



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

Geologia, geoquímica e química mineral do ortognaisse do Batólito Serra dos Órgãos, Sumidouro - RJ

Trabalho Final de Curso
(IGL-U08)

Érica de Souza Freitas

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

Rio de Janeiro
Janeiro/2013



Érica de Souza Freitas

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DO
ORTOGNAISSE DO BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS,
SUMIDOURO - RJ**

Trabalho 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

Janeiro/2013

Freitas, Érica de Souza

Geologia, geoquímica e química mineral do ortognaisse do Batólito Serra dos Órgãos, Sumidouro-RJ / Érica de Souza Freitas - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2013.

XI, 76p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2013.

Orientadores: Julio Cezar Mendes, Isabel Pereira Ludka

1. Ortognaisse. 2. Batólito Serra dos Órgãos. 3. Petrografia. 4. Geoquímica – 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. Geologia, geoquímica e química mineral do ortognaisse do Batólito Serra dos Órgãos, Sumidouro – RJ.

Érica de Souza Freitas

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DO ORTOGNAISSE DO
BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS, SUMIDOURO – RJ.

Trabalho 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 2013.

Por:

Orientador: Dr. Julio Cezar Mendes

Coorientadora: Dra. Isabel Pereira Ludka

Dra. Silvia Regina Medeiros

Dra. Cicera Neysi de Almeida

UFRJ
Rio de Janeiro
Janeiro/2013

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, sem o qual nada disso seria possível, e também a minha família por todo apoio conferido a mim ao longo da minha vida.

Ao meu orientador, Julio Cezar Mendes, por toda incansável ajuda, disposição e conhecimento passado durante a realização desta monografia. À minha co-orientadora, Isabel Pereira Ludka, e à Prof.^a Silvia Regina Medeiros por todas as dúvidas esclarecidas e apoio prestado.

Ao pessoal do LabSonda pela ajuda e paciência durante as etapas laboratoriais do trabalho.

Ao amigo Gabriel Ericson Lima Costa, pela companhia durante o mapeamento e as etapas laboratoriais.

Aos meus colegas de curso, por esses incríveis cinco anos de graduação, em especial ao meu amigo e namorado, Bruno Gonçalves Vieira de Melo, por todo o carinho e companheirismo dedicados a mim.

Resumo

Freitas, Érica de Souza. **Geologia, Geoquímica e Química Mineral do Ortognaisse do Batólito Serra Dos Órgãos, Sumidouro – RJ**. 2013. XI, 76 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Este trabalho consiste no estudo do Ortognaisse do Batólito Serra dos Órgãos. Foram feitas análises petrográficas, litogeoquímicas e de química mineral, além do mapeamento geológico para delimitação da unidade na área de estudo, cidade de Sumidouro, região serrana do Rio de Janeiro. A área está inserida no segmento central da Faixa Ribeira, com período de atividade no Neoproterozoico. No mapeamento foram reconhecidas cinco unidades litológicas: ortognaisse e leucognaisse (Complexo Rio Negro), ortognaisse e leucogranito (Batólito Serra dos Órgãos) e diques de diabásio. O ortognaisse apresenta granulação média a grossa e sutil orientação dos máficos que geram uma foliação descontínua. Trata-se de um gnaisse leucocrático que possui como mineralogia essencial quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. As análises geoquímicas mostraram uma composição granítica a granodiorítica dessas rochas, com assinatura cálcio-alcálica a cálcio-alcálica de alto-K. São rochas fracamente peraluminosas, com caráter ferroso e que apresentam anomalia negativa de Eu no diagrama de ETR que pode estar relacionada a condições de baixa fugacidade de O₂. Os diagramas de ambientação tectônica mostraram uma herança de granitos de arco vulcânico tendendo a uma composição próxima de granitos intraplaca, num momento colisional de sin a tardi-orogênico. A química mineral mostrou Mg# baixos para a hornblenda e biotita, o que pode indicar condições mais redutoras no magma. Métodos empíricos permitiram estimar a pressão de equilíbrio do ortognaisse variando de 6,5 a 8 kbar e temperatura entre 729 e 858°C. Também afere-se uma profundidade de 22 a 24 km para a colocação dessa rocha na crosta.

Palavras-chave: Batólito Serra dos Órgãos, petrografia, geoquímica.

SUMÁRIO

	Pg
AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VI
SUMÁRIO	VII
ÍNDICE DE TABELAS	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	X
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVO	2
3. METODOLOGIA	3
3.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO	3
3.2. ETAPA DE LABORATÓRIO	4
3.3. ETAPA DE ESCRITÓRIO	8
4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	9
5. GEOLOGIA REGIONAL	10
6. GEOLOGIA LOCAL	17
6.1. COMPLEXO RIO NEGRO	17
6.1.1. ORTOGNAISSE	17
6.1.2. LEUCOGNAISSE	20
6.2. BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS	23
6.2.1. ORTOGNAISSE	23
6.2.2. LEUCOGRANITO	25
6.3. DIQUES DE DIABÁSIO	28
6.4. ORTOGNAISSE BSO – PETROGRAFIA	29
7. GEOQUÍMICA	37
7.1. DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DE HARKER	40

7.2. DIAGRAMAS CLASSIFICATÓRIOS	43
7.2.1. DIAGRAMA TAS	43
7.2.2. DIAGRAMA R1-R2	45
7.2.3. DIAGRAMA $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$	46
7.2.4. DIAGRAMA AFM	47
7.2.5. DIAGRAMAS DE FROST	47
7.3. DIAGRAMAS DISCRIMINANTES DE AMBIENTE TECTÔNICO	49
7.3.1. DIAGRAMAS DE PEARCE	49
7.3.2. DIAGRAMAS DE BATCHELOR & BOWDEN	50
7.4. DIAGRAMA NORMALIZADO DE ETR	51
8. QUÍMICA MINERAL	54
8.1. ANFIBÓLIO	54
8.2. PLAGIOCLÁSIO	58
8.3. BIOTITA	61
8.4. K-FELDSPATO	63
9. GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA	65
9.1. PRESSÃO	65
9.2. TEMPERATURA	66
10. CONCLUSÕES	68
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71
ANEXOS	75
ANEXO I – MAPA DE PONTOS	
ANEXO II – MAPA GEOLÓGICO	

ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1:** Composição modal das rochas do ortognaisse e do leucogranito do BSO. Legenda: Qz – quartzo; Pl – plagioclásio; Kfs – K-feldspato; Hbl – hornblenda; Ttn – titanita; Ap – apatita; Zrn – zircão; Aln – alanita; Grd – granada; Opc – opacos; Rt – rutilo; Ep – epidoto; Clo – clorita; Musc – muscovita. 35
- Tabela 2:** Dados quantitativos de análise geoquímica, obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos maiores e menores (% em peso de óxidos). 38
- Tabela 3:** Dados quantitativos de análise geoquímica obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos menores e traços (expressos em ppm). 39
- Tabela 4:** Análises químicas de ETR de Santos (2011) usadas no diagrama. 53
- Tabela 5:** Análises químicas do anfibólio das rochas do ortognaisse BSO. A designação C1 no nome das amostras se refere aos círculos demarcados na lâmina correspondente, enquanto o número no final do nome designa pontos diferentes onde foram feitas as análises num mesmo cristal. As letras c e b correspondem à amostragens feitas no centro e borda do cristal, respectivamente. 55
- Tabela 6:** Fórmula estrutural calculada para o anfibólio. 56
- Tabela 7:** Análises químicas para o plagioclásio do ortognaisse do BSO. 59
- Tabela 8:** Fórmulas estruturais calculadas para os plagioclásios. 60
- Tabela 9:** Análises químicas da biotita do ortognaisse do BSO. 62
- Tabela 10:** Fórmulas estruturais da biotita. Número de íons na base de 24 oxigênios. 62
- Tabela 11:** Análises químicas para o K-feldspato do ortognaisse do BSO. 64
- Tabela 12:** Fórmulas estruturais para o K-feldspato. 64
- Tabela 13:** Cálculo da pressão para o ortognaisse BSO utilizando-se a calibração de Schmidt (1992). Legenda: TAl: alumínio tetraédrico; CAI: alumínio octaédrico. 66
- Tabela 14:** Cálculo da temperatura para o ortognaisse BSO pelo método de Blundy & Holland (1990). 67

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Equipamentos utilizados na preparação das amostras para análise química: A) Britador de Mandíbulas; B) Quarteador; C) Moinho de panela.	5
Figura 2: A) carbonizador; B) microsonda eletrônica.	7
Figura 3: Mapa de localização do município de Sumidouro – RJ.	9
Figura 4: Rodovia de acesso principal à área estudada.	9
Figura 5: Subdivisão da Província Mantiqueira em suas respectivas Faixas móveis.	10
Figura 6: Mapa tectônico do segmento central da Faixa Ribeira e zona de interferência com a Faixa Brasília	11
Figura 7: Seção da Faixa Ribeira. Terreno Ocidental.	15
Figura 8: Leucossoma do ortognaisse (Santos, 2011).	18
Figura 9: Ortognaisse CRN, com forte orientação dos minerais máficos, injetado por veios de quartzo.	19
Figura 10: Mineralogia do ortognaisse CRN em lâmina (Santos, 2011).	19
Figura 11: Leucognaisse parcialmente fundido.	21
Figura 12: Dobra em veio pegmatítico em afloramento do leucognaisse.	21
Figura 13: Fotomicrografia do leucognaisse, mostrando orientação dos minerais máficos	22
Figura 14: Detalhe de K-feldspato com pertita em lâmina do leucognaisse.	22
Figura 15: Afloramento do ortognaisse BSO com xenólito máfico do Complexo Rio Negro, que está apontado pela seta vermelha.	24
Figura 16: A) Cristal de magnetita encontrado no ortognaisse; B) foliação descontínua.	24
Figura 17: Bloco do leucogranito (A) em contato com o ortognaisse BSO (B).	26
Figura 18: Lajedo em drenagem de leucogranito com zona de enclaves máficos.	26
Figura 19: Bloco de leucogranito com cristais de magnetitas	27
Figura 20: Fotomicrografias do leucogranito mostrando: A- pertitas em k-feldspato; B- biotita com inclusão de zircão; C- titanita; D- abundância de K-feldspato	27

Figura 21: À esquerda, bloco de diabásio envolto em solo avermelhado. À direita, fotomicrografia da rocha com textura intergranular sub-ofítica.	28
Figura 22: Agregados de minerais máficos em lâminas do ortognaisse.	30
Figura 23: Cristal de quartzo com extinção ondulante.	30
Figura 24: Textura mirmequítica no contato entre plagioclásio e microclina.	32
Figura 25: A- cristal euédrico de titanita; B- granada com inclusões; C- cristais de biotita com inclusão de zircão; D-feldspato alterando para mica branca.	34
Figura 26: Epidoto associado à clorita e titanita com nicóis descruzados (A) e nicóis cruzados e ligeiramente rotacionado (B).	34
Figura 27: Gráfico QAP para as amostras do ortognaisse e do leucogranito BSO.	36
Figura 28: Diagramas de Harker para elementos maiores e menores.	41
Figura 29: Diagramas de Harker para elementos menores e traços.	42
Figura 30: Diagrama TAS para rochas plutônicas de Cox <i>et al.</i> (1979).	44
Figura 31: Diagrama de Middlemost (1985) para rochas plutônicas.	44
Figura 32: Diagrama R1 – R2 de De La Roche <i>et al.</i> (1980).	45
Figura 33: Diagrama SiO ₂ x K ₂ O de Peccerillo & Taylor (1976).	46
Figura 34: Diagrama AFM para as rochas do BSO.	47
Figura 35: Diagramas de Frost (2001) para as rochas do BSO.	48
Figura 36: Diagramas de ambiente tectônico de Pearce <i>et al.</i> (1984).	50
Figura 37: Diagrama de Batchelor e Bowden (1985) para as rochas do BSO.	51
Figura 38: Diagrama de ETR normalizado para condrito para as rochas do BSO (Boynton, 1984).	52
Figura 39: Classificação dos anfibólios cálcicos encontrados no ortognaisse BSO (Leake, 1971).	57
Figura 40: Gráfico de classificação para os plagioclásios.	58
Figura 41: Gráfico AlIV x Fe/(Fe+Mg) de classificação para a biotita.	61
Figura 42: Gráfico de classificação para o K-feldspatos.	63

1. INTRODUÇÃO

A área estudada situa-se na Província Mantiqueira, na porção central da Faixa Ribeira. Está inserida no Terreno Oriental, no Domínio Costeiro, onde se encontra um ambiente de arco magmático, que foi preservado apenas em suas porções plutônicas, representadas pelos ortognaisses do Complexo Rio Negro. O Batólito Serra dos Órgãos (BSO) teria se colocado nesse ambiente em 580-550 Ma, no período sin a tardi-colisional, seguido pela geração de granitóides pós-colisionais, de idades entre 580-540 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000).

O trabalho tem como objetivo estudar a petrografia e interpretar os dados geoquímicos e análises de microsonda eletrônica, de modo a aprofundar os conhecimentos do ortognaisse do BSO, na região próxima ao município de Sumidouro –RJ, e sua relação com as rochas encaixante do Complexo Rio Negro. Também se pretende ajudar a elucidar questões referentes à relação entre esse ortognaisse e a unidade Leucogranito, colocada neste trabalho como pertencente ao BSO.

2. OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica da unidade Ortognaisse Batólito Serra dos Órgãos, nos arredores do município de Sumidouro, região serrana do estado do Rio de Janeiro. Dentro de uma escala maior, pretende-se auxiliar na compreensão do contexto e evolução geológica dessa unidade. Para o cumprimento desses objetivos, foram realizados:

- Mapeamento geológico na escala de 1:50.000
- Análises petrográficas de lâminas delgadas
- Estudos litogeoquímicos
- Estudo da química mineral
- Cálculo para estimar a pressão e temperatura de equilíbrio de fases cristalinas.

3. METODOLOGIA

A realização deste trabalho consistiu basicamente em três etapas: mapeamento geológico, etapa de laboratório e etapa de escritório. Além disso, foi feita pesquisa bibliográfica sobre estudos já realizados na área, ao longo de todas as etapas, de acordo com a necessidade, de modo a se entender melhor tanto sobre a geologia local, quanto sobre o contexto regional.

3.1. Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico foi realizado durante quatro viagens, que totalizaram 15 dias de campo. Foram utilizadas as cartas topográficas de Duas Barras e Anta, na escala de 1:50.000, elaboradas e cedidas pelo IBGE, nas quais foi demarcada a área a ser mapeada, de aproximadamente 140 km². Foram marcados ao todo 174 pontos, incluindo entre esses pontos de controle onde não havia afloramentos nem blocos, mas que foram necessários para se obter uma densidade de pontos satisfatória.

Em cada ponto foi feito o levantamento das coordenadas geográficas, utilizando-se de um GPS da marca Garmin, modelo GPS 12, configurado para o dátum Córrego Alegre, e sua posterior plotagem na carta topográfica de referência. Depois disso, foi realizada a descrição detalhada dos afloramentos, observando-se os aspectos macroscópicos da litologia, o estado de preservação da mesma e sua forma de exposição. Quando possível, foram feitas medições das estruturas encontradas, utilizando-se uma bússola geológica Modelo *Brunton ProEclipse*, declinada a 21° Oeste. Posteriormente, foram coletadas amostras nos pontos de interesse, de forma a serem representativas da unidade para a confecção de lâminas delgadas e análises químicas.

3.2 Etapa de laboratório

Nesta etapa, as lâminas delgadas das amostras coletadas na etapa de mapeamento foram descritas, com uso de microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca *Zeiss*, modelo *Axioplan*, no LabSonda (Laboratório de Microsonda Eletrônica, Fluorescência e Difração de Raios-X) do Departamento de Geologia da UFRJ. Essas lâminas foram confeccionadas em dois laboratórios distintos: Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ e no Laboratório de Laminação da UERJ, a partir das amostras selecionadas em que se via pouco ou nenhuma alteração.

A descrição das lâminas envolveu observação da mineralogia, textura, índice de cor e granulação, além de composição modal feita através de um contador de pontos automático, utilizando-se 800 pontos por lâmina.

Para a análise geoquímica, as amostras passaram por um processo de triagem, no qual foram selecionadas as amostras que não apresentavam alteração. Tais amostras foram lavadas e secas, e, posteriormente, passadas no britador de mandíbulas (Figura 1A). As amostras britadas foram novamente lavadas e realizou-se outro processo de triagem para eliminar qualquer amostra com alteração, que poderia afetar os resultados das análises. Após todo esse processo, as amostras foram submetidas a um quarteador (figura 1B), no qual separou-se metade de cada amostra para passar pelo moinho de panela de tungstênio *Siebtechnik* (figura 1C). As amostras foram moídas pelo tempo de 2,5 minutos com o objetivo de atingirem frações menores que 200 *mesh*.



Figura 1: Equipamentos utilizados na preparação das amostras para análise química: A) Britador de Mandíbulas; B) Quarteador; C) Moinho de panela.

A caracterização geoquímica foi realizada no LabSonda (Laboratório de Microsonda Eletrônica, Fluorescência e Difração de Raios-X) do Departamento de Geologia da UFRJ, pelo método de fluorescência de raios-x, utilizando-se um de um espectrômetro *Phillips PW2400*, com tubo de Rh.A espectrometria de fluorescência de Raio-X (XRF) permite a análise de elementos maiores, menores e traços, detectando as concentrações dos óxidos desses elementos, seja em porcentagem/peso, no caso dos elementos maiores e menores, ou em partes por milhão (ppm) para elementos traço. Os elementos maiores e menores analisados foram: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅. Os elementos traços analisados foram V, Cr, Ni, Co, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba.

Para o tratamento desses dados geoquímicos, foi utilizado o programa *Geochemical Data Toolkit* (GCDKit), versão 2.3 para sistema *Windows*, no qual foi possível produzir diagramas geoquímicos classificatórios para rochas plutônicas e de caracterização magmática e de ambiente tectônico.

Para as análises na microsonda, confeccionou-se o total de três lâminas delgadas polidas, no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ. Em cada uma dessas lâminas, foram selecionados, ao microscópio, os minerais em que se desejava fazer as

análises, demarcando-os com o auxílio de uma caneta de tinta permanente. São eles: biotita, K-feldspato, hornblenda e plagioclásio, sendo os dois últimos ocorrendo em contato. Posteriormente, a lâmina foi submetida a um scanner, de modo a se tornar possível a impressão da imagem da lâmina com as respectivas demarcações, no tamanho de uma folha A4. Essa imagem tem como objetivo auxiliar na localização dos minerais na imagem gerada pela microsonda.

Após esse processo, as lâminas foram colocadas numa lupa *Sem Navigator*, modelo GA03320/2 da marca JEOL, calibrada com a microsonda, onde eram fotografadas. A calibração da lupa com a microsonda permite que tais fotografias sirvam de guia para a localização dos minerais: uma vez que se clique em um determinado ponto da fotografia, a microsonda é acionada e guiada até esse ponto, e conseqüentemente ao mineral demarcado.

Antes de entrar na microsonda, é necessário que a lâmina seja metalizada, de modo a se tornar condutora. Esse processo foi feito através da carbonização de cada lâmina, com um carbonizador da marca JEOL (figura 2A). Antes de serem carbonizadas, as lâminas foram limpas com álcool e deixadas no ultrassom por cerca de 5 minutos para se eliminar qualquer tipo de impurezas. Depois da carbonização, cada lâmina foi analisada na microsonda eletrônica EPMA modelo JXA-8230, da marca JEOL, no LabSonda (figura 2B). A microsonda analisa a composição química de cada ponto demarcado, através de análise de WDS (dispersão de espectro por comprimento de onda). As condições analíticas usadas foram de corrente do feixe de 20 nA e voltagem de 15 kV. O diâmetro do feixe adotado foi o de 10 μ m. A standartização foi feita com base nos padrões da *Astimex Scientific Limited, Serial KM, MIMN 25-53*.



Figura 2: A) carbonizador; B) microsonda eletrônica.

Os dados obtidos das análises da microsonda foram então tratados com o programa *MinPet* versão 2.02, no qual foi possível calcular as fórmulas estruturais para cada mineral analisado, assim como classificar através de diagramas próprios para cada grupo de minerais.

O cálculo da pressão para as rochas do ortogneisse do BSO foi feito com base nas análises químicas da microsonda eletrônica para a hornblenda, de acordo com o trabalho de Schmidt (1992). Para o cálculo da temperatura, o método utilizado foi o de Blundy & Holland (1990), com o auxílio de um programa criado pelo próprio Holland, o programa AX, aplicativo Hb-Pl. Esse programa também se utiliza dos valores da análise química da hornblenda, juntamente com a do plagioclásio (proporção anortita-albita), sendo condição primordial o contato entre estes dois minerais. Esse quesito é necessário, pois reflete uma condição de equilíbrio entre as duas fases minerais.

3.3. Etapa de escritório

Nesta etapa, foram compilados todos os dados obtidos nas fases anteriores, seguido de interpretação dos resultados. O mapa geológico e de pontos da área foi confeccionado a partir do *software* CorelDRAW®, versão X5. Também nesta etapa se inclui a confecção da presente monografia.

4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área localiza-se a sudoeste do município de Sumidouro, região serrana do estado do Rio de Janeiro (Figura 3).

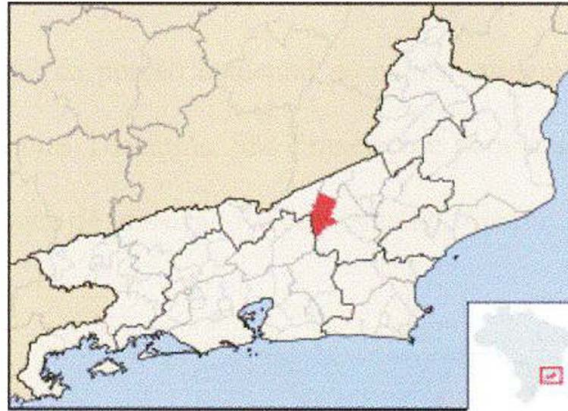


Figura 3: Mapa de localização do município de Sumidouro – RJ.

O acesso à área pode ser feito através da BR-116, passando pelos municípios de Magé, Guapimirim e Teresópolis (figura 4). O acesso à maioria dos afloramentos foi feito utilizando-se estradas de terra secundárias, geralmente acessos a fazendas ou bairros mais distantes de Sumidouro, que não aparecem no mapa devido à escala ou por serem mais novas que esse.

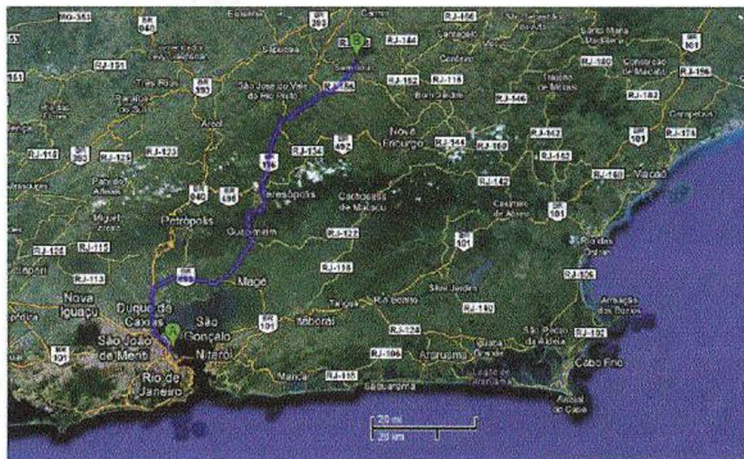


Figura 4: Rodovia de acesso principal à área estudada.

5. GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada encontra-se localizada na Província Mantiqueira, que, por sua vez, é constituída de um sistema de orógenos situado no litoral sul e sudeste do Brasil. Esta Província foi formada no Neoproterozoico, durante a orogenia Brasileira – Pan-africana, a qual resultou na construção da porção ocidental do paleocontinente Gondwana. Encontra-se 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 (Figura 5).

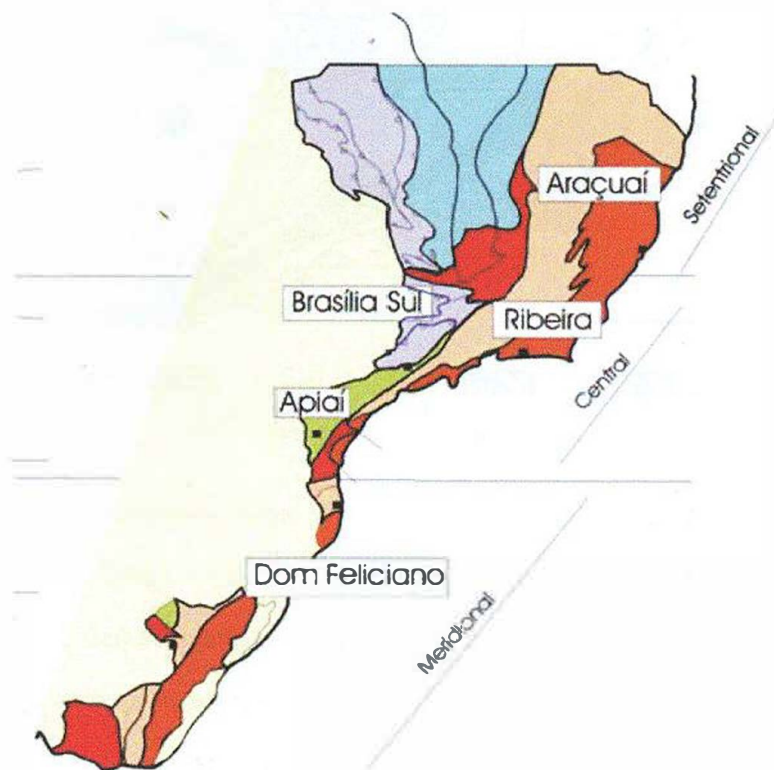


Figura 5: Subdivisão da Província Mantiqueira em suas respectivas Faixas móveis.

Dentro da Província Mantiqueira, a área está situada na porção central, sendo englobada na Faixa Ribeira. A Faixa Ribeira é o produto da interação entre os paleocontinentes São Francisco, Congo e a microplaca Serra do mar, que engloba arcos magmáticos e arcos de ilha (Tupinambá *et al.*, 1998, Trouw *et al.*, 2000). Está situada no

litoral sudeste brasileiro, estendendo-se por 1400 km, com cerca de 300 km de largura e possui um *trend* estrutural de orientação NE-SW. (Heilbron *et al.*, 2004).

A Faixa Ribeira é dividida em quatro terrenos tectono-estratigráficos, segundo Heilbron & Machado (2003), imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco, durante as várias etapas de convergência brasileiras. São eles: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, Terreno Cabo Frio e Klippe Paraíba do Sul (figura 6).

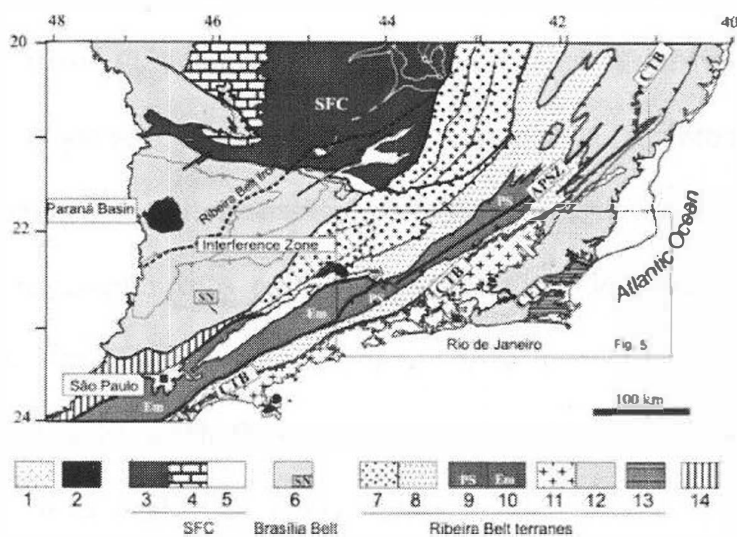


Figura 6: Mapa tectônico do segmento central da Faixa Ribeira e zona de interferência com a Faixa Brasília (retirado de Heilbron *et al.*, 2008). 1. Cobertura fanerozóica; 2. Plútons alcalinos do Cretáceo Superior; 3-5, Cráton do São Francisco: 3, Embasamento do Paleoproterozóico – Arqueano; 4, Cobertura 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 representa a margem retrabalhada do Cráton do São Francisco (Heilbron, *et al.*, 2004) e compreende os domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora,

separados entre eles por grandes zonas de cisalhamento (Heilbron & Machado, 2003). O Domínio Autóctone é a extensão do Cráton do São Francisco e é composto por gnaisses arqueanos e paleoproterozoicos, recobertos por sequências supracrustais proterozoicas (São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia). O domínio Andrelândia compreende a lasca de empurrão basal alóctone do terreno Ocidental na faixa Ribeira. A associação de rochas inclui o complexo do embasamento Mantiqueira e a Megasequência Andrelândia, uma das sucessões de margem passiva neoproterozoica do sul do paleocontinente São Francisco (Heilbron *et al.*, 2010). O domínio Juiz de Fora representa um sistema de empurrão fortemente imbricado que se sobrepõe ao Domínio Andrelândia (Heilbron *et al.*, 2010, Trouw *et al.*, 2000). Compreende ortogranulitos paleoproterozoicos de diversas composições, intercalados com metassedimentos por sistemas de falhas de empurrão de médio a alto ângulo. O Terreno Ocidental é considerado como a margem passiva retrabalhada do paleocontinente São Francisco (Heilbron *et al.*, 2008) e registra todos os efeitos dos episódios colisionais relacionados à amalgamação do Gondwana.

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

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 contato entre os Terrenos

Oriental e Ocidental é delimitado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, denominada CTB - Limite Tectônico Central (Almeida *et al.*, 1998) (figura 7). O CTB é uma zona de cisalhamento dobrada que apresenta uma complexa evolução em condições de alta temperatura (Tupinambá *et al.*, 2011).

O Domínio Cambuci corresponde à base do Terreno Oriental. 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 mármores 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).

Sobreposto ao domínio Cambuci encontra-se o domínio Costeiro. Este domínio é representado por duas sucessões metassedimentares em fácies anfíbolito alto a granulito: a unidade São Sebastião do Alto, na porção superior e a unidade São Fidélis, em sua base (Tupinambá *et al.*, 2007). Essas rochas metassedimentares encontram-se intrudidas pelo arco magmático Rio Negro. O arco magmático Rio Negro é representado por uma diversidade de grupos plutônicos de ortognaisses em três intervalos de idades distintos: 790 Ma para grupo de baixo a médio-K, 630-620 Ma para o grupo de médio-K (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado 2003) e 610-605 Ma para o grupo de alto-K (Tupinambá *et al.*, 2011). Essa evolução da composição do magma de menos para mais desenvolvido com o tempo indica uma construção progressiva do arco, mudando de um ambiente mais primitivo ou intra-oceânico para um ambiente cordilheirano (Tupinambá *et al.*, 2011). No arco magmático ainda estão representados rochas provenientes de magmatismo cálcio-alcalino, representadas pelos

batólitos Serra dos Órgãos e Facoidal, de idade entre 580-550 Ma e granitóides pós-colisionais colocados em 580-540Ma (Tupinambá *et al.*, 2000).

A klippe Italva representa a lasca de empurrão superior do Terreno Oriental (Heilbron & Machado 2003). É representada 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).

A colocação do Terreno Cabo Frio por sobre o Terreno Oriental correspondeu a uma orogenia colisional, durante o Cambro-Ordoviciano, denominada Orogenia Búzios (Schmitt, 2001; Schmitt *et al.*, 2004). O embasamento do Terreno Cabo Frio (Unidade Região dos Lagos) é composto de ortognaisses de composição granítica a granodiorítica, com intercalações anfibolíticas, de idade de 2,03-1,96 Ga (Heilbron & Machado, 2003). Também ocorrem outras duas sucessões supracrustais: a unidade Búzios e a unidade Palmital. Intercaladas tectonicamente com o embasamento, ambas consistem em sedimentos de ambiente de fundo oceânico.

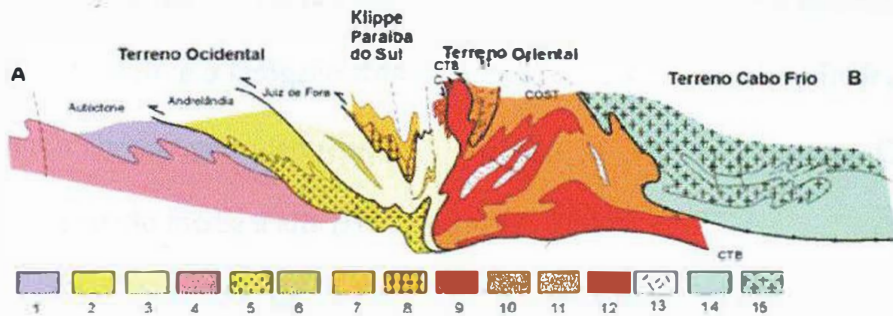


Figura 7: Seção da Faixa Ribeira. Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 - Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 - Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Klippe Paraíba do Sul (7-8): 7 - Grupo Paraíba do Sul; 8 - Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9 - Sequência Cambuci; 10 - Sequência Italva; 11 - Sequência Costeiro; 12 - Arco Magmático Rio Negro; 13 - Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14 - Sequências Búzios e Palmital; 15 - Complexo Região dos Lagos. (Trouw *et al.*, 2000)

A evolução da Faixa Ribeira, segundo Heilbron *et al.* (2004), abrange dois estágios colisionais denominados II e III. A colisão se desenvolveu após o fechamento do oceano Adamastor, a partir da convergência entre o Cráton do São Francisco e o arco magmático Rio Negro, hoje localizado no Terreno Oriental. A subducção que deu origem ao arco teria ocorrido para leste. 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.

O episódio colisional denominado Colisão II teria ocorrido entre 590 e 550 Ma, com colisão entre o paleocontinente São Francisco - Congo e outro(s) continente(s) localizado a leste, que seriam o Terreno Oriental ou Serra do Mar. Essa etapa de colisão é 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, denominado como Orogenia Búzios, é o resultado da colisão entre o Terreno Cabo Frio e o Orógeno Ribeira, entre 525 e 495 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). A Colisão III gerou importante deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio e metamorfismo de pressão média a alta (Heilbron *et al.*, 2004).

Ocorre ainda uma fase de deformação pós-colisional representada nos terrenos Oriental e Cabo Frio, que marca a transição para um regime tectônico extensional, resultante do colapso do orógeno (Heilbron *et al.*, 2004). Esse colapso gerou granitoides pós-colisionais, com idades inferiores a 510 Ma (Heilbron & Machado, 2003), com assinatura cálcio-alcálica, geralmente circulares e, por vezes, associados a corpos básicos.

6. GEOLOGIA LOCAL

O mapeamento geológico foi realizado com o objetivo de se delimitar a ocorrência das unidades litológicas do Batólito Serra dos Órgãos (BSO) e do Complexo Rio Negro (CRN). No mapa geológico resultante (anexo 1), em escala 1:50.000, observa-se o predomínio das unidades pertencentes ao Batólito Serra dos Órgãos, principalmente da unidade Leucogranito. Os contatos entre as unidades foram inferidos, baseados em aspectos do solo, características geomorfológicas e densidade dos pontos.

Foram identificadas cinco unidades litológicas distintas na área:

- Ortognaisse Rio Negro (CRN)
- Leucognaisse
- Ortognaisse (BSO)
- Leucogranito
- Diques de diabásio

As duas primeiras unidades pertencem ao Complexo Rio Negro, enquanto a terceira e a quarta fazem parte do Batólito Serra dos Órgãos. Os diques de diabásio estão presentes cortando todas as unidades acima.

6.1 Complexo Rio Negro

6.1.1 Ortognaisse

Os ortognaisses que pertencem ao Complexo Rio Negro são caracterizados por hornblenda-biotita gnaisses, geralmente migmatizados. Essa migmatização, por vezes, dá

origem a um bandamento na rocha, com porções representativas de leucossoma, melanossoma, e mesossoma (figura 8). É comum nos afloramentos a presença de veios de quartzo de diferentes gerações cortando a rocha (figura 9). Os minerais máficos presentes apresentam forte orientação, classificada em campo como foliação, e os cristais de quartzo aparecem estirados. Quanto ao índice de cor, essas rochas variam de leucocráticas a mesocráticas e possuem granulação fina a média. De acordo com Santos (2011), microscopicamente a mineralogia essencial do ortogneisse é constituída por quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda e biotita, e os minerais acessórios presentes são: titanita, epidoto, allanita e minerais opacos, variando de subédricos a anédricos (figura 10). A textura da rocha é inequigranular seriada a porfírica (Santos, 2011).



Figura 8: Leucossoma do ortogneisse (Santos, 2011).



Figura 9: Ortogneisse CRN, com forte orientação dos minerais máficos, injetado por veios de quartzo.

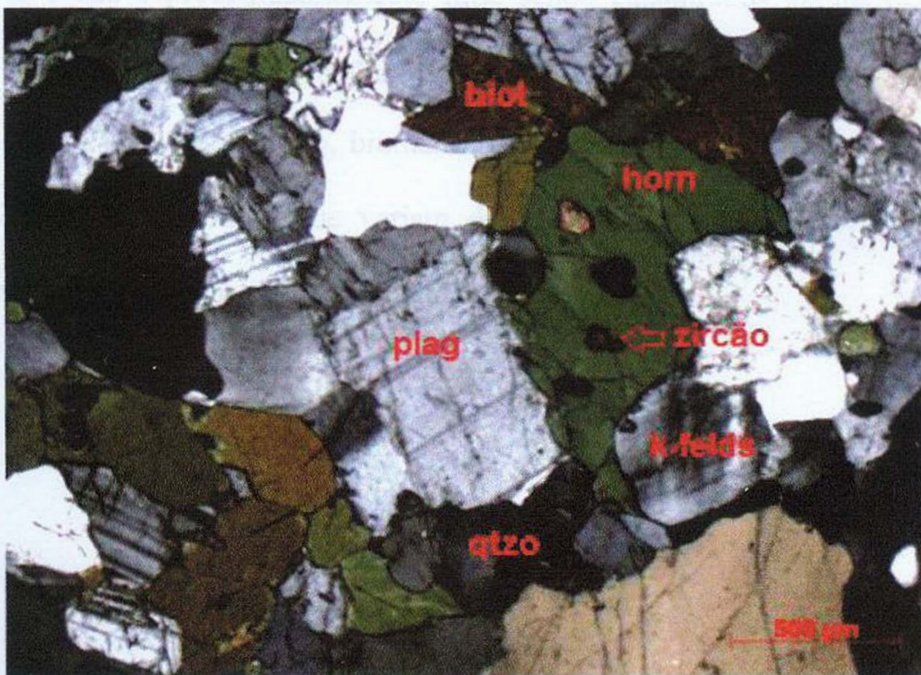


Figura 10: mineralogia do ortogneisse CRN em lâmina (Santos, 2011).

6.1.2. Leucognaisse

A unidade Leucognaisse foi considerada, neste trabalho, como pertencente ao Complexo Rio Negro, baseado em relações de campo encontradas entre essas unidades e em aspectos petrográficos. Por ser pouco representativa na área, não foi possível delimitá-la no mapa geológico, motivo pelo qual ela foi inserida no domínio do ortognaisse CRN. Alguns afloramentos dessa unidade apresentam feições indicativas de fusão da rocha, com separação de material máfico e félsico (figura 11). Também são encontrados, comumente, veios pegmatíticos e de quartzo deformados ou não (figura 12).

Em lâmina, observa-se uma rocha com baixo índice de cor, com classificação variando entre hololeucocrática e leucocrática. Apresenta orientação bem marcada dada pelos agregados de biotita com algum anfibólio (figura 13), na maioria das vezes penetrativa. A granulação da rocha é predominantemente fina, sendo encontrados alguns exemplares de granulação média. Mineralogicamente, a rocha é formada por quartzo, K-feldspato (microclina, figura 14), plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita, minerais opacos, allanita, apatita, rutilo, zircão e epidoto que variam de anédricos a subédricos (Santos, 2011) e apresenta textura equigranular ou inequigranular porfírica.

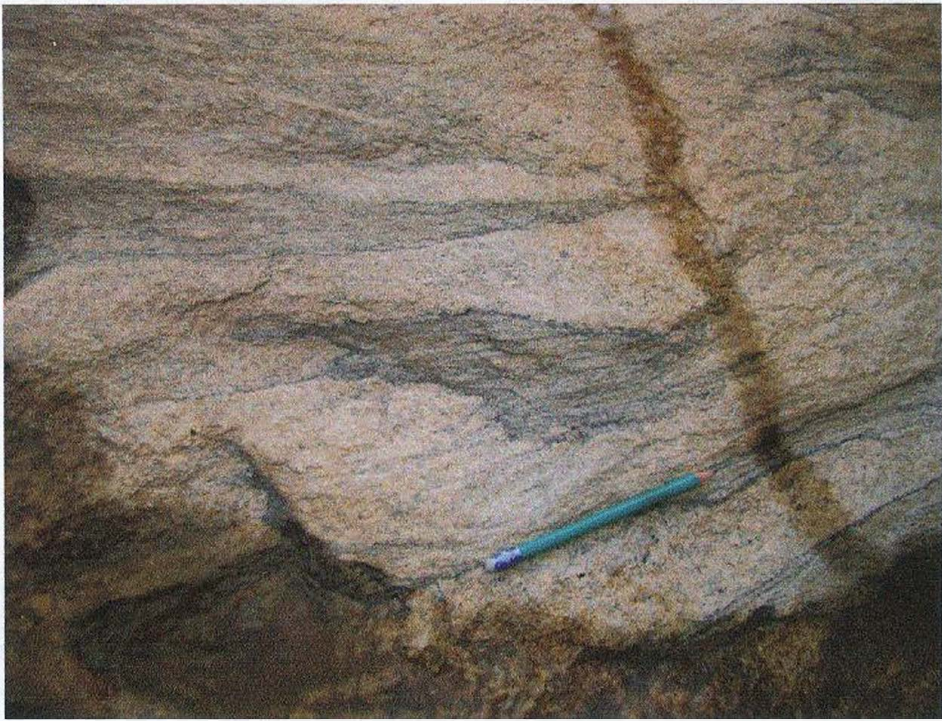


Figura 11: Leucognaisse parcialmente fundido



Figura 12: Dobra em veio pegmatítico em afloramento do leucognaisse.

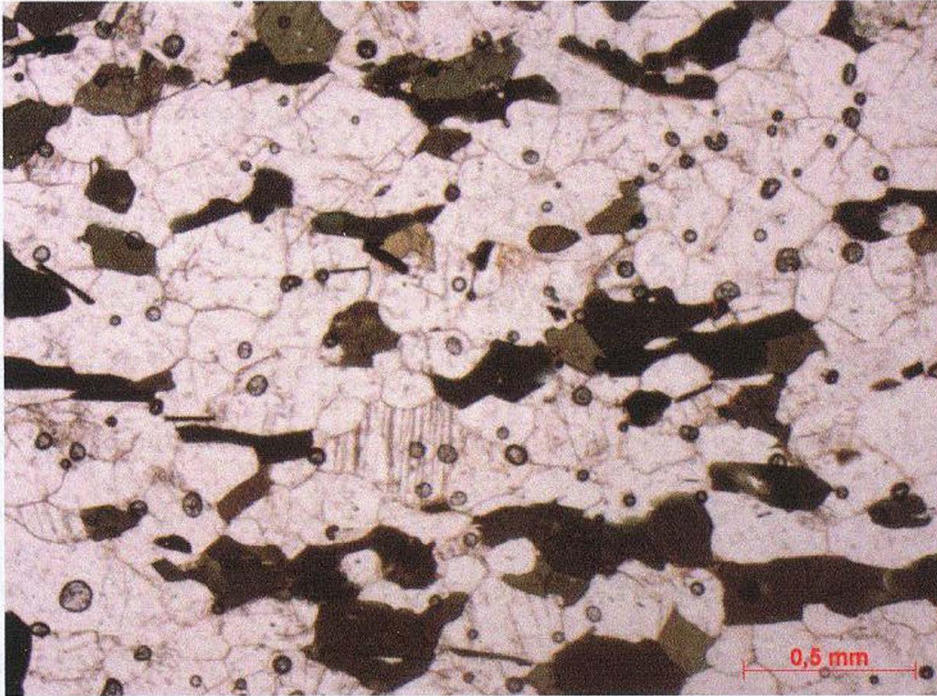


Figura 13: Fotomicrografia do leucognaisse, mostrando a orientação dos minerais máficos.



Figura 14: Detalhe de K-feldspato com pertita em lâmina do leucognaisse.

6.2. Batólito Serra dos Órgãos

6.2.1. Ortognaisse

Esta unidade é a que define o Batólito Serra dos Órgãos (BSO) e consiste em ortognaisses granodioríticos a graníticos. É comum aparecer afloramentos dessa rocha sob a forma de grandes paredões ao longo de estradas ou em lajedos nas encostas. Em alguns afloramentos foram encontrados xenólitos máficos, pertencentes ao Complexo Rio Negro, na maioria das vezes angulosos e de tamanhos variados (figura 15). De acordo com Mendes *et al.* (2004), esses xenólitos possuem composição predominantemente diorítica e hornblendítica.

O ortognaisse BSO é leucocrático, com o índice de cor dado principalmente pela biotita e em menor quantidade pelo anfibólio, sendo este último em menor abundância que no ortognaisse do Complexo Rio Negro. É notável também a presença de magnetita na rocha, em quantidade significativa e alcançando, às vezes, tamanhos centimétricos (figura 16A). Apresenta uma foliação descontínua e, por vezes, aparece com estrutura isotrópica, mostrando uma variação da deformação sofrida pelo corpo ao longo de sua colocação tardi a pós-tectônica (figura 16B). Por ser o foco deste trabalho, a petrografia do ortognaisse do BSO será discutida com mais detalhe posteriormente.

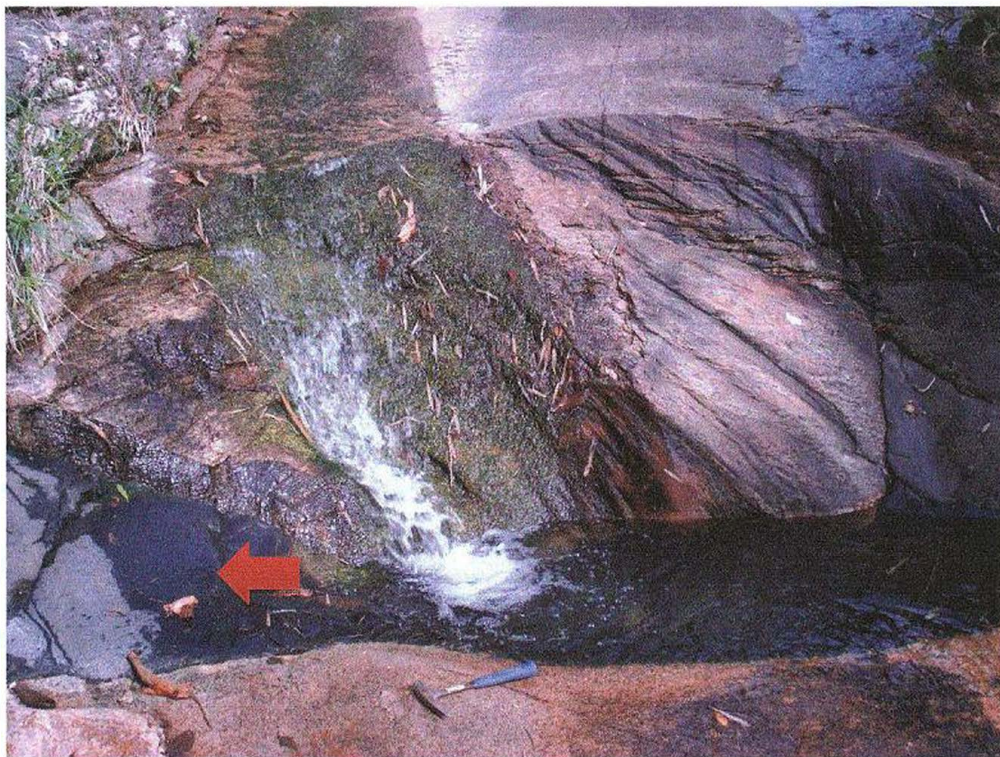


Figura 15: Afloramento do ortogneisse BSO com xenólito máfico do Complexo Rio Negro, que está apontado pela seta vermelha.



Figura 16: A) Cristal de magnetita encontrado no ortogneisse; B) foliação descontínua.

6.2.2. Leucogranito

A unidade Leucogranito foi inserida, neste trabalho, no Batólito Serra dos Órgãos. Em campo, essa rocha ocorre quase sempre associada ao ortognaisse BSO, sendo possível encontrar as duas unidades em contato (figura 17). Ela ocorre em afloramentos do tipo lajedo em drenagens, mas o mais comum são blocos ou saprólito da rocha, sendo seu domínio caracterizado geomorfologicamente por relevo mais arrasado. Também é comum encontrar xenólitos do Complexo Rio Negro inseridos nesta unidade, que, assim como no ortognaisse do BSO, são de angulosos a arredondados, de variados tamanhos e com composição geralmente diorítica (figura 18). Trata-se de um granito de baixo índice de cor, classificado como hololeucocrático ou leucocrático.

Comumente apresenta alguma orientação dos minerais máficos, não penetrativa, interpretada como lineação de fluxo ígneo. Dentre esses minerais, a maior parte é constituída de biotita, mas anfibólio (hornblenda) ocorre pontualmente. Também é notável a presença de magnetita, assim como no ortognaisse do BSO (figura 19). Além da biotita (figura 20B), ocorrem como minerais essenciais quartzo, K-feldspato (figura 20A e 20D) e plagioclásio. Apatita, zircão, allanita, titanita (figura 20C) e granada, juntamente com hornblenda e opacos (sobretudo magnetita) ocorrem como minerais acessórios. A granulação da rocha pode variar desde fina até grossa, sendo que na primeira variação a orientação dos minerais máficos torna-se mais evidente.

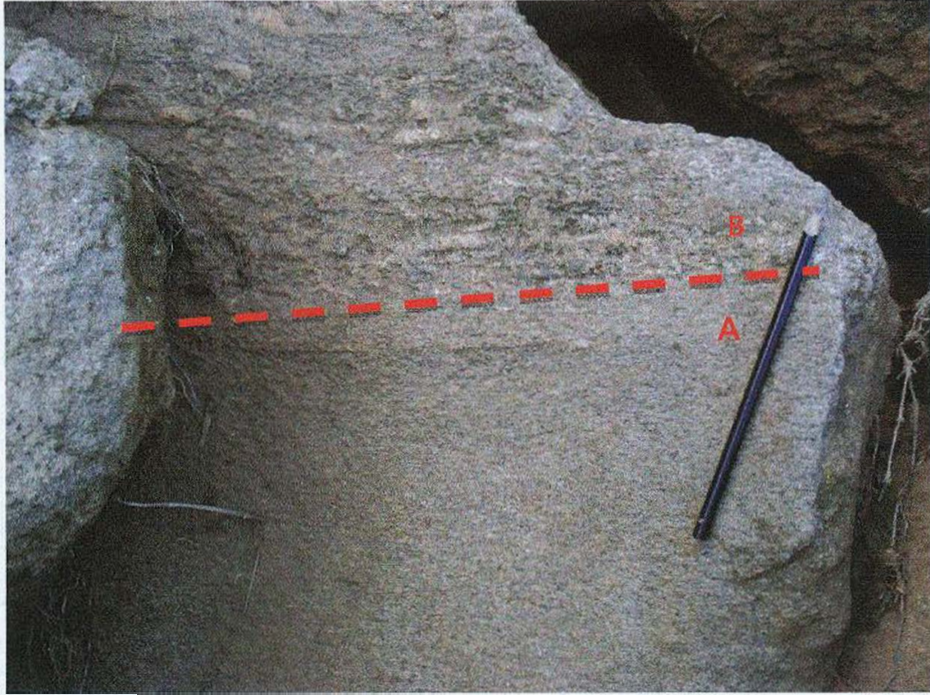


Figura 17: Bloco do leucogranito (A) em contato com o ortogneisse BSO (B).



Figura 18: Lajedo em drenagem de leucogranito com zona de enclaves máficos.



Figura 19: Bloco de leucogranito com cristais de magnetitas.

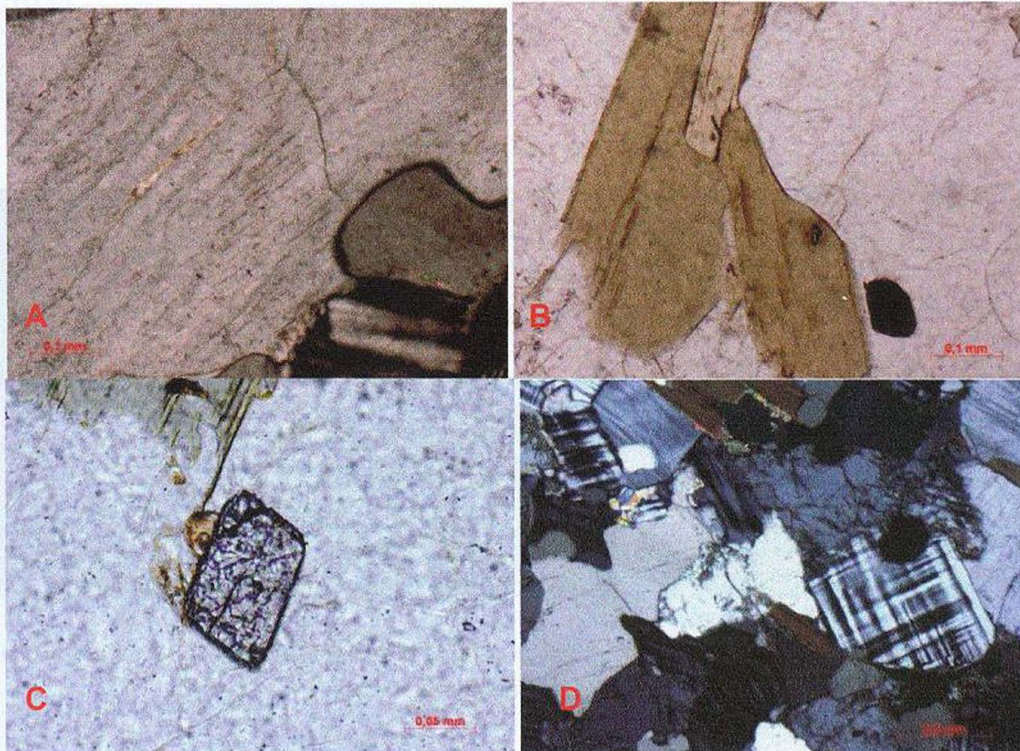


Figura 20: Fotomicrografias do leucogranito mostrando: A- perfitas em k-feldspato; B- biotita com inclusão de zircão; C- titanita; D- abundância de K-feldspato em nicóis cruzados.

6.3. Diques de diabásio

Esses diques ocorrem em toda área, cortando todas as demais litologias e tem sua gênese relacionada com a abertura do oceano Atlântico Sul, no Cretáceo. Em campo, são identificados através da coloração do solo, extremamente avermelhado chegando a atingir matizes arroxeados devido à remobilização do ferro dessas rochas, e por blocos arredondados da rocha, muitas vezes *in situ* (figura 21). Esses blocos quase sempre apresentam esfoliação esférica e estão em avançado estado de alteração, adquirindo a típica coloração alaranjada. Santos (2011) atribui a esses diques a direção NE-SW, de acordo com os pontos de sua ocorrência. Em lâmina, esses diabásios são holocristalinos, mesocráticos, com textura intergranular, subofítica e glomeroporfirítica (figura 21), de granulação fina a média, com minerais subédricos a anédricos. São essencialmente compostos por plagioclásio, clinopiroxênio (provável augita), minerais opacos, biotita, titanita, olivina, epidoto e clorita (Fatah, 2011).



Figura 21: À esquerda, bloco de diabásio envolto em solo avermelhado. À direita, fotomicrografia da rocha com textura intergranular sub-ofítica.

6.4. Ortognaisse do BSO – Petrografia

Para o estudo petrográfico do ortognaisse foram analisadas um total de cinco lâminas delgadas, provenientes de amostras selecionadas em campo e posteriormente em laboratório. O estudo dessas lâminas permitiu classificar a rocha como fanerítica holocristalina leucocrática, estimando-se um índice de cor que varia de 15 a 10%. A textura da rocha é inequigranular hipidiomórfica, na maioria das lâminas seriada, e a granulação varia de média a grossa. A rocha apresenta ainda uma orientação dos minerais máficos, representados principalmente pela biotita e hornblenda que ocorrem em agregados, juntamente com a titanita (figura 22). Outro indicio de deformação, além dessa orientação, é a presença de cristais de quartzo anédricos com extinção ondulante (figura 23), reafirmando a colocação desse corpo como sin a tardi-tectônico.

A mineralogia essencial do ortognaisse consiste em quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Os minerais acessórios são: hornblenda, apatita, zircão, allanita, granada, titanita, minerais opacos (magnetita). A hornblenda por vezes também aparece como mineral essencial. Dentre os minerais secundários, destacam-se: mica branca, epidoto, argila e clorita.

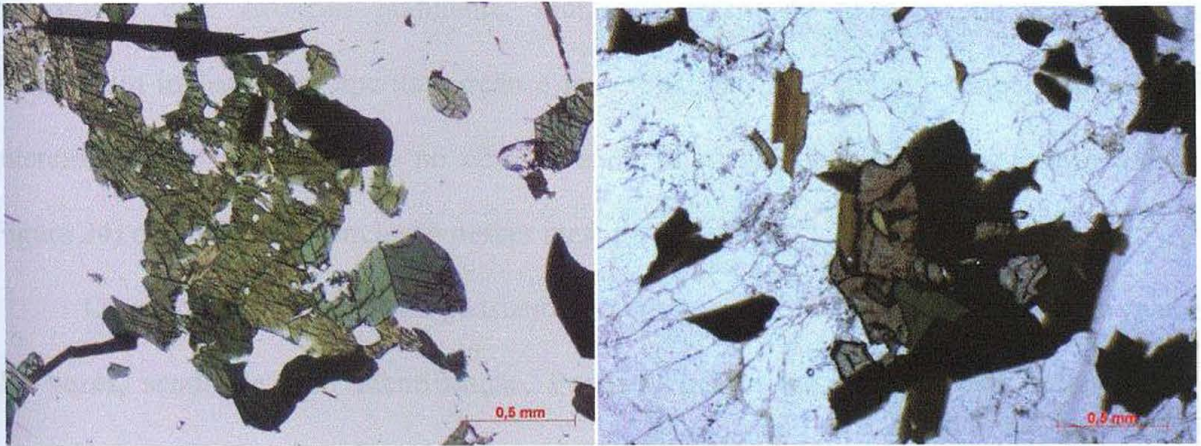


Figura 22: Agregados de minerais máficos em lâminas do ortogneisse.

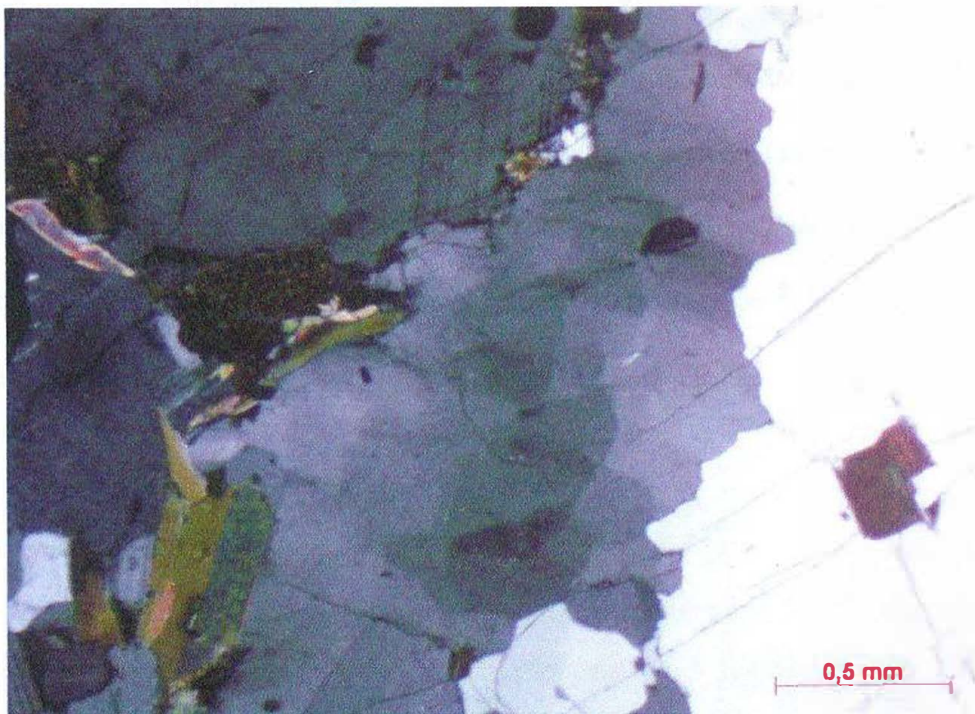


Figura 23: Cristal de quartzo com extinção ondulante.

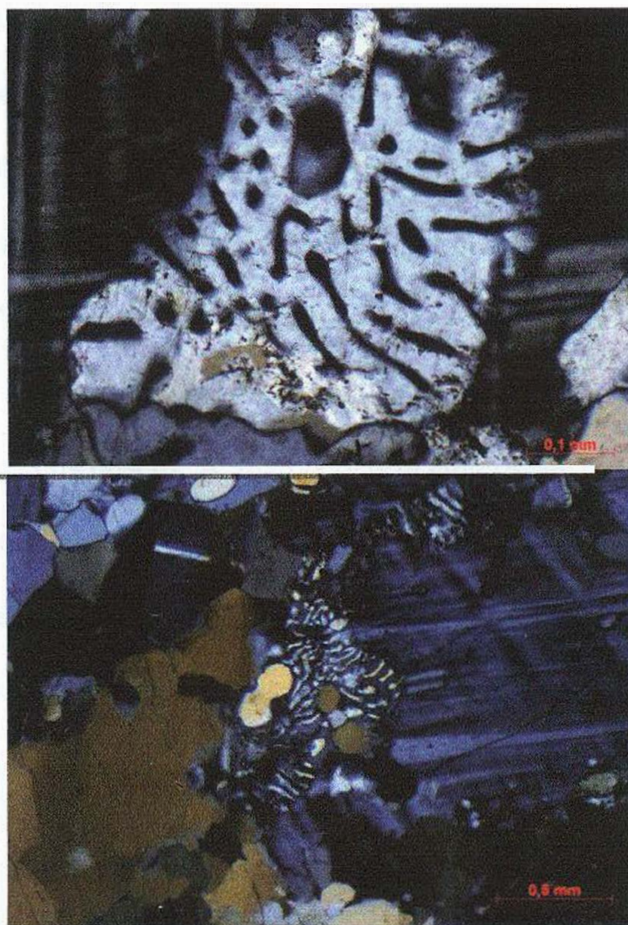


Figura 24: Textura mirmequítica no contato entre plagioclásio e microclina.

A biotita (figura 25-C) ocorre com hábito lamelar, normalmente em agregados monominerálicos ou juntamente com hornblenda e titanita (figura 22). São cristais subédricos a anédricos com tamanho médio de 1,5 mm, apresentando inclusões de zircão e minerais opacos. Apresenta pleocroísmo variando de bege a marrom escuro e clivagem em uma direção. Por vezes, aparece alterada para clorita ou muscovita.

O anfibólio presente apresenta pleocroísmo variando do verde claro ao verde escuro e clivagem em duas direções distintas posicionadas a 60° (figura 22). Ocorre na forma de cristais isolados ou juntamente com a biotita nos agregados. Os cristais aparecem subédricos a anédricos, geralmente alongados, com tamanho variando de 0,5 a 2,0 mm. Apresentam inclusões de zircão, apatita e minerais opacos. Em uma das lâminas, ocorre associado a epidoto, que pode tratar-se de alteração do anfibólio.

A titanita (figura 25-A) aparece em cristais subédricos a euédricos, com hábito losangular e coloração bege. Seu tamanho varia de submilimétrico a 1,0 mm e ocorre geralmente nos agregados máficos. Alguns cristais apresentam inclusões de opacos.

O zircão e a apatita aparecem em tamanhos submilimétricos como inclusões nos minerais essenciais. Apresentam hábito prismático e cristais euédricos a subédricos. A granada (figura 25-B) aparece disseminada na rocha, com hábito granular, coloração rosada clara e inclusões de minerais opacos. A allanita ocorre em cristais subédricos a anédricos, por vezes associada a epidoto, com coloração amarelada a caramelo. Por fim, os minerais opacos ocorrem na rocha como inclusões e mais raramente como cristais isolados, geralmente com hábito granular a octaédrico, sugerindo serem magnetitas.

Ocorrem ainda na rocha os minerais secundários, provenientes da alteração dos minerais primários. A clorita aparece como resultado da alteração de biotita ou hornblenda. Epidoto (figura 26) ocorre sempre associado a feldspato ou a hornblenda, indicando ser alteração desses minerais. A mica branca e os argilo-minerais aparecem alterando os feldspatos, tanto plagioclásio quanto microclina. Muscovita também ocorre, como produto da alteração de feldspato ou biotita.

A composição modal observada nas lâminas descritas, feita com 800 pontos, está representada na tabela a seguir (tabela 1), juntamente com a composição do Leucogranito, de modo a possibilitar uma comparação entre as duas unidades do BSO. Também foram utilizados dados de composição modal de trabalhos anteriores (Santos, 2011 e Fatah, 2011) tanto do leucogranito quanto do ortognaisse, de modo a se obter uma classificação mais representativa.

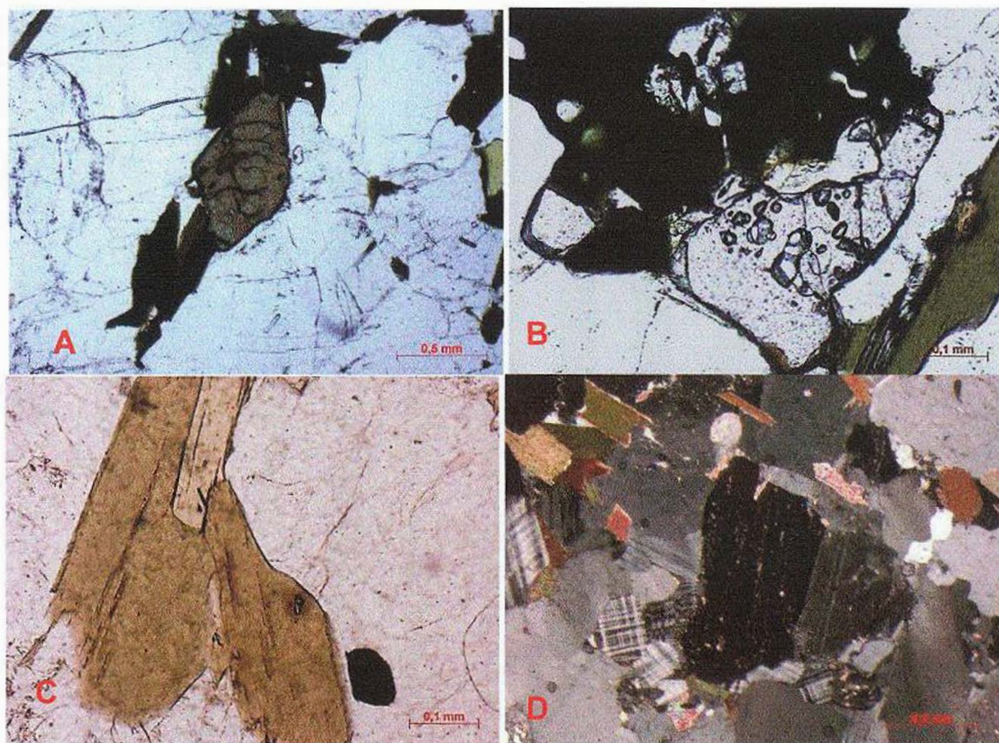


Figura 25: A- cristal euédrico de titanita; B- granada com inclusões; C- cristais de biotita com inclusão de zircão; D-feldspato alterando para mica branca.

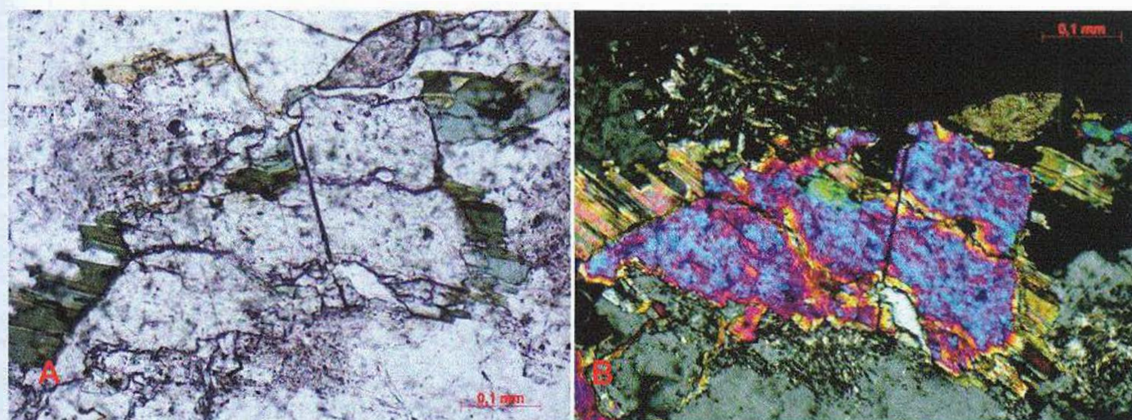


Figura 26: Epidoto associado a clorita e titanita com nicóis descruzados (A) e nicóis cruzados e ligeiramente rotacionado (B).

Tabela 1: Composição modal das rochas do ortognaisse e do leucogranito do BSO. Legenda: Qz – quartzo; Pl – plagioclásio; Kfs – K-feldspato; Hbl – hornblenda; Ttn – titanita; Ap – apatita; Zrn – zircão; Aln – alanita; Grd – granada; Opc – opacos; Rt – rutilo; Ep – epidoto; Clo – clorita; Musc – muscovita.

Lâmina	Litologia	%																	
		Qz	Pl	Kfs	Bt	Hbl	Ttn	Ap	Zrn	Aln	Grd	Opc	Rt	Ep	Clo	Musc	Q	A	P
SU-02	Leucogranito	40	24,3	28,3	8,1	-	-	tr	tr	-	-	0,3	-	-	-	-	43,2	30,6	26,2
SU-03	Ortognaisse	40,2	30,6	25,5	2,1	1	-	-	0,1	0,5	-	-	-	-	-	-	41,7	26,5	31,8
SU-06	Leucogranito	39	25,2	25	7	2,6	-	-	tr	tr	-	1,2	-	-	-	-	43,7	28	28,3
SU-29	Leucogranito	46,2	27,5	22	4	-	-	tr	tr	-	-	tr	-	-	0,3	-	48,3	23	28,7
SU-33	Leucogranito	26,8	11,6	60,6	0,2	0,3	-	-	tr	-	-	0,5	-	-	-	-	27,1	61,2	11,7
SU-34	Ortognaisse	39,6	18,7	39,1	1	0,2	-	tr	tr	-	-	1,2	-	-	-	-	40,7	40,1	19,2
SU-46	Ortognaisse	28	34	27	7	3	0,1	-	tr	-	-	0,8	-	-	0,1	-	31,5	30,3	38,2
SU-47	Ortognaisse	38,8	27,5	21	10,8	1	tr	tr	0,2	0,3	-	-	-	0,1	-	-	44,4	24,1	31,5
SU-48	Leucogranito	39,5	24,6	32,6	2,3	0,4	-	-	tr	-	-	0,4	0,2	-	-	-	40,9	33,7	25,4
SU-49	Ortognaisse	25,4	22	46,1	5,5	-	-	-	tr	tr	1	tr	-	-	-	-	27,2	49,3	23,5
SU-50	Leucogranito	21,1	29,6	45	0,5	0,6	-	-	tr	-	-	3,2	-	-	-	-	22	47	31
SU-51	Leucogranito	34,1	28,2	34,2	2,7	0,6	-	tr	tr	-	-	0,2	-	-	-	-	35,3	35,4	29,3
SU-60	Leucogranito	37	31	28,8	0,8	-	-	-	0,6	-	-	0,8	1	-	-	-	38,2	29,8	32
SU-78	Ortognaisse	29,2	32,5	33,5	2,3	0,8	-	-	1	0,2	-	0,5	-	-	-	-	30,7	35,2	34,1
SU-146B	Ortognaisse	30	34	21,8	8,2	4,4	0,6	tr	tr	-	-	0,5	-	0,2	0,3	-	35	25,4	39,6
SU-161	Leucogranito	36	29	32	2,9	-	-	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr	-	37	33	30
SU-171A	Leucogranito	45,1	18,8	26,1	8,9	-	-	tr	tr	-	-	0,7	-	-	-	0,4	50,1	29	20,9
SU-214	Leucogranito	38,4	29,9	24,4	6,7	0,2	0,2	tr	0,1	-	-	tr	-	-	-	0,1	41,4	26,3	32,3
SU-243	Ortognaisse	29,1	38,7	19,6	12,6	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	tr	-	33,3	22,4	44,3
SU-297B	Ortognaisse	12,8	33,6	45,6	6,8	1	0,1	tr	tr	0,1	-	tr	-	tr	tr	-	13,9	49,6	36,5
SU-298A	Ortognaisse	48,7	29,9	10,7	4,2	6,2	-	tr	tr	0,1	0,2	tr	-	-	-	-	54,5	12	33,5
SU-300	Leucogranito	33,6	20,5	39,3	4,3	-	-	tr	tr	-	-	tr	-	-	tr	2,3	36	42,1	21,9

A partir da composição modal foi confeccionado o gráfico QAP (Streckeisen, 1979) (figura 27), com as porcentagens normalizadas de quartzo (Q), K-feldspato (A) e plagioclásio (P). Observa-se uma composição predominantemente granítica para as rochas do ortogneisse, assim como as rochas do leucogranito. O ortogneisse apresenta uma dispersão maior das amostras, algumas situando-se no campo de granodiorito.

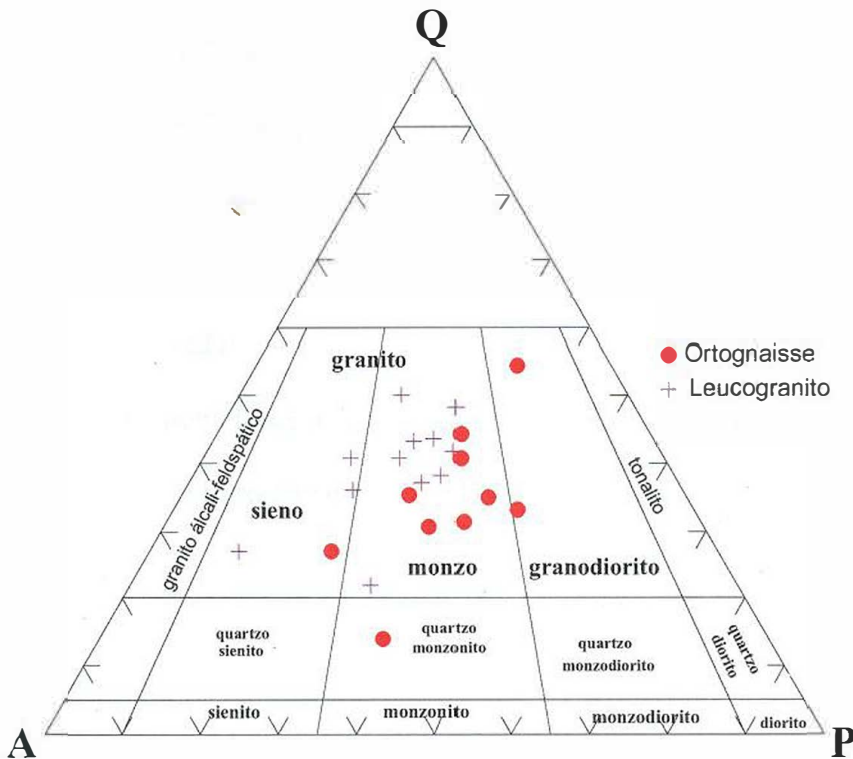


Figura 27: Gráfico QAP para as amostras do ortogneisse e do leucogranito BSO (Streckeisen, 1979).

7. GEOQUÍMICA.

Os resultados geoquímicos aqui apresentados foram obtidos através da análise de cinco amostras do Ortognaisse Batólito Serra dos Órgãos, sendo uma análise realizada neste trabalho e as outras quatro extraídas de Santos (2011). Para complementar os resultados, foram inseridos os resultados obtidos das outras unidades litológicas que afloram na área, de modo a possibilitar a comparação das assinaturas geoquímicas. Também foram considerados resultados obtidos no trabalho de Fatah (2011), com o objetivo de se ter resultados mais representativos. A tabela 2 traz os resultados dessas análises para cada amostra, com elementos maiores e menores e a tabela 3 mostra os resultados para os elementos traços.

Baseado nos dados obtidos observa-se um teor de sílica para o ortognaisse BSO variando de 69,51 a 77,66%. Também é notável a quantidade de Ba nessas amostras, assim como de Sr, ambas bem elevadas.

Com os dados provenientes das análises, foram confeccionados diagramas geoquímicos de classificação e caracterização magmática.

Tabela 2: Dados quantitativos de análise geoquímica, obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos maiores e menores (% em peso de óxidos).

Amostra	Litologia	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOT	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SU-33	Ortognaisse (BSO)	77,66	0,04	12,66	0,97	1,08	0,04	0,03	0,42	3,64	4,23	0,00
SU-34	Ortognaisse (BSO)	74,08	0,10	14,30	1,33	1,48	0,04	0,09	0,83	4,43	4,09	0,01
SU-46	Ortognaisse (BSO)	69,51	0,47	14,85	3,92	4,36	0,06	0,69	3,62	3,64	2,20	0,11
SU-47	Ortognaisse (BSO)	70,78	0,33	15,23	2,80	3,11	0,05	0,50	3,23	3,78	2,64	0,07
SU-298A	Ortognaisse (BSO)	73,50	0,32	13,06	3,65	4,06	0,09	0,17	2,71	3,76	1,37	0,04
SU-29B	Leucogranito (BSO)	74,31	0,19	13,86	1,90	2,12	0,03	0,16	1,25	3,31	4,91	0,03
SU-48	Leucogranito (BSO)	76,92	0,03	12,74	1,02	1,14	0,03	0,00	0,55	3,55	4,90	0,00
SU-49	Leucogranito (BSO)	76,48	0,05	13,34	0,96	1,06	0,04	0,00	0,60	3,91	4,42	0,01
SU-51	Leucogranito (BSO)	73,88	0,12	13,76	1,93	2,14	0,04	0,07	1,06	3,87	4,84	0,01
SU-50	Leucogranito (BSO)	76,14	0,04	13,41	0,89	1,00	0,01	0,02	0,28	3,44	4,83	0,00
SU-171	Leucogranito (BSO)	71,08	0,31	15,60	1,52	1,69	0,03	0,51	1,77	4,47	3,70	0,06
SU-297A	Leucogranito (BSO)	69,54	0,41	14,84	3,77	4,19	0,06	0,35	1,76	2,93	4,87	0,08
SU-2	Leucogranito (BSO)	69,61	0,27	16,36	1,86	2,07	0,04	0,51	2,12	5,32	3,05	0,08
SU-300	Leucogranito (BSO)	74,00	0,13	14,03	0,98	1,09	0,03	0,31	1,27	3,27	5,02	0,04
SU-126	Leucogranito (BSO)	75,31	0,15	13,46	1,65	1,84	0,07	0,22	1,18	3,54	4,06	0,04
SU-114	Leucogranito (BSO)	73,14	0,26	14,81	2,00	2,23	0,06	0,46	2,44	3,50	3,08	0,07
SU-128	Ortognaisse (CRN)	58,52	0,91	18,72	6,46	7,18	0,16	2,02	5,75	4,32	1,66	0,25
SU-130	Ortognaisse (CRN)	60,72	0,85	18,07	5,58	6,21	0,12	1,89	5,77	4,70	1,39	0,23
SU-71	Leucognaisse (CRN)	71,44	0,32	14,90	2,55	2,83	0,07	0,63	2,24	4,28	3,02	0,07
SU-25	Leucognaisse (CRN)	66,05	0,45	16,43	4,48	4,99	0,10	0,49	3,39	4,26	2,35	0,10

Tabela 3: Dados quantitativos de análise geoquímica obtidos através no método de Fluorescência de Raios-X para elementos menores e traços (expressos em ppm).

Amostra	Litologia	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Cr	Y	V	Ga
SU-33	Ortognaisse (BSO)	65	136	33	46	10	0	0	80	0	53	47	20
SU-34	Ortognaisse (BSO)	907	120	785	195	17	24	56	83	25	27	30	20
SU-46	Ortognaisse (BSO)	2275	59	300	216	10	0	7	74	0	38	424	20
SU-47	Ortognaisse (BSO)	1989	62	310	166	8	2	0	62	0	31	82	22
SU-298A	Ortognaisse (BSO)	2209	6	373	328	17	33	16	19	0	12	73	21
SU-29B	Leucogranito (BSO)	1007	124	138	158	13	1	0	73	0	48	29	23
SU-48	Leucogranito (BSO)	384	170	0	48	21	0	0	82	0	72	32	23
SU-49	Leucogranito (BSO)	517	169	40	83	12	5	0	65	0	59	41	21
SU-51	Leucogranito (BSO)	668	125	91	144	12	4	0	75	0	40	33	22
SU-50	Leucogranito (BSO)	672	164	29	101	12	3	0	67	0	47	63	21
SU-171	Leucogranito (BSO)	1409	38	533	177	15	37	4	24	0	13	32	7
SU-297A	Leucogranito (BSO)	1306	33	24	249	14	31	15	25	0	14	41	4
SU-2	Leucogranito (BSO)	1568	33	681	190	14	36	6	28	16	14	41	4
SU-300	Leucogranito (BSO)	1545	45	207	126	14	35	2	11	0	13	31	7
SU-126	Leucogranito (BSO)	1008	146	9	44	11	38	5	19	68	16	17	6
SU-114	Leucogranito (BSO)	749	66	152	124	11	37	7	28	57	14	18	6
SU-130	Ortognaisse (CRN)	879	3	362	198	19	31	23	26	88	12	81	3
SU-128	Ortognaisse (CRN)	782	7	267	186	20	30	26	29	76	13	27	7
SU-71	Leucognaisse (CRN)	1209	94	342	142	14	8	0	60	4	31	78	4
SU-25	Leucognaisse (CRN)	2888	50	399	413	9	0	7	85	0	26	89	20

7.1. Diagramas de Variação de Harker

Os diagramas de variação são diagramas bivariantes que sugerem a evolução de um determinado elemento no magma de acordo com um índice de diferenciação. No presente trabalho, foram utilizados os Diagramas de Harker, que usa como índice de diferenciação a SiO_2 . O principal objetivo desses diagramas é identificar a origem e o processo magmático através do qual houve a evolução magmática das rochas em questão.

De acordo com os diagramas obtidos, representados na figura 28, nota-se para as rochas do BSO (ortognaisse e leucogranito) um *trend* negativo para os óxidos Fe_2O_3 , FeO , MgO , Al_2O_3 , MnO e CaO , de acordo com o aumento de sílica. Isso indica que podem ter sido fracionados minerais com esses elementos, dos quais podemos citar hornblenda (Ca, Fe e Al), óxidos de ferro (Fe), plagioclásio (Al e Ca) e biotita (Al, Fe e Mg). No caso do gráfico do K_2O , observa-se um *trend* positivo, indicando um progressivo enriquecimento do magma nesse elemento. No gráfico do Na_2O , observa-se uma dispersão das amostras, com uma tendência a formar também um *trend* positivo, assim como no caso do potássio. Esse comportamento pode indicar uma acumulação de álcalis no magma com a evolução da sequência.

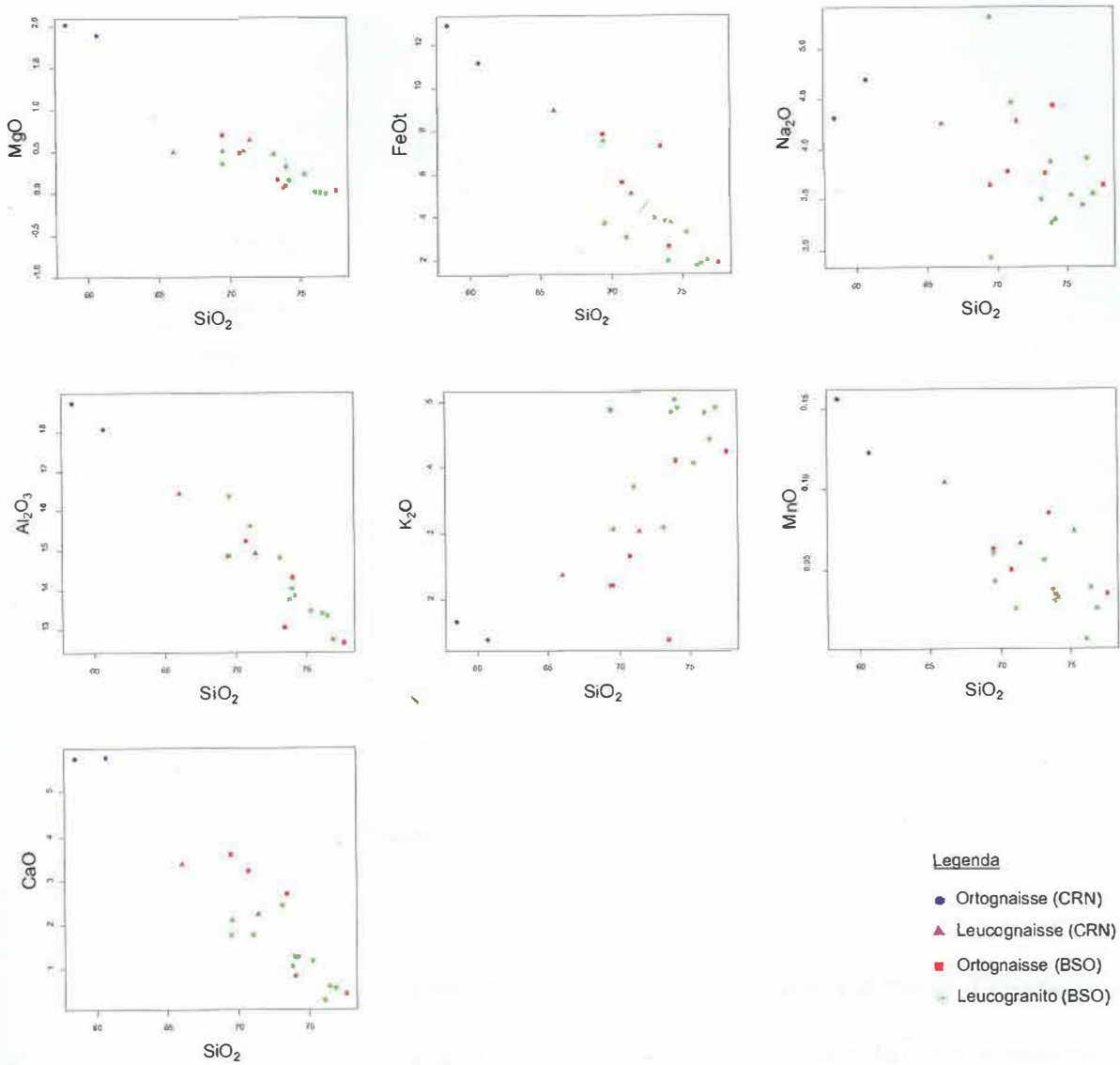


Figura 28: Diagramas de Harker para elementos maiores e menores.

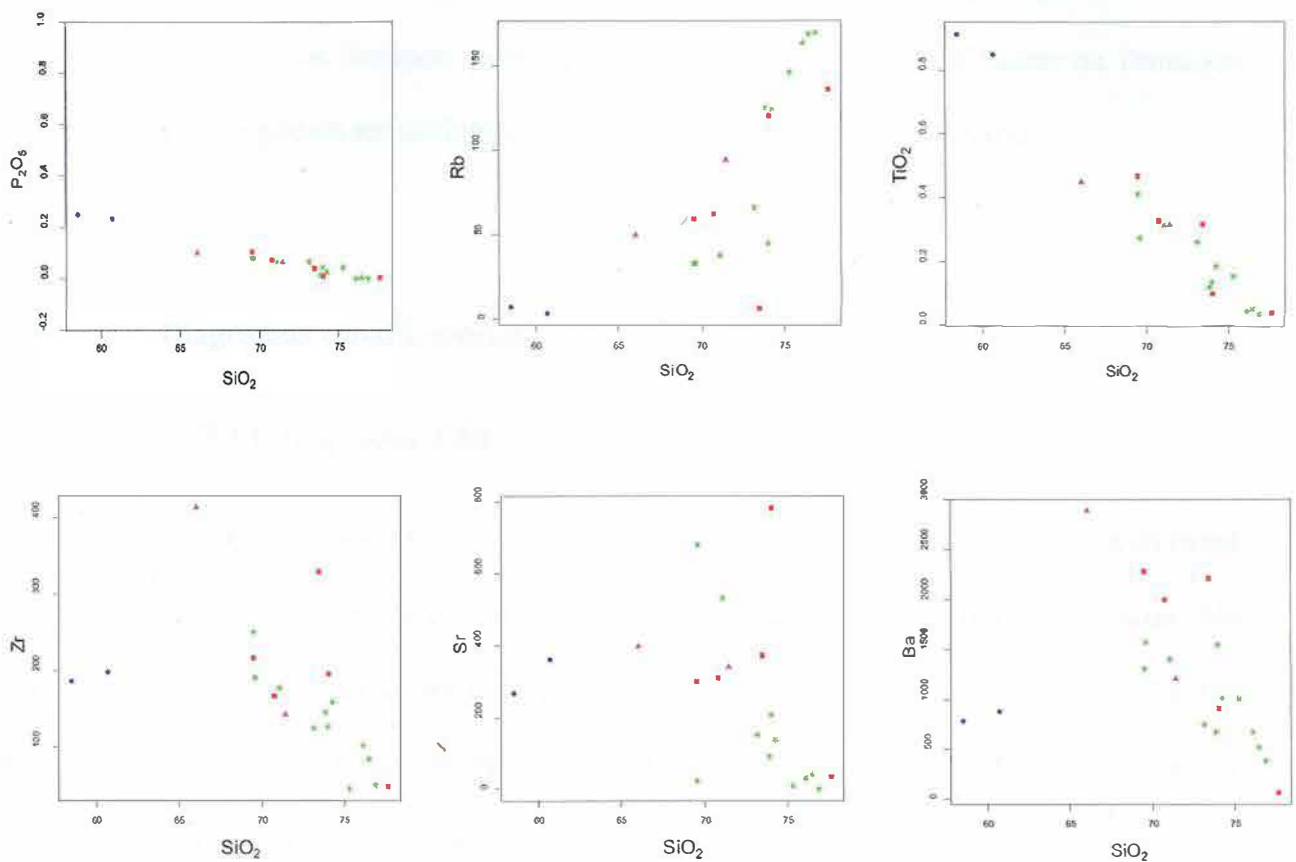


Figura 29: Diagramas de Harker para elementos menores e traços.

A figura 29 apresenta os diagramas para elementos menores e traços. Observa-se um *trend* negativo para os diagramas de P_2O_5 , TiO_2 , Zr e Ba. No caso dos três primeiros, isso pode indicar um fracionamento, respectivamente, de apatita, biotita e titanita, e zircão. No caso do bário, este elemento pode substituir o potássio na estrutura de alguns minerais, como na biotita e na hornblenda, e seu *trend* negativo pode indicar que tal substituição provavelmente ocorreu. Para o gráfico do Rb, nota-se um aumento na concentração desse elemento de acordo com o aumento de sílica, indicando um enriquecimento do magma nesse elemento. No caso do Sr, observa-se uma maior dispersão das amostras, mas com tendência a uma correlação negativa para o leucogranito.

Nota-se pelos diagramas de variação que as rochas do ortognaisse Batólito Serra dos Órgãos possuem similaridades com as do leucogranito, também pertencentes ao batólito, no

que concerne às suas assinaturas geoquímicas. Essas semelhanças podem indicar cogeneticidade entre os litotipos, permitindo inferir-se processos semelhantes na formação dessas rochas, que podem ter evoluído a partir de um mesmo magma primário.

7.2. Diagramas classificatórios

7.2.1. Diagrama TAS

O diagrama TAS utiliza como dados químicos a soma dos teores de Na_2O e K_2O (total de álcalis, TA) e os teores de SiO_2 (S), provenientes das análises químicas realizadas. No presente trabalho, foram utilizados o diagrama de Cox *et al.* (1979) e Middlemost (1985), que possibilita o estabelecimento do nome das rochas analisadas, assim como a distinção entre as séries subalcalina e alcalina no caso do primeiro.

No diagrama TAS de Cox *et al.*, (1979), as amostras das rochas do BSO plotam no campo do granito em sua maioria (figura 30). Apenas uma amostra caiu no limite entre o campo do granito e do granodiorito. Todas as amostras foram classificadas como subalcalinas, no campo das rochas ácidas. No diagrama de Middlemost (1985) a maioria das amostras são classificadas como granito, mas algumas caem no campo do granodiorito (figura 31).

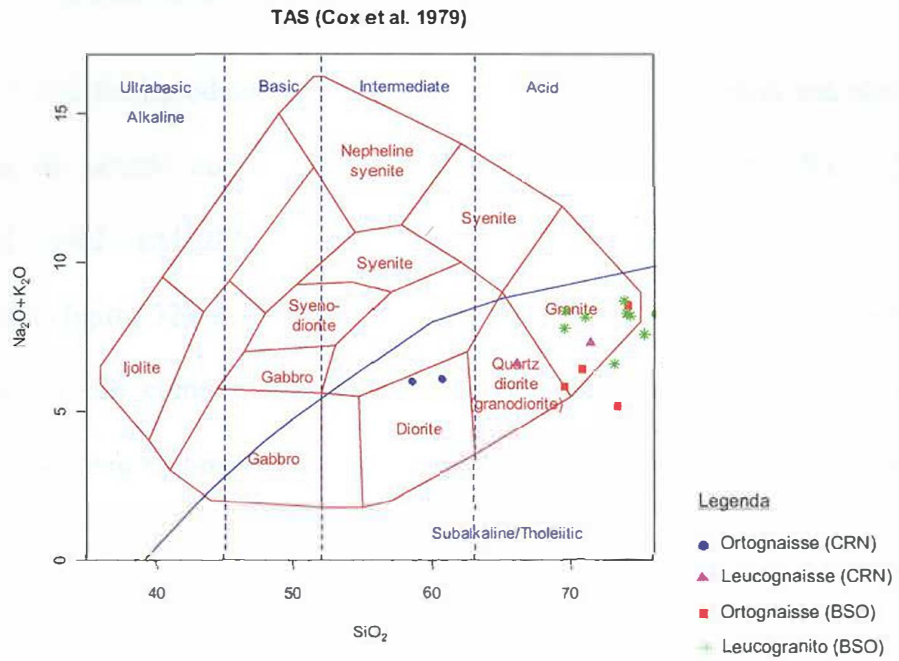


Figura 30: Diagrama TAS para rochas plutônicas de Cox *et al.* (1979).

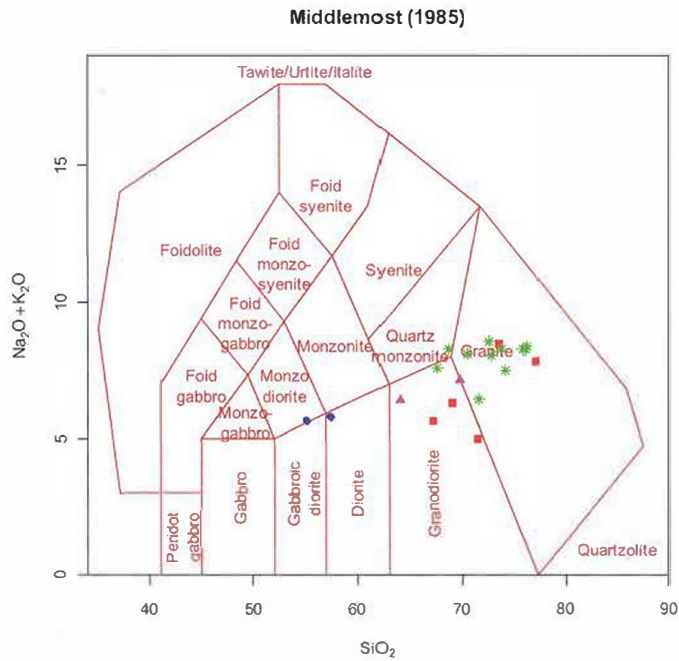


Figura 31: Diagrama de Middlemost (1985) para rochas plutônicas.

7.2.2. Diagrama R1-R2

O diagrama R1-R2 foi introduzido por De La Roche *et al.* (1980) como um modo de classificar as rochas de acordo com suas funções catiônicas denominadas R1 – $[4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})]$ – e R2 – $(\text{Al} + 2\text{Mg} + 6\text{Ca})$.

Nesse diagrama (figura 32), as rochas analisadas caíram no campo no granodiorito e no campo do granito, assim como nos gráficos anteriores que classificam essas rochas. Apenas uma amostra caiu bem no limite do campo do granito com o campo do álcali-granito.

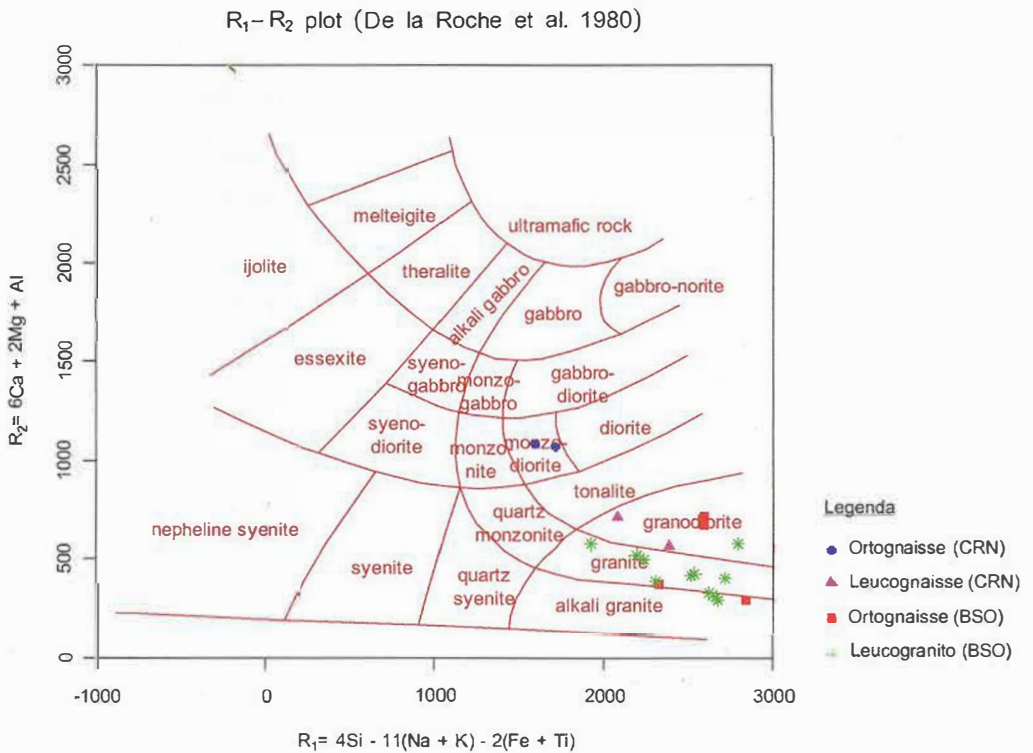


Figura 32: Diagrama R1 – R2 de De La Roche *et al.* (1980).

7.2.3. Diagrama SiO_2 X K_2O

O diagrama concebido por Peccerillo & Taylor (1976) utiliza-se dos teores de K_2O nas amostras para relacioná-lo com a sílica e classificar o conjunto de rochas em questão em quatro diferentes séries magmáticas: shoshonítica, cálcio-alcálica de alto-K, cálcio-alcálica e toleítica.

Na Figura 33 observa-se que as amostras dos granitos BSO plotam no campo da série cálcio-alcálica de alto K e no campo da série cálcio-alcálica, sendo que uma das amostras ficou bem no limite entre a série cálcio-alcálica e a série toleítica.

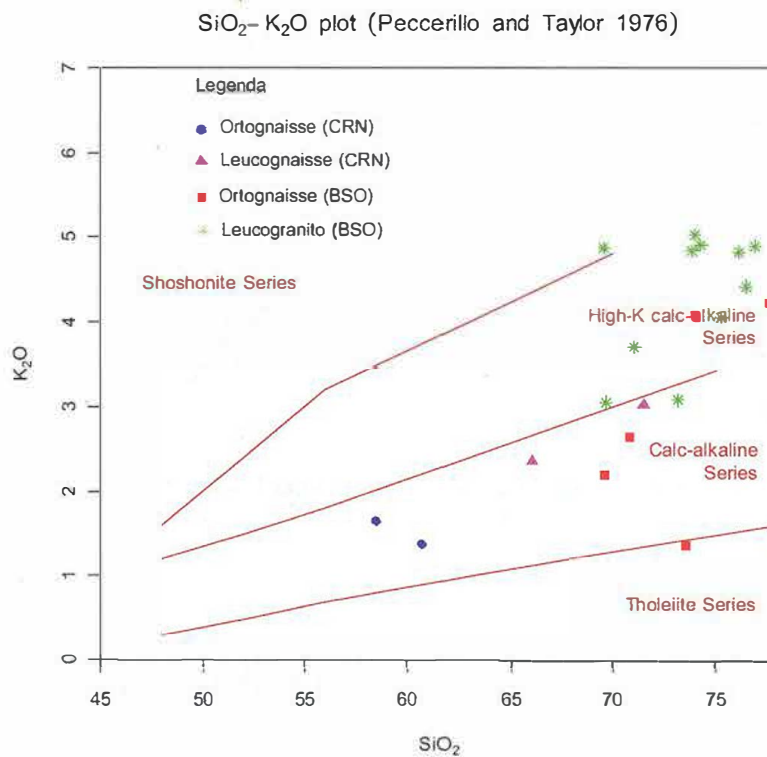


Figura 33: Diagrama SiO_2 x K_2O de Peccerillo & Taylor (1976).

7.2.4. Diagrama AFM

O diagrama AFM é um diagrama ternário em cujos vértices se encontram FeO, MgO e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Neste diagrama pode ser reconhecido um *trend* que caracteriza o conjunto de rochas como proveniente de série cálcio-alcálica ou toleítica. Na figura 34 observa-se um *trend* marcado pelo enriquecimento em álcalis, como é característico das rochas cálcio-alcálicas. Nota-se também que as rochas do leucogranito possuem esse mesmo *trend*, mostrando um estágio mais tardio da evolução do magma, com o enriquecimento em álcalis.

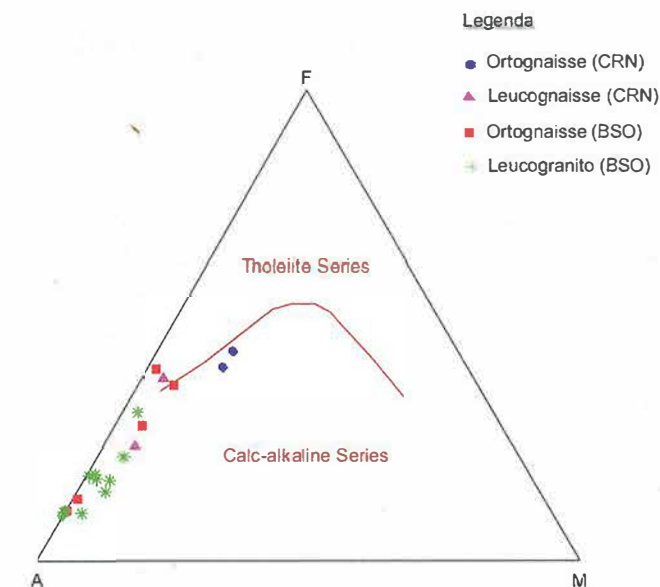


Figura 34: Diagrama AFM para as rochas do BSO.

7.2.5. Diagramas de Frost

Os diagramas de Frost (2001) consistem em três gráficos que classificam a rocha com base nas relações dos teores de FeO, MgO, Na_2O , CaO e K_2O , desconsiderando os aspectos genéticos e de ambientação tectônica. O diagrama resultante está representado na figura 35.

Pelo diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, o ortognaisse do BSO apresenta uma assinatura química com caráter ferroso, acompanhando as rochas do leucogranito e parcialmente do leucognaisse. No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ observa-se uma tendência cálcica a cálcio-alkalina para as rochas, o que reflete a pequena variação de cálcio em relação aos teores de álcalis.

Quanto à concentração de alumínio, as amostras apresentaram caráter fracamente peraluminoso, posicionados no limite entre este campo e o campo metaluminoso. Esse excesso de alumínio pode estar concentrado na biotita e provavelmente é proveniente da evolução do magma, indicando uma área fonte mais aluminosa, no entanto, contaminação por material crustal mais rico em alumínio pode ter ocorrido localmente.

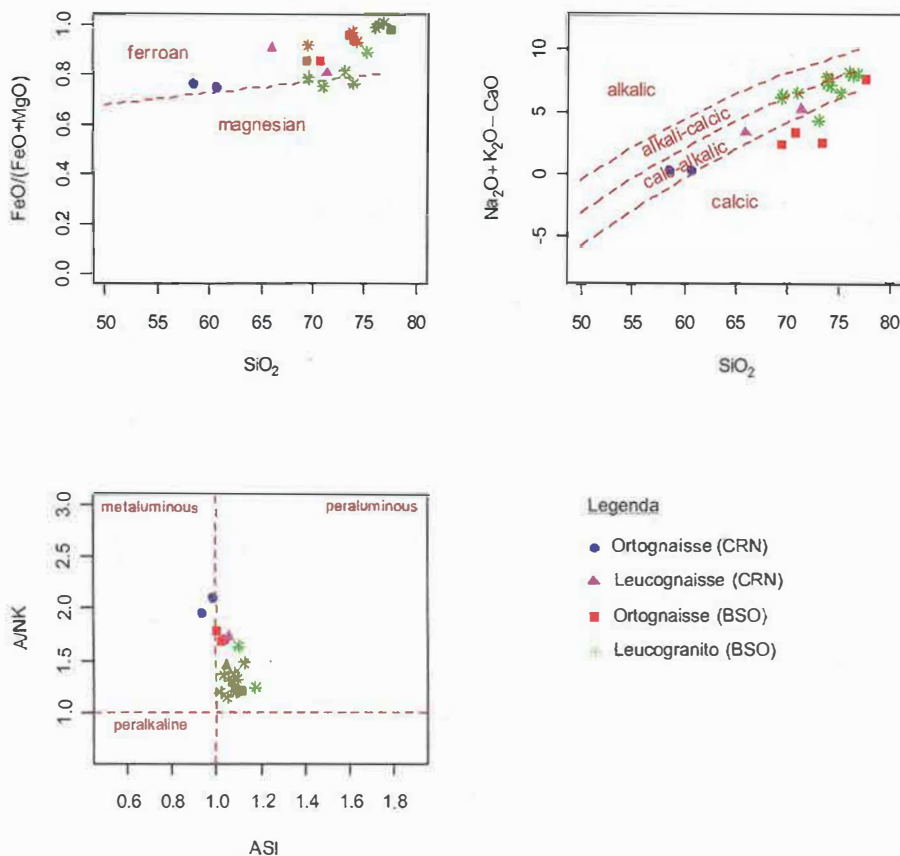


Figura 35: Diagramas de Frost (2001) para as rochas do BSO.

7.3. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico

Esses diagramas permitem que os magmas produzidos em diferentes ambientes tectônicos possam ser distintos entre si com base nas suas características químicas.

7.3.1. Diagrama de Pearce

Os diagramas de Pearce *et al.* (1984) usam as relações $Rb \times Y+Nb$, $Nb \times Y$ e $Rb \times Ta+Yb$ para classificar o provável ambiente tectônico do conjunto de rochas estudado. Os resultados são apresentados na figura 36. As amostras posicionam-se principalmente nos ambientes de granito de arco magmático e sin-colisionais, definindo um *trend* em direção ao campo de granitos intra-placa, onde plotam algumas amostras. Este tipo de comportamento indica que os granitos estudados possuem possivelmente uma herança de fonte gerada em ambiente de arco, e que a sua evolução geoquímica é caracterizada por termos mais evoluídos, de natureza química que se aproxima a de granitos intra-placa. Esse *trend* marcado pelas composições que passam para estágios mais evoluídos do magma corrobora com as assinaturas geoquímicas que mostram uma maior maturidade do magma, com enriquecimento em álcalis.

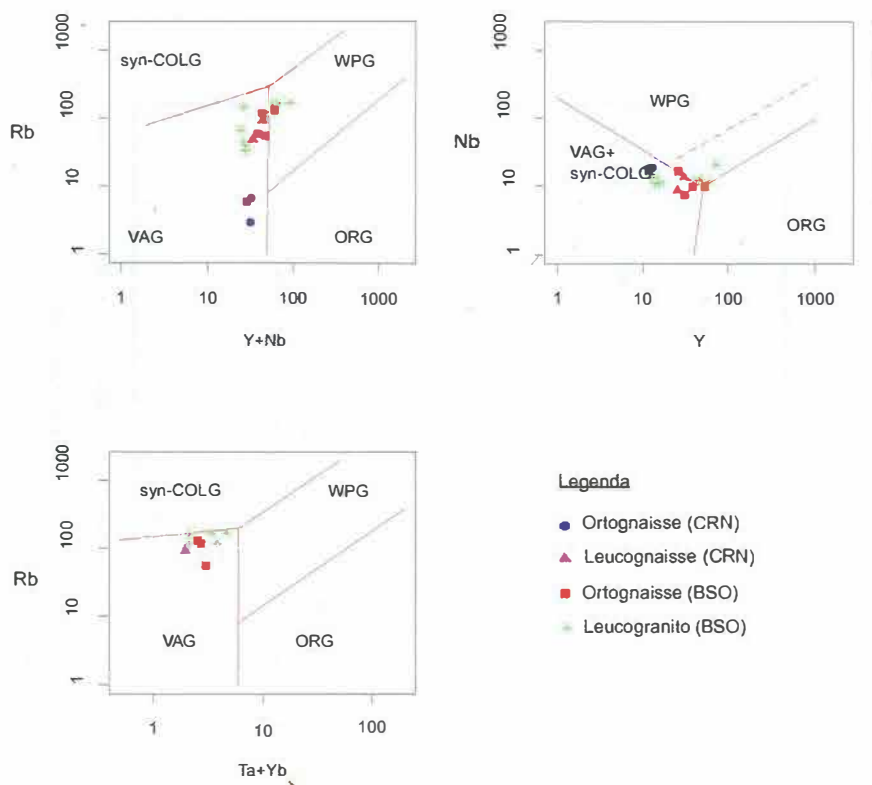


Figura 36: Diagramas de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984). Legenda: VAG: Granitos de arcos vulcânicos; WPG: Granitos intraplaca; ORG: Granitos de dorsal mesoceânica; syn-COLG: granitos sin-colisionais.

7.3.2. Diagrama de Batchelor & Bowden

O diagrama de Batchelor & Bowden (1985) utiliza-se de razões catiônicas representadas por R1 e R2 para classificar o ambiente tectônico da rocha, sendo possível distinguir as fases orogênicas. O diagrama resultante (figura 37) mostra que as rochas do BSO apresentam um *trend* evolutivo partindo do campo sin-colisional, bem no limite com pré-colisional, até o campo de ambiente pós-orogênico. Isso confirma a tendência composicional da sequência para estágios mais evoluídos da crosta, ou seja, maior maturidade crustal.

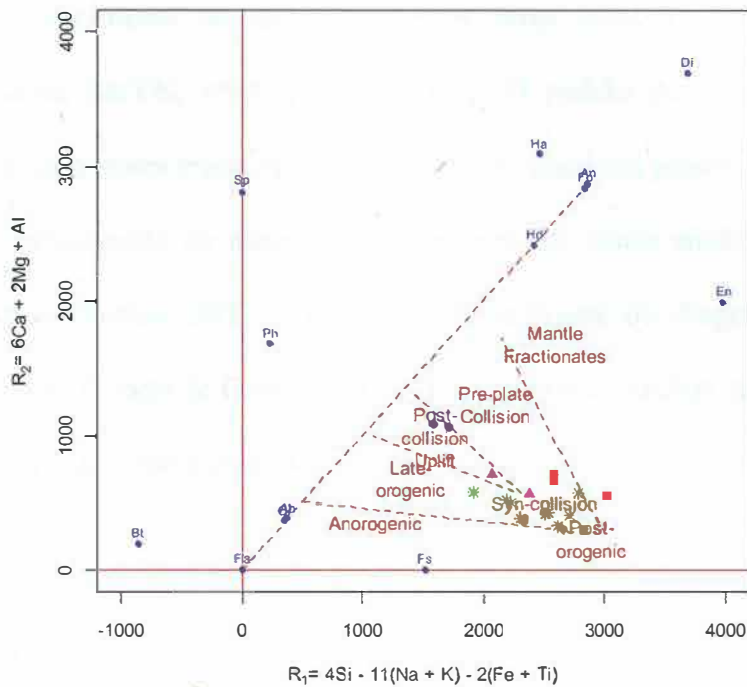


Figura 37: Diagrama de Batchelor e Bowden (1985) para as rochas do BSO.

7.4. Diagrama normalizado de ETR

Para a confecção desse diagrama, utilizou-se como normalização o condrito de Boynton (1984) e os dados de elementos de terras raras (ETR) do trabalho de Santos (2011). Os dados utilizados estão representados na tabela 4. Esse diagrama permite a identificação de características da fonte geradora, além de fornecer ajuda quanto à provável ambientação tectônica.

O diagrama obtido (figura 38) permite identificar uma forte anomalia em Eu. O Eu pode substituir o Ca e o Sr em condições de baixa fugacidade de oxigênio, pois se torna bivalente, entrando assim na estrutura do plagioclásio. Essa anomalia pode ser interpretada, portanto, como refletindo condições de baixa fO_2 , empobrecendo o magma em Eu com o fracionamento de plagioclásio, constituindo uma anomalia negativa no diagrama. Outra possibilidade, menos provável para o caso do ortogneisse, é ter havido retenção de

plagioclásio na fonte, ou ainda, uma fonte que seria pobre nesse mineral. Também observa-se um pequeno enriquecimento de elementos terras raras leves em relação aos pesados, refletindo em razões La/Yb_N relativamente baixas. O padrão pouco fracionado de ETR médios e pesados, com teores maiores que 10 vezes o do condrito, provavelmente relaciona-se com importante participação de mineralogia acessória, tal como zircão, granada e apatita, além de hornblenda (Santos, 2011). Outro aspecto relevante do diagrama é o padrão em gaviota, que segundo Cullers & Graf (1984) é característico de rochas ricas em K-feldspato, mais uma vez afirmando a idéia de enriquecimento em álcalis.

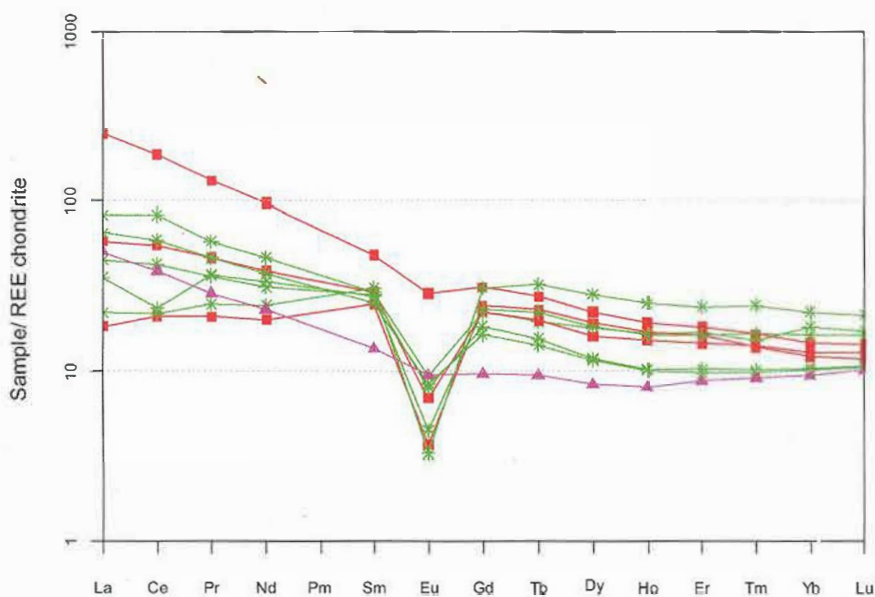


Figura 38: Diagrama de ETR normalizado para condrito para as rochas do BSO (Boynton, 1984).

Tabela 4: Análises químicas de ETR de Santos (2011) usadas no diagrama.

Amostras	SU-29B	SU-33	SU-34	SU-46	SU-48	SU-49	SU-51	SU-50	SU-71
La	25,8	5,7	18,2	76,8	6,9	14,1	20,5	11,2	15,8
Ce	67,3	17,1	44,9	150,3	17,9	34,8	48,3	19	31,7
Pr	7,16	2,57	5,73	16,01	3,04	4,48	5,73	4,55	3,52
Nd	28,4	12,1	23,6	58,2	14,7	18,8	22,7	20,5	13,9
Sm	5,7	4,83	5,75	9,5	6,05	5,55	4,98	5,45	2,67
Eu	0,69	0,27	0,51	2,12	0,24	0,33	0,62	0,59	0,7
Gd	5,76	6,33	5,82	8,14	8,07	6,01	4,29	4,77	2,51
Tb	0,93	1,09	0,95	1,31	1,54	1,07	0,68	0,74	0,45
Dy	5,81	6,18	5,17	7,2	9,18	5,88	3,76	3,85	2,69
Ho	1,2	1,22	1,1	1,39	1,82	1,18	0,73	0,74	0,58
Er	3,61	3,46	3,08	3,85	5,09	3,43	2,07	2,19	1,85
Tm	0,5	0,45	0,46	0,54	0,8	0,54	0,32	0,33	0,3
Yb	3,84	2,57	2,74	3,11	4,71	3,43	2,14	2,19	1,99
Lu	0,56	0,38	0,42	0,47	0,7	0,53	0,34	0,35	0,33

8. QUÍMICA MINERAL

Neste capítulo serão analisados os resultados da composição química dos principais minerais constituintes do ortogneisse Batólito Serra dos Órgãos, obtidos através da microsonda eletrônica. Foram analisadas duas lâminas polidas do ortogneisse, a SU-297B e a SU-298A. Nessas lâminas, foram analisadas as seguintes fases minerais: anfibólio, plagioclásio, K-feldspato e biotita, cujos resultados aparecem nas seções que seguem. O cálculo das fórmulas estruturais foi feito com o programa *MinPet* (Richard, 1995).

8.1. Anfibólio

As análises dos anfibólios se deram em pontos diferentes do mesmo cristal, abrangendo centro e borda, de modo a se identificar possíveis zoneamentos. A ausência da amostra 3 da SU-298AC1 se deve ao fato da análise química resultante ter apresentado valores incompatíveis com o esperado, sendo muito diferentes das outras realizadas próximas a ela. Os resultados obtidos estão representados na tabela 5.

Observa-se uma pequena variação nos teores de Fe da amostra SU-297B para as amostras SU-298A, sendo que nesta última esses teores são ligeiramente maiores. Para o magnésio ocorre contrário, o teor desse elemento diminui na amostra SU-298A. Essa diferença entre os teores também pode ser vista em termos do Mg# (número de magnésio), relação calculada juntamente com as fórmulas estruturais, apresentadas na tabela 6. Valores de Mg# baixos como os encontrados podem indicar condições redutoras no magma que deu origem ao ortogneisse, quando da cristalização desses minerais.

Tabela 5: Análises químicas do anfibólio das rochas do ortogneisse BSO. A designação C1 no nome das amostras se refere aos círculos demarcados na lâmina correspondente, enquanto o número no final do nome designa pontos diferentes onde foram feitas as análises num mesmo cristal. As letras c e b correspondem à amostragens feitas no centro e borda do cristal, respectivamente.

Amostras	297BC1-1c	297BC1-2c	297BC1-3c	297BC1-4c	297BC1-5c	297BC1-6b	297BC1-7b	297BC1-8b	297BC1-9b	298AC1-1c	298AC1-2c	298AC1-4b	298AC1-5b	298AC1-6b
SiO ₂	38,23	37,50	38,09	38,37	37,43	38,06	37,98	38,24	38,39	35,59	36,36	38,17	36,53	36,96
TiO ₂	0,98	0,97	0,85	0,92	0,92	0,98	0,92	0,62	0,94	1,08	1,21	1,09	1,13	1,18
Al ₂ O ₃	11,56	11,09	11,62	11,54	11,49	11,62	11,49	12,15	11,47	11,57	11,65	11,79	12,13	11,61
FeO	28,93	28,91	29,70	29,02	29,53	29,69	29,65	29,52	29,66	30,47	30,54	30,65	29,97	30,64
MnO	0,88	0,84	0,87	0,86	0,85	0,85	0,84	0,74	0,82	0,63	0,70	0,64	0,70	0,74
MgO	2,84	2,82	2,83	2,96	2,88	2,85	2,95	2,67	2,92	1,49	1,55	1,31	1,50	1,54
CaO	11,02	11,05	10,94	11,11	11,06	10,82	10,92	10,98	10,99	11,09	11,02	11,08	10,91	11,10
Na ₂ O	1,03	1,28	1,21	1,32	1,40	1,50	1,32	1,26	1,41	0,86	1,20	1,00	0,99	1,24
K ₂ O	1,98	1,92	1,96	1,99	2,01	2,16	2,00	1,98	2,02	1,81	1,86	1,82	1,84	1,86
Total	97,45	96,36	98,07	98,09	97,56	98,52	98,07	98,14	98,62	94,58	96,08	97,54	95,70	96,86

Tabela 6: Fórmula estrutural calculada para o anfibólio.

Amostras	297BC1-1c	297BC1-2c	297BC1-3c	297BC1-4c	297BC1-5c	297BC1-6b	297BC1-7b	297BC1-8b	297BC1-9b	298AC1-1c	298AC1-2c	298AC1-4b	298AC1-5b	298AC1-6b
TSi	6,103	6,082	6,053	6,102	6,003	6,048	6,043	6,069	6,082	5,917	5,965	6,146	5,987	6,015
TAI	1,897	1,918	1,947	1,898	1,997	1,952	1,957	1,931	1,918	2,083	2,035	1,854	2,013	1,985
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
CAI	0,277	0,201	0,228	0,263	0,173	0,222	0,196	0,34	0,221	0,182	0,215	0,381	0,329	0,24
CFe3	0,785	0,767	0,89	0,719	0,862	0,764	0,874	0,797	0,778	0,997	0,817	0,618	0,797	0,747
CTI	0,117	0,118	0,101	0,11	0,111	0,117	0,11	0,074	0,112	0,136	0,149	0,132	0,139	0,145
CMg	0,676	0,681	0,671	0,702	0,687	0,674	0,699	0,631	0,691	0,369	0,378	0,315	0,366	0,374
CFe2	3,078	3,155	3,052	3,14	3,098	3,166	3,064	3,109	3,145	3,24	3,372	3,508	3,311	3,423
CMn	0,066	0,078	0,058	0,066	0,068	0,057	0,057	0,049	0,055	0,077	0,069	0,046	0,058	0,071
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BFe2	0	0	0,005	0	0	0,016	0,007	0,012	0,008	0	0	0	0	0
BMn	0,053	0,037	0,059	0,05	0,047	0,057	0,057	0,05	0,055	0,012	0,029	0,041	0,04	0,03
BCa	1,886	1,921	1,863	1,893	1,9	1,843	1,862	1,867	1,866	1,975	1,937	1,911	1,915	1,935
BNa	0,061	0,042	0,073	0,057	0,054	0,084	0,074	0,071	0,072	0,013	0,033	0,047	0,045	0,035
Sum_B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
ANa	0,257	0,359	0,301	0,35	0,383	0,378	0,335	0,315	0,36	0,263	0,349	0,264	0,269	0,357
AK	0,404	0,397	0,398	0,403	0,411	0,437	0,405	0,402	0,408	0,383	0,389	0,374	0,385	0,386
Sum_A	0,661	0,755	0,699	0,753	0,794	0,815	0,74	0,717	0,768	0,647	0,738	0,638	0,654	0,743
Sum_cat	15,661	15,755	15,699	15,753	15,794	15,815	15,74	15,717	15,768	15,647	15,738	15,638	15,654	15,743
Fe/Fe+Mg	0,851	0,852	0,855	0,846	0,852	0,854	0,849	0,861	0,850	0,920	0,917	0,929	0,918	0,918
Mg/Fe+Mg	0,149	0,148	0,145	0,154	0,148	0,146	0,151	0,139	0,150	0,080	0,083	0,071	0,082	0,082
Número de íons na base de 23 átomos de oxigênio														

Baseado nos teores de cálcio das análises realizadas, conclui-se que trata-se de um anfibólio cálcico. Na figura 39, tem-se o gráfico para a classificação do anfibólio com base nos teores de sílica e a razão $Mg/(Mg + Fe_2)$. Neste gráfico também estão representados amostras do leucogranito do Batólito Serra dos Órgãos e de um enclave (xenólito) encontrado nesta unidade de leucogranito, cuja composição é diorítica e pertence ao Complexo Rio Negro, para efeito de comparação. Nota-se uma classificação única para as duas amostras do ortognaisse, Hastingsite, enquanto as outras amostras (leucogranito e xenólito diorítico) ficam mais próximas ao campo da hornblenda/hastingsita magnesianas.

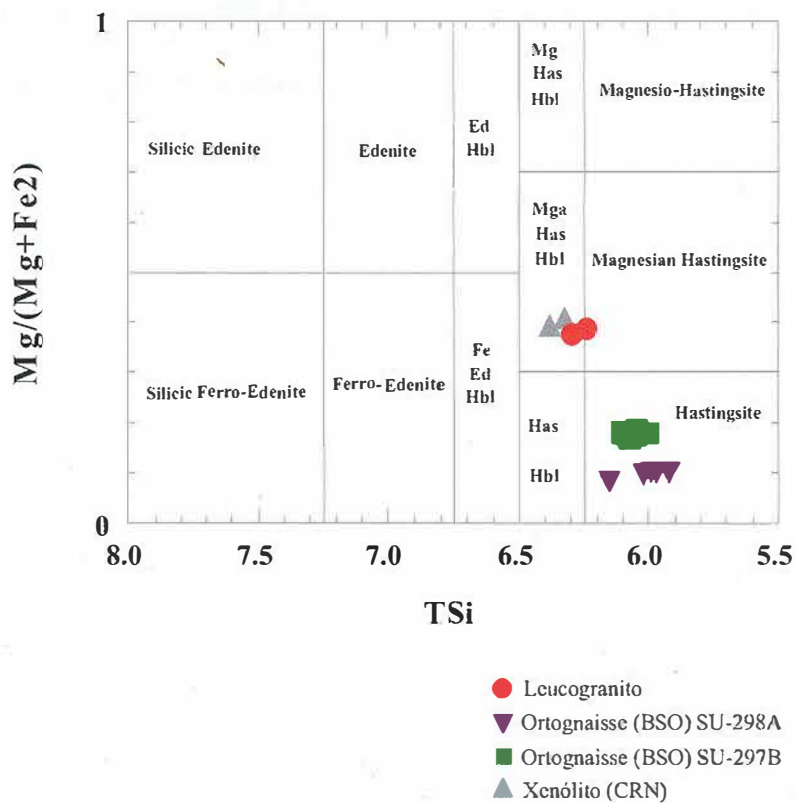


Figura 39: Classificação dos anfibólios cálcicos encontrados no ortognaisse BSO (Leake, 1971).

8.2. Plagioclásio

Assim como nos anfibólios, as análises do plagioclásio consistiram em pontos diferentes em um determinado cristal, pegando centro e borda, para se identificar zoneamento caso houvesse. Os resultados das análises estão expressos na tabela 7.

Os resultados das análises químicas apontam composição praticamente igual para os plagioclásios das duas amostras, descartando-se, portanto, a presença de qualquer zoneamento nos cristais. Este fato é confirmado quando analisamos as fórmulas estruturais calculadas (tabela 8), que mostra uma composição predominantemente albítica para todos os plagioclásios analisados, com valores de albita em torno de 73 a 75 %. Essa porcentagem de albita para os plagioclásios é mostrada no gráfico de classificação (figura 40), que os classifica como oligoclásio cálcico, seguindo a mesma composição dos plagioclásios das outras amostras representadas.

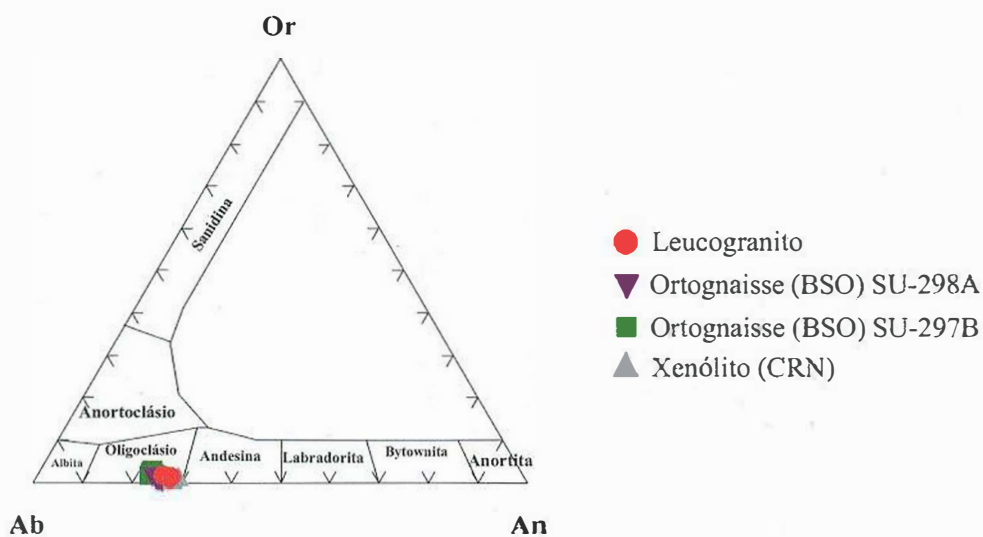


Figura 40: Gráfico de classificação para os plagioclásios

Tabela 7: Análises químicas para o plagioclásio do ortognaisse do BS●.

Amostra	297BC1-1b	297BC1-2b	297BC1-3b	297BC1-4b	297BC1-5c	297BC1-6c	297BC1-7c	297BC1-8c	298AC1-1b	298AC1-2b
SiO ₂	63,61	64,14	63,32	63,43	63,81	63,62	63,73	64,02	63,08	63,29
Al ₂ O ₃	22,29	22,17	22,28	22,39	22,27	21,94	21,95	22,33	22,32	22,22
FeO	0,10	0,03 ³	0,10	0,13	0,09	0,09	0,10	0,02	0,11	0,10
CaO	4,85	4,80	5,09	4,95	4,83	4,81	4,75	4,80	5,18	4,99
Na ₂ O	8,64	8,75	8,77	8,65	8,74	8,64	8,56	8,88	8,74	8,86
K ₂ O	0,35	0,41	0,31	0,34	0,46	0,50	0,52	0,28	0,21	0,22
Total	99,84	100,29	99,86	99,88	100,20	99,61	99,60	100,34	99,63	99,68

Amostra	298AC1-3b	298AC1-4c	298AC1-5c	298AC1-6c	298AC1-7b	298AC1-8b	298AC1-9b	298AC1-10c	298AC1-11c	298AC1-12c
SiO ₂	63,02	63,27	63,01	63,10	63,04	63,13	62,79	63,07	62,75	62,83
Al ₂ O ₃	22,21	22,21	22,47	22,37	22,53	22,03	22,46	22,39	22,52	22,53
FeO	0,10	0,37	0,22	0,23	0,05	0,09	0,07	0,11	0,12	0,14
CaO	5,14	5,36	5,37	5,11	5,34	5,05	5,43	5,33	5,57	5,31
Na ₂ O	8,52	8,58	8,67	8,76	8,74	8,47	8,66	8,72	8,71	8,63
K ₂ O	0,19	0,16	0,20	0,20	0,15	0,18	0,13	0,14	0,13	0,15
Total	99,18	99,95	99,94	99,77	99,85	98,95	99,54	99,76	99,79	99,58

Tabela 8: Fórmulas estruturais calculadas para os plagioclásios.

Amostra	297BC1-1b	297BC1-2b	297BC1-3b	297BC1-4b	297BC1-5c	297BC1-6c	297BC1-7c	297BC1-8c	298AC1-1b	298AC1-2b
Si	11,276	11,316	11,241	11,248	11,28	11,312	11,325	11,288	11,222	11,208
Al	4,653	4,607	4,657	4,676	4,637	4,595	4,594	4,638	4,676	4,686
Fe2	0,015	0,004	0,014	0,019	0,013	0,013	0,015	0,003	0,017	0,016
Ca	0,922	0,906	0,968	0,94	0,915	0,917	0,904	0,908	0,986	1,015
Na	2,971	2,992	3,018	2,974	2,995	2,977	2,951	3,035	3,016	3,006
K	0,079	0,092	0,07	0,076	0,104	0,114	0,117	0,064	0,047	0,031
Cations	19,916	19,917	19,968	19,933	19,944	19,928	19,906	19,936	19,964	19,962
X	15,929	15,923	15,898	15,924	15,917	15,907	15,919	15,926	15,898	15,894
Z	3,987	3,994	4,07	4,009	4,027	4,021	3,987	4,01	4,066	4,068
Ab	74,8	75	74,4	74,5	74,6	74,3	74,3	75,7	74,5	74,2
An	23,2	22,7	23,9	23,6	22,8	22,9	22,8	22,7	24,4	25
Or	2	2,3	1,7	1,9	2,6	2,8	2,9	1,6	1,2	0,8
Número de íons na base de 32 átomos de oxigênio										
Amostra	298AC1-3b	298AC1-4c	298AC1-5c	298AC1-6c	298AC1-7b	298AC1-8b	298AC1-9b	298AC1-10c	298AC1-11c	298AC1-12c
Si	11,161	11,185	11,249	11,249	11,23	11,188	11,215	11,192	11,285	11,185
Al	4,717	4,722	4,651	4,668	4,643	4,699	4,683	4,71	4,637	4,711
Fe2	0,018	0,021	0,015	0,015	0,055	0,032	0,034	0,008	0,014	0,011
Ca	1,061	1,012	0,949	0,984	1,02	1,021	0,973	1,016	0,967	1,037
Na	3,003	2,978	3,054	2,948	2,952	2,986	3,02	3,01	2,936	2,99
K	0,029	0,034	0,051	0,043	0,035	0,045	0,044	0,033	0,04	0,03
Cations	19,989	19,952	19,969	19,907	19,935	19,971	19,969	19,969	19,879	19,964
X	15,878	15,907	15,9	15,917	15,873	15,887	15,898	15,902	15,922	15,896
Z	4,111	4,045	4,069	3,99	4,062	4,084	4,071	4,067	3,957	4,068
Ab	73,4	74	75,3	74,2	73,7	73,7	74,8	74,2	74,5	73,7
An	25,9	25,1	23,4	24,8	25,5	25,2	24,1	25	24,5	25,6
Or	0,7	0,8	1,3	1,1	0,9	1,1	1,1	0,8	1	0,7

8.3. Biotita

As biotitas do ortognaisse do Batólito Serra dos Órgãos apresentaram uma composição química bem similar (tabela 9). Uma diferença entre as biotitas das amostras analisadas é o teor de Mg, que aparece ligeiramente superior nas amostras SU-297B, com seu valor girando em torno de 4,00%. Nas amostras SU-298A, esse valor cai para algo em cerca de 1,80%. Essa diferença de valores é refletida no Mg#, que também aparece com uma pequena diferença entre as duas amostras analisadas: a amostra SU-298A apresenta a razão Mg/Fe+Mg um pouco menor em relação à amostra SU-297B (tabela 10). Mais uma vez foram obtidos baixos valores para o Mg#, assim como nos anfibólios, o que pode indicar condições redutoras no magma quando da cristalização desses minerais.

Outra observação que pode ser feita é o fato das biotitas das amostras SU-298A, mais empobrecidas em Mg, serem ligeiramente mais ricas em titânio que as outras amostras. Pelo gráfico de classificação (figura 41) que utiliza os valores de alumínio IV versus a razão Fe/(Fe+Mg), observa-se que as biotitas do ortognaisse tendem a composições mais próxima do membro annita, mais enriquecidas em Fe que as do leucogranito e do xenólito do CRN.

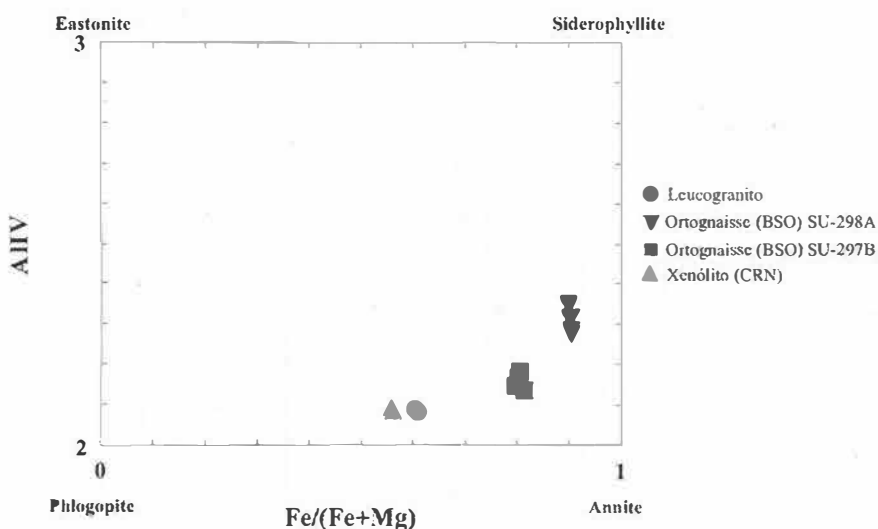


Figura 41: Gráfico AlIV x Fe/(Fe+Mg) de classificação para a biotita.

Tabela 9: Análises químicas da biotita do ortognaisse do BSO.

Amostra	297BC3-1	297BC3-2	297BC3-3	297BC3-4	297BC3-5	297BC3-6	298AC2-1	298AC2-2	298AC2-3	298AC2-4	298AC2-5	298AC2-6
SiO ₂	35,07	35,27	35,39	35,41	35,40	35,53	33,33	33,36	33,22	33,75	33,56	33,46
TiO ₂	3,50	3,46	3,38	3,48	3,47	3,35	5,00	5,03	5,10	4,78	4,93	5,01
Al ₂ O ₃	14,76	14,72	14,73	15,08	14,84	14,94	15,49	15,03	15,39	15,06	15,01	14,98
FeO	29,77	29,89	29,53	29,27	29,31	29,80	30,55	30,46	30,24	30,94	30,75	31,12
MgO	4,06	4,12	4,23	3,99	4,11	3,85	1,92	1,85	1,88	1,81	1,81	1,81
K ₂ O	9,77	9,70	9,72	9,72	9,76	9,66	9,00	9,07	8,99	8,96	8,85	9,03
Total	96,92	97,16	96,98	96,96	96,89	97,13	95,30	94,80	94,81	95,30	94,90	95,42

Tabela 10: Fórmulas estruturais da biotita. Número de íons na base de 24 oxigênios.

Amostra	297BC3-1	297BC3-2	297BC3-3	297BC3-4	297BC3-5	297BC3-6	298AC2-1	298AC2-2	298AC2-3	298AC2-4	298AC2-5	298AC2-6
Si	5,816	5,832	5,851	5,845	5,853	5,865	5,648	5,688	5,654	5,724	5,712	5,683
Al ^{IV}	2,184	2,168	2,149	2,155	2,147	2,135	2,352	2,312	2,346	2,276	2,288	2,317
Al ^{VI}	0,699	0,698	0,719	0,775	0,743	0,769	0,739	0,706	0,738	0,732	0,72	0,679
Ti	0,436	0,43	0,42	0,432	0,431	0,415	0,638	0,645	0,653	0,61	0,631	0,64
Fe ²	4,129	4,134	4,083	4,04	4,052	4,113	4,33	4,344	4,304	4,388	4,377	4,419
Mg	1,003	1,016	1,043	0,983	1,013	0,948	0,485	0,471	0,476	0,457	0,46	0,459
K	2,068	2,046	2,05	2,047	2,058	2,035	1,946	1,973	1,952	1,938	1,921	1,956
Cations	16,335	16,324	16,315	16,277	16,297	16,28	16,138	16,139	16,123	16,125	16,109	16,153
Fe_FeMg	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,81	0,9	0,9	0,9	0,91	0,9	0,91
Mg_FeMg	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,19	0,1	0,1	0,1	0,09	0,1	0,09

8.4. K-feldspato

As análises de K-feldspato (tabela 11) foram feitas apenas em uma das lâminas (SU-297B) devido à dificuldade de se achar um cristal desse mineral na lâmina. Sua aparência em muito se assemelha ao quartzo e ao plagioclásio, com ausência de geminações (tartan ou polissintética no caso do plagioclásio). O resultado mostrou a composição química esperada, colocando os K-feldspatos no campo da sanidina com teores aproximados de Or 92 Ab 7,8 An 0,2 (figura 42). Um detalhe que chama a atenção é a análise da amostra 297BC2-2, que apresenta um teor de Na_2O discrepante em relação às outras análises. Esse valor superior de sódio é refletido na porcentagem maior de albita, 20,3%, para esse ponto analisado, como pode ser observado em sua fórmula estrutural (tabela 12). Há que se ressaltar que o ponto analisado pode ser adjacente a uma lamela pertítica.

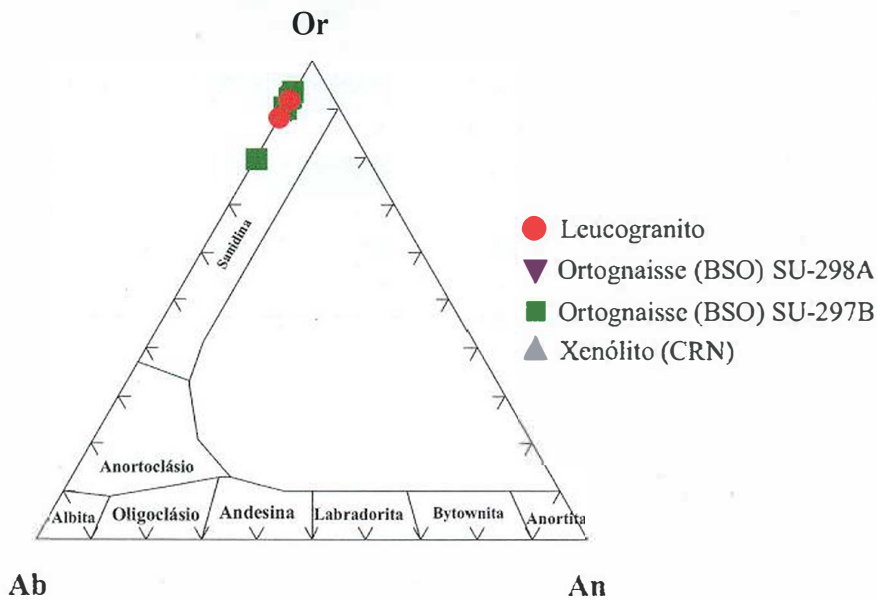


Figura 42: Gráfico de classificação para o K-feldspatos.

Tabela 11: Análises químicas para o K-feldspato do ortognaisse do BSO.

Amostra	297BC2-1	297BC2-2	297BC2-3	297BC2-4	297BC2-5	297BC2-6
SiO ₂	64,67	64,70	64,82	64,35	64,34	64,52
Al ₂ O ₃	18,08	18,49	18,35	18,37	18,14	18,20
FeO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01
BaO	0,45	0,45	0,41	0,43	0,44	0,42
CaO	0,06	0,06	0,04	0,03	0,00	0,01
Na ₂ O	1,07	2,30	1,08	0,85	0,71	0,82
K ₂ O	15,12	13,67	15,38	15,44	15,67	15,73
Total	99,45	99,67	100,10	99,47	99,33	99,70

Tabela 12: Fórmulas estruturais para o K-feldspato.

Número de íons na base de 32 oxigênios						
Amostra	297BC2-1	297BC2-2	297BC2-3	297BC2-4	297BC2-5	297BC2-6
Si	12,015	11,948	11,979	11,969	11,996	11,987
Al	3,955	4,021	3,994	4,023	3,982	3,982
Fe ²⁺	0,002	0,001	0,002	0,002	0,006	0,002
Ba	0,032	0,032	0,03	0,031	0,032	0,03
Ca	0,011	0,011	0,007	0,005	0	0,003
Na	0,384	0,823	0,388	0,305	0,256	0,296
K	3,585	3,221	3,626	3,664	3,728	3,729
Cations	20,016	20,089	20,056	20,03	20,032	20,059
X	15,97	15,969	15,973	15,992	15,978	15,969
Z	4,014	4,088	4,053	4,007	4,022	4,06
Ab	9,6	20,3	9,6	7,7	6,4	7,3
An	0,3	0,3	0,2	0,1	0	0,1
Or	90,1	79,4	90,2	92,2	93,6	92,6

9. GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA

Neste capítulo serão apresentados os procedimentos que permitiram os cálculos de valores de pressão e temperatura inferidos para o equilíbrio de fases minerais do ortogneisse Batólito Serra dos Órgãos, assim como os resultados encontrados e suas possíveis interpretações.

Os dados utilizados nos cálculos foram aqueles obtidos nas análises da microsonda eletrônica, mais especificamente as análises do anfibólio e do plagioclásio, sendo condição primordial para os cálculos termométricos o contato físico entre essas fases minerais. Essa condição de contato entre os grãos é necessária para os resultados poderem refletir as temperaturas de equilíbrio entre os minerais.

9.1. Pressão

O cálculo da pressão se deu com base no método de Schmidt (1992), que utilizou uma assembléia mineralógica em equilíbrio, qual seja hornblenda, biotita, plagioclásio, ortoclásio, quartzo, esfeno, óxidos de Fe e Ti, de um tonalito para, empiricamente, formular uma equação com base no teor de alumínio presente na hornblenda em questão. A equação resultante foi:

$$P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76Al_{\text{hbl}}^{\text{tot}}, r^2 = 0,99.$$

Para a obtenção do Al total somou-se o alumínio presente em cada ponto analisado, dado pela fórmula estrutural, sendo ele tetraédrico e octaédrico (AlIV e AlVI), como mostra a tabela 13. As pressões obtidas possuem média de 7,50 kbar para as amostras SU-297B e 7,95 kbar para as amostras SU-298A. Fazendo-se uso da relação pressão *versus* profundidade, tem-se que a pressão aumenta cerca de 1 kbar a cada 3 km, aproximadamente. Levando-se em

conta tal premissa, pode-se inferir uma profundidade entre 22 a 24 km para o posicionamento e consolidação do ortognaisse BSO na crosta terrestre.

Tabela 13: Cálculo da pressão para o ortognaisse BSO utilizando-se a calibração de Schmidt (1992). Legenda: TAl: alumínio tetraédrico; CAI: alumínio octaédrico.

Amostra	TAl	CAI	Al tot	Pressão (kbar)
297BC1-1c	1,897	0,277	2,210	7,51
297BC1-2c	1,918	0,201	2,154	7,24
297BC1-3c	1,947	0,228	2,218	7,55
297BC1-4c	1,898	0,263	2,195	7,44
297BC1-5c	1,997	0,173	2,211	7,51
297BC1-6b	1,952	0,222	2,210	7,51
297BC1-7b	1,957	0,196	2,193	7,43
297BC1-8b	1,931	0,340	2,311	7,99
297BC1-9b	1,918	0,221	2,176	7,35
298AC1-1c	2,083	0,182	2,315	8,01
298AC1-2c	2,035	0,215	2,290	7,89
298AC1-4b	1,854	0,381	2,266	7,78
298AC1-5b	2,013	0,329	2,383	8,33
298AC1-6b	1,985	0,240	2,261	7,75

9.2. Temperatura

A temperatura para as amostras analisadas foi calculada pelo método de Blundy & Holland (1990), que propõe como geotermômetro a seguinte equação:

$$T = (0,677P - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \ln K), \text{ com } K = [(Si-4)/(8-Si)]X^{Plag}_{Ab}$$

O cálculo foi feito através de um programa chamado AX, criado pelo próprio Holland, com o aplicativo hbl-pl. Nesse programa foram introduzidos os dados conforme modelo pré-determinado, inserindo-se a composição química do anfibólio e a porcentagem anortita-albita dos plagioclásios, para cada par de cristais analisado. O programa fornece temperaturas para

cada faixa de pressão, de modo que se faz necessário o cálculo prévio da pressão para obtenção dos resultados, que se encontram na tabela 14. Para a amostra SU-298AC1-1c, o programa não calculou a temperatura.

Tabela 14: Cálculo da temperatura para o ortognaisse BSO pelo método de Blundy & Holland (1990).

Amostra	P (kbar)	T (°C)
297BC1-1c	7,51	754,42
297BC1-2c	7,24	826,67
297BC1-3c	7,55	795,24
297BC1-4c	7,44	797,37
297BC1-5c	7,51	858,8
297BC1-6b	7,51	843,63
297BC1-7b	7,43	818,86
297BC1-8b	7,99	773,87
297BC1-9b	7,35	820,53
298AC1-2c	7,89	829,89
298AC1-4b	7,78	732,45
298AC1-5b	8,33	766,9
298AC1-6b	7,75	819,72

Os resultados apontam temperaturas para o ortognaisse variando de 729 a 858°C. É importante salientar que essa variação de temperatura foi calculada com a pressão obtida na seção anterior, de modo que um erro no cálculo da pressão acarretará também em erro na temperatura. Excluindo-se os limites de temperatura inferiores e superiores das duas amostras analisadas, têm-se médias de temperaturas da ordem de 810°C e 770°C para cada amostra, com média global de 790°C. Tal temperatura pode ser considerada compatível com a composição mineralógica das rochas estudadas e com a profundidade inferida para a colocação dessas rochas na crosta, implicando num grau geotérmico de cerca de 33°C por quilômetro para a porção crustal estudada.

10. CONCLUSÕES

Na região mapeada no entorno do município de Sumidouro, estado do Rio de Janeiro, foram identificadas cinco unidades litológicas: um ortognaisse de granulação fina a média mesocrático, com foliação bem marcada, pertencente ao Complexo Rio Negro; um leucognaisse de granulação predominantemente fina, por vezes hololeucocrático, colocado neste trabalho como também pertencente ao Complexo Rio Negro; um ortognaisse de granulação média a grossa leucocrático, com foliação descontínua, pertencente ao Batólito Serra dos Órgãos; e um leucogranito fino a grosso, às vezes hololeucocrático, com lineação, inserido neste trabalho no Batólito Serra dos Órgãos.

O foco deste trabalho foi o ortognaisse BSO, o qual foi caracterizado petrograficamente e geoquimicamente, além das análises de química mineral e cálculo das prováveis temperatura e pressão nas quais essa rocha foi formada. Análises petrográficas em lâminas delgadas mostraram um índice de cor para o ortognaisse variando de 10 a 15%, colocando-o como leucocrática. A rocha apresenta uma foliação descontínua, dada pela orientação de agregados de minerais máficos, principalmente biotita e uma granulação que varia de média a grossa. A textura da rocha é inequigranular hipidiomórfica e sua mineralogia essencial consiste em quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. Como acessórios, aparecem hornblenda, titanita, opacos, apatita, zircão, allanita e granada. Esse ortognaisse diferencia-se do ortognaisse do CRN pelo menor índice de cor, assim como a foliação, que é menos marcada no caso do primeiro.

Os dados geoquímicos indicaram uma classificação granítica a granodiorítica para essa rocha, com assinatura subcalina e composição ácida. Os diagramas de variação de Harker mostraram um *trend* negativo para os elementos FeO, MgO, Al₂O₃, MnO, CaO, P₂O₅, TiO₂, Zr e Ba, indicando possível fracionamento dos minerais hornblenda, biotita, plagioclásio, apatita, zircão, titanita e óxidos de Fe. Já os elementos K₂O e Na₂O apresentam um *trend*

positivo, sendo o do último um pouco disperso. Esse *trend* indica um enriquecimento desses elementos no magma, ou seja, o magma, a medida que evoluiu, está se tornando mais rico em álcalis. O mesmo ocorre para os elementos Rb e Sr, tendo em vista o *trend* observado pelos diagramas. Esse enriquecimento em álcalis remete a um magma mais evoluído, com maior maturidade crustal.

As amostras analisadas apresentaram características de série cálcio-alcálica a série cálcio-alcálica de alto-K. Pelo diagrama AFM, observa-se um *trend* típico da série cálcio-alcálica, marcado pelo enriquecimento em álcalis; um comportamento semelhante é observado nas rochas do leucogranito. Ainda de acordo com os dados geoquímicos, observa-se que o ortognaisse BSO possui um caráter fracamente peraluminoso. Essa maior quantidade de alumínio pode indicar tanto contaminação crustal/assimilação de xenólitos aluminosos, ou ainda uma fonte híbrida para o magma e mesmo uma resposta a concentração de Al decorrente da evolução tardia do magma, com o excesso desse elemento concentrado na biotita. Pelo diagrama de Frost, essa tendência é confirmada com as amostras indo do campo da série cálcica a cálcio-alcálica.

Os diagramas de ambientação tectônica mostraram uma herança magmática de ambiente de arco vulcânico, posteriormente evoluindo para uma composição muito próxima à de granitos intraplaca. Além disso, quanto ao momento da colisão, o ortognaisse se posiciona num período sin a tardi-colisional. Os padrões de ETR exibem forte anomalia negativa do Eu. Essa anomalia pode ser interpretada como baixa fugacidade de O₂ no magma, que faz o Eu se tornar bivalente e substituir o Ca no plagioclásio, justificando-se assim a anomalia negativa pelo fracionamento do plagioclásio. Outras possibilidades, porém menos prováveis, seriam a remoção de plagioclásio do magma ou ainda uma fonte empobrecida nesta fase mineral.

Essa condição de um magma mais redutor não é compatível com a quantidade de magnetita encontrada nessas rochas, já que essas tendem a se formar em ambientes mais

oxidantes. Isso pode ser explicado por uma mudança de fugacidade de O₂ durante a evolução do magma que deu origem a essas rochas, tornando o mesmo um pouco mais oxidante num momento tardi ou pós-orogênico e permitindo assim a formação da magnetita.

Os minerais analisados por microsonda eletrônica foram anfibólio, plagioclásio, biotita e K-feldspato. O anfibólio foi classificado como hastingsita, com teores de Fe atingindo valores de 29% e número de Mg (Mg#) igual a 0,1, aproximadamente. Esse valor baixo do Mg# indica condições redutoras no magma, compatível com as anomalias negativas do diagrama de ETR e com o posicionamento das amostras no campo de granitos ferrosos no diagrama de Frost *et al.* (2001). Os plagioclásios foram classificados como oligoclásio cálcico, atingindo valores de 75% de albita. As biotitas do ortognaisse BSO mostram teores de Fe em torno de 30%, classificando-se próximo ao membro extremo annita. O Mg# dessa fase variou de 0,1 a 0,2%, confirmando as condições redutoras do magma já indicadas pelo Mg# dos anfibólios. O K-feldspato tem composição atingindo até 93% de ortoclásio, com exceção de um ponto amostrado que apresentou 20,3% de albita.

As composições químicas do anfibólio e do plagioclásio foram usadas para o cálculo da pressão e temperatura de equilíbrio dessas fases minerais do ortognaisse BSO, tendo por base equações empíricas. Chegou-se a valores para a pressão que variam de 6,5 a 8 kbar. Essa pressão pode significar uma profundidade de 22 a 24 km. Para a temperatura, foram encontrados valores variando entre 729 e 858°C, com média global de 790°C, valores estes condizentes com a composição mineralógica e profundidade inferida para a colocação do BSO na crosta. Pode-se também aferir um gradiente geotérmico para a porção crustal estudada de 33°C por quilômetro.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48 (1): 43-55.

BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224.

BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. *In: HENDERSON, P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.

COX, K.G., BELL J.D. & PANKHURST R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Unwin Hyman Ltd., London. 450p.

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.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J. GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29 (3/4): 183-210.

FATAH, T. Y. A. 2011. Petrografia e Geoquímica das Rochas do Complexo Rio Negro Aflorantes na Região de Sumidouro – RJ. 54p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado). – Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

FROST B. R., BARNES C. G., COLLINS W. J., ARCULUS R. J., ELLIS D. J. & FROST C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (11): 2033-2048.

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: V. MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R. & BRITO-NEVES, B. B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, pp. 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.

HEILBRON, M., DUARTE, B. P., VALERIANO, C. M., SIMONETTI, A., MACHADO, N. & NOGUEIRA, J. R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178: 136–148.

MACHADO, N., VALLADARES, C. S., HEILBRON, M. & VALERIANO, C. M. 1996. U–Pb geochronology of Central Ribeira belt. *Precambrian Research*, 79: 347–361.

MENDES, J. C., JUNHO M. B. & GHIZI, A. 2004. Diorites and hornblendite enclaves at Sumidouro, RJ, Central Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (1): 79-86.

MIDDLEMOST, E. A. K. 1985. Magmas and magmatic rocks. *Longman Group Limited, Essex*.

PEARCE, J. A., HARRIS, B. W. & TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.

PECCERILLO A. & TAYLOR S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

RICHARD, L. L. 1995. MINPET Geological Software - mineralogical and petrological data processing system.

SANTOS, I. N. 2011. Petrografia e geoquímica das rochas do Batólito Serra dos Órgãos na região de Sumidouro – RJ. 59p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado). – Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SCHMIDT, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.

SCHMITT, R. S. 2001. *Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 273p.

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 Research*, 133: 29-61.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.

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. 1998. The Pan African/ Brasiliano Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics*, Ouro Preto, MG, 12-14.

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. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 007-011.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B. P., NOGUEIRA, J. R., VALLADARES, C., ALMEIDA, A., SILVA, L. G. E., MEDEIROS, S. R., ALMEIDA, C. G., MIRANDA, A., RAGATKY, C. D., MENDES, J. & LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos, revista de geociências*, Volume XV, Número 1, pag. 67-79.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., VALERIANO, C., JÚNIOR, R. P., DE DIOS, F. B., MACHADO, N., SILVA, L. G. E. & ALMEIDA, J. C. H. 2011. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 17p.

GOOGLE MAPS: <http://maps.google.com.br> (Acessado em novembro/2012)

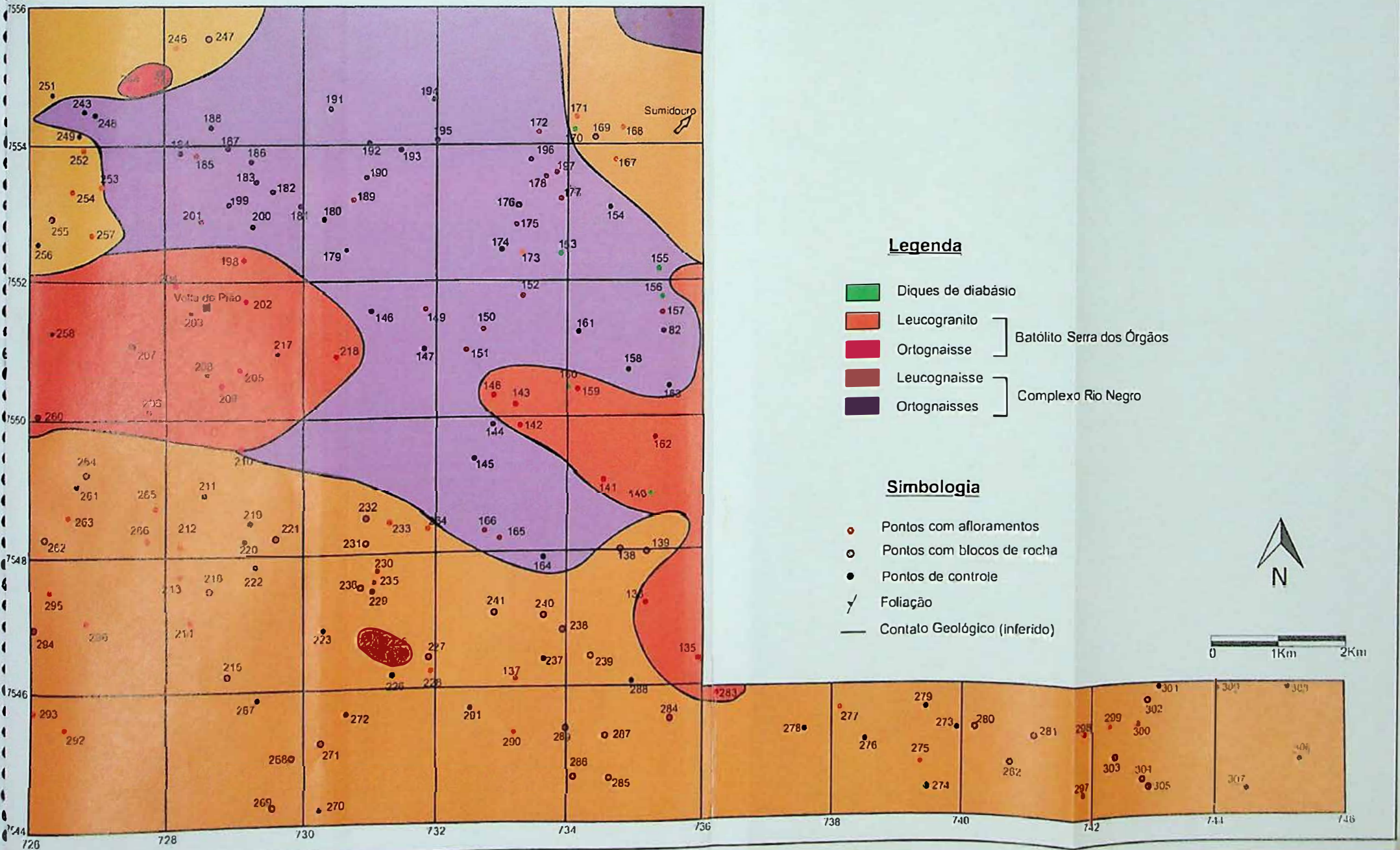
Carta topográfica Duas Barras, 1:50.000 (SF-23-Z-B-II-2). Disponível em: http://geofp.ibge.gov.br/mapas/topograficos/topo50/vetor/Duas_Barras27172/vetor/

Carta topográfica Anta, 1:50.000 (SF-23-Z-B-II-1). Disponível em: http://geofp.ibge.gov.br/mapeamento_sistematico/topograficos/escala_50mil/vetor/anta27161/

ANEXOS



Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN/IGEO/DEGEO
Mapa de Pontos - 1:50.000 - Região de Sumidouro-RJ
Érica de Souza Freitas - Janeiro/2013





Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN/IGEO/DEGEO
Mapa Geológico - 1:50.000 - Região de Sumidouro-RJ
Érica de Souza Freitas - Janeiro/2013

