



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia

Setor de Geologia Regional e Econômica

**Petrografia e geoquímica das rochas  
do Batólito Serra dos Órgãos na  
região de Sumidouro - RJ.**

Trabalho de Final de Curso  
(IGL-U08)

**Isabella Nascimento Santos**

Orientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes  
Coorientador: Prof. Dr. Isabel Pereira Ludka

Rio de Janeiro  
Novembro/2011



**Isabella Nascimento Santos**

# **Petrografia e geoquímica das rochas do Batólito Serra dos Órgãos na região de Sumidouro - RJ.**

Trabalho de Final de Curso de Graduação  
em Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, apresentado como requisito  
necessário para obtenção do grau de  
Geólogo.

Orientadores:  
Prof. Dr Julio Cezar Mendes  
Prof. Dr. Isabel Pereira Ludka

Rio de Janeiro  
Novembro de 2011

SANTOS, Isabella Nascimento

Petrografia e geoquímica das rochas do Batólito Serra dos Órgãos na região de Sumidouro – RJ/ Isabella Nascimento Santos – Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2011.

XIII, 56 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2011.

Orientadores: Julio Cezar Mendes, Isabel Pereira Ludka

1. Batólito Serra dos Órgãos. 2 . Petrografia. 3. Geoquímica. 4.Faixa Ribeira – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Julio Cezar Mendes; Isabel Pereira Ludka II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III Petrografia e geoquímica das rochas do Batólito Serra dos Órgãos na região de Sumidouro – RJ

**Isabella Nascimento Santos**

**Petrografia e geoquímica das rochas do Batólito Serra dos Órgãos na região de Sumidouro - RJ.**

Trabalho de Final de Curso de Graduação  
em Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro –  
UFRJ, apresentado como requisito  
necessário para obtenção do grau de  
Geólogo.

Orientadores:  
Prof. Dr. Julio Cezar Mendes  
Prof. Dr. Isabel Pereira Ludka

Aprovada em \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de 2011.  
Por:

---

Orientador: Dr. Julio Cezar Mendes

---

Coorientador: Dr. Isabel Pereira Ludka

---

Dra. Silvia Regina Medeiros

---

Dr. Ciro Alexandre Ávila

UFRJ  
Rio de Janeiro  
Outubro de 2011

## **Agradecimentos**

Agradeço à minha família, principalmente aos meus pais, Jussara Valle Nascimento Santos e Araí Oliveira Santos, por todo o apoio dado ao longo da minha vida.

Ao meu orientador, Julio Cezar Mendes, e minha coorientadora, Isabel Pereira Ludka, pela ajuda durante os trabalhos de campo, conhecimento passado e ajuda durante a realização desta monografia.

Aos meus amigos de faculdade que estiveram ao meu lado ao longo desses anos tornando-os os melhores que já tive.

## RESUMO

A presente monografia consiste em dados obtidos através de estudos geológicos na região do município de Sumidouro, RJ. Para esse trabalho foi realizado o mapeamento em escala 1:50.000 da região. Foram feitas análises petrográficas de laminas delgadas de amostras coletadas durante as campanhas de campo e também análise litogeoquímica dessas amostras. A região é composta por paragneisses, leucogneisses, diques de diabásio, rochas da unidade Complexo Rio Negro e da unidade Batólito Serra dos Órgãos, foco desse trabalho.

A unidade Batólito Serra dos Órgãos é dividida na área de estudos em dois litotipos representando duas fácies distintas: Ortogneisse e Leucogranito. O ortogneisse é caracterizado como um granito gnáissico leucocrático de granulação média a grossa que contem uma sutil orientação de minerais máficos e também há ocorrência de veios pegmatíticos. Compõe-se predominantemente por quartzo, feldspato, biotita, granada e magnetita. O Leucogranito é um granito isotrópico de coloração clara a rosada de granulação fina a grossa e é constituído por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, magnetita milimétrica, e minúsculos cristais de granada e hornblenda.

Geoquimicamente as duas fácies do Batólito Serra dos Órgãos apresentam características semelhantes. Os dois litotipos apresentam características composicionais que indicam rochas que variam entre as séries calcialcalina e calcialcalina de alto-K são fracamente peraluminosas e possuem padrão de ETR característico de granitos ricos em álcalis. As rochas do BSO apresentam anomalia negativa de Eu relacionada ao fracionamento de plagioclásio são rochas sin a tardi-colisional provavelmente e provenientes de magmas gerados em ambiente de arco sin a tardi-colisional.

## ABSTRACT

This report consists of data acquired from geological study in the region of Sumidouro, RJ. A geological mapping was performed using a 1:50.000 scale, as well as petrographic analysis of thin sections from samples collected during the field work and also geochemistry analysis of these samples. The studied area is set up of: paragneisses, leucogneiss, diabase dikes, rocks of the Rio Negro Complex Unity and the Unity of the Serra dos Órgãos Batholith, focus of this report.

The unity Serra dos Órgãos Batholith comprises two rock types, considered as different facies of the unity: orthogneisses and leucogranitos. The orthogneiss is characterized as a medium to coarse grained leucocratic granite gneiss showing subtle orientation of mafic minerals as well as pegmatite veins. It is composed of quartz, feldspar, biotite, hornblende, garnet and magnetite. The leucogranites is a light color to rosy isotropic granite, fine to coarse grained and consists of quartz, plagioclase, alkali feldspar, milimetric magnetite, hornblende and tiny crystals of garnet.

The described facies of the Serra dos Órgãos Batholith have similar geochemical characteristics. Both rock types present compositional features pointing to *alkali-calcic* and *high-K* series, slightly peraluminous nature and REE behavior similar to alkalis enriched granites. The BSO rocks show Eu anomaly related to the fractionation of plagioclase and they are similar to tardi-collisional rocks probably related to magmas generated in an arc environment.

<b>SUMÁRIO</b>	<b>Pg</b>
IV- AGRADECIMENTOS	V
V- RESUMO	VI
VI- ABSTRACT	VII
VII- SUMÁRIO	VIII
VIII- ÍNDICE DE TABELAS	X
IX- ÍNDICE DE FIGURAS	X
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. LOCALIZAÇÃO	3
4. METODOLOGIA	5
5. GEOLOGIA REGIONAL	9
6. RESULTADOS	16
6.1 MAPEAMENTO	16
6.2 UNIDADES DE MAPEAMENTO	16
6.2.1 DIQUES DE DIABÁSIO	16
6.2.2 PARAGNAISSES	18
6.2.3 COMPLEXO RIO NEGRO	19
6.2.4 LEUCOGNAISSE	22
6.2.5 BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS	24
6.2.5.1 ORTOGNAISSE	28
6.2.5.1.1 PETROGRAFIA	28
6.2.5.2 LEUCOGRANITO	32
	VIII

6.2.5.2.1 PETROGRAFIA	32
7. GEOQUIMICA	56
7.1 DIAGRAMA TAS	40
7.2 DIAGRAMA AFM	42
7.3 DIAGRAMA SiO <sub>2</sub> X K <sub>2</sub> O	43
7.4 DIAGRAMA DE FROST	44
7.5 DIAGRAMAS DE HARKER	46
7.6 DIAGRAMAS SPIDERS	48
7.6.1 DIAGRAMA SPIDER NORMALIZADO PARA MORB	48
7.6.1 DIAGRAMA ESPIDER NORMALIZADO PARA ETR	50
7.7 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES DE AMBIENTES TECTONICOS	52
8. CONCLUSÃO	54
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	57

ANEXO I: MAPA DE PONTOS DA REGIÃO DE SUMIDOURO, RJ

ANEXO II: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SUMIDOURO, RJ.

## ÍNDICE DE TABELAS

**Tabela 1:** Dados quantitativos de análise geoquímica obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos maiores.

**Tabela 2:** Dados quantitativos de análise geoquímica obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos menores e traços.

**Tabela 3:** Dados quantitativos de análise de ETR através do método ICP-MS

## ÍNDICE DE FIGURAS

**Figura 1:** Mapa de localização do município de Sumidouro. (fonte: Wikipedia)

**Figura 2:** imagem de satélite das principais rodovias de acesso à área

**Figura 3:** britador de mandíbulas

**Figura 4:** Quarteador

**Figura 5:** Moinho de panela de tungstênio

**Figura 6** – Subdivisão tectônica da Província Mantiqueira, composta pelas Faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília-Sul, Apiaí e Dom Feliciano. Extraído de Heilbron *et al.* (2004).

**Figura 7:** Mapa tectônico do segmento central da Faixa Ribeira e zona de interferência com a Faixa Brasília (retirado de Heilbron *et al.*, 2008). 1. Cobertura fanerozóica; 2. Plútons alcalinos do Cretáceo Superior; 3-5, Cráton do São Francisco: 3, Embasamento do Paleoproterozóico – Arqueano; 4, Cobertura Cratônica; 5. Rochas metassedimentares mesoproterozóicos a neoproterozóicos do Domínio Autóctone; 6. Faixa Brasília, estrutura com vergência para leste, *ca.* 640-610Ma, incluindo a *Nappe* Socorro (SN); 7-13, terrenos da Faixa Brasília; 7. Domínios Andrelândia e 8. Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 9. Terreno Paraíba do Sul; 10. Terreno Embu; 11. Arco Magmático Neoproterozóico; 12. Sucessões metassedimentares neoproterozóicas do Terreno Oriental; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Apiaí. CTB. “Limite Tectônico Central”; CFT. “Empurrão Cabo Frio”; APSZ. “Zona de Cisalhamento Além Paraíba”.

**Figura 8:** Seção Geológica do segmento central da Faixa Ribeira. 1 – Embasamento; 2 – Cobertura do Domínio Autóctone; 3 – Domínio Andrelândia do Terreno Ocidental; 4 – Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 5 – Terreno Paraíba do Sul; (6-9) – Terreno Oriental; 6 – Domínio Cambuci; 7 – Domínio Italva; 8 – Arco magmático Rio Negro do Domínio Costeiro; 9 – Sucessões metassedimentares do Domínio Costeiro; 10 – Terreno Cabo Frio; 11 – Limite Tectônico Central (CTB); 12 – Zona de cisalhamento Além Paraíba; 13 – Empurrão Cabo Frio. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).

**Figura 9:** Bloco de diabásio

**Figura 10:** Fotomicrografia de diabásio com textura ofítica a sub-ofítica

**Figura 11:** diabásio de granulação média

**Figura 12:** magnetitas ocorrentes nos leucossomas dos ortognaisses

**Figura 13:** Leucossoma em rocha do CRN

**Figura 14:** aglomerado de minerais máficos

**Figura 15:** mineralogia do CRN

**Figura 16:** orientação sutil de minerais máficos no leucognaisse

**Figura 17:** Fotomicrografia do leucognaisse

**Figura 18:** Contato brusco entre rochas da unidade BSO e da unidade CRN

**Figura 19:** Xenólito de rocha do CRN em rocha do BSO

**Figura 20:** Estrutura migmatítica gerada por injeção de magma granítico do BSO ao longo da foliação gnáissica do CRN

**Figura 21:** álcali-granito rosa, hololeucocrático e de granulação grossa

**Figura 22:** Textura do ortognaisse BSO observado por nicóis descruzados (à esquerda) e cruzados (à direita)

**Figura 23:** Aglomerado de minerais máficos observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)

**Figura 24:** Epidoto associado à allanita observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)

**Figura 25:** Orientação preferencial de biotitas e minerais máficos observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)

**Figura 26:** Cristal de allanita geminada observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)

**Figura 27:** ocorrência de textura mimerquitica no contato com a microclina

**Figura 28:** Ocorrência de borda de reação no contato do plagioclásio com a microclina (à esquerda) e alteração de biotita para muscovita na fotografia à direita.

**Figura 29:** Diagrama QAP, indicando composição granítica a granodiorítica para as amostras do Batólito Serra dos Órgãos

**Figura 30:** Diagrama QAP, indicando composição granítica a granodiorítica para as amostras do Batólito Serra dos Órgãos

**Figura 31:** Diagrama TAS para rochas plutônicas de TAS de Cox et al. (1979)

**Figura 32:** Diagrama SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O de Peccerillo e Taylor 1976.

**Figura 33:** Diagrama de Frost et al (2001)

**Figura 34:** Diagrama de Harker para elementos maiores, com índice de diferenciação de SiO<sub>2</sub>.

**Figura 35:** Spiderdiagrams de elementos incompatíveis HFSE e LILE, normalizados para MORB de Pearce et al (1983)

**Figura 36:** Spiderdiagrams de distribuição de ETR normalizados para o condrito de Boynton (1984)

**Figura 37:** Diagrama R1 x R2 de Batchelor e Bowden (1985)

**Figura 38:** Diagramas de discriminação de ambiente tectônico Pearce et al. (1984).

Legenda: VAG – Granitos de arcos vulcânicos; WPG – Granitos intraplaca; CRG – Granitos de dorsal mesoceânica.

## 1. INTRODUÇÃO

Estudos sobre a evolução da Faixa Ribeira indicam que o Batólito Serra dos Órgãos corresponde a um corpo sintectônico (Rosier, 1957; Delhal *et al.*, 1973; Heilbron *et al.*, 1995; Machado & Demange, 1992) que teria idade de posicionamento entre 590-563 Ma e 520 Ma (Heilbron *et al.* 1995; Machado *et al.* 1996).

O presente trabalho tem o intuito de aprofundar os conhecimentos petrográfico e geoquímico e contribuir para o melhor entendimento do corpo ígneo intrusivo que ocorre na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, próximo ao município de Sumidouro, e sua relação com a rocha encaixante que corresponde a rochas do Complexo Rio Negro.

O tema abordado está inserido no projeto de pesquisa da CNPq que investiga o Magmatismo Neoproterozoico da Faixa Ribeira no Estado Do Rio De Janeiro e Sul de Minas Gerais o qual é coordenado por Julio Cezar Mendes, orientador deste trabalho.

## 2. OBJETIVO

. A presente monografia tem como objetivo compreender o contexto e evolução geológica das rochas do Batólito Serra dos Órgãos (BSO) através de estudos de caracterização petrográfica e interpretação litogeoquímica. Para o cumprimento do objetivo deste trabalho foram realizados:

- Mapeamento geológico em escala de 1:50.000 para delimitação de área de ocorrência do Batólito Serra dos Órgãos e dos outros litotipos que ocorrem na área de estudo;

- Caracterização petrográfica através de lâminas delgadas de amostras coletadas;

- Análise dos dados de elementos maiores e traços, incluindo os ETR, a fim de caracterizar as rochas estudadas quanto à assinatura geoquímica a partir de diagramas apropriados e determinar assim a série magmática e provável ambiente tectônico associado

### 3. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na região serrana do Estado do Rio de Janeiro nas imediações da cidade de Sumidouro (figura 1). Partindo da Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, o acesso à área de estudo se dá através da BR-116 (figura 2), passando pelos municípios de Magé, Guapimirim e Teresópolis. Para o acesso aos afloramentos foram utilizadas estradas secundárias de terra que muitas vezes não aparecem na carta topográfica devido à escala.



**Figura 1:** Mapa de localização do município de Sumidouro. (fonte: Wikipedia)



#### 4. METODOLOGIA

O estudo que resultou na presente monografia teve início em 2009, a partir de pesquisas bibliográficas sobre a área para coletas de informações que pudessem auxiliar no trabalho.

A segunda etapa consistiu do mapeamento geológico realizado através de cinco saídas de campo, que tiveram início em 2009 e totalizaram 15 dias de campo. No mapeamento foi utilizada a carta topográfica Duas Barras (SF-23-Z-B-II-2 MI), elaborada pelo IBGE em escala de 1:50.000. Durante esta etapa foram reconhecidos 134 pontos (anexo 1). Para a obtenção das coordenadas geográficas destes pontos foi utilizado um aparelho GPS da marca Garmin, modelo GPS 12, configurado para o *datun* Córrego Alegre. De posse das coordenadas, foi possível a plotagem dos pontos na carta topográfica (anexo 2) seguido de descrição detalhada dos aspectos megascópicos das rochas e sua forma de exposição.

A etapa de laboratório envolveu a descrição petrográfica de 17 lâminas delgadas que foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia-UFRJ, a partir de amostras que apresentavam pouca ou nenhuma alteração, coletadas na etapa de mapeamento. Foi observada nessa etapa a mineralogia, a textura, índice de cor e granulação através do microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Zeiss, modelo Axioplan, no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Departamento de Geologia da UFRJ. A composição modal de cada lâmina de rocha ortoderivada descrita foi obtida através de 800 pontos contados por lâmina através de um contador de pontos automático.

Para que fosse possível a execução do estudo geoquímico primeiramente foi necessário selecionar as amostras que não apresentavam alterações. Após a seleção

dessas amostras, estas foram preparadas no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia da UFRJ. As amostras foram lavadas e depois de secas, levadas ao

britador de mandíbula (figura 3) para que fossem britadas. Essas britas foram novamente lavadas e depois submetidas a uma triagem onde foram retiradas todas as frações onde houvesse algum tipo de alteração. Após esse procedimento, as partes selecionadas foram quarteadas em um quarteador apropriado (figura 4). Depois de quarteadas, metade das amostras foi guardada, enquanto que a outra metade foi posta em uma peneira de tungstênio Siebtechnik (figura 5) para que fosse moída durante 1,5 minutos e com isso atingisse frações menores que 200 *mesh*.

A análise química se deu por método de espectrometria por fluorescência de raios-X e foi realizada no Laboratório de Fluorescência de Raios-X no Departamento de Geologia da UFRJ, a partir de um espectrômetro Phillips PW2400 que visou determinar a concentração de óxidos de elementos maiores e menores e elementos traços em ppm. A determinação da concentração de ETR foi feita através de método de ICP-MS e foi realizada no Acme Analytical Laboratories Ltda., no Canadá. Os dados obtidos nessas análises foram usados no aplicativo Geochemical Data Toolkit (GCDKit), versão 2.3 para sistema Windows. Com isso, foram produzidos os diagramas geoquímicos para rochas plutônicas, que foram posteriormente interpretados visando a classificação das rochas, obtenção de série magmática, possível processo evolutivo e provável ambiente tectônico.

A etapa de escritório conta com a compilação de todas as informações obtidas em fases anteriores para a produção deste trabalho. Isto inclui o mapa geológico, que foi

superposto ao mapa-base utilizando o *software* CorelDRAW® versão X3, e a presente monografia.



**Figura 3:** Britador de mandíbulas



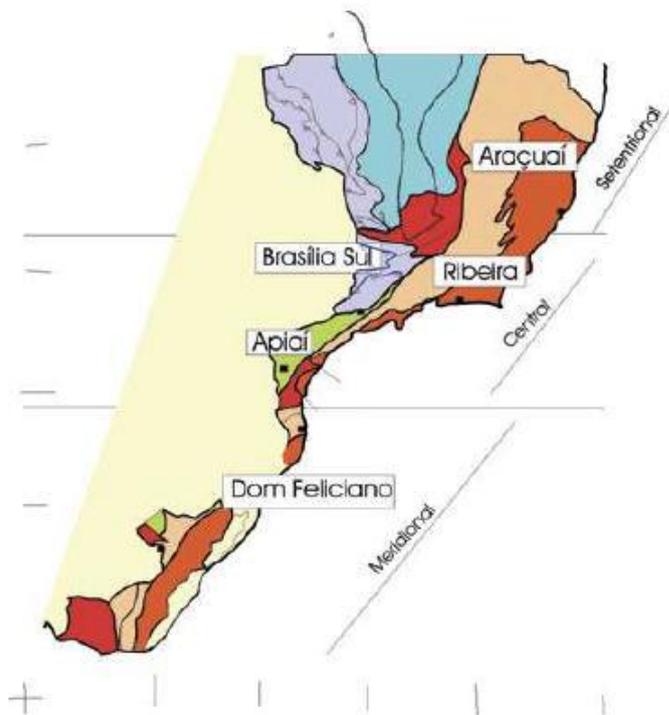
**Figura 4:** Quarteador



**Figura 5:** Moinho de panela de tungstênio

## 5. GEOLOGIA REGIONAL

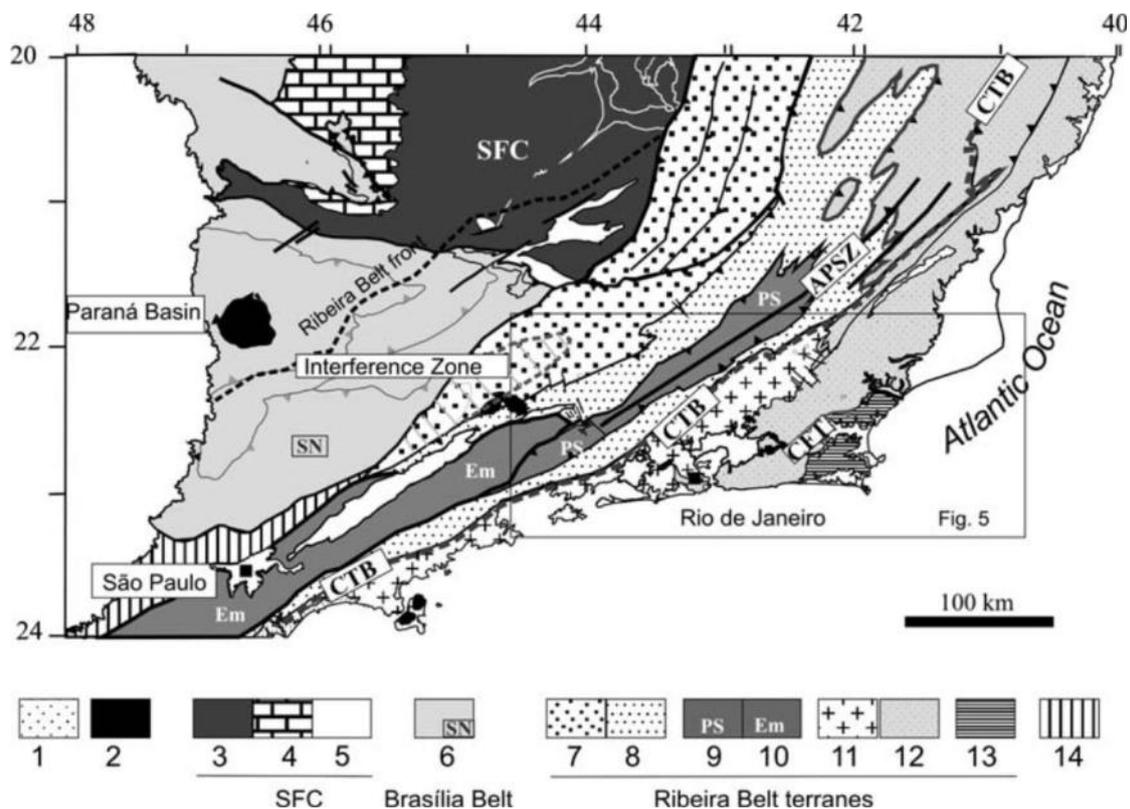
A região serrana do estado do Rio de Janeiro é constituída por maciços de rochas gnáissicas e graníticas que estão inseridas no segmento central da Faixa Ribeira, Província da Mantiqueira. A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico Neoproterozoico situado no sul e sudeste do Brasil. Ela está em contato com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná e pode ser subdividida nas Faixas Araçuaí, Ribeira, zona de transição Ribeira-Brasília, Apiaí e Dom Feliciano (Fig.6). A Província Mantiqueira desenvolveu-se durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana a qual resultou na amalgamação do Paleocôntinente Gondwana Ocidental. Assim a Faixa Ribeira representa a raiz de um orógeno colisional que se desenvolveu durante o Ciclo Brasileiro, na margem do Cráton do São Francisco (Heilbron, 1995).



**Figura 6** – Subdivisão tectônica da Província Mantiqueira, composta pelas Faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília-Sul, Apiaí e Dom Feliciano. Extraído de Heilbron *et al.* (2004).

A Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 1973) compõe a porção central da Província Mantiqueira e é um cinturão orogênico localizado no litoral sudeste brasileiro, com comprimento de aproximadamente 1400 km com direção NE – SW e largura de 300 km. Sua gênese está relacionada à convergência dos crátons do São Francisco, Congo e uma terceira zona cratônica inferida que estaria soterrada por sequência paleozóicas da Bacia do Paraná (Trouw *et al.*, 2000).

Segundo Heilbron & Machado (2003), a área de estudo deste trabalho faz parte do Terreno Oriental da Faixa Ribeira, que dividem o segmento central da Faixa Ribeira em quatro terrenos tectono-estratigráficos (Howell, 1995) imbricados para NW/W, em direção ao Craton do São Francisco, durante as várias etapas de convergência brasileiras. São elas: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, Terreno Cabo Frio e Klippe Paraíba do Sul (figura 7). Os três primeiros foram amalgamados entre 605 e 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003), enquanto que o último foi tardiamente colado ao orógeno, já no Cambriano (Schmitt *et al.*, 2004).



**Figura 7:** Mapa tectônico do segmento central da Faixa Ribeira e zona de interferência com a Faixa Brasília (retirado de Heilbron *et al.*, 2008). 1. Cobertura fanerozóica; 2. Plútons alcalinos do Cretáceo Superior; 3-5, Cráton do São Francisco: 3, Embasamento do Paleoproterozóico – Arqueano; 4, Cobertura Cratônica; 5. Rochas metassedimentares mesoproterozóicas a neoproterozóicas do Domínio Autóctone; 6. Faixa Brasília, estrutura com vergência para leste, *ca.* 640-610Ma, incluindo a *Nappe Socorro* (SN); 7-13, terrenos da Faixa Brasília; 7. Domínios Andrelândia e 8. Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 9. Terreno Paraíba do Sul; 10. Terreno Embu; 11. Arco Magmático Neoproterozóico; 12. Sucessões metassedimentares neoproterozóicas do Terreno Oriental; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Apiaí. CTB. “Limite Tectônico Central”; CFT. “Empurrão Cabo Frio”; APSZ. “Zona de Cisalhamento Além Paraíba”.

O Terreno Ocidental compreende os domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, separados por grandes zonas de cisalhamento. O Domínio Autóctone é a extensão do Cráton do São Francisco e é composto por gnaisses arqueanos-paleoproterozóicos, recobertos por seqüências supracrustais proterozóicas (São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia). Os domínios Andrelândia e Juiz de Fora são compostos por gnaisses paleoproterozóicos sobrepostos por seqüências metassedimentares (Heilbron & Machado, 2003).

O Terreno Ocidental é considerado como a margem passiva retrabalhada do Paleocontinente São Francisco (Heilbron *et al.*, 2008) e pode ser subdividido nos domínios autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora (Heilbron & Machado, 2003). Esse terreno registra todos os efeitos dos episódios colisionais relacionados à amalgamação do Gondwana.

O embasamento pode ser dividido em duas unidades. A primeira, Complexo Mantiqueira, é composta por ortognaisses paleoproterozóicos associada anfibolitos, migmatitos e granulitos, enquanto que a segunda, Complexo Juiz de Fora, é caracterizada por ortogranulitos paleoproterozóicos de diversas composições (Heilbron *et al.*, 2008).

A margem passiva, chamada de Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000) é predominantemente uma sucessão siliciclástica. Essa sucessão pode ser dividida em duas partes por uma discordância. A sequência basal é constituída de paragnaisses, quartzitos e mica-xistos contendo lentes máficas e ultramáficas. A interpretação paleoambiental dessa sucessão é de que ocorra uma gradação de depósitos de plataforma na base para turbiditos marinhos profundos no topo (Heilbron *et al.*, 2008). A idade U-Pb do zircão detrítico mais novo, de aproximadamente 900 Ma, é considerada como melhor estimativa de idade deposicional para a Megassequência Andrelândia (Valeriano *et al.*, 2004).

A *Klippe* Paraíba do Sul é um sinformal sobreposto ao Domínio Juiz de Fora (Heilbron & Machado, 2003) e é composto por duas associações litológicas: um representado por hornblenda-ortognaisses paleoproterozóicos e outro composto por uma sequência metassedimentar siliciclástica com mármores dolomíticos e lentes calcissilicáticas (Heilbron *et al.*, 2008), ambos em fácies anfibolito média (Heilbron & Machado, 2003). Esses gnaisses do embasamento são datados de 2.13 - 2.19 Ga,

geradas na Orogênese Transamazônica, e contém componentes arqueanos mais velhos que 2.85 – 2.98 Ga que foram reativados pela Orogênese Brasileira (Machado *et al.*, 1996).

Indicadores cinemáticos desse terreno sugerem que ele foi acrescido lateralmente contra o Terreno Ocidental e dados cronológicos sugerem período de maior atividade tectônica e magmatismo colisional entre 605-570 Ma (Janasi & Ulbrich, 1991; Machado *et al.*, 1996; Janasi *et al.*, 2003; Mendes *et al.*, 2006).

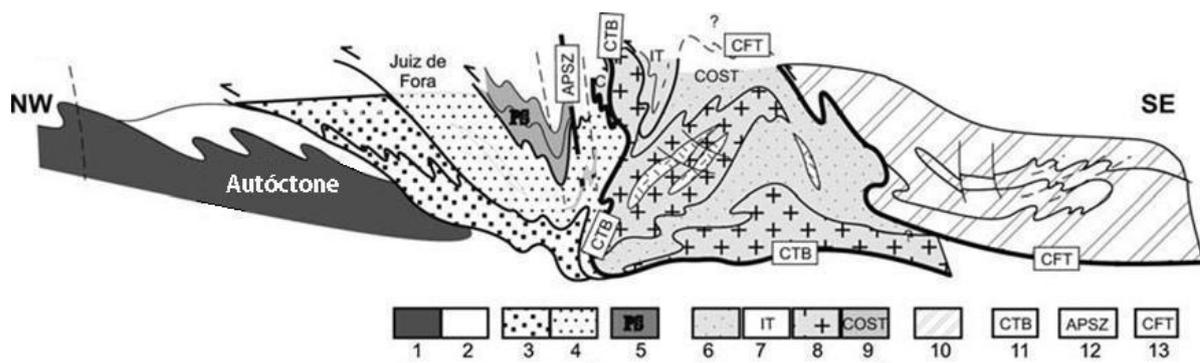
O Terreno Oriental é subdividido em três domínios (Heilbron & Machado, 2003). Da base para o topo, eles são: o Cambuci, Costeiro e Italva (Fig. 6). Segundo Heilbron *et al.* (2008), esse terreno foi acrescido entre cerca de 580-550 Ma.

O Domínio Cambuci apresenta rochas de embasamento e uma sequência supracrustal. O embasamento é caracterizado por granada-hornblenda-biotita-tonalitos, charnockitos, dioritos, leucogranitos e granitos porfiríticos, pertencentes ao Complexo Magmático Serra da Bolívia-São Primo (Heilbron & Machado, 2003). Sillimanita-granada-biotita gnaisses (kinzigitos) muito deformados com lentes de mármore portadores de olivina e rochas calcissilicáticas fazem parte da sequência supracrustal, com protólitos interpretados como de depósitos de *fore arc* (Heilbron *et al.*, 2008; Heilbron & Machado, 2003).

O Domínio Costeiro é representado por um cenário de arco magmático. As principais associações do domínio são associações metassedimentares intrudidas por rochas do arco magmático Rio Negro (Heilbron & Machado, 2003). As rochas metassedimentares associadas são caracterizadas por gnaisses bandados com sillimanita, cordierita e granada (Pires & Heilbron, 1986). O arco magmático é representado por rochas do ortognaisse Rio Negro (630 Ma), magmatismo calci-alcálico, marcados pelos

Batólitos Serra dos Órgãos e Facoidal (580-550 Ma), e intrusões de granitóides pós-colisionais (540-480) (Heilbron & Machado, 2003). Dados geoquímicos e isotópicos sugerem dois pulsos diferentes para a geração desses corpos, um há cerca de 790 Ma e outro há 635-620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

O Domínio Italva é representado por uma sucessão metassedimentar de baixo grau rico em carbonatos plataformais intercalados com anfibolitos bandados, interpretados como sendo formados em margem passiva ou *back arc* (Heilbron *et al.*, 2008). Esse domínio possui idade deposicional de cerca de 840 Ma (Heilbron & Machado, 2003).



**Figura 8:** Seção Geológica do segmento central da Faixa Ribeira. 1 – Embasamento; 2 – Cobertura do Domínio Autóctone; 3 – Domínio Andrelândia do Terreno Ocidental; 4 – Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 5 – Terreno Paraíba do Sul; (6-9) – Terreno Oriental; 6 – Domínio Cambuci; 7 – Domínio Italva; 8 – Arco magmático Rio Negro do Domínio Costeiro; 9 – Sucessões metassedimentares do Domínio Costeiro; 10 – Terreno Cabo Frio; 11 – Limite Tectônico Central (CTB); 12 – Zona de cisalhamento Além Paraíba; 13 – Empurrão Cabo Frio. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).

Os Terrenos Ocidental e Oriental são separados pelo *Central Tectonic Boundary* (CTB) definido por Almeida *et al.* (1998) e Almeida (2000). O CTB é uma zona de cisalhamento dobrada que apresentada uma complexa evolução em condições de alta temperatura (figura 8).

A construção da Faixa Ribeira está relacionada ao fechamento do oceano Adamastor, durante os estágios colisionais denominados de II e III (Heilbron *et al.*, 2004).

A convergência entre o Terreno Oriental e o Cráton do São Francisco levou à subducção da crosta oceânica, que separava estas duas áreas continentais, para leste, o que resultou na formação de um ou mais arcos magmáticos, hoje designado como Arco Rio Negro. Dados isotópicos sugerem pelo menos dois pulsos na formação deste arco, um primeiro a 790 Ma e o segundo entre 640-620 Ma, que pode ter se estendido até 590 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004).

A etapa de colisão continental (Colisão II, ca. 580 Ma), caracterizada como uma colisão do tipo arco cordilheirano, durante o amalgamento do Super Continente Gondwana e o principal período da atividade orogênica na faixa Ribeira ocorreu entre 670-480 Ma (Trouw *et al.*, 2000).

O Estágio Colisional III, também conhecido como Orogênese Búzios, é o evento tectono-metamórfico mais recente conhecido na Faixa Ribeira. Este é o resultado da colisão e, conseqüentemente o amalgamento, entre o Terreno Cabo Frio e o Orógeno Ribeira, entre 525 e 495 Ma (Schimitt *et al.*, 2004).

Após os períodos colisionais, na fase final, houve a transição do sistema para um regime tectônico extensional, marcado pela ocorrência de granitóides, interpretado como o colapso do orógeno (Heilbron & Machado, 2003). Esses granitóides são geralmente calci-alcalinos e circulares, com freqüente associação a corpos básicos, gerando mistura de magmas (Heilbron *et al.*, 2004).

## 6. RESULTADOS

### 6.1 MAPEAMENTO

Durante as pesquisas de campo foram feitas algumas delimitações de contato entre as litologias aflorantes na região, que são: ortognaisse e leucogranito do Batólito Serra dos Órgãos, ortognaisse e leucognaisse do Complexo Rio Negro, paragnaisse e diques de diabásio. O objetivo das campanhas de mapeamento para o presente trabalho foi a delimitação do Batólito Serra dos Órgãos (BSO). A maioria dos contatos do mapa geológico (anexo 2) foram inferidos através de densidade de pontos, feições geomorfológicas ou características do solo.

### 6.2 UNIDADES DE MAPEAMENTO

#### 6.2.1 DIQUES DE DIABÁSIO

Na região mapeada há ocorrência de diques de diabásio intrudidos nas demais unidades litológicas. Esses diques têm sua gênese ligada à abertura do Atlântico Sul e datam do Cretáceo. Eles ocorrem por uma grande extensão e são identificados localmente através de blocos de diabásio (figura 9), algumas vezes *in situ*, que apresentam esfoliação esferoidal, e pelo solo arroxeadado encontrado próximo aos locais de ocorrência.

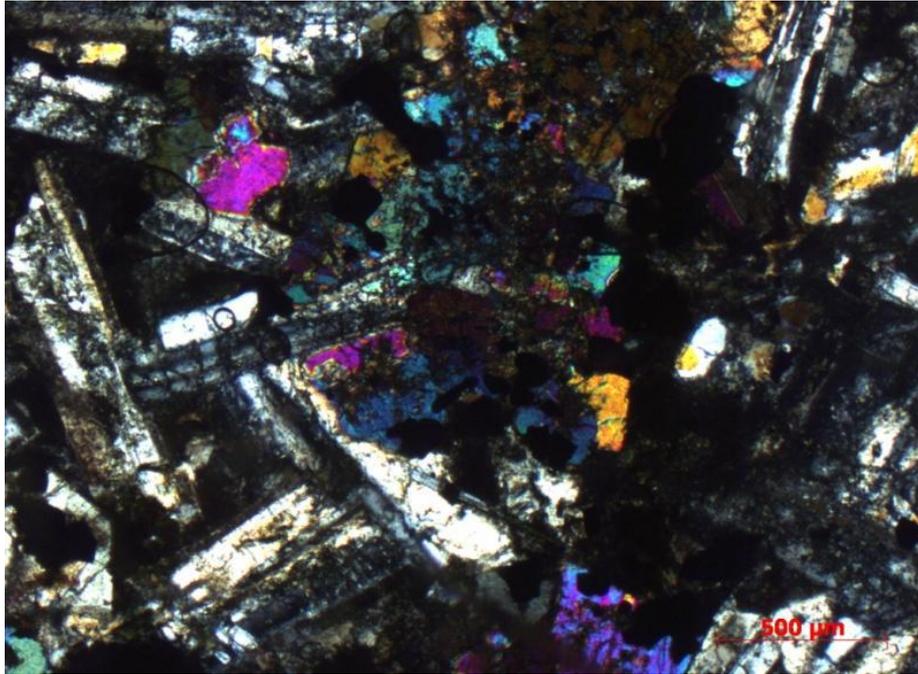
Através dos pontos de ocorrência dessa rocha, estima-se provável direção NE-SW para os diques presentes na área. Os diabásios encontrados são holocristalinos, de mesocráticos a melanocráticos e apresentam textura sub-oftica (figura 10) a

intergranular gabróica. Em determinado ponto é possível observar megascópicamente amígdalas preenchidas por clorita.

A granulação da rocha varia entre fina e média (figura 11) e é composicionalmente formada por plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, olivina, titanita, epidoto, clorita e minerais opacos.



**Figura 9:** bloco de diabásio



**Figura 10:** Fotomicrografia de diabásio com textura ofítica a sub-ofítica



**Figura 11:** diabásio de granulação média

## 6.2.2 PARAGNAISSE

Na região afloram, na forma de lajedos em encostas, pequenas porções de paragnaisse. Trata-se de biotita-muscovita gnaisse que apresenta cristais milimétricos de granada granular e de porfiroblastos amendoados de feldspato. Esse paragnaisse apresenta, além de orientação bem marcada dada pelos filossilicatos e porfiroblastos, crenulação e superfície de cisalhamento no contato com o leucognaisse, observada em afloramento.

## 6.2.3 COMPLEXO RIO NEGRO (CRN)

Trata-se de uma unidade caracterizada por ortognaisses migmatíticos que ora ocorrem como hornblenda-biotita gnaisse, ora como biotita gnaisse. São rochas que variam de leucocráticas à mesocráticas e possuem orientação bem marcada por minerais máficos (figura 11). Nessas rochas também são observados bandamentos formados por leucossomas, mesossomas e melanossomas (figura 12) e ainda dobras pitigmáticas (figura 13). As rochas do CRN são constituídas basicamente por quartzo, k-feldspato (microclina), plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita, epidoto, opacos e allanita que variam de subédricos a anédricos (figura 15). Possuem textura inequigranular seriada a porfirítica e sua granulação varia de fina a média.



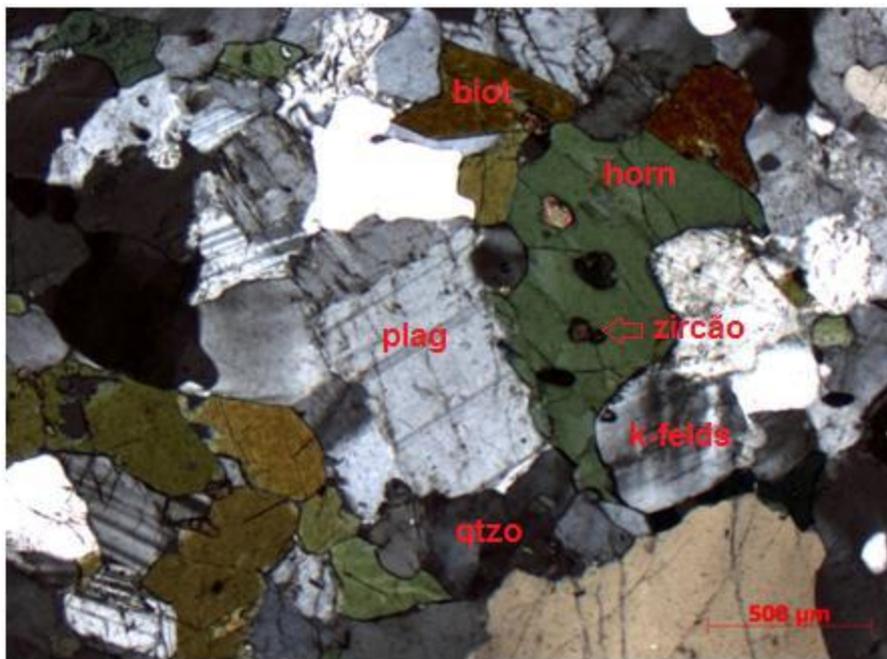
**Figura 12:** magnetitas ocorrentes nos leucossomas dos ortognaisses



**Figura 13:** Leucossoma em rocha do CRN



**Figura 14:** aglomerado de minerais máficos



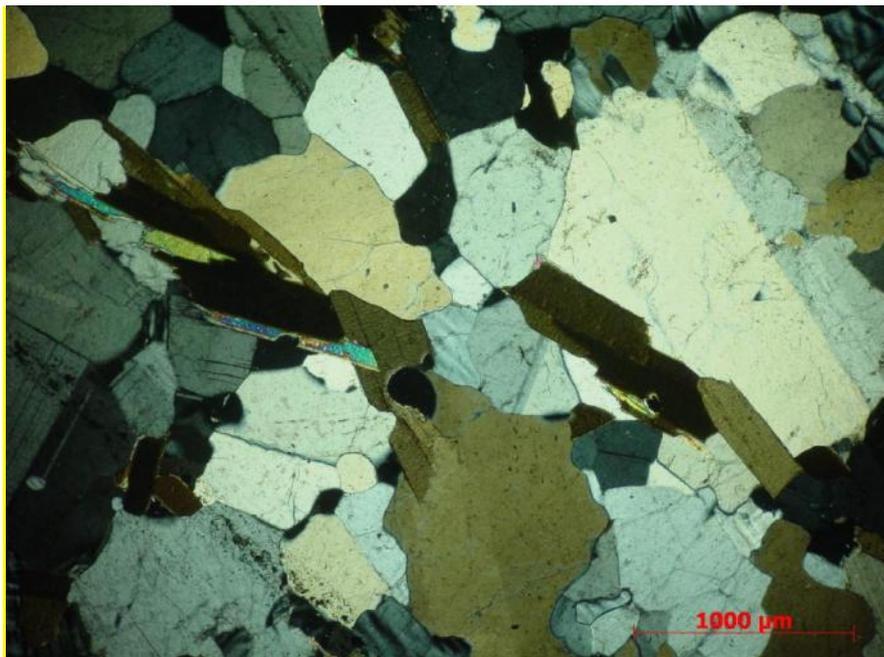
**Figura 15:** mineralogia do CRN

#### 6.2.4 LEUCOGNAISSE

Na área mapeada afloram leucognaisses na forma de lajedo e blocos in situ. Dependendo do seu índice de cor, essas rochas félsicas ora ocorrem com orientação sutil (figura 16), ora com orientação bem marcada por lamelas de biotita, desenvolvendo feição penetrativa que permite associá-las com os ortognaisses migmatíticos do CRN. Por ter ocorrência pontual na área de trabalho, não foi possível separar uma região de predominância para esta unidade, e assim ela encontra-se dentro do domínio Leucogranitos e Leucognaisses no mapa geológico desta monografia (anexo2). Localmente ocorrem veios pegmatóides com anfibólio e em algumas porções ocorrem enclaves máficos estirados. Mineralogicamente a rocha é formada por quartzo, K-feldspato (microclina), plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita, minerais opacos, allanita, apatita, rutilo, zircão e epidoto que variam de anédricos a subédricos. A granulação varia de fina a média em textura equigranular ou inequigranular porfirítica (figura 16).



**Figura 16:** orientação sutil de minerais máficos no leucognaisse



**Figura 17:** Fotomicrografia do leucognaisse

## 6.2.5 BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS (BSO): ORTOGNAISSE E LEUCOGRANITO

As rochas desta unidade afloram na forma de lajedos, cachoeiras, drenagens e blocos nas encostas dos morros, com aspecto variando desde frescas, com seus minerais preservando seu brilho, até aquelas bem alteradas, onde a maior parte dos feldspatos encontra-se transformado para minerais de argila. Os solos originados por essas rochas possuem coloração que varia de esbranquiçada a alaranjada, esta última em decorrência da alteração de grande quantidade de magnetita. A unidade Batólito Serra dos Órgãos corresponde a corpos graníticos a granodioríticos variavelmente deformados (possuem estrutura isotrópica a foliada), intrusivos no ortognaisse do CRN (figuras 17 e 18) e no paragnaisse, mostrando, portanto feições próprias de rochas *tardi* a pós-tectônicas. Onde se apresenta foliado, o ortognaisse BSO possui orientação NE-SW, com atitudes variando de 30° a 55°. Na área estudada as rochas variam entre ortognaises leucocráticos e leucogranito. Observa-se que nos pontos próximos ao contato com rochas da unidade Complexo Rio Negro há maior ocorrência de ortognaises.

Em alguns pontos de contato entre as rochas do CRN e do BSO é possível observar o contato brusco entre as duas unidades e a ocorrência de xenólitos do CRN no BSO. Também é observada estrutura migmatítica gerada por injeção de magma granítico do Batólito Serra dos Órgãos ao longo da foliação gnáissica do Complexo Rio Negro (figura 19). São frequentes a presença de veios aplíticos decimétricos cortando aleatoriamente o ortognaisse BSO; raramente ocorre dique granítico intrusivo nessa rocha.

O leucogranito é uma rocha de granulação fina a média que apresenta biotita como mineral máfico principal e magnetita disseminada nas amostras estudadas, mas hornblenda também ocorre pontualmente. No mapa geológico (anexo 2), este litotipo está representado pela unidade Leucogranitos e Leucognaises, mas sua ocorrência é bem mais significativa que o litotipo leucognaisse. Está invariavelmente associado ao ortognaisse BSO, sugerindo que sua origem pode estar ligada à evolução do magma que gerou esse litotipo. Também em associação com o ortognaisse BSO foi identificado e estudado ao microscópio um álcali-granito rosa (figura 20), hololeucocrático e de granulação grossa (pontos SU-33 e SU-50), considerado nesta monografia como pertencente à unidade Leucogranito do BSO.



**Figura 18:** Contato brusco entre rochas da unidade BSO e da unidade CRN



**Figura 19:** Xenólito de rocha do CRN em rocha do BSO



**Figura 20:** Estrutura migmatítica gerada por injeção de magma granítico do BSO ao longo da foliação gnáissica do CRN



**Figura 21:** álcali-granito rosa, hololeucocrático e de granulação grossa

#### 6.2.5.1 ORTOGNAISSE DO BSO

Nos aspectos observados em campo, esta rocha é identificada como um granito gnáissico de coloração clara, leucocrático e de granulação que varia de média a grossa. Na porção de granulação média a rocha apresenta sutil orientação de minerais, enquanto na mais grossa há uma foliação descontínua marcada por orientação de biotita e também ocorrência de veios pegmatíticos que variam entre 5 e 10 cm de espessura.

A rocha é composta predominantemente por quartzo, feldspato, biotita, granada e magnetita. O quartzo ocorre em grande quantidade e alguns grãos de feldspato encontram-se epidotizados.

##### 6.2.5.1.1 PETROGRAFIA

Em análise de lâmina delgada, a rocha é leucocrática com índice de cor que varia entre 10 e 8%. Apresenta textura inequigranular hipidiomórfica e orientação dos cristais de biotita. A mineralogia essencial é composta por quartzo, microclina, plagioclásio (An30) e biotita. Os minerais acessórios são hornblenda, apatita, zircão, allanita, granada, titanita, minerais opacos (magnetita). Os secundários são muscovita, epidoto, clorita, sericita e calcita.

O quartzo é anédrico, com tamanho variando de 0,5 a 4 mm. Possui inclusões de biotita, zircão e opacos. Muitos grãos de quartzo apresentam forte extinção ondulante e também bordas de reação no contato com microclina.

Os cristais de plagioclásio foram identificados através da geminação polissintética. São cristais subédricos que apresentam inclusão de apatita, quartzo e

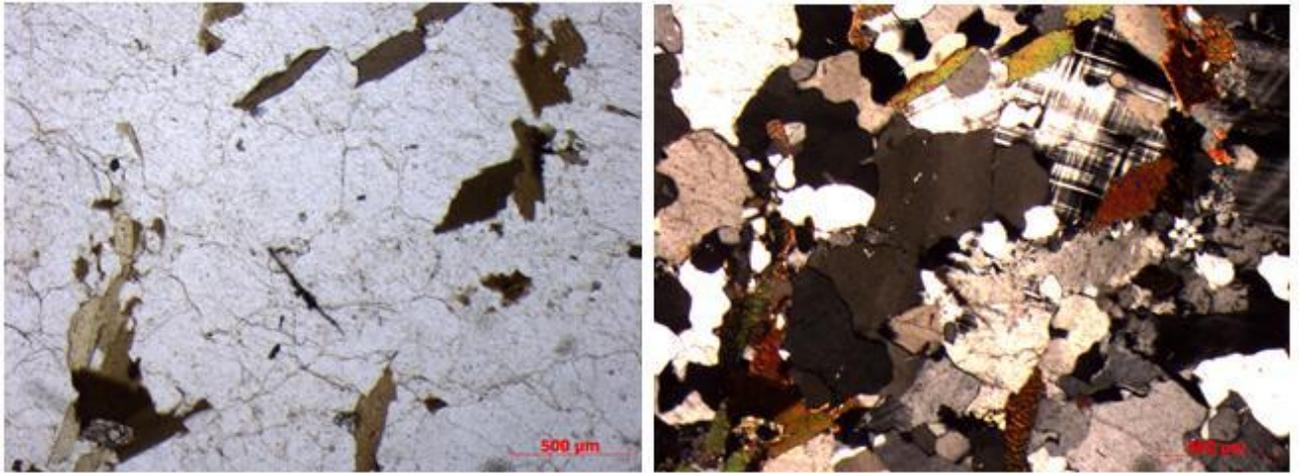
biotita. Em alguns pontos, há alteração para epidoto, calcita e muscovita. Ocorrem ainda lamelas de intercrescimento anti-peritítico e borda de reação no contato entre os grãos de plagioclásio e microclina.

A microclina foi identificada através da geminação tartan. Os cristais são subédricos e de tamanho entre 0,7 e 4 mm. Possuem inclusão de biotita, quartzo, apatita e também presença de intercrescimento peritítico. Em alguns grãos a microclina encontra-se alterada para muscovita.

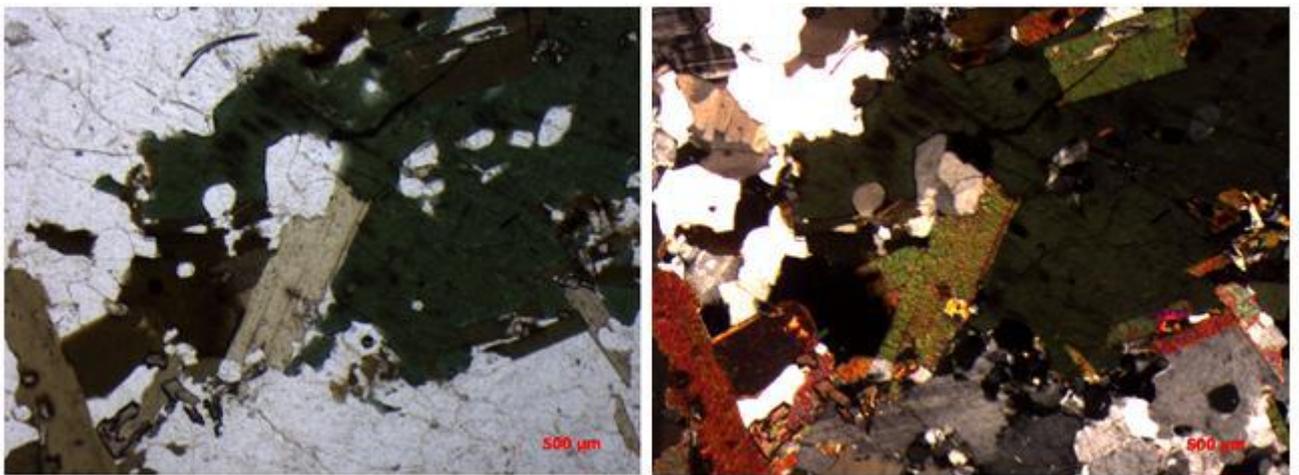
A biotita ocorre em cristais que variam de subédricos a euédricos, sendo alongados, com hábito micáceo e variam de tamanho entre 0,3 a 1,8 mm. Ocorre na forma de aglomerados monominerálicos ou junto a outros minerais máficos, possuindo inclusões de zircão e minerais opacos. Em alguns casos pode estar alterada para muscovita ou clorita.

A hornblenda está presente em dois tipos, as de pleocroísmo acastanhado e as de pleocroísmo verde-azulado. Esse mineral está disposto na forma de aglomerados máficos ou como cristais isolados. São anédricos, alongados, seguem orientação da biotita e sua dimensão variam de 1 a 3,5 mm.

A titanita é subédrica, ocorre em agregados máficos com dimensões que vão de 0,5 a 1 mm. O zircão ocorre na forma de diminutos cristais euédricos alojados principalmente nas bordas da biotita. Epidoto ocorre também associado à allanita, além de ser produto de alteração do plagioclásio. Os minerais opacos apresentam principalmente formas octaédricas, o que os caracteriza como prováveis magnetitas.



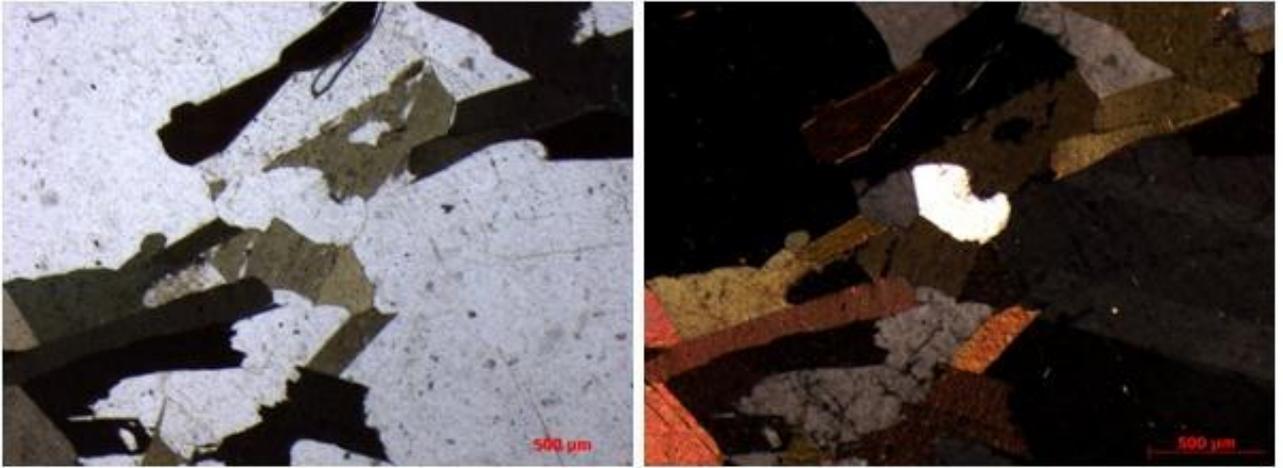
**Figura 22:** Textura do ortogneisse BSO observado por nicóis descruzados (à esquerda) e cruzados (à direita)



**Figura 23:** Aglomerado de minerais máficos observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)



**Figura 24:** Epidoto associado à allanita observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)



**Figura 25:** Orientação preferencial de biotita e minerais máficos observada a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)

#### 6.2.5.2 LEUCOGRANITO DO BSO

Quanto aos aspectos de campo essa rocha aflora principalmente em lajedos e encostas e são comuns blocos de dimensão variáveis. Trata-se de um granito de coloração que varia de esbranquiçada a rosada, leucocrático, com granulação que vai de fina a grossa (álcali-granito citado acima) e estrutura isotrópica predominante. A rocha é composta por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, magnetita milimétrica e minúsculos cristais de granada e hornblenda.

##### 6.2.5.2.1 PETROGRAFIA

Em análise de lâmina delgada, a rocha é leucocrática com índice de cor que varia entre 3 e 8%. O leucogranito apresenta textura holocristalina equigranular a inequigranular hipidiomórfica, sem orientação de minerais. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, microclina e quartzo. Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão, granada, allanita, hornblenda e minerais opacos. Os de origem secundária são muscovita, sericita e clorita.

O quartzo é anédrico, sua dimensão varia de grãos submilimétricos até 9 mm. Possui inclusões de biotita, microclina e zircão. É possível observar uma leve extinção ondulante em alguns grãos de quartzo e borda de reação deste mineral quando em contato com microclina.

A microclina, que foi identificada através de geminação tartan, contém inclusões de apatita, zircão, biotita e quartzo. São grãos subédricos e suas dimensões variam entre 0,5 e 3 mm. Esse mineral apresenta pontos de alteração para sericita e muscovita como

preenchimento de fratura intragranular. Também é possível observar intercrescimento pertítico em alguns cristais.

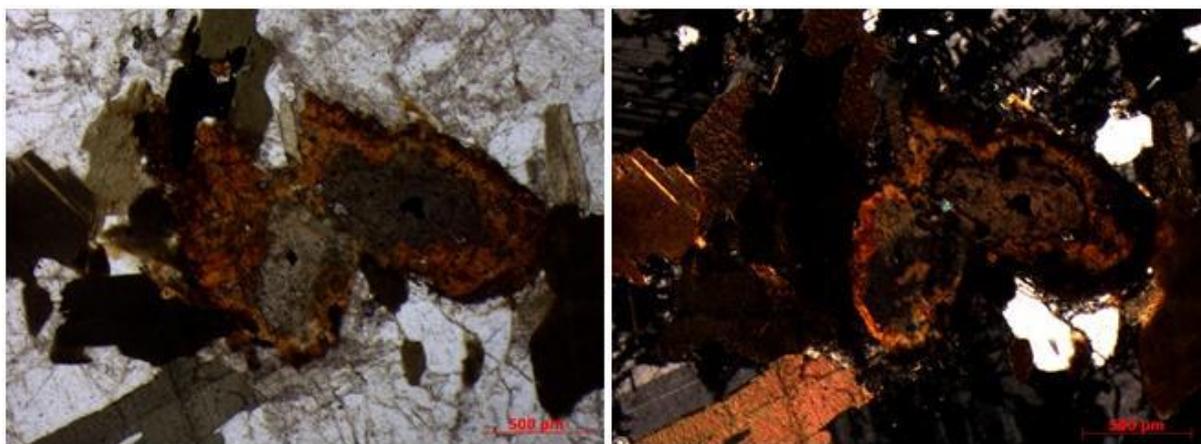
O plagioclásio da rocha é subédrico e suas dimensões variam entre 0,5 e 3 mm. Neste mineral encontram-se inclusos apatita, zircão e biotita. Aparece com borda de reação no contato com microclina, originando mirmequita, e em alguns pontos está alterado para sericita, epidoto e muscovita.

A biotita ocorre na forma de cristais subédricos alongados que tiveram as bordas alteradas para muscovita ou clorita, ou encontram-se totalmente cloritizados. Em algumas lâminas é possível observar uma orientação incipiente deste mineral.

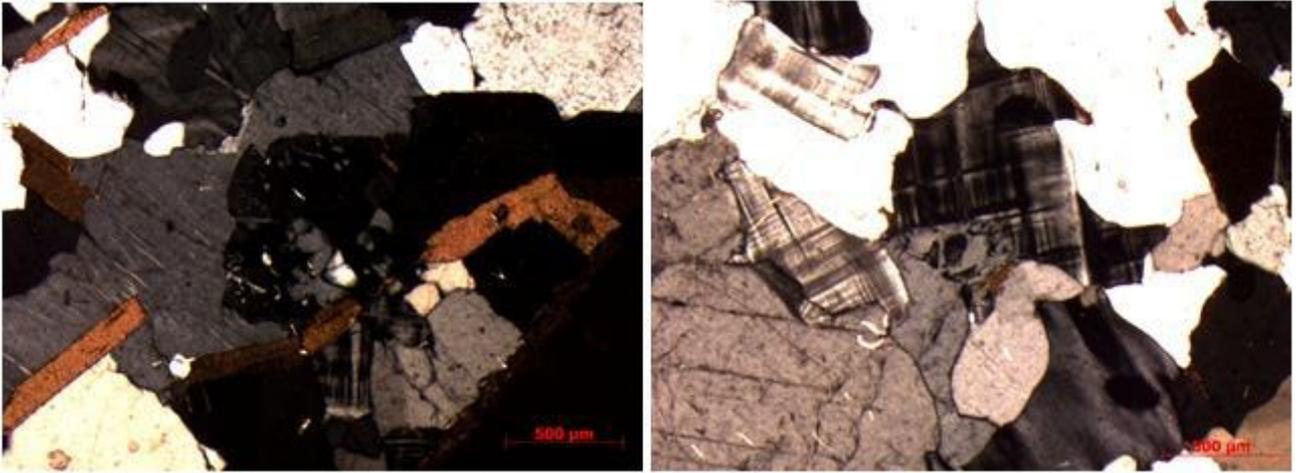
Hornblenda aparece em pequena proporção na rocha, com pleocroísmo verde escuro azulado, levemente alterada e com cristais euédricos de zircão nas bordas.

As granadas são anédricas e tem aproximadamente 1 mm de diâmetro.

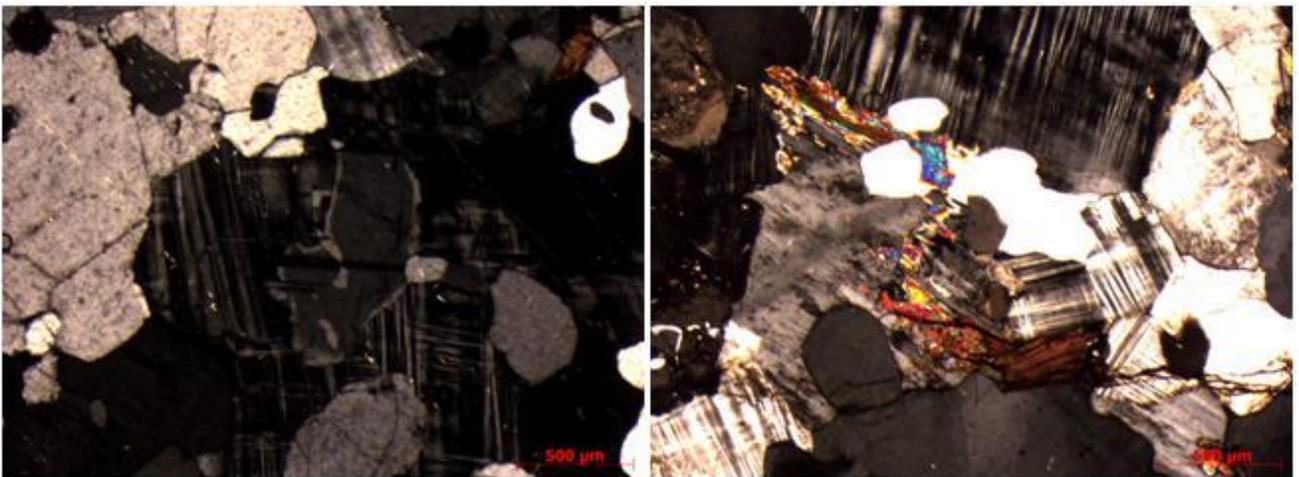
Os minerais opacos que ocorrem na rocha chegam a medir 0,5 mm e são levemente avermelhados. Trata-se, em sua maioria, de magnetita típica das rochas da unidade BSO.



**Figura 26:** Cristal de allanita geminada observado a nicóis descruzados (à esquerda) e nicóis cruzados (à direita)

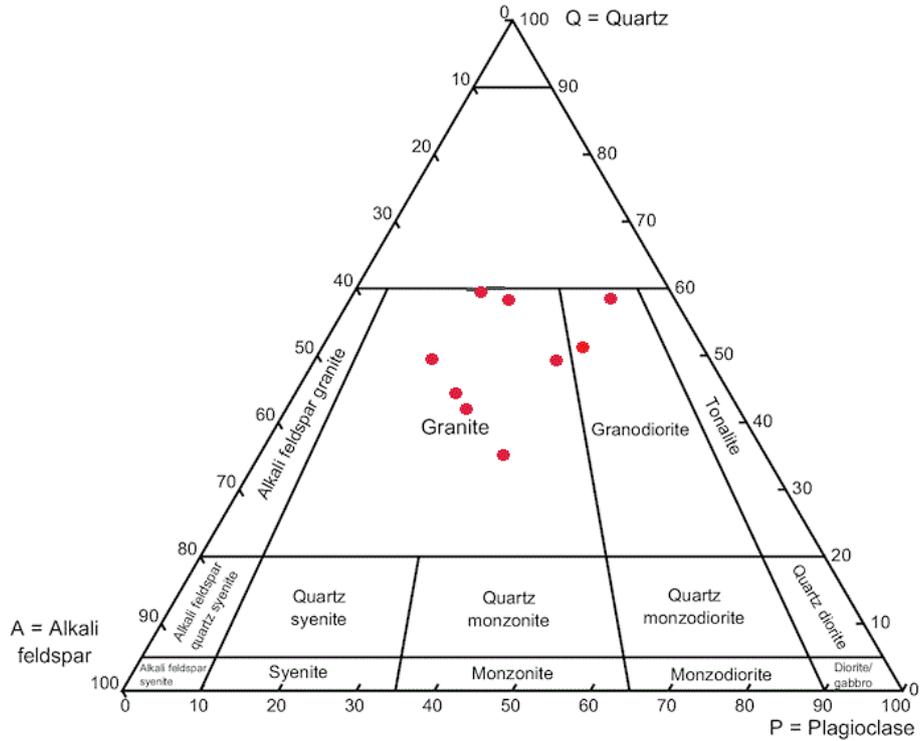


**Figura 27:** ocorrência de textura mimequitica no contato com a microclina



**Figura 28:** Ocorrência de borda de reação no contato do plagioclásio com a microclina e alteração de biotita para muscovita na fotografia à direita.

A figura 27 apresenta o diagrama QAP (Streckeisen, 1974) que mostra a composição predominantemente granítica dessas rochas, enquanto a Tabela 1 traz os dados geoquímicos obtidos.



**Figura 29:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1974), indicando composição granítica a granodiorítica para as amostras do Batólito Serra dos Órgãos

## 7. GEOQUÍMICA

Neste capítulo serão estudadas as características geoquímicas das rochas do Batólito Serra dos Órgãos que afloram na área de estudo. Foram analisados dados de elementos maiores, menores e traço para 11 amostras de rochas do BSO, sendo elas sete de leucogranito e quatro do ortognaisse, ambos de composição que variam entre granítica e granodiorítica. Em oito amostras foram feitas também análises de elementos terras raras (ETR).

As assinaturas geoquímicas do ortognaisse e do leucogranito são bem semelhantes. Os valores de SiO<sub>2</sub> variam entre 77,65% e 69,5 % no ortognaisse e entre 76,47% a 73,31% no leucogranito. Ocorre alto teor de Ba e Zr em ambos litotipos. O Rb ocorre com teor elevado no leucogranito enquanto que o Sr ocorre com teores elevados no ortognaisse.

Tabela 1: Dados quantitativos de análise geoquímica obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos maiores.

	<b>ORTOGNAISSE</b>				<b>LEUCOGRANITO</b>							
	<b>SU33</b>	<b>SU34</b>	<b>SU46</b>	<b>SU47</b>	<b>SU29</b>	<b>SU48</b>	<b>SU49</b>	<b>SU50</b>	<b>SU51</b>	<b>SU114</b>	<b>SU126</b>	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	74,310	67,656	74,078	69,507	70,779	76,919	76,447	76,139	73,878	73,144	75,313	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,185	0,038	0,097	0,465	0,329	0,032	0,049	0,043	0,119	0,260	0,154	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,864	12,658	14,304	14,847	15,228	12,735	13,344	13,406	13,764	14,813	13,460	
<b>FeO</b>	1,090	0,966	1,325	3,919	2,796	1,022	0,955	0,955	1,926	2,227	1,838	
<b>MnO</b>	0,033	0,035	0,035	0,063	0,05	0,026	0,039	0,007	0,038	0,056	0,074	
<b>MgO</b>	0,158	0,029	0,686	0,68	0,49	0	0,00	0,01	0,06	0,46	0,22	
<b>CaO</b>	1,254	0,422	0,832	3,617	3,231	0,554	0,998	0,282	1,060	2,438	1,177	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,310	3,641	4,434	3,641	3,779	3,552	3,906	3,440	3,873	3,5	3,539	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,906	4,227	4,088	2,199	2,641	4,895	4,418	4,825	4,484	3,076	4,055	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,226	0,003	0,011	0,106	0,074	0	0,005	0	0,013	0,066	0,044	

Tabela 2: Dados quantitativos de análise geoquímica obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos menores e traços.

	ORTOGNAISSE				LEUCOGRANITO				
	SU-33	SU-34	SU-46	SU-47	SU-29	SU-48	SU-49	SU-50	SU-51
<b>Ba</b>	0	907	2275	1989	1007	384	517	672	668
<b>Rb</b>	136	38	55	62	124	170	169	164	125
<b>Sr</b>	33	185	300	310	138	0	40	29	91
<b>Zr</b>	46	195	216	166	158	48	83	101	144
<b>Nb</b>	10	17	10	8	13	21	12	12	12
<b>Ni</b>	0	24	0	2	1	0	5	3	4
<b>Co</b>	0	56	7	0	0	0	0	0	0
<b>Zn</b>	80	83	74	62	73	82	65	67	75
<b>Cr</b>	0	25	0	0	0	0	0	0	0
<b>V</b>	30	424	82	73	47	29	32	33	41
<b>Ga</b>	20	20	22	21	20	23	23	22	21

Tabela 3: Dados quantitativos de análise de ETR através do método ICP-MS

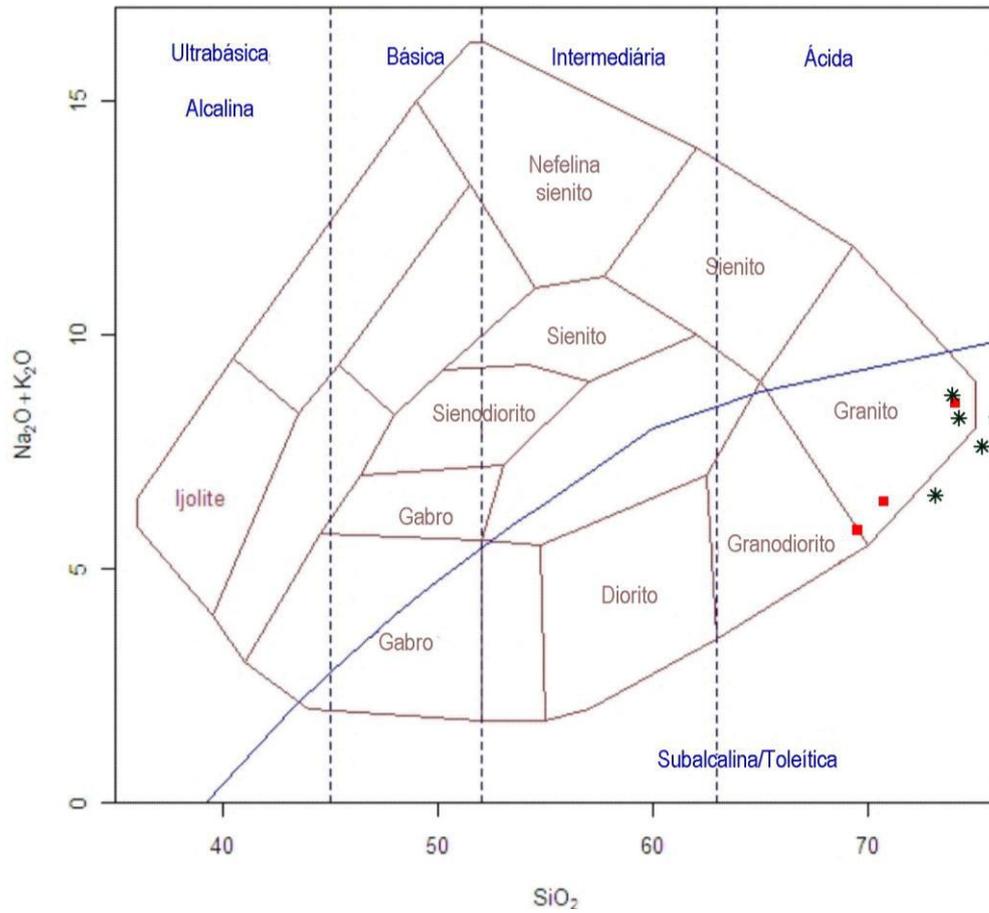
	<b>ORTOGNAISSE</b>			<b>LEUCOGRANITO</b>			
	<b>SU-33</b>	<b>SU-34</b>	<b>SU-46</b>	<b>SU-29</b>	<b>SU-48</b>	<b>SU-49</b>	<b>SU-51</b>
<b>La</b>	5,7	18,2	76,8	25,8	6,9	14,1	20,5
<b>Ce</b>	17,1	44,9	150,3	67,3	17,9	34,8	48,3
<b>Pr</b>	2,57	5,73	16,01	7,16	3,04	4,48	5,73
<b>Nd</b>	12,1	23,6	58,2	28,4	14,7	18,8	22,7
<b>Sm</b>	4,83	5,75	9,5	5,7	6,05	5,55	4,98
<b>Eu</b>	0,27	0,51	2,12	0,69	0,24	0,33	0,62
<b>Gd</b>	6,33	5,82	8,14	5,76	8,07	6,01	4,29
<b>Tb</b>	1,09	0,95	1,31	0,93	1,54	1,07	0,68
<b>Dy</b>	0,18	5,17	7,2	5,81	9,18	5,88	3,76
<b>Ho</b>	1,22	1,1	1,39	1,2	1,82	1,18	0,73
<b>Er</b>	3,46	3,08	3,85	3,61	5,09	3,43	2,07
<b>Tm</b>	0,45	0,46	0,54	0,5	0,8	0,54	0,32
<b>Yb</b>	2,57	2,74	3,11	3,84	4,71	3,43	2,14
<b>Lu</b>	0,38	0,42	0,47	0,56	0,7	0,53	0,34
<b>Y</b>	53	27	38	48	72	59	40

## 7.1 DIAGRAMA TAS

O diagrama TAS é usado para classificação de rochas baseado no teor total de óxidos de sódio e potássio em relação à sílica. Ele é dividido em campos e classifica as rochas vulcânicas como ultrabásicas, básicas, intermediárias, ácidas e entre subalcalinas/toleíticas.

Os dados plotados neste diagrama classificatório (total alcalis:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  x sílica:  $\text{SiO}_2$ ) são obtidos através de análise química das amostras. Esse diagrama não deve ser utilizado em rochas com alto teor de potássio e magnésio, além de rochas que foram intemperizadas ou metamorfasadas, devido à provável remobilização de álcalis que ocorre nesses eventos.

No diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) (figura 28) , as amostras estudadas na presente monografia apresentam como resultado uma distribuição onde os leucogranitos ocorrem todos no campo dos granitos, enquanto que os ortognaisses ocorrem tanto no campo dos granitos, quanto no limite com o campo dos granodioritos. São em totalidade classificados como subalcalinos e de composição ácida.

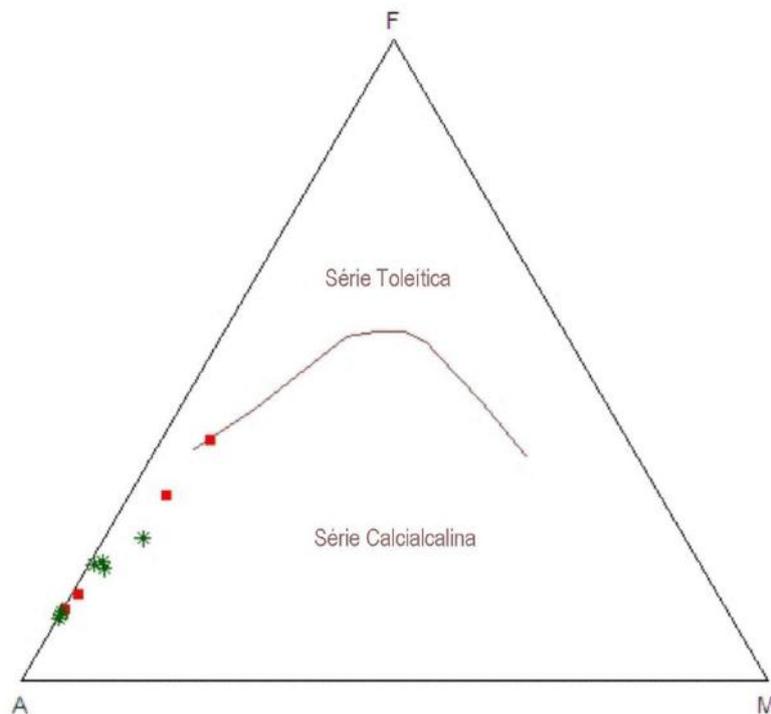


**Figura 30** : Diagrama TAS para rochas plutônicas de Cox *et al.* (1979)

## 7.2 DIAGRAMA AFM

O diagrama AFM (figura 30) é um diagrama ternário onde são plotados os teores de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$  e  $\text{MgO}$  a fim do reconhecimento de um *trend* que diferencie rochas provenientes de séries magmáticas toleíticas e cálcio-alcálicas.

As rochas tanto do ortogneisse, quanto do leucogranito plotam no campo da série cálcio-alcálica bem próximo à linha limite, evidenciando o alto teor de álcalis nas rochas, apontando assim uma evolução para membros finais de enriquecimento em álcalis, particularmente os leucogranitos.

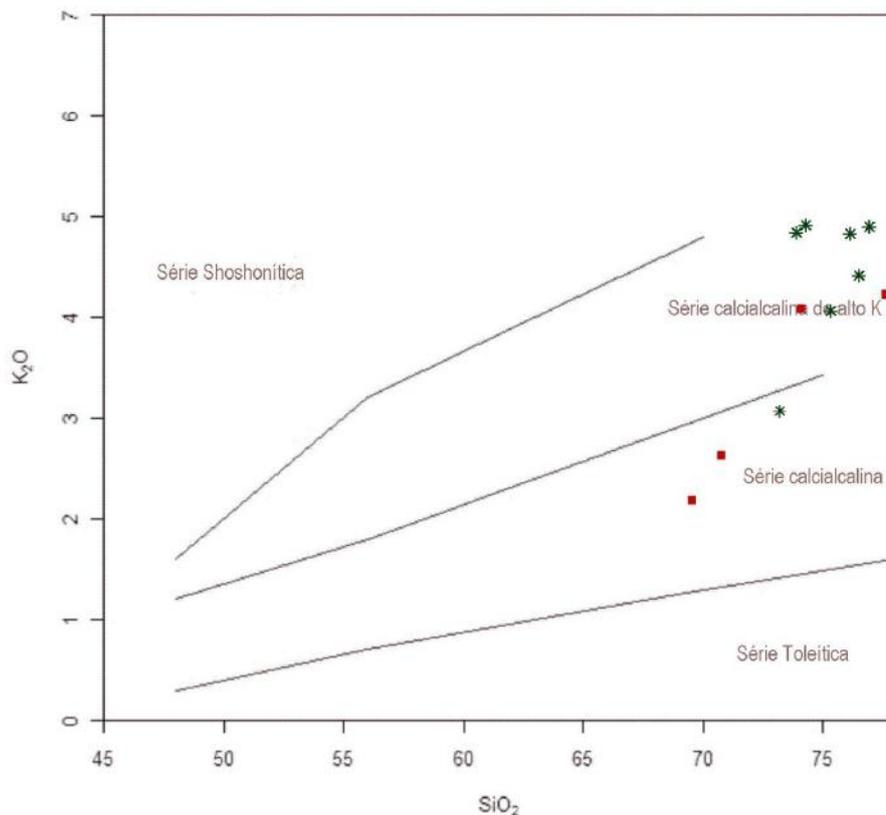


**Figura 31:** Diagrama AFM ( $\text{FeO} - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}$ )

### 7.3 DIAGRAMA $\text{SiO}_2$ X $\text{K}_2\text{O}$

O diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) (figura 31) é utilizado no intuito de separar séries magmáticas K segundo os teores de álcalis das amostras.

Os ortognaisses e leucogranitos do BSO ocorrem em sua maioria no campo da série calcialcalina de alto K, no entanto, duas amostras de ortognaisse e uma de leucogranito são classificadas nesse diagrama como representantes da série calcialcalina. Também fica evidente neste diagrama a separação de um grupo de amostras de leucogranito de maior teor de álcalis.



**Figura 32:** Diagrama  $\text{SiO}_2$  x  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerillo e Taylor 1976.

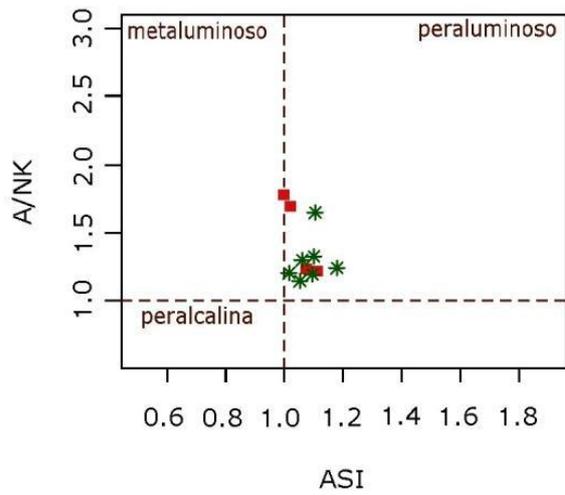
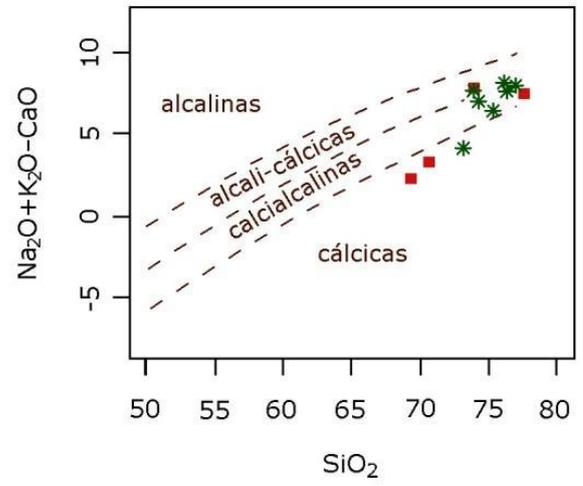
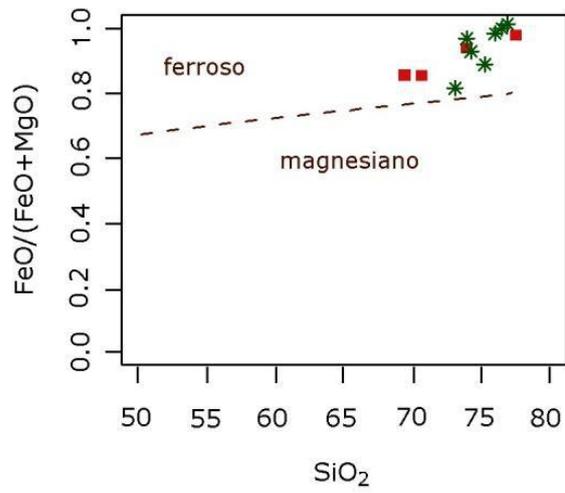
#### 7.4 DIAGRAMAS DE FROST

A classificação no do diagrama de Frost et al. (2001) (figura 32) é dada através da relação entre as concentrações de FeO, MgO, Na<sub>2</sub>O, CaO e K<sub>2</sub>O e desconsidera os aspectos genéticos e de ambientação tectônica.

Segundo a classificação, as rochas do BSO apresentam caráter ferromagnésiano no diagrama SiO<sub>2</sub> x FeO/(FeO+MgO).

No diagrama SiO<sub>2</sub> x Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO, as amostras posicionam-se distribuídas entre os campos de rochas cálcicas, cálcio-alcálicas e álcali-cálcicas, refletindo a variação dos teores do CaO em relação aos álcalis.

Na classificação das rochas quanto à sua concentração em alumínio, observa-se que as rochas do BSO possuem afinidade fracamente peraluminosa, posicionando-se próximo ao limite com o campo metaluminoso. Esta feição pode indicar fonte híbrida (ou mesmo assimilação de xenólitos aluminosos) ou então ser relacionada a uma esperada cristalização de rochas levemente peraluminosas em direção aos termos mais evoluídos de seqüências ácidas (Clarke, 1981; Chappell & White, 2001). Frost et al. (2001) salientam que nas rochas fracamente peraluminosas o excesso em alumínio pode estar alocado na biotita, principal fase máfica das rochas estudadas.



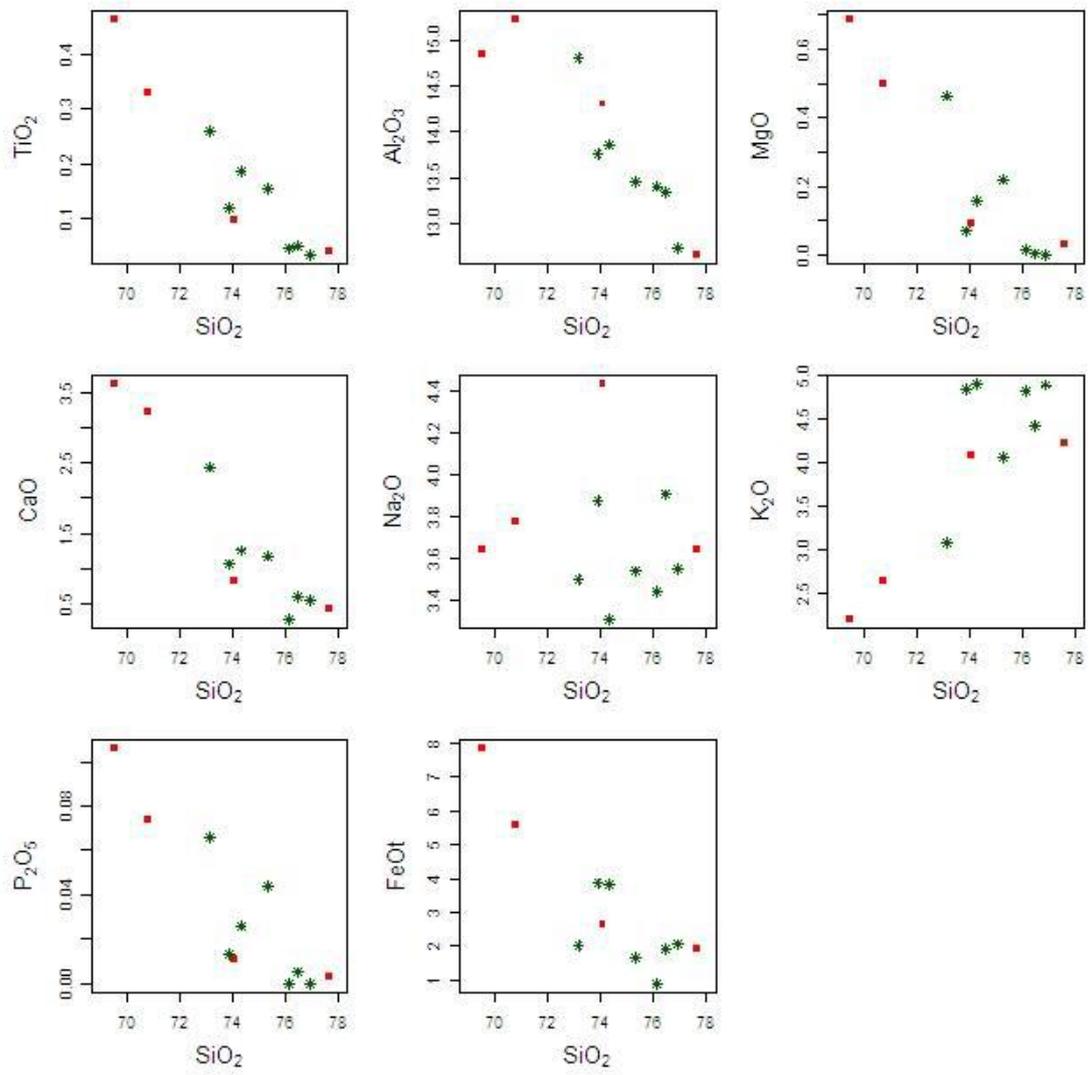
**Figura 33:** Diagramas de Frost *et al.* (2001)

## 7.5 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DE HARKER

Os diagramas de variação de Harker (1909) (figura 33) são diagramas bivariantes onde são analisadas a evolução dos elementos no magma em relação à  $\text{SiO}_2$ . Na presente monografia serão observados apenas diagramas de Harker baseados em elementos maiores vs.  $\text{SiO}_2$ .

Nestes diagramas nota-se um *trend* negativo para  $\text{Ti}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{FeO}$  com o aumento da sílica para as duas litologias, enquanto que no diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  percebe-se um *trend* positivo. No gráfico de  $\text{Na}_2\text{O}$  VS.  $\text{SiO}_2$ , observa-se dispersão desse elemento.

De acordo com esses comportamentos verifica-se um enriquecimento em álcalis no magma, no decorrer da cristalização, e pode-se aventar que as seguintes fases minerais devem ter sido fracionadas durante o resfriamento do magma: plagioclásio (comportamento do  $\text{CaO}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), hornblenda (comportamento do  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), biotita (comportamento do  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) e apatita (comportamento do  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), além da possibilidade de fracionamento de óxidos de Fe e Ti.



**Figura 34:** Diagrama de Harker para elementos maiores, com índice de diferenciação de  $SiO_2$ .

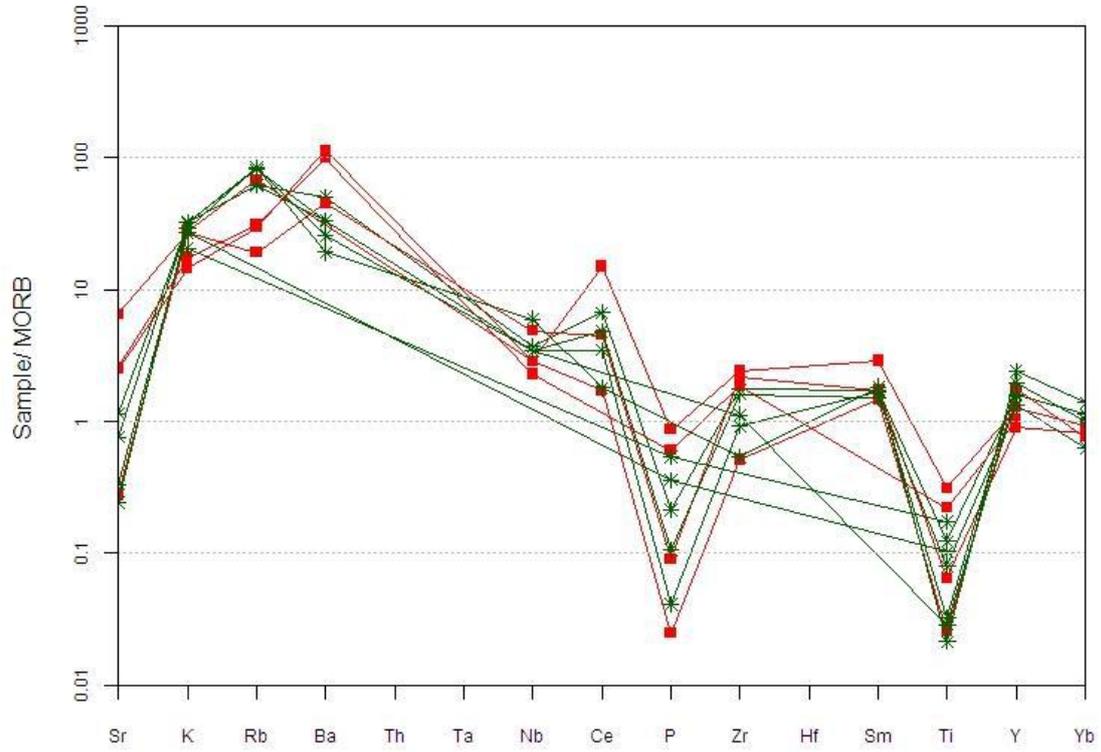
## 7.6 DIAGRAMAS SPIDERS

Os diagramas Spiders quantificam os elementos incompatíveis em relação a um determinado padrão de normalização. Eles fornecem ajuda na identificação de características da fonte geradora e provável ambientação tectônica.

Para essa monografia foram usados Spidergramas de elementos incompatíveis HFSE e LILE normalizados para MORB (Pearce, 1983) e também de ETR para elementos da série dos lantanídeos normalizados para condrito (Boyton, 1984).

### 7.6.1 DIAGRAMAS SPIDERS NORMALIZADOS PARA MORB

O diagrama spider para elementos HFSE e LILE normalizados para MORB (Pearce, 1983) (figura 34) mostram um maior enriquecimento dos elementos LILEs do que nos HFSE e uma forte anomalia negativa de Sr, P e Ti. Tais anomalias têm sido apontadas na literatura (Pearce, 1983, Wilson, 1989) como característica própria de magmas de composição granítica gerados em ambiente de arco ou então que guardem heranças desse ambiente, como deve ser o caso das rochas estudadas nesta monografia.



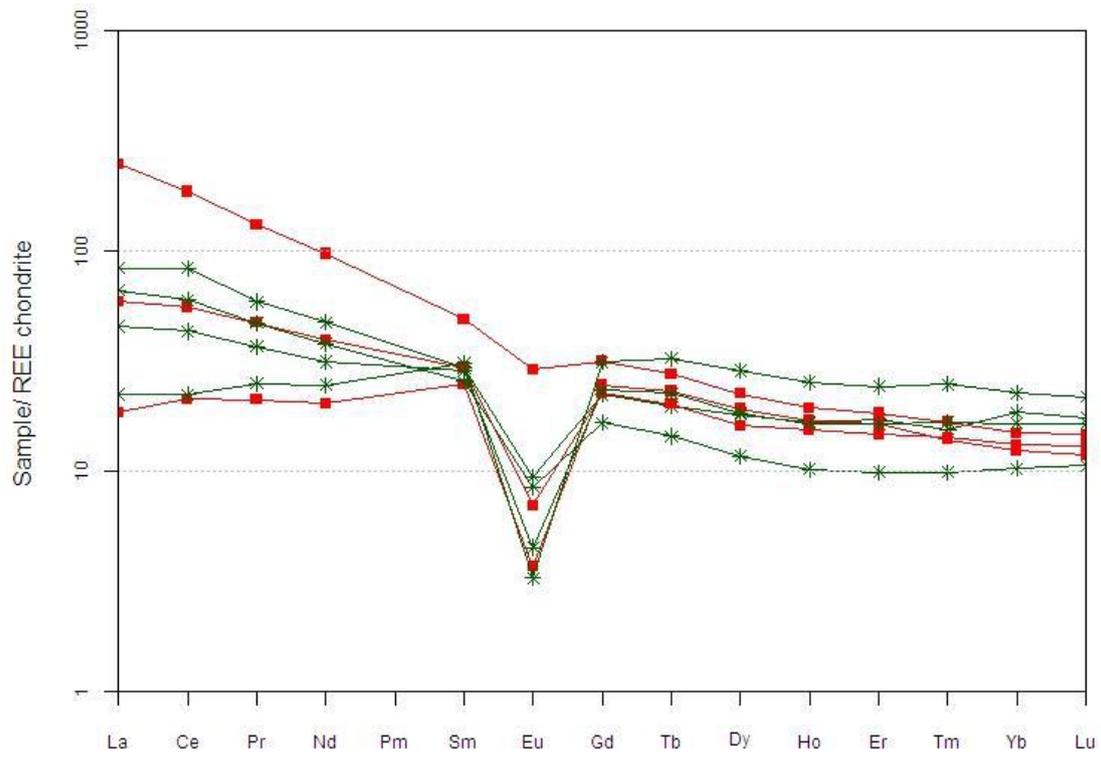
**Figura 35:** Spiderdiagrams de elementos incompatíveis HFSE e LILE, normalizados para MORB de Pearce et al (1983)

**ALTO YTRIO**

## 7.6.2 DIAGRAMAS SPIDERS NORMALIZADOS PARA ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os Elementos Terras Raras (ETR) são bons indicadores petrogenéticos devido a possuírem baixo grau de mobilidade em função do seu caráter insolúvel nos fluidos aquosos.

No diagrama spider para elementos terras raras normalizados para condrito (Boyton, 1984) (figura 35) observa-se um pequeno enriquecimento de elementos terras raras leves em relação aos pesados, refletindo em razões  $La/Yb_N$  relativamente baixas. As rochas do BSO apresentam ainda uma forte anomalia negativa de Eu. Esta anomalia negativa de Eu pode estar relacionada à característica de protólito pobre em plagioclásio ou, mais provável, a expressivo fracionamento dessa fase mineral durante a evolução do magma. O padrão pouco fracionado de ETR médios e pesados, com teores maiores que 10 vezes o do condrito, provavelmente relaciona-se com importante mineralogia acessória, tal como zircão, granada e apatita, além de hornblenda. O padrão em gaiivota observado para quase todas as amostras é típico de rochas graníticas ricas em K-feldspato (Cullers & Graf, 1984), corroborando assim com o enriquecimento em álcalis da sequência.

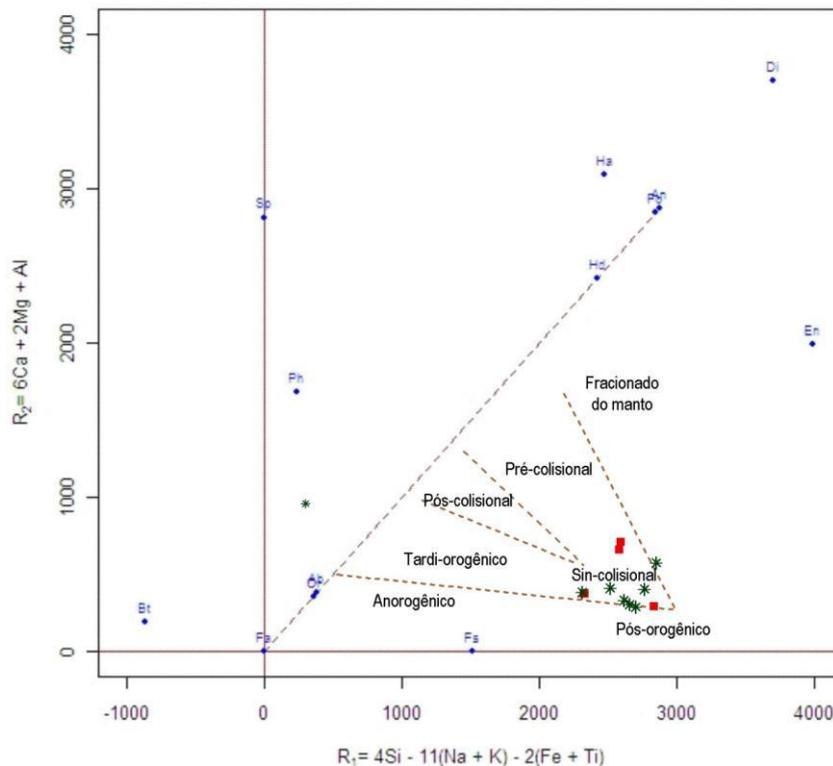


**Figura 36:** Spiderdiagrams de distribuicao de ETR normalizados para o condrito de Boynton (1984)

## 7.7 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES PARA AMBIENTES TECTONICOS

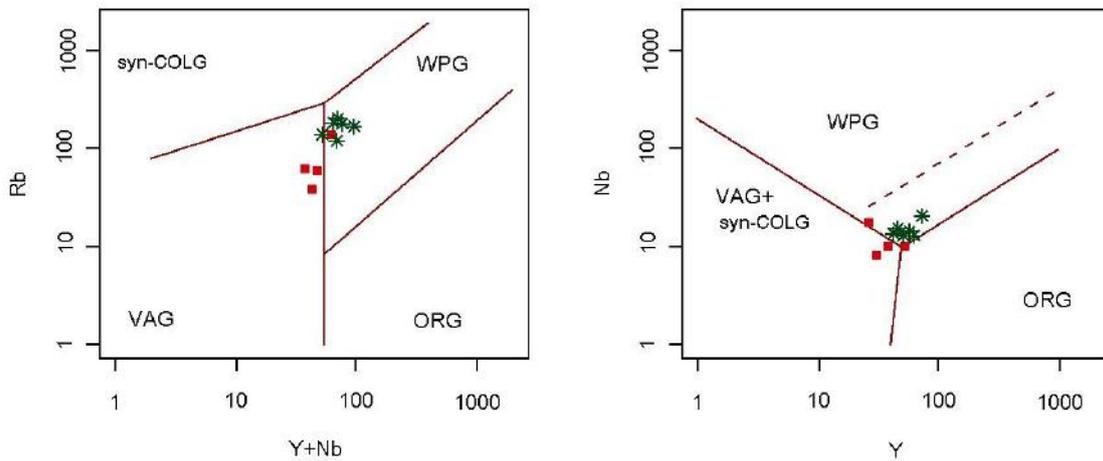
As rochas de origem ígnea podem ser formadas em diversos ambientes tectônicos e informações sobre estes ambientes podem ser obtidas através da análise de composição química destas rochas.

O diagrama de Batchelor e Bowden (1985) (figura 36) para as rochas do BSO sugere um ambiente sin a tardi-colisional tanto para os ortognaisses quanto para os leucogranitos, com amostras definindo um *trend* em direção ao campo pós-orogênico, confirmando assim a tendência composicional da seqüência para termos mais evoluídos, retratando maior maturidade crustal.



**Figura 37:** Diagrama R1 x R2 de Batchelor e Bowden (1985)

Nos diagramas propostos por Pearce et al. (1984) (figura 37), as rochas do BSO plotam nos campos de granitos de arco magmático e intra-placa, marcando um trend composicional em direção às rochas mais evoluídas, como também observado no diagrama R1xR2 da figura anterior. O posicionamento das amostras revela a tendência à alcalinidade da seqüência, pois seus teores de Y e Nb as deslocam para o campo de granitos intra-placas, o que também corrobora com assinatura geoquímica que revela maior maturidade para a crosta envolvida na geração dessas rochas.



**Figura 38:** Diagramas de discriminação de ambiente tectônico Pearce et al. (1984).  
 Legenda: VAG – Granitos de arcos vulcânicos; WPG – Granitos intraplaca; CRG – Granitos de dorsal mesoceânica

## 8. CONCLUSÃO

A partir de consulta bibliográfica e de campanhas de campo para mapeamento geológico, análise petrográfica e análise geoquímica, foram reconhecidos quatro unidades de mapeamento na região de Sumidouro, quais sejam: paragnaisses, ortognaisses e leucognaisses do Complexo Rio Negro, ortognaisses e leucogranito do Batólito Serra dos Órgãos e ainda diques de diabásio.

Para o presente trabalho foram feitos estudos petrográficos e geoquímicos a fim de melhor caracterizar e classificar as rochas do Batólito Serra dos Órgãos.

A unidade BSO é formada por duas litologias, identificadas neste estudo como fácies distintas: ortognaisse granítico e leucogranito. O ortognaisse do BSO é um granito gnáissico de coloração clara. É formado por uma porção fina, que apresenta uma sutil orientação de minerais, e uma porção mais grossa onde ocorre uma foliação descontínua marcada por orientação de biotita e presença de veios pegmatíticos que variam entre 5 e 10 cm de espessura. A análise petrográfica indica que a composição modal varia entre granítica a granodiorítica. A mineralogia essencial desta rocha é composta por quartzo, microclina, plagioclásio (An<sub>30</sub>) e biotita, tendo como mineralogia acessória a hornblenda, apatita, zircão, allanita, granada, titanita, mineral opacos (magnetita), e secundários a muscovita, epidoto, clorita, sericita e calcita, sendo sua textura caracterizada como inequigranular hipidiomórfica.

A unidade Leucogranito do BSO corresponde a granitos de coloração clara a rosada com índice de cor que varia entre 3 e 8% e possui granulação média a grossa e estrutura isotrópica predominante. Sua composição modal é granítica e sua textura é equigranular. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (An 28), microclina e quartzo. Na forma de minerais acessórios ocorrem apatita, zircão, granada, allanita,

hornblenda e minerais opacos e como minerais secundários ocorrem muscovita, sericita e clorita.

Com a interpretação dos dados geoquímicos, foi possível caracterizar e classificar as rochas do Batólito Serra dos Órgãos. Nos diagramas classificatórios, o leucogranito é plotado no campo de rochas de composição granítica e o ortognaisse como de composição que varia de granítica a granodiorítica e são de caráter subalcalino e de composição ácida. São pertencentes à série calcialcalina e calcialcalina de alto-K. As amostras estudadas demonstraram caráter ferromagnésico e afinidade fracamente peraluminosa que pode indicar fontes híbridas ou mesmo assimilação de xenólitos peraluminosos. De acordo com os diagramas de Harker, há um empobrecimento de  $Ti_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$ ,  $FeO$  definido por um *trend* negativo para concentração de tais elementos. Já para o  $K_2O$  é observado um *trend* positivo, mostrando enriquecimento em álcalis, e padrão disperso para concentração de  $Na_2O$  para as duas litologias estudadas. Este comportamento provavelmente está relacionado ao fracionamento de plagioclásio, hornblenda, biotita e apatita, além da possibilidade de fracionamento de óxidos de Fe e Ti.

No diagrama normalizado para MORB, as anomalias presentes provavelmente estão relacionadas à herança de magmas graníticos gerados em ambiente de arco. No diagrama normalizado para ETR observa-se uma forte anomalia negativa de európio, provavelmente devido a expressivo fracionamento de plagioclásio durante a evolução do magma.

Para caracterização do ambiente tectônico, os diagramas de Batchelor & Bowden (1984) e Pearce et al (1984) indicam que os ortognaisses e o leucogranito são rochas provenientes de ambientes sin a tardi-colisionais, mostrando um *trend* evolutivo em direção ao campo pós-orogênico. A interpretação desses dados confirma tendência

composicional da sequência para termos mais evoluídos e retrata maior maturidade da crosta geradora do magma que cristalizou as rochas aqui estudadas.

## 9. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e Evolução de Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 241, Rio de Janeiro, 36 p.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7, 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, 17, 1-29.
- Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Heilbron, M. & Trouw, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 32.
- Almeida, J. C. H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Clarke D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineralogist, 19 (1): 1-17.
- Chappell B. W. & White A. J. R. 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 years later Australian Journal of Earth Sciences, 48 (4): 489-499.
- Cullers, R.L. & Graf, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.), Rare earth element geochemistry, Elsevier, p.: 275-308.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N., 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. Revista Brasileira De Geociências. 25 (4), 249– 266.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H. & Tupinambá, M., 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic rifts and continental margins. Washington, American Geophysical Union, Geoph. Monogr. Ser. 115, 1-32.
- Heilbron, M. & Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). Precambrian Research, 125, 87-112.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J. & Janasi, V., 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Eds) O Desvendar de um Continente: A

Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 203-234.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication 294, pp. 211–232.

Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey, USA. Prentice-Hall, 587pp.

Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M. & Valeriano, C. 1996. U–Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79, 347–361.

Machado, R. 1997. *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 215 p.

Mendes, J. C. ; Junho, M. C. B. ; Ghizi, A. 2002. Geology and geochemistry of granitic and dioritic rocks of the São José do Ribeirão intrusive massif, mountain region of Rio de Janeiro State, Brazil. *Revista Universidade Rural. Série Ciências Exatas e da Terra*, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 1-11.

Mendes, J. C., Ávila, C., Mello, R., Heilbron, M. & Moura, C. 2006.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, 9, 326–335.

Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., Andreis, R. R. & Trouw, R. A. J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 200–202.

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Schmus, W.R.V., Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterisation of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Res.*, 133: 29-61.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich. p.: 230-249.

Silva, L.C., Santos, R.A., Delgado, I.M., Cunha, H.C. (Coord) 2000. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000. CPRM/DRM, Rio de Janeiro.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.

Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, R., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani et al. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Special Publication for the IGC/2000. p: 287-310.

Tupinambá, M., Teixeira, W. & Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 7–11.

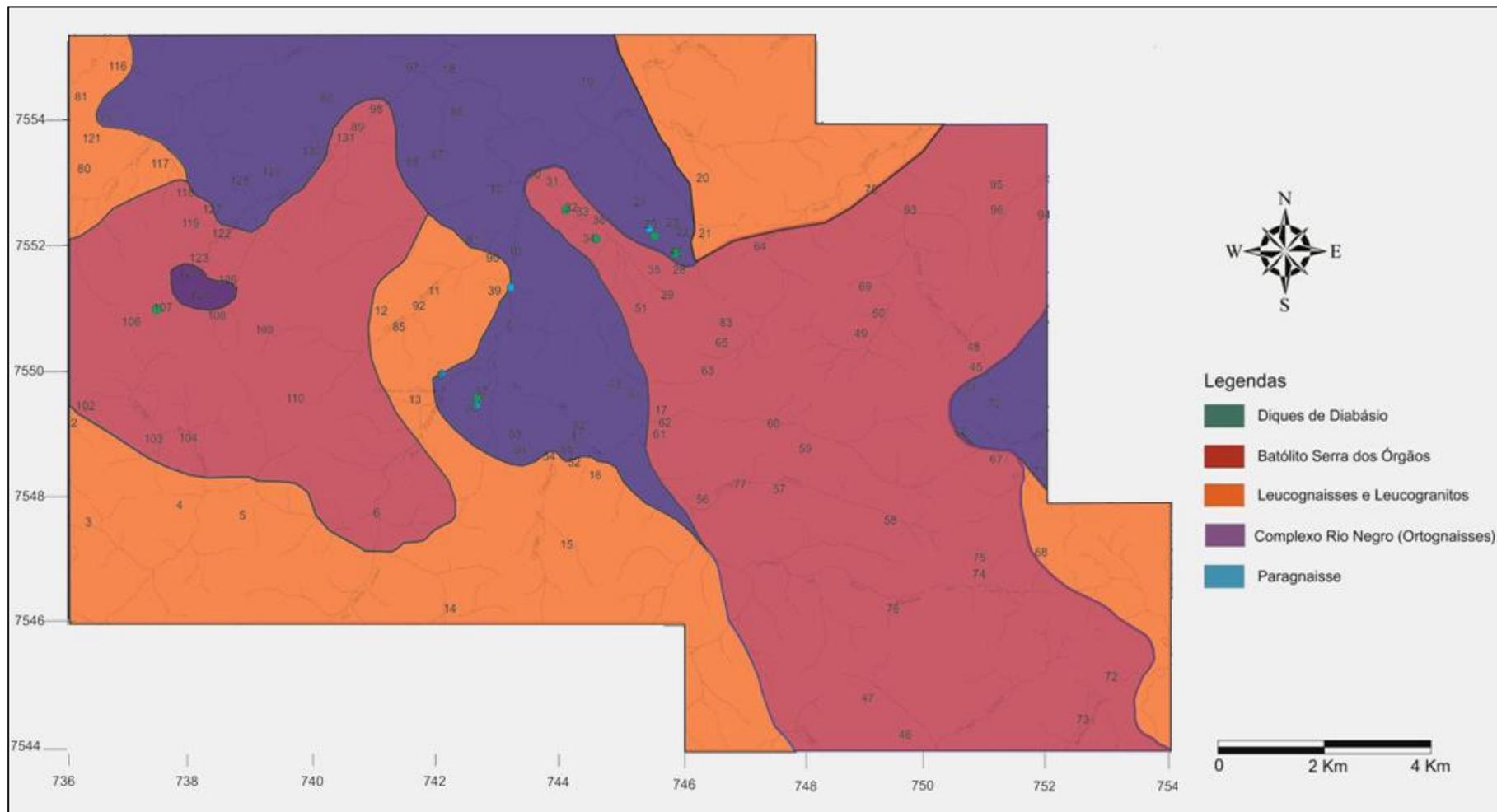
Valeriano, C. M., Tupinambá, M., Simonetti, A., Heilbron, M., De Almeida, H., Guilherme Do Eirado, L. 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.003

Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Acad., 466 pp.

Google Maps: <http://maps.google.com.br>

Carta topográfica Duas Barras, 1:50.000 (SF-23-Z-B-II-2). Disponível em: [http://geoftp.ibge.gov.br/mapas/topograficos/topo50/vetor/Duas\\_Barras27172/vetor/](http://geoftp.ibge.gov.br/mapas/topograficos/topo50/vetor/Duas_Barras27172/vetor/)

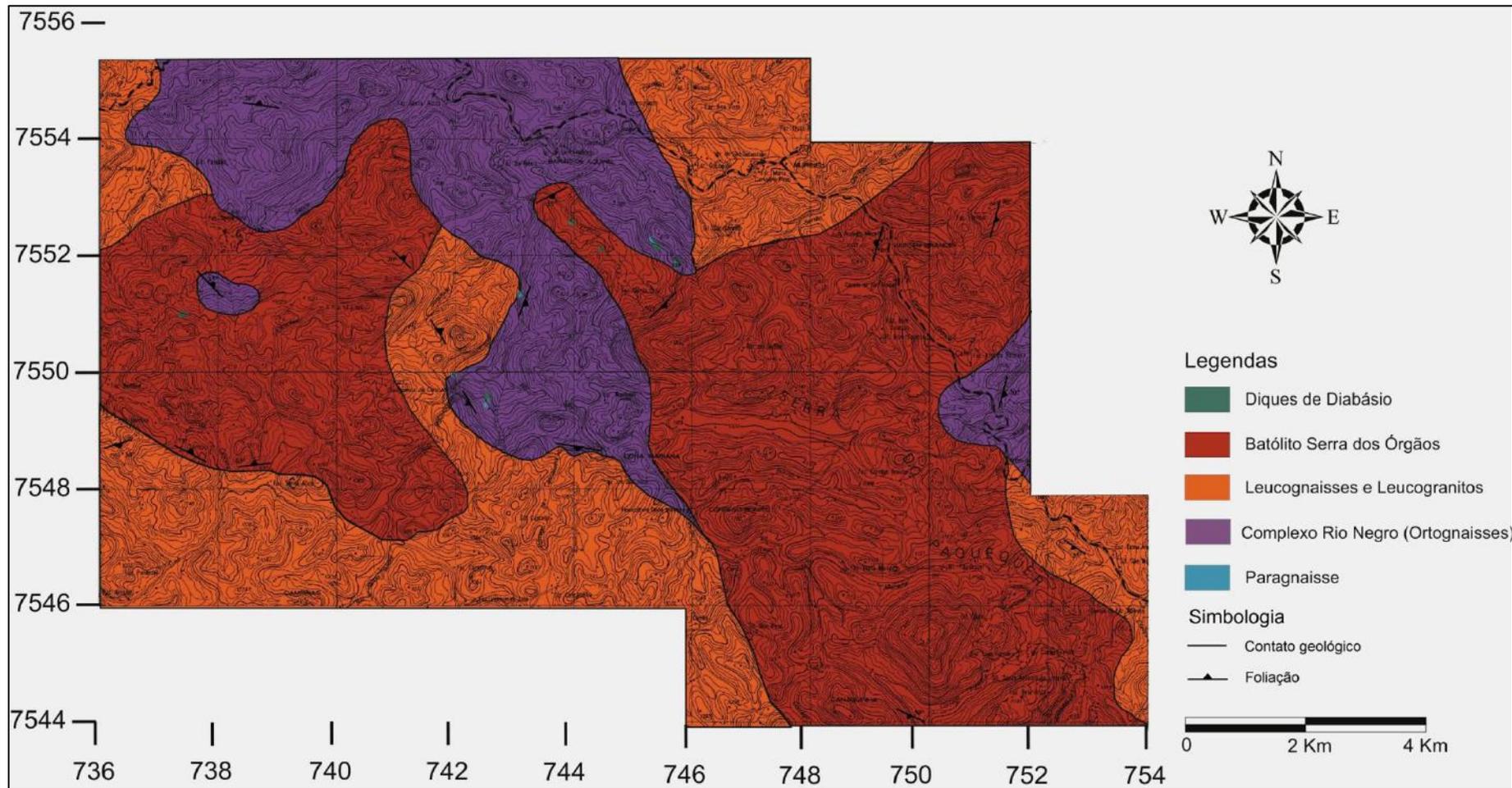
## Mapa de Pontos: Região de Sumidouro – RJ (2011)



Aluna: Isabella Nascimento Santos

Orientador: Julio Cezar Mendes

## Mapa Geológico: Região de Sumidouro – RJ (2011)



Aluna: Isabella Nascimento Santos

Orientador: Julio Cezar Mendes