

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**QUÍMICA MINERAL E PETROGRAFIA DO MACIÇO
GRANÍTICO RAPAKIVI SÃO FRANCISCO, SUL DO
ESTADO DE SÃO PAULO**

Heloísa Rodrigues de Souza Dehler



Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC



30900014022

SÃO PAULO
2000

Ficha Catalográfica:

Dehler, Heloísa Rodrigues de Souza.

Química Mineral e Petrologia do Maciço granítico Rapakivi São Francisco,
Sul do Estado de São Paulo / Heloísa Rodrigues. -- São Paulo, 2000.
115 f. Il.

Digitado.

Dissertação (mestrado) Universidade de São Paulo, Instituto de
Geociências.

Orientador: Rômulo Machado

1. Petrografia – São Paulo 2. Geoquímica – Maciço Granítico Rapakivi. 3.
Análises Químicas. I. Machado, Rômulo. II. Universidade de São Paulo,
Instituto de Geociências. III. Título.

CDD: 552

ÍNDICE

Índice	i
Índice de figuras	iii
Índice de fotomicrografias	v
Índice de tabelas	vi
Agradecimentos	vii
Resumo	ix
Abstract	xi
Lista de abreviações utilizadas	xiii
Capítulo I – INTRODUÇÃO	1
I.I. Apresentação do tema	1
I.II. Objetivos	2
I.III. Localização e acessos	2
I.IV. Materiais e Métodos	4
I.IV.I. Levantamento bibliográfico	4
I.IV.II. Trabalhos de campo	4
I.IV.III. Descrições petrográficas e modas	5
I.IV.IV. Análises de química mineral	6
I.IV.V. Obtenção de imagens	7
Capítulo II - REVISÃO	8
II.I. Revisão sobre granitos <i>rapakivi</i>	8
II.I.I. Introdução e conceitos gerais	8
II.I.II. Modo de ocorrência	10
II.I.III. Geoquímica	11
II.I.IV. Química Mineral	15
II.I.V. Condições de cristalização	18
II.I.VI. Posicionamento tectônico	19
II.I.VII. Modelos para a formação de textura <i>rapakivi</i>	20
II.II. Terminologia adotada	24
Capítulo III – TRABALHOS REGIONAIS E LOCAIS	28
III.I. Trabalhos Regionais – Maciços graníticos do Domínio São Roque	28
III.I.I. Introdução	28
III.I.II. Os Maciços graníticos do Domínio São Roque	28
III.II. Trabalhos anteriores	34
III.III. Geologia Local	40
Capítulo IV – ANÁLISES PETROGRÁFICAS	44
IV.I. Introdução	44
IV.II. SF 1 - Biotita-hornblenda quartzo - monzonito fino	44
IV.III. SF 2 - Biotita – granito porfiróide fino a médio (mosqueado)	47
IV.IV. SF 3 – Biotita – granito porfiróide grosso	49
IV.V. SF 4 – Biotita – granito porfirítico grosso (pyterlítico)	51
IV.VI. SF 5 – Diques de granito equigranular fino	54
IV.VI. Transformações tardi a pós-magmáticas	55

Capítulo V – QUÍMICA MINERAL	58
V.I. Feldspatos	58
V.I.I. Introdução	58
V.I.II. Química Mineral	60
V.I.III. Classificação	61
V.II. Biotitas	64
V.II.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais	64
V.II.II. Química Mineral	65
V.II.III. Classificação	67
V.II.IV. Variações composicionais	69
V.II.V. Diagramas de caracterização	75
V.II.VI. Substituições na fase magmática	78
V.II.VII. Substituições na fase associada aos fluidos tardi a pós-magmáticos	82
V.III. Anfibólio	87
V.III.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais	87
V.III.II. Química Mineral	87
V.III.III. Classificação	88
V.III.IV. Geobarometria	89
V.IV. Apatita	92
V.IV.I. Aspectos texturais e modo de ocorrência	92
V.IV.II. Química Mineral	92
V.V. Zircão	93
V.V.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais	93
V.V.II. Química Mineral	93
V.VI. Ilmenita e Hematita	95
V.VI.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais	95
V.VI.II. Química Mineral	
Capítulo VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS	99
Capítulo VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104
Anexo 1 – Análises químicas de plagioclásios	a
Anexo 2 – Análises químicas de feldspatos alcalinos	d
Anexo 3 – Análises químicas de biotitas	e
Anexo 4 – Análises químicas de apatitas	i

Índice de figuras

Figura		pg
1.1.a, b	(a) Localização da área estudada e (b) acessos e articulação das folhas topográficas	3
2.1.1a, b	(a) Granitos <i>rapakivi</i> do sul da Finlândia e (b) Ocorrências mundiais de granitos <i>rapakivi</i>	9
2.1.2.a, b, c	Diagramas SiO_2 versus $K_2O + Na_2O$; A/CNK; $FeO/FeO+MgO$ para os granitos <i>rapakivi</i> finlandeses	12
2.1.3 a, b, c	Diagramas discriminantes de Pearce (a) e (b) e de Whalen (c) para os granitos <i>rapakivi</i> finlandeses.	13
2.1.4	Diagrama de Winchell para as biotitas de granitos <i>rapakivi</i> finlandeses.	16
2.1.5	Diagrama de Foster para as biotitas de granitos <i>rapakivi</i> finlandeses	17
2.1.6	Diagrama de Nockolds com biotitas de granitos <i>rapakivi</i> .	17
2.1.7	Mapa mostrando a relação entre a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic e o Granito <i>Rapakivi</i> Wiborg.	20
2.2.1	Diagrama de classificação das rochas plutônicas de Streckeisen.	24
3.1.1	Mapa dos granitóides do Domínio São Roque (Moraes <i>et al.</i> , no prelo)	33
3.2.1	Perfil esquemático entre as cidades de Piedade e Sorocaba de Knecht (1949)	36
3.2.2	Mapa geológico do MGRSF de Godoy (1989)	36
3.2.3	Mapa geológico do MGRSF de Silva (1995)	39
3.3.1	Amostra de mão do MGRSF com apresentando textura viborgítica e orto/mesocumulática	41
3.3.2	Imagem de satélite do MGRSF e adjacências	42
3.3.3	Mapa geológico e de pontos do MG	43
4.1.1	Diagrama de Streckeisen com a composição modal das rochas do MGRSF.	55
5.1.1	Composição do núcleo e borda dos megacristais de feldspato alcalino no diagrama triangular Or-Ab-Na	62
5.1.2	Composição dos feldspatos alcalinos da matriz no diagrama triangular Or-Ab-Na	62
5.1.3	Composição dos plagioclásios da matriz no diagrama Or-Ab-Na	63
5.1.4	Composição dos plagioclásios do manto dos ovóides <i>rapakivi</i> no diagrama Or-Ab-Na	63
5.2.1	Diagrama de classificação de biotitas de Winchell, (1949) com as biotitas do Grupo BM do MGRSF	68
5.2.2	Diagrama de classificação de biotitas de Velikoslavinsky (1994)	68
5.2.3	Diagrama triangular de Nachit (1986) que separa biotitas primárias e secundárias	69
5.2.4	Varição dos teores em óxidos de alguns elementos químicos presentes nos núcleos de biotitas do MGRSF	70
5.2.5	Varição dos teores de óxidos em relação às bordas e centros de biotitas do MGRSF	71
5.2.6 a, b, c, d, e, f	Diagramas de variação X_{Mg} versus Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , Na_2O , Al^{IV} e Al^{VI} para as biotitas do MGRSF.	73

5.2.7	Diagrama R^{2+} versus R^{3+} para as biotitas do MGRSF	72
5.2.8	Diagrama Ti versus Al^{VI} para as biotitas do MGRSF	74
5.2.9 a, b, c	Diagrama R^{2+} versus Cr, Ti e Fe^{2+}	75
5.2.10	Diagrama de Chevrement (1988)	76
5.2.11	Diagramas de Nachit <i>et al.</i> (1986)	76
5.2.12 a., b, c	Diagramas de Abdel-Rahman	77
5.2.13	Diagrama Ti versus SV para as biotitas do MGRSF	79
5.2.14	Diagrama Si versus Al^{IV} para as biotitas do MGRSF	80
5.2.15	Diagrama Ti versus Al^{VI} para as biotitas do MGRSF	80
5.2.16	Diagrama Si versus Ti para as biotitas do MGRSF	81
5.2.17 a, b	(a) Substituição do tipo talco e (b) substituição do tipo clionita	81
5.2.18	(a) Diagrama Ti versus XFe e (b) diagrama Ti versus $Al^{VI}+Cr+Fe^{2+}+Mg+Mn$	82
5.2.19	Posição das amostras do Grupo BA no diagrama de Nachit <i>et al.</i> (1986)	83
5.2.20	Diagramas de substituição R^{2+} versus R^{3+}	84
5.2.21 a, b, c	Diagramas de substituição R^{2+} versus Al^{VI} , Cr e Ti para as biotitas do Grupo BA do MGRSF	84
5.2.22	Diagrama Ti versus SV e (b) diagrama Si versus SV	85
5.2.23	Diagrama de substituição do tipo talco para as biotitas do Grupo BA do MGRSF	86
5.3.1	Diagrama de classificação dos anfibólios do MGRSF, segundo Bonin (1980)	89
5.4.1	Diagrama $CaO+P_2O_5$ versus F para as apatitas do MGRSF	92

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

<i>Fotomicrografias</i>		<i>pg</i>
411 a,b,c,d,e	Aspecto textural das diferentes faciologias do MGRSF em amostra de mão	53
412 a,b,c,d,e	Aspecto textural das diferentes faciologias do MGRSF em lâmina delgada	54
511	Ovóide <i>rapakivi</i> com manto contínuo	58
512	Ovóide <i>rapakivi</i> com manto descontínuo	58
513	Detalhe de um manto de ovóide <i>rapakivi</i>	59
514	Detalhe de um megacristal de plagioclásio	59
515	Plagioclásios da matriz	59
516	Megacristal de ortoclásio sem manteamento	59
517	Detalhe de um cristal de microclínio	60
518	Detalhe da microclinização em cristal de feldspato alcalino	60
521	Biotita anedral com inclusão de mineral opaco	66
522	Biotita anedral com alteração para clorita	66
523	Cristais de biotita formando um cordão	66
524	Fotomicrografia anterior, com nicóis cruzados	66
525	Cristal de biotita anedral com inclusão de zircão euédrico	66
526	Detalhe de um cristal de biotita cortando uma fratura de megacristal	66
527	Cristais de biotita com alteração para moscovita	86
528	Cristais de biotita já com adiantado estado de alteração para moscovita	86
529	Cristal de biotita quase totalmente transformado em moscovita	86
530	Cristal de biotita já quase totalmente transformado em clorita	86
531	Anfibólio em rede, mostrando áreas de composição arfvedsonítica	90
532	Edenita em fraturas	90
533	Anfibólio edenítico com textura em rede	90
534	Edenita subedral	90
535	Edenita anedral associada a fluorita	90
536	Edenita subedral associada a fluorita	90
541	Apatitas em bastão inclusas em plagioclásio	92
542	Apatitas em forma de agulha, inclusas em feldspato alcalino	92
543	Apatitas arredondadas na matriz	92
551	Cristais de zircão euédricos/subédricos inclusos em biotita	93
552	Cristais de zircão euédricos associados a minerais opacos	94
553	Cristais de zircão euédricos associados a minerais opacos e biotita	95
561	Cristal de ilmenita euédrico	97
562	Cristal de ilmenita anedral associado a zircão	97
563	Cristal de ilmenita com exsolução de hematita, associados a zircão e fluorita	97
564	Cristais de minerais opacos associados com biotita e hbl	97

ÍNDICE DE TABELAS

<i>tabela</i>		<i>pg</i>
II.II.I.	Classificação da granulação das rochas, com base no tamanho dos grãos (Mackenzie <i>et al.</i> 1984)	25
II.II.II.	Nomenclatura para as rochas ígneas com base na relação de tamanho entre os cristais da matriz e os megacristais (Mackenzie <i>et al.</i> 1984)	25
II.II.III.	Nomenclatura utilizada para a descrição morfológica dos cristais, segundo Mackenzie <i>et al.</i> (1984).	26
II.II.IV.	Classificação das rochas cataclásticas de Higgins (1971)	27
V.V.I.	Análises químicas de zircões para as amostras do MGRSF	94
V.VI.I.	Análises químicas de ilmenita para as amostras do MGRSF	96
V.VI.I.	Análises químicas de hematita para as amostras do MGRSF	96

Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Dr. Rômulo Machado pelo incentivo, discussões, atenção contínua, e pela oportunidade de trabalhar com uma pessoa que, para mim, é um exemplo não só como pesquisador, mas também como ser humano

Aos meus avós Adão e Ondina que criaram as filhas, as netas e, agora, ajudam a criar as bisnetas.

À minha mãe Juçara que, muitas vezes, cuidou da minha filha para que eu pudesse no decorrer de todo o desenvolvimento desta dissertação. Ao meu pai Marson que me transmitiu o valor dos livros, do estudo e do conhecimento.

Ao meu marido Nolan, pelo auxílio não só nas etapas de campo, como no decorrer de todo este trabalho, além de todo o amor e carinho que me dá.

À minha avó Maria pelo amor que sempre me dedicou e à toda a minha família que sempre me incentivou.

À minha amiga Thatyana Benevides pela amizade, carinho e força que me transmite, e pelo auxílio na elaboração do abstract.

Ao Gilberto, pela presença sempre amiga, pelo incentivo e auxílio na impressão do volume final, e também à sua esposa Sabrina pelo auxílio no preparo da apresentação oral.

Ao meu amigo Alexis, pela alegria e otimismo, e pela sua postura incentivadora, além do aluguel de sua casa em Petrópolis, durante a elaboração da versão final deste trabalho.

Aos meus amigos da pós-graduação Tânia, Crystiane, Cyntia, Werner, João, Mauro, Marcelus, Glorinha, Chico Bill, Kaul, Hélcio, Cláudio, Ossama, Thatyana, Fernando, Valéria, por ajudarem a fazer deste período o melhor da minha vida.

Ao Tadeu, da seção de alunos da pós-graduação, por toda a paciência e solicitude com que sempre me atendeu, empenhando-se para que tudo sempre funcionasse.

Aos professores do Instituto de Geociências Oswaldo Siga Júnior, Marfy Babinsky, Ian McReath, Ginaldo Campanha, Marcos Egdio da Silva e Excelso Ruberti

Aos seguintes laboratórios do Instituto de Geociências:

- *Laboratório de Microsonda Eletrônica: ao técnico Marcos Mansueto, pela disposição e auxílio na obtenção dos dados químicos de minerais e ao Professor Doutor Excelso Ruberti pelo auxílio na etapa de trabalho neste laboratório;*
- *Laboratório de Petrografia Sedimentar: onde foram obtidas grande parte das imagens desta dissertação, em especial ao técnico responsável Issac Sayeg, e às assistentes Andréia e Andresa, pela solicitude, organização e pronto atendimento;*
- *Laboratório de Análises Mineralógicas: à técnica Verônica, pelo auxílio na obtenção das primeiras imagens com a Leica, e pela disposição em ajudar;*
- *Laboratório de ótica: à técnica Angélica e ao Prof. Dr. Gergely Szabó, pelo auxílio prestado durante a etapa de descrição de lâminas.*

Ao pessoal da seção de laminação, Cláudio Hopp, Paulo Morgato e Paulo Molinaro pela confecção das seções delgadas, indispensáveis a este trabalho.

Ao pessoal da gráfica Claudionor, José e Henrique pela encadernação dos volumes finais e elaboração da capa.

Às meninas da seção de pós-graduação Ana Paula e Magali, pelo carinho que me sempre dispensaram, e atitude sempre solícita.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências que, de uma forma ou outra, colaboraram na elaboração desta dissertação.

RESUMO

O Maciço Granítico *Rapakivi* São Francisco intrude rochas metassedimentares do Grupo São Roque, possui forma aproximadamente elipsoidal, com eixo maior de direção N65E e *trend* subparalelo às zonas de cisalhamento que o limitam a norte (Moreiras) e sul (Pirapora).

É composto por cinco faciologias: SF1 – biotita – hornblenda – quartzo – monzonito fino; SF2 – biotita – granito porfíroide fino a médio (mosqueado); SF3 – biotita – granito porfíroide grosso (pyterlítico); SF4 – biotita – granito porfírico grosso (pyterlítico a viborgítico) e SF5 – diques de granito equigranular fino.

Os estudos de química mineral permitiram caracterizar os seguintes minerais constituintes do MGRSF: **minerais félsicos** - feldspato alcalino de composição Or₅₆₋₇₄, com aumento, do núcleo para a borda, de K, e diminuição de Al, Na e BA; plagioclásio da matriz e megacristais com núcleos de composição albítica e bordas de oligoclásio; manto dos ovóides *rapakivi* de composição oligoclásio; **minerais máficos** – biotita annítica e anfibólio edenítica; - **minerais acessórios** – fluorapatita, com teor de F anômalo, entre 4,9 e 6,1%, zircão, ilmenita e hematita.

As análises químicas de biotita permitiram separar, com base nos teores de Al₂O₃ e MgO, dois grupos de biotitas: biotitas magmáticas (BM) que preservam a composição química primária e, provavelmente refletem as condições magmáticas, traduzindo assim a evolução da composição do líquido e biotitas secundárias (BA), que mostram evidências de alteração da composição química original, decorrente da ação de uma fase fluida que provocou reequilíbrio das mesmas no período tardi a pós-magmático.

As biotitas magmáticas exibem boas correlações lineares em vários diagramas tipo Harker: R²⁺ versus R³⁺, com Al^{VI} e Fe²⁺ sendo os principais responsáveis por este tipo de substituição, Si versus Al^{IV}, clionita, talco e Ti versus Al^{VI}+Cr+Fe²⁺+Mg+Mn. As biotitas secundárias são caracterizadas pelas seguintes substituições: R²⁺ versus R³⁺, Si versus SV; Ti versus Al^{IV} e talco. Nos diagramas discriminantes das séries magmáticas, baseados na

química das biotitas, as amostras do MGRSF caem, preferencialmente, no campo das associações subalcalinas ou alcalinas.

Estudos geobarométricos efetuados a partir de análises químicas de anfibólios do MGRSF, permitiram definir pressões entre 0,8 e 1,8 kbar, os quais refletem as prováveis condições de pressão vigentes durante o período tardi a pós-magmático, ocasião em que a circulação de fluidos promoveu reações de reequilíbrio dos minerais, sobretudo das biotitas.

O maciço granítico aqui estudado é caracterizado como *rapakivi* neste trabalho, enquadrando-se perfeitamente na redefinição de Haapala & Rämö (1992): como granito tipo "A" (neste caso como subtipo aluminoso), que contém textura *rapakivi*. A textura *rapakivi* no MGRSF ocorre segundo a definição *sensu strictu* de Vormá (1976), que deve abranger: a) forma ovoidal dos megacristais de ortoclásio; b) manteamento dos ovóides por plagioclásio de composição oligoclásio-andesina, com alguns deles podendo ser isentos; c) ocorrência de duas gerações de feldspato alcalino e quartzo. A textura *rapakivi*, para o maciço estudado, é interpretada como magmática pelas seguintes características texturais e químicas: (a) ausência de feldspatos alcalinos na matriz manteados por oligoclásio; (b) composições idênticas entre as bordas dos plagioclásios da matriz e os plagioclásios que compõem os mantos dos ovóides de feldspato alcalino; (c) presença de composição química primária em biotitas de amostras com textura viborgítica, indicando que os processos de alteração metassomáticos/hidrotermais foram mínimos ou ausentes nestas porções do maciço.

A coexistência de texturas *rapakivi* com feições orto a mesocumulática, sugere que os processos de acumulação mecânica de feldspatos alcalinos em estágios magmáticos iniciais estejam relacionados com a formação de textura *rapakivi*.

ABSTRACT

The São Francisco *rapakivi* granitic massif (MGRSF) intrudes metasedimentary rocks of São Roque Group. The pluton presents an approximately ellipsoidal shape and it is limited by high-angle shear zones (Moreiras to the north and Pirapora to the south).

It is composed by five faciolities: SF1 – fine-grained biotite-hornblende-quartz monzonite; SF2 – fine to medium grained biotite-porphyroid granite; SF3 – coarsened biotite-porphyroid granite (pyterlitic); SF4 – coarsened biotite porphyritic granite (pyterlitic to wiborgitic) and SF5, fine equigranular granite dikes.

The mineral chemistry studies provided the characterization of the mineral components of the MGRSF: **felsic minerals** – alkaline feldspar with composition Or_{56-74} , with increase of K content from the core to the rim, and decrease of Al, Na and Ba; matrix plagioclase and megacrystals with albitic composition in the core and oligoclase composition in the rim, and *rapakivi* ovoids mantle with oligoclase composition; **mafic minerals** – fluorapatite, with anomalous high fluor content (between 4.9 and 6.1 %), zircon, ilmenite and hematite.

The chemical analysis of biotite provided the separation of two groups, based on Al_2O_3 and MgO content: **magmatic biotites** (BM), preserving the primary chemical composition and, probably reflecting the magmatic conditions, implying this way, the evolution of the liquid composition; and **secondary biotites** (BA), showing alteration and departure of the original chemical composition, due to the action of a fluid phase that provoked a reequilibrium in a tardi to post-magmatic period.

The magmatic biotites exhibits good linear correlations in several Harker diagrams: R^{2+} versus R^{3+} , with Al^{VI} and Fe^{2+} responsible for this type of substitution, Si versus Al^{IV} , clintonite, talc and Ti versus $Al^{IV} + Cr + Fe^{2+} + Mg + Mn$. The secondary biotites are characterized by the following substitutions: R^{2+} versus R^{3+} , Si versus SV, Ti versus Al^{IV} and talc. In the discriminative diagrams of magmatic series, based on the biotite chemistry, the samples from MGRSF fall preferentially in the field of subalkaline and alkaline associations.

The geobarometric study based on the chemical analysis of the MGRSF amphiboles, allows the consideration of pressures between 0.8 and 1.8 Kb, reflecting pressures conditions

during the tardi to post magmatic period, time that the circulation and fluids promoted reequilibrium reactions of the minerals, notably biotites.

The MGRSF is characterized as a *rapakivi* in this work. The *rapakivi* texture in the MGRSF, is interpreted as magmatic, due to the following textural and chemical features: a) absence of alkaline feldspar in the matrix mantled by oligoclase; b) identical compositions between the rims of plagioclase of the matrix and plagioclases that composes the ovoid mantles of the alkaline feldspar; c) presence of primary chemical composition of the biotites in the wiborgitic samples, suggesting that the metassomatic/hidrothermal alteration processes were absent or at least relatively less important in this samples.

The coexistence of *rapakivi* textures and orto to mesocumulatic features, suggest that the mechanical accumulation processes of alkaline feldspar in initial magmatic stages should be related to the formation of *rapakivi* textures.

LISTA DE ABREVIACÕES UTILIZADAS

MGRSF – Maciço Granítico *Rapakivi* São Francisco

BM – Grupo das biotias de composição primária

BA – Grupo das biotitas de composição secundária

Bio – biotita

Hbl – hornblenda

Ap – apatita

Zir – zircão

Fluo – fluorita

Op – minerais opacos

SF 1 – hornblenda quartzo-monzonito

SF 2 – biotita- granito porfiróide fino a médio (mosqueado)

SF 3 – biotita – granito porfiróide grosso (pyterlítico)

SF 4 –biotita-granito porfirítico grosso (pyterlítico a viborgítico)

SF 5 – diques de biotita-granito equigranular fino

I. INTRODUÇÃO

I.1. Apresentação do tema

Os granitos *rapakivi* têm despertado o interesse de petrólogos do mundo todo, por suas características texturais, petrográficas, geoquímicas, tipo de mineralização, modo de ocorrência singulares, e pela sua relevância petrológica para a compreensão da evolução magmática e tectônica de terrenos pré-cambrianos.

A partir do trabalho pioneiro de Sederholm (1898), sobre os granitos *rapakivi* do Sul da Finlândia, várias outras ocorrências foram depois descritas; inicialmente no Escudo Fenoescandinavo e, em seguida, nos países bálticos, América do Norte, América do Sul e China, entre outros, sendo conhecidos atualmente mais de duzentos granitos *rapakivi* no mundo todo.

No Brasil são conhecidas duas principais regiões de ocorrência desse tipo de granito: no Cráton Amazônico (Verhofstad 1971; Dall'Agnol *et al.* 1975, Mendoza 1975, Bettencourt & Kaedei 1984; Bettencourt & Dall'Agnol 1987, Bettencourt *et al.* 1995), e nos terrenos neoproterozóicos do Estado de São Paulo (Galembeck *et al.* 1992; Janasi 1995; Galindo *et al.* 1995; Wernick 2000).

O Maciço Granítico *Rapakivi* São Francisco, integrante dessa última região, faz parte do Cinturão Itú (Vlach 1990), ou da Província *Rapakivi* Itú (Wernick *et al.* 1991). É composto por biotita-granitos de composição sienogranítica a monzogranítica, com textura pyterlítica a viborgítica e, subordinadamente, por quartzo-monzonitos inequigranulares. Os primeiros trabalhos na região foram efetuados por Knecht (1946, 1949a, 1949b), que elaborou um perfil geológico esquemático entre as cidades de Sorocaba e Piedade. Godoy (1989) apresenta um trabalho intitulado "Caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos

Maciços Sorocaba e São Francisco”, e elabora o primeiro mapa do MGRSF com sete faciologias mapeáveis. Silva (1995), buscando estabelecer critérios distintivos de fertilidade em corpos graníticos mineralizados do Estado de São Paulo, com base na integração de parâmetros geológicos, petrográficos, petroquímicos, mineralógicos e metalogenéticos, efetua um estudo sobre os Maciços Correias, Pilar do Sul e São Francisco, incluindo dados de litogeoquímica, mapa geológico, e análise de minerais acessórios, entre outros.

I.II. Objetivos

Esta dissertação objetiva contribuir para o conhecimento da geologia do Maciço São Francisco, com base em estudos petrográficos, mineralógicos e de química mineral, visando complementar os trabalhos anteriores de mapeamento, caracterização faciológica/ petrográfica, e geoquímica.

O estudo da química mineral objetivou a classificação dos minerais essenciais e acessórios, bem como a análise das substituições catiônicas presentes nas biotitas, fornecendo dados auxiliares para a compreensão da evolução magmática e metalogenética do maciço.

I.III. Localização e acessos

O Maciço Granítico São Francisco está compreendido em uma área delimitada pelos meridianos 47°32' e 47°15' de longitude oeste e pelos paralelos 23°40'30" e 23°30' de latitude sul, demarcada no mapa abaixo em traço azul-escuro pontilhado e compreendida nas folhas topográficas Sorocaba (SF-23-Y-C-V) e Salto de Pirapora (SF -23-Y-C-IV-2), figuras 1.1.a e 1.1.b.

O acesso à área pode ser feito pelas rodovias Castelo Branco (SP-280) ou Raposo Tavares (SP-270) até as cidades de Sorocaba e Votorantim. A partir daí adentra-se o maciço pela parte oeste, seguindo-se para Piedade e Salto de Pirapora. Pela parte leste do maciço, o acesso é feito através de estradas vicinais que ligam Votorantim a Alumínio.

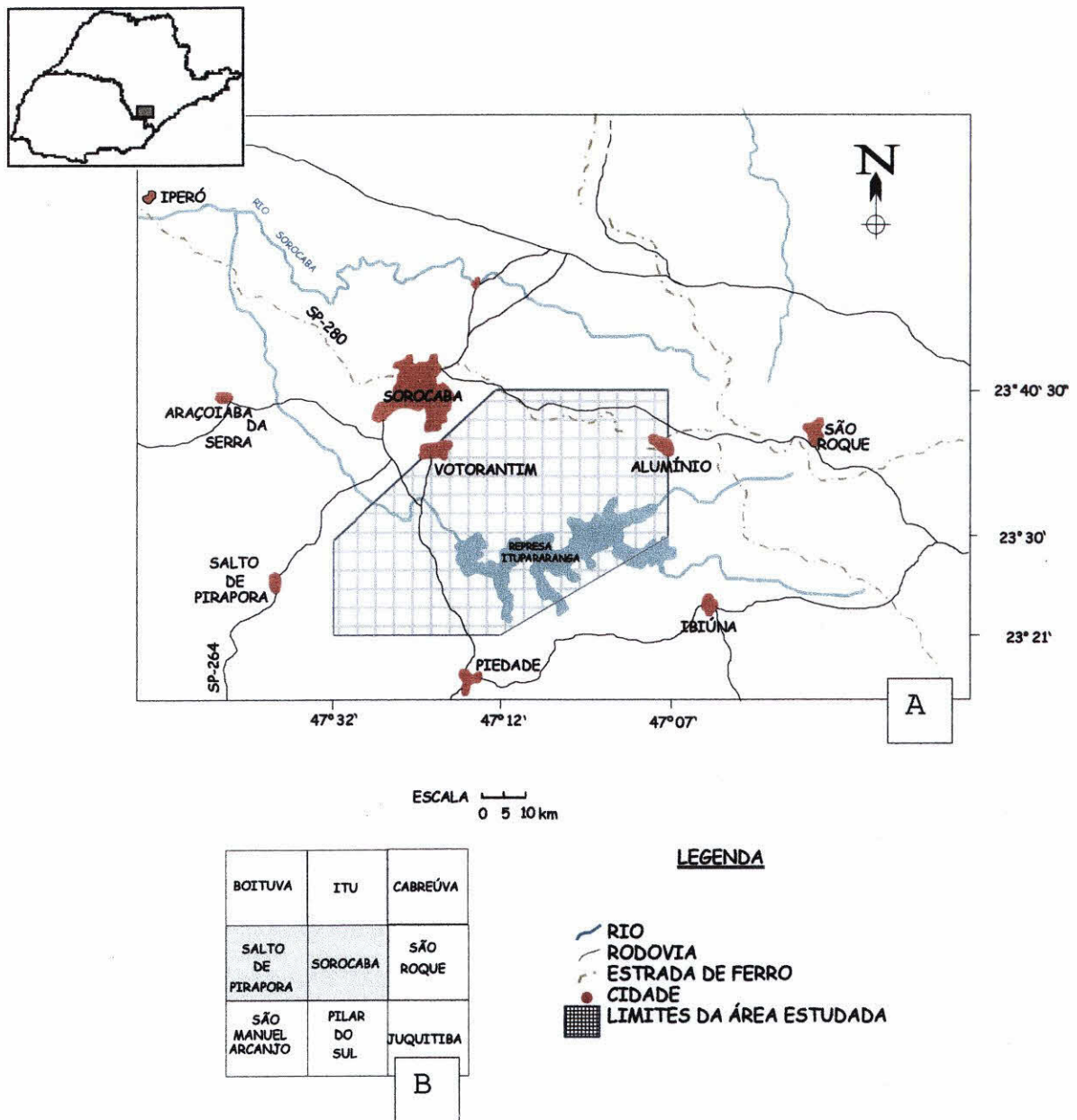


Figura 1.1.1.a) Mapa de localização da área estudada, com seus acessos; b) articulação das folhas topográficas em escala 1:50 000

I.IV. Materiais e métodos

I.IV.I. Levantamento bibliográfico

Foi efetuado o levantamento da bibliografia disponível para a região – regional e local – bem como da bibliografia pertinente aos temas propostos neste estudo. Foram utilizados mapas topográficos e geológicos (escala 1: 50 000), fotografias aéreas e imagens de satélite TM-Landsat, visando uma melhor definição da cartografia do maciço, além de fornecerem dados fotointerpretativos complementares para o trabalho.

I.IV.II. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram feitos em três etapas, visando por um lado checar os mapas geológicos disponíveis e as diferentes faciologias e, por outro, verificar as principais estruturas presentes, juntamente com a amostragem detalhada do maciço.

Etapa 1 – reconhecimento geral do maciço e verificação das principais diferenças faciológicas;

Etapa 2 – coleta de amostras e checagem das faciologias encontradas com aquelas assinaladas nos mapas geológicos existentes; paralelamente, procurou-se obter a maior cobertura possível da área, levando-se em conta os afloramentos disponíveis do maciço.

Etapa 3 – após confecção e análise do mapa de pontos do maciço, buscou-se, nesta etapa, complementar a amostragem nas áreas não amostradas anteriormente, bem como procedeu-se a coleta adicional de dados estruturais e o estudo das zonas de contato das diferentes faciologias que compõem o maciço.

Para a elaboração deste trabalho foram realizados cerca de vinte dias de atividades de campo, perfazendo um total de 80 afloramentos descritos, incluindo a coleta de 52 amostras.

I.IV.III. Descrições petrográficas e modas

Foram descritas aproximadamente 60 lâminas delgadas do maciço São Francisco e recuperadas 20 descrições de Silva (1995). Efetuou-se um estudo petrográfico pormenorizado das fases mineralógicas essenciais e acessórias das rochas do maciço, incluindo as fases de alteração, com ênfase nas alterações tardi a pós-magmáticas, juntamente com aspectos texturais e estruturais das rochas estudadas.

As contagens modais das amostras com textura porfirítica foram feitas em ladrilhos de rocha de 10 X 10cm, após coloração dos feldspatos alcalinos com solução de cobaltonitrito, método proposto por Moraes & Rodrigues (1978). No ensaio de coloração as fatias de rocha são serradas com aproximadamente 1 cm de espessura, sendo previamente mergulhadas em solução de ácido fluorídrico e, em seguida, em cobaltonitrito de sódio, por cerca de 5 minutos. Depois de lavada em água corrente, os feldspatos alcalinos adquirem cor amarela forte, enquanto que os plagioclásios, amarela muito clara. As contagens modais das rochas de granulação média e fina (diques e fácies quartzo-monzonítica) foram efetuadas com auxílio do *charriot* em microscópio petrográfico *Zeiss Axioplan*. A

nomenclatura utilizada para as rochas do maciço foi baseada nos dados modais, segundo a classificação de Streckeisen (1976).

I.IV.IV. Análises de química mineral

As análises químicas em minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica da Universidade de São Paulo. Trata-se de uma microsonda da marca Jeol, modelo JXA 8600 Superprobe, com cinco espectrômetros EDS (Energy Dispersive System), para análises qualitativas e WDS (Wavelength Dispersive System), para análises quantitativas, sendo acoplado a um sistema de análise automatizado marca Tracorn-Northern (Norrnan Instruments, 1990).

As condições analíticas de operação do equipamento foram as seguintes:

Voltagem de aceleração: 15 keV;

Feixe de corrente: 20.10+-0.10 μ ;

Tempo de contagem médio: 30s;

Diâmetro do feixe:

- 1 μ m para zircão e titanita;
- 5 μ m para biotita, minerais opacos e feldspato alcalino;
- 10 μ m para plagioclásio.

Foram realizadas 92 análises químicas de biotitas, escolhendo-se as faciologias do maciço que apresentavam cristais com pouca ou nenhuma alteração (SF2, 3 e 4). Para esta finalidade foram escolhidos os cristais maiores e mais límpidos, nos quais realizaram-se perfis contendo até 8 pontos de análises (da borda ao centro). Em relação aos plagioclásios, foram efetuadas análises em cristais da matriz e em megacristais, perfazendo pelo menos dois pontos de análise em cada cristal (borda e centro), somando ao todo aproximadamente 60 pontos. Além das análises do manto de plagioclásio dos ovóides *rapakivi*, foram

também efetuadas análises de feldspatos alcalinos da matriz e dos respectivos ovóides *rapakivi*.

Os minerais acessórios analisados foram zircão, titanita, ilmenita, magnetita e apatita. Aqui foi efetuado um número mais reduzido de análises, em geral um ou dois pontos de análise em cada mineral, totalizando cerca de 50 análises, para o conjunto de minerais acessórios analisados. Foram analisados principalmente os minerais acessórios inclusos nas fases essenciais, localizando sempre que possível o ponto de análise no centro do cristal, e, quando possível, também na borda.

I.IV.V. Obtenção de imagens

Para obtenção das imagens foram utilizados os seguintes equipamentos, acoplados a microcomputadores com o *software* Leica Qwin:

Microscópio Zeiss Axioplan 2, com luz polarizada e acoplado a uma câmera CCD da marca Sony, modelo XC 003P;

Lupa binocular com luz polarizada, da marca Zeiss, modelo Stemi SV11, acoplado a uma câmera CCD de mesma especificação;

Sistema macroviewer da marca Kaiser, modelo RT1, com câmera CCD de mesma especificação;

Os dois primeiros itens de equipamentos foram utilizados para obtenção de imagens de lâminas delgadas e, o terceiro, para amostras de mão. Foram utilizados dois laboratórios: Laboratório de Análises Mineralógicas do Departamento de Geotectônica e Mineralogia, e Laboratório de Petrografia Sedimentar, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, ambos do Instituto de Geociências da USP.

II. REVISÃO

II.I. Revisão sobre granitos *rapakivi*

II.I.I. Introdução e Conceitos Gerais

Granitos *rapakivi* têm sido descritos na literatura escandinava há mais de um século, tendo sido Sederholm (1898) o responsável pela introdução do termo *rapakivi* na literatura mundial, a partir de seu trabalho pioneiro intitulado “Über die finnländischen Rapakiwigesteine”, focalizando a ocorrência clássica deste tipo de granito no sul da Finlândia.

Até o início do século, as únicas ocorrências de granitos *rapakivi* descritas na literatura eram as do sul da Finlândia, Suécia e Ucrânia. No início da década de 40, outras ocorrências foram descritas, inicialmente nos países bálticos e Estados Unidos, sendo hoje conhecidos granitos *rapakivi* em várias partes do mundo, como Labrador, Venezuela, Brasil, Botswana, China, entre outros. A figura 2.1.1.a e b mostra a distribuição dos granitos *rapakivi* no sul da Finlândia e no mundo.

Os granitos *rapakivi* apresentam peculiaridades texturais e químicas que facilitam sua diferenciação das demais rochas granitóides. Foram recentemente redefinidos como granitos tipo “A”, os quais apresentam textura *rapakivi* pelo menos nos batólitos maiores (Haapala & Rämö 1992). Existe consenso entre os pesquisadores de que a textura *rapakivi* deve abranger os seguintes aspectos: a) forma ovóide dos megacristais de feldspato alcalino; b) manteamento dos ovóides de feldspato alcalino por plagioclásio de composição oligoclásio-andesina, porém, não necessariamente de forma generalizada; c) ocorrência de duas gerações de feldspato alcalino e quartzo.

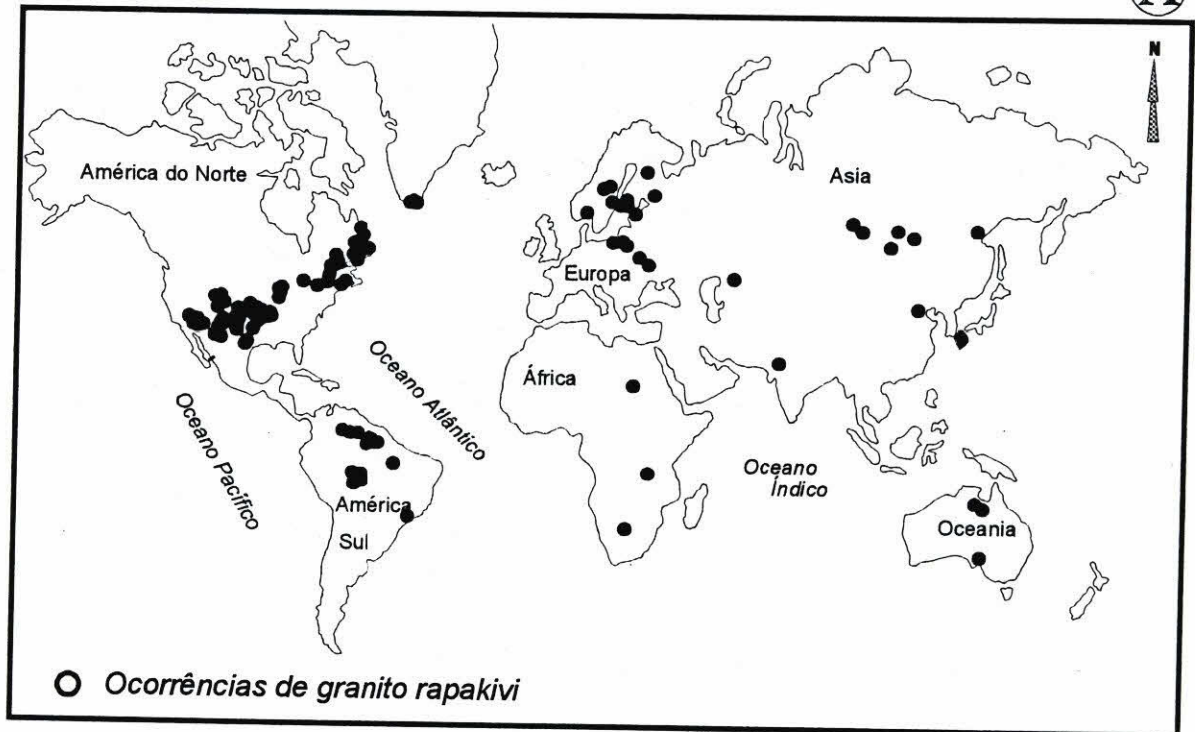
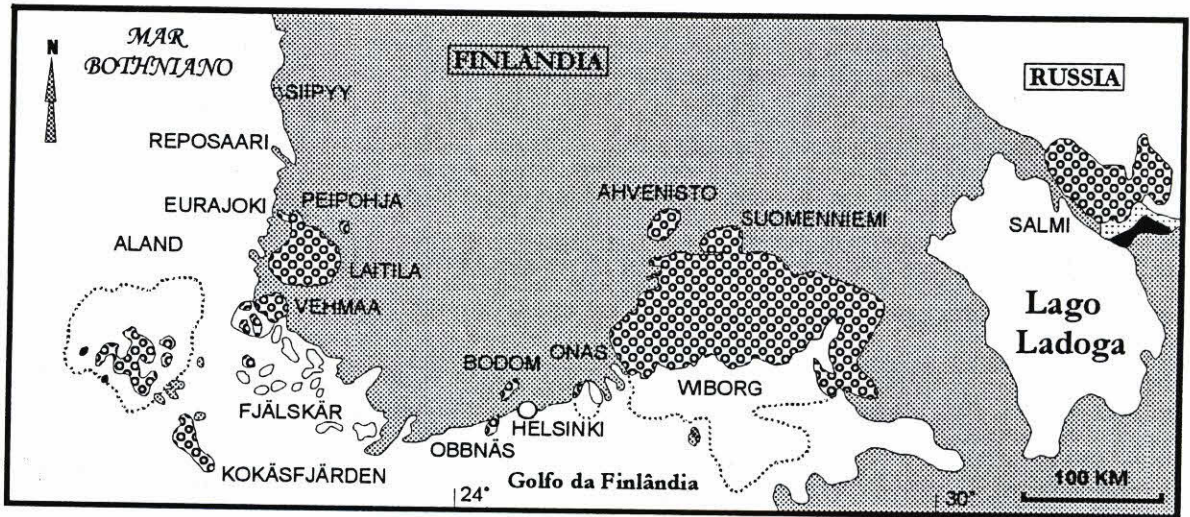


Figura 2.1.1 a) Granitos *rapakivi* do Sul da Finlândia. b) Esquema simplificado das ocorrências mundiais de granito *rapakivi*. Modificado de Rämö & Haapala, 1999.

II.1.II. Modo de ocorrência

Os granitos *rapakivi* exibem associação litológica e modo de ocorrência que, combinados, os diferenciam das demais suítes graníticas (Haapala & Rämö *op cit.*). Ocorrem, freqüentemente, como batólitos e *stocks* intrusivos em sequências de rochas metamórficas, sem evidências de deformação orogênica em sua trama.

Comparados aos granitóides de associações cálcio-alcálicas típicas, as rochas dos granitos *rapakivi* mostram uma variação composicional mais restrita, caracterizadas pela presença de minerais máficos enriquecidos em Fe, juntamente com alto conteúdo de feldspato alcalino.

Em geral, as associações magmáticas dos granitos *rapakivi* são bimodais, apresentando como termos félsicos, riólitos, granitos e sienitos, e como termos máficos diabásio, gabro e anortosito, sendo que a interação entre magmas félsicos e máficos, pode gerar, localmente, membros híbridos intermediários, como monzodioritos. Algumas ocorrências, no entanto, não apresentam termos máficos, o que pode ser explicado não só pela ausência de uma exposição mais ampla, como também pelo nível de erosão em que se encontram os maciços, pois as rochas máficas tendem a se concentrar nas porções inferiores dos mesmos (Haapala & Rämö, 1999).

A maioria dos granitos *rapakivi* têm idade proterozóica (em geral entre 1.0 a 1.8 Ga), mas ocorrem também complexos graníticos *rapakivi* de idades arqueana e fanerozóica. Esses dados são compatíveis com a hipótese de que não existiu um único evento de formação de granitos *rapakivi*, mas, sim, vários eventos magmáticos, desde o Arqueano Inferior até o Terciário, embora a maior expressão deles tenha ocorrido entre 1.8 e 1.0 Ga. Os granitos *rapakivi* da Amazônia, por exemplo, foram gerados em cinco episódios magmáticos distintos

(Bettencourt *et al.*, 1995). Aparentemente, as ocorrências não apresentam controle geotectônico ou espacial entre si, dada sua ampla distribuição geográfica e variação em idade.

Muitos granitos *rapakivi* hospedam, ainda, importantes depósitos minerais do tipo veios, *greisen* e *skarn* de Sn (e, subordinadamente, W, Be, Zn, Pb e Ag), associados, geoquímica e mineralogicamente com os topázio-microclínio-albita-granitos

II.I.III. Geoquímica

Os complexos *rapakivi* apresentam pequena variação composicional e mineralógica, com a maior parte deles (70 a 80%) tendo sido formada por uma sequência contínua e indiferenciada de granitos *rapakivi* (viborgitos) e hornblenda-biotita-granitos, contendo ocorrências menores de piroxênio-hornblenda-granitos, granitos porfiríticos variados, podendo chegar a granitos leucocráticos extremamente fracionados do tipo topázio-microclínio-albita-granitos.

Esses granitos mostram teores elevados em Si, K, F, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U, Zn e elementos terras-raras, excetuando-se Eu, com baixos teores em Ca, Mg, Al, P e Sr. Apresentam como feições químicas típicas as altas razões Fe/Mg, K/Na, álcalis total e Zr, bem como baixo teor em Al (Emslie, 1991). De acordo com vários autores (Nurmi & Haapala, 1986; Bettencourt & Dall'agnol, 1987; Anderson & Bender, 1989; Rämö & Haapala, 1990; Amelin *et al.* 1991; Emslie, 1991), os granitos *rapakivi* mostram feições características de granitos fanerozóicos do tipo "A" e de granitos intra-placa.

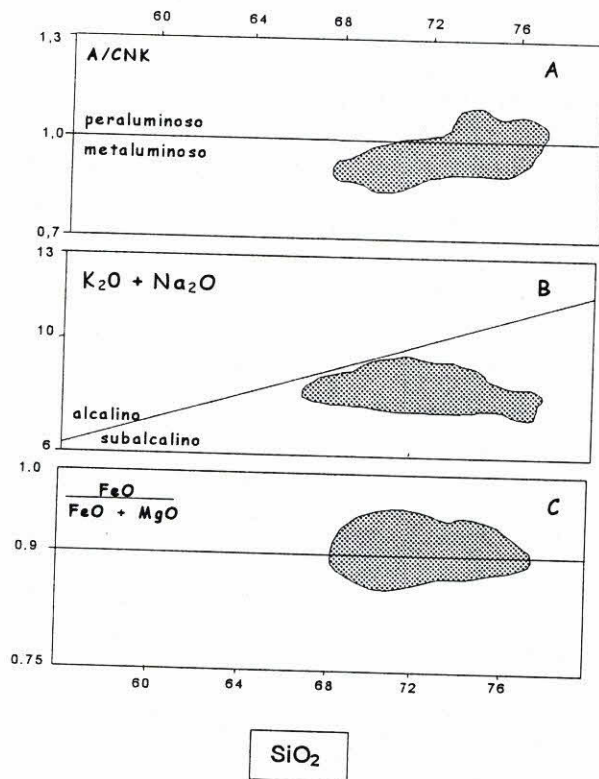
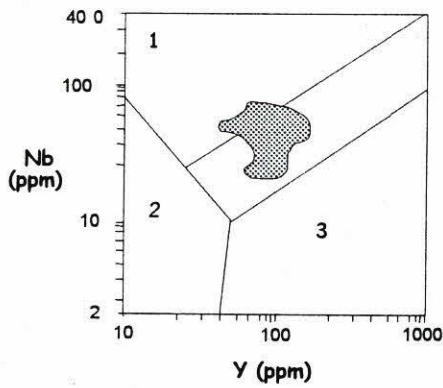


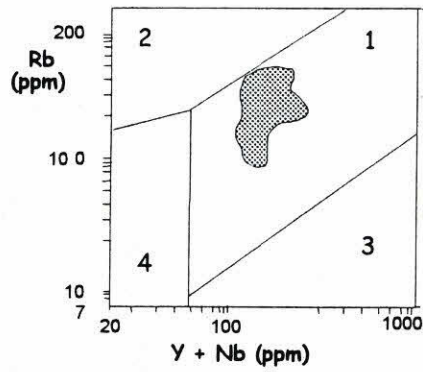
Figura 2.1.2 – A área hachurada nos três diagramas (a, b, e c) corresponde às áreas com análises químicas de rochas félsicas de granitos *rapakivi* finlandeses, plotadas nos diagramas: (a) SiO_2 versus A/CNK, (b) SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ e (c) SiO_2 versus $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$. Modificado de Rämö & Haapala (1999)

Um estudo efetuado por Rämö & Haapala (1995), sobre as características químicas dos granitos *rapakivi* do sul da Finlândia, mostra que os teores de SiO_2 para as rochas félsicas se situam aproximadamente entre 68 e 76%, para os sienitos e granitos peralcalinos, respectivamente, com os mais leucocráticos mostrando índices mais elevados em Fe_2O_3 e Na_2O , e mais baixos em MgO , CaO e P_2O_5 (Fig.2.1.2.a,b e c)

Em relação ao índice de saturação em alumina, a grande maioria dos granitos *rapakivi* finlandeses se situa próximo ao limite dos campos de granitos peraluminosos e metaluminosos, com a razão A/CNK média de 0.99 (Fig.2.1.2.a). Apresentam altos conteúdos de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 6.4 a 9.9), caindo no campo subalcalino do diagrama sílica versus álcalis de Irvine & Baragar (1971) e apresentando um enriquecimento típico em ferro nos termos graníticos e sieníticos, expresso pela razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, com valores situando-se no intervalo de 0,79 a 1,00 (Fig.2.1.3.c). Quando os complexos *rapakivi* contêm termos peralcalinos, esse enriquecimento em ferro é ainda mais elevado, com a razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ situando-se entre 0,90 e 1,00.



A



B

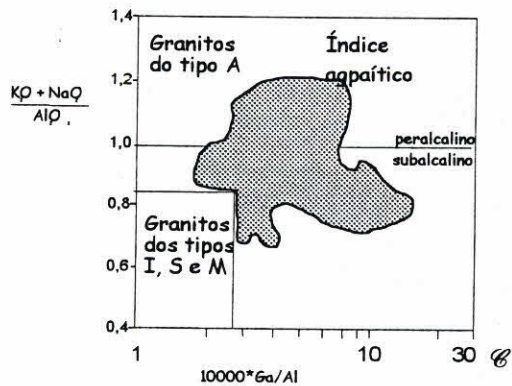


Figura 2.1.3 a, b, c – Análises litogeoquímicas de granitos *rapakivi* finlandeses e rochas associadas (diques e sienitos), nos diagramas discriminantes: (a e b), Pearce et al. (1984); e Whalen (1987). Legenda: 1 – Granitos intraplaca; 2 – Granitos sin-colisionais; 3 – Granitos orogênicos; 4 – Granitos de arco vulcânico. Extraído de Rämö & Haapala (1999)

Os conteúdos totais de elementos terras raras leves (ETRL) também é maior do que a de vários outros tipos graníticos (Turekian & Wedepohl 1961), mostrando altos índices de F, Rb, U, Th e Pb. São também característicos os altos índices em Zn, Ga, Nb, Y, Zr, Hf, Li e Sn, com baixos índices em Sr, e razões $Ga/Al \cdot 10000$ entre 1,7 e 15,1. Os granitos *rapakivi* finlandeses apresentam também anomalia negativa em Eu, com razão média de $Eu/Eu^* = 0.26$ (Rämö & Haapala 1999).

Os termos mais diferenciados, representados por topázio-microclínio-albita-granitos, diferem da composição apresentada pelos granitos, pois exibem teores mais elevados em F, Y, U, Pb, Li e Ga, sendo mais baixos em Zr, Sr, Ba e elementos terras raras total (ETR), com anomalias negativas de Eu mais pronunciadas e enriquecimento menor em ETRL. O *trend* evolucionar fayalita-biotita-hornblenda-granito \Rightarrow biotita-hornblenda-granito \Rightarrow biotita-granito \Rightarrow

topázio-microclínio-albita-granito é marcado pelo aumento em Si, F, Ga, Sn e Rb, com decréscimo em Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Ba, Sr, Sc e Zr. Feições mineralógicas e petrográficas evidenciam uma história de cristalização multifásica, juntamente com condições de cristalização em temperaturas altas e pressão confinante baixa.

As razões isotópicas iniciais de Sr, Nd e Pb indicam, na maioria dos casos, origem na crosta inferior; porém as composições isotópicas das porções máficas indicam origem mantélica, ou seja, os granitos do tipo *rapakivi* representam uma composição a partir da interação dessas duas fontes.

Os granitos e sienitos *rapakivi* finlandeses foram plotados em diversos diagramas discriminantes (Rämö & Haapala, *op cit.*). No diagrama 2.1.4.a e b, de Pearce *et al.* (1984), as amostras desses granitos dispõem-se no domínio dos granitos intraplaca. De acordo com Rämö & Haapala (*op. cit.*), essas características são observadas na maioria dos granitos *rapakivi* do mundo. No diagrama de Whalen *et al.* (1987) (Fig.2.1.4.c), as amostras dos granitos *rapakivi* situam-se no campo dos granitos tipo "A" subalcalinos a peralcalinos.

Os granitos tipo "A" foram definidos originalmente por Loiselle & Wones (1979), para separar um grupo de rochas granitóides formadas em ambiente anorogênico (intraplaca ou zonas de *rift*), com características geoquímicas particulares (altos teores em álcalis, Fe/Mg, F, Zr, Nb, Ga, Y e ETR, com forte anomalia negativa de Eu e baixos teores em Ca, Ba e Sr), mineralogia anidra, tendência alcalina, podendo também incluir termos peraluminosos, bem como outros tipos de rochas graníticas. A partir dessa divisão inicial, vários trabalhos foram publicados discutindo a viabilidade do conceito de granitos tipo "A" (Whalen *et al.*, 1987; Eby 1990, 1992; King *et al.* 1997, entre outros), pois este novo grupo de granitos abrangia rochas de diferentes associações (alcalinas e aluminosas), nem sempre associadas a ambientes anorogênicos.

Assim, surge uma nova proposta subdividindo os granitos tipo "A" em dois grupos distintos: granitos tipo "A", alcalinos, e granitos tipo "A", aluminosos, que apresentam características petrográficas, geoquímicas, isotópicas e modelos petrogenéticos distintos, discutidos amplamente nos trabalhos de Eby, 1990; Hogan *et al.* 1992; Pitcher, 1993, entre outros.

Os granitos *rapakivi* apresentam as seguintes características petrográficas: granitóides maciços onde predominam composições sieno a monzograníticas e, mais raramente, granodioríticas e quartzo-monzoníticas, com biotita anítica como mineral máfico mais importante, podendo conter ainda anfibólio cálcico (ferroedenita e ferrohastingsita). Os minerais acessórios são zircão, apatita, allanita, xenotima e ilmenita. Geoquimicamente podem ser classificados como granitos metaluminosos a peraluminosos; em diagramas discriminantes caem no campo de granitos tipo "A" ou intraplaca (Rämö & Haapala 1999). De acordo com as características petrográficas, geoquímicas e isotópicas, podem ser classificados como granitos tipo "A" aluminosos.

II.I.IV. Química mineral

Os feldspatos alcalinos componentes dos granitos *rapakivi* compreendem dois tipos: os megacristais ovóides manteados e os cristais da matriz. A composição dos megacristais de feldspato alcalino pertíticos e dos cristais da matriz se situa entre $Or_{50-80} Ab_{20-50} Na_{0,5-4,0}$, com plagioclásio de composição $An_{36-38} Ab_{59-62} Or_2$. Apresentam, em geral, zoneamento com aumento, da borda para o centro, de Ba, Na, Sr e K/Rb e diminuição de K e Rb, com alterações locais de K. Os minerais máficos, quando inclusos nos ovóides, têm distribuição também zonada, com predomínio de hornblenda nas porções centrais e biotita próximo às bordas; os conteúdos de Fe^{tot} e K aumentam do núcleo para a borda, enquanto o Mg, Na e Ca diminuem. O termômetro, com base em dois feldspatos, indica

temperaturas entre 710 e 750° C, com pressão de 1 kbar, para os ovóides (Rundquist *et al.* 1991, Lintala *et al.* 1991). Os plagioclásios da matriz apresentam composição albítica.

As biotitas dos granitos *rapakivi* têm uma composição extremamente particular, ocupando geralmente o campo das annitas no diagrama de Winchell (1949) (Fig.2.1.4). Apresentam razão Fe/Mg entre 0.8 e 0.98 e caem entre os campos I (pegmatitos) e II (granitos) no diagrama de Foster (1960), representado pelo pólos Al - Fe₃₊ - Ti / Fe - Mn₂₊ / Mg (Fig. 2.1.5).

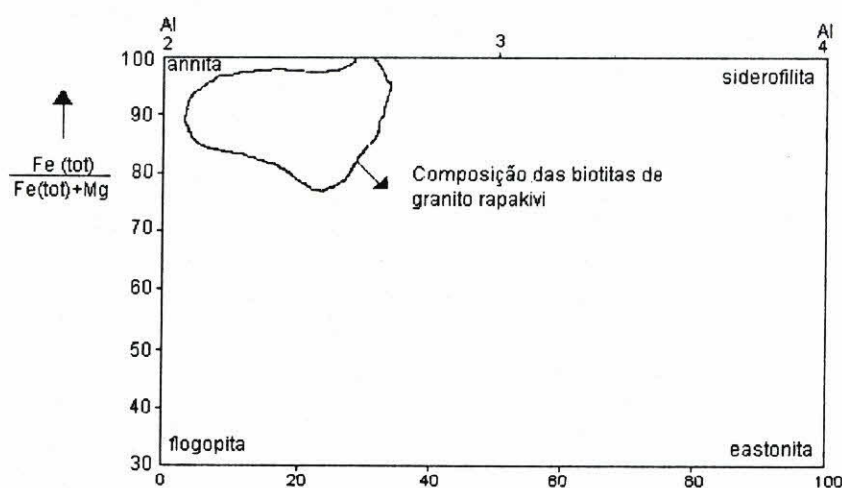


Figura 2.1.4 – Campo composicional das biotitas de alguns granitos rapakivi finlandeses e russos, segundo o Diagrama de Winchell (1949). Extraído de Veslikoslavinsky (1994).

No diagrama de Nockolds (1947, Fig. 2.1.6.), as biotitas dos granitos *rapakivi* se distribuem entre os campos II, campo com biotitas apenas, e campo III, de biotitas que ocorrem associadas com hornblenda, piroxênio e olivina.

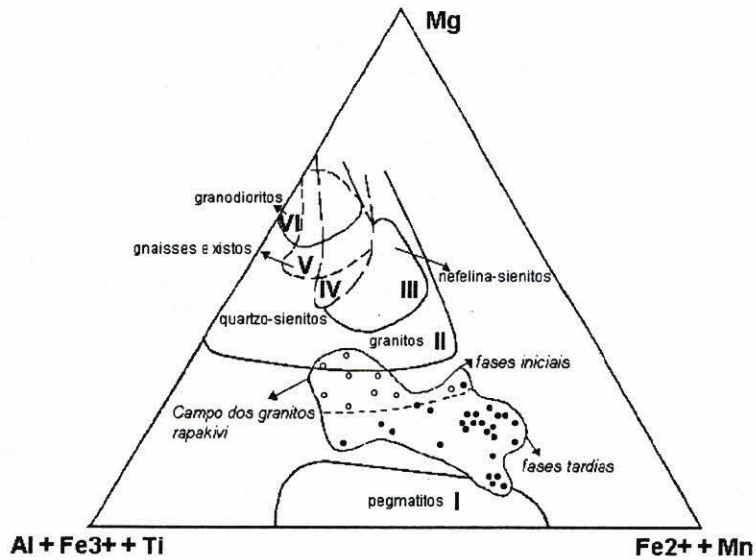


Figura 2.1.5. – Biotitas de granitos *rapakivi* plotadas no diagrama de Foster (1960). A composição da biotita é representada por cátions do grupo octaédrico na fórmula estrutural. Em círculo cheio são representadas as biotitas que representam composições de fases tardias, enquanto em círculo vazio as biotitas de fases iniciais. Extraído de Veslikoslavinsky (1994).

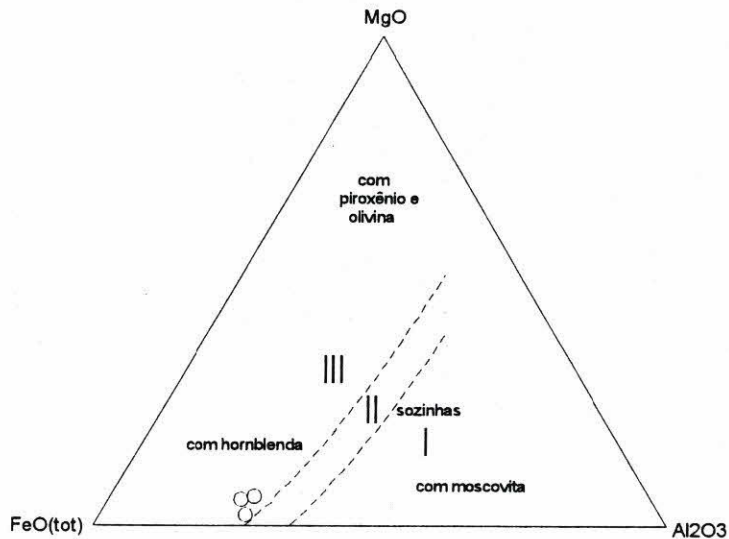


Figura 2.1.6. Diagrama de Nockolds (1947) com biotitas de granitos *rapakivi*. Os campos I a III representam composições de biotitas de acordo com as diferentes associações minerais: I) biotitas associadas com moscovita, topázio, etc...; II) biotitas não acompanhadas de outros minerais; III) biotitas associadas com hornblenda, piroxênio ou olivina. Extraído de Veslikoslavinsky (1994).

Para os elementos maiores, a evolução composicional das biotitas dos granitos *rapakivi* caracteriza-se por um aumento dos conteúdos de Al (tetraédrico e octaédrico), de ferro trivalente, com decréscimo em Si, Ti, e Mg e ferro bivalente das fases iniciais para as tardias.

Os conteúdos de elementos menores apresentam, das fases iniciais para as tardias, um aumento progressivo em Sn, Y, Nb, Zr, Rb, Cs e F, com decréscimo em Ba, Co, Ni e V.

A hornblenda cálcica ocorre em geral sob a forma de ferrohastingsita e, raramente, como grunerita, esta última sempre em porcentagens mínimas. De acordo com Simonen & Vormo (1976), as ferrohastingsitas encontradas nos granitos *rapakivi* do sul da Finlândia apresentam uma pequena deficiência em Al nos sítios tetraédricos, com o excesso de Al sendo utilizado na substituição do Fe^{3+} no sítio octaédrico, enquanto parte do Fe^{2+} é substituído pelo Mg; ocorre também uma pequena deficiência em Ca e Na.

II.I.V. Condições de cristalização

A colocação dos granitos *rapakivi* ocorre, em geral, em condições de nível epizonal, sendo comum a associação com rochas vulcânicas e subvulcânicas.

De acordo com Eklund & Shebanov (1999), com base em estudos geotermobarométricos envolvendo granitos *rapakivi* do hemisfério norte, o limite máximo de T em intrusões *rapakivi* não excede 800°C. Prevalecem temperaturas ao redor de 780° e pressões entre 4,5 e 6,0 kbar. Estes valores são sensivelmente diferentes dos anteriores que estimavam temperaturas mais altas, baseando-se na ausência ou escassez de xenólitos.

Temperaturas de aprisionamento de inclusões fluídas são da ordem de 550-600° C (Sonyushikin *et al.* 1996; Shebanov & Poritski 1993; Savatenko *et al.* 1996), indicando baixas temperaturas das condições de "solidus" ao nível de colocação dos maciços.

II.I.VI. Posicionamento tectônico

A ocorrência mais comum de granitos *rapakivi* é ao longo de zonas distensivas lineares intracontinentais. O fato desses granitos apresentarem muitas feições similares às dos granitos tipo-A, fanerozóicos, levou muitos pesquisadores a relacioná-los com eventos de rifteamento proterozóicos incipientes ou abortados (Emshe 1978; Moise 1982; Anderson 1983; Haapala & Rämö 1990).

Tem sido sugerido que a formação dessas rochas pode estar relacionada com o avanço de plumas mantélicas em direção à crosta continental. Estudos geofísicos e de campo na Finlândia (Rämö & Haapala, 1995), a partir de enxames de diques de diabásio, mostram que os granitos *rapakivi* se situam em áreas com crosta continental afinada, em função da ascensão do manto, que leva à uma estrutura dômica e projetando-se para cima, em direção à crosta. Segundo esse modelo, haveriam dois limites para a descontinuidade de Mohorovicic em profundidades, respectivamente, de 40 e 50 km, delineando assim, um provável *underplate* de rochas máficas. Como consequência, no interior da crosta, ocorreria uma provável ascensão da descontinuidade de Conrad. Korja *et al.* (1993), consideram o afinamento da crosta como sendo produzido por uma tectônica extensional, associado a um *underplate* máfico. Estes estudos são compatíveis com a idéia de origem dos granitos *rapakivi* por com ascensão de material mantélico que, eventualmente, pode causar anatexia de porções inferiores da crosta continental (Bridgewater *et al.* 1974; Anderson 1983; Wyborn *et al.* 1988; Rämö & Haapala 1990).

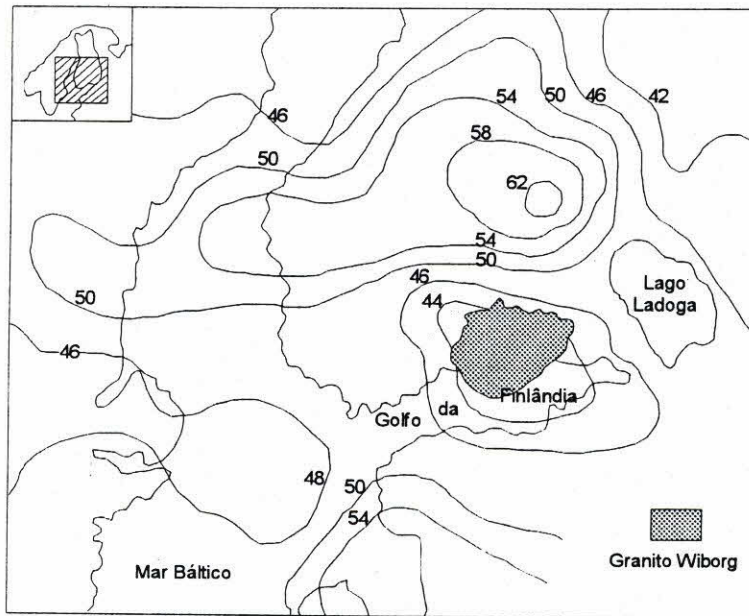


Figura 2.1.7 – Mapa mostrando a relação entre a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic e o Granito *Rapakivi* Wiborg. As linhas de contorno foram traçadas a partir de dados sísmicos. Extraído de Rämö & Haapala 1992.

Uma questão muito debatida sobre os granitos *rapakivi* é o seu caráter tectônico, se anorogênico ou orogênico. Alguns autores sugerem que a formação da maioria desses granitos está relacionada com existência de um supercontinente Proterozóico. Explicam sua formação pela convergência de processos relacionados à mudanças químicas, envolvendo possivelmente porções mantélicas, com fusão da crosta, e geração de magmatismo tipo *rapakivi*.

II.I.VII. Modelos para a formação da textura *rapakivi*

Há mais de um século que a formação de textura *rapakivi* vem despertando o interesse de petrólogos do mundo todo. Desde então, têm sido propostos vários modelos para sua explicação, porém, existindo vários pontos ainda não esclarecidos. Serão aqui apresentados os modelos atuais mais aceitos pelos pesquisadores para a origem deste tipo de textura.

1. Modelo de exsolução do plagioclásio (Dempster *et al.*, 1994)

Dempster *et al.* (1994), ao estudarem a química de feldspatos manteados do batólito de Wiborg, Finlândia, notaram um ligeiro aumento no conteúdo de Sr no plagioclásio dos ovóides de feldspato alcalino. Com base nisso, sugeriram que o plagioclásio corresponderia ao produto de uma exsolução relativamente tardia do feldspato alcalino. Os autores sugerem ainda, que o processo de exsolução da albita e redistribuição na margem do ovóide teria ocorrido em condições *subsolvus*, ou seja, de baixas temperaturas.

2. Modelo de mistura de magmas (Stirmac & Wark, 1992; Hämo & Haapala, 1995, entre outros)

Stirmac & Wark (1992) descrevem a formação de mantos de oligoclásio ao redor de núcleos de sanidina em dacitos de Clear Lake, Estados Unidos, com base na mistura de magmas básicos e dacíticos. Notaram que quanto mais máfico o magma, mais desenvolvidos são os mantos de oligoclásio. Descrevem também textura manteada de augita ao redor de grãos de quartzo. Em termos termométricos, consideraram temperaturas de 750° C para o magma hospedeiro e de 900 °C para o magma intrusivo.

Os granitos *rapakivi* estão geralmente associados com magmas máficos de composição variada (desde básicos até intermediários). Sabe-se que a temperatura desses magmas é superior a dos magmas graníticos. A interação entre os magmas félsico e máfico pode gerar megacristais encapsulados neste último e vice-versa (Rämo 1991; Lindbergh & Eklund 1992; Eklund 1993; Salonsaari 1994). Andersson & Eklund (1994) consideram que os xenocristais derivados de magmas ácidos são totalmente dissolvidos no magma básico.

3. Modelo de descompressão sub-isotermal (Nekvasil 1991; Eklund & Shebanov 1999)

Nekvasil (1991), ao obter pressões de cristalização entre 1 a 8 kbar para sete granitos *rapakivi* distintos, concluiu que a textura *rapakivi* foi formada quando o sistema magmático apresentava as seguintes características:

- a) insaturação em voláteis durante a ascensão;
- b) taxa de resfriamento durante a ascensão magmática situada entre 5 a 10 kbar⁻¹, ou seja, condições de ascensão sub-isotermal.

Entretanto, no modelo de Nekvasil (*op cit.*) é assumido que uma fusão *rapakivi* torna-se saturada em quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio rico em anortita, a partir de 5 kbar, ou antes do início da ascensão sub-isotermal para níveis mais superficiais da crosta.

Eklund & Shebanov (*op cit.*), ao estudarem assembléias mineralógicas encapsuladas em núcleos de ovóides de feldspato alcalino e megacristais de quartzo, assinalaram não terem encontrado indicações de cristalização próxima ao *liquidus* ($T > 950^{\circ} \text{C}$ e P de 5 kbar). Assinalam, ainda, que os dados termobarométricos disponíveis na literatura para ovóides feldspáticos em granitos do tipo *rapakivi* situam-se abaixo de 790°C .

Outro argumento desfavorável à formação de ovóides próxima ao *liquidus* é a presença de biotitas ricas em ferro, encapsuladas em ovóides e megacristais de quartzo, que tendem a se decompor em T mais elevadas, em função do decréscimo do seu campo de estabilidade com a coexistência das micas (Hewitt & Wones 1984). Adicionalmente, sabe-se que os núcleos de ovóides feldspáticos e

os megacristais de quartzo preservam, algumas vezes, inclusões de assembléias minerais em temperaturas inferiores a 700 °C.

II.II. Terminologia adotada

A nomenclatura utilizada para classificação das rochas graníticas foi a de Streckeisen (1976), que se encontra resumida na figura abaixo :

Diagrama de **Streckeisen (1973)**
Valores modais

- 1a - quartzolito
- 1b - granitóides quartzosos
- 2 - álcali-feldspato-granito
- 3 - granitos: 3a - sienogranito
3b - monzogranito
- 4 - granodiorito
- 5 - tonalito
- 6 - álcali-feldspato-sienito
- 7 - sienito
- 8 - monzonito
- 9 - monzodiorito
- 10 - diorito/gabro/anortosito

* prefixo "quartzo"

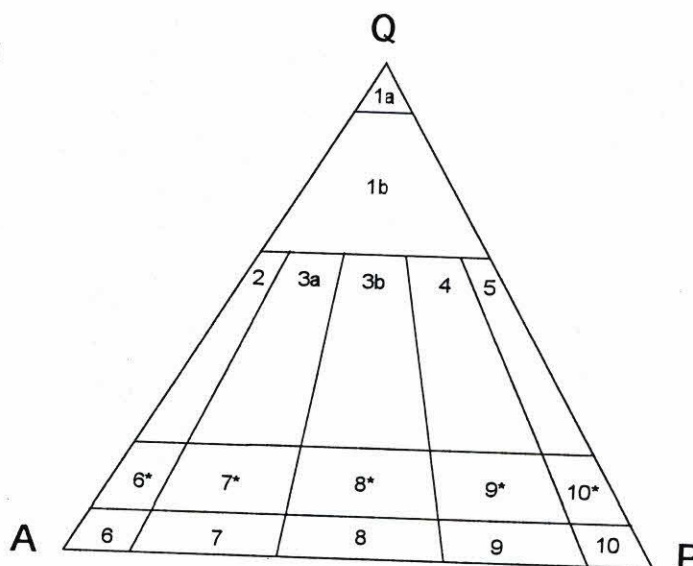


Figura 2.2.1 – Diagrama de classificação das rochas plutônicas de Streckeisen (1973) contendo a divisão composicional das rochas granitóides contendo quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino (valores modais).

Os critérios para definição das faciologias foram;

- coloração: descrição macroscópica da cor dos megacristais e matriz;
- granulação: classificação em função do tamanho dos grãos da matriz e dos megacristais. A terminologia utilizada para a definição de granulação é a de Mackenzie *et al.* (1984), a qual se encontra exposta na tabela II.II.I., abaixo.

granulação	tamanho dos cristais
muito fina	< 0.05 mm
fina	< 1 mm
média	Entre 1 a 5 mm
grossa	Entre 5 e 30 mm
muito grossa	> 30 mm

Tabela II.II.I. – Classificação com base no tamanho dos grãos, adotada para descrição das rochas graníticas (Mackenzie *et al.* 1984).

A relação entre o tamanho dos cristais da matriz e os megacristais foi definida com base nos seguintes termos :

equigranular	Inequigranular	
Todos os cristais componentes da rocha têm aproximadamente o mesmo tamanho	Os cristais da matriz e os megacristais têm tamanhos diferentes, sendo distinguidos dois tipos texturais:	
	porfiróide	Porfirítica
	Megacristais com tamanho no mínimo 10 vezes maior do que o tamanho médio da matriz de granulação média a grossa, ou megacristais com percentagem inferior a 50%.	Megacristais com tamanho no mínimo 10 vezes maior do que a matriz de granulação fina, ou com uma percentagem de megacristais superior a 50%.

Tabela II.II.II. – Nomenclatura para as rochas ígneas com base na relação de tamanho entre os grãos da matriz e os megacristais (Mackenzie *et al.* 1984).

- Composição mineralógica: conteúdo e natureza dos megacristais, minerais félsicos ou máficos e acessórios, incluindo cor, forma, hábito, dimensões médias, orientações, porcentagens, etc.
- Estrutura: foi utilizada para descrições na escala macroscópica, sobretudo no campo, com a finalidade de descrever e caracterizar o tipo de foliação (fluxo magmático e estado sólido).

Para a nomenclatura da morfologia dos grãos foram utilizados os critérios de Mackenzie (op. cit.) e Hibbard (1995):

Termos relacionados ao desenvolvimento das faces cristalinas			
Termos utilizados	Sinônimos		Significado
Euedral	Idiomórfico	Automórfico	Cristal que contém todas as faces cristalinas
Subedral	Hipidiomórfico	Hipautomórfico	Cristal que contém algumas faces cristalinas
Anedral	Alotriomórfico	Xenomórfico	Cristal que não contém faces cristalinas

Tabela II.II.III. – Nomenclatura utilizada para descrição morfológica dos cristais, seus sinônimos e significados. Mackenzie *et al.* 1984

A classificação e nomenclatura das rochas cataclásticas utilizada neste trabalho é a proposta por Higgins (1971), que pode ser resumida na tabela II.II.IV. abaixo:

Rochas sem coesão Primária	Rochas com coesão primária			
	Cataclase predomina sobre a recristalização		F i l o n i t o	Recristalização predomina sobre a cataclase
	Rochas sem estrutura de fluxo	Rochas com estrutura de fluxo		Rochas com estrutura de fluxo
Brecha de falha	Microbrecha	Protomilonito		Milonito gnaisse Milonito xisto
Gouge	Cataclasito	Milonito		Blastomilonito
		Ultramilonito		

Tabela II.II.IV. – Classificação das rochas cataclásticas de Higgins (1971).

III. TRABALHOS REGIONAIS E LOCAIS

III.I. Trabalhos Regionais – Maciços Graníticos do Domínio São Roque

III.I.I. Introdução

Inúmeros trabalhos encontram-se disponíveis na literatura sobre as rochas graníticas do Estado de São Paulo e, em particular, sobre Domínio São Roque, região em que insere o maciço granítico aqui estudado. Estes trabalhos têm sido realizados, sobretudo, por pesquisadores das universidades paulistas, UNESP-Rio Claro e USP-São Paulo, muitos deles na forma de tese, os quais nem sempre encontram-se disponíveis para consulta. Incluem-se também diversos projetos desenvolvidos por estas universidades através de convênios com a Pró-Minério. Destacam-se, ainda, os projetos desenvolvidos pela CPRM.

III.I.II. Os Maciços graníticos do Domínio São Roque

No Domínio São Roque ocorre um conjunto de maciços graníticos - Perus, Anhanguera, São Roque, São Francisco, entre outros (Fig. 3.1.1) - que são balisados na porção sul pelo lineamento de Taxaquara. Estes maciços fazem parte da suíte de granitóides rosa de Wernick (1982), do "Cinturão Itú" de Vlach (1990) ou Província *Rapakivi* Itú de Wernick *et al.* (1991). São maciços com características tardi a pós-tectônicas, intrusivos nos metassedimentos, com desenvolvimento de metamorfismo de contato e que guardam muitas semelhanças entre si, sugerindo estreitas relações genéticas (Hasui *et al.* 1969).

No início do século, Florence (1907) denomina as rochas granitóides do pré-Cambriano do Estado de São Paulo como do tipo Varejão, descrevendo-as como rochas porfíricas foliadas com megacristais de feldspato alcalino. Moraes

Rego & Souza Santos (1938) apresentam um estudo sobre os granitos da Serra da Cantareira, descrevendo-os como granitos com grande heterogeneidade litológica, denominando-os como tipo Pirituba, denominação esta que foi amplamente utilizada, a tal ponto que chegou a ser usada como sinônimo de granitóides sin-tectônicos.

Hasui (1978) apresenta uma primeira classificação para os granitóides paulistas, dividindo-os em dois conjuntos: os sin-tectônicos e os pós-tectônicos. Os sin-tectônicos, representados pelas fácies Migmatítica e Cantareira. Correspondem a corpos alongados segundo o *trend* regional das foliações, com áreas de afloramento correspondendo a núcleos antiformais, fases anatexíticas e migmatíticas homogêneas, em contatos gradacionais com as rochas encaixantes. Composicionalmente abrangem termos tonalíticos a graníticos, sendo texturalmente variados, contendo tipos de granulação grossa, equigranulares a porfiróides.

As suítes pós-tectônicas corresponderiam a maciços graníticos epizonais, circunscritos, de natureza intrusiva, discordantes, com auréola termometamórfica, são compostas por três tipos principais: fácies Graciosa, Itú e Granofírica. A fácies Graciosa é representada por pequenos *stocks* e bossas, de natureza alcalina a subalcalina, isótopos, de coloração cinza-clara a rósea, granulação média a grossa, porfiróides a porfiríticos. A fácies Itú, composta por corpos granodioríticos a graníticos, de granulação fina a grossa, possui coloração avermelhada a cinzenta. A fácies granofírica é expressa por diques ou exposições restritas em núcleos na região leste de Iguape, com termos granofíricos e granitos porfiríticos.

A partir da década de 80, os corpos graníticos do Estado de São Paulo começaram a ser classificados petrogeneticamente pelo método da tipologia do zircão (Pupin, 1980). Este método, que consiste no estudo estatístico da morfologia do mesmo, baseia-se no desenvolvimento das fácies cristalinas do zircão {100} e {110}, considerando que seu desenvolvimento é controlado pela

temperatura, enquanto a composição química influencia no desenvolvimento das faces piramidais {211} e {101}. Através das combinações entre as faces prismáticas e as bipiramidais define-se 16 tipos morfológicos fundamentais que, em função do tamanho relativo das faces presentes, originam 38 subtipos, totalizando 64 formas teóricas, das quais apenas 48 ocorrem na natureza.

Wernick (1984), Wernick *et al.* (1985) e Wernick & Galembeck (1986) classificaram, com base no método da tipologia do zircão, os granitóides situados entre a cidade de São Paulo e a divisa com o Estado de Minas Gerais, e propuseram, a partir dos dados obtidos, um zoneamento magmático com granitos crustais (próximo a São Paulo), híbridos (São Paulo e Machado, MG) e mantélicos (Poços de Caldas, MG). A partir desse zoneamento, Wernick (1986) propõe a existência de uma paleozona de Benioff mergulhando de SW para NE.

Na década de 90, os trabalhos sobre os corpos graníticos do domínio São Roque foram apresentados por Dantas (1990) e Dantas *et al.* (1992), para o Granito Cantareira, Ferreira & Wernick (1989 e 1991), Wernick & Ferreira (1993) para o Granito Itaqui; Andrade *et al.* (1992 e 1994), Godoy *et al.* (1992) e Andrade (1993), para o Granito São Roque; Azevedo (1997) para o Granito de Perus e Galembeck (1999), para o Granito São Roque.

Godoy (1989), Godoy e Figueiredo (1991a, 1991b) e Godoy *et al.* (1992b, 1992c) apresentaram estudos sobre os maciços Sorocaba e São Francisco. O primeiro, seria constituído por 20 tipos petrográficos, subdivido em 11 fácies, incluindo dioritos, granodioritos, monzogranitos e, mais raramente, quartzo monzodioritos; o último, constituído de 8 fácies, caracterizado principalmente por sienogranitos, possuindo quantidades menores de monzogranitos e quartzo monzodioritos.

Em um estudo sobre os ciclos magmáticos da Província *Rapakivi* Itú (Godoy *et al.* 1995a) são descritas seis a oito fácies magmáticas para os

granitóides Sorocaba, São Francisco e Itú, com diferenças modais, texturais e mineralógicas indicativas de diferentes pulsos magmáticos, com histórias de resfriamento individuais. As fácies caracterizadas pertenceriam a quatro fases magmáticas distintas: 1) intrusão principal; 2) extensão lateral tardia da intrusão principal; 3) stocks ; 4) diques tardios.

As características geoquímicas principais e sua variabilidade foram observadas em 200 amostras dos granitos Itú, Sorocaba, São Francisco, Sguario e Campina do Veado (Wernick *et al.* 1995b), onde assinala-se que o conteúdo em sílica encontra-se entre 55 e 79%, com índice de Peacock em 55 (província cálcio-alcálica). Nos diagramas IAS, todas as amostras caem no campo subalcalino. Os diagramas geoquímicos mostram sobreposição de campos nos diagramas, indicando coexistência de corpos com variabilidade química expandida, sugerindo corpos com variabilidade química restrita, tanto na mesma província quanto inter-relacionadas. Isso é perceptível em algumas intrusões, quando se observa grupos de feições que sugerem formações em ciclos magmáticos distintos.

Em termos tectônicos, a colocação destes maciços tem sido relacionada à tectônica transcorrente ou transcorrente-transpressiva, onde a existência de segmentos extensionais teria favorecido a ascensão dos magmas graníticos (Hackspacher *et al.* 1991 e 1992; Wernick *et al.* 1991 e 1995; Hackspacher 1996). A colocação desses maciços teria promovido o alçamento das isógradas metamórficas, expondo assim níveis mais profundos da crosta (Hackspacher *et al.* 1992).

Para explicação da origem desses granitos, são disponíveis na literatura basicamente dois modelos geotectônicos: um modelo de colisão (Artur & Wernick, 1986; Wernick e Gallemebeck, 1987) e outro de subducção (Wernick e Gallemebeck, 1985 e 1987; Tassinari, 1988).

Para explicação da origem desses granitos, são disponíveis na literatura basicamente dois modelos geotectônicos: um modelo de colisão (Artur & Wernick, 1986; Wernick e Gallemebeck, 1987) e outro de subducção (Wernick e Gallemebeck, 1985 e 1987; Tassinari, 1988).

Os dados geocronológicos disponíveis para esses granitos, obtidos por diferentes métodos (Rb/Sr, U/Pb), apontam idades ao redor de 600 a 625 Ma (Cordani & Bettencourt, 1967; Hasui e Hana, 1972; Tassinari, 1988; Töfner et al. 1996).

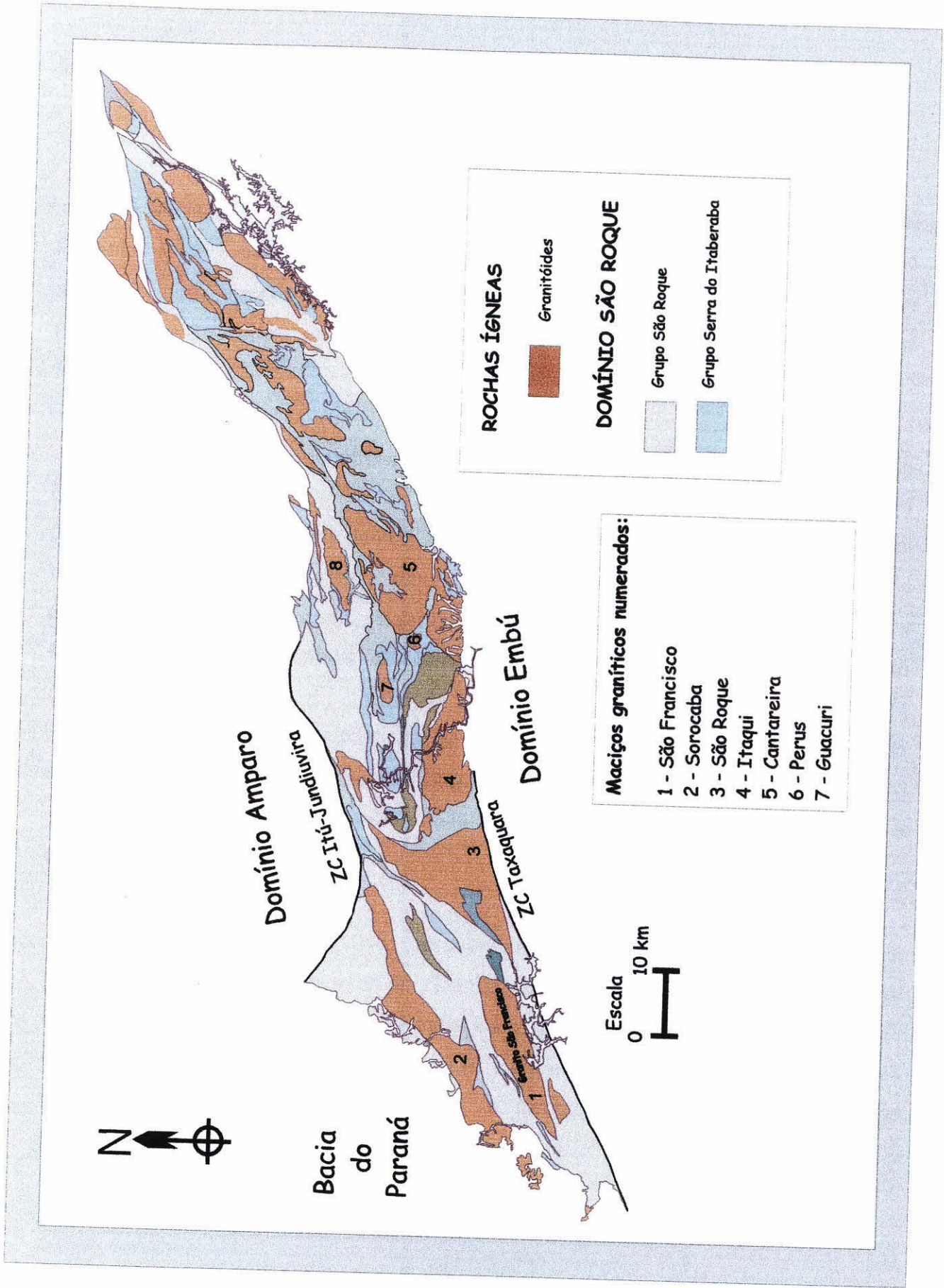


Figura 3.1.1 - Mapa dos granitóides do Domínio São Roque. Modificado de Morais et al. (no prelo).

III.II. Trabalhos anteriores

O Maciço Granítico São Francisco (MGSF) foi descrito pela primeira vez por Florence (1907) como Granito Varejão, sendo então definido como um corpo alongado com direção preferencial ENE-WSW, com extensão desde Salto de Pirapora até Cabreúva, sendo, a partir daí, encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Knecht (1936) encontrou, pela primeira vez, em um corte da estrada Sorocaba-Piedade, na Serra de São Francisco, minerais de valor econômico (cassiterita, fluorita e molibdenita) em um greisen ali exposto, juntamente com topázio, calcopirita, esfalerita e galena, associados a veios delgados de quartzo leitoso encaixados no granito greisenizado. Em 1938, estes minerais também foram reconhecidos pelos técnicos do Serviço de Geologia Econômica do Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo, quando efetuavam estudos em cortes da estrada Sorocaba-Piedade, ainda em construção, no granito greisenizado da Serra de São Francisco. Knecht (1945), descobriu a oeste desta rodovia novas e ocorrências dos minerais acima citados, descrevendo ainda wolframita e arsenopirita, associadas.

Saldanha & Franco (1946) apresentam um trabalho sobre a descrição e gênese dos depósitos minerais do Granito da Serra de São Francisco. Knecht (1949), descreve as "ocorrências de minerais metálicos na Serra de São Francisco", elabora um perfil esquemático (Figura 3.2.1) entre Piedade e Sorocaba, descreve sucintamente a mineralogia do maciço, e fornece também uma interpretação genética para os mesmos. Barbosa & Maciel (1951) efetuam estudos sobre a estrutura da zona mineralizada do maciço e destacam a mineralogia, aspectos

texturais, petrográficos, relações genéticas, evolução, caráter das soluções mineralizantes e ordem de cristalização dos minerais.

Hasui *et al.* (1969) designaram de granito o corpo greisenizado da Serra de São Francisco, em função da composição mineralógica das fácies presentes, onde predominam feldspato-potássico, plagioclásio, quartzo, e, principalmente, biotita como mineral máfico.

Hasui (1975) reafirma suas descrições anteriores, e denomina o pequeno corpo granítico entre as falhas de Taxaquara e Pirapora de Maciço Pirapora, diferenciando-o dos demais por apresentar uma composição mais intermediária, entre quartzo-diorítica a granodiorítica. Este corpo foi inicialmente descrito como Granito Pirituba, por Moraes Rego & Souza Santos (1938).

Hasui *et al.* (1978) englobam o Granito da Serra de São Francisco como Fácies Cantareira, juntamente com o atual Granito Sorocaba. Neste mesmo trabalho, o Maciço Pirapora é englobado no tipo Pirituba.

Wernick & Galembeck (1985 e 1986) caracterizam os Granitos São Francisco e Sorocaba como relacionado ao magmatismo cálcio-alcálico de elevada temperatura. A fácies *rapakivi* destes maciços é interpretada como sub-alcálica ou alcálica, em função da superposição espacial dos granitos cálcio-alcálicos e sub-alcálicos.

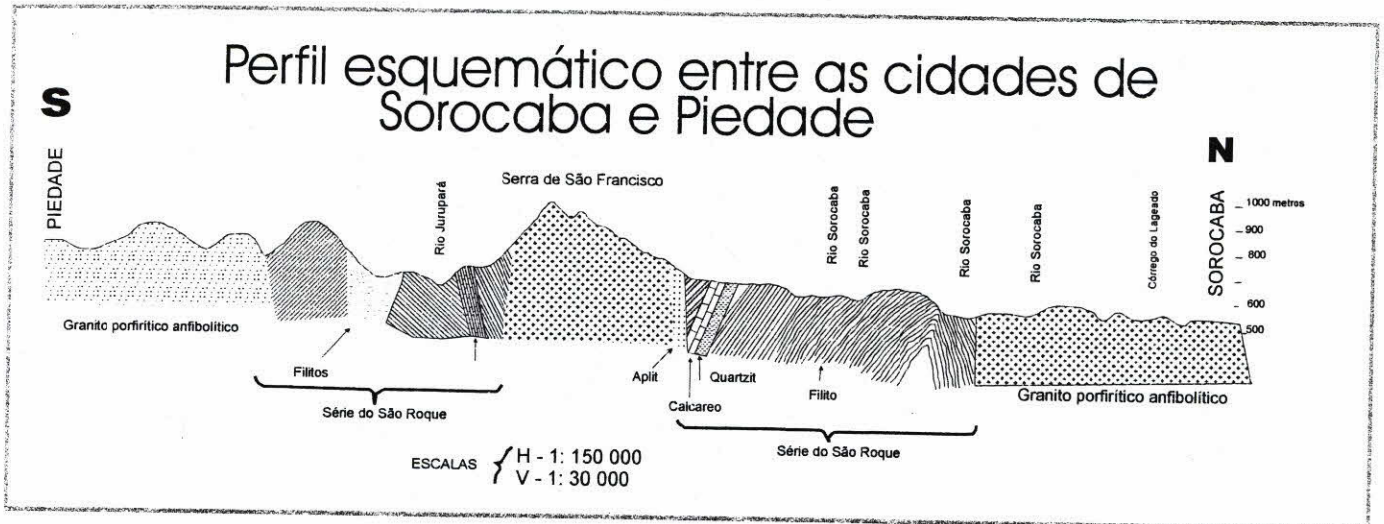


Figura 3.2.1 - Perfil geológico entre as cidades de Piedade e Sorocaba. Extraído de Knecht (1949).

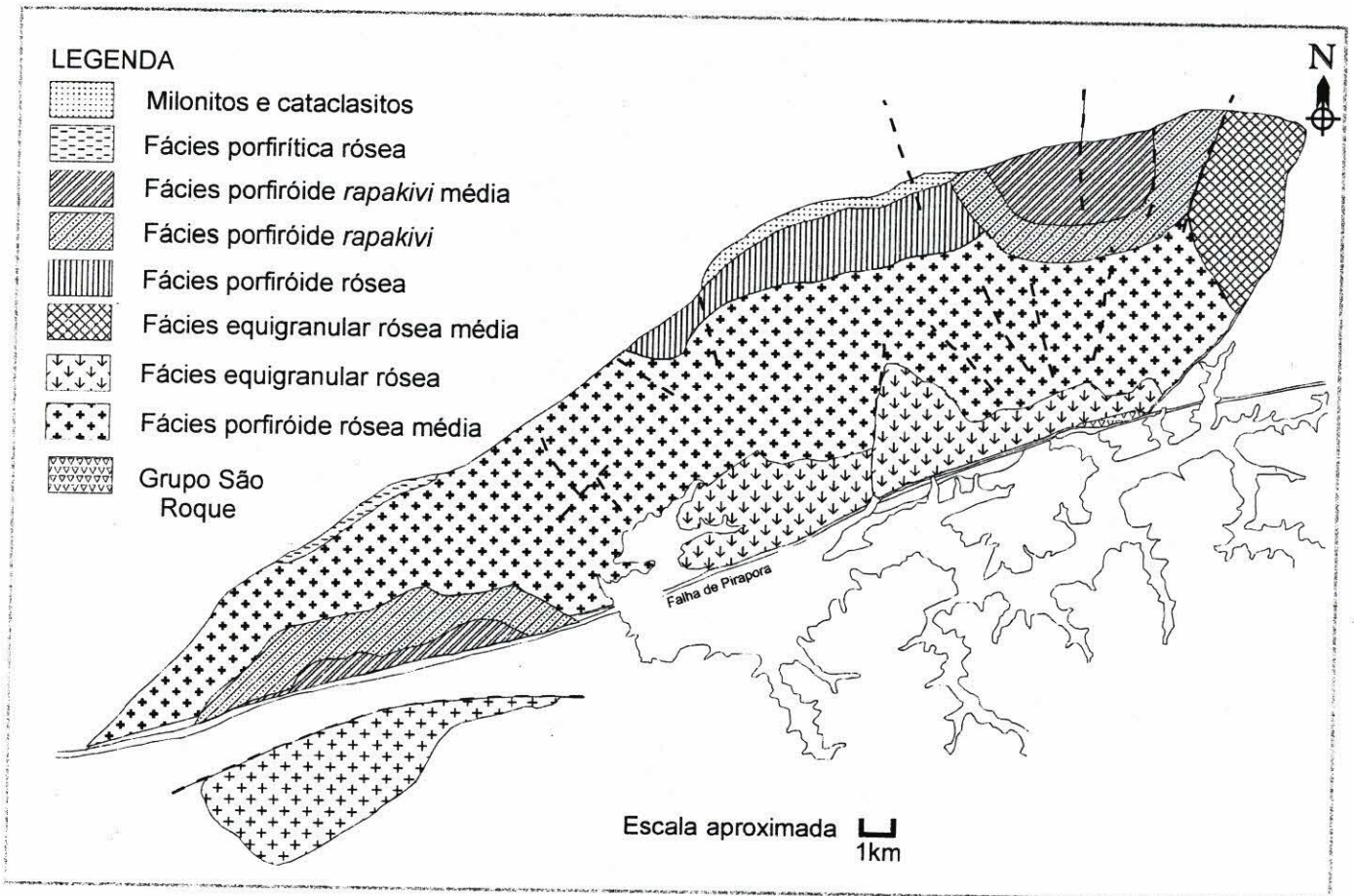


Figura 3.2.2 - Mapa geológico do Maciço Granítico *Rapakivi* São Francisco. Extraído de Godoy (1989).

A partir do início da década de 80, um grupo de pesquisadores do Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista vêm desenvolvendo trabalhos sistemáticos sobre os granitóides do Estado de São Paulo, mais especificamente na porção sudoeste do estado: Godoy (1989), Wernick *et al.* (1991), Godoy & Figueiredo (1991), Wernick (1992), Godoy *et al.* (1992), Wernick *et al.* (1993), Wernick *et al.* (1994), Godoy *et al.* (1994), Hackspacker & Godoy (1995), Wernick *et al.* (1995), Godoy *et al.* (1995), Godoy *et al.* (1996), Wernick *et al.* (1996), Wernick *et al.* (1997), Godoy *et al.* (2000).

Godoy (1989) apresenta um trabalho sobre a caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco, no qual define sete fácies mapeáveis para o MGRSF (Fig. 3.2.2), com composições entre sieno a monzograníticas, textura *rapakivi* predominante e tendência alcalino-potássica com menor variação composicional. O MGRSF é considerado como resultante da interação ou transição entre granitos tipos "I" e "A" (*sensu* Pitcher 1982), de caráter alcalino a sub-alcalino, ligado a um ambiente de decompressão pós-orogênico a anorogênico, formado provavelmente pela fusão de rochas granulíticas da base da crosta, em condições compatíveis para geração de granitos *subsolvus*, ou em ambiente estável, intraplaca.

A partir de 1992, Wernick & Godoy apresentam uma série de estudos comparativos dos granitos *rapakivi* Sorocaba, São Francisco e Itú (Província *Rapakivi* Itú), associando inicialmente sua geração a cinco fases de acreção magmáticas. Essas fases são relacionadas a estágios de reativação de falhas transcorrentes que cortam o embasamento cristalino e controlam, de modo geral, a colocação dos maciços. As mudanças no regime tectônico foram associadas a mudanças composicionais dos impulsos magmáticos, que resultaram na arquitetura dos complexos graníticos. Com isso, foram definidos 2 a 3 ciclos magmáticos, cuja

separação seria possível com base nos elementos traços. No trabalho de Godoy *et al.* (1995), sobre os ciclos magmáticos da Província *rapakivi* Itú, foram definidos entre um a três ciclos magmáticos, sendo que cada ciclo iniciaria com uma composição mais básica do que a fase final do ciclo precedente. Assim, cada ciclo pode incluir tanto fácies com pouca variação química, quanto fácies expandidas quimicamente, compreendendo uma ou mais fases magmáticas. Esses ciclos indicam derivação de câmaras magmáticas sucessivamente drenadas e recarregadas, sugerindo uma evolução magmática complexa.

Silva (1995) apresenta um trabalho sobre três granitóides do Estado de São Paulo (Pilar do Sul, São Francisco e Correias) e compara parâmetros geológicos, petrográficos, petroquímicos, mineralógicos e metalogenéticos, visando estabelecer critérios distintivos de fertilidade, bem como entender os processos geradores de granitos greisenizados estéreis e com potencialidade mineral. De acordo com sua interpretação, os dados litoquímicos permitem classificar o MGRSF como pertencente à associação alcalina no sentido de Nardi (1991), como granito tipo "A" série aluminosa (Loiselle & Wones (1979); Collins *et al.* (1982) ou como do tipo *rapakivi* (Rämö & Haapala (1995), onde as fácies mais primitivas apresentam tendência cálcio-alcalina e as mais evoluídas, alcalina. Adicionalmente, o autor apresenta um mapa geológico do MGRSF, onde são distinguidas cinco fácies: 1) biotita-granito porfiróide; 2) biotita granito *rapakivítico* sienogranítico, médio a grosso; 3) biotita granítico *rapakivítico* monzogranítico médio a grosso; 4) biotita-hornblenda quartzomonzonito; 5) diques de microgranito.

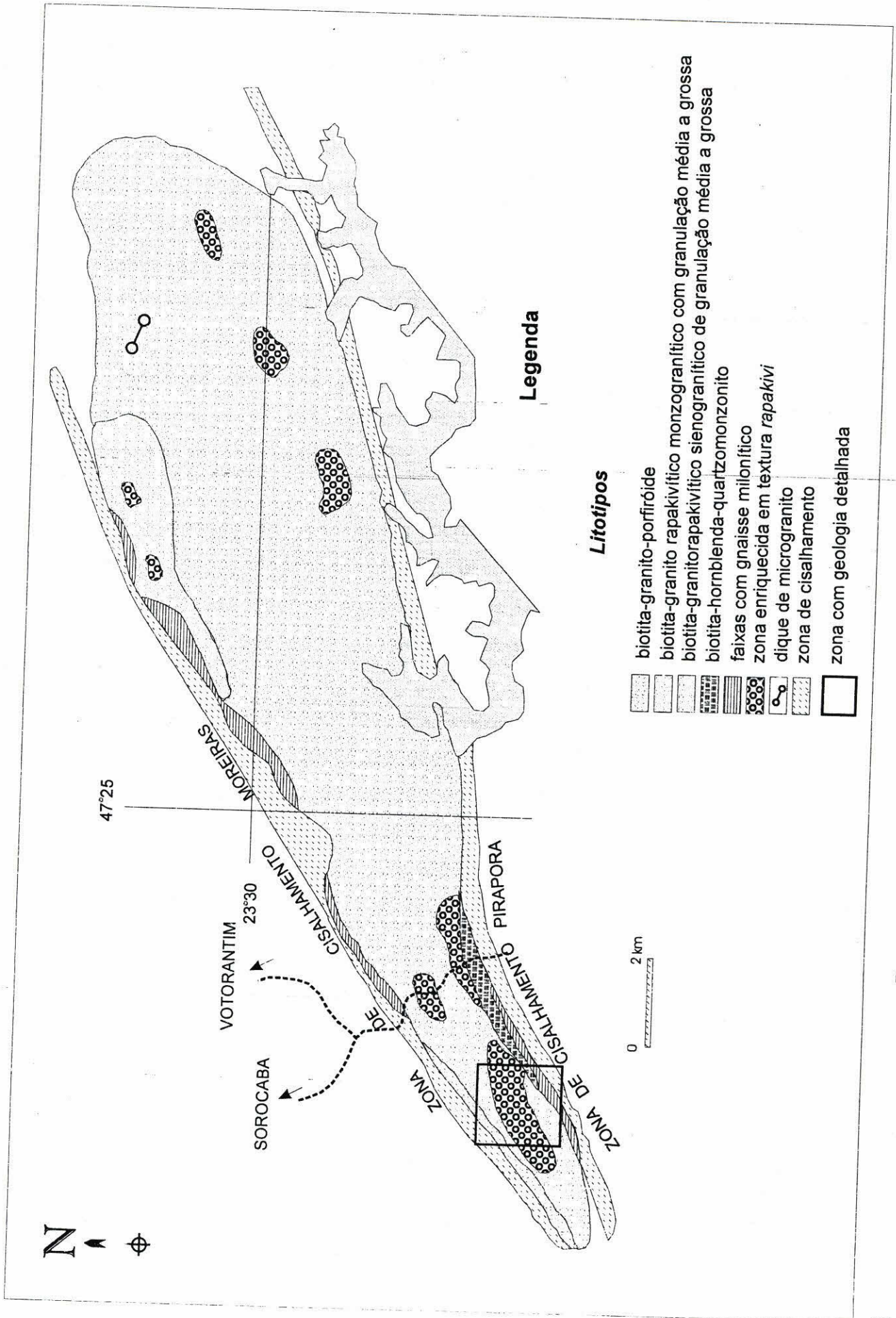


Figura 3.2.3 - Mapa geológico do Maciço Granítico Rapakivi, segundo Silva (1995)

III.III. Geologia Local

O Maciço *rapakivi* São Francisco apresenta, em mapa, forma elipsoidal. O eixo maior do maciço segue a direção N65E, subparalelo ao *trend* das zonas de cisalhamento que o limitam a norte e a sul. Seu eixo transversal apresenta comprimento variável, diminuindo paulatinamente para WSW. Possui área aflorante de aproximadamente 100 km², e intrude rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico do Grupo São Roque. Os contatos em sua maior parte são feitos por falhas e/ou zonas de cisalhamento (Godoy 1990, Silva 1995). Apresenta-se de forma circunscrita, sendo facilmente visualizado através de fotos aéreas e imagens de satélite.

O contato do maciço na porção sul é feito através da Zona de Cisalhamento de Pirapora, enquanto o contato norte é, em sua maior parte, efetuado através da Zona de Cisalhamento Moreiras. De acordo com Silva (*op cit.*) e Godoy (*op cit.*), o contato oriental é intrusivo e discordante.

Na parte leste, onde as rochas encaixantes são metacalcáreos os efeitos de metamorfismo de contato são mais pronunciados, sendo acompanhados por processos de escarnitização e epidotização, com presença de sulfetos de Pb, Zn, Cu, e scheelita. Os metacalcáreos contém porções com fluorita recristalizada preenchendo fraturas abertas pela deformação (Silva *op cit.*). Nos locais onde os efeitos de metamorfismo de contato foram mais discretos, nota-se apenas um aumento na granulação de minerais como biotita e moscovita.

O maciço é composto predominantemente por um biotita-granito avermelhado, inequigranular e porfirítico, com textura pyterlítica a viborgítica, composição sienogranítica. Esta faciologia ocupa a porção central do maciço e grada para um biotita-granito porfiróide rosado que ocorre nas porções norte e sudeste do maciço, respectivamente. Localmente ocorre um biotita-granito mosqueado de composição granítica, com estrutura foliada, bem como um

quartzo-monzodiorito equigranular fino, que, como representante provável de uma fase magmática inicial. A descrição macroscópica das diversas faciologias encontra-se descrita detalhadamente no capítulo IV.

O MGRSF apresenta uma foliação de fluxo magmático penetrativa, porém difusa, e, por vezes, de difícil caracterização no campo. Esta foliação é dada pela orientação preferencial dos megacristais de feldspato e, algumas vezes, também pelo quartzo e biotita. A maioria dos afloramentos mostra orientação preferencial dos eixos maiores dos megacristais com padrão aproximadamente sigmoidal. Em alguns locais nota-se a presença de uma trama linear, que é sugerida pela ausência de orientação planar preferencial em seções aproximadamente ortogonais. As características morfológicas desta foliação, juntamente com a ausência de evidências de deformação em estado sólido nas amostras examinadas em seções delgadas, são compatíveis com a interpretação de que estas estruturas foram desenvolvidas no estágio magmático.

Ocorrem também, localmente, texturas orto e mesocumuláticas nas faciologias SF3 e SF4, coincidentemente com locais que apresentam textura viborgítica, sugerindo que os processos de acumulação mecânica de feldspatos alcalinos, nas fases iniciais do estágio magmático, estejam relacionadas com a formação da textura *rapakivi*.



Figura 3.3.1 – Amostra do MGRSF que apresenta textura viborgítica e orto a mesocumulática (amostra HDSrapa1, fácies SF4).

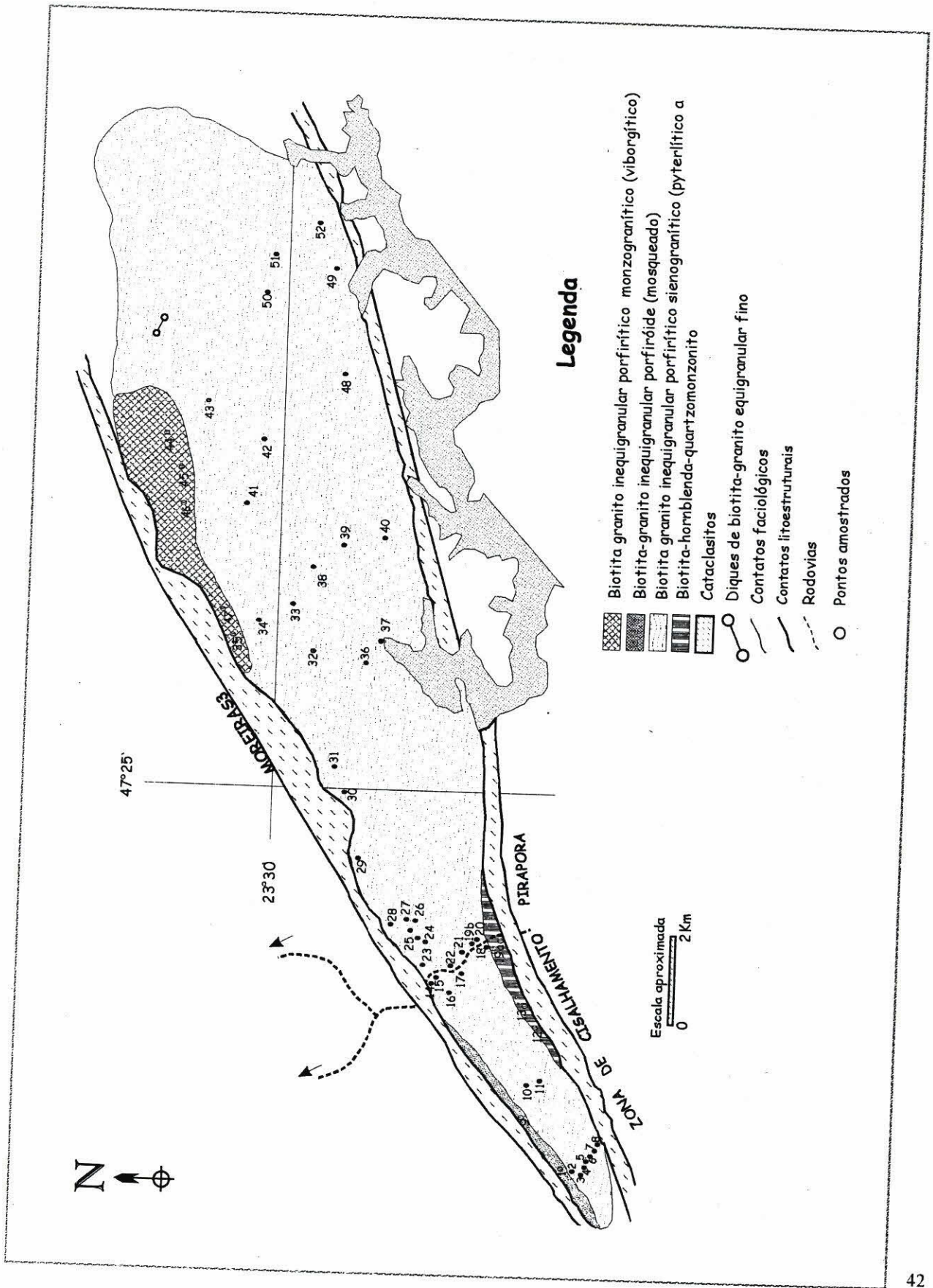


Figura 3.3.1 Mapa geológico do Maciço Granítico Rapakivi São Francisco, com os pontos amostrados. Modificado de **Silva** (1995)

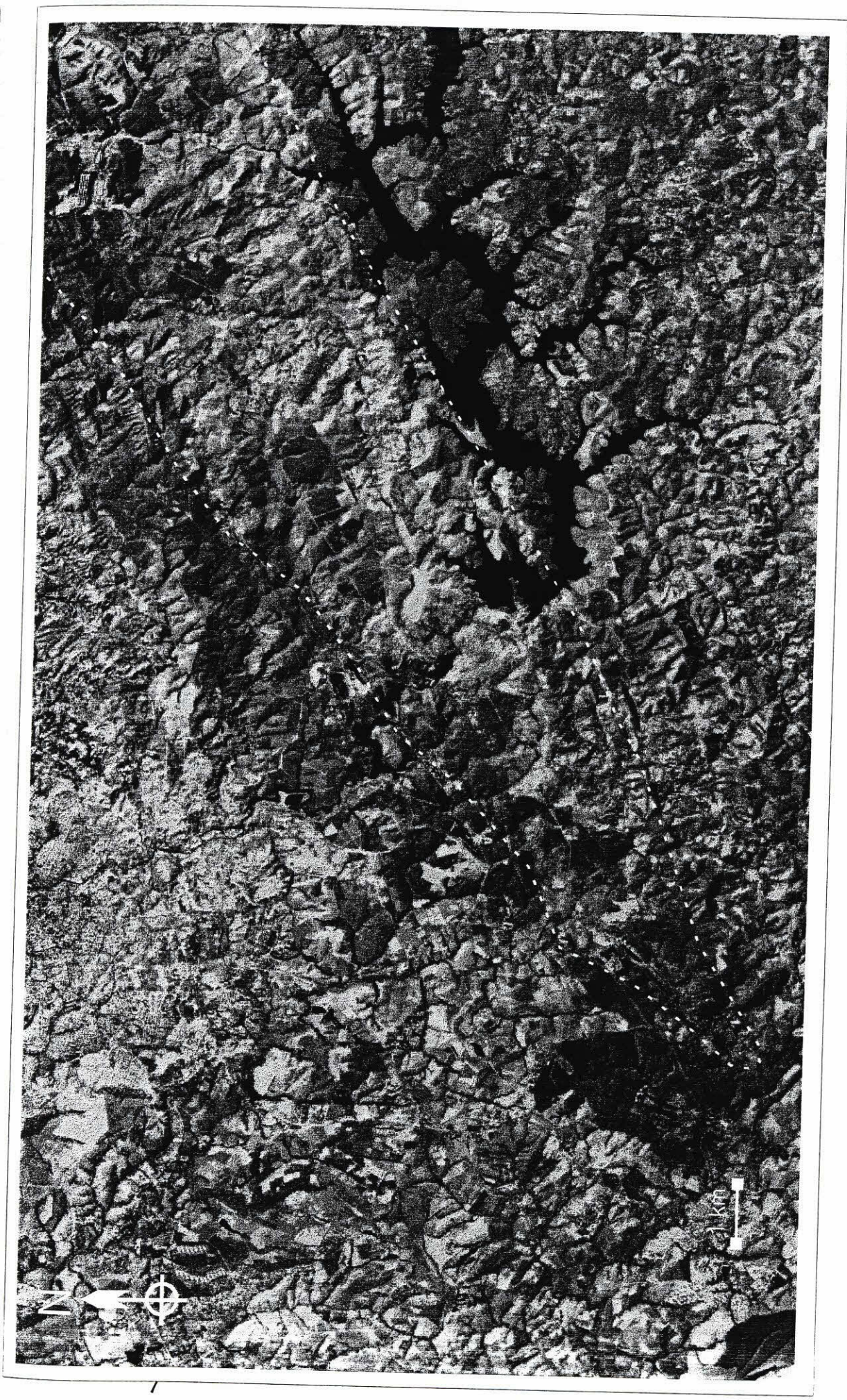


Figura 3.3.3 - Imagem de satélite da área do MGRSF (pontilhado) e arredores. Cortesia de C. S. Vasconcellos.

IV. Análises petrográficas

IV.I. Introdução

A checagem de campo efetuada no MGRSF, juntamente com os dados apresentados por Godoy (1989) e Silva (1995), permitiram a separação de cinco faciologias distintas, caracterizadas por rochas com características composicionais e texturais semelhantes: SF1 – biotita-hornblenda-quartzo-monzonito inequigranular fino; SF2 - biotita-granito porfiróide fino a médio (mosqueado); SF3 – biotita - granito porfiróide grosso (pyterlítico); SF4 – biotita – granito porfirítico grosso (pyterlítico a viborgítico); SF5 – diques de granito equigranular fino.

Os contatos apresentados no mapa geológico foram baseados nos trabalhos de cartografia geológica realizados anteriormente, em escala 1:25 000, por Godoy (1989) e modificados por Silva (*op cit.*).

IV.II. Biotita-hornblenda-quartzo-monzonito fino

Possuem coloração cinza média/escuro, inequigranulares, de granulação fina a média (fotomicrografia 411a), com termos protomiloníticos subordinados, que afloram na borda sudoeste do maciço. De acordo com Silva (*op cit.*), nota-se um aumento significativo de granulação junto ao contato com o biotita-granito inequigranular porfirítico grosso com textura pyterlítica a viborgítica, evidenciando assim, uma borda de resfriamento e colocação posterior deste último.

Descrição microscópica

Ao microscópio, as amostras dessa faciologia mostram texturas hipidiomórficas equigranulares a levemente inequigranulares, bimodais (fotomicrografia 412a).

O quartzo ocorre em cristais de 0,6 até 1cm, isolados ou em agregados, de forma arredondado a anedral, e forte extinção ondulante, imersos em uma matriz composta por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo e feldspato alcalino. O quartzo da matriz tem dimensões em geral entre 1 e 2 mm. Contém trilhas freqüentes de inclusões fluidas.

O plagioclásio (oligoclásio a andesina) apresenta-se em ripas com forte extinção ondulante, com dimensões entre 0,5 a 0,7 mm, em contatos regulares a levemente corroídos e graus variáveis de saussuritização, especialmente no centro dos cristais, indicando um teor mais cálcico no núcleo e mais sódico nas bordas, hipótese esta reforçada pelo fato de que alguns cristais apresentam um leve zoneamento. Contém inclusões de apatita em bastonete ou arredondada, e minerais opacos.

O feldspato potássico (ortoclásio) é anedral a subedral, ocorrendo em cristais de 0,3 a 0,5 mm, micropertítico, com pertitas em filme, de contorno regular ou irregular.

Nota-se microclinização parcial de alguns cristais, juntamente com a formação de diminutos cristais de albita nos contatos do feldspato alcalino com o plagioclásio.

A biotita ocorre em cristais subedrais a anedrais, entre 0,1 a 0,3 mm, contornos levemente corroídos, com forte pleocroísmo pardo-amarelado-claro a pardo-esverdeado, em agregados intersticiais associada a minerais opacos, ou esparsa. Contém inclusões de apatitas e minerais opacos, e pode estar parcial ou totalmente transformada em clorita, com liberação de titânio formando finos cordões de leucoxênio nas bordas.

A hornblenda ocorre em cristais de coloração verde subedrais a anedrais, com tamanho em geral de 0,2 mm ou inferior, esparsos ou associados às biotitas e minerais opacos. Apresenta contornos ligeiramente corroídos e bordas de alteração passando para biotita e/ou clorita. Em algumas amostras observou-se que as hornblendas apresentam regiões, especialmente próximo às bordas, de coloração azul índigo a azul esverdeado, característica da arfvedsonita (fotomicrografias 531 e 532, capítulo V), sugerindo substituições químicas associadas a uma fase fluida tardia.

Os acessórios são minerais opacos (magnetita), apatita acicular e arredondada, zircão, titanita, allanita e turmalina.

Como minerais de alteração são observados clorita, moscovita, sericita, e epídoto.

A contagem modal para essa faciologia revelou 18 a 23% de quartzo, 48 a 53% de plagioclásio, 28 a 30% de feldspato alcalino, 5 a 7% de biotita e 2 a 5% de hornblenda.

Ordem de cristalização:

minerais acessórios – quartzo – plagioclásio – feldspato alcalino - hornblenda –
biotita – quartzo secundário – minerais de alteração

IV.III. SF-2 - Biotita-granito porfiróide fino a médio (mosqueado)

São rochas de coloração rosa-médio, inequigranulares, bimodais, com megacristais de feldspato alcalino e quartzo anedral imersos em uma matriz fina a média de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita, mostrando textura cataclástica incipiente. Ocorrem na porção noroeste do maciço, apresentando contato gradacional com as demais faciologias do maciço (fotomicrografia 411b).

Descrição microscópica

A textura geral é hipidiomórfica inequigranular e bimodal (fotomicrografia 412b). Apresenta megacristais de feldspato alcalino anedral, micropertítico, com pertitas tipo *patch* e filme, exibindo contatos regulares e geminação do tipo Carlsbad, com tamanho entre 1 e 1,5 cm. Textura granofírica em porções localizadas, no contato entre o feldspato alcalino e o quartzo.

Há também megacristais de quartzo anedral de contatos levemente irregulares onde, por vezes, se instalam finíssimos cordões de sericita, cujas dimensões variam entre 0,5 e 1 cm; possui extinção ondulante fortíssima chegando

a formar subgrãos em alguns cristais. Ocorre, em menor quantidade, megacristais de plagioclásio em largas ripas de contatos regulares.

A matriz é composta por feldspato alcalino anedral, micropertítico, quartzo anedral com forte extinção ondulante e plagioclásio em ripas, exibindo entre eles contatos regulares.

A biotita ocorre em pequenos agregados intersticiais, com pleocroísmo pardo muito-claro a pardo avermelhado em contatos levemente irregulares, intercrescida com moscovita e minerais opacos. As lamelas de geminação aparecem deformadas.

Como minerais acessórios são observados zircão, geralmente incluso nas biotitas, minúsculos cristais de apatita em bastonetes, titanita e minerais opacos.

A contagem modal efetuada para as amostras dessa faciologia revela uma composição monzogranítica, com 34 a 40% de quartzo, 26 a 30% de plagioclásio, 28 a 34% de feldspato alcalino e 5 a 7% de biotita.

Os minerais de alteração são moscovita e carbonatos geralmente associados, e epídoto que se desenvolve em fraturas, clivagens e contatos.

Ordem de cristalização:

minerais acessórios – feldspato alcalino+plagioclásio – biotita - quartzo – quartzo secundário – minerais de alteração

IV.IV. SF3–Biotita-granito porfiróide grosso (pyterlítico)

As rochas dessa faciologia ocorrem na porção nordeste do MGRSF, os contatos com as demais faciologias sendo provavelmente gradacionais. Os termos são essencialmente pyterlíticos.

São rochas de coloração avermelhada, leucocráticas, com estrutura isótropa, localmente mostrando deformação incipiente no estado sólido, no contato com as encaixantes, e formam, às vezes, cataclasitos. São inequigranulares, porfiróides, com matriz de granulação média a grossa, sendo compostas por feldspato alcalino cor-de-carne subedral a anedral, quartzo globular formando às vezes cordões, com plagioclásio esbranquiçado, contendo inclusões de biotita e minerais opacos. Apresenta megacristais de feldspato alcalino, por vezes manteados por plagioclásio (1 a 3 mm), com tamanhos entre 2 e 4 cm, subedrais, cor-de-carne. Ocorrem em menor quantidade megacristais de plagioclásio esbranquiçado, com dimensões entre 1 e 2 cm (fotomicrografia 411c).

A biotita é anedral e ocorre em pequenos grãos (2 a 3mm), em geral sob a forma de agregados intersticiais associada aos minerais opacos.

Descrição microscópica

Ao microscópio apresenta textura hipidiomórfica inequigranular. O feldspato potássico (microclínio) é anedral a orbicular, raras vezes tabular, com micropertitas

em fitas e filmes, em contatos retilíneos a irregulares, tanto nos cristais maiores quanto nos cristais formadores da matriz (fotomicrografia 412c). Contém inclusões de quartzo amebóide que também se desenvolve em pequenos cordões ao seu redor. Em com o quartzo desenvolve-se textura granofírica. Pode conter ou não um manto de oligoclásio (1 a 3 mm) à sua volta, sericitizado. Estes mantos podem ser contínuos, formados por um só mineral ou formado por mais de um mineral, descontínuo.

O plagioclásio da matriz é de composição predominantemente albítica, anedral a subedral, com geminação polissintética, em contatos geralmente irregulares. Apresenta-se bastante sericitizado, especialmente nas porções centrais, sugerindo aí, uma composição mais anortítica. Em contato com o feldspato alcalino desenvolvem-se minúsculos cristais arredondados, que se agrupam em torno dos cristais maiores, próximo às mirmequitas.

O quartzo apresenta duas gerações: a primeira, em cristais maiores (0,6 a 1 cm), anedrais a subedrais, com forte extinção ondulante e contatos irregulares; a segunda apresenta quartzo granular em agregados recristalizados e quartzo globular em cristais isolados ou formando cordões dispostos à volta do feldspato alcalino, com tamanho entre 3 e 5 mm, respectivamente.

As biotitas ocorrem em agregados intersticiais associados aos minerais máficos, com intenso pleocroísmo pardo-esverdeado. Exibem lamelas deformadas, texturas geradas por corrosão e intensa cloritização. Contém inclusões de zircão, allanita, titanita e minerais opacos.

Os acessórios são zircão euédrico a subédrico, geralmente incluso na biotita, formando halos pleocróicos muito fortes, ocorrendo ainda allanita anedral com

contorno irregular, titanita euédrica a anedral, apatita arredondada e em bastonetes, minerais opacos e fluorita incolor e arroxeadada.

Os minerais de alteração são clorita, sericita, moscovita, carbonatos, e, mais raramente, epidoto.

A contagem modal efetuada para amostras dessa faciologia indicou uma média composicional de 35 a 46 % de quartzo, 25 a 31% de plagioclásio, 28 a 40% de plagioclásio e 2 a 6% de biotita, denotando uma composição monzogranítica.

Ordem de cristalização:

minerais acessórios → feldspato alcalino+plagioclásio → biotita - quartzo → quartzo globular → minerais de alteração

IV.V. SF-4 - Biotita-granito porfirítico grosso (pyterlítico a viborgítico)

Compõe a faciologia predominante do maciço e aflora na sua porção central, fazendo contato gradacional com as outras faciologias.

Trata-se de rochas de coloração rosa-claro, hololeucocráticas a leucocráticas, inequigranulares, de granulação média a grossa, porfiríticas. Possuem estrutura isótropa que, em alguns locais são substituídas por estruturas magmáticas, as quais conferem orientação à rocha, salientada, sobretudo pelos megacristais de feldspato alcalino. São compostas por uma matriz de feldspato alcalino anedral a subedral (3

a 7 mm), quartzo anedral a globular (3 a 4 mm) e plagioclásio anedral (2 a 3 mm), na qual destacam-se grandes cristais de feldspato alcalino (ortoclásio) rosa-claro (2 a 4 cm), em geral tabulares, apresentando, por vezes, um manto de plagioclásio (oligoclásio) de 1 a 3 mm, circundante. Apresenta, localmente, textura orto a mesocumulática (fotomicrografia 411d).

As biotitas são notadamente intersticiais, formando grupos de pequenos cristais anedrais (1 a 2 mm) ou circundando os megacristais de feldspato alcalino e associadas aos minerais máficos. São observadas também biotitas inclusas no feldspato alcalino.

Algumas amostras contém hornblenda que, como na fácies SF1, apresenta regiões de coloração azul índigo a azul esverdeado, correspondendo a arfvedsonita, provavelmente resultantes de substituições ocorridas em fases tardias.

Descrição microscópica

Apresenta textura isótropa hipidiomórfica inequigranular, com feldspato alcalino (oligoclásio) em grandes cristais (2 a 4 cm), subedrais a orbiculares, com contorno regular e irregular, contendo micropertitas em filmes, e, por vezes, em fitas ou estriadas e com geminação Carlsbad freqüente (fotomicrografia 412d). O feldspato alcalino, nos termos viborgíticos e parte nos termos pyterlíticos, pode ser orbicular e contém um manto de plagioclásio (oligoclásio) de 1 a 3 mm intensamente sericitizado, com geminação polissintética. No contato entre o feldspato alcalino e a borda de oligoclásio aparecem, em alguns locais, pequenos cristais de quartzo globular. Há o desenvolvimento de cristais de plagioclásio na superfície dos megacristais de feldspato alcalino, com a mesma orientação dos geminados

polissintéticos e mesmo grau de sericitização, contendo também quartzo globular à sua volta. Albita aparece também sob a forma de minúsculos cristais anedrais associada ao quartzo e biotita.

O quartzo ocorre numa primeira geração como cristais anedrais intensamente fraturados, com forte extinção ondulante, de dimensões médias entre 6 e 8 mm. Uma segunda geração é formada por cristais de quartzo anedrais, em contatos retilíneos e com tendência poligonal, e também sob a forma de quartzo globular, ambos os tipos com menores dimensões (2 a 4 mm).

A biotita é geralmente anedral em contatos irregulares, com forte pleocroísmo pardo-esverdeado a amarelo-claro esverdeado e feições de corrosão nas bordas e em seu interior. Os cristais possuem tamanho médio de 1 a 3 mm e ocorrem geralmente em agregados intersticiais associada aos minerais opacos e acessórios. Ocorrem como inclusões zircão euedral a subedral, com grandes halos pleocróicos, titanita euedral a subedral, apatitas arredondadas e em bastonentes, aparecendo também minerais opacos. São observados localmente restos de anfibólio já quase totalmente transformados em biotita, cujas características correspondem a hornblenda.

Allanita ocorre associada à biotita sob a forma de minerais anedrais alaranjados, com superfície bastante alterada e inclusões de minerais acessórios e opacos.

Além dos minerais acessórios referidos acima, ocorre ainda, em menor quantidade na matriz, fluorita anedral incolor a arroxeadada.

Os minerais de alteração são clorita, que geralmente ocorre nas bordas ou intercrescidas com biotita, sericita, moscovita, esta última podendo às vezes ocorrer em cristais agregados ao redor das biotitas, juntamente com carbonato e epidoto.

As contagens modais evidenciam uma composição sienogranítica, com 31 a 50% de quartzo, 32 a 60% de plagioclásio, 32 a 60% de feldspato alcalino e 2 a 5% de biotita.

Ordem de cristalização:

minerais acessórios → feldspato alcalino + plagioclásio - quartzo → quartzo
secundário → minerais de alteração

IV.I.VI. SF 5 - Diques de granito equigranular fino

Os diques de biotita-granito cortam todas as demais faciologias do MGRSF. Apresentam espessura decimétrica e extensões métricas a decamétricas, contatos sinuosos, em geral terminando com afinamento progressivo. Apresentam em geral direção preferencial N30E a N70E.

São compostos por um granito de granulação fina a muito fina, de coloração rosa muito claro, equigranular (fotomicrografia 411e). Ao microscópio mostram textura hipidiomórfica equigranular, compostos por cristais anedrais de quartzo com extinção ondulante e contatos regulares, plagioclásio sericitizado contendo cordões de sericita ao redor, feldspato alcalino anedral a subedral micropertítico e raros

cristais intersticiais de biotita parda anedrais, num estágio já bastante avançado de cloritização (fotomicrografia 412e).

Como minerais acessórios são observados zircão anedral, titanita, minerais opacos e apatita.

A contagem modal revelou conteúdo de 40 a 52% de quartzo, 18 a 26% de plagioclásio, 46 a 52% de feldspato alcalino e 1 a 2 % de biotita.

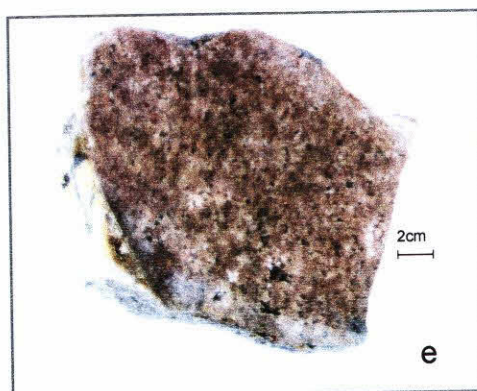
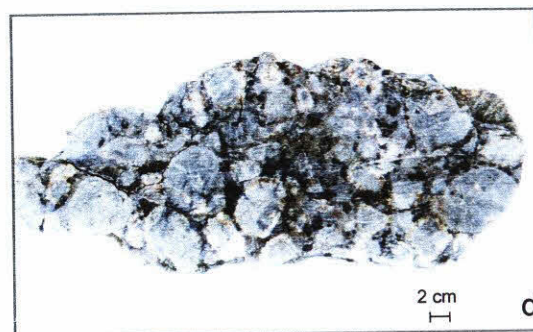
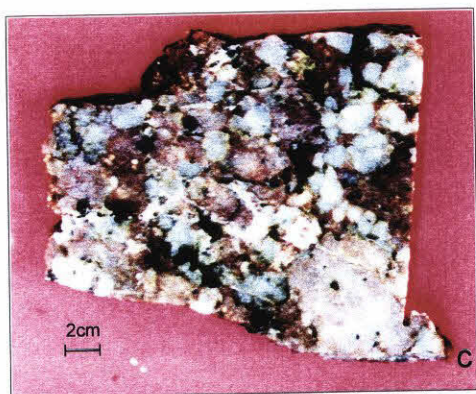
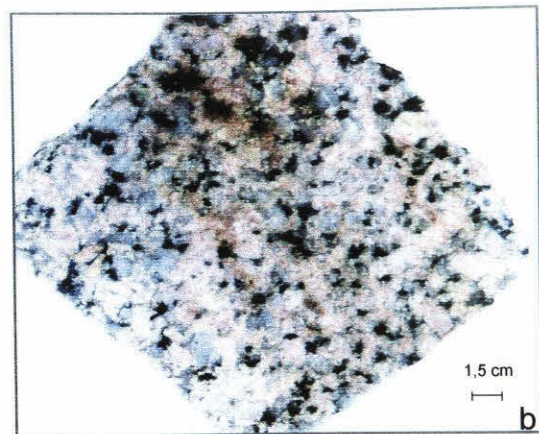
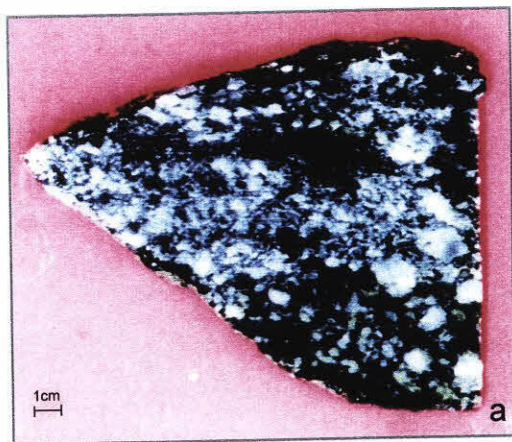
Ordem de cristalização:

Feldspato alcalino + plagioclásio – quartzo – biotita- minerais de acessórios

IV.I.VII. Transformações tardi a pós-magmáticas

Como já descrito anteriormente, existem em todas as faciologias descritas do MGRSF, feições sugestivas de albitização (formação de diminutos cristais de albita ao redor dos plagioclásios), microclinização (triclinização do feldspato alcalino), cloritização e moscovitização das biotitas, sendo que esses processos ocorrem com intensidades variáveis.

De acordo com Silva (*op cit.*), a greisenização do MGRSF é fissural e pervasiva, restrita à extremidade ocidental do batólito, do tipo topázio-mica-greisen.



Fotografias 411 a, b, c, d, e - Aspecto textural das diferentes faciologias do MGRSF, em amostra de mão.



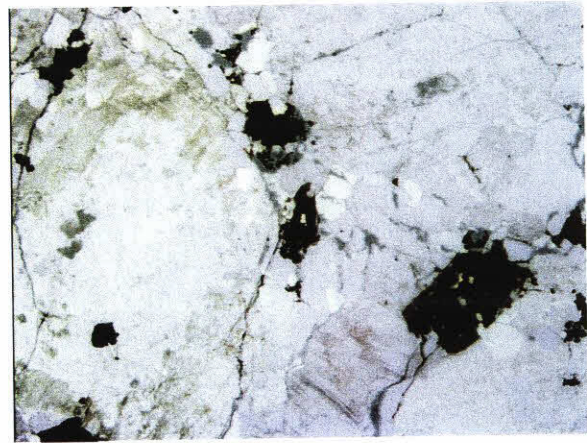
a



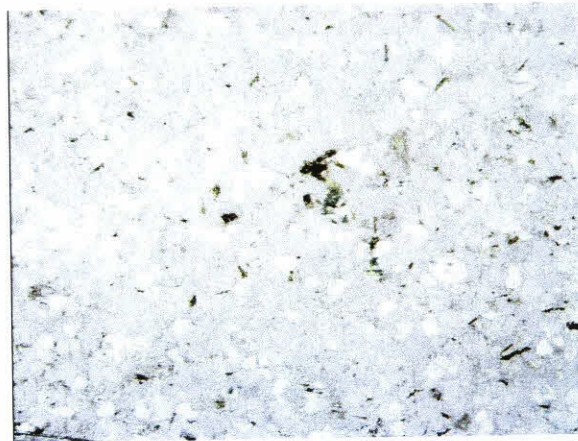
b



c



d



e

Fotomicrografias 412 a, b, c, d, e - Aspecto textural das diferentes facies do MGRSF: a) SF 1; b) SF 2; c) SF 3; d) SF 4; e) SF 5.

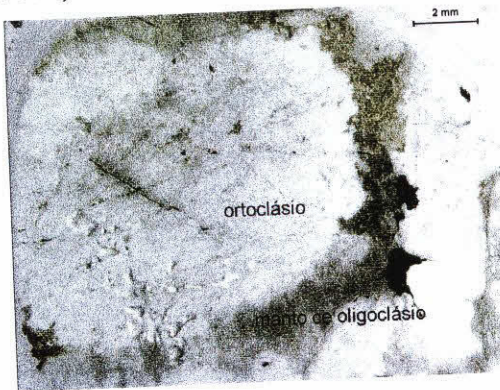
V. QUÍMICA MINERAL

V.I. Feldspatos

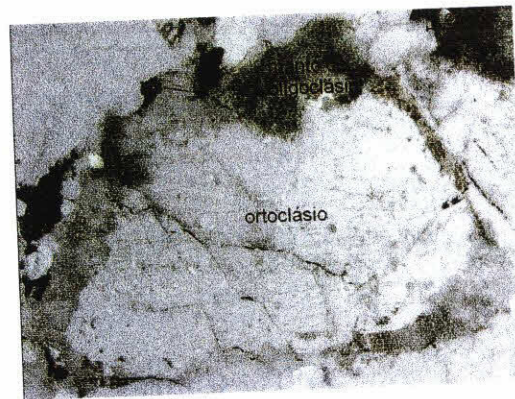
V. I. I. Introdução

Os feldspatos do MGRSF ocorrem na matriz e como megacristais, sendo constituídos de ortoclásio e plagioclásio (albita e oligoclásio). Os megacristais possuem tamanho entre 3 e 4 cm, ocorrendo, ainda, subordinadamente, megacristais de ortoclásio, manteados por oligoclásio; na matriz ocorre ortoclásio, oligoclásio e albita, em cristais subedrais a anedrais, com dimensões entre 0,5 e 1,0 cm.

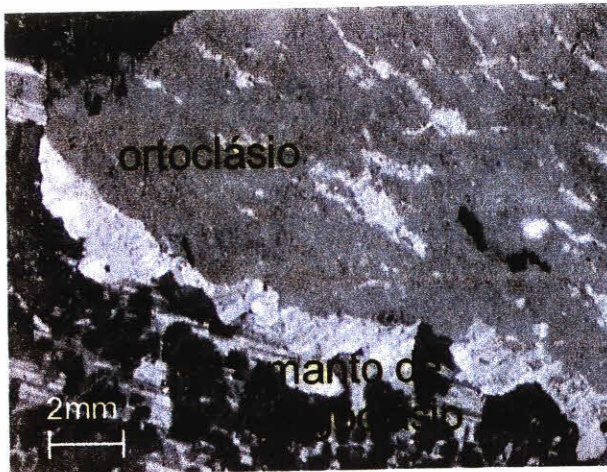
Os megacristais de ortoclásio podem ser ovóides ou euédricos, pertíticos, com um manto que não ultrapassa 2 mm de espessura, acompanhando o hábito do megacristal, podendo ser formado por um ou mais cristais. Em geral, o manto de oligoclásio do ovóide se encontra em continuidade óptica com as lamelas de albita do oligoclásio pertítico. Os megacristais de plagioclásio são euédricos, com um centro saussuritizado indicativo de zoneamento (núcleos mais cálcicos do que as bordas).



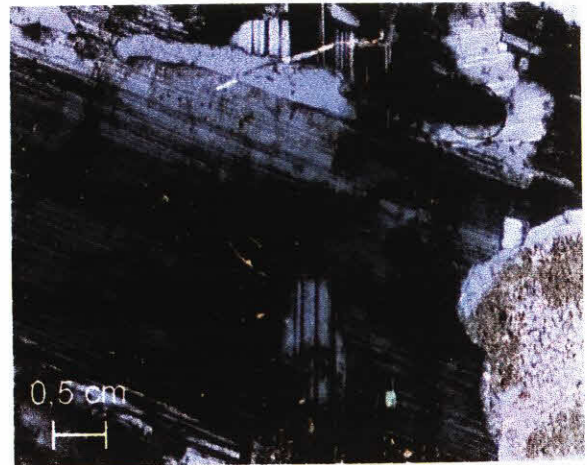
Fotomicrografia 511 – Ovóide *rapakivi* com manto contínuo formado por apenas um mineral (amostra HDS35, fácies SF4).



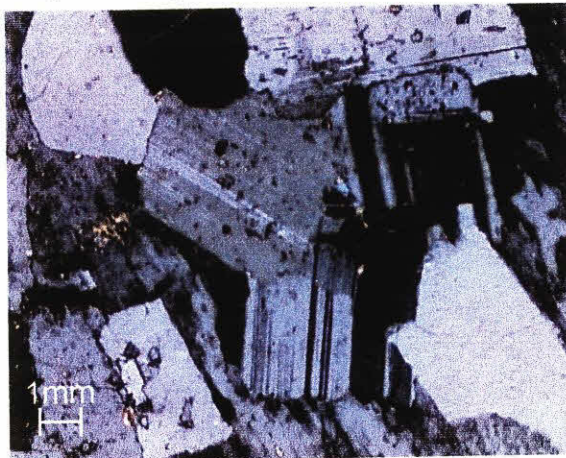
Fotomicrografia 512 – Ovóide *rapakivi* com manto formado por vários cristais. (amostra rapa 1, fácies SF4).



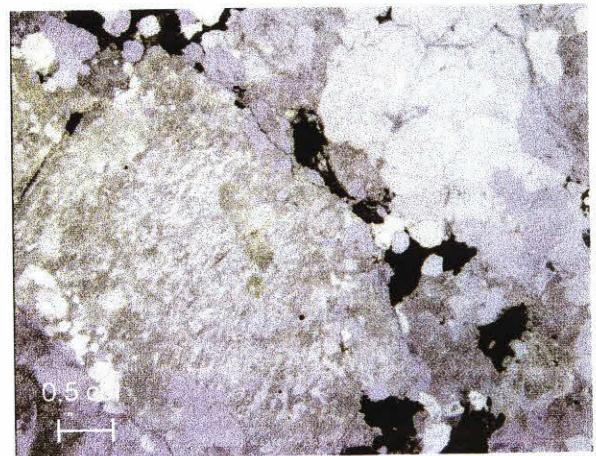
Fotomicrografia 513 – Ovóide *rapakivi* com manto de oligoclásio descontínuo apresentando lamelas de geminação polissintética em continuidade óptica com as lamelas das pertitas dentro do ortoclásio (Amostra HDS41, fácies SF4)



Fotomicrografia 514 – Detalhe de um megacristal de plagioclásio (amostra HDS 46, fácies SF3).



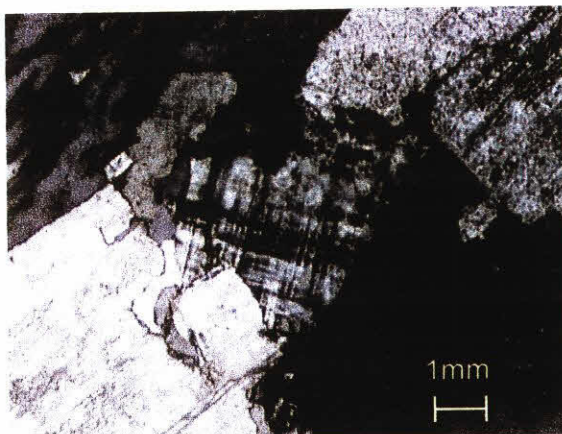
Fotomicrografia 515 – Detalhe dos plagioclásios da matriz (amostra HDS36, fácies SF3).



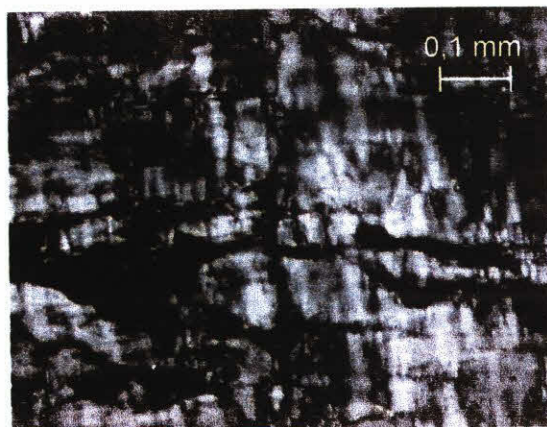
Fotomicrografia 516 – Megacristal de ortoclásio sem manteamento (amostra HDS 11, fácies SF3).

Os feldspatos da matriz são euedrais a anedrais, com o plagioclásio de composição oligoclásio-albita e o feldspato alcalino correspondendo ao ortoclásio. Em algumas amostras, que apresentam feições de alteração tardi a pós-magmática muito intensas, ocorre microclínio ou cristais parcialmente microclinizados (fotomicrografias 517 e 518).

Foram realizadas análises de microsonda eletrônica em amostras representativas de todas as faciologias encontradas no maciço, resultando em um total de 62 análises pontuais em feldspatos.



Fotomicrografia 517 – detalhe de um cristal de microclínio (amostra HDS 22, fácies SF3).



Fotomicrografia 518 – Detalhe da microclinização em um cristal de feldspato alcalino (amostra HDS24, fácies SF3).

V.I.II. Química mineral

As fórmulas estruturais para os feldspatos foram calculadas com base em 2 oxigênios, segundo Deer *et al.* (1978), podendo ser descritas genericamente como:



Diagrama de Streckeisen (1973)

Valores modais

- 1a - quartzolito
- 1b - granitoides quartzosos
- 2 - álcáli-feldspato-granito
- 3 - granitos: 3a - sienogranito
3b - monzogranito
- 4 - granodiorito
- 5 - tonalito
- 6 - álcáli-feldspato-sienito
- 7 - sienito
- 8 - monzonito
- 9 - monzodiorito
- 10 - diorito/gabro/anortosito

* prefixo "quartzo"

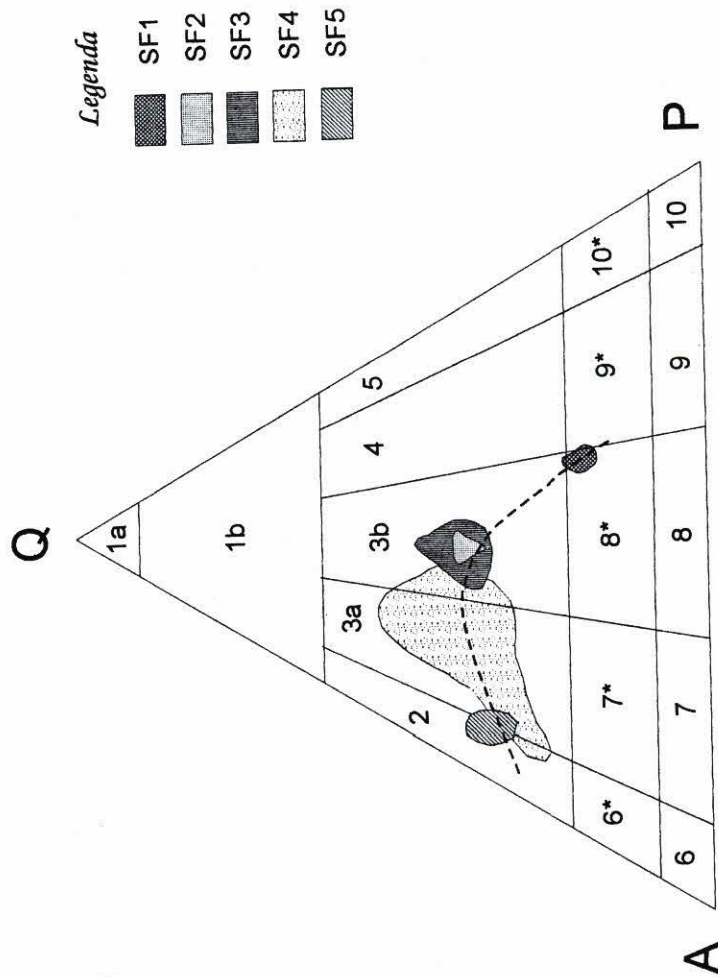


Figura 4.1.1 - Diagrama de Streckeisen, contendo campos com análises modais das diferentes faciológicas do MGRSF.

onde: $A^{+1} = \text{Na, K, Rb, Tl, NH}_4$

$A^{+2} = \text{Ca, Sr, Ba, Pb, Mn}$

$B^{+3} = \text{Al, B, Ga, Fe}$

$B^{+4} = \text{Si, Ge}$

V.I.III. Classificação

Os megacristais de feldspato alcalino peritéticos apresentam composições Or_{56-74} , com aumento, do núcleo para a borda, de K e diminuição de Al, Na e Ba, revelando um fraco zoneamento, sem variação significativa para os demais elementos químicos presentes em sua composição (fig. 5.5.1).

A composição dos feldspatos alcalinos componentes da matriz é próxima da composição das bordas dos megacristais, porém com teores mais elevados em K_2O , (próximos a 15%) e mais baixos em Na_2O (0,5%, em média) (fig. 5.5.2), sugerindo cristalização dos núcleos dos megacristais de ortoclásio no período inicial da diferenciação magmática, com as bordas e os cristais da matriz, cristalizando-se posteriormente. Esses dados estão de acordo com a proposição de Rundquist *et al.* (1991), segundo a qual a diferenciação magmática desempenhou um importante papel durante a formação dos megacristais manteados de ortoclásio. A formação desses megacristais tem sido vinculada a eventos rítmicos de cristalização (feldspato alcalino – plagioclásio – quartzo – biotita), em virtude de flutuações termodinâmicas e variações composicionais ocorridas durante a cristalização fracionada.

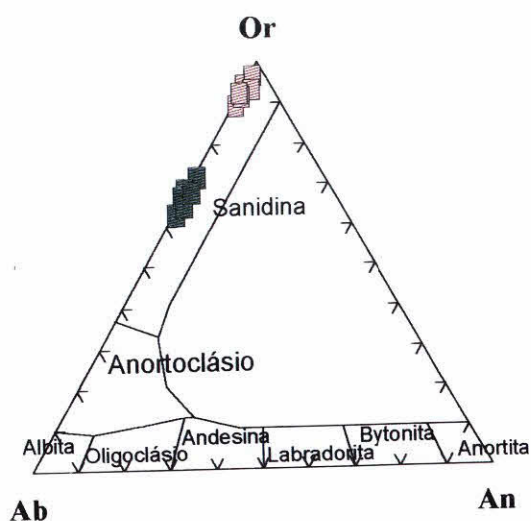


Figura 5.5.1 – Composição (núcleo e borda) dos megacristais de feldspato alcalino.

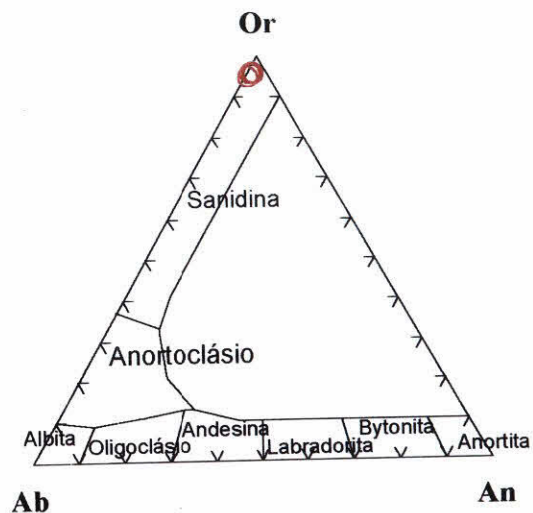


Figura 5.5.2 – Composição dos feldspatos alcalinos da matriz.

O manto dos megacristais de ortoclásio é formado por plagioclásio de composição An_{6-23} (fig. 5.5.4), que sobrepõe-se à composição dos plagioclásio da matriz, com núcleos de composição An_{13-15} (fig. 5.5.3) e bordas de composição An_{3-5} . O fato dos plagioclásios componentes dos mantos ovóides apresentarem composições mais cálcicas, pode ser explicado pelo fato das amostras analisadas serem provenientes somente da fácies SF-4 com textura viborgítica e pyterlítica, as quais apresentam menores indícios texturais e químicos de alterações metassomáticas e, onde, conseqüentemente, a albitização foi menos eficiente.

As análises dos plagioclásios da matriz foram efetuadas em amostras de várias faciologias, englobando assim um espectro composicional mais amplo, incluindo amostras com evidências de alteração hidrotermal (albitização, sericitização, cloritização, etc...). Outra explicação possível seria a de que os núcleos

dos plagioclásios teriam se desenvolvido concomitantemente aos mantos de oligoclásio, com posterior desenvolvimento da borda albítica.

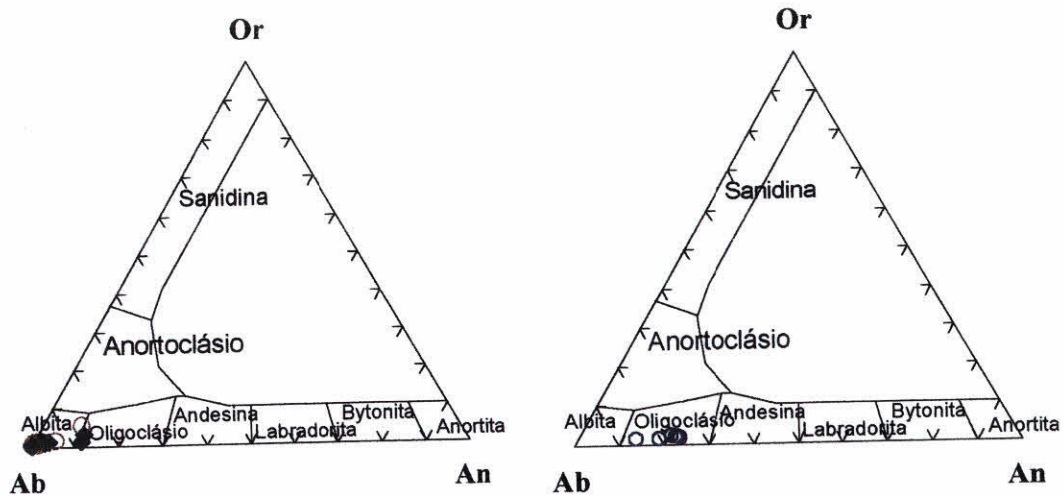


Figura 5.5.3 – Composição dos plagioclásios da matriz em amostras das fácies SF3 e SF4 do MGRSF. Figura 5.5.4 – Composição dos feldspatos do manto dos ovóides *rapakivi* do MGRSF, em amostra da fácies SF4.

V.II. Biotitas

V.II.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais

Como na maioria dos granitos *rapakivi* descritos na literatura mundial, a biotita é o principal mineral máfico presente no MGRSF. Ocorre em todas as faciologias descritas, com teor variando de 2 a 5% e, nas rochas de diques, ao redor de 1%.

Macroscópica e microscopicamente as biotitas são semelhantes nas diferentes faciologias estudadas, ocorrendo em cristais milimétricos (1 a 3 mm) de coloração preta. Formam agregados intersticiais ou dispõem-se como finos cordões ao redor dos megacristais, e dos cristais da matriz. Este tipo de distribuição não se verifica nas biotitas associadas às amostras dos diques, onde os cristais de biotita ocorrem em cristais subedrais esparsos, submilimétricos, parcial ou totalmente cloritizados.

Ao microscópio, as biotitas do MGRSF apresentam um pleocroísmo pardo médio a pardo-avermelhado a pardo-muito-claro-esverdeado, em cristais anedrais, milimétricos a submilimétricos (1 a 3 mm, em geral), de contorno irregular, por vezes de aspecto "corroído", especialmente nas bordas. Algumas amostras apresentam intercrescimento com clorita, outras, mais raramente, com moscovita. Os agregados intersticiais de biotita ocorrem associados a minerais opacos, fluorita, hornblenda, clorita e moscovita secundárias. Este tipo de ocorrência e associação com fluorita é indicativo de um desenvolvimento tardio.

Os cristais de biotita apresentam inclusões de vários minerais: zircão, em cristais euédricos, arredondados, prismáticos ou alongados, com fortes halos pleocróicos; apatitas em cristais arredondadas ou em forma de bastonete; minerais opacos (ilmenita e magnetita), euédricos a anedrais; ocorrendo ainda allanita e titanita.

Foram analisadas por microsonda eletrônica biotitas de 20 amostras do MGRSF, correspondentes às seguintes litologias: SF1 – biotita-hornblenda-quartzo-monzonito fino, 4 amostras; SF2 - biotita-granito porfiróide fino a médio (mosqueado), 4 amostras; SF3 – biotita-granito porfiróide grosso (pyterlítico), 4 amostras; SF4 – biotita-granito porfirítico grosso (pyterlítico a viborgítico), 5 amostras e SF5 – diques granito equigranular fino, 3 amostras, perfazendo um total de 79 análises pontuais.

V.II.II. Química mineral

As análises de química mineral, efetuadas para as diferentes faciologias do MGRSF, foram calculadas numa base anidra de 22 oxigênios (Federico *et al.* 1994), com os demais parâmetros referentes às análises e cálculos sendo disponíveis no capítulo I, item IV, referente aos materiais e métodos utilizados.

De acordo com Deer *et al.* (1978), a fórmula estrutural geral das micas é expressa da seguinte maneira:



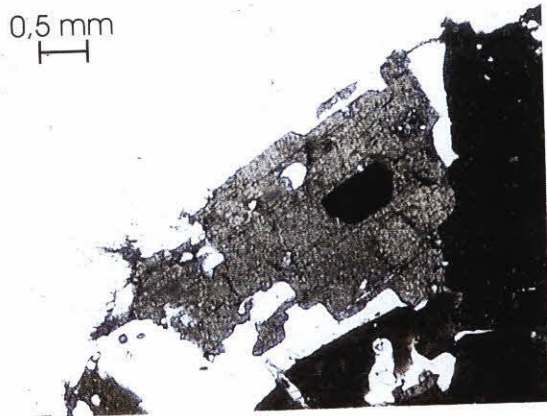
onde,

X é principalmente K, Na ou Ca, podendo incluir Ba, Rb, Cs, etc...;

Y é principalmente Al, Mg ou Fe^{2+} , mas também pode ser Mn, Cr, Ti, Li, etc...;

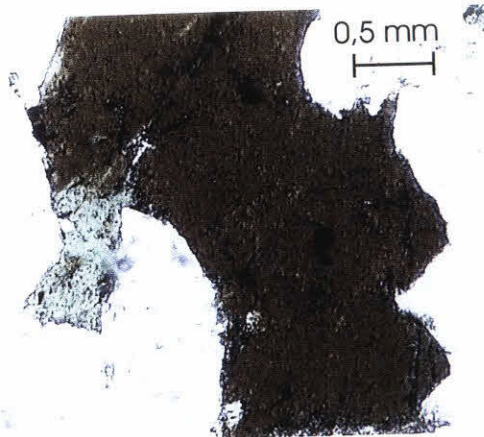
Z é principalmente Si ou Al e pode incluir ainda Fe^{3+} e Ti;

0,5 mm



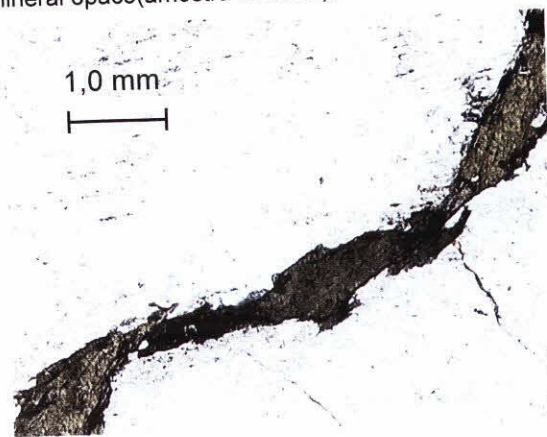
Fotomicrografia 521 – Biotita anedral com inclusão de mineral opaco(amostra HDS 36).

0,5 mm

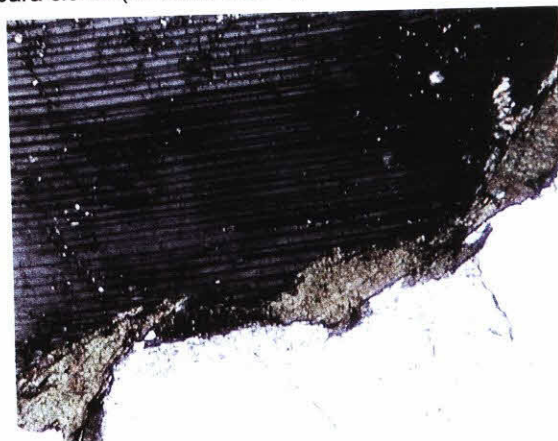


Fotomicrografia 522 – Biotita anedral com alteração para clorita (amostra HDS44).

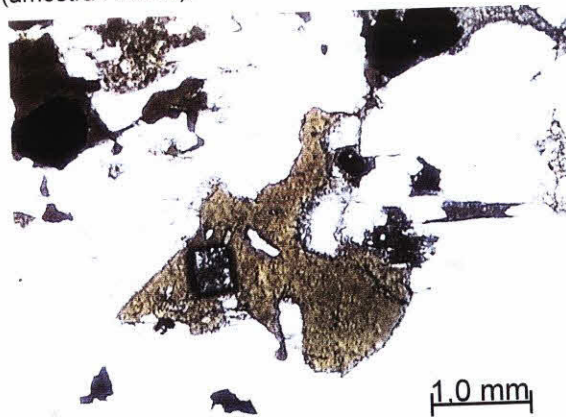
1,0 mm



Fotomicrografia 523 – Cristais de biotita formando um cordão ao redor de um cristal de plagioclásio (amostra HDS13).

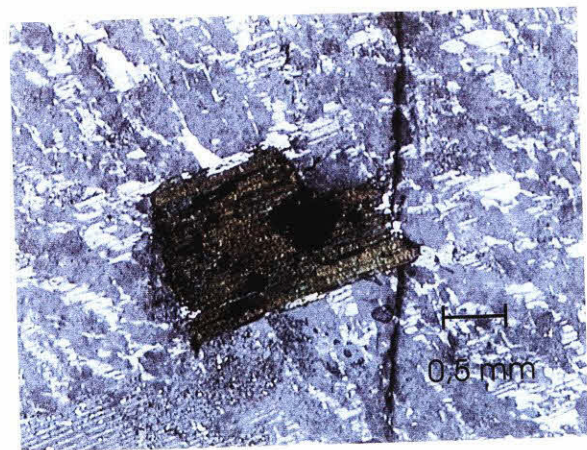


Fotomicrografia 524 – fotomicrografia anterior, com nicóis cruzados.



Fotomicrografia 525 – Cristal de biotita com inclusão de zircão euédrico e minerais opacos anedrais (amostra HDS 27).

0,5 mm



Fotomicrografia 526 – Detalhe de um cristal de biotita cortando uma fratura de um megacristal de ortoclásio (amostra HDS 41).

V.II.II.I. Classificação

A análise da variação composicional das biotitas do MGRSF, com base nos dados químicos obtidos nas faciologias SF2, SF3 e SF4, permitiram distinguir dois grupos distintos: 1) um grupo de biotitas que preservam a composição química primária e reflete condições magmáticas (BM) e 2) outro grupo de biotitas que mostra evidências de alteração da composição química original, em decorrência da ação de uma fase fluida que provocou um reequilíbrio no período tardi a pós-magmático (BA). A divisão desses dois grupos foi feita com base nos teores em Al_2O_3 e MgO, cujos limites foram propostos por Bilal (1990). Assim, os comentários efetuados sobre as variações composicionais, bem como para os sistemas de substituições químicas entre cátions na estrutura cristalina das biotitas levarão em conta essa divisão, pois estes grupos refletem dois processos diferentes de evolução, um essencialmente magmático e, outro, tardi a pós-magmático. Este último processo inclui também fenômenos de greisenização, albitização, microclinização, cloritização e sericitização, que serão abordados Capítulo IV.

De acordo com Velikoslavinsky (1994) e Haapala (1991, 1995), as biotitas presentes nos granitos *rapakivi* apresentam uma composição química muito particular, correspondendo às biotitas mais ferríferas conhecidas. A razão $Fe/(Fe+Mg)$ varia de 0.8 a 1.0 e suas composições situam-se próxima ao pólo da annita no diagrama de Winchell (1949) (fig. 5.2.1) e entre as biotitas de pegmatitos e granitos no diagrama de Veslikoslavinsky (1994), como mostra a figura 5.2.2.

No diagrama de classificação com os pólos eastonita, siderofilita, flogopita e annita (Winchell 1949), as biotitas do MGRSF caem no campo das annitas, mais especificamente no campo delimitado pelas biotitas de granitos *rapakivi*. Para efeitos de classificação, foram utilizadas somente as biotitas que preservam a composição magmática (grupo BM), pois as biotitas com alteração tardi a pós-magmática, situam-se fora do campo, apresentando evidências tardi a pós-

magmática, apresentam evidências químicas e texturais de um reequilíbrio químico. Por este motivo, este grupo será discutido separadamente.

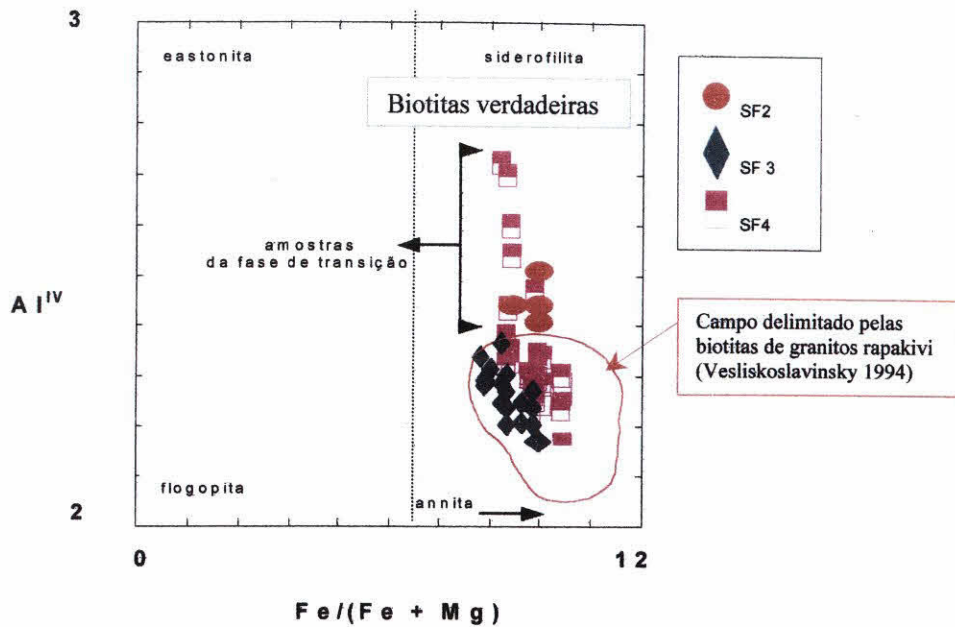


Figura 5.2.1 – Diagrama de classificação de biotitas de Winchel (1949), contendo as amostras analisadas em três faciologias do MGRSF; SF2, SF3 e SF4.

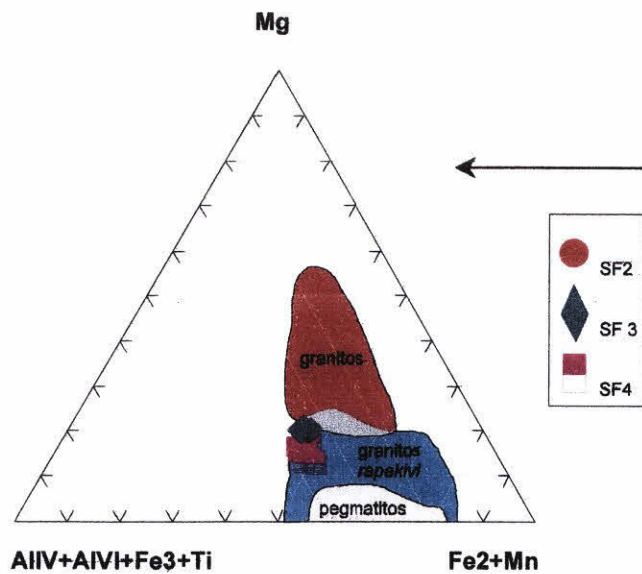


Figura 5.2.2. Diagrama proposto por Velikoslavinsky (1994) modificado de Foster (1960) que separa as biotitas de granitos (em geral), granitos *rapakivi* e pegmatitos; nota-se que as biotitas do MGRSF apresentam-se dentro do campo de biotitas de granitos *rapakivi*.

No diagrama triangular $\text{FeO}+\text{MnO}$ versus 10^*TiO_2 versus MgO (fig. 5.2.3), de Nachit (1985), que discrimina as biotitas primárias e secundárias (B), as biotitas do MGRSF ocupam o campo das biotitas primárias.

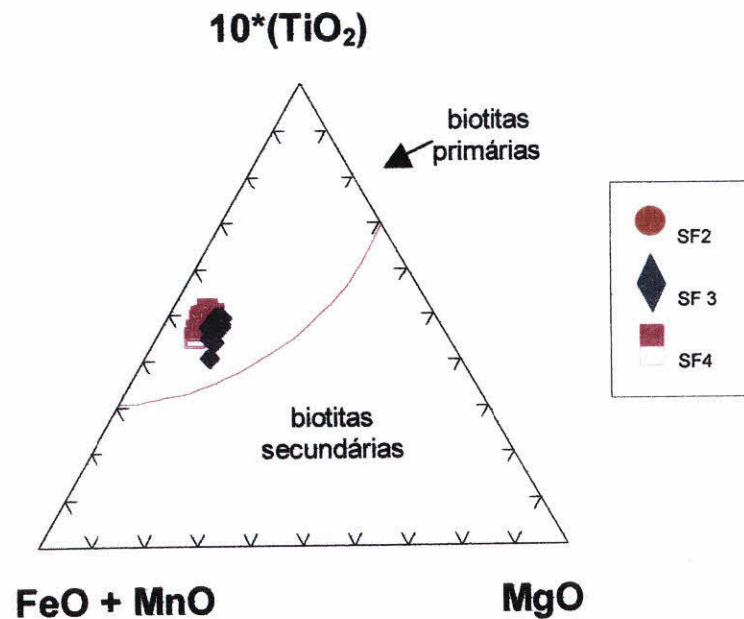
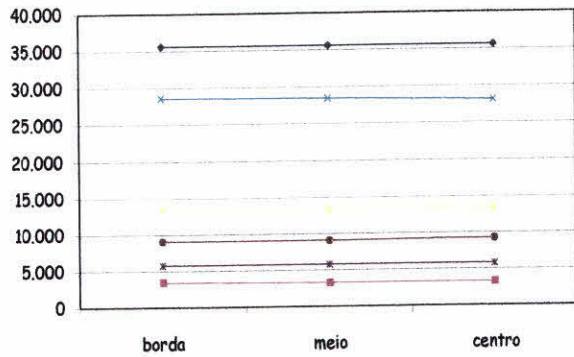


Figura 5.2.3 - Diagrama triangular de Nachit, que separa biotitas primárias e secundárias, contendo análises de biotitas do grupo BM do MGRSF (Nachit 1986).

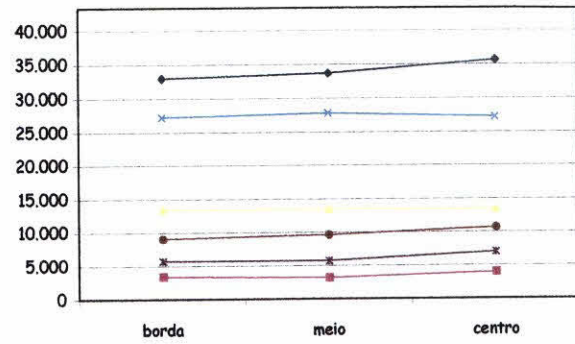
V.II.II.II. Variações composicionais

Os dois grupos de biotitas estudadas apresentam um leve zoneamento, sendo que a diferença entre os teores borda-centro não ultrapassa 1%. As bordas são ligeiramente mais ferríferas e aluminosas do que os núcleos, onde os teores são mais elevados em Si, Ti e Mg. Os gráficos a seguir apresentam perfis de análises químicas de biotitas selecionadas das faciologias do MGRSF (fig. 5.2.4).

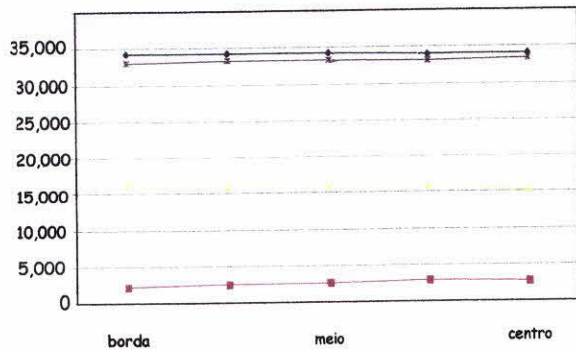
Legenda



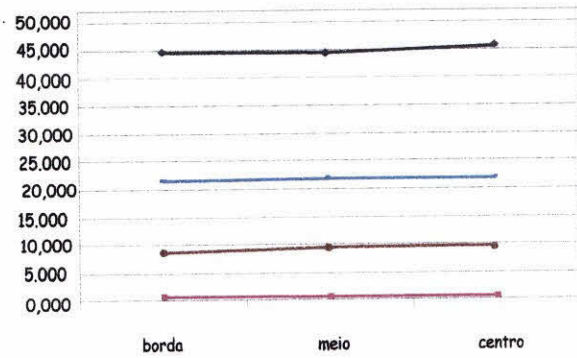
SF1



SF2



SF3



SF4

Figura 5.2.4 - Variação dos teores de óxidos SiO₂, TiO₂, MgO, Al₂O₃, K₂O e FeO entre borda e centro de biotitas de quatro faciólogias do MGRSF. Legenda como na figura.

Foram plotados em diagramas binários, os resultados de análises químicas de três faciologias, SF2, SF3 e SF4 (fig. 5.2.5). Foram incluídas as amostras de biotitas magmáticas (BM) e alteradas (BA); na esquerda do diagrama estão representadas as amostras do grupo BM, enquanto que na direita acham-se representadas as biotitas alteradas (BA).

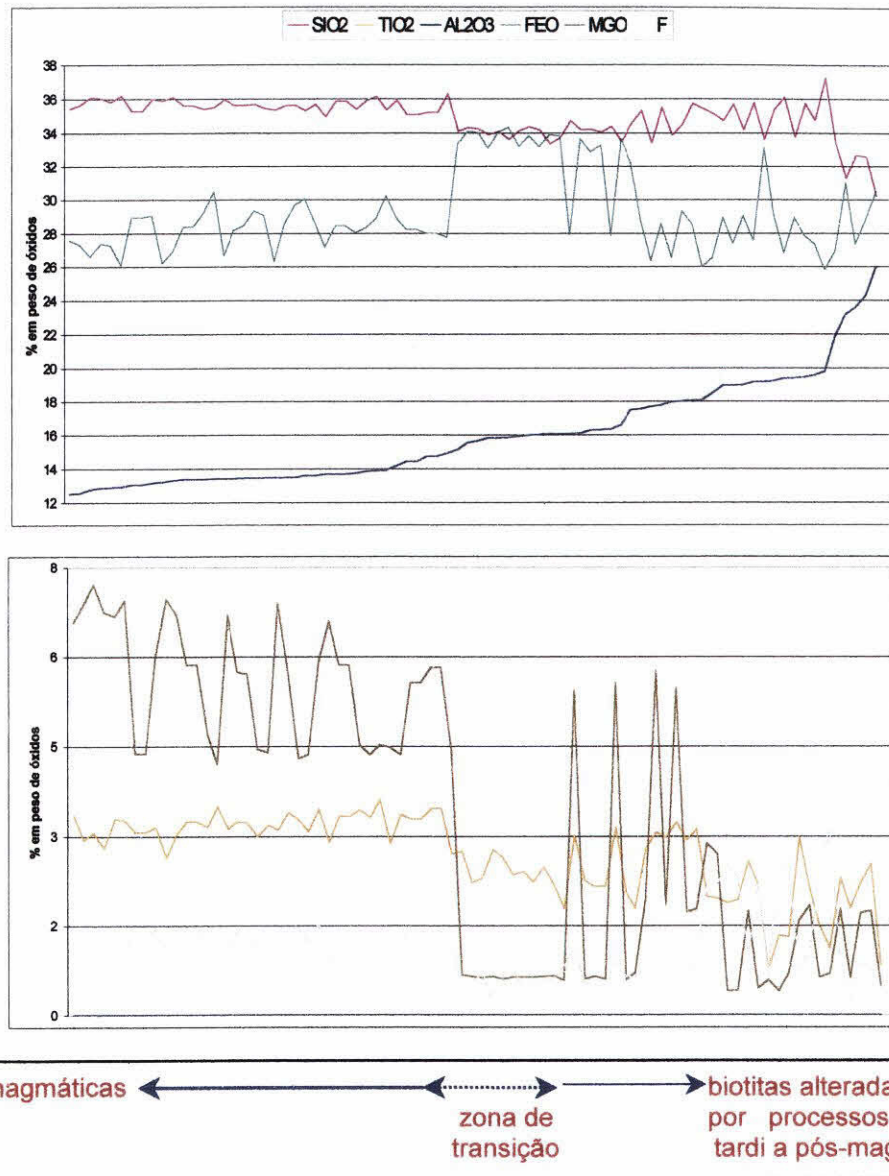


Figura 5.2.5 – Variação dos teores em óxidos de alguns elementos químicos presentes nas biotitas do MGRSF. As biotitas magmáticas situam-se no lado esquerdo do diagrama, e as biotitas alteradas, do lado direito do diagrama, enquanto que na porção central aparece uma zona de transição.

As curvas da fig. 5.2.6 revelam uma correlação inversa entre os conteúdos de Al_2O_3 e MgO ; as biotitas BM possuem teores de Al_2O_3 que variam entre 12 e 15,5%, enquanto que nas biotitas BA, este intervalo situa-se entre 17 a 26%. O conteúdo de MgO é mais alto no grupo BM – 4,8 a 7,6%, e nas biotitas do grupo BA é mais baixo, entre 0,8 a 2,7 %. De acordo com Deer *et al.* (1966), os fluidos aquosos mineralizantes das fases tardi a pós-magmática lixiviam o ferro e o magnésio, substituindo o potássio na estrutura da biotita, dando origem a moscovita secundária e sericita pseudomórfica. Esta substituição explica a diminuição progressiva do teor de MgO da fase magmática para a fase de alteração tardi a pós-magmática. O aumento de Al_2O_3 se deve à substituição tipo R^{2+} versus R^{3+} (fig. 5.2.7), onde o Al^{VI} aumenta progressivamente com a diferenciação (fig. 5.2.6 f).

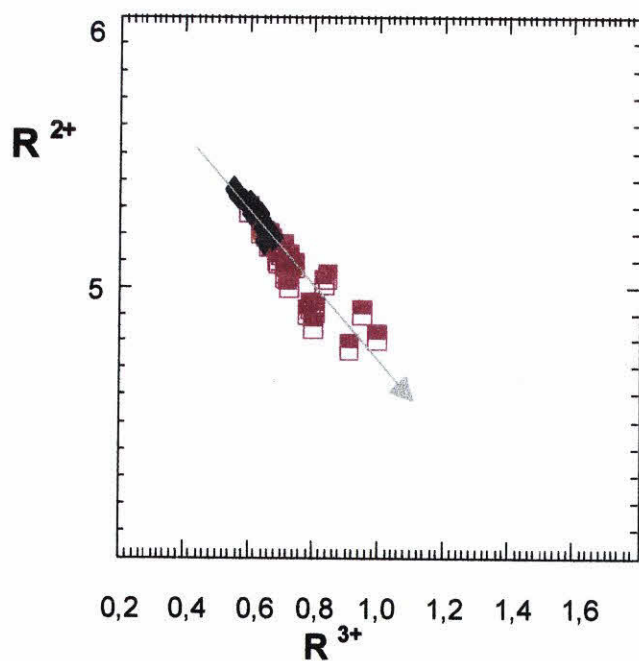


Figura 5.2.7. Diagrama R^{2+} versus R^{3+} para as biotitas do MGRSF.

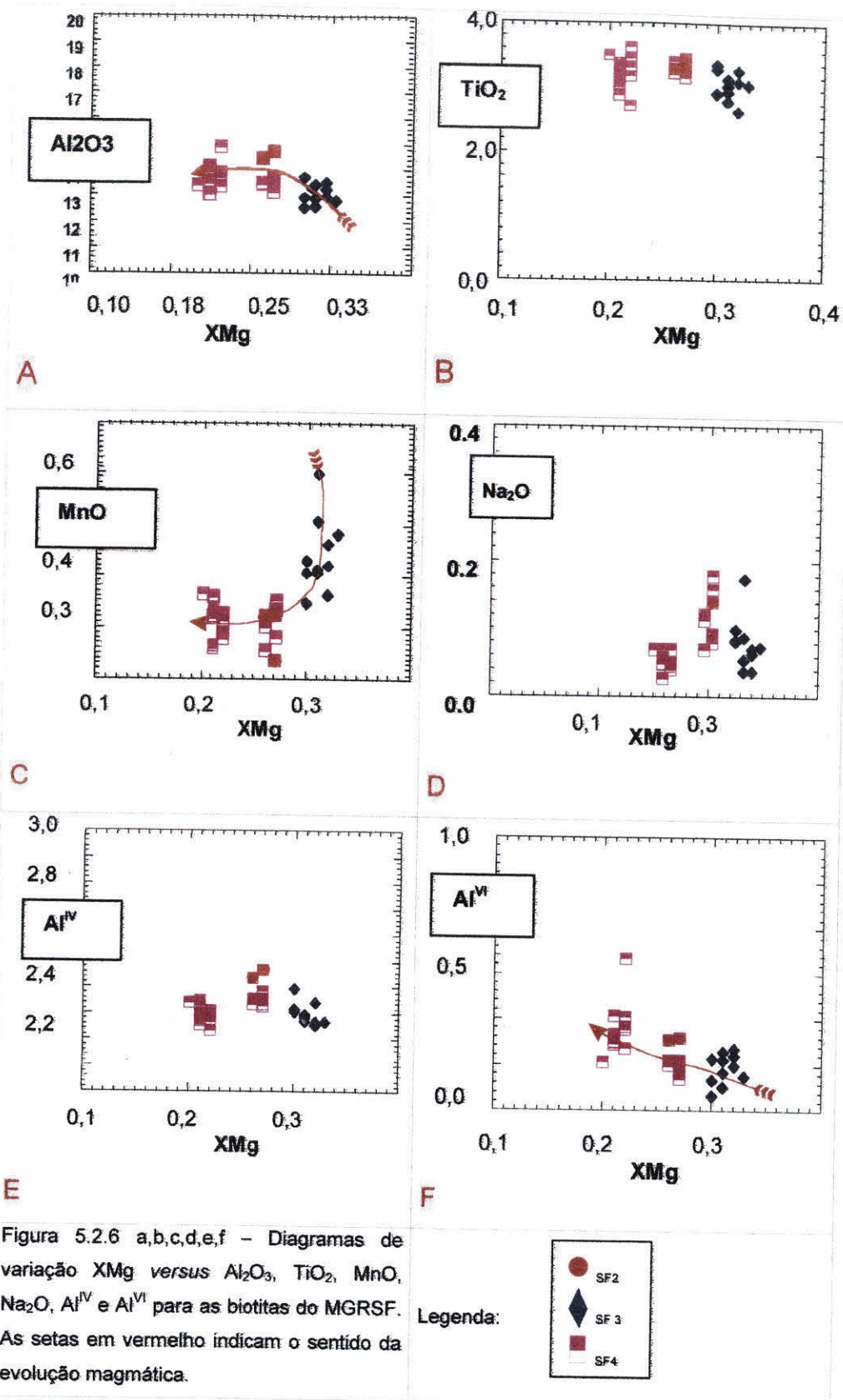


Figura 5.2.6 a,b,c,d,e,f - Diagramas de variação XMg versus Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , Na_2O , Al^{IV} e Al^{VI} para as biotitas do MGRSF. As setas em vermelho indicam o sentido da evolução magmática.

Nota-se também uma tendência de diminuição relativa no conteúdo de SiO_2 e TiO_2 , com um aumento em FeO e F na direção das biotitas BA. Tais variações composicionais refletem mecanismos de alteração associados aos processos tardi a pós-magmáticos, que afetaram as rochas do maciço.

O ligeiro aumento no conteúdo em ferro, no grupo BA, pode ser explicado por uma entrada mais efetiva deste elemento nas camadas octaédricas, nas fases mais tardias, em substituição ao Al. O conteúdo em Ti decresce levemente das fases iniciais para as fases finais, ocorrendo troca entre Ti e Al^{VI} (fig. 5.2.8); o conteúdo em Si também decresce das fases iniciais para as fases tardias, numa mesma intrusão (Deer *et al.* op.cit.), o que pode ser explicado pela substituição do alumínio por Si e Ti na posição tetraédrica.

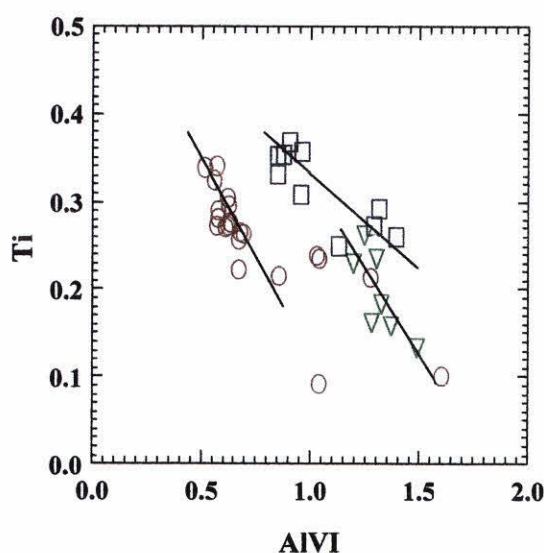


Figura 5.2.8 – Diagrama Ti versus Al^{VI} , para as biotitas do grupo BA do MGRSF.

O aumento do F nas fases tardias é devido à substituição no lugar dos íons OH, pois o flúor tende a se concentrar nas fases fluidas finais.

A razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ nas biotitas do MGRSF varia de 0.82 a 0.98, dentro dos limites citados por Haapala (1995) para granitos *rapakiv*

Com base nos diagramas de variação podemos visualizar os *trends* de evolução magmática, tomando como índice de diferenciação o XMg calculado através da expressão $\text{XMg} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_2)$ e correlacionado-o com diversos elementos constituintes das biotitas do MGRSF.

Apesar do Al^{IV} não demonstrar variação significativa, em relação ao índice de diferenciação escolhido, o Al^{VI} apresenta um aumento contínuo com a diferenciação, o que pode ser explicado pela forte atuação deste elemento na substituição R^{2+} versus R^{3+} que ocorre nas biotitas do MGRSF das fases iniciais até as tardias, como pode ser observado através dos diagramas 5.2.7 e 5.2.9.

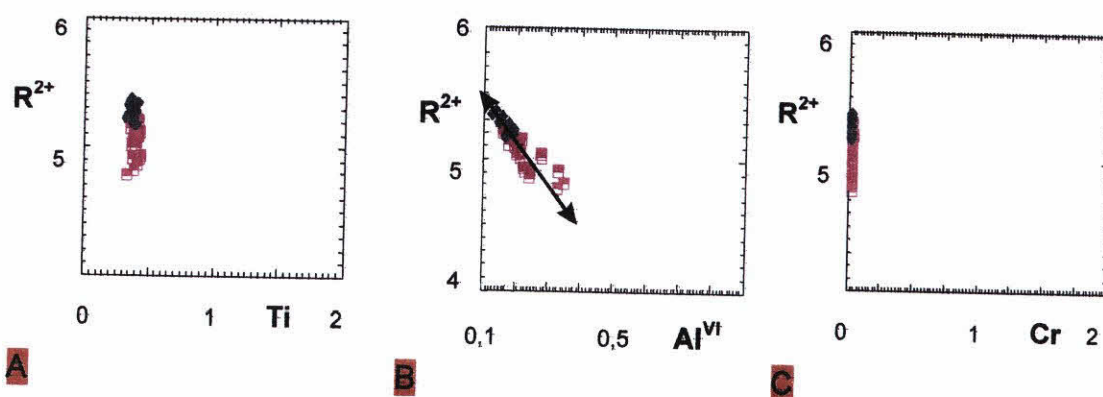


Figura 5.2.9 a, b, c - Diagramas R^{2+} versus Cr, Ti e Fe^{2+} para as biotitas do MGRSF.

O MnO varia entre 0,62 e 0,22%, diminuindo com a diferenciação da rocha, o que também pode ser explicado pela substituição tipo R^{2+} versus R^{3+} (Fig. 5.2.12). Os demais elementos analisados, em relação ao XMg, não apresentam variações significativas.

V.II.II.II. Diagramas de caracterização

No diagrama de Chevremont *et al.* (1988) as análises químicas de biotitas do MGRSF caem no campo IIIa, da série subalcalina (fig. 5.2.6) e no diagrama de Nachit (1995) (fig. 5.2.7), observa-se que as biotitas do MGRSF situam-se

preferencialmente no campo dos granitos de associação subalcalina, com algumas amostras adentrando ligeiramente os campos alcalino e cálcio-alcalino.

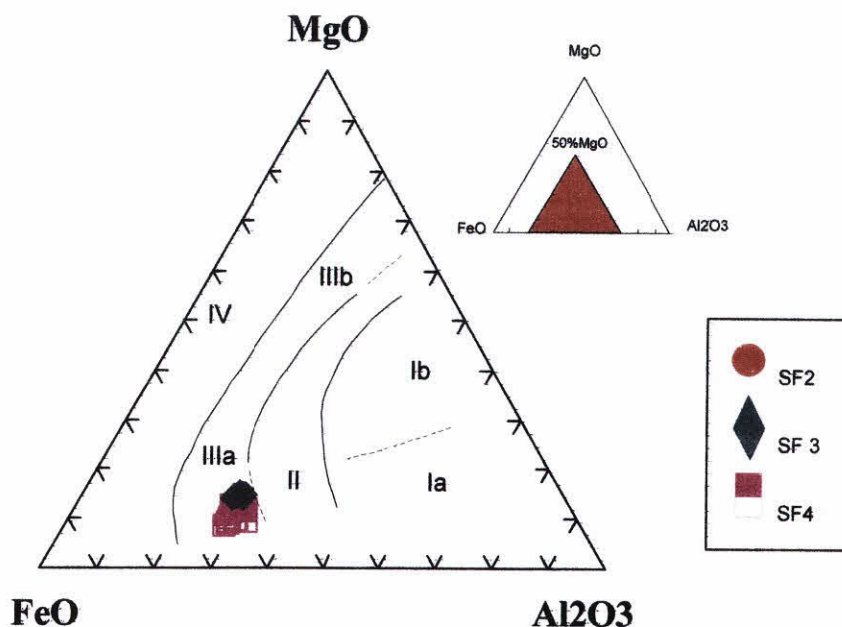


Figura 5.2.10 – Biotitas do MGRSF no diagrama de Chevremont *et al.* (1988). Os campos representam as biotitas de diversos granitóides da França: Ia – Série aluminopotássica tipo Limousin; Ib – Série aluminopotássica tipo Gueret; II – Série cálcio-alcalina; III – Série subalcalina, a – subtipo ferropotássico e b – subtipo magnésio-potássico; IV - Série alcalina.

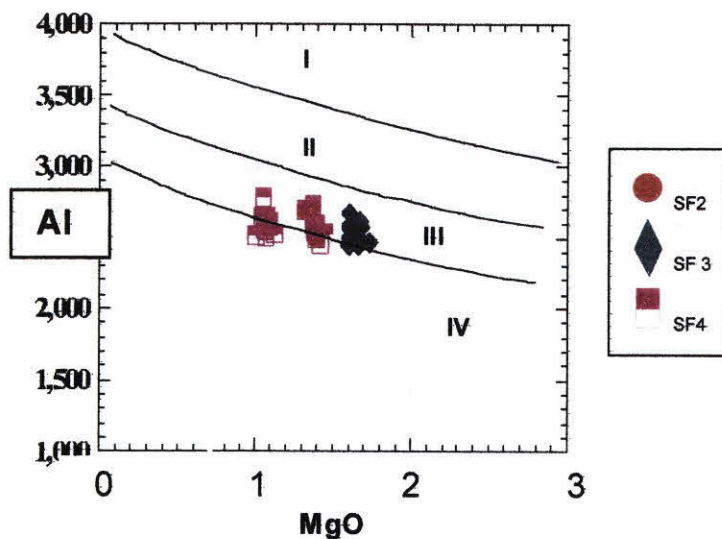


Figura 5.2.11. Posição das biotitas do MGRSF no diagrama de Nachit *et al.* (1985) para as diferentes séries magmáticas, definidas pelos campos: I –Alumino-potássica; II – Cálcio-alcalina; III – Subalcalina; IV – Alcalina/Peralcalina.

Em relação aos diagramas propostos por Abdel-Rahman (1994) as biotitas encontram-se dentro do campo de rochas da série alcalina, preferencialmente (fig. 5.2.12 a,b,c)

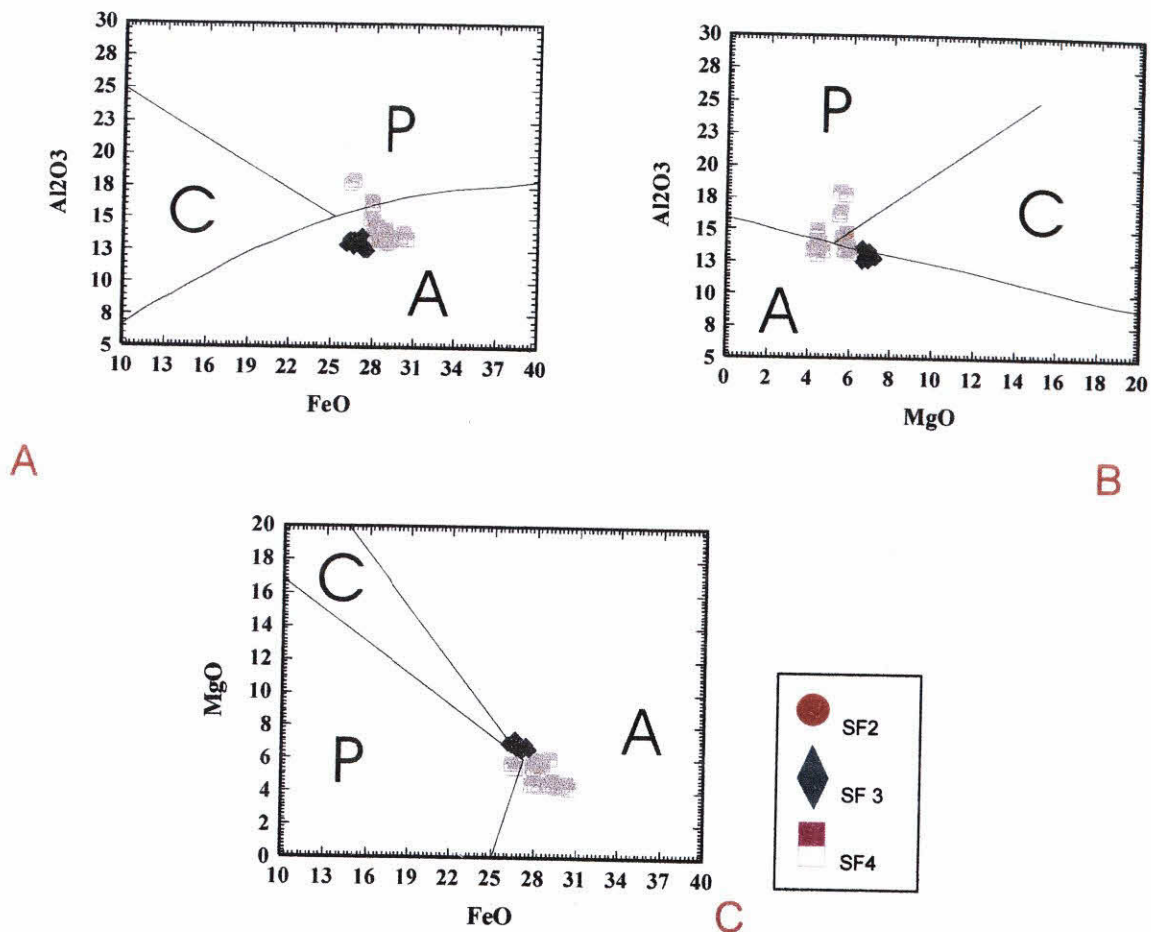


Figura 5.2.12.a,b,c – Diagramas de Abdel-Rahman (1994) que dividem as biotitas em três campos : A) rochas da série alcalina;
 C) rochas da série cálcio-alkalina e P) rochas da série peralkalina

V.II.II.III. SUBSTITUIÇÕES NA FASE MAGMÁTICA

Foram testadas as possibilidades de substituições entre elementos e grupos de elementos químicos na estrutura das biotitas magmáticas utilizando-se diagramas do tipo Harker. O número de íons preenchendo as camadas octaédricas apresenta valores entre 5,66 e 5,82, mostrando que ela é deficitária; de acordo com Deer *et al.* (*op cit.*) a camada octaédrica é progressivamente mais incompleta quanto mais diferenciada é a rocha. As camadas interfoliais apresentam também preenchimento deficitário, com valores da soma K+Na ao redor de 1,8.

A boa correlação linear negativa entre R^{2+} versus R^{3+} (fig. 5.2.7) indica a existência de substituição efetiva entre os cátions que ocupam estas posições, com R^{2+} correspondendo a $Fe^{2+}+Mn+Mg$ e R^{3+} a $Al^{VI}+Ti+Cr$, de acordo com a seguinte equação:



Os diagramas R^{2+} versus Ti e R^{2+} versus Cr não apresentam correlação (fig. 5.2.9 a,c), indicando que o principal responsável por esse tipo de substituição é o Al^{VI} , como pode ser observado através do diagrama R^{2+} versus Al^{VI} , que apresenta excelente correlação linear negativa (fig. 5.2.9b).

Com base na expressão $R = 2 - (Al^{IV} - Al^{VI})$, que exprime a quantidade de moscovita nas biotitas, foi avaliada a principal substituição responsável pela introdução de alumínio nas biotitas, onde $R = 0$, nas moscovitas, e $R = 4$, nas biotitas. Para as biotitas do MGRSF, verifica-se que R possui valores negativos (entre 0 e - 0,2), indicando que a introdução de alumínio nas biotitas se fez essencialmente segundo a substituição $Si^{IV} + (R^{2+})^{VI} = Al^{IV} + Al^{VI}$, ou substituição eastonítica. A substituição, neste caso, é controlada essencialmente pelo Fe^{2+} , pois os demais elementos desempenham um papel secundário, dados os seus baixos teores nas biotitas analisadas.

No diagrama Ti X SV (Fig.5.2.13), calculado com base na expressão $SV = 6 - (R^{2+} + R^{3+})$, nota-se dispersão das amostras, que é mais acentuada nas biotitas dos granitos porfíricos, indicando a inexistência deste tipo de substituição.

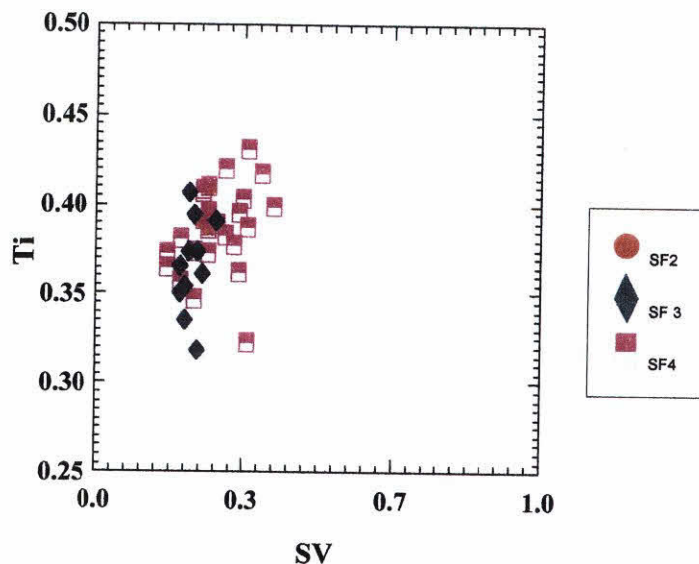


Figura 5.2.13 – Diagrama Ti versus SV para as biotitas do MGRSF.

O diagrama Si X Al^{IV} (fig. 5.2.14) apresenta uma excelente correlação linear negativa entre os dois elementos, indicando existência de substituição do Si pelo Al^{IV}, na posição tetraédrica.

Por outro lado, no diagrama Ti versus Al^{VI} (fig. 5.2.15), apenas os granitos da fácies SF3 apresentam correlação linear negativa, pois as demais faciologias exibem dispersão no diagrama. Embora os autores considerem pouco expressiva a correlação entre Si e Ti na fase magmática (Wones 1979), nota-se que as biotitas da fácies SF3 mostram fraca correlação linear negativa, sugerindo, portanto, participação deste tipo de substituição.

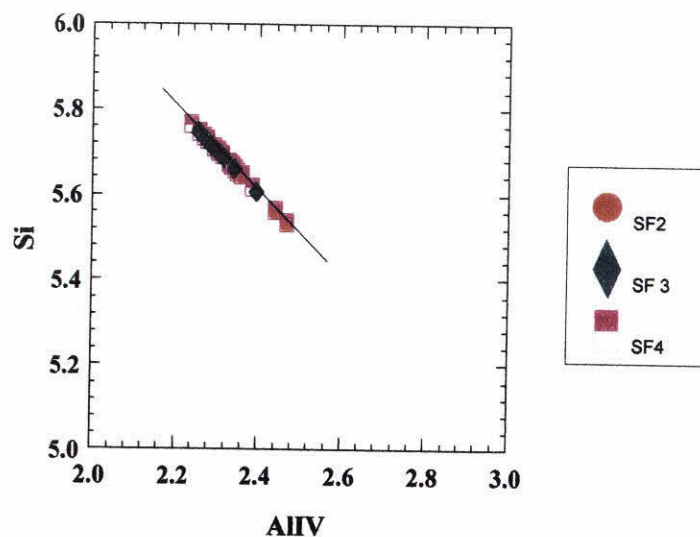


Figura 5.2.14 – Diagrama Si versus Al^{IV} para as biotitas do MGRSF.

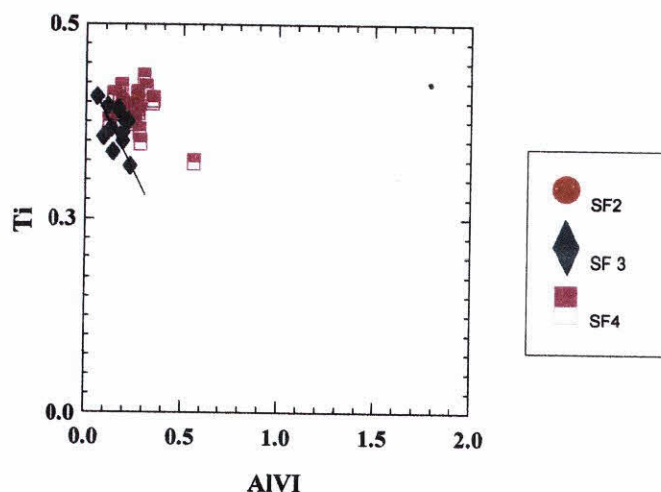


Figura 5.2.15 – Diagrama Ti versus Al^{VI} para as biotitas do MGRSF.

Em geral, a introdução de Ti na biotita pode ser explicada por uma substituição com Mg, Fe e Al no sítio octaédrico, de acordo com as seguintes equações (Guidoti, 1984):

- 1) $(2R^{2+})^{VI} = Ti^{VI} + SV$
- 2) $2Al^{VI} = (R^{2+})^{VI} + Ti^{IV}$
- 3) $(R^{2+})^{VI} + 2Si^{IV} = Ti^{VI} + 2Al^{IV}$
- 4) $Si^{IV} + Al^{VI} = Al^{IV} + Ti^{VI}$

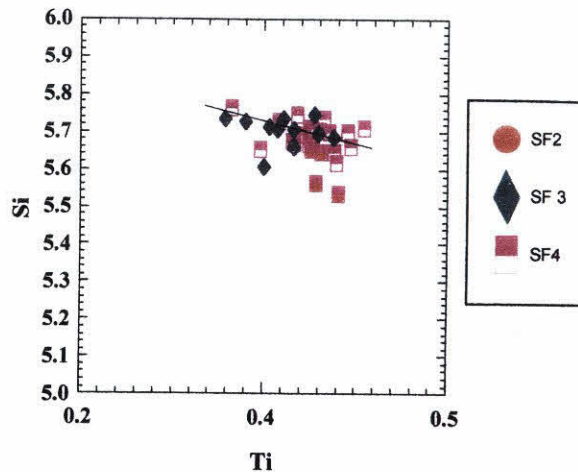


Figura 5.2. 16 – Diagrama Si versus Ti para as biotitas do MGRSF.

Outras substituições possíveis para as biotitas do MGRSF, de acordo com a proposição de Hewitt & Abrecht (1986), são do tipo clitonita: $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$ versus $\text{K} + \text{Si}$ (fig. 5.2.17b) e talco: $\text{Si} + \text{SV}$ versus $\text{K} + \text{Al}^{\text{IV}}$ (fig. 5.2.17a). O diagrama de substituição do tipo clitonita para as biotitas estudadas mostra correlação negativa, indicando a existência de substituição de Ca por K; conforme já testado anteriormente (fig. 5.2.14), ocorre também a substituição do Si por Al^{IV} . O diagrama de substituição tipo talco mostra correlação linear negativa mais acentuada, sugerindo que substituições desse tipo também ocorrem nas biotitas do MGRSF.

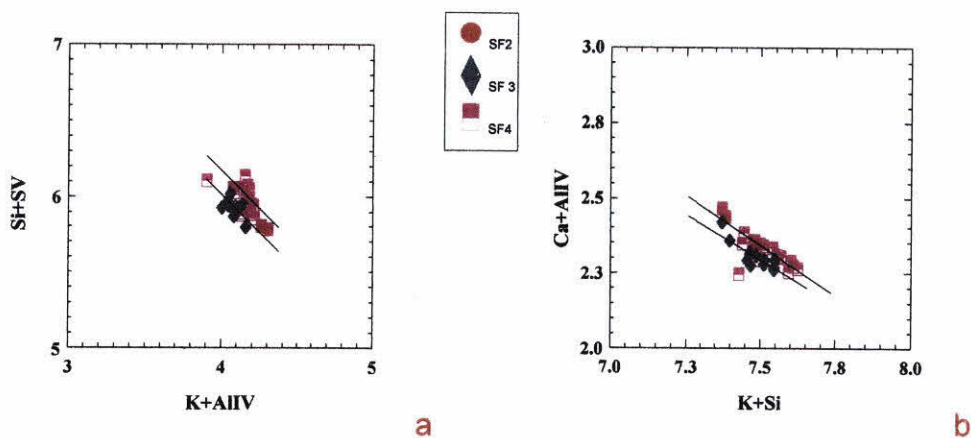


Diagrama 5.2.17a e b – Substituições tipo talco (a) e clitonita(b) para as biotitas do MGRSF de acordo com Hewitt & Abrecht (1986)

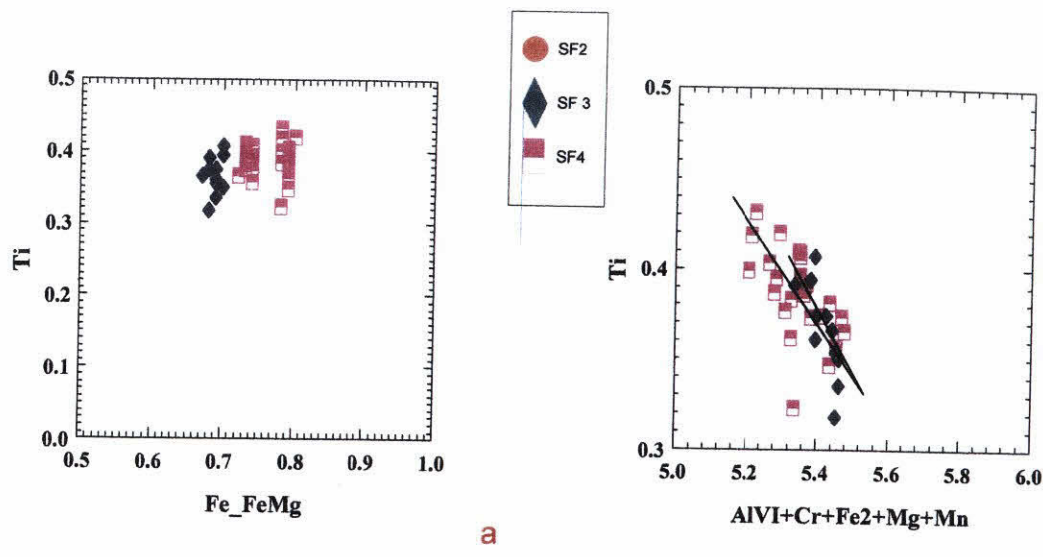


Figura 5.2.18 a – Diagrama Ti versus XFe e b – Diagrama Ti versus $Al^{VI}+Cr+Fe^{2+}+Mg+Mn$, para as biotitas do MGRSF.

O diagrama Ti versus XFe mostra valores aproximadamente constantes para as biotitas das três faciologias estudadas, sendo mais elevados na fácies SF4, com valores ao redor de 0,79, e mais baixos para a fácies SF3, ao redor de 0,70, indicando que esta última é menos evoluída do que a primeira.

V.II.IV. SUBSTITUIÇÕES NA FASE ASSOCIADA AOS FLUIDOS TARDI A PÓS-MAGMÁTICOS

As biotitas deste grupo apresentam, em lâmina delgada, feições de alteração do tipo moscovitização (fotomicrografia 527, 528 e 529) e cloritização (fotomicrografia 530), em graus variáveis.

As características químicas mais importantes das biotitas associadas a reequilíbrio nas fases tardi a pós-magmáticas são: aumento no conteúdo de Al_2O_3 , que passa de 13-14%, nas biotitas magmáticas, para 18-21% nas biotitas tardi a pós-magmáticas (Anexo II, tabela II); decréscimo no conteúdo de MgO que passa de 6,7 % nas biotitas magmáticas e não ultrapassa 1,5 % nas biotitas alteradas.

No diagrama triangular de Nachit (1985) (fig. 5.2.19) nota-se que um grupo de biotitas dispõe-se tanto no campo das biotitas primárias, quanto secundárias (SF2), enquanto que outro grupo, no campo das biotitas secundárias (SF3 e SF4). Os dois grupos mostram um *trend* contínuo, sugerindo enriquecimento em FeO + MnO e empobrecimento em TiO₂, devendo este ter sido um processo efetivo na passagem das biotitas primárias para as secundárias.

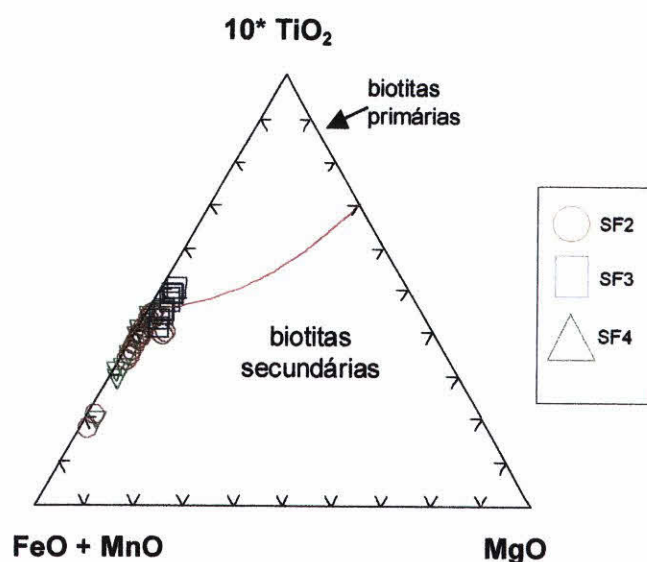


Figura 5.2.19 – Posição das amostras do grupo BA no diagrama de Nachit *et al.* (1985) para biotitas primárias e secundárias.

O diagrama R²⁺ versus R³⁺ (fig. 5.2.20), para as biotitas do grupo BA, mostra uma forte correlação linear negativa, indicando que substituições entre elementos dos dois conjuntos continuam acontecendo até as fases magmáticas finais. A correlação entre o conjunto R²⁺ e elementos do conjunto R³⁺, separadamente, mostra que o Al^{VI} é o elemento responsável por este tipo de substituição, desde a fase inicial até a fase final (fig. 5.2.21 a, b e c).

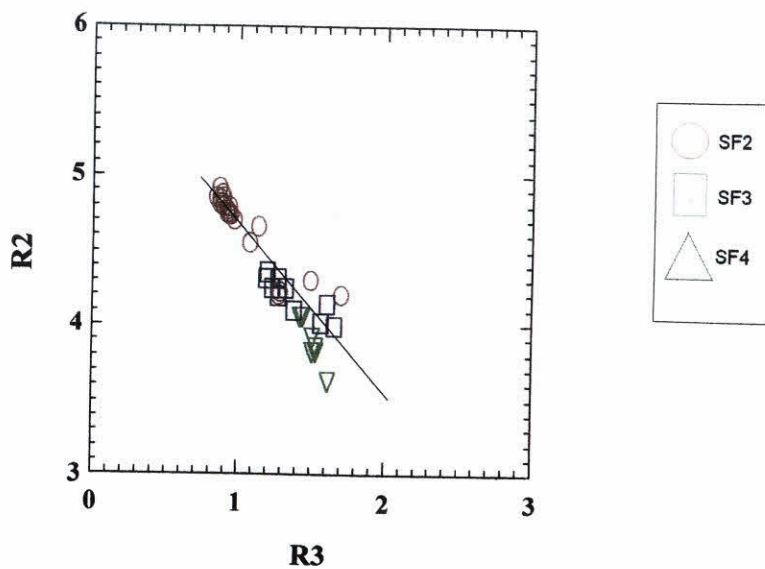


Figura 5.2.20 – Diagrama de substituição R^{2+} versus R^{3+} para as biotitas do grupo BA do MGRSF.

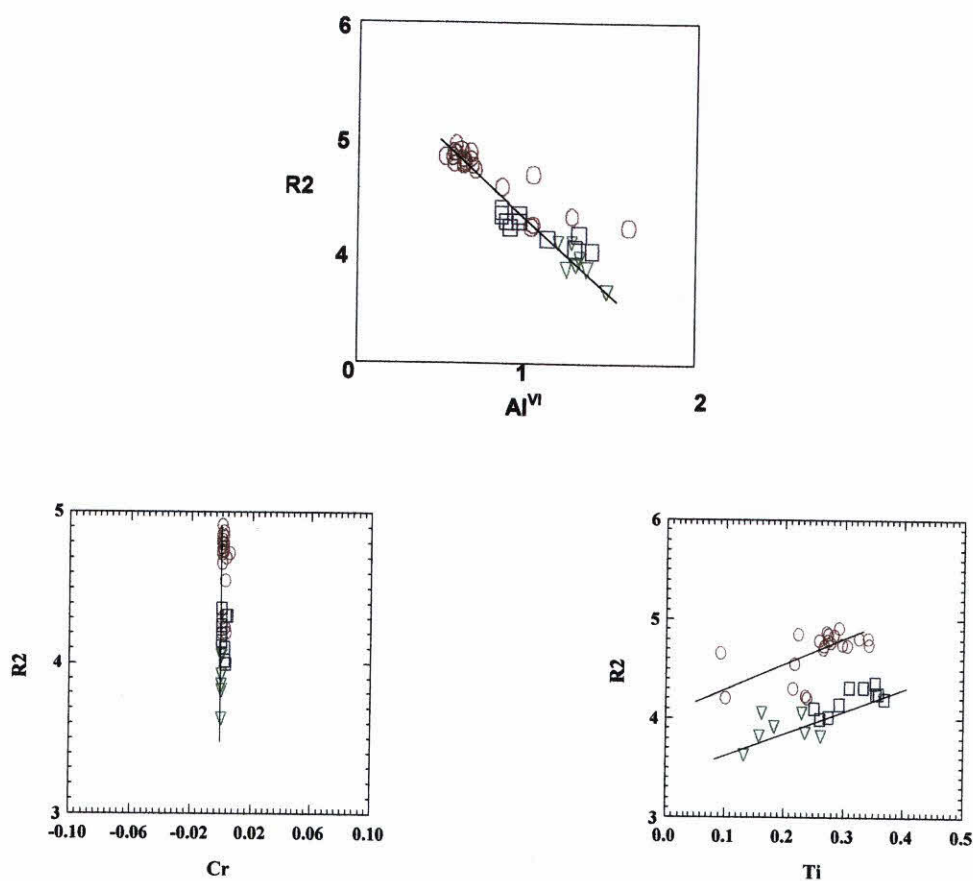


Figura 5.2.21 a, b e c – Diagramas de substituição entre os elementos do grupo BA do MGRSF e os elementos componentes do grupo R^{3+} , isoladamente: a) R^{2+} versus Al^{VI} , b) R^{2+} versus Cr e c) R^{2+} versus Ti.

O gráfico Ti versus SV (fig. 5.2.22 a) apresenta dispersão das amostras, indicando a não ocorrência desse tipo de substituição, tanto nas fases iniciais, quanto nas fases finais; o diagrama Si versus SV (fig. 5.2.22 b) demonstra correlação linear positiva, indicativa deste tipo de substituição.

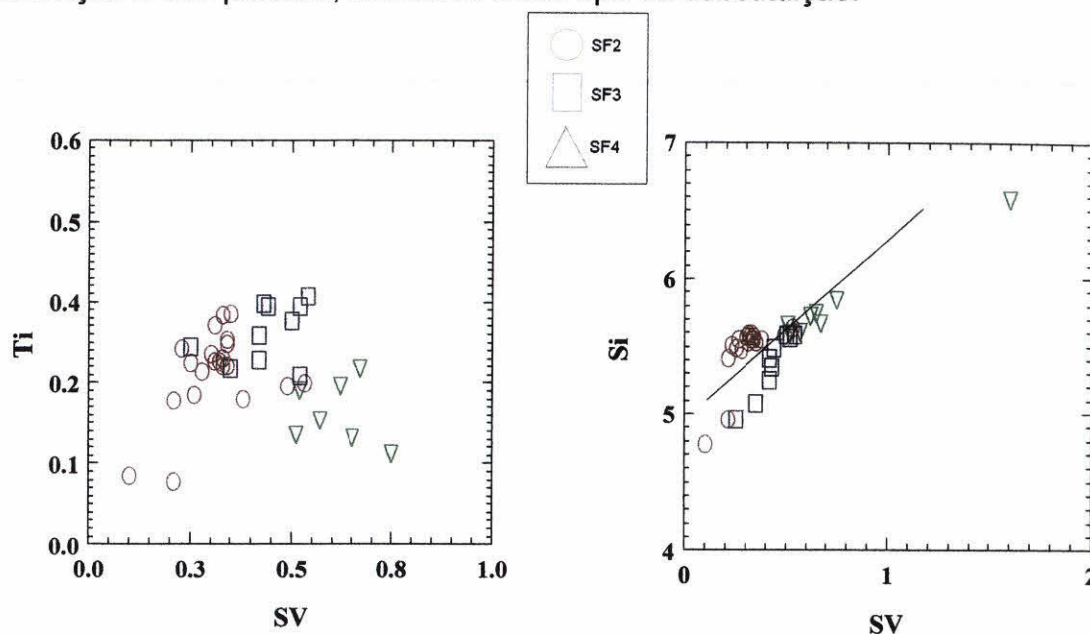


Figura 5.2.22 a) Diagrama Ti versus SV e b) Diagrama Si versus SV para as biotitas do grupo BA do MGRSF.

O diagrama Ti versus Al^{VI} (fig. 5.2.8) apresenta forte correlação linear negativa, mostrando dois alinhamentos distintos: acima, com valores de Al^{VI} um pouco mais elevados, amostras referentes a fácies SF4, e à esquerda, amostras da fácies SF3.

O gráfico que representa a substituição tipo talco (Fig.5.2.23) apresenta ótima correlação linear negativa, indicando a ocorrência deste tipo de substituição também nas amostras das biotitas BA do MGRSF.

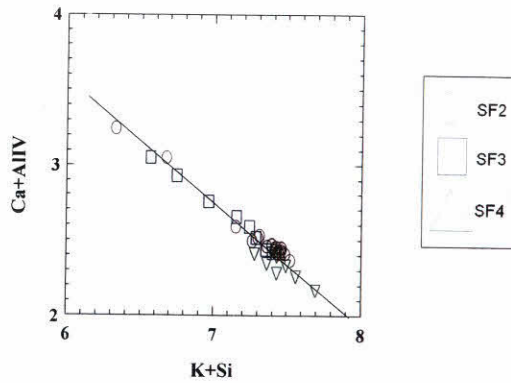
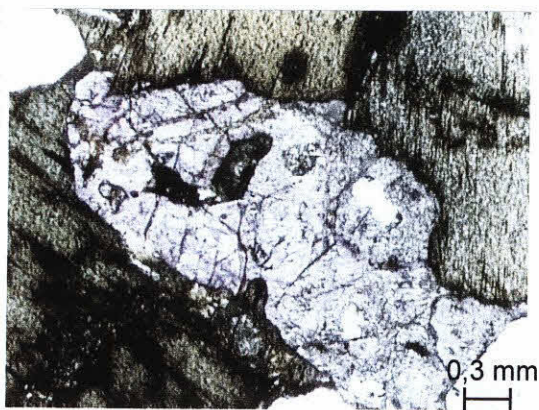
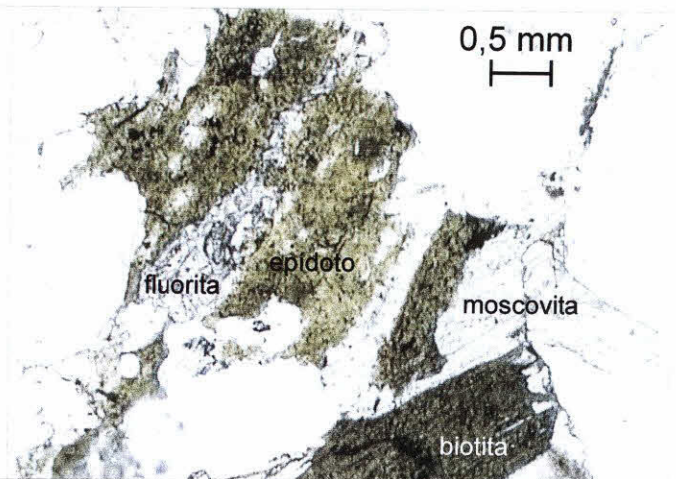


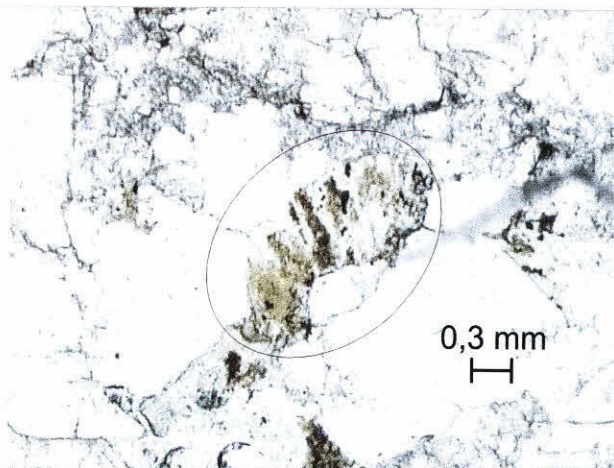
Figura 5.2.23 – Diagrama de substituição tipo talco para as biotitas do grupo BA do MGRSF.



Fotomicrografia 527 – Cristais de biotita com alteração para moscovita nas bordas e a partir das clivagens, associada a fluorita. Amostra HDS42.



Fotomicrografia 528 – Cristais de biotita já em adiantado estado de alteração para moscovita, associados a fluorita e epidoto. Amostra HDS 2.



Fotomicrografia 529 – Cristal de biotita quase totalmente transformado em moscovita. Amostra HDS 4.



Fotomicrografia 530 – Cristal de biotita quase totalmente transformado em clorita. Amostra HDS 37.

V.III. Anfibólio

V.III.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais

O anfibólio está presente no MGRSF em duas faciologias: SF 1 - biotita - hornblenda - quartzo - monzonito e SF 4 - biotita - granito inequigranular porfírico (pyterlítico a viborgítico). Possui coloração verde-parda, subedral a anedral, com tamanho médio de 0,2 mm, exibindo textura em rede ou esparsos, em geral associado à biotita, fluorita e minerais opacos. A sua ocorrência ao longo de fraturas (fotomicrografias 533 e 534), sugere um caráter tardio para este mineral. Em algumas porções (fotomicrografias 531 e 532) muda de coloração, com pleocroísmo azul esverdeado a azul índigo claro, denotando uma composição arfvedsonítica, decorrente de processos de substituição, provavelmente associados a uma fase fluida tardia.

V.III.II. Química mineral

A escassez e o grau avançado de alteração dos anfibólios nas diferentes faciologias do MGRSF, permitiram a realização de um número reduzido de análises (12), 9 da fácies SF1 e 3 da SF4. Além disso, grande parte das amostras analisadas apresentaram elevados erros de fechamento das análises, inviabilizando, assim, sua utilização.

A fórmula estrutural do anfibólio foi calculada numa base anidra de 23 oxigênios e 13 cátions (Leake 1978, Neumann, 1978), podendo ser representada da seguinte maneira (Deer *et al.* 1976):



onde,

X = Ca, Na, K, Mn;

Y = Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Ti, Mn, Cr, Li, Zn;

Z = Si, Al;

e as hidroxilas podem ser parcial ou totalmente substituídas por F e Cl.

Para o cálculo do Fe³⁺ foi utilizada a equação de equilíbrio de cargas de Papike (1974):



V.III.III. Classificação

Os anfibólios do MGRSF classificam-se como cálcicos, com teores em Ca compreendidos entre 1,73 e 1,89 a.f.u., Ti entre 0,125 e 0,160 a.f.u e Si entre 6,76 e 7,389 a.f.u. A classificação do anfibólio foi baseada na proposta de Leake (1976) e no diagrama Si+Na+K versus Ca+Al^{IV} de Bonin (1980).

De acordo com a classificação proposta por Leake (*op cit.*), as amostras do MGRSF se enquadram no campo das edenitas: (Ca+Na) B \geq 1,34; Na B < 0,67; (Na+K) A \geq 0,50; Mg/(Mg+Fe 2+) \geq 0,50 e Si entre 6,75 e 7,25, inclusive.

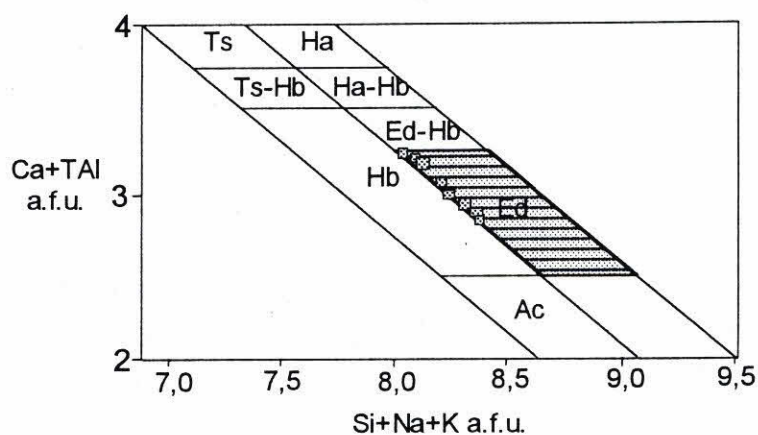


Figura 5.3.1 – Diagrama de classificação dos anfibólios do MGRSF. Modificado de Bonin (1980).

V.III.IV. Geobarometria

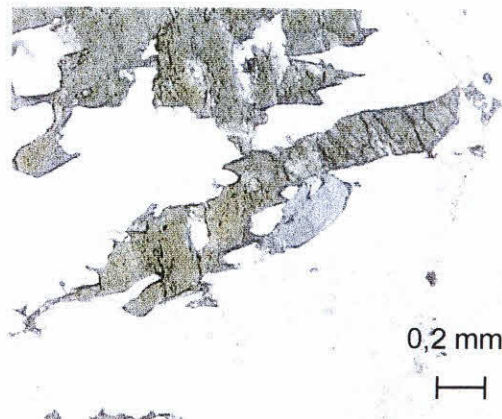
O conteúdo de alumínio nos anfibólios têm sido comumente utilizado como geobarômetro e, de acordo com Helz (1982) e Hammarstron & Zen (1986), em anfibólios cálcicos, como a hornblenda, os conteúdos de Al^{IV} aumentam com a pressão. Hammarstron & Zen (*op cit.*) propõem a seguinte equação para o cálculo da pressão:

$$P = -3,92 + 5,03 Al^{IV}$$

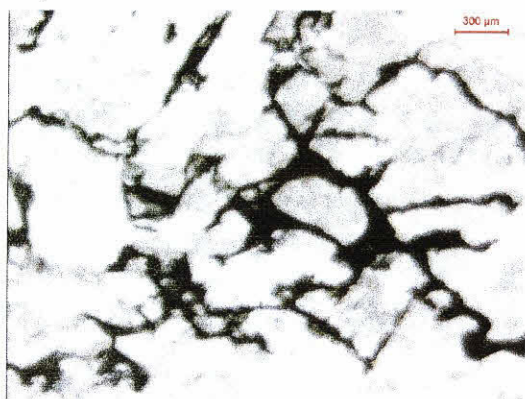
Aplicando essa equação para as análises das edenitas estudadas (fácies SF1 e SF4), obteve-se pressões entre 0,8 e 1,8 kbar, que devem refletir reações de reequilíbrio deste mineral. De acordo com Guimarães (1989), essas reações de reequilíbrio associadas a fases fluidas tardias comumente resultam no crescimento de anfibólios com alto Mg e baixo Al



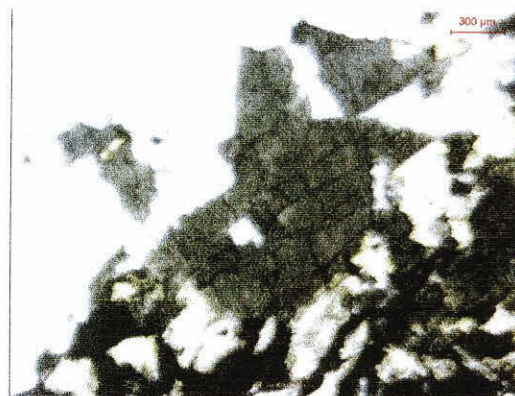
Fotomicrografia 531 – Anfibólio em rede mostrando áreas de composição arfvedsonítica - área azulada (amostra HDS4c).



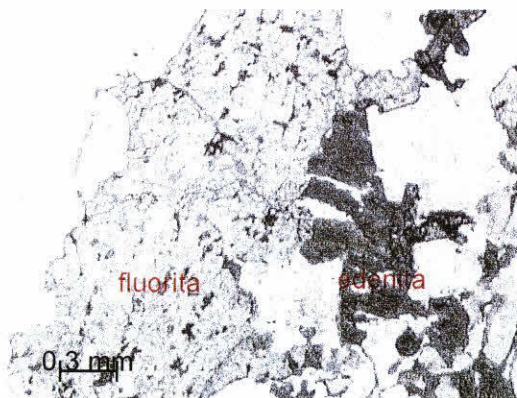
Fotomicrografia 532 – Anfibólio edenítico ao longo de fraturas, com porções arfvedsoníticas, associado a minerais opacos e fluorita. (amostra HDS11).



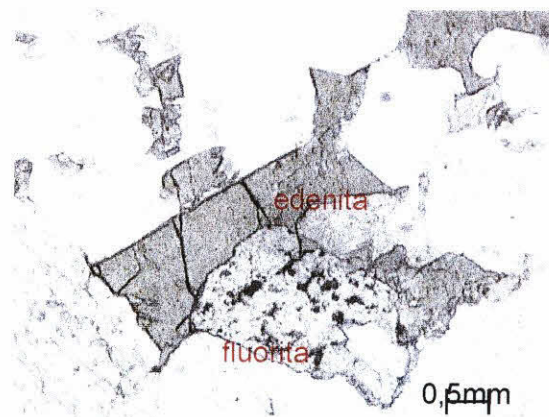
Fotomicrografia 533 – anfibólio edenítico com textura em rede, na amostra HDS10a.



Fotomicrografia 534 – Edenita subedral/anedral na amostra HDS13a.



Fotomicrografia 5.3.5 – Edenita anedral associada a fluorita (amostra HDS42).



Fotomicrografia 5.3.6 – Edenita suderal associada a fluorita (amostra HDS42).

V.IV. Apatita

V.IV.I. Aspectos texturais e modo de ocorrência

A apatita é um mineral acessório comum no MGRSF e aparece em todas as faciologias estudadas, seja na forma de cristais arredondados e hexagonais inclusos na biotita, ou em bastonetes dispersos na matriz, com dimensões submilimétricas (fotomicrografias 541, 542 e 543).

Foram realizadas 10 análises de apatitas provenientes de amostras das faciologias SF – 3 e 4.

V.IV.II. Química mineral

A fórmula estrutural das apatitas, calculada na base de 26 (O, OH, F, Cl), pode ser expressa pela seguinte fórmula (Deer et al., 1976) :



Uma característica marcante das apatitas do MGSF é seu teor elevado em F, que situa-se entre 4,965 e 6,126 % (% peso), classificando-se como fluorapatita. Na figura 5.4.1 observa-se que, quanto maior o teor em F, menor o teor em CaO+P₂O₅.

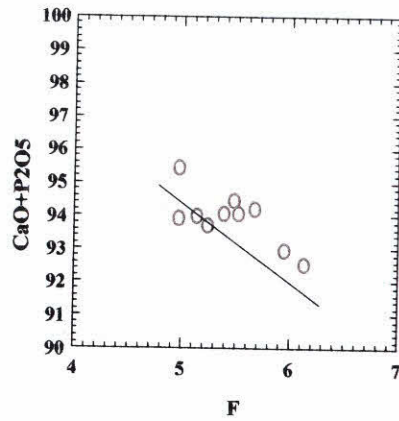
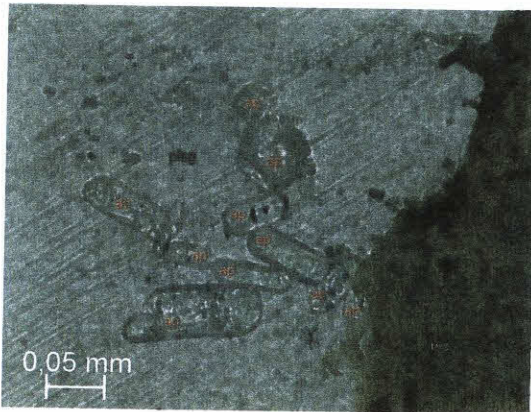
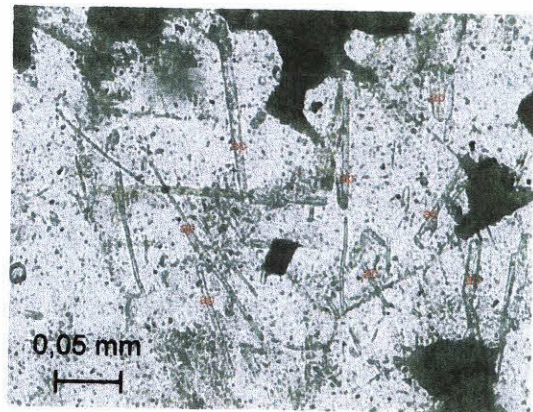


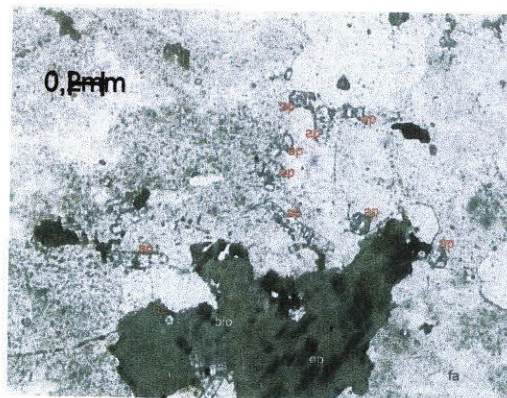
Figura 5.4.1 – Análises de apatitas do MGSF no diagrama $\text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5$ versus F.



Fotomicrografia 541 – Apatitas em forma de bastão, incluídas em plagioclásio (amostra HDS 11, fácies SF3).



Fotomicrografia 542 – Apatitas em forma de agulha, incluídas em feldspato alcalino (amostra HDS37, fácies SF4).



Fotomicrografia 543 – Apatitas arredondadas na matriz da amostra HDS27, fácies SF4.

V.V. Zircão

V.V.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais

O zircão é um mineral acessório comum no MGRSF, ocorrendo sob a forma de cristais euédricos a subédricos, inclusos nas biotitas (fotomicrografia 551), exibindo fortes halos pleocróicos, ocorrendo também, em menor porcentagem, dispersos na matriz, associados a minerais opacos e fluorita (fotomicrografias 552 e 553). Apresenta coloração castanho-clara, e dimensões submilimétricas, aparecendo por vezes zonados.

V.V.II. Química mineral

Foram analisadas 8 amostras de zircão, representativas de todas as faciologias do MGSF. Sua fórmula estrutural, calculada na base de 16 (O), pode ser expressa pela seguinte composição: $Zr(SiO_4)$ (Deer *et al.* 1976). A tabela V.V.I. apresenta os dados dos zircões analisados.

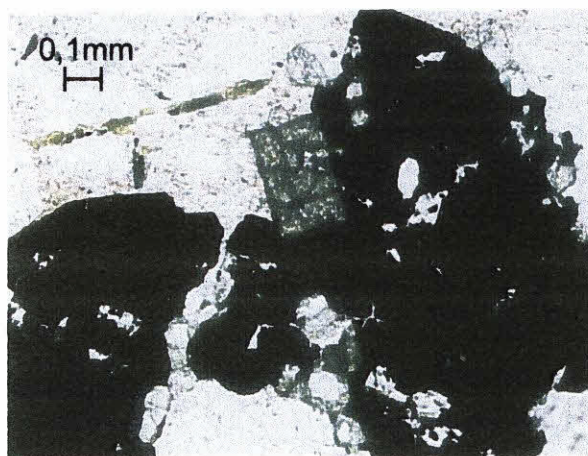


Figura 551- Cristais de zircão euédricos e subédricos inclusos em biotita; amostra HDS 9a, referente à faciologia SF – 2 (aumento de 20X, nicóis descruzados).

Análises químicas de zircões							
amostra	óxido	SiO2	ZrO2	HfO2	ThO2	Fe2O3	Total
rapa1z1b		33.04	66.64	1.45	-	-	101.14
rapa1z3c		32.39	65.79	1.29	-	-	100.03
HDS26b		33.15	66.12	1.40	0,02	-	100,71
HDS26		33.08	66.23	0,99	-		100.32
HD30z1		33.34	65.52	1.39	0,02	0,54	100.83
HD30z2		33.21	65.29	1.26	0,06	0,66	100.49
HD13z3		32.49	64.35	1.38	0,02	0,332	98.58
HD13z4		33.16	66.34	1.32	0,01	0,04	100.89
HD41z4b		32.83	65.86	1.37	0,02	0,06	100.16
HD41z5		33.29	66.54	1.43	-	0,45	101.72

- amostras com teores abaixo do limite de detecção

Tabela V.I. Análises químicas de zircões do MGRSF.



Fotomicrografia 552 – Cristais de zircão euédricos, associados a minerais opacos (amostra HDS44a).



Fotomicrografia 553 – Cristais de zircão euédricos, associados à minerais opacos e biotita (amostra HDS 36).

V.VI. Minerais opacos – Ilmenita e Hematita

V.VI.I. Modo de ocorrência e aspectos texturais

Os minerais opacos do MGRSF aparecem sempre associados aos minerais máficos, como biotita e hornblenda, formando agregados intersticiais, ou ocorrendo neles inclusos (fotomicrografias 561 a 564). Possuem forma anedral a euedral, com dimensões submilimétricas. Foram efetuadas 12 análises de minerais opacos das faciologias SF3 e SF4, sendo 7 análises em ilmenita e 4 em hematita, como pode ser observado nas tabelas V.II.I. e V.VI.II. O fato de alguns cristais analisados apresentarem composições ora de hematita, ora de ilmenita, pode ser explicado pela presença de um intercrescimento entre os mesmos, em virtude da existência de uma solução sólida entre esses dois minerais. Experimentalmente foi determinado que a temperaturas próximas de 1.050 °C, a solubilidade entre esses dois minerais é completa. Contudo, à medida em que a temperatura decresce, a lacuna de miscibilidade é cada vez maior, variando aproximadamente entre 33 a 67 moles %, a 950 °C . Deste modo, é provável que as hematitas analisadas representem lamelas de exsolução na ilmenita.

V.VI.II. Química mineral

De acordo com Deer et al., (1978), a composição da ilmenita é usualmente escrita como FeTiO_3 , mas pode ser representada de uma forma mais completa como sendo $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) \text{TiO}_3$. Considera-se que as ilmenitas naturais possam conter até 6% de hematita em sua composição, aparecendo como Fe_2O_3 nas análises. A

composição ideal da hematita é descrita como Fe_2O_3 , porém podem existir pequenas quantidades de FeO e MnO , ou mesmo TiO_2 .

Análises químicas de ilmenita												
amostra	óxido	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	CaO	Nb ₂ O ₅	Total
Rapa 1 op 1		0,03	51,24	-	0,03	44,68	3,34	0,01	-	-	0,13	99,47
Rapa 1 op 2		-	50,47	0,02	0,01	43,38	3,42	-	-	-	0,27	98,06
Rapa1 op 3		0,02	51,73	-	-	42,02	4,32	-	0,02	0,02	0,19	98,32
Hd 32 op 1		0,02	48,91	0,02	0,06	45,61	3,48	0,03	0,03	0,03	0,56	98,73
Hd 32 op 2		-	49,42	-	0,02	44,90	4,13	-	-	0,01	0,35	98,83
Hd 32 op 3		0,04	51,24	-	-	43,33	3,87	-	-0	0,04	0,27	98,79
Hd 32 op 4		0,01	50,56	0,02	0,02	44,91	3,79	-	0,03	0,03	0,18	99,55

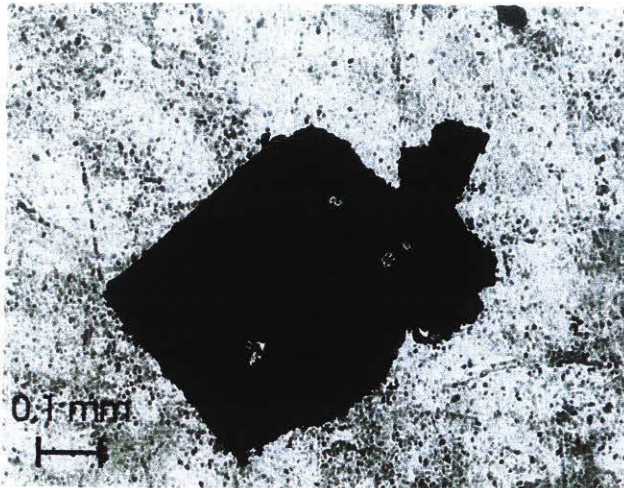
- amostras com teores abaixo do limite de detecção

Tabela V.VI.I. – Análises químicas de ilmenita presentes nas amostras HDS35 e HDS39 do MGRSF.

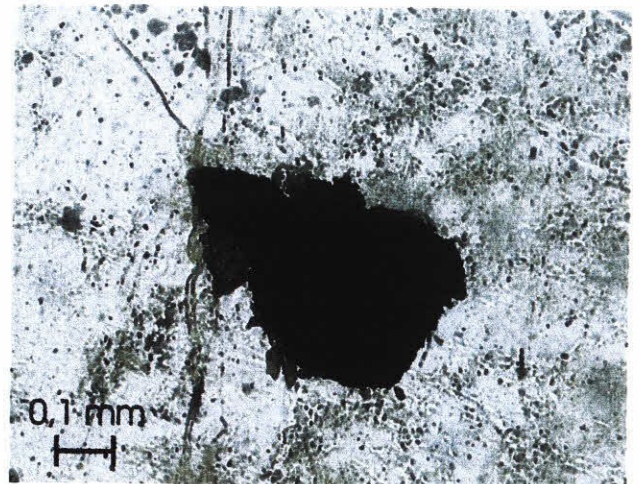
Análises químicas de hematita												
amostra	óxido	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	CaO	Nb ₂ O ₅	Total	- SiO ₂	Total recalculado
Rapa 1 op 1b		0,08	7.81	91.10	0,92	-	0,03	0,01	0,02	100.00	0,08	99,9
Rapa1 op 2b		0,09	-	100.45	0,26	0,01	0,07	0,01	0,02	100.92	0,09	100,83
Hd 32 op 1b		0,07	2.57	96.62	0,60	-	0,09	0,03	-	100.00	0,07	99,93
Hd 32 op 1 c		0,09	7.12	91.76	0,87	0,02	0,10	-	0,005	100.00	0,09	99,91

- amostras com teores abaixo do limite de detecção

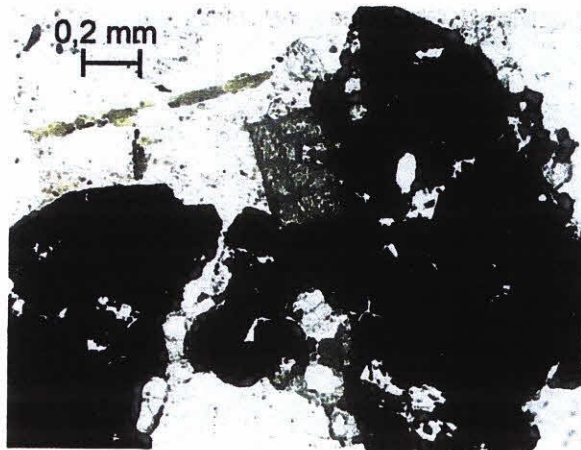
Tabela V.VI.II. – Análises químicas de hematita presentes nas amostras HDS35 e HDS39x do MGRSF.



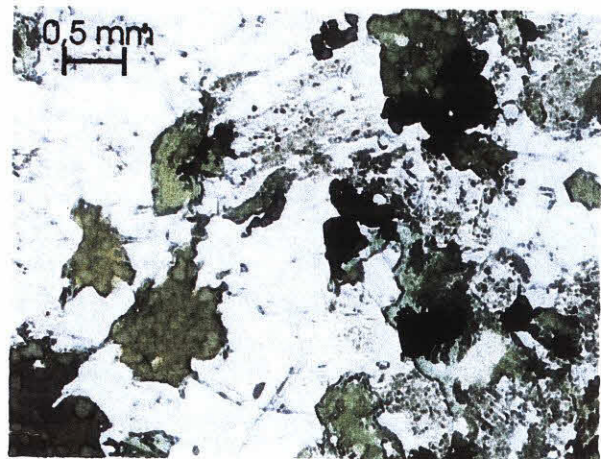
Fotomicrografia 561 – Cristal de ilmenita com exsolução de hematita (amostra HDS35).



Fotomicrografia 562 – Cristal de ilmenita associada com zircão (amostra HDS 41).



Fotomicrografia 563 – Cristais de ilmenita com exsolução de hematita, associados com zircão e fluorita (amostra HDS27a).



Fotomicrografia 564 – Cristais de minerais opacos associados com biotita e hornblenda (na amostra HDS13).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados obtidos e apresentados neste trabalho permitem as seguintes considerações:

- 1) O Maciço Granítico *Rapakivi* São Francisco (MGRSF) intrusivo em metassedimentos do Grupo São Roque, tem forma aproximadamente elipsoidal, com eixo longitudinal de direção N65E, e *trend* subparalelo às zonas de cisalhamento que o limitam a norte e sul. É composto por rochas predominantemente leucocráticas, de coloração rosa a avermelhada, de granulação média a grossa, porfíricas, pyterlíticas e viborgíticas, com predominância dos termos pyterlíticos;
- 2) Foram identificadas no MGRSF cinco faciologias: SF1 – biotita-hornblenda-quartzo-monzodiorito fino; SF2 - biotita-granito porfíroide fino a médio (mosqueado); SF3 – biotita - granito porfíroide grosso (pyterlítico); SF4 – biotita – granito porfírico grosso (pyterlíticos a viborgíticos); SF5 – diques de granito equigranular fino;
- 3) As relações estratigráficas entre as faciologias identificadas permitiram caracterizar apenas a fácies SF5 como sendo a mais jovem;
- 4) As relações texturais observadas em estudos petrográficos indicaram a seguinte ordem de cristalização para as fácies SF 2, 3, 4 e 5: minerais acessórios – feldspato alcalino + plagioclásio – quartzo – biotita – hornblenda – quartzo secundário – fluorita – minerais de alteração; para a fácies SF1: minerais acessórios – plagioclásio –feldspato alcalino – quartzo – biotita – hornblenda – quartzo secundário – minerais de alteração;

- 5) A química mineral permitiu caracterizar os minerais constituintes do MGRSF:
- a) mineralogia máfica – biotita annítica e hornblenda edenítica, sendo que a composição química das biotitas se encontra no campo de biotitas de granitos *rapakivi* no diagrama proposto por Velikoslavinskyi (1994) (Fig.5.2.2); b) mineralogia félsica – ortoclásio de composição O_{56-74} , com aumento, do núcleo para a borda, de K, e diminuição de Al, Na e Ba; o plagioclásio da matriz e os megacristais são de composição albita-oligoclásio, com manto dos ovóides de ortoclásio, quando presente, de oligoclásio; c) mineralogia acessória – fluorapatita, com teores de F entre 4,9 e 6,1%, zircão, ilmenita e hematita;
- 6) As análises químicas de biotita permitiram separar, com base principalmente nos teores de Al_2O_3 e MgO, dois grupos de biotitas: biotitas magmáticas (BM), que preservam a composição química primária e, provavelmente, refletem as condições magmáticas, traduzindo assim a evolução da composição do líquido, e biotitas secundárias (BA), que mostram evidências de alteração da composição química original, decorrente da ação de uma fase fluida que provocou o reequilíbrio no período tardi a pós-magmático;
- 7) As biotitas magmáticas exibem boas correlações lineares em vários diagramas tipo Harker utilizados, evidenciando as seguintes substituições: R^{2+} (Fe^{2+} , Mg, Mn) versus R^{3+} (Al^{VI} , Cr, Ti), sendo o Al^{VI} e Fe^{2+} os principais responsáveis neste tipo de substituição; Si versus Al^{IV} , clitonita, talco e Ti versus $Al^{VI}+Cr+Fe^{2+}+Mg+Mn$;
- 8) As biotitas secundárias são caracterizadas pelas seguintes substituições: R^{2+} versus R^{3+} , com Al^{VI} e o Fe^{2+} sendo ainda os principais responsáveis por este tipo de substituição; Si versus SV; Ti versus Al^{IV} e talco;

- 9) Em diagramas discriminantes de séries magmáticas, baseados na química mineral de biotitas, nota-se que as amostras do MGRSF caem, preferencialmente, no campo das associações subalcalinas ou alcalinas (fig. ; no diagrama que discrimina as biotitas de granitos (em geral), pegmatitos e granitos *rapakivi*, as amostras se situam dentro do campo dos granitos *rapakivi*;
- 10) O estudo geobarométrico efetuado a partir de análises químicas de anfibólios do MGRSF permitem considerar que os estudos obtidos – pressões entre 0,8 e 1,8 kbar – refletem condições de pressão vigentes durante o período tardi a pós-magmático, ocasião em que a circulação e fluidos promoveu reações de reequilíbrio dos minerais, sobretudo das biotitas;
- 11) O maciço granítico aqui estudado é caracterizado como *rapakivi* neste trabalho, enquadrando-se perfeitamente na redefinição de Haapala & Rämö (1992): granito tipo “A” (neste caso do subtipo aluminoso), que contém textura *rapakivi*. A textura *rapakivi* no MGRSF ocorre segundo a definição *sensu strictu* de Vorms (1976), que deve abranger: a) forma ovoidal dos megacristais de ortoclásio; b) manteamento dos ovóides por capas de oligoclásio-andesina, alguns deles permanecendo isentos; c) ocorrência de duas gerações de feldspato alcalino e quartzo;
- 12) A textura *rapakivi*, no MGRSF é interpretada como de origem magmática, pelas seguintes características texturais e químicas: (a) ausência de feldspatos alcalinos da matriz manteados por oligoclásio; (b) composições idênticas entre as bordas dos plagioclásios da matriz e os plagioclásios que compõem os mantos dos ovóides de feldspato alcalino; (c) presença de composição química primária das biotitas das amostras com textura

viborgítica, indicando que os processos de alteração metassomáticos hidrotermais foram mínimos ou ausentes nestes pontos do maciço;

- 13) A textura meso a ortocumulática presente em amostras com textura viborgítica sugere que os processos de acumulação mecânica de feldspatos alcalinos em estágios magmáticos iniciais estejam, no MGRSF, relacionados com a formação de textura *rapakivi*;
- 14) Os resultados aqui obtidos permitem concluir a importância do estudo da química mineral dos feldspatos e biotitas na caracterização dos granitos *rapakivi*, pois somente a avaliação petrográfica é insuficiente para a determinação dos teores de ortoclásio nos feldspatos alcalinos e de anortita nos plagioclásios e nos mantos dos ovóides *rapakivi*, bem como da composição química particular das biotitas, de acordo com as proposições de Rundquist *et al.* (1991); Rämö & Haapala (1992) e Veslikolavinsky (1994);
- 15) Outros granitos comparáveis texturalmente ao MGRSF, que ocorrem no Domínio São Roque, tais como Maciço Granítico São Roque, Sorocaba, Itú, etc, embora apresentem diferenças composicionais (associação bimodal), devem corresponder ao mesmo tipo de magmatismo;
- 16) Embora os granitos *rapakivi* sejam considerados na literatura, em geral, como anorogênicos e pós-cinemáticos (Marmo (1971); Rämö & Haapal (1992), o caráter alongado do MGRSF, seu controle por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, juntamente com a presença de estrutura de fluxo penetrativa em todo o maciço permitem considerá-lo como um corpo controlado tectonicamente pelas estruturas regionais, podendo ser considerado, pelo menos, como tardi-orogênico. Neste sentido, o MGRSF difere tectonicamente dos maciços *rapakivi* descritos como anorogênicos.

- 17) As texturas orto/mesocumuláticas ocorrem no MGRSF somente em rochas com textura viborgítica, sugerindo que, no caso do maciço estudado, o processo de acumulação mecânica de feldspatos alcalinos desempenhou um papel importante na formação da textura *rapakivi*.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

VII. Referências bibliográficas

- Amelin Y., Beljaev A., Larin A., Neymark L., Stepanov K. 1991. Salmi batholith and Pikäranta ore field in Soviet Karelia. In: IGCP Project 315, Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, *Excursion Guide*, Geological Survey of Finland, **33**: 122-179.
- Andersson J. L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: Geological Society of America Memoir, **161**:133-164.
- Andersson J. L. & Bender, E. E. 1989 Nature and Origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**:19-52.
- Andersson J. L. & Eklund O. 1994. Compositions and textures of feldspars in mingled quartz-feldspar porphyry and doleritic magmas of the Hammaruda Complex, Aland rapakivi batholith, SW Finland. In: Symposium on rapakivi granites and related rocks, Geological Survey of Finland Guide, **34**: 5
- Artur A. C & Wernick E. 1984 Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: SBG, congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais*, **7**: 3081-3090.
- Batchelor R. A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* **48**: 43-55.
- Bergmann M. 1988 Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcanossedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 155 p.
- Bettencourt J. S. & Kaedei M. 1984. Reconhecimento dos granitos rapakivi (sensu strictu) da região do rio Caripunas, Rondônia. In: Simpósio Amazônico II, Manaus, Brasil, 1984, *Atas* **1**: 271-286.
- Bettencourt J. S., Dall'Agnol R. 1987 The Rondonian tin bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM), Salvador, Bahia, Brazil, *Excursion Guide*, **1**:49-86.

- Bettencourt J. S., Tosdal, R., Leite Jr., W. B. Payolla, B. L., 1995 Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belém, Excursion Guide, 1:5-14.
- Bilal E. 1990. Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de l'Etat de Goiás (Brésil) et des formations métasomatiques associées aux minéralisations em Sn et Be. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, Tèse de Doctorat.
- Bonin B. & Lameyre, J. 1978. Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. Bulletin de la Société Géologique Française, 7 (1): 45-59.
- Bridgewater D., Sutton, J., Waterson, J. 1974. Crustal down-folding associated with igneous activity. *Tectonophysics* 21: 57-77.
- Brown P. E., Dempster T. J., Harrison T. N., Hutton D., H., W. 1992 The rapakivi granites of S Greenland – crustal melting in response to extensional tectonics and magmatic underplating. *Trans Royal Soc Edinburgh Earth Sci* 83:173-178.
- Carmichael I. S. E., Turner, F. J., Verhoogen, J. 1974. Igneous petrology. McGraw-Hill, New York, 739p.
- Carneiro C. D. R. 1983 Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 147 p.
- Chappell B. W. & White A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Geology* 8: 173-174.
- Chevremont P., Gagny C., La Roche H de., Pupin J. P., Rossi P., 1988. Representation cartographique du plutonism acide et du plutonism intermédiaire associè. *Documents du BGRM*, 152: 1-61.
- Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80:189-200.
- Condie K. C. 1989 Plate tectonics and crustal evolution, 3rd ed. Pergamon Press, Oxford, 476 p.
- Coutinho J. M. C. 1971 Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Boletim do Instituto de Geociências, USP, 3: 5-99.

- Coutinho J. M. V., Rodrigues E. P., Suemitsu A, Juliani C. 1982. Geologia e Petrologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba, Congresso Brasileiro de Geologia, 2: 624-640.
- Dall'Agnol R., Lafon J. M., Macambira M. J. B. 1994 Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrol*, 50:113-138.
- Dall'agnol H. T., Costi A. A., Magalhães da S. Leite M. S., Teixeira N. P. 1999 Rapakivi granites from Brazil and adjacent áreas. *Precambrian Research*, 95: 9-39.
- Dawes P. R. 1966. Genesis of rapakivi. *Nature*, 209: 569-571.
- Dempster T. J., Hutton D. H. W., Harrison T. N., Brown P. E., Jenkin G. R. T. 1991. Textural evolution of the rapakivi granites, south Greenland – Sr, O and H isotopic investigations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107:459-471.
- Dempster T. J., Hutton D. H. W., Harrison T. N., Brown P. E., Jenkin G. R. T. 1991 Textural evolution of the rapakivi granites, south Greenland – Sr, O and H isotopic investigations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 197: 459-471.
- Didier J. & Lameyre, J. 1969. Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24: 219-238.
- Deer W. A, Howie R. A., Zussman, J. 1978. An introduction of rock forming minerals, London, Longman Press, 696 p.
- Deer W. A, Howie R. A., Zussman, J. 1966 Rock-forming minerals, 1: ortho and ring silicates. London, Longman Press, 333 p.
- Eby G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Emslie R. F. 1991 Granitoids of rapakivi granites – anorthosite and related associations. In: Haapal, I., condie, K. C. (eds) Precambrian Granitoids – petrogenesis, geochemistry and metallogeny. *Precambrian Research* 51: 173-192.
- Eklund O. 1993 Coeval contrasting magmatism and magma mixing in Proterozoic post and anorogenic granites: Åland, SW Finland. Department of Geology, Åbo Akademi University, Åbo, Finland, 57p.

- Eklund O., Fröjdö S., Lindberg B. 1994 Magma mixing: the petrogenetic link between anorthositic suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland. *Mineralogy and Petrology* 50:3-19.
- Eklund O., Linberg B., Johanson B. 1989 Origin of ocellar texture in post-orogenic granitoids and related mafic dykes, Åland, southwestern Finland. In: Haapala I., Kähkönen Y. (eds) Symposium Precambrian Granitoids Abstracts Geol Surv Finland Special Paper, 8:40.
- Eklund O., & Shebanov A. D. 1999. Origin of the rapakivi texture by isothermal decompression. *Precambrian Research* . In Press.
- Florence G. 1907. Notas geológicas sobre o Rio Tietê no trecho estudado pela turma em 1905. In: Comissão Geográfica e Geológica. Exploração do Rio Tietê. 2:9-15.
- Foster M. D. 1969 Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *US Geol Survey Professional Paper* , 354B, 5: 11-18.
- Figueiredo M. C. H. , Bergmann, M., Penalva, F., Tassinari, C. C. G. 1982. Ocorrência de pillow-lavas no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. *Ciências da Terra*, 2: 6-8.
- Galembeck T. M. B. 1991. Aspectos geológicos, petrográficos e petroquímicos da intrusão Cabreúva, Complexo Granitóide Itú (SP). Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista, Dissertação de Mestrado.
- Galindo A. C. 1993. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, 886 p.
- Galembeck T. M. B., Wernick E., Hörmann P. K. 1995. Chemistry of micas and rocks from the Rapakivi Itú Complex, State of São Paulo, Brazil. In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belém, Brazil. *Boletim de Resumos Expandidos* 1: 33.
- Godoy A. M. 1990. Caracterização petrográfica, faciológica e geoquímica dos maciços Sorocaba e São Francisco – SP. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 220 p.
- Godoy A. M. & Figueiredo M. C. H. 1991. Caracterização faciológica e petrográfica do Maciço Granitóide Sorocaba (SP). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2nd, São Paulo, *Atas*, 2:131-138.
- Godoy A. M. & Figueiredo M. C. H. 1991. Mapeamento faciológico e petrográfico dos Maciços Granitóides São Francisco e Pirapora (SP). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2nd, São Paulo, *Atas*, 2:139-143.

- Godoy A. M. G., Wernick E., Diefenbach K. W. 1992. Arquitetura e Ciclos magmáticos do Complexo Rapakivi Sorocaba, SP. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, **Boletim de Resumos Expandidos**, 329-330.
- Godoy A. M. G., Wernick E., Galembeck T. M. B., Hörmann P. K. 1995. Magmatic Cycles in the Rapakivi Itú Province, State of São Paulo, Brazil. In: Symposium on Rapakivi Granites and associated rocks, Belém, Brazil. **Boletim de Resumos Expandidos**, 1: 36.
- Haapala I. 1985. Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In: Taylor R. P., Strong D. F. (eds) Granite-related mineral deposits: geology, petrogenesis and tectonic setting. Extended abstract of papers Presented at the Canadian Institute of Mining and Metallurgy Conference on Granite-Related Mineral Deposits, Halifax, Canada, pp:121-131.
- Haapala I 1995 Metallogeny of the *Rapakivi* Granites. *Mineral Petrol* (in press)
- Haapala I 1977 Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi granite complex with greisen type mineralization in southwestern Finland. *Geol Surv Finland Bull*, 286.
- Haapala I & Rämö O. T. 1990. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In: Stein H. J. & Hannah J. L. (eds) Ore bearing-granite systems: petrogenesis and mineralizing processes. Geological Society of America **Special Paper**, 246:275-286.
- Haapala I & Rämö O. T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic Rapakivi Granites of southwestern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburg Earth Sciences*, 83:165-171.
- Haapala I. & Rämö O. T., Volborth A. 1996. Miocene rapakivi like granites of southern Newberry Mountains, Nevada, USA: Comparisons to the Proterozoic Rapakivi Granites of Finland. In: Brown M. & Piccoli P. M. (Eds.) The origin of granites and related rocks, Third Hutton Symposium Abstracts. U. S. Geological Survey Circular, 1129: 61-62.
- Hackspacher P. C., Godoy A. M., Oliveira M. A. F. 1992. Geologia da Folha Pirapora, SP em escala 1: 25 000. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, **Boletim de Resumos** 2: 127-128.
- Hackspacher P. C. & Godoy A. M. 1995. Transtensional/Transpressional tectonic and plutonic rock emplacement: the calc-alkaline to alkaline granites of the Ribeira Belt, São Paulo, Brazil. In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belém, Brazil. **Boletim de Resumos Expandidos** 1: 41.

- Hammarstron J. M. & Zen E. A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hasui Y. & Hama, M. 1972. Geocronologia do Grupo São Roque pelo método do Potássio-Argônio. *Revista Brasileira de Geociências* 2(1): 18-24.
- Hasui Y. & Sadowski, G. R. 1976. Evolução geológica do Pré-cambriano na região sudeste do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* 6(3): 180-200.
- Hasui Y. 1973 Tectônica das áreas das Folhas de São Roque e Pilar do Sul. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Livre-Docência.
- Hasui Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. *Boletim do IG-USP*, 6: 95-108.
- Hasui Y. 1988. Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformação em rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo – Fase I. IPT – Pró-Minério, Relatório 25.908.
- Hasui Y. Ponçano, W.L., Bistrichi, C. A., Stein, D. P., Galvão, C. A. C. de F., Gimenez, A. F., Almeida, M. A., Melo, M. S., Pires Neto, A. G. 1977. As grandes falhas do Leste Paulista. Atas 1º Simp. Geol. Reg. (SBG – SP): 369-380.
- Hasui Y., Carneiro, C. del Ré, Bistrichi, C. A. 1978. Os granitos e granitóides da região de Dobramento Sedeste nos estados de São Paulo e Paraná. Na. do XXX Cong. Bras. Geol.: 2594- 2604, Recife.
- Hasui Y. CARNEIRO, C. D. R. COIMBRA, A. 1975 The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v15, 4:254-262.
- Hasui Y., PENALVA, F., HENNIES, W. T. 1969 Geologia do Grupo São Roque. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Brasil, *Anais*, 1:101-134.
- Hibbard M. J. 1981 The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 158-170.
- Hennies W. T., Hasui, Y., Penalva, F. 1967. O falhamento transcorrente de Taxaquara. *Anais do XXI Cong. Bras. Geol.*: 159-168, Curitiba.

- Helz R. T. 1982. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of melting behavior of rocks. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 9(B): 279-346.
- Hibbard M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76: 158-170.
- Higgins M. W. 1971. Cataclastic Rocks. *US Geological Survey Professional Paper* 687.
- Irvine T. N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Janasi V. A. 1985. Geologia e Petrologia do Maciço Monzodiorítico-Monzonítico de Piracaia. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 281p.
- Janasi V. A., Beljavskis, P. 1983. Geologia e evolução geológico-estrutural preliminar do Grupo São Roque – região da Serra de Itaberaba, SP. Atas 4º Simp. Reg. Geol., SBG-SP: 113-126.
- Janasi V. A., Ulbrich, H. H. G. J. 1985. Avaliação das informações disponíveis para granitóides do Estado de São Paulo. Atas do 5º Simp. Reg. Geol., SBG-SP, 1: 133-146.
- Janasi V.A., Ulbrich, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. In: Haapala, I., Condie, K.C. (eds) Precambrian granitoids- petrogenesis, geochemistry and metallogeny. *Precam. Res.* 51: 351-374.
- King L. C. 1956. The problem of the potash-rich basaltic rocks. *Mineralogical Magazine*, 34: 266-275.
- King P. L., White A. J. R., Chappel B. W., Allen C. M. 1997 Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Folded Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38(3): 371-391.
Jesus, Estado de São Paulo. IGc-USP (Dissertação de Mestrado).
- Knecht T. 1940. Os minérios não metálicos do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo*, 27: 1-291.
- Knecht T. 1949a. Ocorrência de Minerais Metálicos na Serra de São Francisco. *Mineração e Metalurgia*. Rio de Janeiro, 14(80): 34-40.
- Knecht T. 1949b. Ocorrências de Minerais no Estado de São Paulo. *IGG v.1 p.* 25-38.

- Korja A. & Heikkinen P. J. 1993. Proterozoic extensional tectonics of the Central Fennoscandian Shield: results from the Babel and Bothnian echoes from the Litosphere experiment. *Tectonics* 14:504-517.
- Leake B. E. 1971. On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine*, 38: 389-407.
- Leake B. E. 1978. Nomenclature of amphibole. *Mineralogical Magazine*, 42: 533-563.
- Lenharo S. L. R. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 324 p.
- Lindberg B. & Eklund O. 1992 Mixing between basaltic and granitic magmas in a rapakivi related quartz-feldspar porphyry, Åland, SW Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 114(1): 103-102.
- Lintala J., Haapala, I., Boyd, W.W.Jr. 1991. Rapakivi textures from the Wiborg batholith. In: Haapala, I., Rämö, O. T. (eds) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstract Volume). Geol. Surv. Finland Guide 34: 33.
- Loiselle M. C. & Wones D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. In: GSA annual meeting 92, 11: 468-479.
- Macambira M.J.B., Teixeira, J.T., Daoud, W.E.K., Costi, H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Ver. Bras. Geoc.* 17(4): 562-570.
- Mackenzie W. S, Donaldson, C. H. , Guilford, C. 1982 Atlas of igneous rocks and their textures. 2 ed. London, . Longman Press ,148 p.
Maciços Sorocaba e São Francisco. IGc-USP (Tese de Doutorado).
- Marmo V. 1971. Granite petrology and the granite problem. *Developments in Petrology* 2. Elsevier Publ. Co., 244p.
- Moraes M.C., Rodrigues E. P. 1978. Exemplo de aplicação de coloração seletiva de feldspatos potássicos e cálcicos como técnica auxiliar no estudo de rochas. *Cerâmica*, 24, v. 97, 32-35.
- Moraes Rego L. F. & Souza Santos T. D. 1938. Contribuição para o estudo dos granitos da Serra da Cantareira. IPT, Boletim, 18, 162 p.

- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J. M., Carron, J. P. 1985 Chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Academie Sciences de Paris, Serie II, v.301, n. 11, p. 813-818.*
- Nachit, H. 1986 Contribution à l'étude analytique et des biotites des granitoïdes: applications typologiques. Brest, 93 p. Thèse de doctorat.
- Nekvasil H. 1991. Ascent of felsic magma and formation of rapakivi. *Am. Mineral.* 76: 1279-1290.
- Nockolds S. R. 1947 The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks: *American Journal of Science* 245:401-420.
- Nockolds S. R., Allen, R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series I. *Geochm. Cosmochim. Acta* 4: 105-142.
- Nurmi P.A., Haapala, I. 1986. The Proterozoic granitoids of Finland: granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. *Bull. Geol. Soc. Finland* 58: 203-233.
- Pearce J. A, Harris N. B. W., Tindle A. G. 1984. Trace element discrimination diagram for the interpretation of the granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:953-986.
- Pitcher W. S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: HSU (ed.) *Mountain Building Processes*, London, Academic Press 1:19-40.
- Pitcher W. S. 1987. Granites and yet more granites forty years ago. *Geologische Rundschau* 76: 51-79.
- Pupin J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 207-220.
- Pushkarev Y. D. 1995. New view on isotope-geochemistry constraints of rapakivi granite genesis. In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belém, Brazil. *Boletim de Resumos Expandidos* 1: 65.
- Rämö O. T. 1991 Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granite and related basic rocks of the southern Fennooscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. *Geological Survey of Finland Bulletin*, 355:1-162.
- Rämö O.T., Haapala, I. 1990. The rapakivi granites of eastern Fennooscandia: a review with insights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data.

- In: Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, A. B. (eds) Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Geol. Ass. Can. Spec. Pap. 38: 401-415.
- Rämo O.T., Haapala, I., Vaasjoki, M., Huhma, H., Yu, J., Gao, M. 1992. General and Nd isotope geochemistry of the Shachang rapakivi granite complex, Beijing, China. 29 th Intern. Geol. Congr. Abast., vol. 2/3: 562.
- Rämo O.T., Haapala, I., Vaasjoki, M., Yu, J., Fu, H. 1993. The Shachang rapakivi granite complex, eastern China: petrology and Nd, Pb, and Sr isotope geochemistry. Geol. Soc. Am. Abst. Prog. 25(3): 73-74.
- Rämo O.T. & Haapala, I. 1995 One hundred years of Rapakivi Granite. *Mineralogy and Petrology* 52:129-185.
- Rundquist N.D., Belyaev, A.M., Sutcliffe, R.H. 1991. On the problem of the formation of ovoids in granites: evidence from mineral composition. In: Haapala, I., Rämo, O.T. (eds) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstract Volume). Geol. Surv. Finland Guide 34: 44.
- Salonsaari P.T., Haapala, I. 1994. The Jaala-litti rapakivi complex: Na example of bimodal magmatism and hybridization in the Wiborg rapakivi batholith, southeastern Finland. *Mineral. Petrol.* 50: 21-34.
- Savolahti A. 1956. The Ahvenisto massif in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 174, 96p.
- Sederholm J.J. 1891. Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine. *Tschermak's Mineral. Petrogr. Mitt.* 12: 1-31.
- Shebanov A. D. & Eklund O. 1995. Conditions of the mafic-felsic magma interaction: an assesment from mineralogy and thermobarometry of mafic enclaves in some rapakivi granitoids of SW Finland. In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belém, Brazil. *Boletim de Resumos Expandidos* 1: 70.
- Simonen A. & Vormaa, A 1969 Amphibole and biotite from rapakivi. *Bull Comm géol Finl* 98:30-60.
- Stimac J.A., Wark, D.A. 1992. Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California. Implications for the origin of the rapakivi texture. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104: 728-744.
- Streckeisen A. C. 1975. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rew.*, 12: 1-33.

- Tassinari C. C. G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do estado de São Paulo e sal Evolução Crustal. Tese de Doutorado. IG-USP, 236p.
v. 2., p.1427-1438.
- Vaasjoki M. 1977. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland. Their ages and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. *Geol. Surv. Finland Bull* 294, 64p.
- Velikoslavinsky D. A. 1994. Biotite from *rapakivi*. *Mineralogy and Petrology* **50**: 35-42.
- Verhofstadt J. 1971. Geology of the Wilhelmina Mountains in Suriname, with special reference to ash-flow tuffs. *Geol. Mijnb. Dienst. Suriname* **21**:9-97.
- 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: *Cong. Bras. Geol.*, 36, Natal, 1990, v. 4, 1700-1711.
- Vorma, A. 1971. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 246: 72p.
- Vorma, A. 1975. On two roof pendant in the Wiborg *rapakivi* massif, southeastern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 272, 86p.
- Vorma, A. 1976. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* 285, 98p.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappel, B. W. 1987. A type-granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology* **95**:407-409.
- Winchell A. N. 1949. *Optical Mineralogy*. Moscow, Publishing house of Foreign Literature, 67 p.
- Wernick E. 1983. Tipos de complexos granitóides brasileiros do sul do Brasil. Universidade Estadual Paulista, *Geociências* **2**: 75-85.
- Wernick E., Godoy, A.M., Galembeck, T.M.B. 1991. The São Francisco, Sorocaba and Itu rapakivi complexes (late Precambrian, state of São Paulo, Brazil): geological, petrographic, and chemical aspects. In: Haapala, I., Råmo, O.T. (eds) *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstract Volume)*. *Geol. Surv. Finland Guide* 34: 61.

- Wernick E., Godoy A. M. 1993. Fases de acreção e Aspectos Químicos dos Complexos Rapakivi Sorocaba, São Francisco e Itú, SP: um estudo Comparativo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, **Boletim de Resumos Expandidos**, 1:3.
- Wernick E., Galembeck T. M. B., Godoy A. M., Hörmann P. K. 1995. Geochemical variability of the rapakivi Itú Province, State of São Paulo, Brasil. In: Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, Belém, Brazil. **Boletim de Resumos Expandidos** 1:85.
- Windley B. F. 1991. Early Proterozoic collision tectonics, and rapakivi granites as intrusions in an extensional thrust-thickened crust: the Ketilidian orogen, South Greenland. *Tectonophysics* **195**: 1-10.
- Wyborn L. A. I., Page R. W., McCulloch M. T. 1988. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post 1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for the generation of Proterozoic anorogenic granites. *Precambrian Research* **40/41**: 509-541.

ANEXOS

ANEXO 1 – TABELA DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE PLAGIOCLÁSIOS

amostra	Plagioclásios da matriz - Bordas													Total
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O				
HDS111B	68.75	19.33	-	0.09	0.01	-	-	0.07	11.88	0.09				
HDS112B	68.81	19.42	-	0.03	-	0.01	0.14	-	11.89	0.17				
HDS1M1B	68.12	19.86	-	-	0.01	-	0.01	-	11.90	0.17				
HDS1M2B	68.72	19.05	0.05	0.02	-	-	0.01	-	11.84	0.13				
HDS1M3B	68.71	19.35	-	0.09	-	0.01	0.07	0.01	11.67	0.21				
HDS1M4B	69.23	19.40	-	-	-	-	0.04	0.02	11.87	0.13				
HDS371B	68.67	19.46	-	0.09	-	0.15	0.15	-	11.79	0.11				
HDS372B	68.39	19.57	0.01	0.01	0.01	-	0.05	-	11.95	0.11				
HDS251B	68.30	19.60	-	0.02	-	-	0.27	0.04	11.68	0.29				
HDS252B	64.23	21.34	0.02	0.11	-	-	1.87	-	9.97	1.02				
HDS253B	68.76	19.34	0.02	0.04	-	-	0.09	-	11.93	0.12				
HDS254B	68.17	19.52	-	-	0.03	-	0.25	-	11.78	0.09				
HDS255B	69.14	19.37	-	0.06	-	-	0.25	0.08	11.74	0.16				
HDS256B	68.97	19.38	0.03	0.02	0.02	0.01	0.05	0.05	11.87	0.24				
HDS257B	66.89	20.07	-	0.06	-	-	1.03	-	11.09	0.31				
HDS258B	68.30	19.40	-	-	-	-	0.35	-	11.67	0.17				
HDS259B	68.30	19.60	-	0.02	-	-	0.23	0.04	11.68	0.29				
HDS2510B	64.23	21.34	0.02	0.11	-	-	1.87	-	9.97	1.02				
HDS2511B	68.76	19.34	0.02	0.04	-	-	0.09	-	11.93	0.12				
HDS2512B	68.17	19.52	-	-	0.03	-	0.25	-	11.78	0.09				
- abaixo do valor de detecção													99.86	

Plagioclásios da matriz - núcleos												
amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	
HDS111C	68.99	19.50	0.03	0.05	0.02	-	0.02	-	11.64	0.13	100.39	
HDS112C	68.81	19.58	0.02	0.06	-	-	0.01	-	11.80	0.12	100.41	
HDS1M1C	68.72	19.08	0.03	0.02	-	-	0.02	-	11.80	0.09	99.76	
HDS1M2C	69.14	19.39	-	0.07	0.02	-	0.01	0.01	11.85	0.19	100.68	
HDS1M3C	68.53	19.12	-	0.01	-	0.02	0.01	0.04	11.96	0.16	99.86	
HDS1M4C	68.83	19.37	-	-	-	-	-	-	11.88	0.11	99.779	
HDS371C	68.29	19.23	-	0.01	-	-	0.07	0.12	11.71	0.14	99.58	
HDS372C	68.67	19.31	-	-	-	-	0.02	0.04	11.92	0.06	100.03	
HDS251C	68.44	19.64	0.04	0.06	-	-	0.39	0.06	11.61	0.23	100.52	
HDS252C	64.86	21.42	-	0.12	0.02	-	0.23	-	10.37	0.55	99.65	
HDS253C	68.73	19.40	0.04	0.10	-	-	0.06	0.07	11.78	0.16	100.36	
HDS254C	68.37	19.43	-	0.03	-	-	0.26	-	11.70	0.10	99.90	
HDS255C	64.87	18.30	-	0.16	0.04	-	0.01	0.07	15.12	0.14	99.57	
HDS256C	67.88	20.05	0.01	0.04	-	-	0.76	0.01	11.36	0.26	100.37	
HDS257C	65.12	21.49	-	0.55	0.01	-	0.23	-	10.46	0.27	99.77	
HDS258C	67.99	19.83	0.02	-	-	-	0.60	0.05	11.72	0.18	100.40	
HDS259C	68.44	19.64	0.04	0.06	-	-	0.39	0.06	11.61	0.28	100.53	
HDS2510C	64.87	21.42	-	0.12	0.02	-	2.31	-	10.37	0.55	99.66	
HDS2511C	68.74	19.41	0.04	0.10	-	-	0.06	0.07	11.79	0.16	100.37	
HDS2512C	68.37	19.44	-	0.03	-	-	0.26	-	11.71	0.10	99.90	

- abaixo do valor de detecção

<i>Plagioclásios do manto dos ovóides rapakivi</i>												
amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
35manto1	64.28	-	22.16	0.13	-	0.03	-	0.06	2.86	9.68	0.33	99.53
35manto2	63.18	-	22.07	0.25	-	0.06	0.01	0.15	4.51	8.53	0.38	99.12
35manto3	62.38	-	22.79	0.20	-	0.02	0.02	-	4.60	8.59	0.48	99.08
35manto4	62.52	-	22.69	0.21	-	0.05	-	-	4.38	8.68	0.38	98.90
Rapa1	64.17	-	22.18	0.11	-	0.07	0.02	0.09	3.99	9.37	0.34	100.34
Rapa1	63.59	-	22.10	0.12	-	0.04	0.02	0.17	4.27	9.44	0.33	100.08
Rapa1	62.23	-	22.86	0.19	-	0.02	0.01	0.04	4.89	8.62	0.47	99.33
Rapa1	62.67	-	23.09	0.17	-	0.06	0.02	0.05	4.78	8.75	0.37	99.96
- abaixo do valor de detecção												

ANEXO 2- TABELA DE ANÁLISES QUÍMICAS DE FELDSPATOS ALCALINOS

Feldspatos alcalinos dos mantos dos ovóides rapakivi										
Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL
HDS35	64.32	0.05	18.22	0.12	0.12	-	1.20	15.36	0.01	99.48
HDS35	64.01	-	17.96	0.13	0.12	-	0.59	15.65	0.01	98.47
HDS35	64.89	0.02	18.34	0.07	0.22	0.18	4.09	10.53	-	99.30
HDS35	64.95	0.01	18.33	0.04	0.27	0.10	3.22	12.26	0.01	99.17
Rapa1	64.32	0.04	17.88	0.14	0.11	-	1.79	15.47	0.02	99.58
Rapa1	64.25	0.04	18.13	0.13	0.09	0.14	1.37	15.29	0.01	99.45
Rapa1	64.94	0.02	18.24	0.04	0.23	0.19	3.57	11.29	-	98.52
Rapa1	64.88	0.03	18.47	0.05	0.19	0.24	4.11	10.76	0.02	98.75
- abaixo do valor de detecção										

Feldspatos alcalinos da matriz											
Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	TOTAL
Hds35	64.11	0.04	17.86	0.06	-	0.11	-	0.48	16.11	0.02	99.01
Hds35	63.98	-	17.87	0.05	0.03	0.12	0.04	0.70	15.71	0.01	98.52
Hds35	63.08	0.01	17.79	0.14	0.04	0.17	0.04	0.49	15.87	0.01	98.65
Hds35	63.56	-	17.86	0.13	0.02	0.15	0.01	0.41	16.12	0.02	98.27
Rapa1	64.07	0.02	17.88	0.17	0.02	0.19	0.04	0.57	16.24	0.02	99.22
Rapa1	63.94	0.03	17.78	0.19	0.04	0.19	0.04	0.48	16.37	0.03	99.09
Rapa1	64.27	0.04	17.84	0.17	0.05	0.14	0.02	0.57	16.24	0.04	99.38
Rapa1	64.17	0.05	17.76	0.14	0.02	0.13	0.03	0.62	16.19	0.02	99.13
- abaixo do valor de detecção											

ANEXO 3 – TABELA DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE BIOTITAS DO GRUPO BM
(COMPOSIÇÃO MAGMÁTICA)

Amostra	Biotitas magmáticas – bordas e núcleos														Total
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	CL		
HDA25pb1	35.08	3.29	14.44	0.01	28.24	0.32	5.58	0.03	-	0.12	9.00	1.39	0.16	97.66	
HDS25pb2	35.20	3.47	14.75	-	28.00	0.24	5.83	0.01	-	0.09	9.15	1.41	0.16	98.32	
HDS25pb3	35.86	3.34	13.69	-	28.45	0.34	5.87	0.17	0.02	0.09	9.13	1.33	0.18	98.46	
HDS25pb4	35.59	3.25	13.38	-	28.40	0.33	5.87	0.16	-	0.14	9.10	1.47	0.18	97.87	
HDS27P1A	35.28	3.08	13.07	-	28.96	0.36	4.38	0.08	-	0.06	8.89	1.35	0.33	95.83	
HDS27P1B	35.89	3.32	13.84	0.01	28.32	0.28	4.37	0.09	-	0.05	9.26	1.25	0.41	97.07	
HDS27P1C	36.15	3.62	13.90	-	28.90	0.29	4.54	0.04	0.02	0.07	8.85	1.31	0.42	98.12	
HDS27P1D	35.67	3.00	13.46	-	29.34	0.34	4.46	0.14	-	0.03	9.19	1.19	0.29	97.09	
HDS27P1E	35.51	3.50	13.41	-	30.50	0.37	4.20	0.19	-	0.07	9.09	1.09	0.31	98.24	
HDS27P2B	35.39	3.45	13.74	-	28.05	0.31	4.52	-	0.02	0.05	9.10	1.13	0.34	96.10	
HDS27P2C	35.35	2.89	13.93	0.02	30.24	0.27	4.50	-	-	0.07	8.75	1.11	0.37	97.48	
HDS1P	35.92	3.38	14.17	-	28.92	0.32	4.38	0.11	0.04	0.05	8.77	1.28	0.35	97.69	
HDS1P	36.30	2.71	14.92	-	27.77	0.33	4.42	0.07	0.07	0.04	8.21	1.21	0.34	96.38	
HDSP44B	35.45	3.20	13.47	-	29.08	0.26	4.40	0.08	-	0.06	9.20	1.12	0.37	96.70	
HDSP44C	35.40	3.16	13.38	0.01	29.24	0.29	4.70	0.17	-	0.05	9.08	1.15	0.45	97.07	
HDS30P1A	35.08	3.29	14.44	0.01	28.24	0.32	5.58	0.03	-	0.12	9.00	1.39	0.16	97.66	
HDS30P1B	35.20	3.47	14.75	-	28.00	0.24	5.83	0.01	-	0.09	9.15	1.41	0.16	98.32	
HDS30P1C	35.86	3.34	13.69	-	28.45	0.34	5.87	0.17	0.02	0.09	9.13	1.33	0.18	98.46	
HDS30P1D	35.59	3.25	13.38	-	28.40	0.33	5.87	0.16	-	0.14	9.10	1.47	0.18	97.87	
HDS35P1E	35.68	3.46	13.61	0.07	28.63	0.28	5.94	0.08	-	0.18	9.10	1.52	0.19	98.73	
HDS35P1F	36.00	3.16	13.17	-	29.06	0.35	6.02	0.28	-	0.16	9.01	1.44	0.18	98.83	
HDS35P2A	35.59	3.41	13.49	-	28.60	0.30	5.71	-	0.01	0.07	9.07	1.45	0.19	97.88	
HDS35P2B	35.62	3.22	13.45	-	28.45	0.26	5.72	0.04	-	0.11	9.10	1.27	0.17	97.40	
HDS35P2C	35.63	3.25	13.44	-	28.20	0.34	5.75	0.04	-	0.08	9.22	1.43	0.15	97.52	
- abaixo do valor de det															

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	CL	Total
HDS11b5p1	35.28	3.08	13.07	-	28.96	0.36	4.38	0.08	-	0.06	8.89	1.35	0.33	96.83
HDS11b5p2	35.64	3.29	13.49	0.01	29.68	0.32	4.30	0.17	0.01	0.05	9.10	1.47	0.27	97.80
HDS11b5p3	35.30	3.08	13.60	-	30.06	0.32	4.37	-	-	0.07	8.80	1.20	0.29	97.09
RA12B	34.95	2.90	13.69	0.02	27.15	0.35	6.61	0.22	0.15	0.08	8.63	0.91	0.17	96.83
RA1B	35.65	2.94	12.57	-	27.33	0.41	6.88	-	0.06	0.17	8.79	0.91	0.18	96.89
RA2C	35.33	3.10	13.47	-	26.31	0.36	6.90	-	0.10	0.06	8.50	0.94	0.18	96.28
RA3B	35.96	3.13	13.42	-	26.67	0.41	6.71	0.17	-	0.04	8.64	0.83	0.20	96.17
RA3C	36.09	3.04	13.33	-	26.92	0.51	6.71	0.08	-	0.06	9.12	1.15	0.21	97.20
RA4B	35.89	2.64	13.24	0.01	26.22	0.42	6.97	0.28	0.09	0.04	8.70	1.07	0.19	95.77
RA4C	36.20	3.28	12.95	0.02	26.08	0.46	6.95	0.03	0.04	0.07	8.89	1.09	0.22	96.27
RA5B	35.42	3.37	12.53	0.01	27.59	0.41	6.57	0.20	0.02	0.10	8.68	0.90	0.19	95.99
RA5C	35.82	3.29	12.90	-	27.27	0.43	6.69	0.25	0.02	0.08	8.84	0.98	0.21	96.78
HDS47	36.10	3.06	12.78	0.04	26.60	0.48	7.22	0.06	0.07	0.07	8.55	0.88	0.20	96.10
HDS47	36.03	2.80	12.88	0.02	27.38	0.60	6.75	0.11	-	0.09	8.95	0.99	0.21	96.81

- abaixo do valor de detecção

Biotitas secundárias - bordas e núcleos														
Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	CL	Total
HDS51A	35.14	1.96	18.49	0.02	26.55	0.44	2.71	0.05	-	0.13	9.12	2.20	0.19	96.99
HDS51B	35.46	1.99	18.11	0.02	25.98	0.50	2.88	0.05	0.03	0.05	9.30	2.20	0.19	96.76
HDS2P1	30.23	0.85	26.00	-	30.51	0.43	0.50	0.11	0.05	0.04	7.73	0.44	0.13	97.30
HDS2P2	31.31	1.79	23.17	-	31.02	0.37	0.63	0.04	-	0.06	8.53	0.25	0.13	97.34
HDS291A	34.57	1.79	17.51	0.01	32.19	0.41	0.71	-	-	0.04	9.34	0.64	0.13	96.47
HDS291B	34.23	2.16	16.29	0.02	32.88	0.51	0.65	0.15	0.02	0.03	8.89	0.52	0.15	96.33
HDS291C	34.14	2.41	15.92	0.01	33.21	0.40	0.64	0.05	0.02	0.04	8.89	0.45	0.15	96.87
HDS292A	34.18	2.49	16.05	0.04	33.19	0.44	0.65	0.02	-	0.09	9.03	0.55	0.13	96.33
HDS292B	33.89	2.78	15.83	-	33.10	0.52	0.65	0.09	0.02	0.08	8.98	0.25	0.13	96.09
HDS293A	34.11	2.75	15.13	-	33.35	0.50	0.68	-	0.03	0.06	8.85	0.49	0.15	97.12
HDS293B	33.62	0.76	19.16	-	33.14	0.46	0.59	0.07	-	0.04	8.48	0.66	0.14	96.12
HDS294A	33.74	1.80	16.09	-	33.81	0.42	0.58	-	0.05	0.04	8.64	0.83	0.14	97.03
HDS294B	34.20	2.26	16.09	-	33.65	0.29	0.61	0.06	-	0.01	9.21	0.54	0.15	97.08
HDS295A	33.49	2.09	16.59	-	33.65	0.35	0.58	0.08	0.05	0.06	8.81	0.65	0.13	96.52
HDS295B	33.35	2.18	16.08	0.01	33.90	0.34	0.66	0.17	0.04	0.03	8.62	0.62	0.13	96.12
HDS296A	33.62	2.36	15.88	-	34.34	0.33	0.64	0.02	0.01	0.08	8.39	0.78	0.15	96.59
HDS296B	34.05	2.17	16.33	-	33.28	0.36	0.60	0.08	-	0.02	9.07	0.45	0.16	96.56
HDS41A	34.38	2.23	15.99	0.01	33.82	0.35	0.64	0.18	-	0.03	9.06	0.59	0.14	97.42
HDS41B	34.24	2.30	15.67	-	34.01	0.39	0.63	-	-	0.04	9.10	0.71	0.15	97.25
HDS42A	34.31	2.22	15.55	-	34.09	0.32	0.65	0.01	-	0.03	9.14	0.54	0.13	96.98
HDS42B	34.09	2.65	15.84	-	34.03	0.31	0.61	0.01	-	0.06	9.00	0.65	0.14	97.38

- abaixo do valor de detecção

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	CL	Total
HDS7P1	32.57	2.55	24.29	-	28.85	0.52	1.75	0.01	0.02	0.09	8.30	0.80	0.15	97.36
HDS7P2	32.65	2.22	23.56	0.03	27.34	0.26	1.72	0.15	0.02	0.04	8.42	0.87	0.09	97.22
HDS321C	34.20	2.59	19.00	0.02	29.09	0.33	1.75	-	0.01	0.04	9.07	1.00	0.13	97.94
HDS32P1A	35.75	3.13	18.06	-	28.59	0.34	1.79	-	-	0.06	9.13	0.99	0.11	97.42
HDS32P1B	35.50	2.98	17.78	-	28.60	0.40	1.85	0.09	-	0.07	9.17	0.85	0.12	96.80
HDS32P1C	34.53	2.95	18.02	-	29.35	0.36	1.73	0.17	-	0.03	8.93	0.60	0.11	97.19
HDS32P1D	35.31	2.80	17.56	0.04	28.72	0.41	1.94	0.06	-	0.07	9.28	0.85	0.16	97.02
HDS32P2A	33.77	3.00	19.40	-	28.96	0.32	1.60	0.05	-	-	8.97	0.75	0.20	96.98
HDS32P2C	33.42	2.31	21.89	0.02	26.94	0.42	1.78	-	0.01	0.06	8.60	0.96	0.12	96.53
HDS32P2D	35.75	2.14	19.45	0.02	27.83	0.39	1.84	0.13	0.03	0.09	9.03	1.05	0.12	97.86
HDSd42A1	34.72	1.89	18.95	-	28.98	0.40	0.41	0.15	0.04	0.19	8.17	2.52	0.07	96.49
HDSd42A2	35.77	2.19	19.16	-	27.55	0.46	0.46	0.05	0.02	0.17	9.01	2.18	0.05	97.05
HDSd42B1	35.37	1.35	19.22	-	29.16	0.40	0.41	0.02	0.03	0.07	8.36	2.55	0.04	96.97
HDSd42B2	36.12	1.31	19.38	-	26.82	0.66	0.71	-	-	0.14	8.96	2.39	0.07	96.56
HDSd42C1	34.76	1.51	19.57	-	27.37	0.56	0.64	-	-	0.04	8.87	2.35	0.09	95.76
HDSd42C2	37.25	1.13	19.78	-	25.83	0.62	0.70	-	-	0.15	9.29	3.18	0.06	97.98
HDSd42C3	35.69	1.94	18.96	-	27.38	0.58	0.42	-	-	0.10	8.35	2.33	0.07	95.81
- abaixo do valor de detecção														

ANEXO 4 – ANÁLISES QUÍMICAS DE APATITAS

amostra	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	P ₂ O ₅	F	Cl	Total
Hds27	0.23	0.23	0.00	0.00	53.41	41.02	5.47	0.02	100.39
Hds27	0.32	0.20	0.00	0.02	52.59	40.35	5.94	0.01	99.44
Hds11	0.24	0.22	0.03	0.00	53.21	40.86	5.52	0.03	100.09
Hds11	0.30	0.23	0.01	0.00	53.07	40.83	4.97	0.03	99.43
Hds35	0.17	0.15	0.00	0.00	53.96	41.47	4.97	0.01	100.73
Hds35	0.25	0.22	0.01	0.02	52.39	40.13	6.13	0.03	99.17
Hds35	0.19	0.23	0.00	0.00	53.41	40.78	5.67	0.01	100.30
Hds35	0.23	0.24	0.00	0.02	53.18	40.80	5.13	0.02	99.62
Hds35	0.33	0.20	0.01	0.00	52.90	40.80	5.23	0.01	99.47
Hds35	0.32	0.27	0.01	0.00	53.53	40.53	5.38	0.02	100.05