrendo com o enclave máfico. Nas demais amostras é possível observar que os granitos apresentam anomalias um pouco mais negativas com relação aos enclaves microgranulares félscicos.

## 9. Interpretação dos Resultados

### 9.1. Granito Itapeti

O estudo de campo realizado na pedreira do Granito Itapeti indicou que neste plúton é comum a ocorrência de enclaves de diferentes naturezas, como os enclaves microgranulares félscicos, os enclaves cumuláticos, e os enclaves metamórficos (micáceos e cálcio-silicáticos), além da presença de zonas de cisalhamento preenchidas por material aparentemente de caráter magmático tardio, dado pela presença de porções pegmatóides e bolsões que concentram frações graníticas mais diferenciadas, devido à abundância de feldspatos alcalinos.

A partir das observações de campo na Pedreira Itapeti foi possível determinar que os contatos entre a maioria dos enclaves e o granito hospedeiro são abruptos, sem indicações de reação. No caso dos enclaves microgranulares félscicos, entretanto observa-se que ocorrem xenocristais de minerais de composição e dimensões similares aos cristais do granito hospedeiro, indicando que estes dois "magmas" reagiram de certa forma entre si.

Os enclaves metamórficos são interpretados como pedaços da rocha encaixante do Granito Itapeti (xenólitos), correspondentes aos níveis de metassedimentos do Complexo Embu. Provavelmente, esses xenólitos foram incorporados ao "mush" granítico durante eventos de colapso das paredes da câmara magmática (eventos de *stoping*) concomitantes às injeções na câmara do magma formador dos enclaves micrograníticos, uma vez que ambos os enclaves encontram-se concentrados em determinados níveis, e foram observadas feições do tipo "sanduíche" em campo, nas quais pedaços de metassedimentos estavam encaixados nos enclaves microgranulares félscicos. As reações de substituição presentes nos enclaves metamórficos, como biotita → clorita e ilmenita → titanita, devem-se provavelmente à interação do xenólito com o magma que o transportou, uma vez que correspondem a reações também observadas no granito e no enclave microgranular félscico. É possível que tenha havido uma contaminação do granito hospedeiro por assimilação dos

metassedimentos incorporados, como sugerido pela presença de poucos cristais de turmalina no granito.

Os enclaves félscos, por sua vez, parecem ter sua origem ligada à interação do magma formador do granito hospedeiro com um novo magma invasor. Esta interação, entretanto, deve ter se dado em um estágio avançado de cristalização do hospedeiro, uma vez que não houve formação de híbridos, e sim uma incorporação de material já cristalizado (xenocristais) por parte do magma invasor. Feições como formatos arredondados dos xenocristais, corrosão de suas bordas e formação de zoneamento do tipo inverso em xenocristais de plagioclásio indicam que a interação entre os dois magmas não se deu em equilíbrio.

Os enclaves microgranulares félscos apresentam associação mineral muito similar à do granito hospedeiro, com os mesmos minerais em proporções modais próximas, além das mesmas reações de substituição tardias que ocorrem no granito (por exemplo, biotita → clorita). Quimicamente, entretanto, os enclaves micrograníticos e seu granito hospedeiro apresentam composições químicas levemente distintas. O índice de diferenciação utilizado ( $FMT = Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ ), mostra claramente a natureza um pouco mais máfica dos enclaves micrograníticos (Figuras 1, 2 e 3 – Anexo IV).

Parâmetros como a porcentagem de óxidos como  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  e  $P_2O_5$  demonstram que os enclaves micrograníticos são caracteristicamente mais primitivos com relação ao granito hospedeiro. Os mais elevados de #Mg para os enclaves félscos corroboram uma menor diferenciação destes com relação ao granito; dois dados de enclaves de Alves (2009) aqui apresentados, apresentam entretanto valores de #Mg menores que os dos granitos, sugerindo que haja uma variação composicional dentro do grupo dos enclaves microgranulares félscos.

As concentrações geralmente um pouco mais elevadas de Zr nos enclaves félscos com relação aos granitos sugerem que os enclaves derivaram de um magma de mais alta temperatura, e consequentemente mais primitivo (Watson & Harrison, 1983). Observa-se, entretanto, que duas amostras de Granito Itapeti de Alves (2009) apresentam concentrações de Zr próximas às dos enclaves micrograníticos.

Com base nas altas razões  $Rb/Sr$  e baixas razões  $Th/U$ , é possível afirmar que ambas as rochas atingiram alto grau de fracionamento, mais elevado para os granitos. Os valores de U sugerem que os magmas parentais de ambas as rochas possuem contribuições de uma fonte provavelmente relacionada à crosta continental superior.

A partir da comparação química entre enclaves félscos e granitos é possível afirmar que os enclaves derivam de um magma composicionalmente similar, mas um pouco mais primitivo, mas não existem evidências da presença de magma básico na formação dos enclaves, uma situação análoga à observada por Alves (2009) no vizinho Granito Mauá. O modelo preferido para geração dos enclaves micrograníticos é similar ao proposto por Alves

(2009). Devido ao comportamento reológico do magma hospedeiro, os dois magmas pouco reagiram, exceto pelo fato de cristais do *mush* terem sido incorporados pelo magma invasor na forma de xenocristais; a individualização do magma invasor na forma de enclaves deve-se provavelmente ao contraste de temperatura com o magma residente na câmara, o que fez com que o novo magma se “congelasse” dentro do granito já em processo avançado de cristalização.

## 9.2. Granito Salto

O Granito Salto caracteriza-se como um plúton composicionalmente variado, constituído por diferentes fácies graníticas, as quais possuem características texturais e compostionais que as diferenciam no campo.

No mapa apresentado por Galembeck (1997) (Anexo I – Figura 7), a distribuição das diferentes fácies constituintes do plúton dá-se de maneira algo irregular, aparentemente não apresentando nenhum tipo de zonalidade melhor definida. Entretanto, com base nos afloramentos visitados durante este trabalho, sugere-se que ela possa refletir diferentes níveis da pretérita câmara magmática.

A fácie granito equigranular róseo tem características que indicam uma cristalização em condições de pressão baixa (~1 kbar), como cavidades miarolíticas associadas a lentes de material pegmatóide. A petrografia e química indicam que ela corresponde às rochas graníticas mais diferenciadas do plúton (menores valores do índice FMT do conjunto granito/enclaves félsicos e maior saturação em sílica). Deste modo, esta unidade parece marcar os níveis mais rasos da câmara magmática, possivelmente o seu topo.

As relações entre as fácies granito vermelho e granito rapakivi sugerem que elas se distinguem apenas pela cor, uma vez que a química e a petrografia são similares; ambas apresentam a textura rapakivi e as composições químicas dos feldspatos são muito próximas. Possivelmente a coloração característica da fácie granito vermelho se deu devido a reações do tipo hidrotermais tardias, também sugerida pela ocorrência comum de processos de epidotização nesta fácie.

Uma observação de campo importante é a de que os enclaves microgranulares félsicos são muito abundantes nas fácies granito rapakivi e sua variante, o granito vermelho, pouco abundantes (mas presentes) no granito equigranular róseo de topo, e ausentes no granito pôrfiro. Além disto, a ocorrência de enclaves maficos como inclusões nos enclaves félsicos sugere algum tipo de vínculo entre eles.

A matriz do granito pôrfiro, quando mais homogênea e com poucos xenocristais, se assemelha muito às feições dos enclaves microgranulares félsicos, sugerindo que os enclaves félsicos poderiam corresponder a “isolamentos” no granito rapakivi do magma formador da matriz do pôrfiro.

A química dos enclaves félsicos sugere uma interação entre magmas com graus de diferenciação distintos, uma vez que eles guardam características ora primitivas (como maior teor de máficos com relação ao hospedeiro) ora mais diferenciadas (como altas razões de Rb/Sr).

Algumas observações de campo sugerem que a entrada de um magma mais máfico (representado na forma dos enclaves máficos), por ter temperatura *solidus* mais elevada, pode ter causado uma refusão e/ou remobilização dos materiais mais fundíveis do *mush* granítico, e este líquido sofrendo contaminação pelo magma máfico pode ter formado os enclaves félsicos. Assim como no Granito Itapeti, é considerado que durante a invasão do magma formador dos enclaves o magma hospedeiro já estivesse em estágios avançados de cristalização devido à presença de xenocristais e xenólitos do granito capturados pelo enclave, além da presença constante de contatos abruptos entre enclaves e granito, sugerindo que não houve reações em estado líquido entre eles.

## 10. Conclusões

Os granitos Itapeti e Salto são caracterizados como rochas afetadas pela invasão de pulsos magmáticos tardios na câmara magmática, que deram origem a enclaves microgranulares félsicos; entretanto, ambos guardam características únicas que os distinguem.

O Granito Itapeti, por ter sua cristalização concomitante com a fase tardi-tectônica do ciclo Brasiliano, apresenta fortes características deformacionais (e.g., forma alongada do plúton, presença de rochas milonitizadas e orientação de cristais por foliação de estado sólido) que o distinguem do Granito Salto, onde as feições de deformação, como cristais de quartzo com extinção ondulante e porções quartzo-feldpáticos cominuídas, devem estar relacionadas com o comportamento sólido-plástico da rocha a avançados estágios de cristalização, e não a esforços externos.

Ambos os plútões apresentam feições de substituição mineral de caráter tardio (biotita → clorita, ilmenita → titanita, saussurização nos plagioclásios) tanto nos granitos predominantes como nos enclaves microgranulares félsicos.

O Granito Itapeti, entretanto, apresenta xenólitos dos metassedimentos encaixantes, os quais aparentemente contaminaram o granito durante a sua incorporação (e.g., presença de cristais de turmalina em diversas amostras do granito).

Os enclaves microgranulares félsicos em ambas as ocorrências parecem provir de novos pulsos magmáticos que invadiram a câmara magmática com o magma já em processo de cristalização, o que é evidenciado pela presença de xenocristais e xenólitos do granito. No Granito Itapeti o contraste químico entre rocha hospedeira e enclave microgranítico é sutil, e não há evidências de participação de magmas básicos na formação dos enclaves.

Aparentemente, o que determinou a formação dos enclaves foi o contraste de temperatura entre o magma que deu origem a eles e o *mush* granítico que foi invadido (Alves, 2009).

No Granito Salto, há evidências de que houve participação de magma mais básico na origem dos enclaves microgranulares félscos, dadas pela ocorrência de enclaves máficos que ocorrem como inclusão nesses últimos, além de diversas outras feições indicativas de desequilíbrio químico, como a própria textura rapakivi e ocorrência de cristais de quartzo manteados por minerais máficos. Devido às suas temperaturas mais elevadas, esses magmas básicos podem ter provocado fusão a temperaturas mais elevadas da área fonte ou mesmo de porções parcial ou totalmente cristalizadas da câmara magmática, e o líquido assim gerado deve ter interagido com o magma básico invasor, contribuindo para seu caráter químico mais primitivo com relação ao granito hospedeiro.

### Referências Bibliográficas

- ALVES, A., JANASI, V.A., PINTO, R.H. 2003. Os granitos da região de Mogi das Cruzes, SP: novos dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, *Boletim de Resumos*, p. 35.
- ALVES, A. 2009. *Petrogênese de plútôns graníticos do Leste Paulista: geocronologia, geoquímica elemental e isotópica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 194 p.
- ARVIN, M., DARGAHI, S., BABAEI, A.A. 2004. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 105-113.
- BARBARIN, B. & DIDIER, J. 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. In: Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, *Transactions*, 83(1-2): 145-153.
- BOYNTON, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.
- CAMPOS NETO, M.C. 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp: 335-365.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- CHAPPELL, B.W. 1996. Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(3): 449-470.

- DIDIER, J. 1973. *Granites and their enclaves. Developments in Petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam.
- ELBURG, M.A. 1996. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Lithos*, 38: 1-22.
- FILIPOV, M. & JANASI, V.A. 2001. The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 341-348.
- GALEMBECK, T.M.B. 1997. *O complexo múltiplo, centrado e plurisserial Itu-SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 374 p.
- HAWKINS, D.P. & WIEBE, R.A. 2004. Discrete stoping events in granite plutons: A signature of eruptions from silicic magma chambers? *Geology*, 32(12): 1021-1024.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51(1-4): 351-374.
- JANASI, V.A., VLACH, S.R.F., ALVES, A. 2006. Origin of the rapakivi texture and other features related to felsic-basic magma interaction in the Salto Pluton, Itu Granitic Province, SE Brazil: petrographic and geologic evidence. In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, PA, Brazil, CD-ROM.
- JANASI, V.A., VLACH, S.R.F., CAMPOS NETO, M.C., ULBRICH, H.H.G.J. 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. In: Canadian Mineralogist.
- LEITE, R.J., HEAMAN, L.M., JANASI, V.A., MARTINS, L., CREASER, R.A. 2007. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiaí Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2-3): 193-212.
- MORAIS, S.M. 1995. *Granito Itapeti, SP: petrografia, litoquímica e tipologia do zircão*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 130 p.
- MORI, P.E., REEVES, S., CORREIA, C.T., HAUCCA, M. 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 441-446.
- NAVARRO, M.S. 2004. *A Implantação de Rotina, e seu Refinamento, para a Determinação de Elementos Terras Raras em Materiais Geológicos por ICP-OES e ICP-MS: aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 132 p.

- PLÁ CID, J., NARDI, L.V.S., STABEL, L.Z., CONCEIÇÃO, R.V., BALZARETTI, N.M. 2003. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**(4): 444-459.
- TOPFNER, C. 1996. Brasiliano-granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien- eine Vergleichende studie. *Münchner Geol. Hefte*, A17.
- VERNON, R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, **309**: 438-439.
- VLACH, S.R.F., JANASI, V.A., VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1990. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. In: SBG, XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN, *Anais*, pp: 1700-1711.
- VLACH, S.R.F. 1993. *Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, 414 p.
- WAIGHT, T.E., MAAS, R., NICHOLLS, I.A. 2001. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Lithos*, **56**: 165-185.
- WAIGHT, T.E., WIEBE, R.A., KROGSTAD, E.J. 2007. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. *Lithos*, **93**(3-4): 234-247.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**: 295-304.
- WERNICK, E. & FERREIRA, C.J. 1987. Um expressivo dique sinintrusivo no Granito Itaqui, arredores da cidade de São Paulo. In: SBG, VI Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, SP, *Atas*, PP: 135-148.
- WERNICK, E., GALEMBECK, T.M.B., GODOY, A.M., HORMANN, P.K. 1997. Geochemical variability of the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**: 395-413.
- WIEBE, R.A., ADAMS, S.D. 1997. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. *The Journal of Geology*, **105**: 617-627.
- WIEBE, R.A., WARK, D.A., HAWKINS, D.P. 2007. Insights from quartz cathodoluminescence zoning into crystallization of the Vinalhaven granite, coastal Maine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**: 439-453.

**ANEXO I**

**Ilustrações de Localização e Acessos,**

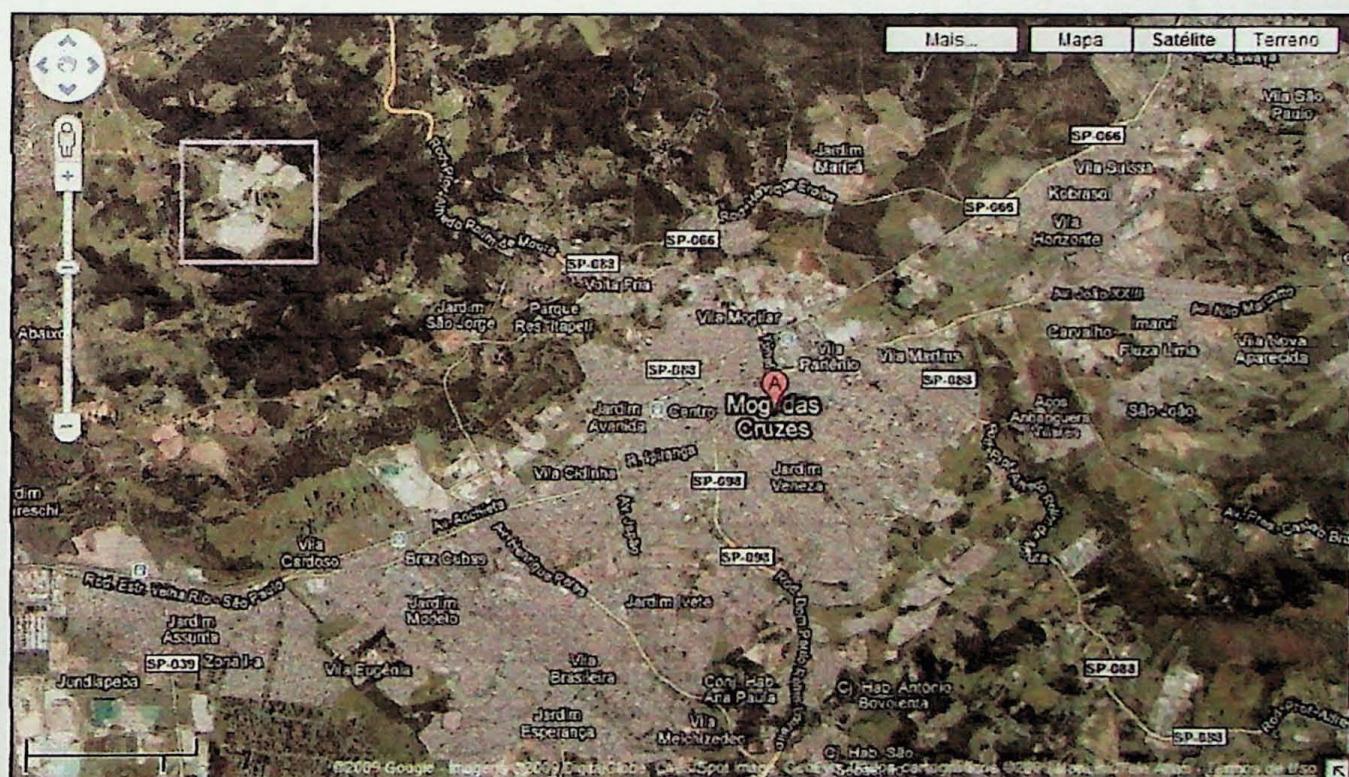
**Geologia Regional e Levantamentos de**

**Campo**

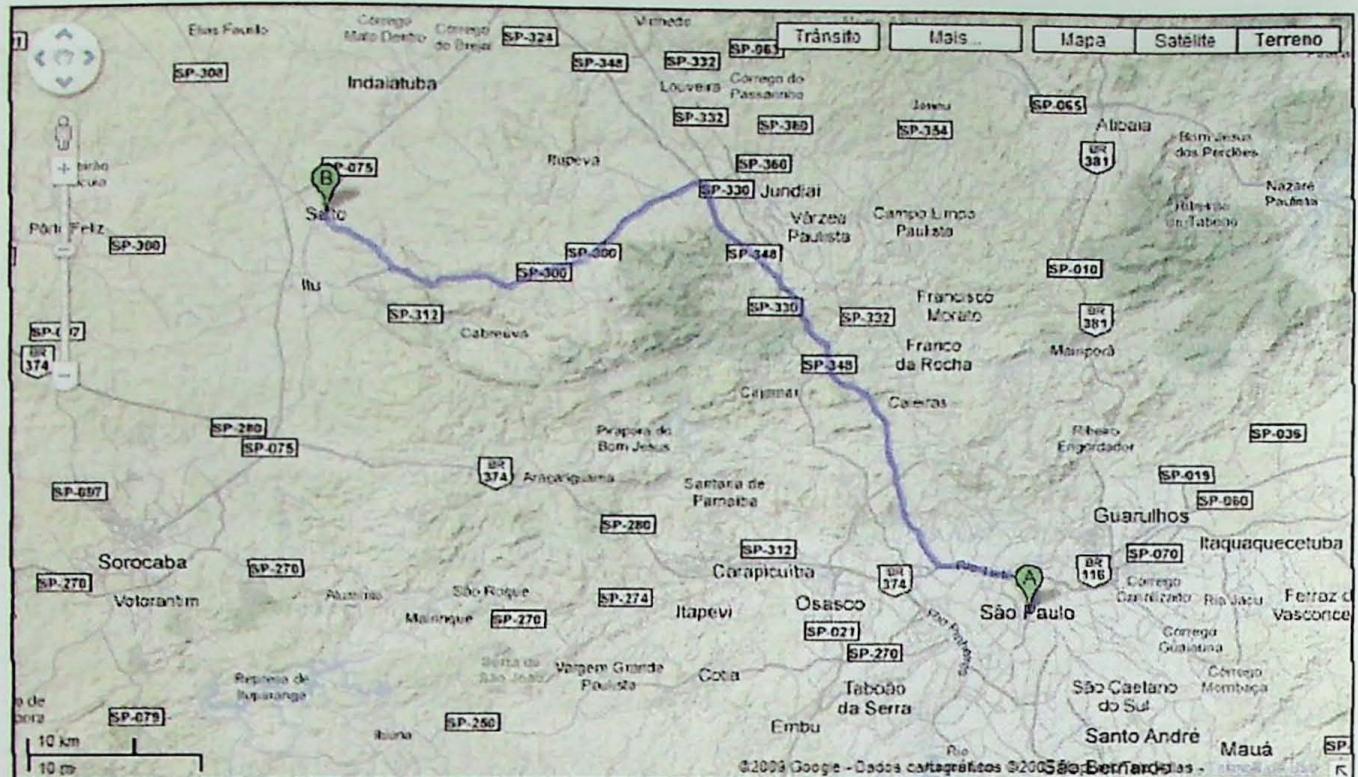




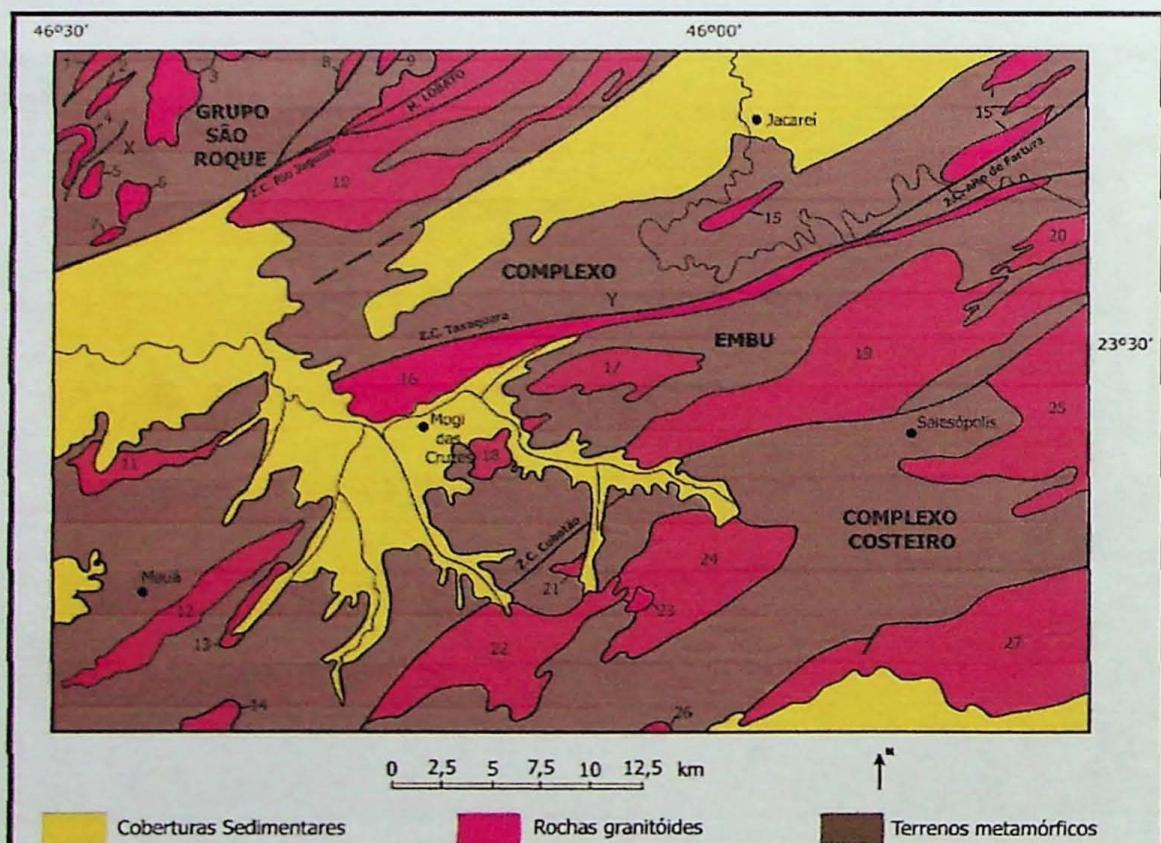
**Figura 1 – Mapa indicando a rota de acesso mais rápido à cidade de Mogi das Cruzes partindo-se da cidade de São Paulo. Extraída de <http://maps.google.com.br>.**



**Figura 2 – Localização da Pedreira Itapeti (no retângulo lilás) com relação à cidade de Mogi das Cruzes.**  
Extraída de <http://maps.google.com.br>.



**Figura 3 – Mapa de acesso à cidade de Salto partindo-se da cidade de São Paulo. Extraído de <http://maps.google.com.br>.**



**GRUPO SÃO ROQUE:** 1) Granitóides Jundiuvira; 2) Granitóides Guaravita; 3) Complexo Granítico de Pedra Branca; 4) Granitóides Gussoroca; 5) Granitóides da zona de falhas Tanque Grande-Ribeirão dos Macacos; 6) Granitóides Pau Pedra; 7) Granitóides Reago; 8) Granitóides Serra Lagoa; 9) Granitóides Pouso Alegre 2; X) Corpos Menores;

**COMPLEXO EMBU:** 10) Complexo Santa Isabel; 11) Granito-Gnaisse Itaquerá; 12) Granito Mauá; 13) Granito-Gnaisse Iupeba; 14) Granito Rio Grande da Serra; 15) Suite Jambeiro; 16) Granito Itapeti; 17) Granito Sabaúna; 18) Granito Mogi das Cruzes; 19) Suite Santa Branca-Santa Catarina; 20) Granitóides Saito; Y) Corpos Menores;

**COMPLEXO COSTEIRO:** 21) Granito Biribita-Açu; 22) Granito Taiaçuepeba; 23) Granito Garrafão; 24) Granito Cruz do Alto; 25) Granito Natividade; 26) Granito Itapanháu; 27) Granito Pico do Papagaio.

Figura 4 – Mapa geológico simplificado da região a leste da cidade de São Paulo, com indicação para as rochas granítoides. Modificado de Morais (1995).

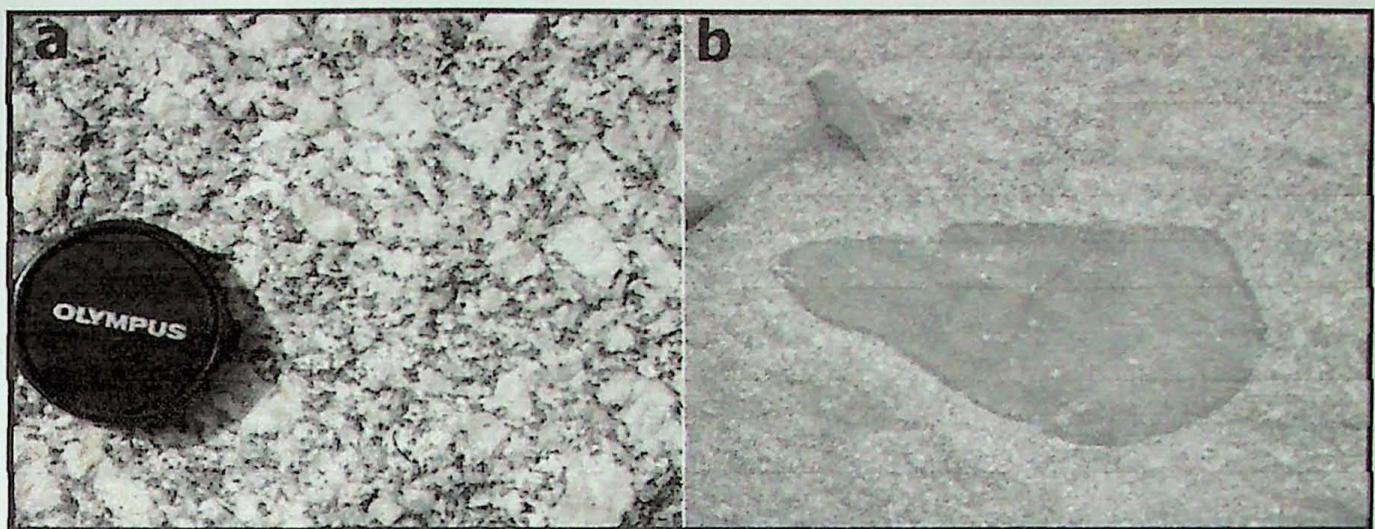


Figura 5 – Aspectos de campo de granitos do plátano Itapeti: (a) Granito porfirítico com megacristais de feldspato potássico, tipo petrográfico mais abundante; (b) Enclave cinza escuro arredondado de forma elipsoidal com contornos delineados por borda de granulação mais fina.

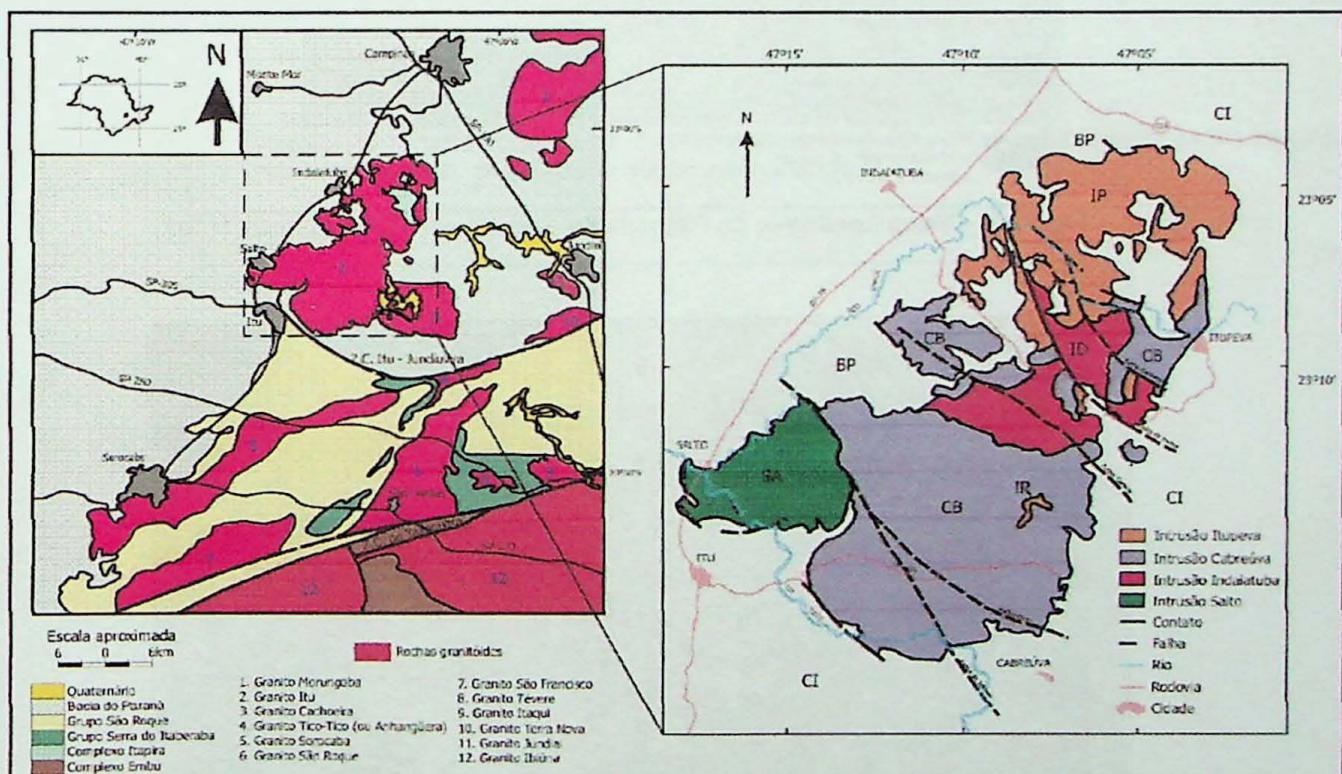


Figura 6 – Mapa geológico da região de Itu, SP, com indicação para os corpos granítoides presentes. Destaque para o Granito Itu, com discriminação faciológica dos plátanos. Simplificado de Galembeck (1997). BP = Bacia do Paraná; CI = Complexo Itapira.

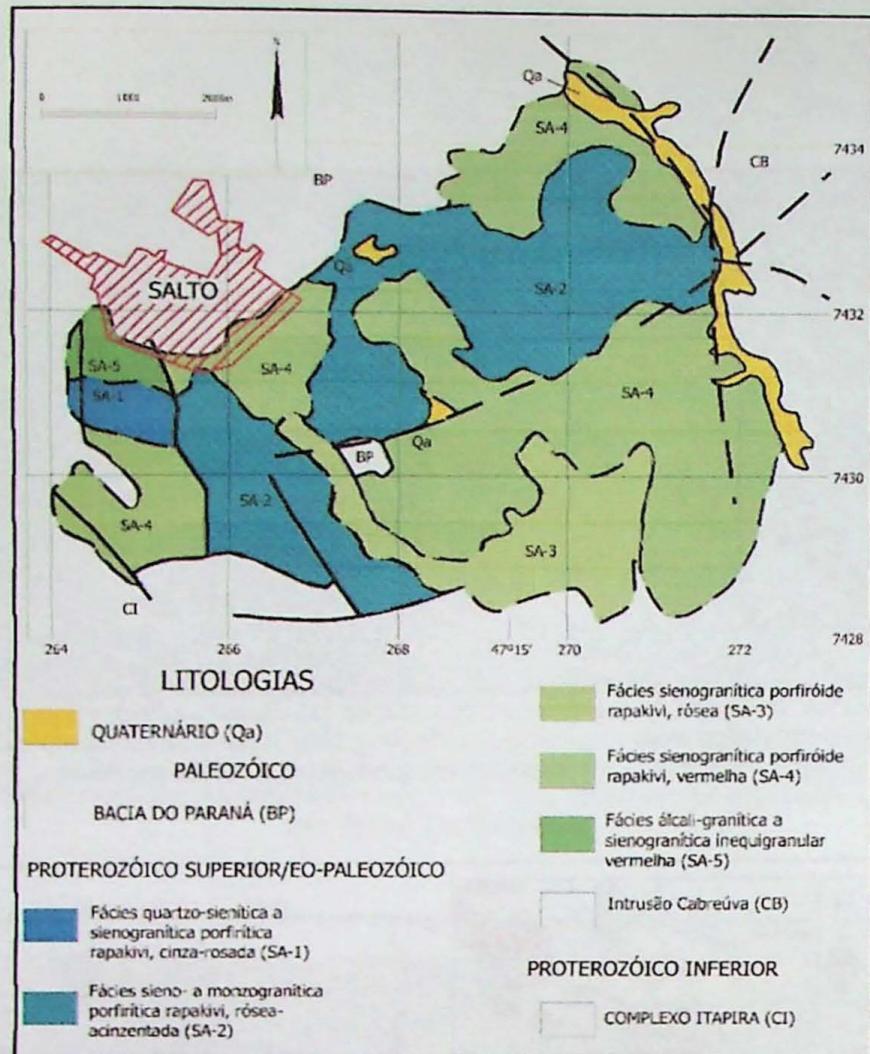


Figura 7 – Mapa faciológico do Plutônio Salto. Simplificado de Galembeck (1997).

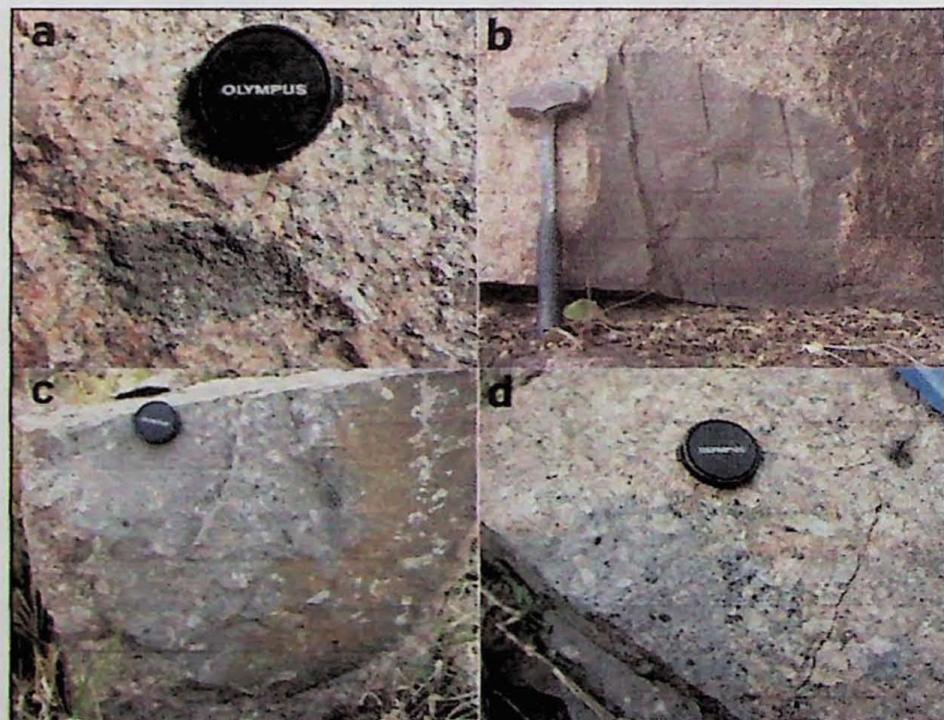
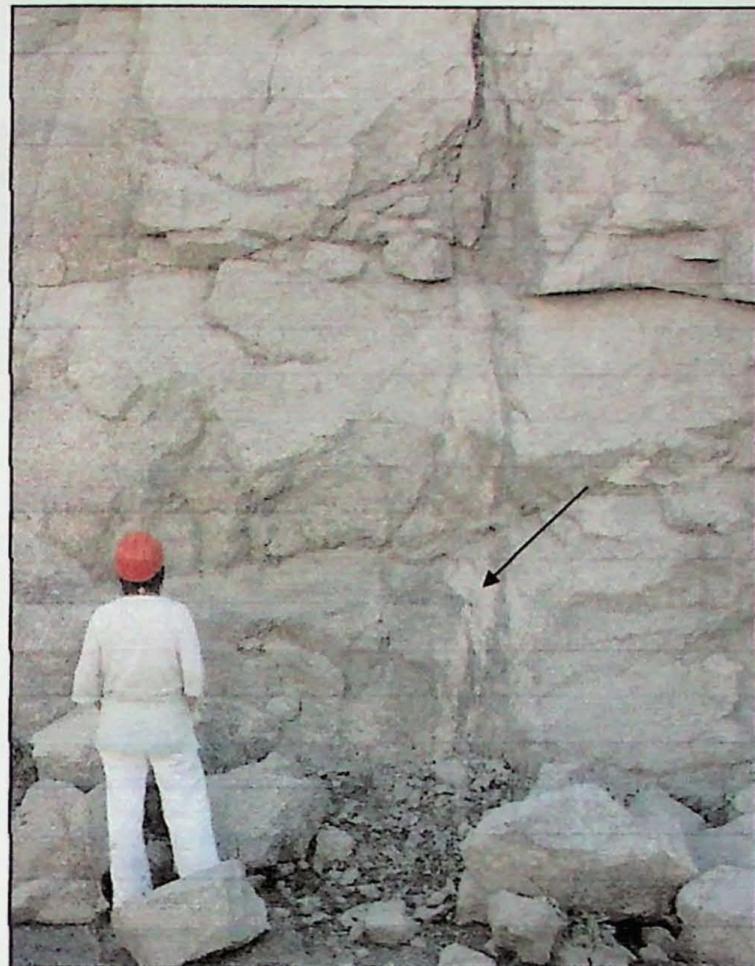


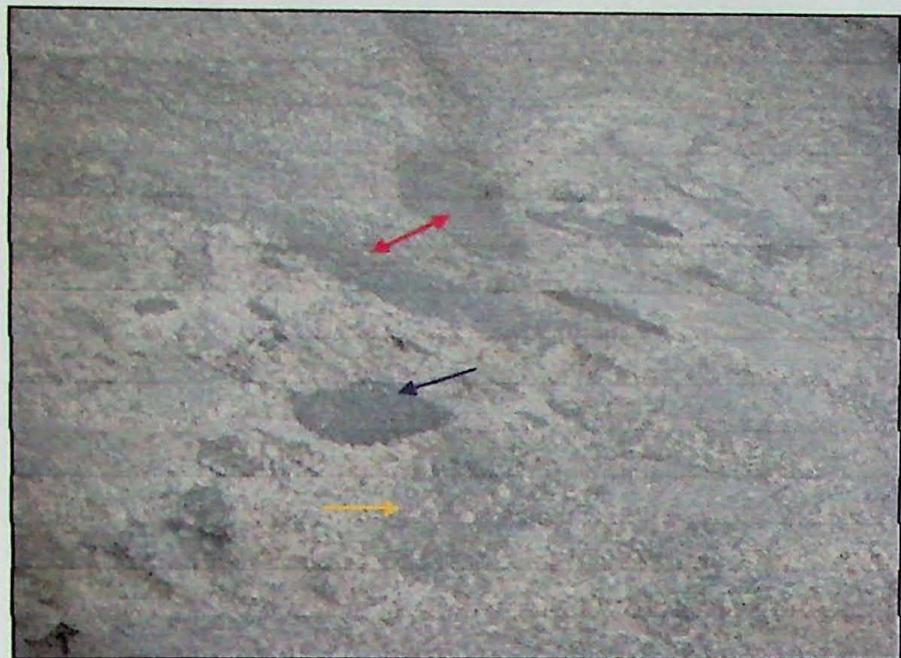
Figura 8 – Aspectos de campo de enclaves magmáticos microgranulares no Granito Salto, Complexo Granítóide Itu. (a) enclave mafico; (b) enclave microgranular felsico de contorno arredondado; (c) enclave felsico com xenocristais de quartzo e feldspatos (em parte com textura rapakivi); (d) enclave felsico com porções concentrando xenocristais, pequenos enclaves maficos, e contato sinuoso, irregular, com o granito hospedeiro.



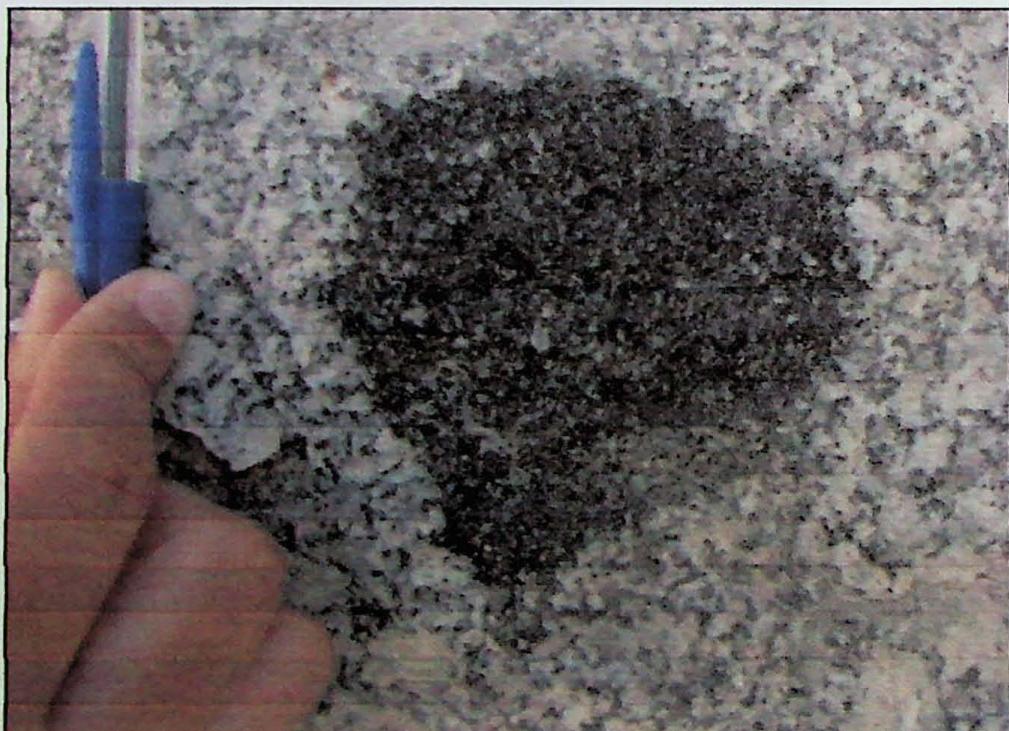
**Figura 9** – Granito hospedeiro cortado por zona de cisalhamento, onde ocorre uma rocha mais fina com porções pegmatóides (indicação pela seta).



**Figura 10** – Enclave microgranular félscico de dimensões métricas (indicado pela seta). Observar os inúmeros xenocristais de feldspato alcalino com forma arredondada no enclave.



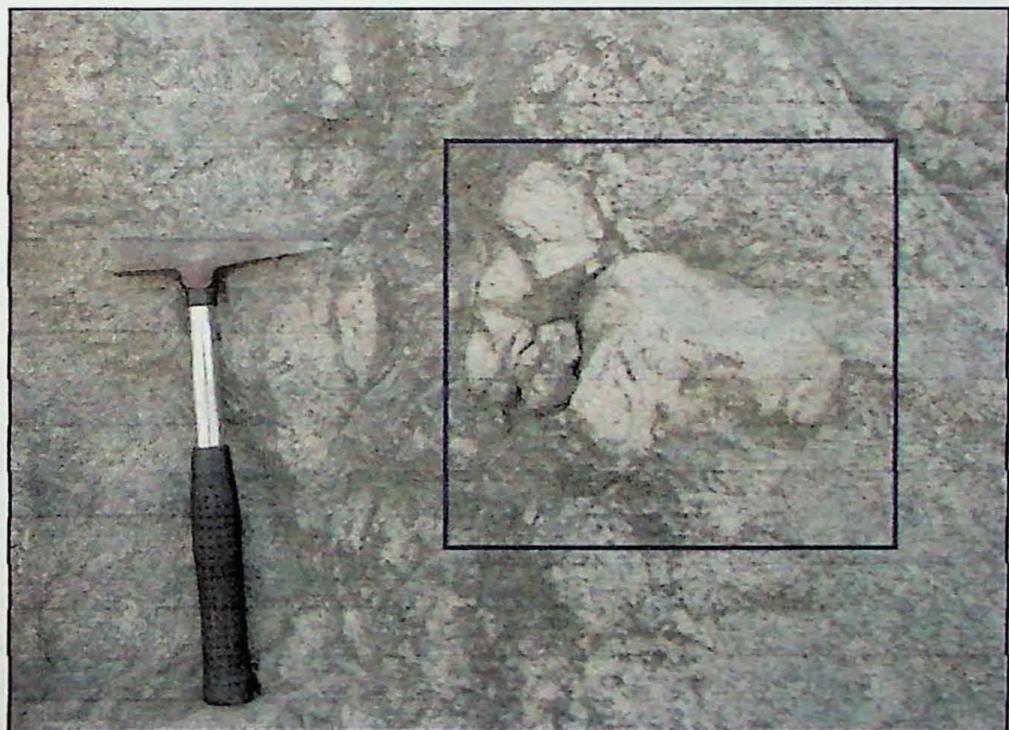
**Figura 11** – “Enxame” de enclaves microgranulares félscicos (indicados pela seta vermelha) e metamórficos (indicado pela seta azul) alongados, com alguns enclaves em parte porfíriticos (indicado pela seta amarela), como reflexo de uma foliação orientando a rocha.



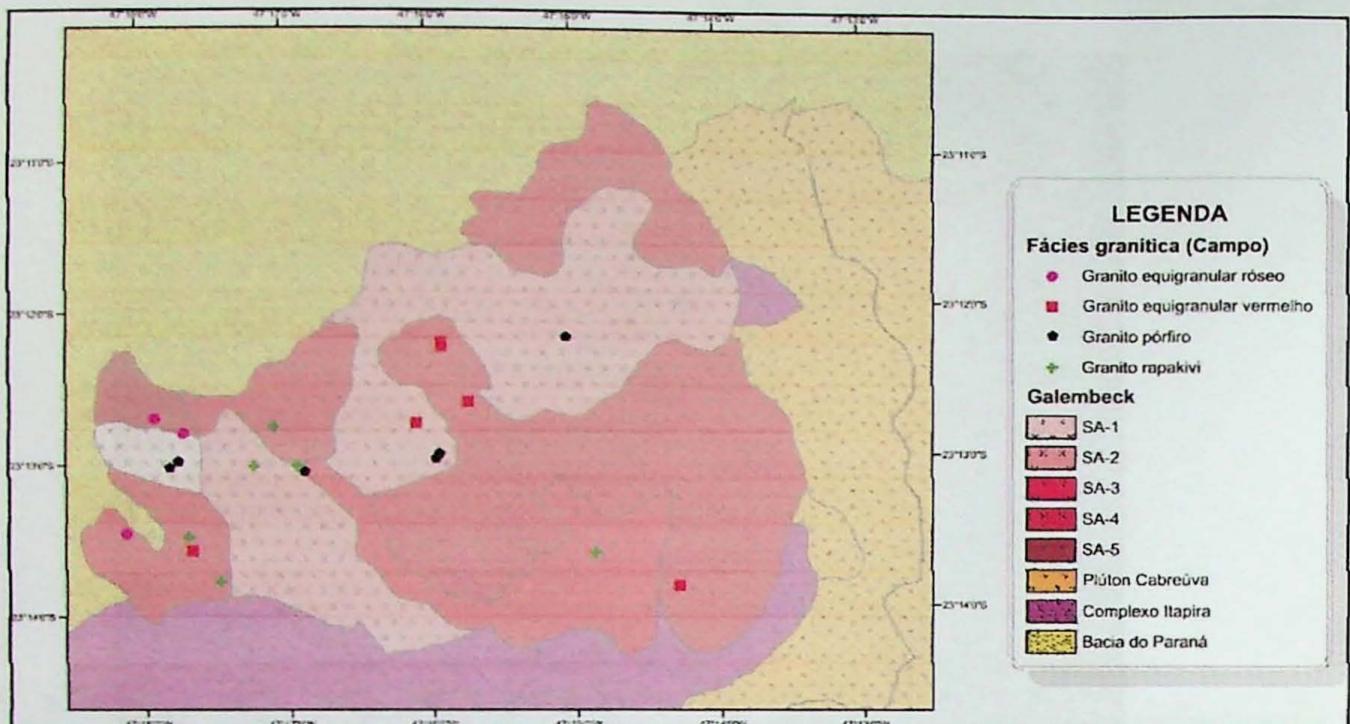
**Figura 12** – Enclave microgranular máfico visualmente rico em biotita, interpretado como um pedaço de cumulato.



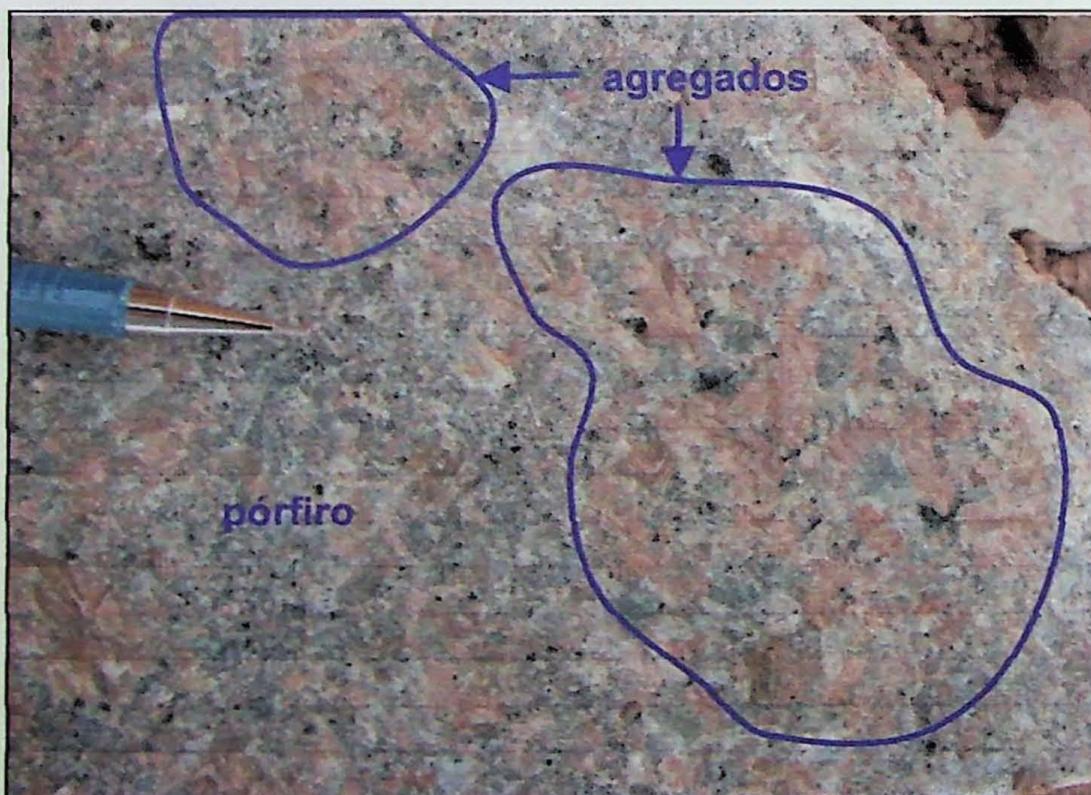
**Figura 13** – “Enxame” de enclaves com destaque para a rocha cálcio-silicática (indicado pela seta vermelha) e bolsão hololeucocrático (indicado pela seta azul).



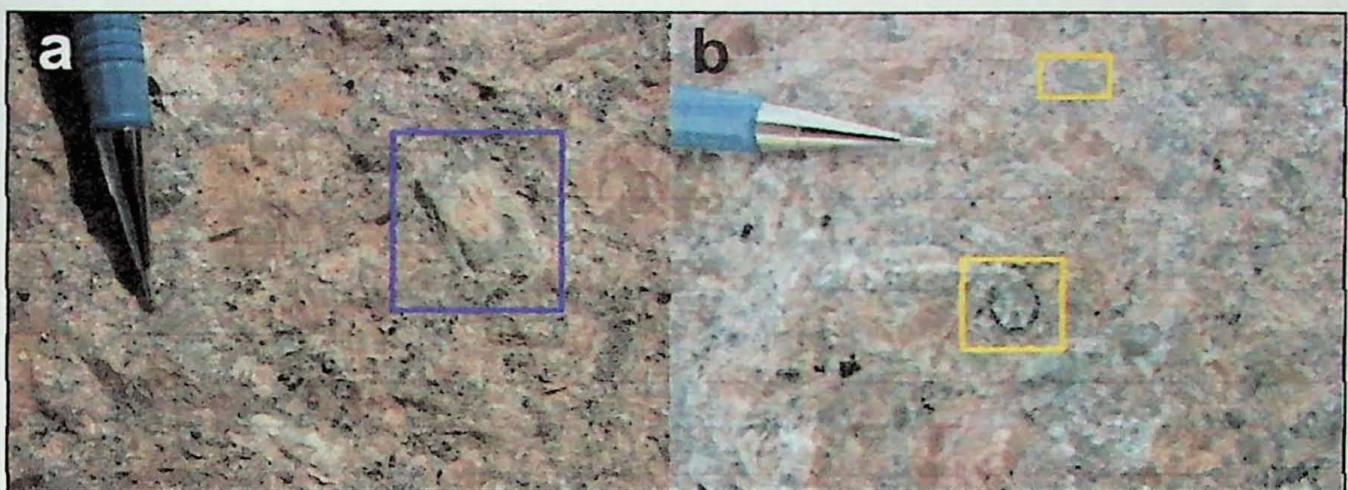
**Figura 14** – Aglomerado félscico (dentro do quadrado azul), composto predominantemente por fenocristais de feldspato potássico.



**Figura 15** – Mapa faciológico do Granito Salto, modificado de Galembeck (1997), com a localização dos diferentes afloramentos visitados em levantamentos de campo. Denominação das fácies (SA-1, SA-2...) segundo legenda da Figura 7 deste anexo.



**Figura 16** – Aspecto geral do granito pôrfiro, com destaque para as porções onde se concentram os agregados (dentro dos contornos azuis). Afloramento ITU-09-18.



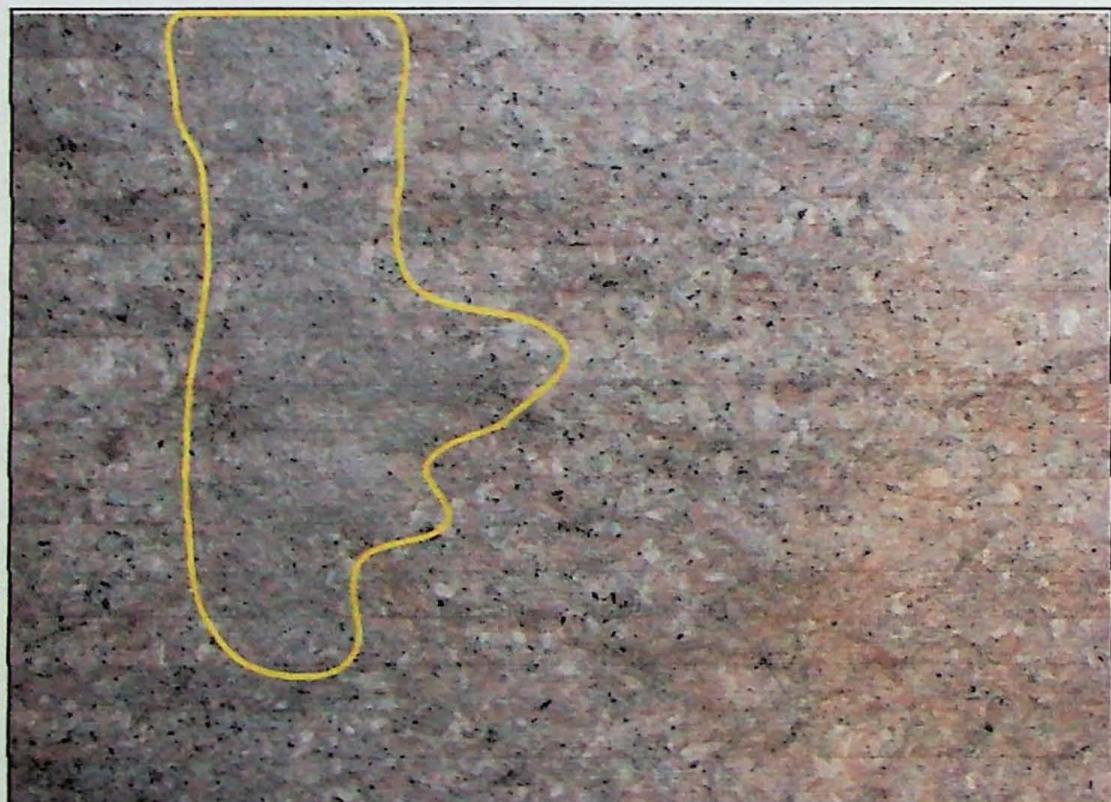
**Figura 17** - Feições texturais presentes no granito pôrfiro. (a) Destaque (em azul) para o cristal exibindo textura rapakivi, onde o feldspato potássico possui uma borda espessa de plagioclásio. (b) Destaques (em amarelo) para cristais de quartzo manteados por biotita. Afloramento ITU-09-18.



**Figura 18** - Porção do granito pôrfiro onde a proporção de matriz fina predomina sobre os fenocristais. Afloramento ITU-09-27.



**Figura 19** - Enclaves maficos no granito pôrfiro, notar a concentração de félscos ao redor dos enclaves de tamanho menor. (a) Afloramento ITU-09-18, (b) Afloramento ITU-09-33.



**Figura 20** – Em destaque, feição em semelhante a um enclave félscico no granito pôrfiro, provavelmente resultante da concentração do material que forma a matriz do granito. Afloramento ITU-09-27.

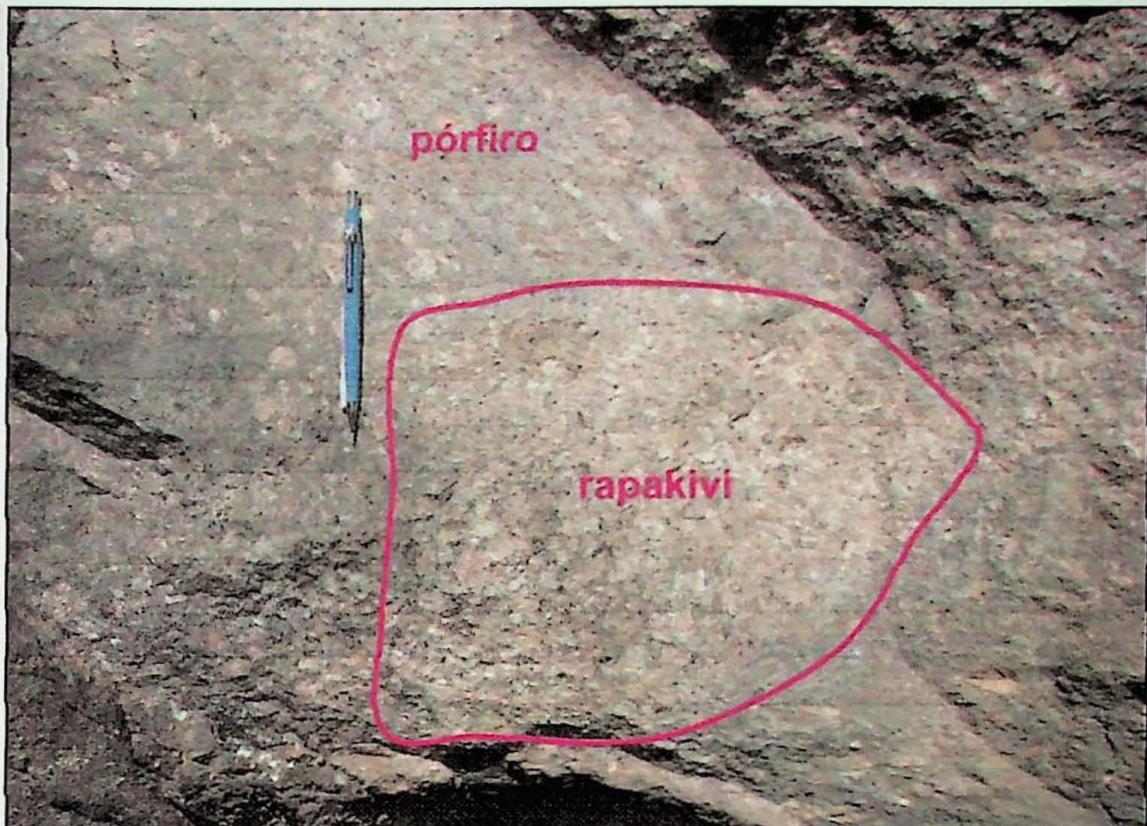


Figura 21 - Pedaço de granito rapakivi no granito pórfiro. Afloramento ITU-09-20.

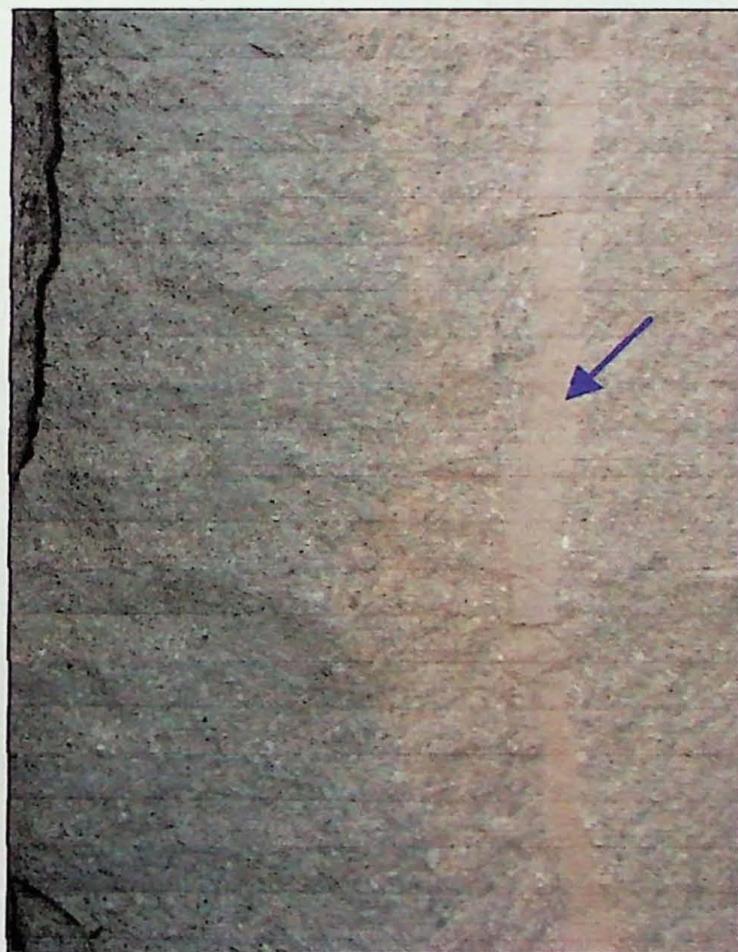


Figura 22 – Destaque (seta azul) para dique aplítico no granito pórfiro. Afloramento ITU-09-27.



Figura 23 - Aspecto geral do granito rapakivi. Afloramento ITU-09-23.

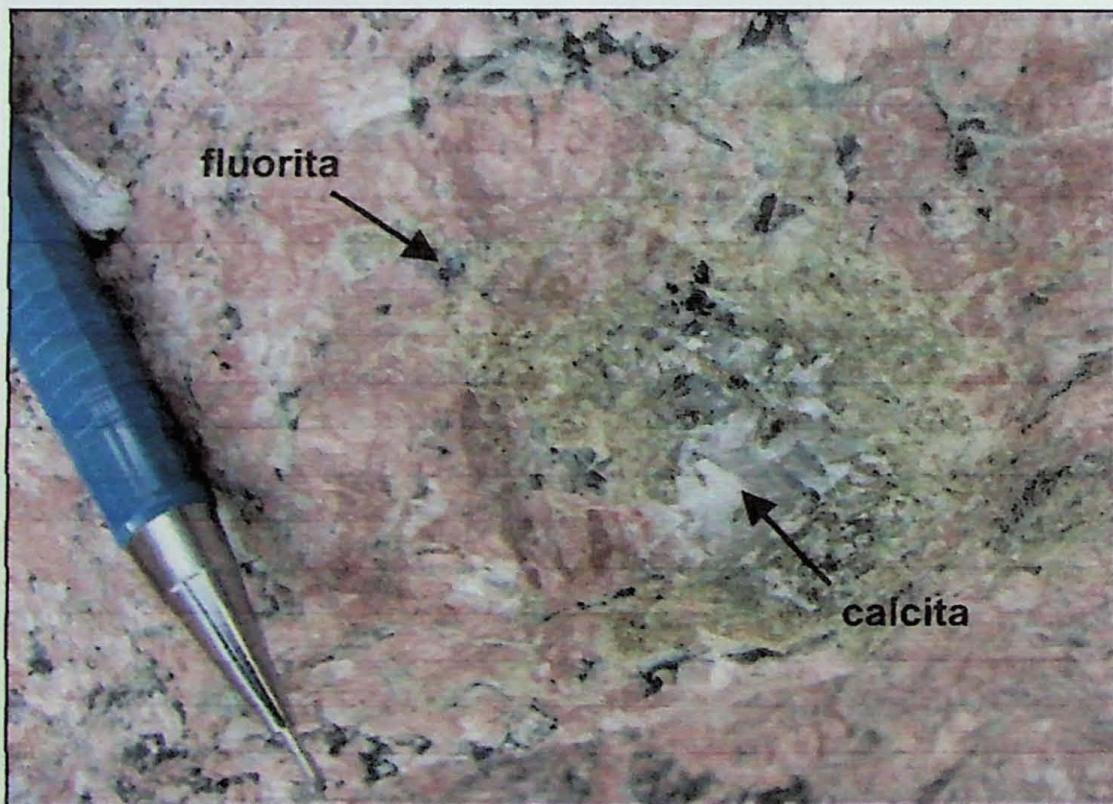


Figura 24 - Zona de intensa epidotização do granito rapakivi, com formação de calcita e fluorita. Afloramento ITU-09-21.

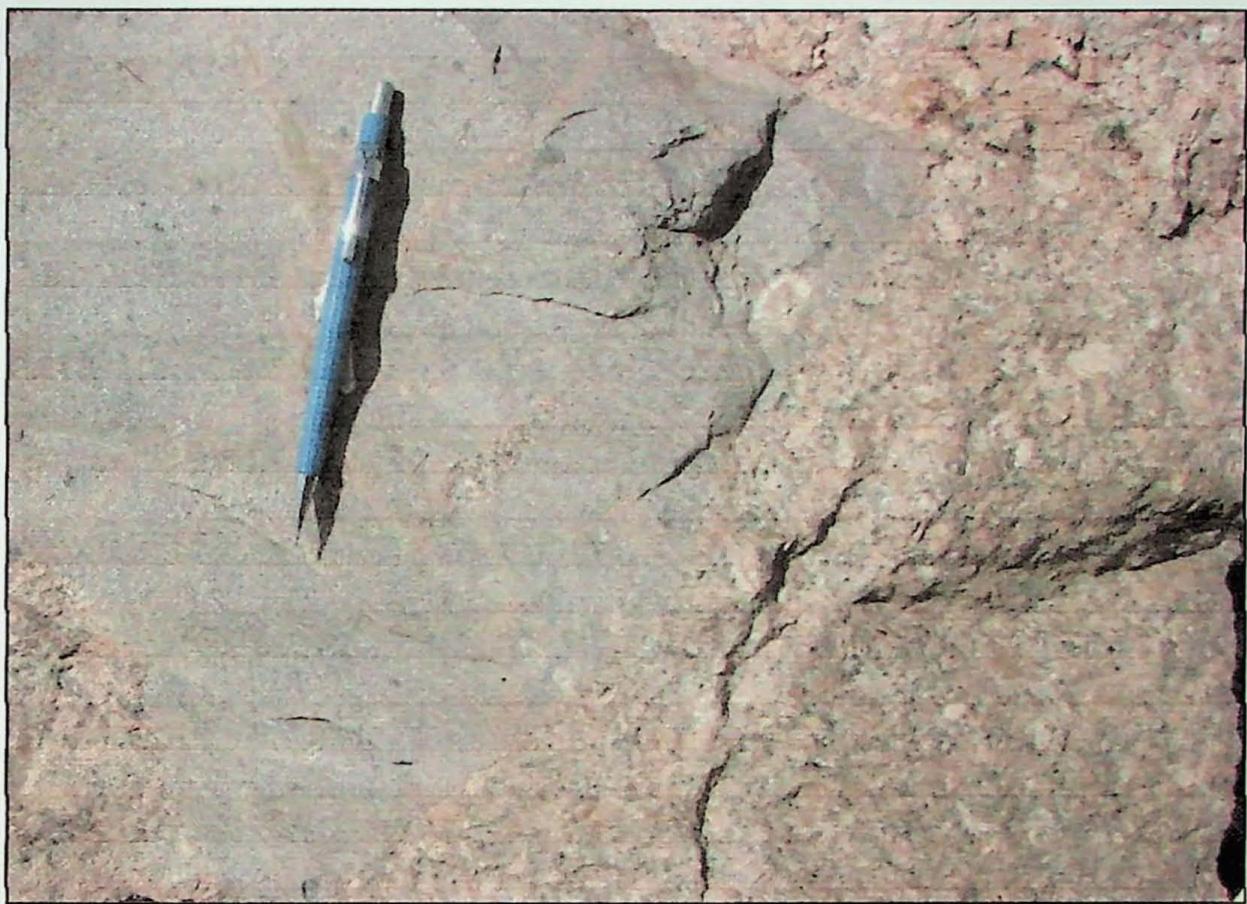


Figura 25 - Enclave felsico apresentando muitas fraturas no granito rapakivi. Afloramento ITU-09-21.

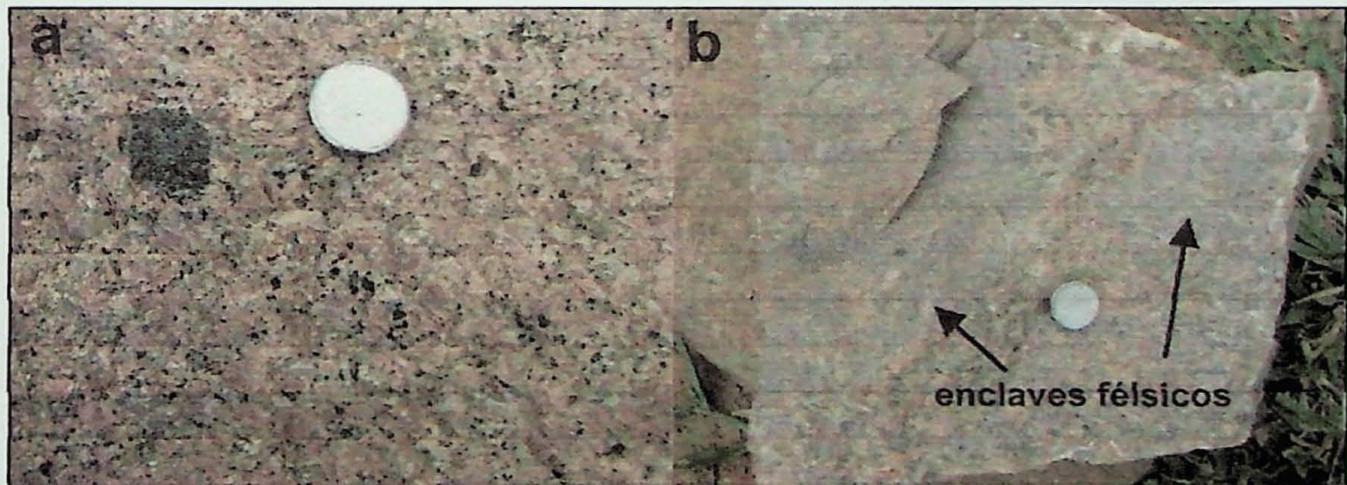


Figura 26 – (a) Enclave máfico no granito vermelho; notar borda fina de concentração de felsicos ao redor do enclave. Afloramento ITU-09-29. (b) Enclaves felsicos aparentemente desagregados no granito. Afloramento ITU-09-29b. Notar a diferença de coloração entre os dois granitos, como reflexo da atuação de hidrotermalismo.



Figura 27 – Enclave máfico aparentemente sendo “expelido” do enclave microgranular felsico. Afloramento ITU-09-29b.



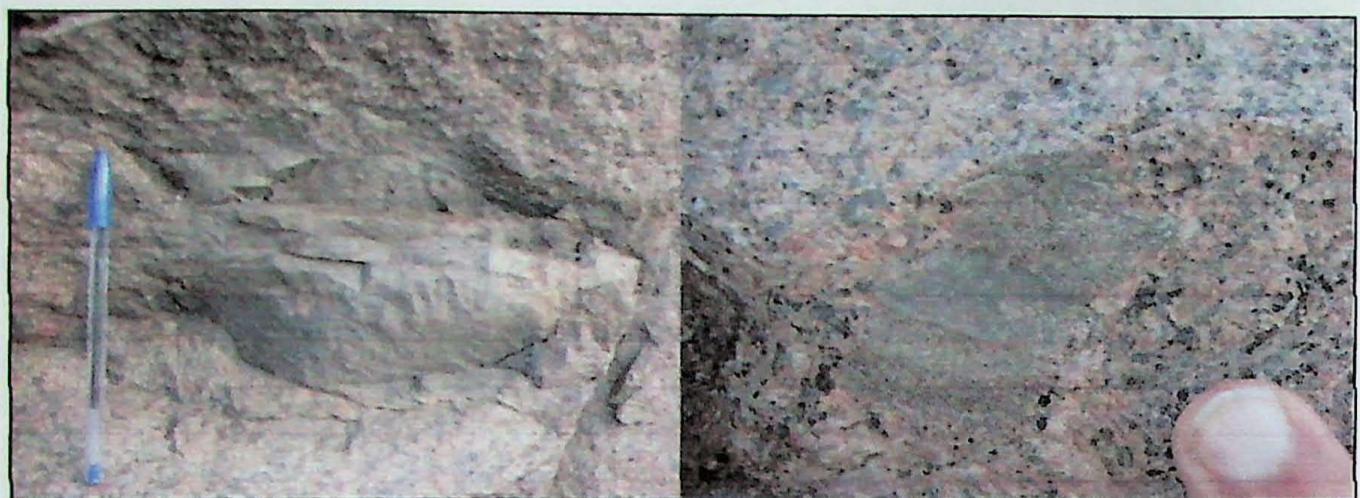
Figura 28 – “Venulações” e bandas de materiais máficos e finos. Notar concentração de felsicos em meio à banda mais máfica e em sua borda (indicado pelas setas). Afloramento ITU-09-30.



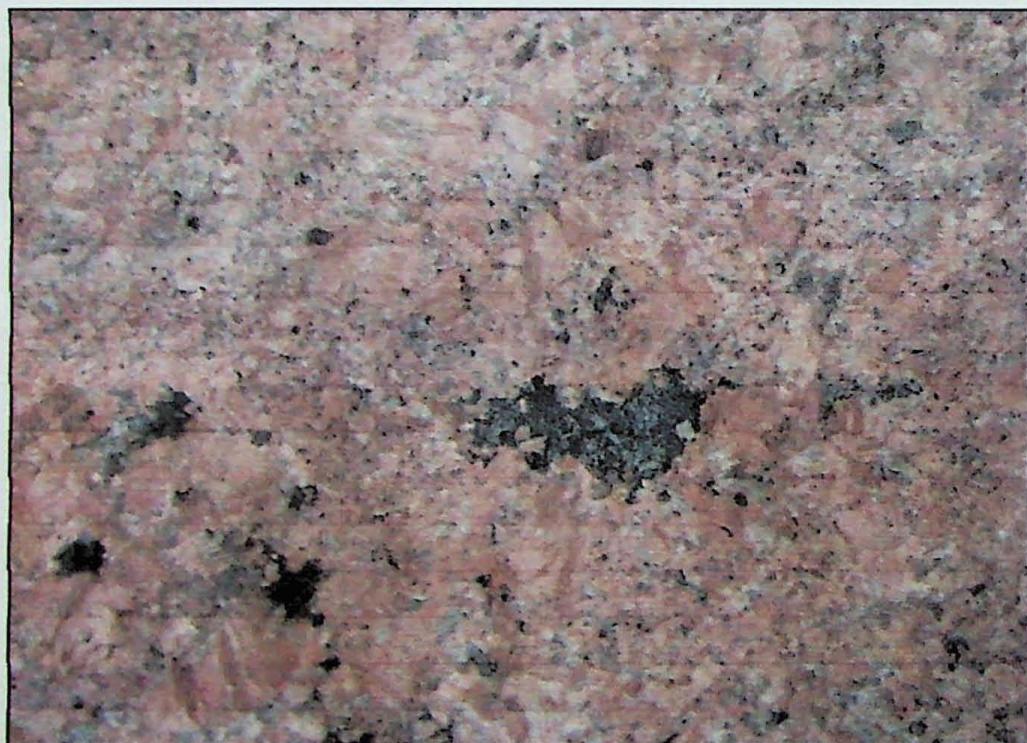
**Figura 29** – Aspecto geral do granito equigranular (localmente porfirítico) róseo. Notar a coloração mais escura de cristais de plagioclásio. Afloramento ITU-09-34.



**Figura 30** – Enclave máfico com concentração de félscio em sua borda. Afloramento ITU-06-16 (afloramento descrito pelo orientador deste trabalho, revisitado no segundo levantamento de campo).



**Figura 31 – Enclaves microgranulares félscicos no granito róseo. Afloramento ITU-09-34.**



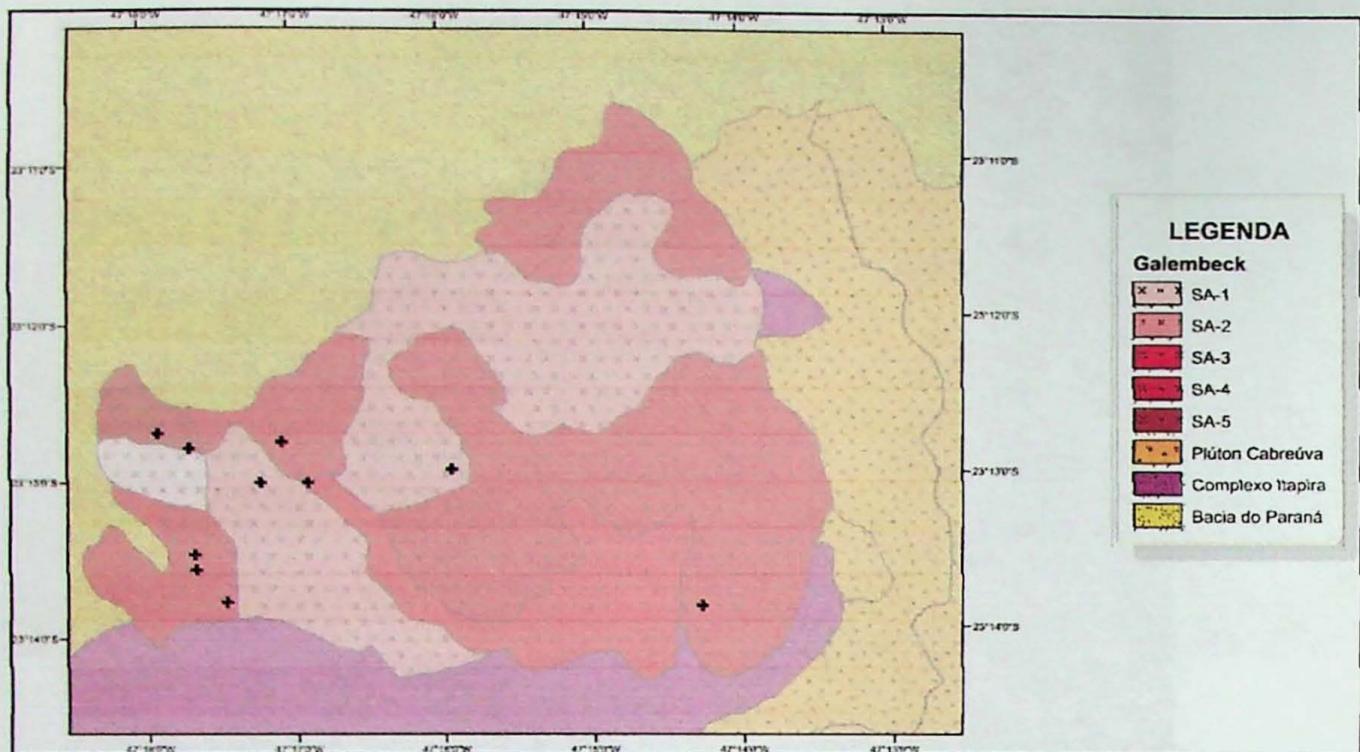
**Figura 32 - Porções pegmatóides com concentração de minerais metálicos no granito vermelho. Afloramento ITU-09-34.**



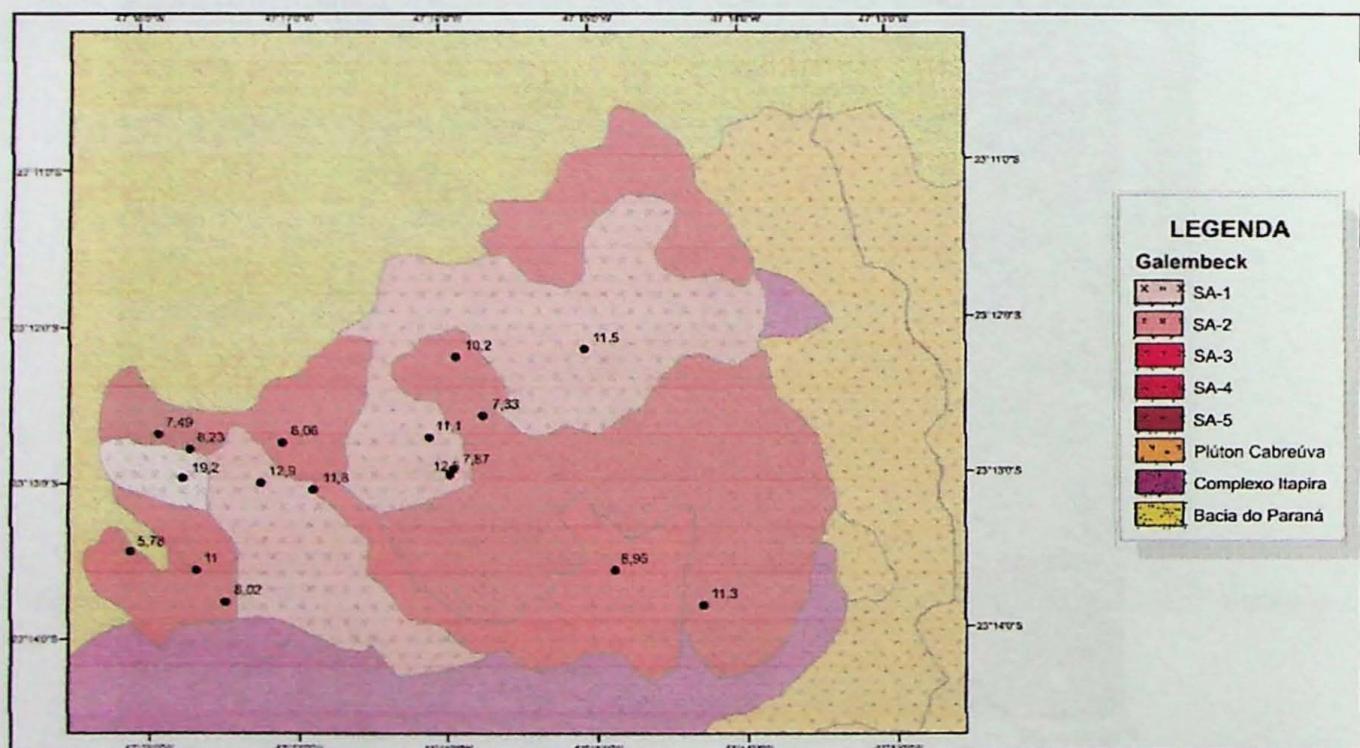
**Figura 33** – Diques aplíticos cortando o granito róseo. Afloramento ITU-09-34.



**Figura 34** – Cavidades miarolíticas na fácie de granito róseo. Afloramento ITU-09-34.



**Figura 35** – Localização dos afloramentos visitados (símbolo de cruz) que contêm enclaves microgranulares felsicos. Mapa faciológico do Granito Salto modificado de Galembeck (1997).

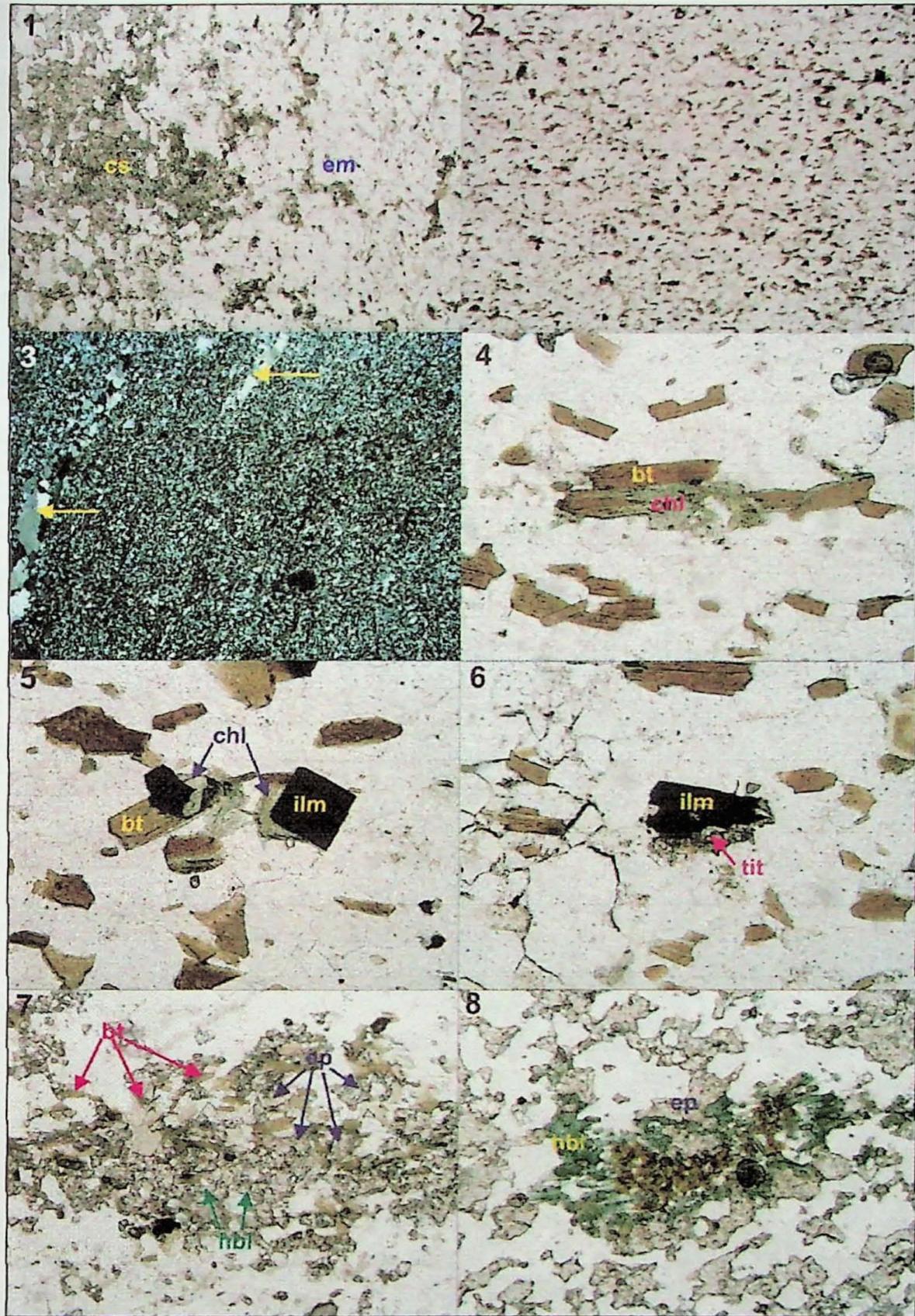


**Figura 36** – Distribuição dos valores de susceptibilidade magnética (em mSI) dos granitos hospedeiros das diferentes fácies graníticas do Granito Salto. Mapa faciológico do Granito Salto modificado de Galembeck (1997).

## **Anexo II**

# **Fotomicrografias de seções delgadas de litotipos do Plúton Itapeti**





**Fotomicrografias 1 a 8 –** (1) Transição entre a banda micácea e a cálcio-silicática nos enclaves metamórficos. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores descruzados. (2) Aspecto geral do enclave micáceo, notar orientação (// ao lado maior da foto) dos maficos. Lado maior da foto: 5,20mm, polarizadores descruzados. (3) Aspecto geral do enclave micáceo, com destaque (setas amarelas) para lentes de quartzo orientadas segundo a foliação da rocha. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (4) Cristal de biotita (marrom) sendo substituído por clorita (verde). Lado maior da foto: 0,65mm, polarizadores descruzados. (5) Cristais de ilmenita (notar o hábito idiomórfico no cristal da direita) sendo substituídos por biotita e clorita. Lado maior da foto: 0,65mm, polarizadores descruzados. (6) Cristal de ilmenita xenomórfico sendo substituído por titanita, também de hábito xenomórfico. Lado maior da foto: 0,65mm, polarizadores descruzados. (7) Associação entre epídoto, biotita e hornblenda na porção cálcio-silicática. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores descruzados. (8) Arranjo dos cristais de epídoto e hornblenda na banda cálcio-silicática, notar a alteração amarelo alaranjada que afeta a hornblenda. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores descruzados. (cs = cálcio-silicática; em = enclave micáceo; bt = biotita; chl = clorita; ilm = ilmenita; tit = titanita; ep = epídoto; hbl = hornblenda).

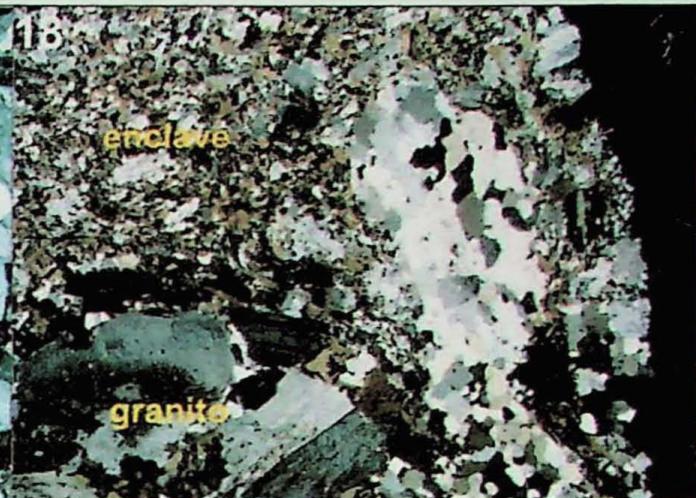


**Fotomicrografias 9 a 16 –** (9) Ocorrência de cristais de diopsídio em uma rocha cálcio-silicática, com arranjo em “agregado”, similar ao do epidoto. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores cruzados. (10) Aspecto geral do granito milonitizado, notar porções micáceas e quartzo-feldspáticas cominuídas se amoldando aos cristais maiores e intensa recristalização do quartzo. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (11) Cristais de ilmenita com borda de titanita, associados à biotita; notar cristais prismáticos de apatita. Lado maior da foto: 1,30mm, polarizadores descruzados. (12) Pseudomorfo de allanita sendo substituído por carbonato e material muito fino. Lado maior da foto: 1,30mm, polarizadores cruzados. (13) Contato abrupto entre enclave e granito. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (14) Xenocristal de formato arredondado, recristalizado. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (15) Xenocristais de plagioclásio, de bordas e formato arredondados. Lado maior da foto: 2,50mm, polarizadores cruzados. (16) Cristais de ilmenita sendo substituídos por titanita. Lado maior da foto: 1,30mm, polarizadores descruzados. (di = diopsídio; ap = apatita; bt = biotita; ilm = ilmenita; tit = titanita; all = allanita)

17



18



**Fotomicrografias 17 e 18 –** (17) Pseudomorfo de allanita sendo substituído por material muito fino; ainda é possível observar o zoneamento do cristal. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores cruzados. (18) Contato entre enclave e rocha hospedeira, onde há concentração de maficos no enclave, próximo ao contato. Notar fenocristal de quartzo recristalizado, prestes a virar xenocristal. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (all = allanita).

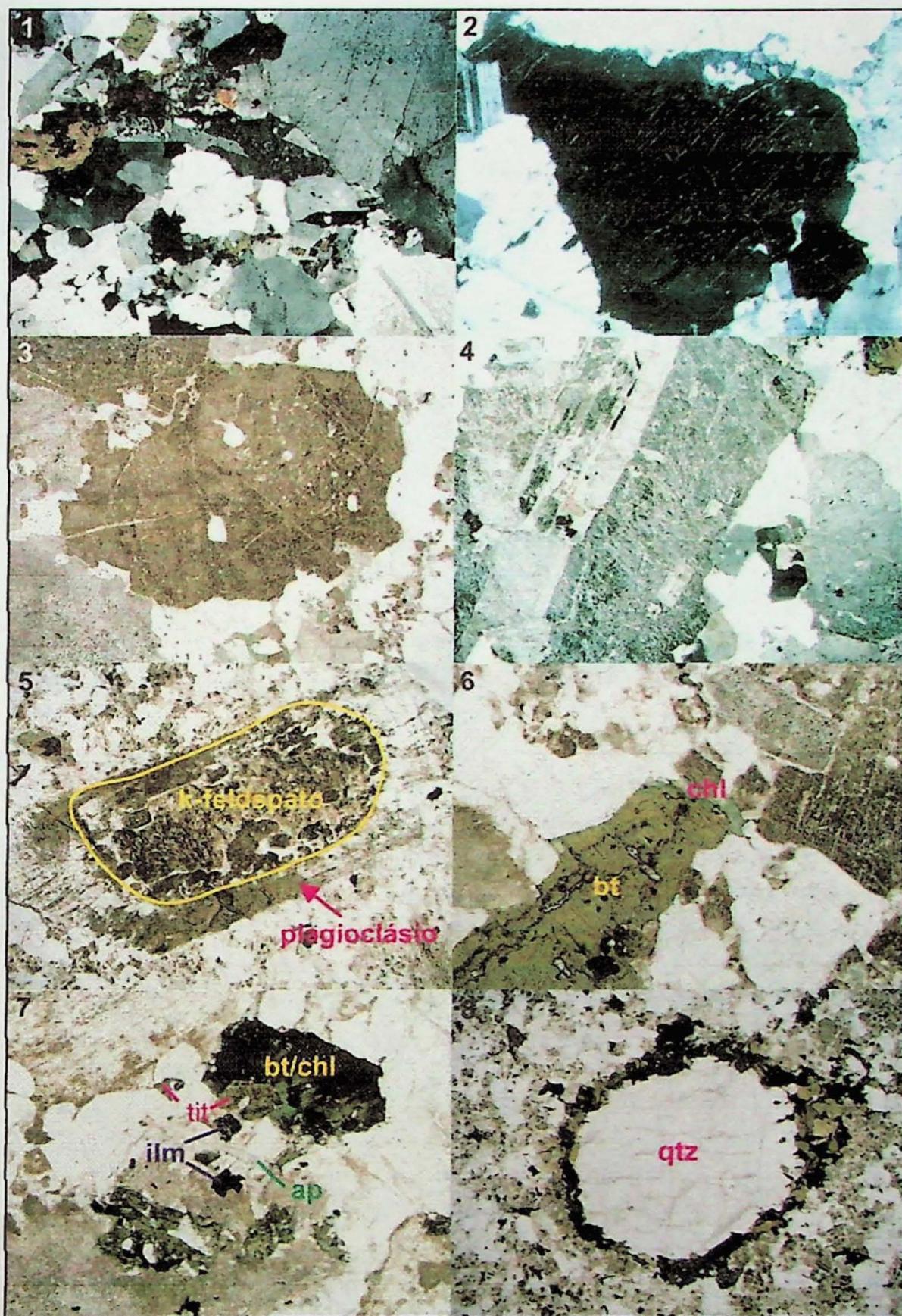


**Anexo III**

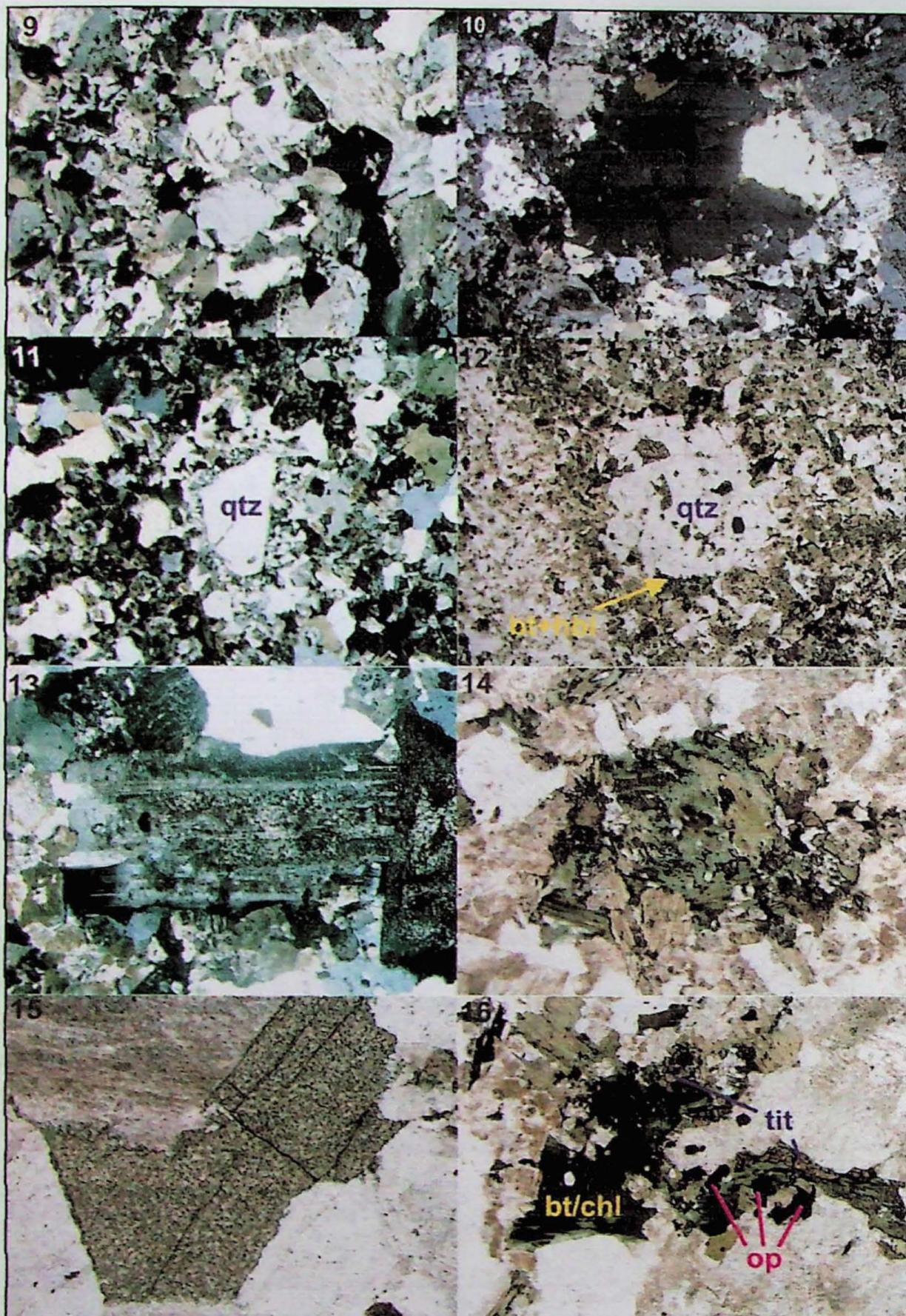
**Fotomicrografias de seções delgadas**

**de litotipos do Plúton Salto**

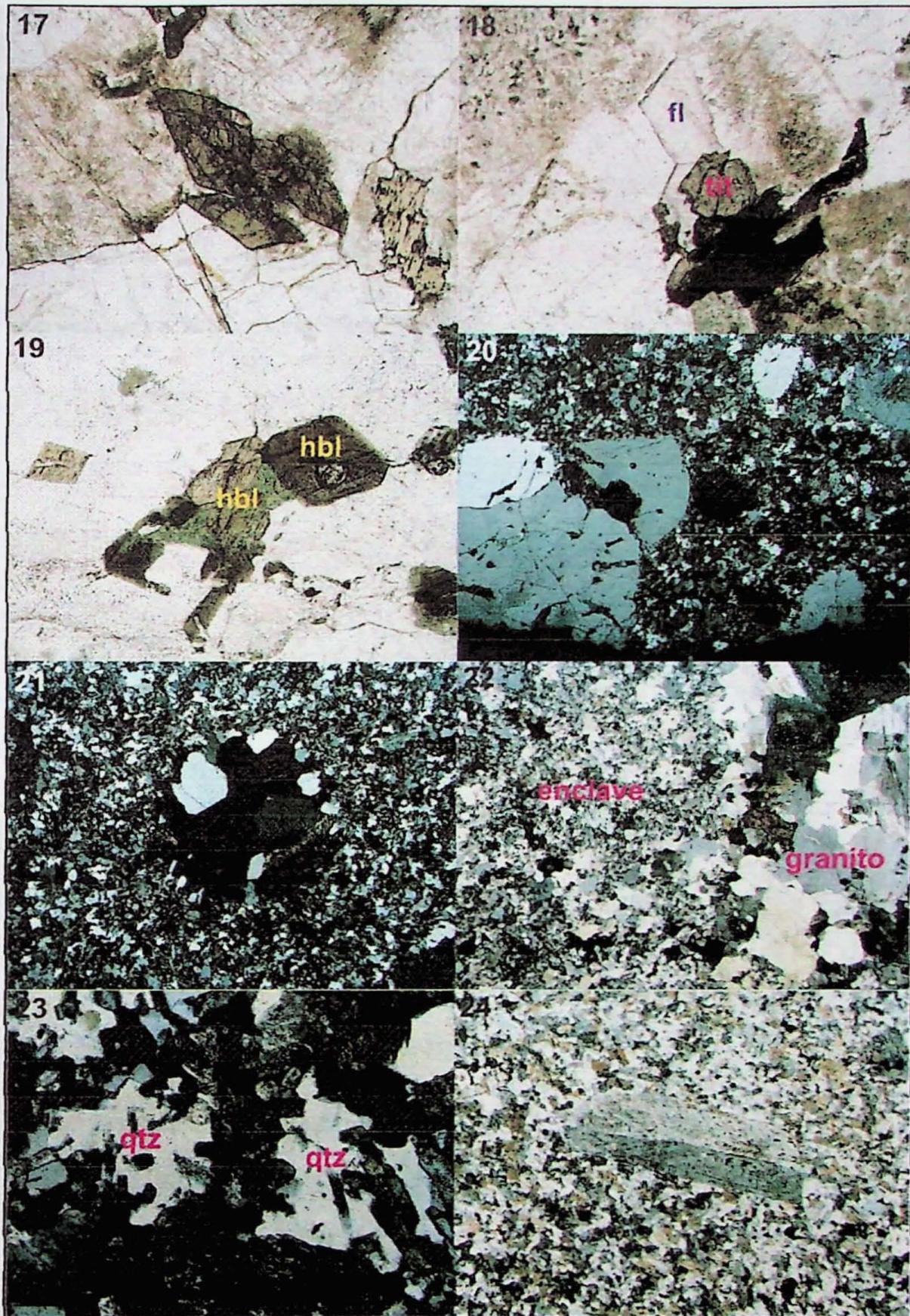




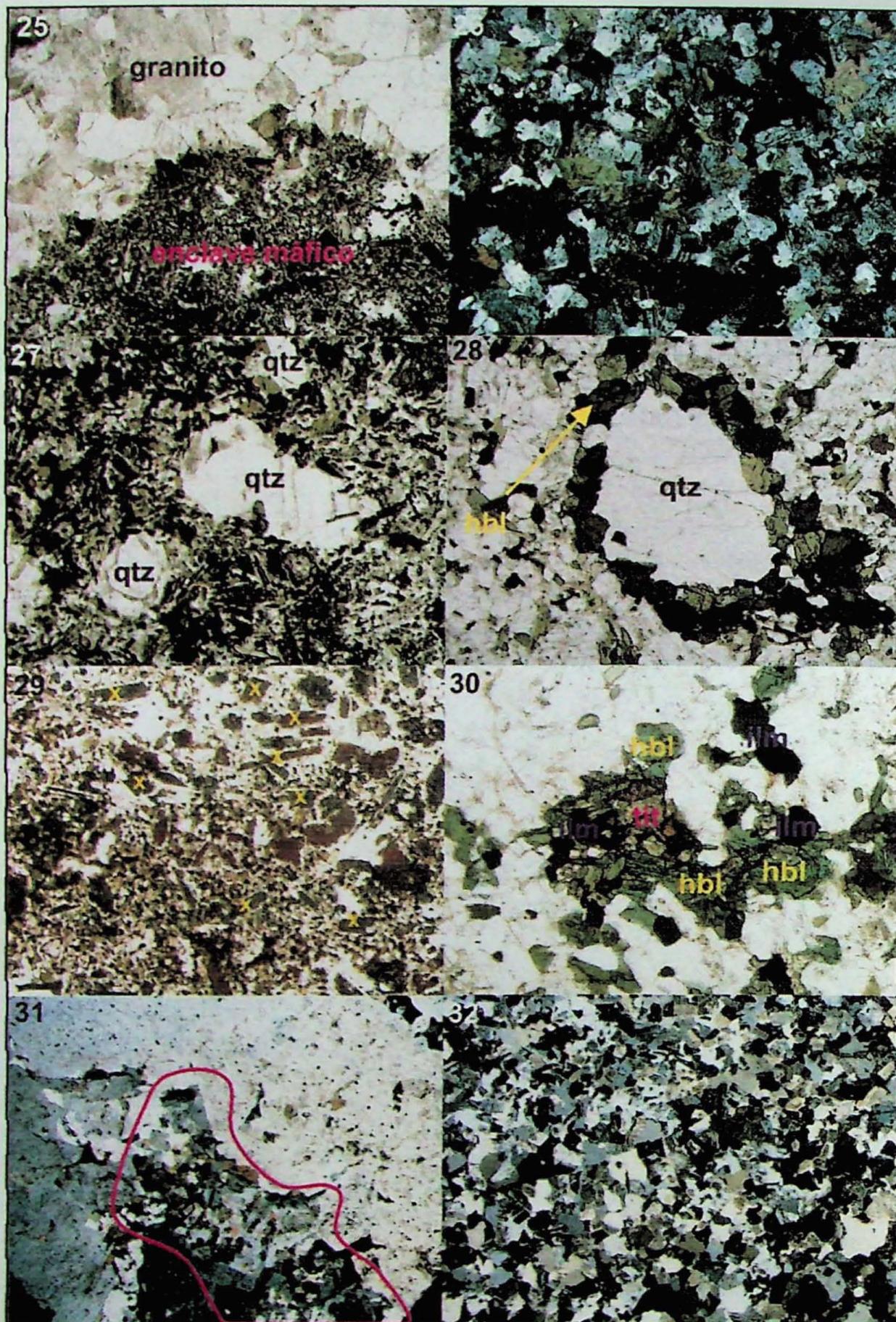
**Fotomicrografias 1 a 8** - (1) Aspecto geral do granito rapakivi. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (2) Cristal de quartzo com lamelas. Lado maior da foto: 5,20mm, polarizadores cruzados. (3) Aspecto do feldpsato potássico alterado. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados. (4) Lamelas de exsolução do tipo pertita no microclínio. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (5) Cristal rapakivi no granito da fácies rapakivi. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados. (6) Biotita sendo substituída por clorita; notar a forte alteração nos feldspatos. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados. (7) Associação de maficos no granito rapakivi. Lado maior da foto: 5,20mm. (8) Xenocristal de quartzo arredondado manteado por maficos, principalmente biotita. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados. (bt = biotita; chl = clorita; tit = titanita; ilm = ilmenita; ap = apatita; qtz = quartzo)



**Fotomicrografias 9 a 16 –** (9) Aspecto alotriomórfico de porções do granito pórfiro. Lado maior da foto: 6,50mm, polarizadores cruzados. (10) Formato arredondado típico dos cristais de quartzo maiores. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (11) Aspecto reliquiar do quartzo. Lado maior da foto: 5,20mm, polarizadores cruzados. (12) Xenocristal de quartzo manteado por cristais de biotita e hornblenda. Lado maior da foto: 10,40mm. (13) Zoneamento do tipo normal em xenocristal de plagioclásio. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores cruzados. (14) Cristais de biotita sendo substituídos por clorita. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores descruzados. (15) Pseudomorfo sendo substituído por cristais de clorita de hábito vermiciforme. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores descruzados. (16) Associação típica de máficos. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores descruzados. (bt = biotita; hbl = hornblenda; qtz = quartzo; chl = clorita; tit = titanita; op = opaco).



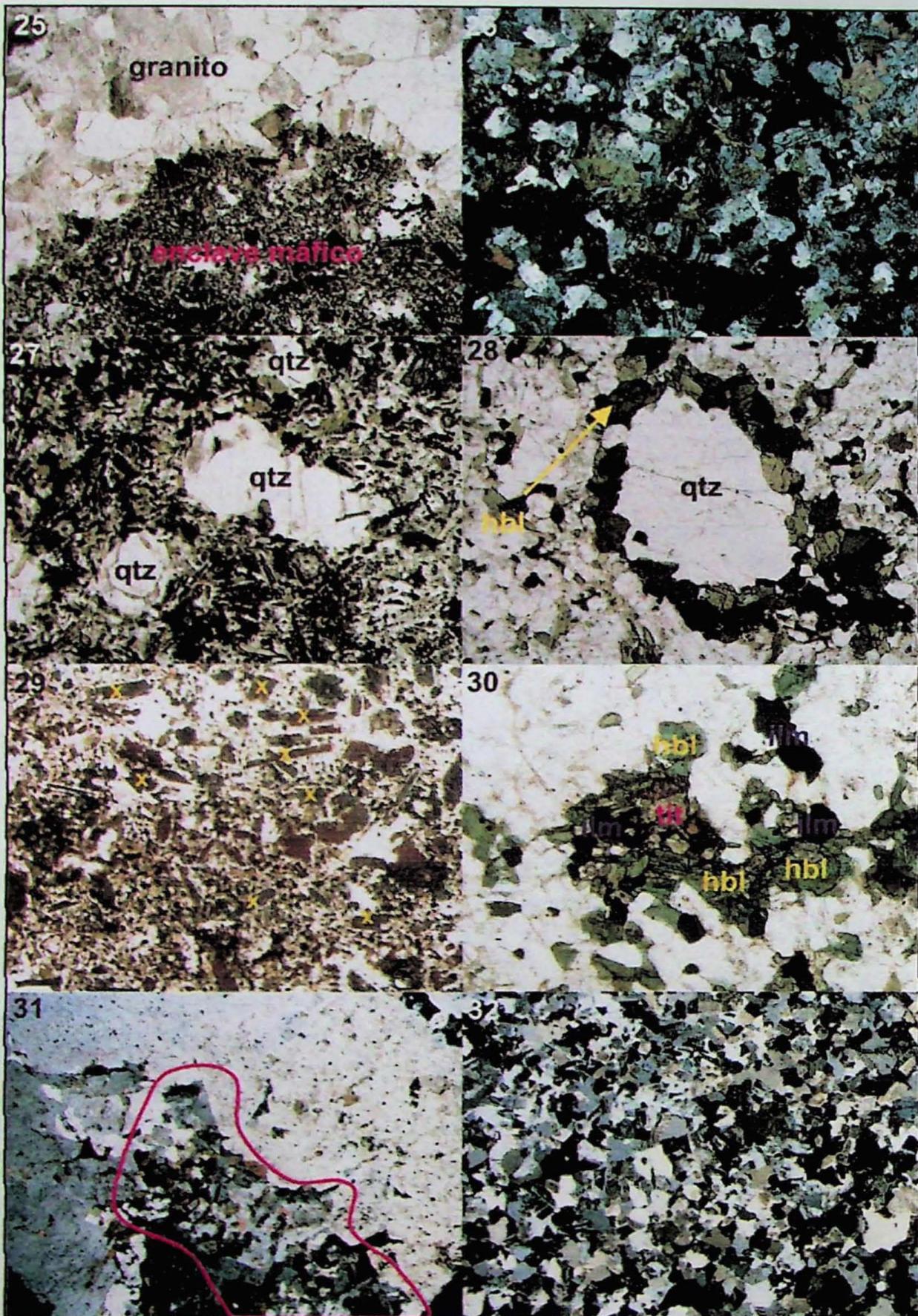
Fotomicrografias 17 a 24 – (17) Titanita idiomórfica no granito pôrfiro. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores desruzados. (18) Ocorrência de fluorita junto a titanita. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores desruzados. (19) Hornblenda idiomórfica, notar clivagens formando ângulo de 120°. Lado maior da foto: 1,30mm, polarizadores desruzados. (20) Aspecto dos xenocristais no enclave microgranítico; notar os contornos arredondados dos xenocristais. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (21) Xenólito do granito dentro do enclave microgranítico de forma e contornos arredondados. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (22) Contato entre o enclave felsico e o granito, onde há concentração de minerais felsicos. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (23) Aspecto reliquiar do quartzo no enclave microgranítico. Lado maior da foto: 1,30mm, polarizadores cruzados. (24) Xenocristal de plagioclásio com bordas arredondadas no enclave máfico. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (fl = fluorita; tit = titanita; hbl = hornblenda; qtz = quartzo).



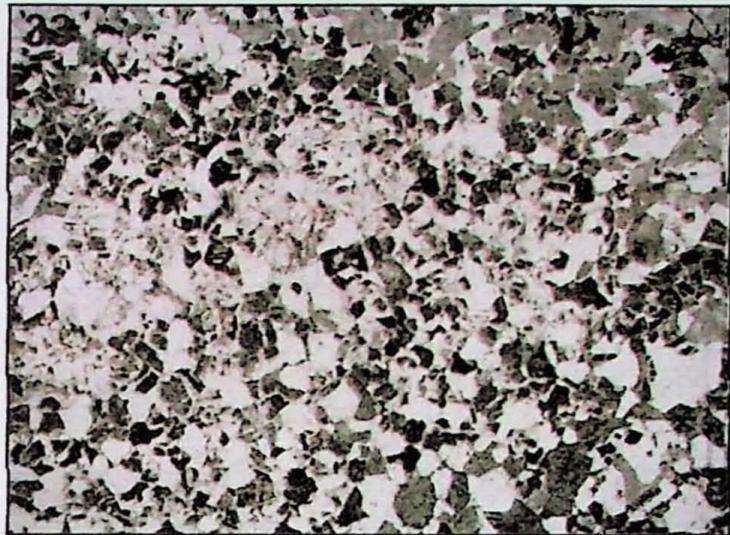
**Fotomicrografias 25 a 32 –** (25) Contato brusco entre o granito e o enclave máfico. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados. (26) Aspecto "sujo" resultante da alteração do enclave máfico. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores cruzados. (27) Xenocristais de quartzo em meio ao enclave máfico. Lado maior da foto: 6,50mm, polarizadores descruzados. (28) Xenocristal de quartzo manteado por cristais de hornblenda idiomórficos, em sua maioria. (29) Forte alteração dos plagioclásios (marcados com X) de coloração amarronzada. Lado maior da foto: 6,50mm, polarizadores descruzados. (30) Cristais de hornblenda em associação com outros máficos. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores descruzados. (31) Enclave máfico (em destaque) bordejado por fenocristais de plagioclásio. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (32) Aspecto geral do aplito. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (qtz = quartzo; hbl = hornblenda; ilm = ilmenita; tit = titanita).



**Fotomicrografia 33** – Forte alteração dos feldspatos no aplito. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados.



Fotomicrografias 25 a 32 – (25) Contato brusco entre o granito e o enclave mafico. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados. (26) Aspecto "sujo" resultante da alteração do enclave mafico. Lado maior da foto: 3,25mm, polarizadores cruzados. (27) Xenocristais de quartzo em meio ao enclave mafico. Lado maior da foto: 6,50mm, polarizadores descruzados. (28) Xenocristal de quartzo manteado por cristais de hornblenda idiomórficos, em sua maioria. (29) Forte alteração dos plagioclásios (marcados com X) de coloração amarronzada. Lado maior da foto: 6,50mm, polarizadores descruzados. (30) Cristais de hornblenda em associação com outros maficos. Lado maior da foto: 1,63mm, polarizadores descruzados. (31) Enclave mafico (em destaque) bordejado por fenocristais de plagioclásio. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (32) Aspecto geral do aplito. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores cruzados. (qtz = quartzo; hbl = hornblenda; ilm = ilmenita; tit = titanita).

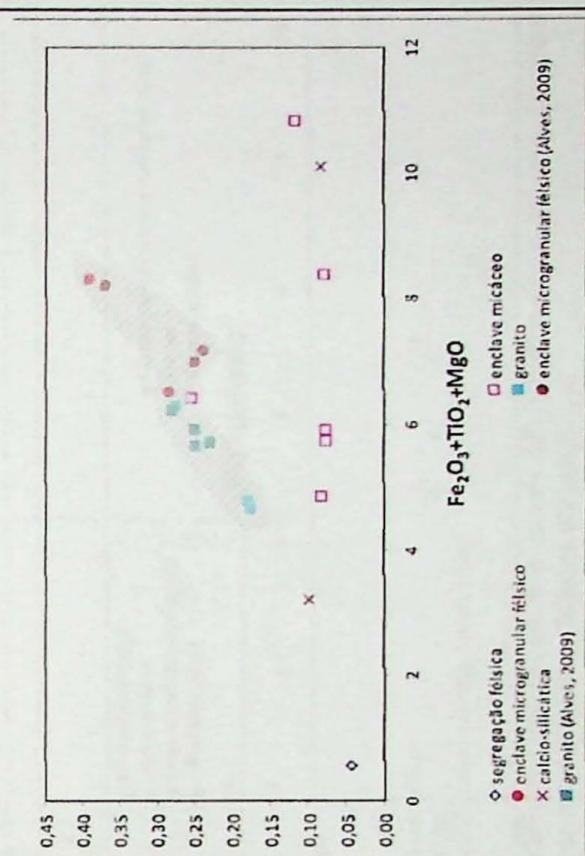
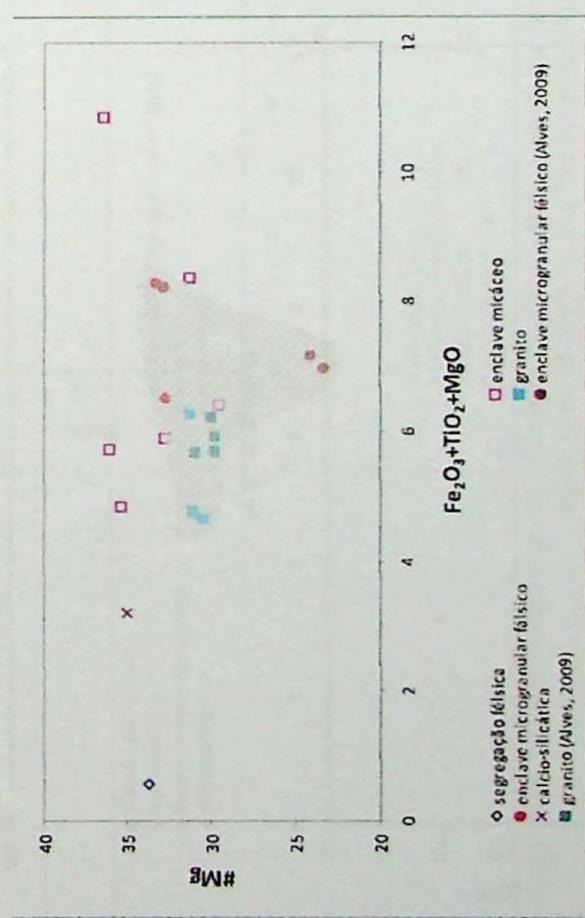
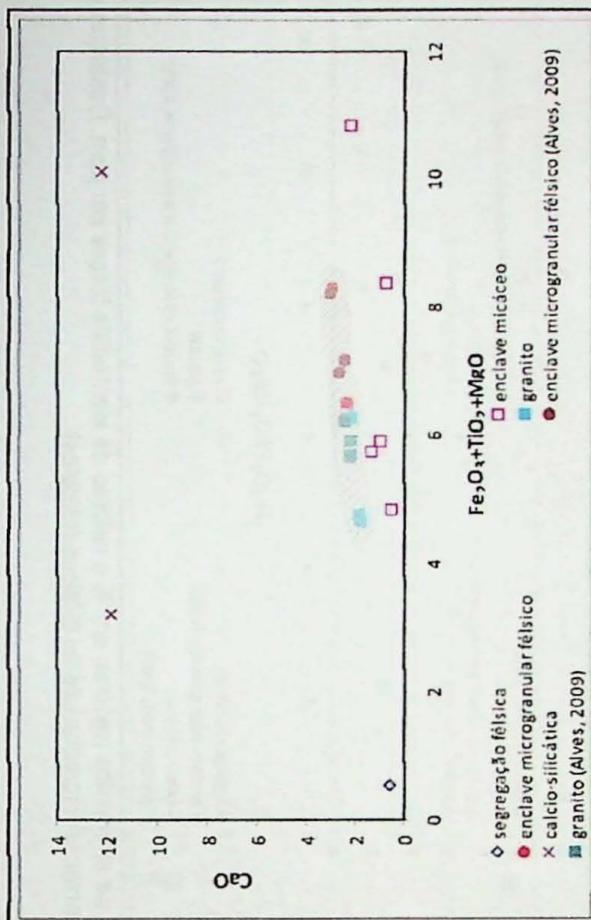
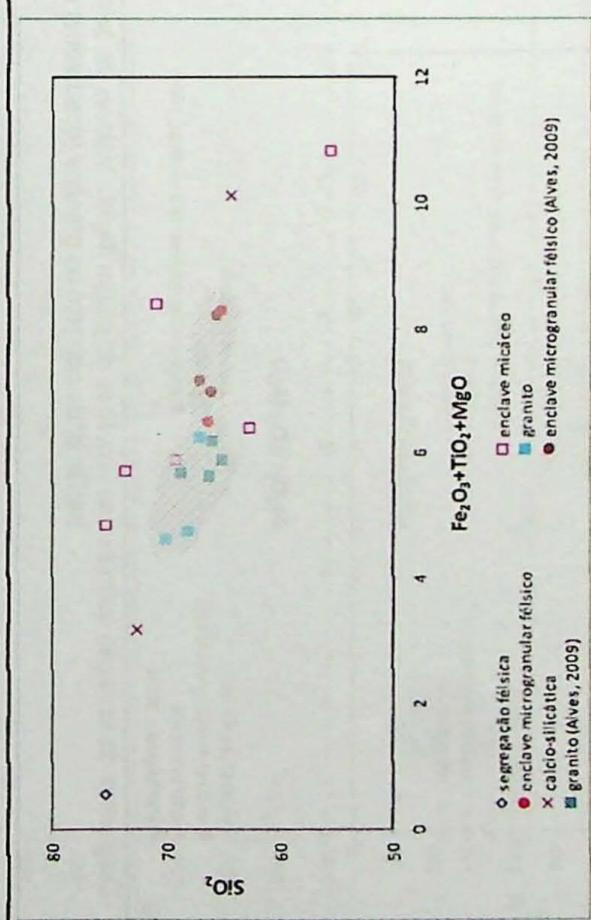


**Fotomicrografia 33** – Forte alteração dos feldspatos no aplito. Lado maior da foto: 10,40mm, polarizadores descruzados.



**Anexo IV**  
**Diagramas e dados de geoquímica dos**  
**litotipos do Granito Itapeti**





**Figura 1 - Diagramas de variação química das amostras do plutônio Itapeti. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos maiores (quadradinhos) e enclaves microgranulares felsíticos (círculos).**

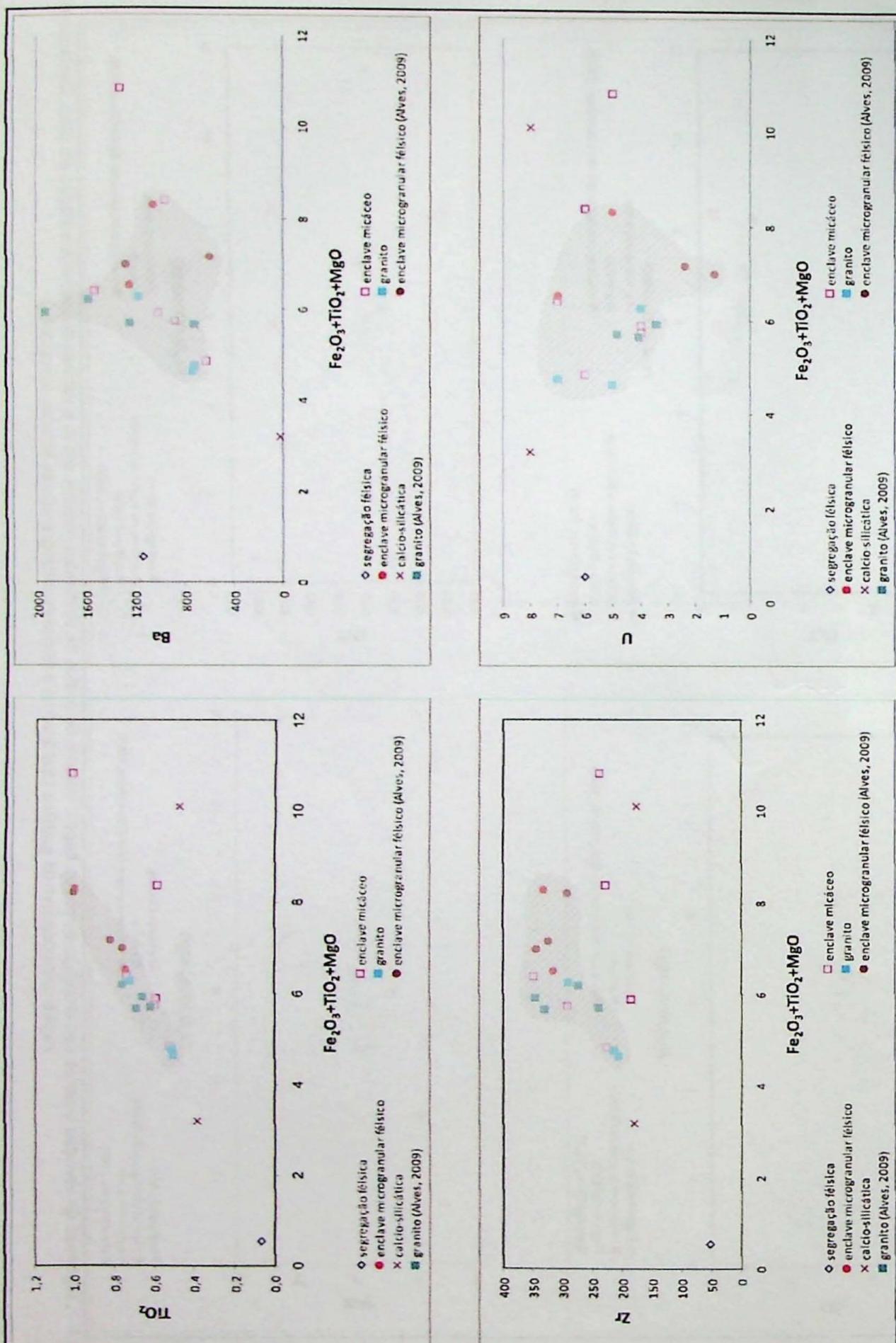
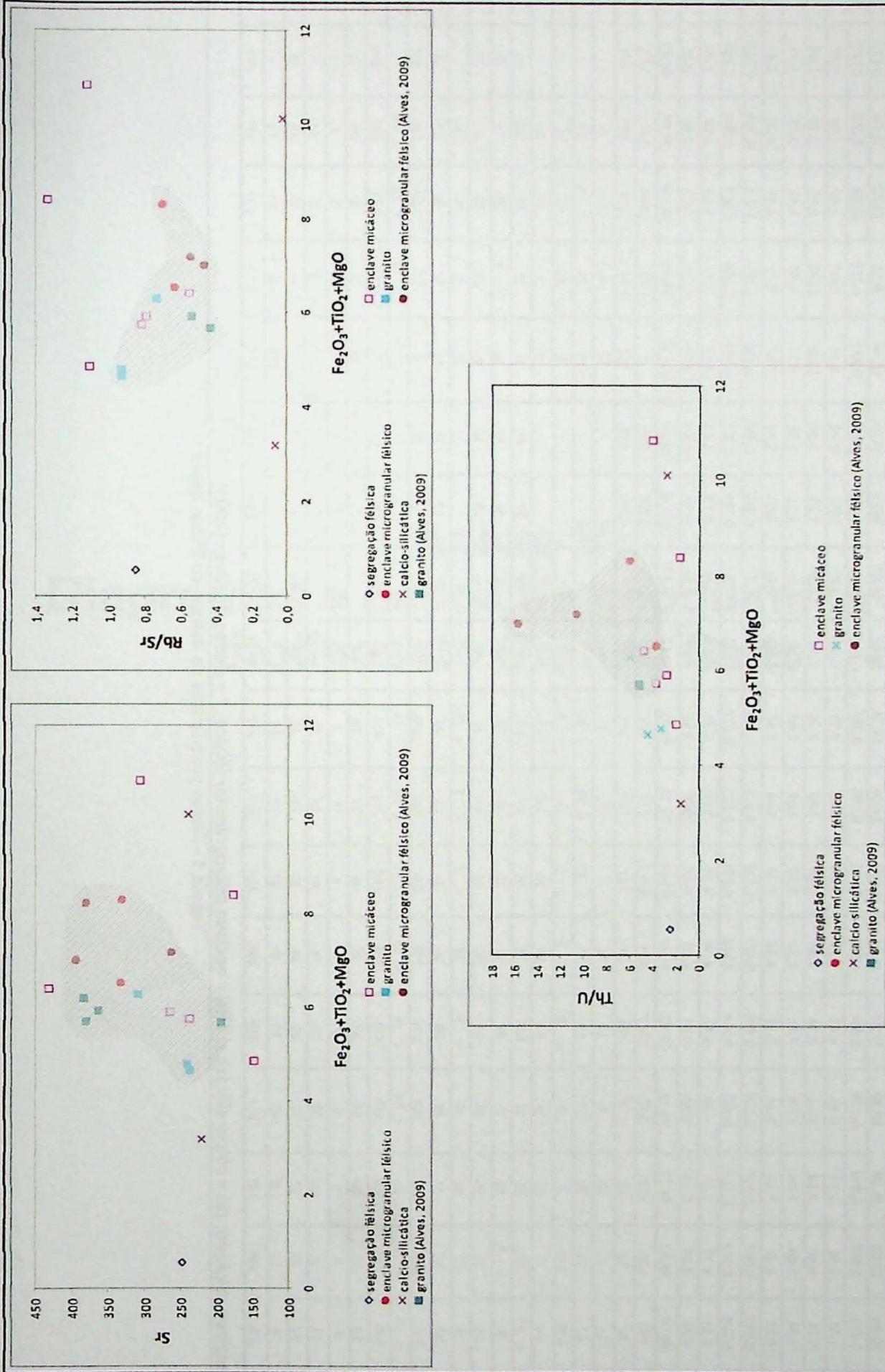


Figura 2 - Diagramas de variação química das amostras do plutôn Itapeti. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Destaque para a região onde ocorrem os granitos (quadradinhos) e enclaves microgranulares felsicos (círculos).



**Figura 3** - Diagramas de variação química das amostras do plutônio Itapeti. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Destaque para a região onde ocorrem os granitos (quadrados) e enclaves microgranulares felsíticos (círculos).

em = enclave micáceo; cal = cálcio-silícatica; emf = enclave microgranular félscico; \* = dados de Alves (2009)

**Tabela 1 -**Dados geoquímicos de litótipos do Plutônio Itapeti.

**Anexo V**

**Diagramas e dados de geoquímica dos**

**litotipos do Granito Salto**



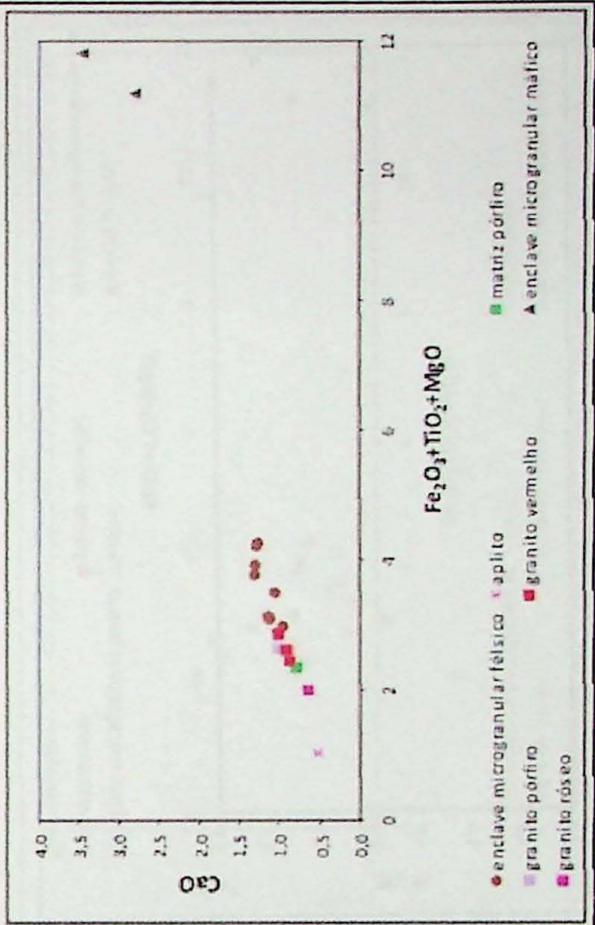
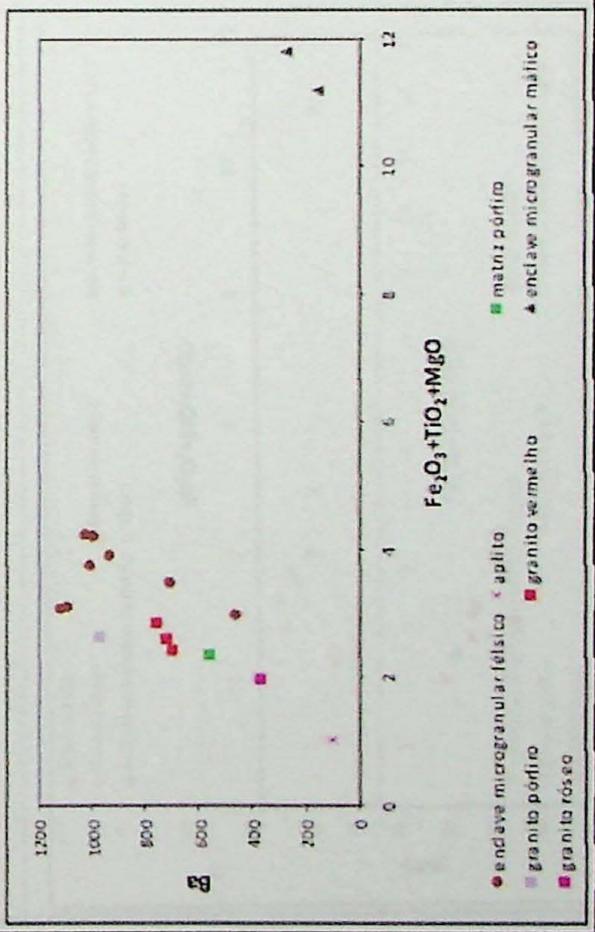
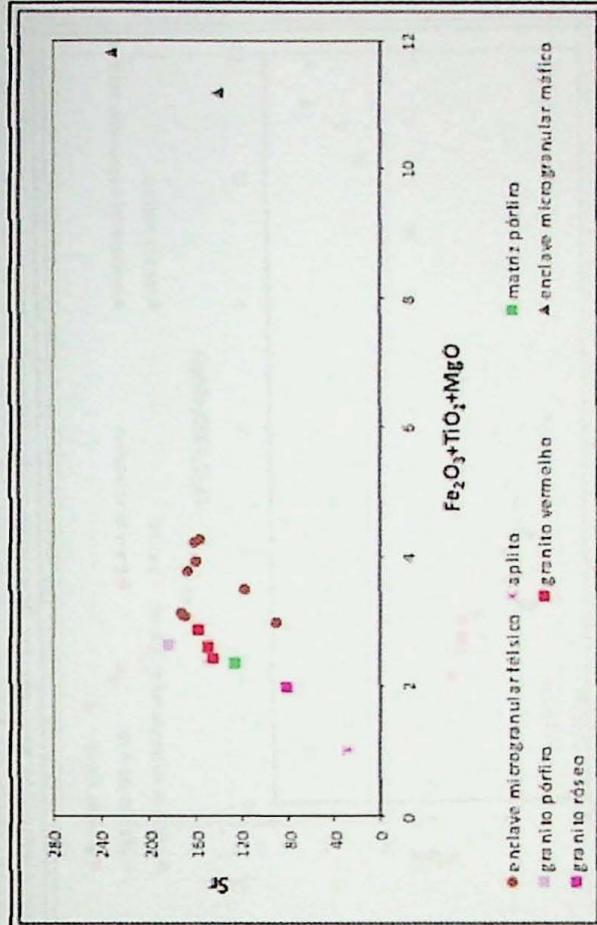
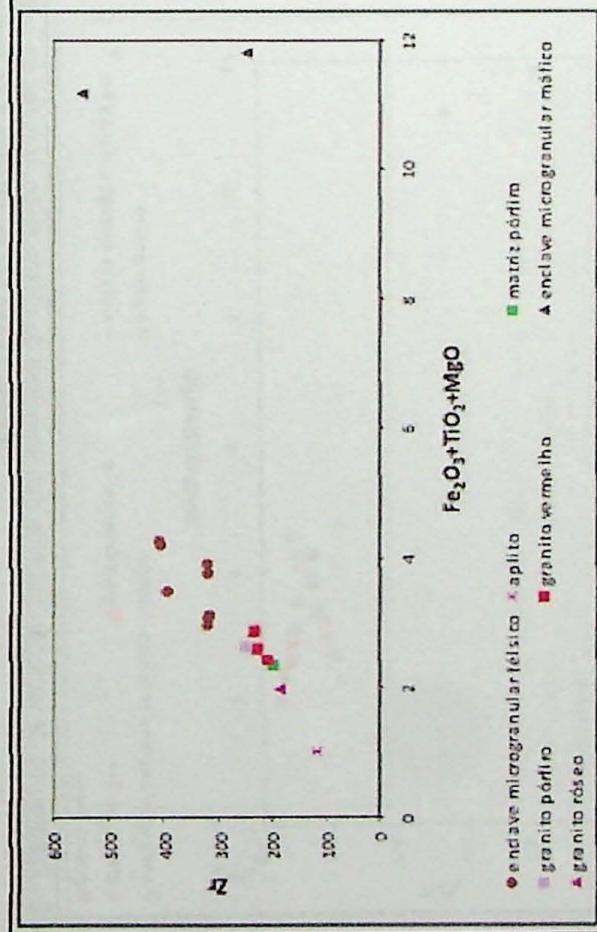
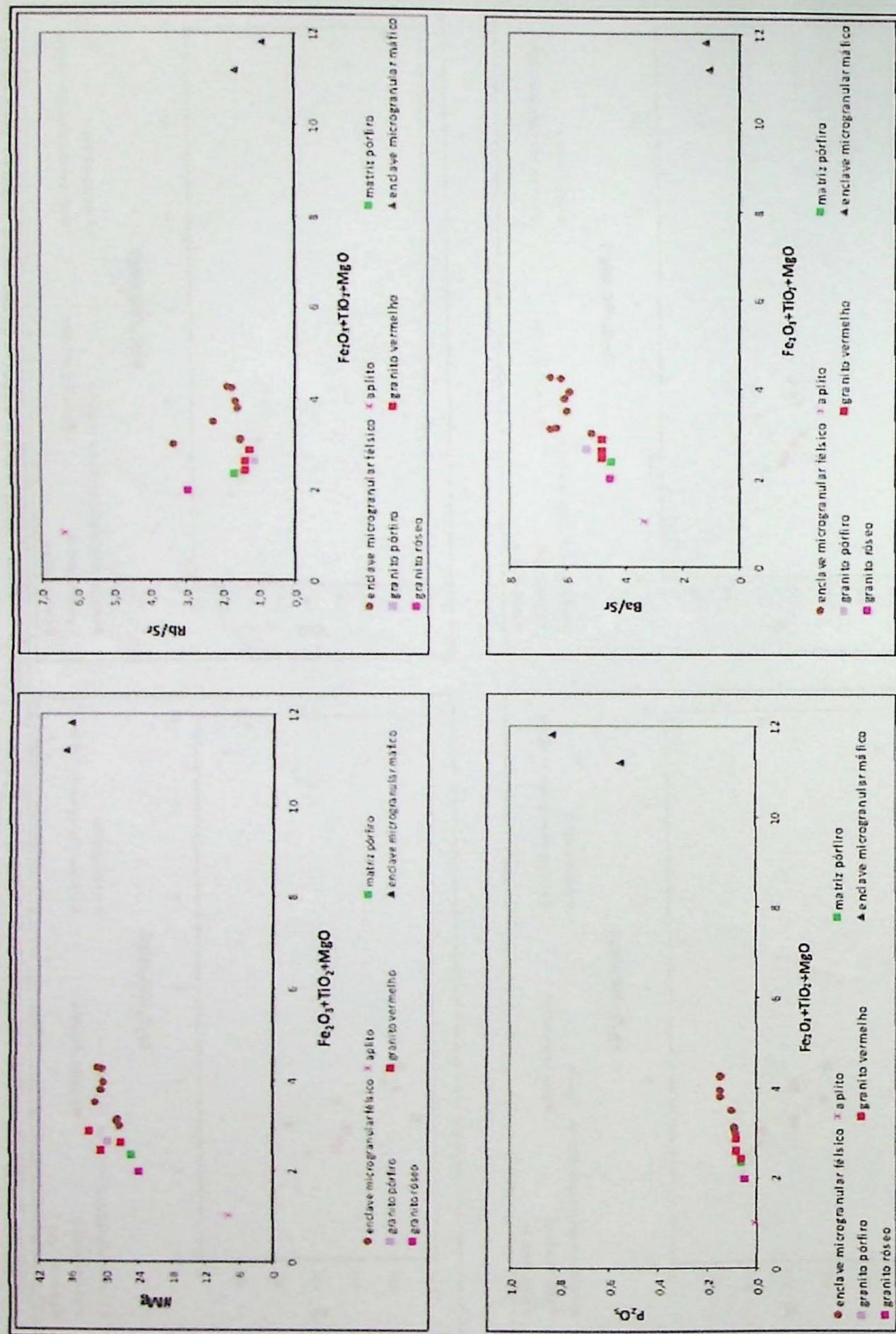
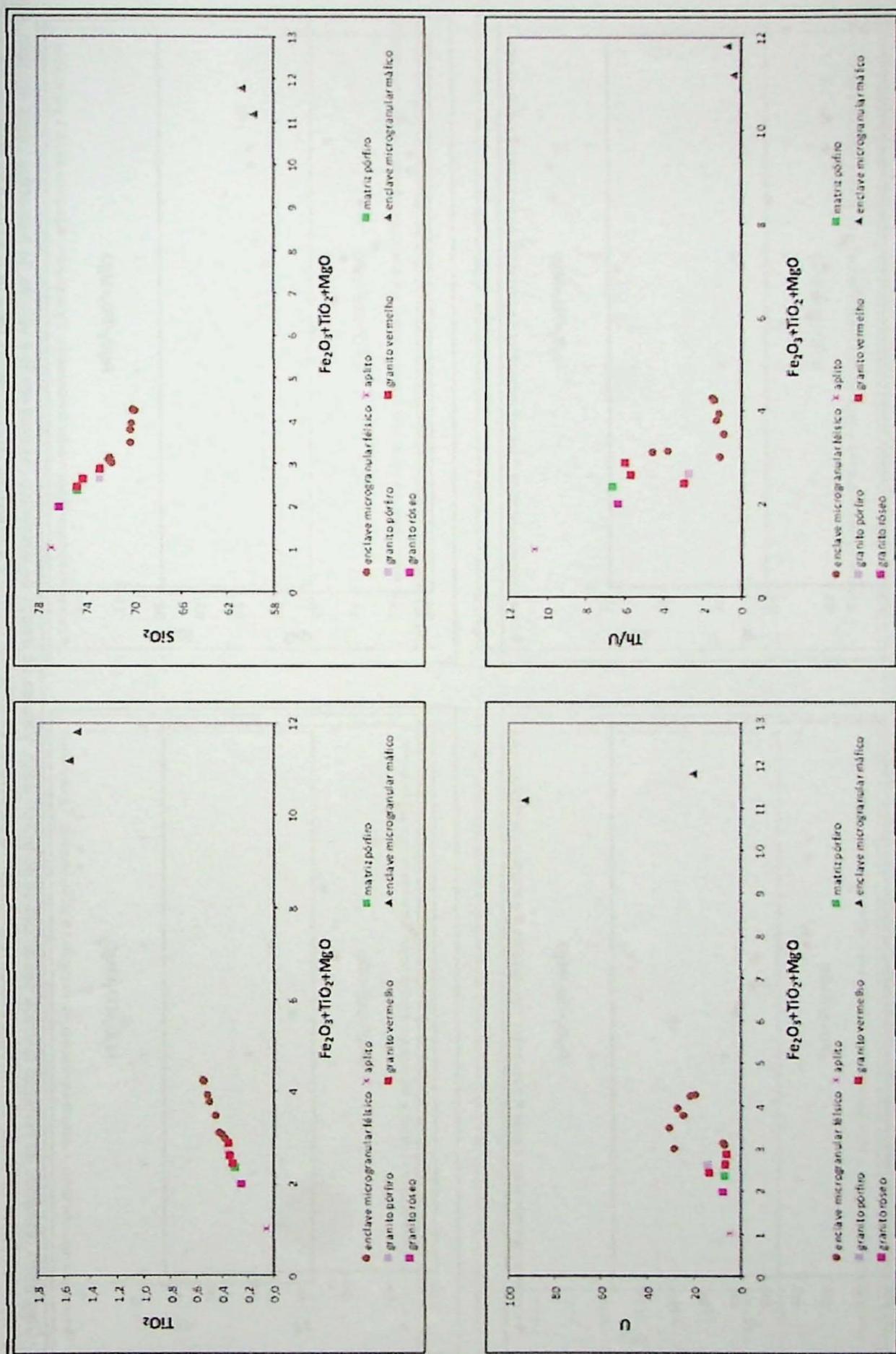


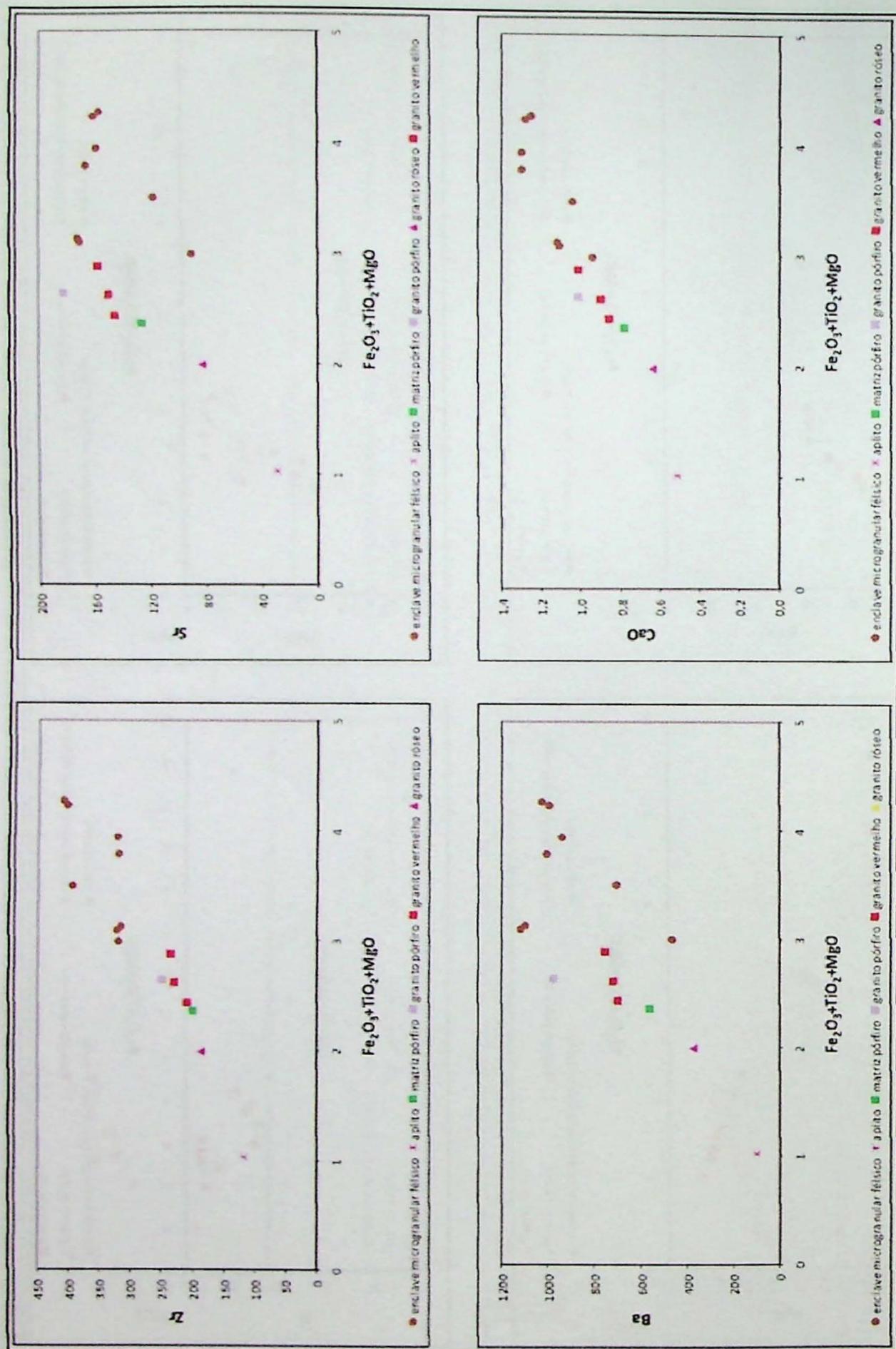
Figura 1 - Diagramas de variação química das amostras do plutônio Salto. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Os granitos são representados por quadrados e os enclaves microgranulares felsicos por círculos.



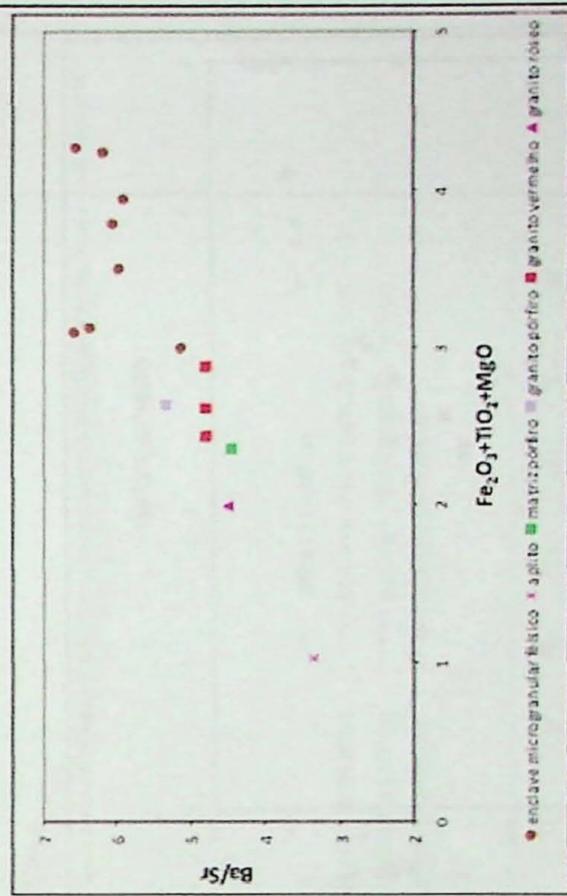
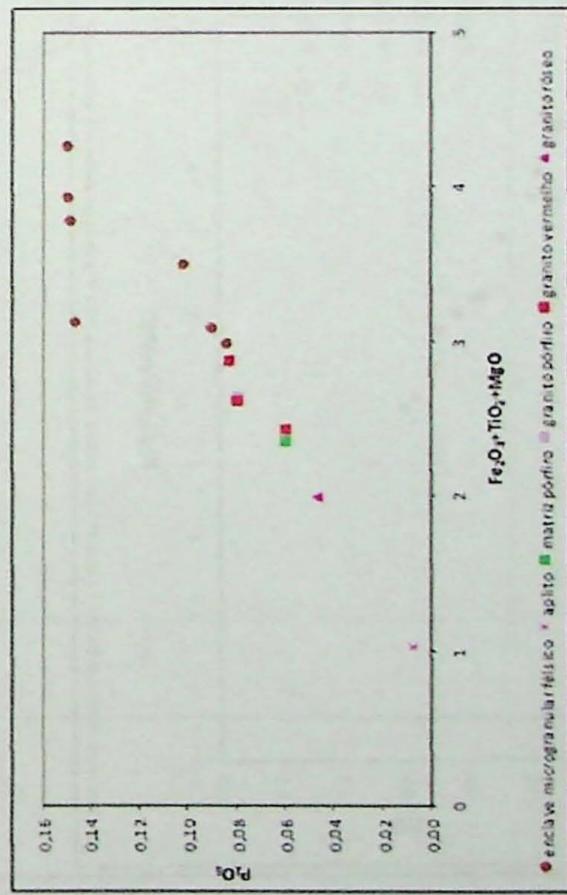
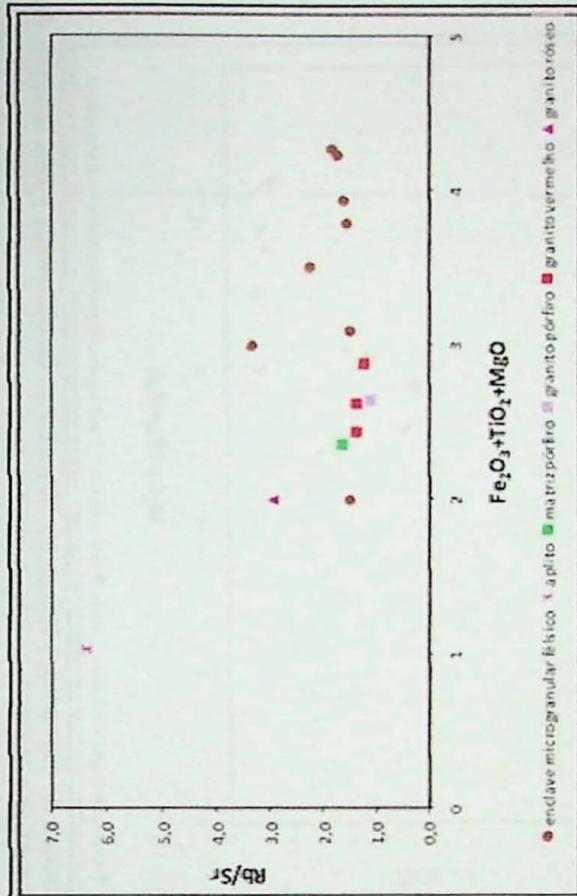
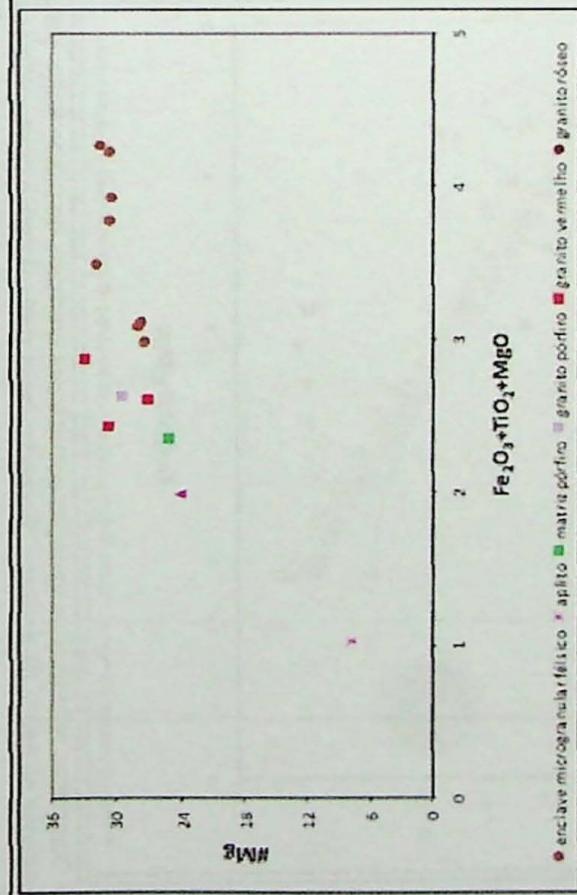
**Figura 2 - Diagramas de variação química das amostras do plúton Salto. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Os granitos são representados por quadrados e os enclaves microgranulares felsicos por círculos.**



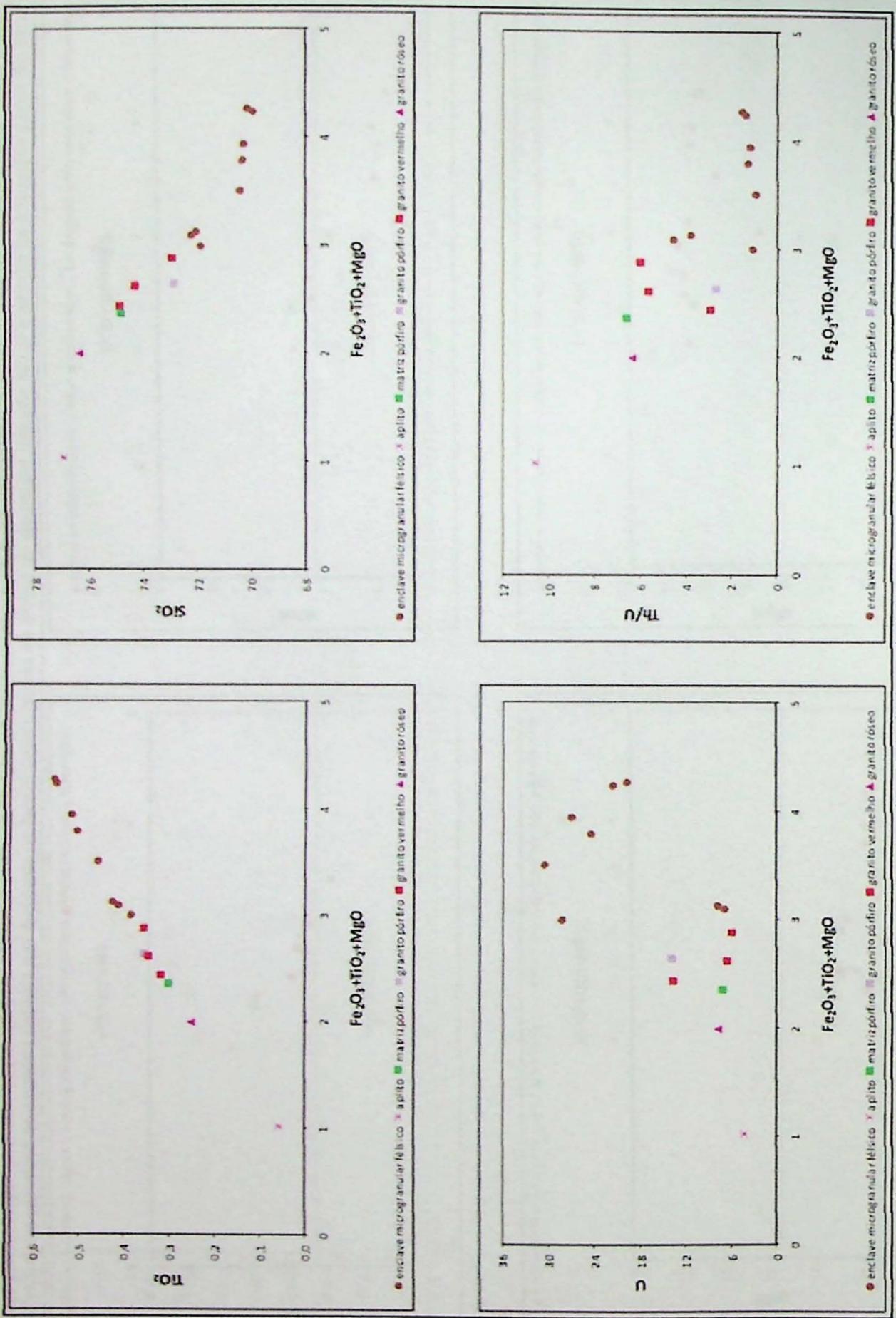
**Figura 3 - Diagramas de variação química das amostras do plútão Saito. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Os granitos são representados por quadrados e os enclaves microgranulares felsíticos por círculos.**



**Figura 4** - Diagramas refinados de variação química das amostras do plúm Salto. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Aqui não são apresentados os dados de enclaves microgranulares maficos com o objetivo de se observar melhor a distribuição dos elementos para os granitos e os enclaves microgranulares felsicos.



**Figura 5** - Diagramas refinados de variação química das amostras do plutônio Salto. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Aqui não são apresentados os dados de enclaves microgranulares maficos com o objetivo de se observar melhor a distribuição dos elementos para os granitos e os enclaves microgranulares felsicos.



**Figura 6** - Diagramas refinados de variação química das amostras do plutônio. Valores de óxidos de elementos maiores em % e valores de elementos traços em ppm. Aqui não são apresentados os dados de enclaves microgranulares maficos com o objetivo de se observar melhor a distribuição dos elementos para os granitos e os enclaves microgranulares felsicos.

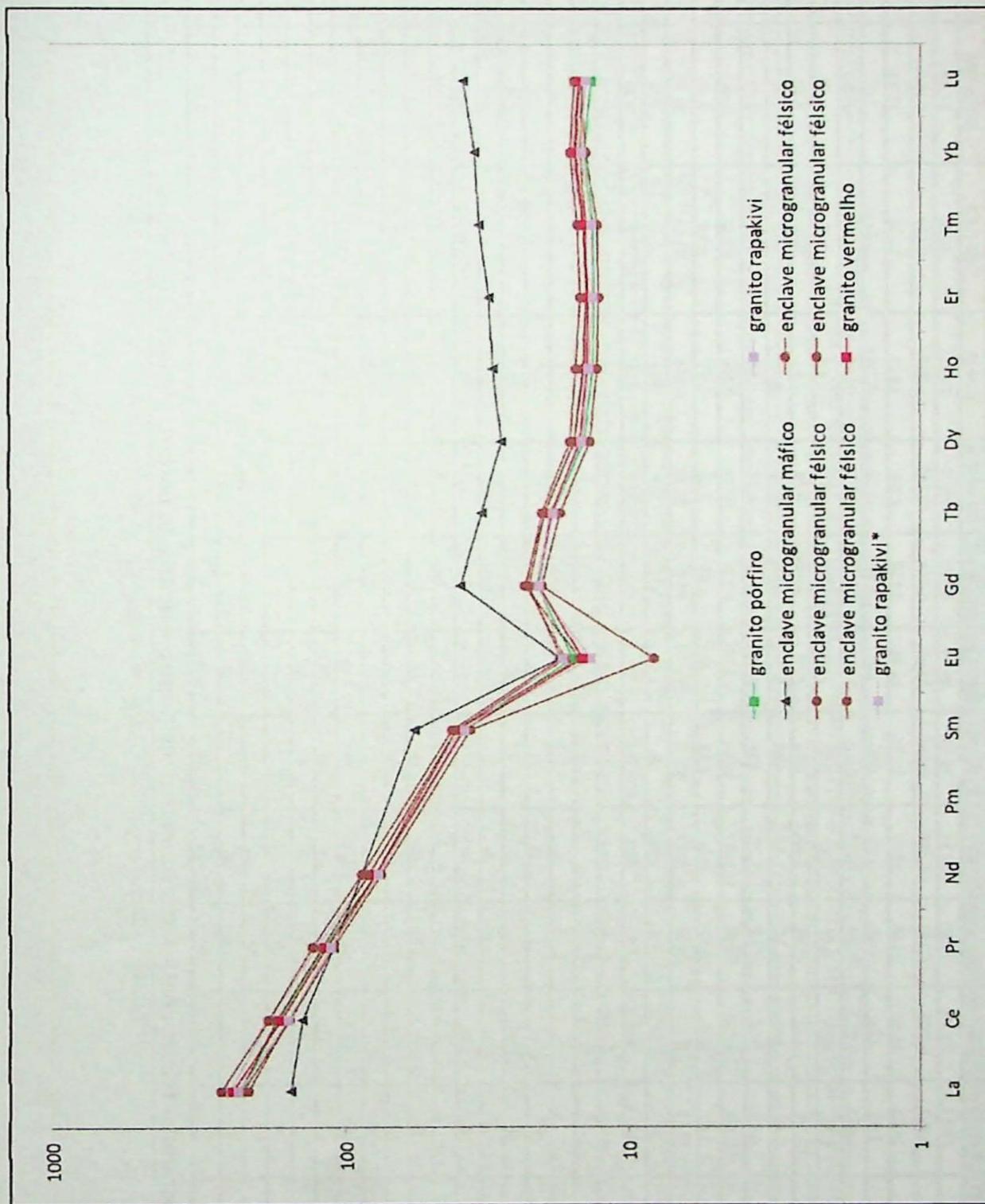


Figura 7 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras para diferentes litotipos do Granito Saito. Valores em escala logarítmica. Dados normalizados para condrito de Boynton (1984).

	emf	emf	emf	emf	emf	emf	apfito	em	em	m. pôrfiro	granito pôrfiro *	granito vermelho *	granito vermelho	granito rosê
	ITU-06-08A	ITU-06-03B	ITU-06-04B	ITU-06-13C	ITU-06-2,1D	ITU-06-11A	ITU-09-2,7C	ITU-09-18C	ITU-09-21C	ITU-09-27A	IGN-21	IGN-2,2A	ITU-06-04A	ITU-09-24
SiO <sub>2</sub>	70,30	70,27	70,37	72,18	71,82	69,92	76,89	59,73	60,72	74,77	72,81	74,80	72,89	74,26
TiO <sub>2</sub>	0,502	0,517	0,457	0,412	0,382	0,549	0,057	1,560	1,513	0,298	0,355	0,317	0,356	0,344
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,69	13,67	14,06	13,62	13,68	13,97	12,57	15,96	15,10	12,41	13,39	12,51	12,94	12,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,68	2,80	2,46	2,24	2,19	3,01	0,93	7,40	7,98	1,76	1,88	1,73	2,02	1,91
MnO	0,059	0,068	0,072	0,050	0,055	0,067	0,014	0,198	0,207	0,030	0,042	0,050	0,050	0,044
MgO	0,60	0,62	0,58	0,44	0,42	0,67	0,04	2,23	2,31	0,30	0,40	0,39	0,50	0,36
CaO	1,30	1,30	1,04	1,11	0,94	1,28	0,51	2,79	3,45	0,78	1,91	0,86	1,01	0,90
Na <sub>2</sub> O	3,61	3,52	3,82	3,86	3,66	3,47	4,30	5,98	4,61	3,26	3,40	3,18	3,47	3,25
K <sub>2</sub> O	5,48	5,35	5,45	5,02	5,62	5,75	4,16	1,81	1,99	5,26	5,56	5,10	5,03	5,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,149	0,150	0,102	0,090	0,094	0,147	0,007	0,524	0,828	0,060	0,080	0,060	0,083	0,080
Loi	0,84	0,83	0,72	0,80	0,52	0,54	0,22	1,32	1,56	0,36	0,72	0,64	0,59	0,52
Total	99,21	99,10	99,13	99,82	99,37	99,37	99,70	99,53	99,27	99,29	99,65	99,64	99,85	99,31
Ba	10,98	9,38	7,07	11,20	4,63	9,66	9,6	1,92	2,71	5,62	9,73	9,8	7,55	7,21
Cr	14,3	12,7	10,3	13,4	13,3	14,5	< 35	94	125	122	113	103	130	140
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	10	12	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
Cu	8	< 5	< 5	< 5	< 5	6	< 5	< 5	26	< 5	5	8	< 5	6
Ga	19	20	18	19	19	21	30	28	17	17	17	18	17	17
La	72	79	67	94	83	77	< 28	48	66	65	86	93	78	81
Nb	33	32	35	32	31	37	23	89	81	30	32	23	32	35
Nd	33	41	35	35	37	48	< 14	55	68	31	46	51	26	41
Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	8	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	37	44	45	35	43	38	21	14	17	24	29	26	29	25
Rb	25,8	25,8	26,4	25,6	30,1	27,8	18,3	22,7	20,1	20,8	20,1	19,9	19,5	20,6
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	16	19	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	16,6	15,9	11,8	17,0	9,0	16,1	29	141	231	126	182	145	158	150
Th	30	31	28	31	30	29	46	33	24	48	37	40	36	37
U	24	27	31	7	28	22	4	93	21	7	14	14	6	7
V	32	33	22	17	11	25	< 9	67	58	< 9	10	16	< 9	< 9
Y	38	38	37	36	32	41	21	80	64	34	36	37	34	38
Zn	60	61	47	49	39	49	7	128	166	23	29	34	39	22
Zr	32,0	32,1	39,5	32,1	31,9	40,5	11,8	5,49	24,9	20,0	24,9	21,0	23,5	22,9

emf = enclave microgranular felsico; em = enclave mafico; m. pôrfiro = matriz do pôrfiro, \* = dados de Janasi

Tabela 1 - Dados geoquímicos para elementos maiores e traços de litotipos do Plutônio Salto.

em = enclave máfico; emf = enclave microgranular félscico; \* = dados de Janasi

Tabela 2 - Dados geoquímicos para elementos traços e terras raras de litótipos do Plutônio Salto

