



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**

**Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza**

**Instituto de Geociências**

**Departamento de Geologia**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA  
PRELIMINAR DO ORTOGNAISSE SERRA DA BOLÍVIA NA REGIÃO  
DE ITAOCARA, NORTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

**Luiz Guilherme Rodrigues Dias**

**Trabalho final de curso  
(IGL-U08)**

Rio de Janeiro  
Maio, 2012



UFRJ

**Luiz Guilherme Rodrigues Dias**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA  
PRELIMINAR DO ORTOGNAISSE SERRA DA BOLÍVIA NA REGIÃO  
DE ITAOCARA, NORTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

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.

Orientador:

Julio Cezar Mendes

Co-orientador:

Ovídio Gonçalves Machado Júnior

**LUIZ GUILHERME**, Rodrigues Dias

**Mapeamento Geológico, Petrografia e Geoquímica Preliminar do Ortognaisse Serra da Bolívia na Região de Itacora, Norte do estado RJ:** / Luiz Guilherme Rodrigues Dias- - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2012.

xx, 72 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2012.

Orientador: Julio Cezar Mendes, Ovídio Gonçalves Junior 1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Julio Cezar Mendes da UFRJ. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Luiz Guilherme Rodrigues Dias

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA  
PRELIMINAR DO ORTOGNAISSE SERRA DA BOLÍVIA NA REGIÃO  
DE ITAOCARA, NORTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

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.

Orientador:

Julio Cezar Mendes UFRJ

Co-orientador:

Ovídio Gonçalves Machado Júnior UFRJ

Aprovada em: 03.05.12

Por:

---

Orientador: Julio Cezar Mendes (UFRJ)

---

Rodrigo Peternel (UERJ)

---

Cícera Neysi da Almeida (UFRJ)

## RESUMO

O presente trabalho é o estudo da geologia, petrografia, geoquímica preliminar do ortognaisse Serra da Bolívia, que ocorre na região de Santo Antônio de Pádua, na região norte do Estado do Rio de Janeiro.

A área estudada situa-se na transição da Faixa Ribeira para Faixa Araçuaí, mais precisamente no Domínio Cambucí do Terreno Oriental, segundo Almeida *et al.*, 1998.

Nas imediações da unidade Serra da Bolívia (USB), ocorrem outras cinco unidades de mapeamento (na qual a gênese e evolução podem estar diretamente ligadas). A USB aflora em uma área de aproximadamente 120 Km<sup>2</sup> e corresponde a um corpo de forma alongada na direção NE-SW. Possui composição variando de Tonalítica a Qtz-diorítica, com textura inequigranular variando de seriada a porfirítica. Sua mineralogia é composta por feldspatos, quartzo, biotita, piroxênio, anfibólio, granada, zircão, minerais opacos, titanita, rutilo, apatita e allanita. Misturado de forma complexa na USB, ocorre Leucogranito com sillimanita, oriundo de fusão de metassedimentos pretéritos (granito “Tipo S”).

A foliação tectônica principal foi gerada na fase deformacional progressiva D<sub>n</sub>, possuindo *strike* predominante NE-SW. Tal foliação é retrabalhada pelo evento D<sub>n+1</sub>, formando dobras abertas e suaves assimétricas, inclinadas plunjeantes para NE.

O metamorfismo atingiu a fácies anfibolito alto a granulito, caracterizado, sobretudo por paragêneses metamórficas nas unidades metassedimentares (K-feldspato/sillimanita/biotita/clorita) e orotderivadas (biotita/piroxênio/anfibólio). Na USB, observa-se localmente fusão *in situ*, o que corrobora com tais condições metamórficas. Grande parte das rochas mapeadas apresenta desequilíbrio metamórfico, para fácies anfibolito baixo.

Dados geocronológicos de Tupinambá *et al.*, 2007, indicam idades de cristalização U-Pb em zircão de 596 milhões de anos, em amostra de gabronorito na Serra da Bolívia.

## SUMÁRIO:

CAPA	I
CONTRA CAPA	II
RESUMO	V
SUMÁRIO	VI
SUMÁRIO DE FIGURAS	VII
SUMÁRIO DE TABELAS	XII
1-INTRODUÇÃO	1
2-OBJETIVOS	2
3-LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	2
4-METODOLOGIA	5
4.1-ETAPA DE CAMPO	5
4.2-ETAPA DE LABORATÓRIO	5
4.3-ETAPA DE ESCRITÓRIO	8
5-GEOLOGIA REGIONAL	9
6-GEOLOGIA LOCAL	14
6.1-UNIDADES DE MAPEAMENTO	14
6.1.1-COMPLEXO JUIZ DE FORA	16
6.1.2-BIOTITA-PIROXÊNIO GNAISSE	17
6.1.3-UNIDADE SERRA DA BOLÍVIA	19
6.1.3.1- LITOTIPOS	20
6.1.3.2- LEUCOGRANITO	22
6.1.4-PARAGNAISSE COM PORÇÕES QUARTZITICAS	24
6.1.5-BIOTITA GNAISSE	25
6.1.6-MÁRMORE/QUARTZITO	26

7-PETROGRAFIA	28
7.1-UNIDADE SERRA DA BOLÍVIA	28
7.2-LEUCOGRANITO	33
8-GEOQUÍMICA PRELIMINAR	39
9-GEOLOGIA ESTRUTURAL	48
10-METAMORFISMO	54
11-CONCLUSÕES	57
12-REFRÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

## SUMÁRIO DE FIGURAS:

FIGURA 1 - Parte da Folha Santo Antônio de Pádua escala 1:36.400, mapa de campo digitalizado.	3
FIGURA 2 – Mapa das vias de acesso (imagens do Google Earth).	4
FIGURA 3 – Diagrama QAPF para classificação de rochas plutônicas (Streckeisen, 1976).	7
FIGURA 4 – Mapa de localização Geotectônica, com destaque da Província da Mantiqueira (imagens: Geologia, Tectonia e Recursos Minerais do Brasil, CPRM e Heilbron <i>et al.</i> , 2004).	9
FIGURA 5 – Seção da Faixa Ribeira modificado de Trouw <i>et al.</i> , 2000 com a utilização do Corel Draw X5.	11
FIGURA 6 – Mapa geológico dos Domínios tectônicos do segmento setentrional da Faixa Ribeira, extraído de Tupinambá <i>et al.</i> , 2007.	13
FIGURA 7 – Mapa Geológico elaborado em ArcMap 10.	15
FIGURA 8 – Tipo de afloramento (Complexo Juiz de Fora), ponto OSP-99.	16
FIGURA 9 - Afloramento do ponto OSP-99 (Complexo Juiz de Fora).	17
FIGURA 10 – (a, b)-separação das porções grossas e finas. (c,d)- diques qtz-feldspáticos. (e,f)- deformação com dobras $d_n$ .	18
FIGURA 11 – Representação dos três litotipos da Unidade Serra da Bolívia, realizada a partir de um bloco (Imagens trabalhadas com CorelDraw 10).	19
FIGURA 12 – Litotipo I	20
FIGURA 13 – Litotipo II.	21
FIGURA 14 – Litotipo III.	22

- FIGURA 15 – Foto do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando o contato entre o biotita gnaisse e o leucogranito com sillimanita. 23
- FIGURA 16 – Paragneisse com porções quartzíticas (a: afloramento em lajedo, b: porções deformadas, padrão bengala, c: porções quartzíticas e d: bandamento composicional com melanossoma e leucossoma). 24
- FIGURA 17– Fotos do ponto OSP-151, pedreira Valão do Barro Preto (a), (b): fenocristais de feldspato, (c): bandamento composicional. 25
- FIGURA 18 – Fotos do ponto OSP-151, evidenciando as lentes de anfibolito intercaladas no mármore com lentes delgadas de quartzito. 26
- FIGURA 19 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, com a alteração secundária da biotita para mica branca (MB), indicado pela seta vermelha. Hbl: hornblenda e Biot: biotita. 29
- FIGURA 20 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, com mirmequita evidenciado pelo circulo vermelho. Biot: biotita, Pgc: plagioclásio. 29
- FIGURA 21- Fotomicrografia do ponto OSP-141, com anéis de simplectita envolvendo os piroxênios indicado pelas setas vermelhas. Hornblenda na borda do clinopiroxênio (Cpx). Grn: granada, Biot: biotita, Qtz: quartzo e Pgc: plagioclásio. 30
- FIGURA 22 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, evidenciando piroxênio envolvido por anfibólio. Biot: biotita, Opx: ortopiroxênio, Hbl: hornblenda e Opc: minerais opacos. 30
- FIGURA 23 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), ortopiroxênios (Opx) rodeados de hornblendas, indicadas pelas setas vermelhas. 30
- FIGURA 24 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, evidenciando um cristal de hornblenda (Hbl) xenomórfico. Pgc: plagioclásio. 31
- FIGURA 25 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, evidenciando a paragênese entre biotitas, piroxênios e anfibólios. Biot: biotita, Qtz: quartzo, Hbl: hornbelnda, Pgc: plagioclásio e Cpx: clinopiroxênio. 31
- FIGURA 26 – Fotomicrografia do ponto OSP-141, evidenciando pelo circulo vermelho inclusões de zircão, apatita, biotita e minerais opacos. 32
- FIGURA 27 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, com biotita marcando a foliação e minerais acessórios. Circulo vermelho: zircão, circulo amarelo: titanita. Pgc: plagioclásio, Biot: biotita e Qtz: quartzo. 32

FIGURA 28 – Fotomicrografia do ponto OSP-141, evidenciando granadas (Grn) xenomórficas com inclusões de minerais opacos. Biot: biotita, Opc: minerais opacos.	28 33
FIGURA 29 – Fotomicrografias do ponto OSP-03 (pedreira), apresentando características dos feldspatos. a: mesopertita, b: mirmequita e c: inclusões de quartzos no plagioclásio.	34
FIGURA 30 - Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), com clorita e sillimanita. As setas em vermelho ressaltam cristais de quartzo recristalizado. Clo: clorita, Sill: sillimanita e Qtz: quartzo.	35
FIGURA 31 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando a secção basal da sillimanita (Sill). Biot: biotita e Qtz: quartzo.	35
FIGURA 32 - Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), mostrando sillimanita (Sill) e biotita (Biot).	36
FIGURA 33 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando o espinélio (Esp) incluído no plagioclásio (Pgc). Qtz: quartzo, Biot: biotita e Opc: minerais opacos.	36
FIGURA 34 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando granada xenomórfica. Qtz: quartzo, Pgc: plagioclásio e Grn: granada.	37
FIGURA 35 – Diagrama QAP de Streckeisen (1976). Círculos pretos = Litotipo I. Círculo cinza = Litotipo II.	38
FIGURA 36 – Mapa de pontos com base topográfica, estradas em vermelho e drenagens em azul.	39
FIGURA 37 – Diagrama da variação TAS (Cox <i>et al.</i> , 1979), total álcalis x teores de sílica.	40
FIGURA 38 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).	41
FIGURA 39 - Diagrama SiO <sub>2</sub> x K <sub>2</sub> O (Peccerillo & Taylor, 1976).	42
FIGURA 40 - Diagrama ACNK - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(N <sub>2</sub> O+CaO+ K <sub>2</sub> O), Índice de Shand.	43
FIGURA 41 – Diagrama triangular de feldspatos normativos de O’Connors (1965), para rochas plutônicas.	44
FIGURA 42 – Diagramas SiO <sub>2</sub> versus elementos maiores e menores.	46

FIGURA 43 – Diagramas discriminantes para rochas magmáticas quanto ao ambiente geotectônico de Pearce <i>et al.</i> (1984).	47
FIGURA 44 – Estereograma mostrando os polos dos planos de foliação ( $S_n$ ) e a densidade dos mesmos.	49
FIGURA 45 – Estereograma mostrando eixo ( $L_n$ ), referente a primeira fase deformacional. 15 = número de pontos.	49
FIGURA 46 – Estereograma mostrando eixo ( $L_{n+1}$ ), referente a segunda fase deformacional. 25 = número de pontos.	49
FIGURA 47 – Lineação de estiramento, marcada no ponto OSP-99, da unidade Complexo Juiz de Fora.	50
FIGURA 48 – Estereograma mostrando a lineação de estiramento. 21 = número de pontos.	50
FIGURA 49 – Mapa geológico (lineação), elabora com ArcMap 10.	52
FIGURA 50 – Modelo do padrão de dobramento da área, gerado com CorelDraw X5.	53
FIGURA 51 – Esquema montado a partir da foto do ponto OSP-169, com CorelDraw X5.	53
FIGURA 52 – Gráfico de metamorfismo para rochas máficas.	54
FIGURA 53 – Gráfico de metamorfismo para rochas pelíticas.	55
FIGURA 54 – Gráfico de fácies metamórfica.	56

## SUMÁRIO DE TABELAS:

TABELA 1 - Classificação granulométrica.	8
TABELA 2 – Composição modal observada nas lâminas delgadas.	27

## 1 – INTRODUÇÃO

O presente trabalho teve como enfoque o estudo da geologia e petrografia da Unidade Serra da Bolívia e litotipos associados, que ocorrem nas proximidades de Itaocara e Aperibé, no norte do Estado do Rio de Janeiro. A unidade é representada por granitóides variando de máficos a félsicos, possivelmente de idades neoproterozoicas. O desenvolvimento do atual trabalho realizado por Luiz Guilherme Rodrigues Dias com orientação do professor Julio Cezar Mendes, do setor de Petrologia e Mineralogia no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, está contextualizado na dissertação de mestrado de Ovídio G. Machado Jr, co-orientador desta monografia.

A área encontra-se na porção setentrional da Faixa Móvel Ribeira, que corresponde a uma feição geotectônica pertencente à Província da Mantiqueira, situada na região sudeste do Brasil. A Faixa Ribeira é resultado da colisão entre os Paleocontinentes São Francisco, Congo e a microplaca Serra do Mar, envolvendo uma série de arcos magmáticos e/ou arcos insulares, como o Arco magmático Rio Negro, no segmento central da Faixa Ribeira (Tupinambá *et al.*, 1998) com evolução Neoproterozoica/Cambriana.

A Unidade Serra da Bolívia encontra-se inserida no Domínio Cambuci pertencente ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira, nas proximidades do limite entre esse Terreno e o Terreno Ocidental. O Domínio está justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora, com contato representado por uma zona de cisalhamento de mergulho médio, fortemente redobrada (Tupinambá *et al.*, 2007).

O detalhamento geológico dos ortognaisse Serra da Bolívia é de importância relevante do ponto de vista tectônico para o Domínio Cambuci, uma vez que sua origem e colocação podem estar relacionadas ao desenvolvimento do Terreno Oriental da Faixa Móvel Ribeira, tendo em vista que não são encontrados registro de rochas de embasamento (pré-1,7 Ga) neste terreno.

## 2 – OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo o estudo geológico do ortognaisse Serra da Bolívia e suas relações estratigráficas, visando sua inserção no contexto evolutivo com as rochas da região, através do mapeamento em escala de semi-detalle de uma área de aproximadamente 240 km<sup>2</sup> (15x16) no norte do estado do Rio de Janeiro. Para alcançar esse objetivo foram realizadas as seguintes etapas:

- reconhecimento prévio e mapeamento geológico em escala 1:36.400, de uma área de aproximadamente 240 km<sup>2</sup>, entre Itaocara e Aperibé a sudeste da cidade/município de Santo Antônio de Pádua (RJ);
- estudo mineralógico e textural através da descrição petrográfica das amostras coletadas com classificação em diagrama apropriado;
- estudos geoquímicos preliminares de amostras coletadas na etapa de campo, preparação e tratamento dos dados obtidos por *software* específico;

## 3 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área estudada na presente monografia está inserida na folha Santo Antônio de Pádua (Articulação SF-23-X-D-VI-2), mais especificamente entre Itaocara, Aperibé e Santo Antônio de Pádua. A região limita-se pelas coordenadas UTM 7608000S; 7596000 e 0788000W; 0808000W, sendo atravessada pelo rio Paraíba do Sul numa direção aproximada SW-NE (Figuras 01 e 02).

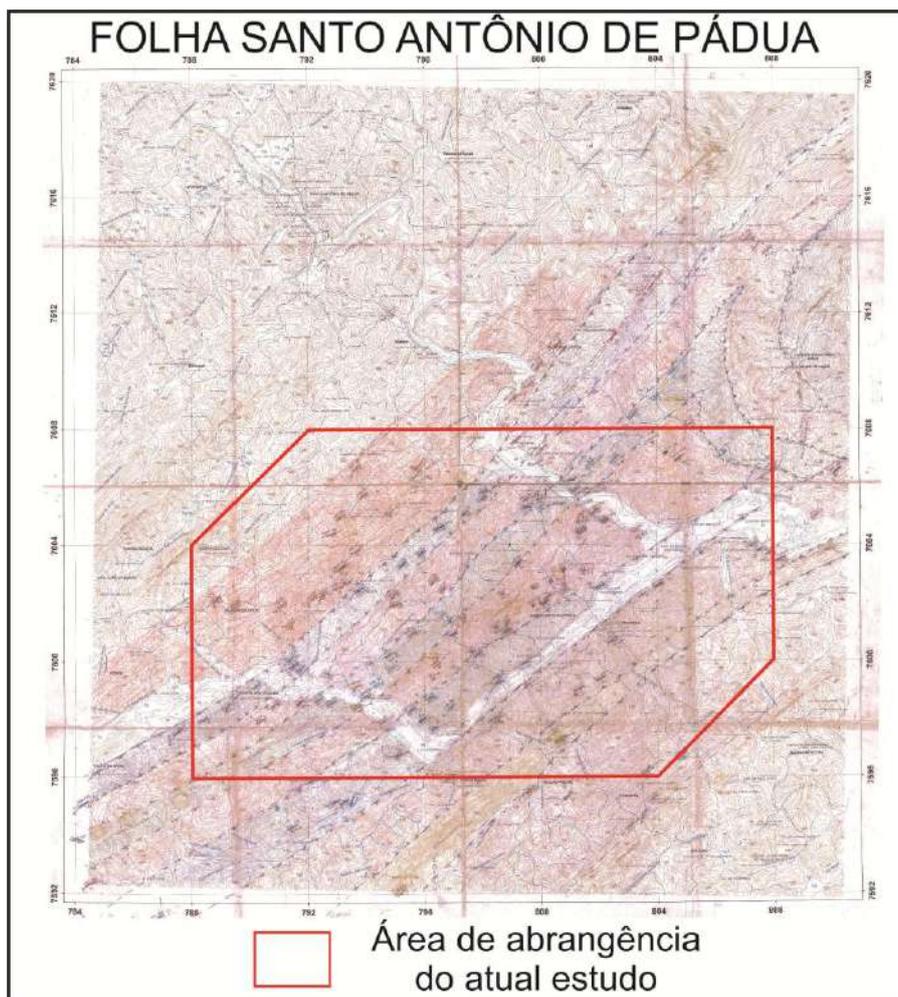


Figura 01 – Parte da Folha Santo Antônio de Pádua escala 1:36.400, mapa de campo digitalizado.

O acesso à área a partir do Rio de Janeiro pode ser feito basicamente de três maneiras:

1. Utiliza-se a BR-040 até a cidade de Três Rios, seguindo posteriormente pela RJ-158, sentido nordeste. Esse trajeto percorre aproximadamente 264 km e demora em média três horas e trinta minutos.
2. Pela BR-116 até a cidade de Além Paraíba, seguindo posteriormente pela RJ-158. Esse percurso percorre aproximadamente 261 km e demora em média três horas e trinta minutos.
3. Ou pela BR-116 direto, percorrendo um total de 246 km com três horas e quarenta minutos em média.

Todos os caminhos abrangem como saída à cidade do Rio de Janeiro e chegada à cidade de Itaocara (Figura 02).



Figura 02 – Mapa das vias de acesso (imagens do Google Earth).

## 4 – METODOLOGIA

O trabalho foi desenvolvido em três etapas distintas: campo, escritório e laboratório.

### 4.1 – ETAPA DE CAMPO

Foi dividida em duas campanhas totalizando 18 dias de campo, com 103 pontos geológicos descritos. A primeira campanha foi realizada entre os dias 25 de setembro até 07 de outubro de 2010, onde foram descritos 74 pontos. A segunda campanha ocorreu entre os dias 05 de dezembro até 09 de dezembro de 2011, onde foram descritos 29 pontos. Nas duas etapas foram descritos afloramentos (modo de ocorrência, grau de intemperismo, composição mineralógica, feições e estruturas da rocha), coletadas amostras e fotografias. Para as medições foi utilizada bússola geológica *ProEclipse* da marca *Brunton*, declinada 21°W. Já a plotagem dos pontos no mapa topográfico do IBGE (escala 1:36.400), folha Santo Antônio de Pádua, foi realizada utilizando o GPS da marca GARMIM modelo Etrex, com *datum* Córrego Alegre, fuso 23K.

### 4.2 – ETAPA DE LABORATÓRIO

As amostras coletadas na etapa de campo foram selecionadas e preparadas para análise química (nove amostras) preliminar e laminação (treze amostras).

As amostras para geoquímica preliminar foram lavadas e posteriormente britadas no Laboratório de Preparação de Amostras com o auxílio do técnico Osório de Moura Quintão. Foi utilizado britador de mandíbula com abertura máxima de 10 centímetros. Posteriormente as amostras foram quarteadas, novamente lavadas e foram moidas durante 1,5 minutos, em moinho de panela de tungstênio Siebtechnik, para atingir tamanho < 200 mesh.

As condições analíticas quantitativas levam em conta os elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e traços (V, Cr, Ni, Co, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba) que foram dosados com Espectrômetro de Fluorescência de raios X Philips PW2400, com tubo de Rh. A perda ao fogo foi obtida através da pesagem da amostra antes e depois da mesma ser levada a 950°C por meia hora. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2g de pó do material

com tetraborato de lítio. Os elementos traços foram determinados em 7g do pó da amostra, prensada com 1g de aglutinante wax. Os elementos leves foram dosados com as seguintes condições: detector de fluxo, cristal analisador PET/Ge e potência do tubo 40 kV - 70 mA. Os elementos pesados foram detectados com detector selado, cristais analisadores LIF200/LIF220 e potência do tubo 50 kV - 50 mA. Com base em análises de padrões, o erro analítico relativo estimado é: Si, Al (<1%), Fe, Mg, Ca (1-2%), Ti, Na, K (3-5%), P e outros elementos traços ( $\leq 6\%$ ). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise dos seguintes padrões internacionais: NIM-P, 521-84n, GBW07112, GIT-IWG, ANRT, BE-N GIT, PM-S GIT, CRPG BR, AN-G GIT, GBW07104, GBW07110, GBW07111, AC-E, GS-N, MA-N, CRPG GH.

As lâminas delgadas provenientes de amostras coletadas na etapa de campo foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ, por Tarcísio Raymundo de Abreu. Posteriormente, foram descritas com auxílio do microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca *Zeiss*, modelo *Axioplan*, levando em conta sua mineralogia, textura, granulação, forma dos grãos e composição.

A composição mineralógica foi dividida em três grupos: Minerais Essenciais, Minerais Acessórios e Minerais Secundários. A classificação das rochas foi baseada no diagrama QAPF para rochas plutônicas (Streckeisen, 1976) (Figura 03).

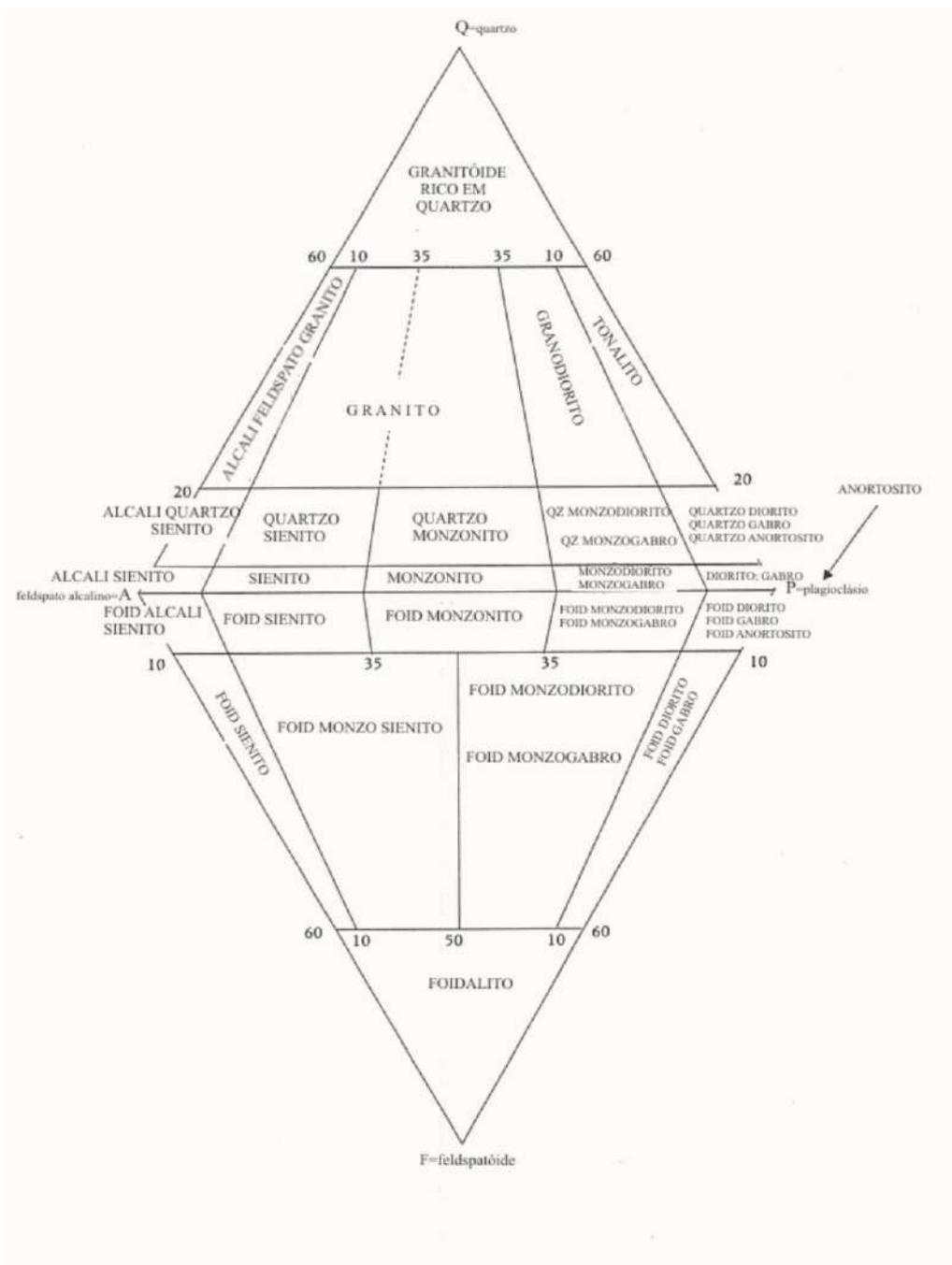


Figura 03 – Diagrama QAPF para classificação de rochas plutônicas (Streckeisen, 1976).

As rochas foram classificadas de acordo com sua distribuição granulométrica como equigranular e inequigranular, podendo essa ser porfirítica ou seriada.

A granulação foi classificada usando os limites propostos por Williams *et al* (1970) como mostrado na tabela 01.

<b>GRANULAÇÃO</b>	<b>MILÍMETROS</b>
Muito Grossa	>30
Grossa	5 a 30
Média	1 a 5
Fina	0,1 a 1
Muito Fina	<0,1

Tabela 02 - Classificação granulométrica.

Para grau de desenvolvimentos dos cristais foi adotada a seguinte classificação:

1. Idiomórficos – para grão com faces cristalinas bem desenvolvidas;
2. Hipidiomórficos – para grão com faces cristalinas parcialmente desenvolvidas;
3. Xenomórficos – para grãos que não apresentam faces cristalinas.

A composição modal das rochas foi definida com o auxílio do contador de pontos automático, contabilizando 500 pontos por lâmina.

#### 4.3 – ETAPA DE ESCRITÓRIO

Nesta etapa, inicialmente foi realizado o levantamento bibliográfico produzido sobre a área. Foi realizado também o tratamento integrado dos dados obtidos nas etapas anteriores (mapeamento geológico, petrografia e geoquímica).

As análises químicas foram trabalhadas usando o software GCDKit da R<sup>®</sup> para confecção de diagramas de elementos maiores, menores e traços, além da classificação química das rochas e a interpretação de seu ambiente geotectônico. As medidas de estruturas plotadas no estereograma utilizando o software GEORiente32. Para digitalização do mapa e secção geológica foram utilizados os softwares CorelDRAW Graphics Suites X5<sup>®</sup> e ArcGis 10 da ESRI<sup>®</sup>.

## 5 – GEOLOGIA REGIONAL

O Serviço Geológico do Brasil definiu em 2003, que Plataforma Sul-Americana corresponde à fração continental da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que se processavam a abertura e o desenvolvimento do Atlântico Sul, no Meso-Cenozóico. O embasamento pré-cambriano dessa região foi dividido em escudos denominados: Guianas, Brasil-Central e Atlântico. Esse último, por sua vez abrange quatro grandes Províncias Estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira. A área de abrangência do atual estudo localiza-se na parte oriental da Plataforma Sul-Americana, exposta na Província da Mantiqueira, mais precisamente na porção setentrional da Faixa móvel Ribeira (Figura 04).

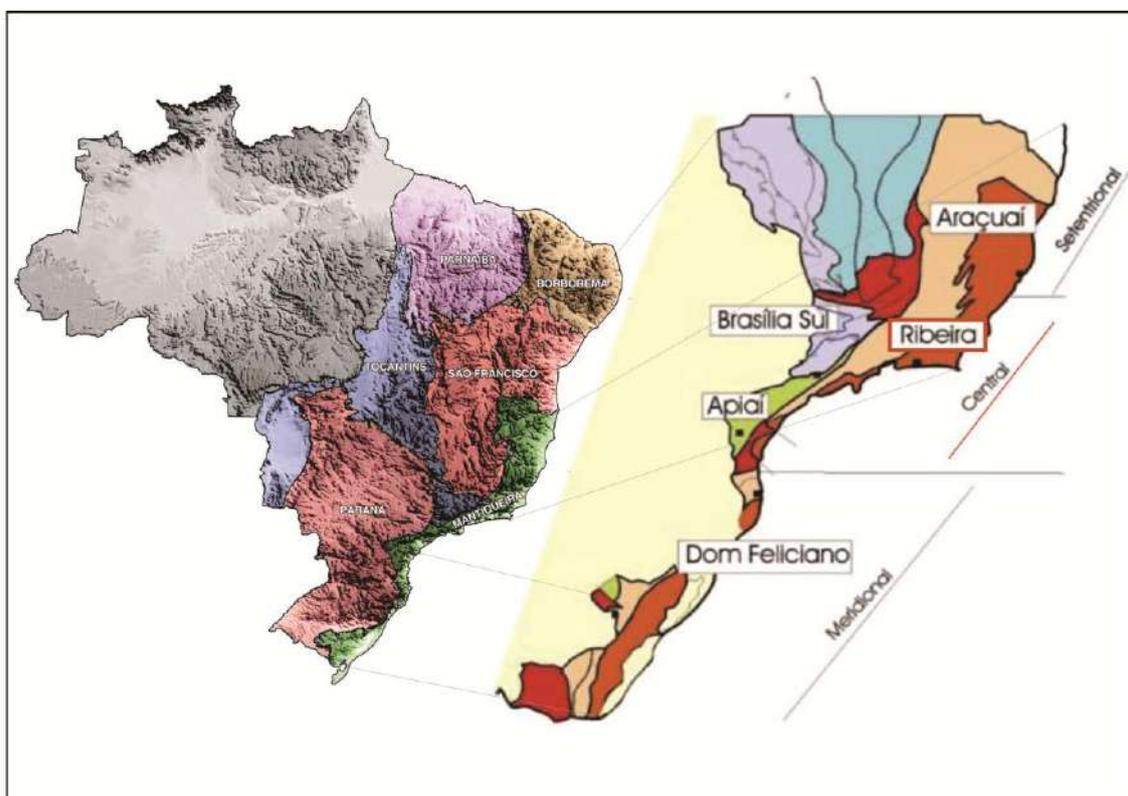


Figura 04 – Mapa de localização Geotectônica, com destaque da Província da Mantiqueira (imagens: Geologia, Tectonia e Recursos Minerais do Brasil, CPRM e Heilbron *et al.*, 2004).

A Faixa Ribeira é uma feição geotectônica com sua evolução no final do Neoproterozoico até o início do Cambriano, apresentando direção NE-SW que se estende por aproximadamente 1400 quilômetros ao longo da costa SE do Brasil. Os blocos envolvidos na colisão que gerou esta faixa foram os paleocontinentes São Francisco, Congo e a micro placa Serra do Mar, envolvendo uma série de arcos magmáticos e/ou insulares (Tupinambá *et al.*, 1998). Em geral, todos os modelos evolutivos da Faixa Ribeira compreendem uma subducção para ESE do paleocontinente São Francisco sob o paleocontinente Congo, com a geração de uma sucessão de movimentos transpressivos durante o evento compressional com alto grau de obliquidade (Heilbron *et al.*, 1995) que sugerem a existência de uma massa resistente, o Cratón São Francisco, gerando grandes transcorrências obliquas. A Faixa compartimentada tectonicamente em várias lascas e pedaços de terrenos tectono-estratigráficos imbricados para W/NW, em direção ao Cratón do São Francisco, durante os eventos colisionais ao longo do Neoproterozóico/Paleozóico (0,85 a 0,48 Ga), gerando o cinturão de dobramentos Araçuaí-Ribeira e a aglutinação do paleocontinente Gondwana Ocidental.

O segmento central da Faixa Ribeira encerra quatro terrenos tectono-estratigráficos denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio. Segundo Almeida *et al.*, 1998 (Figuras 05 e 06), o Terreno Ocidental representa a margem do paleocontinente São Francisco retrabalhada no neoproterozoico e o Terreno Oriental representa a região da paleoplaca do Congo onde houve a geração de arcos magmáticos, a aglutinação Neoproterozóica/Cambriana desses terrenos é marcada por uma zona de sutura denominada Limite Tectônico Central (LTC) e se estende desde São Paulo até a transição para a Faixa Araçuaí no sul do Espírito Santo com orientação NE/SW.

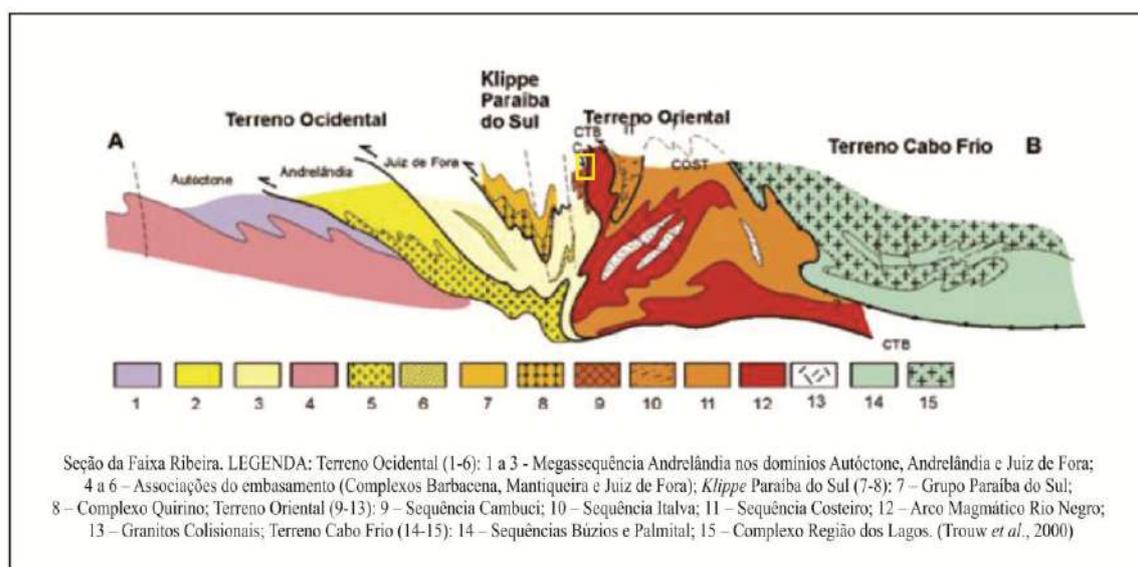


Figura 05 – Seção da Faixa Ribeira modificado de Trouw *et al.*, 2000 com a utilização do Corel Draw X5.

O Terreno Ocidental compreende três domínios tectonicamente intercalados, limitados por grandes zonas de cisalhamento: Domínio Autóctone, composto por gnaisses de idades arqueanas e paleoproterozoicas, com coberturas supracrustais neoproterozoicas, representando a extensão do Cráton São Francisco. Domínio Andrelândia composto por rochas metassedimentares (Megassequência Andrelândia) sobre o embasamento constituído por ortognaisses do Complexo Mantiqueira. E o Domínio Juiz de Fora que apresenta ortogranulitos de Complexo Juiz de Fora, intercalados em meio a metassedimentos por sistemas de falhas de empurrão de médio a alto ângulo.

O Terreno Paraíba do Sul é representado por uma *klippe* com metassedimentos pelíticos e carbonáticos de alto grau do Grupo Paraíba do Sul. Abaixo está o Complexo Quirino (paleoproterozoico), composto por ortognaisses de composição granodiorítica a granítica. A *klippe* Paraíba do Sul é interpretada como um megassinformal com eixo NE-SW, possuindo padrão de dobramento interno complexo.

O Terreno Oriental é subdividido em três domínios tectônicos: Domínio Cambuci, composto por sucessões metavulcanosedimentares metamorfisadas em fácies anfíbolito alto a granulito, com intrusões sucessivas de granitóides. Estratigraficamente sobreposto encontra-se o Domínio Costeiro representado por duas sucessões metassedimentares, metamorfisadas em fácies anfíbolito alto a granulito: a unidade São Sebastião do Alto, na parte superior e a unidade São Fidélis, na base (Tupinambá *et al.*, 2007). Este

domínio é intrudido por diversas gerações de granitoides como, por exemplo o Complexo Rio Negro de idade Neoproterozoica, composto de ortognaisses pré-colisionais, tonalíticos a trondjemíticos, associados a leucogranitos e aos granodioritos do Batólito Serra dos Órgãos. Nas porções central e noroeste do Estado do Rio de Janeiro, compartimenta-se estruturalmente a parte superior do Terreno Oriental, representada pela *Klippe* Italva, composta por gabros, dioritos e tonalitos do Complexo Rio Negro sobre eles ocorre o Grupo Italva, composto por uma sucessão metavulcanosedimentar.

Empurrado sobre o Terreno Oriental por uma zona de empurrão de direção NE-SW encontra-se o Terreno Cabo Frio. Seu embasamento é composto por ortognaisses com intercalações anfibolíticas da Unidade Região dos Lagos com protólitos com idade de cristalização entre 2,03 e 1,96 bilhões de anos (Schmitt, 2001). Intercaladas tectonicamente com Unidade Região dos Lagos, ocorrem duas sucessões supracrustais: Búzios e Palmital, ambas consistem em sedimentos depositados em ambiente de fundo oceânico. A unidade Palmital consiste de metassedimentos quartzo feldspáticos com intercalações metapelíticas. Já a unidade Búzios é representada por metapelitos aluminosos, calcissilicáticas e anfibolitos. Tais unidades encontram-se metamorfisadas em fácies anfibolito alto a granulito. São observados migmatitos relacionados à fusão parcial das unidades.

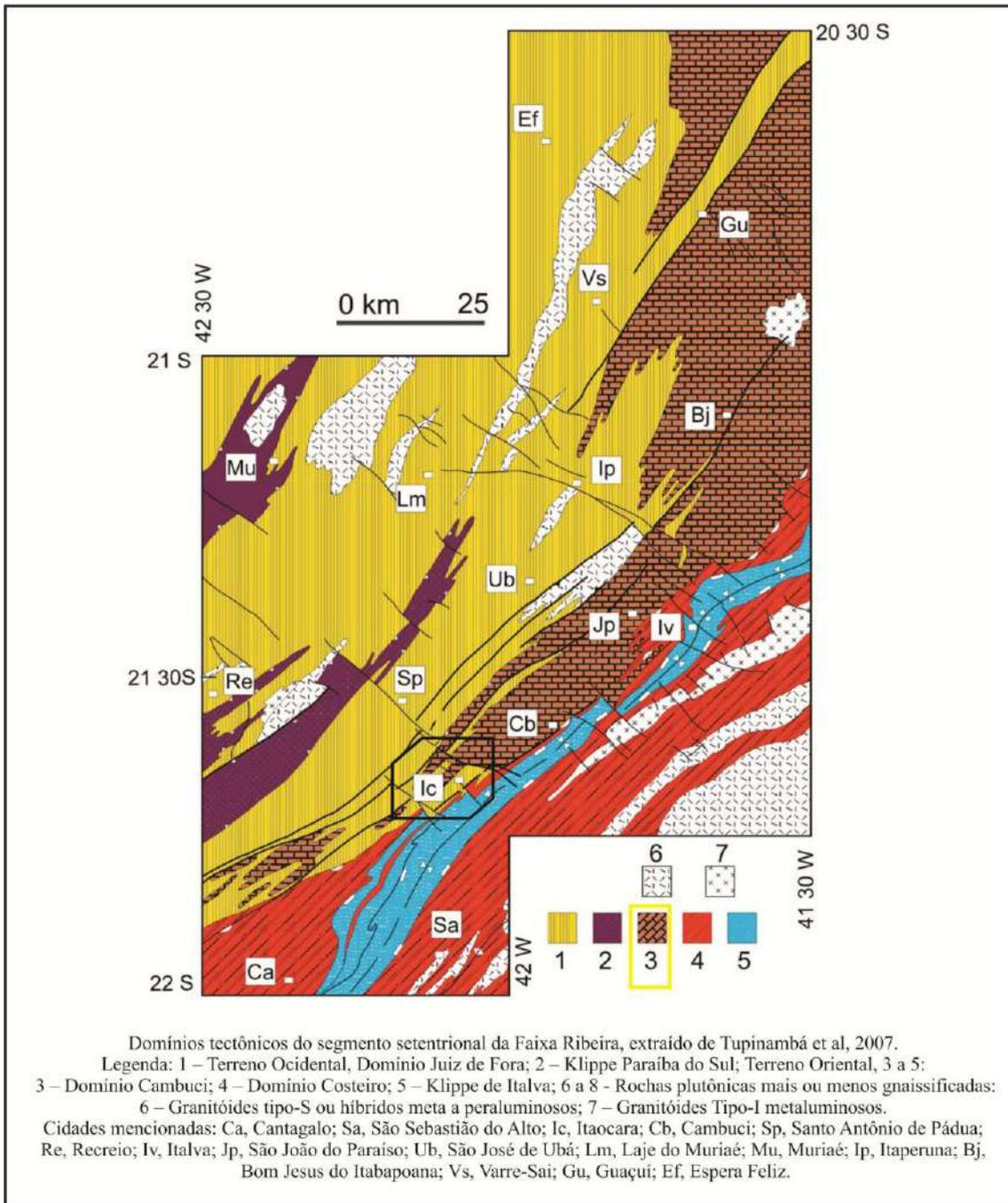


Figura 06 – Mapa geológico dos Domínios tectônicos do segmento setentrional da Faixa Ribeira, extraído de Tupinambá *et al*, 2007.

## 6 – GEOLOGIA LOCAL

A área de mapeamento está localizada no Terreno Oriental, a sudeste do limite entre este Terreno e o Terreno Ocidental. A geologia da região foi estudada por Tupinambá *et al.* (2007), que definiu a Unidade Cambucí. Esta unidade abrange as rochas do Complexo plutônico gnaissificado, associadas ao Complexo Serra da Bolívia e definidas como extensas regiões com predomínio de hornblenda gabronoritos mais ou menos deformados, até atingir completa milonitização.

Neste trabalho foram identificadas seis unidades litológicas pré-cambrianas provavelmente deformadas durante o Brasiliano, identificadas e nomeadas durante o mapeamento (Figura 07) e cujas descrições encontram-se abaixo.

### 6.1 – Unidades de mapeamento:

- 1- Complexo Juiz de Fora
- 2- Biotita-piroxênio gnaisse
- 3- Unidade Serra da Bolívia
- 4- Paragnaisse com quartzito
- 5- Biotita gnaisse
- 6- Quartzito/Mármore

Essas unidades ocorrem com forma alongada na direção NE-SW e a relação de contato entre elas não foi definida claramente, tendo sido inferida a partir das observações de campo. A limitação de acessos, escassez de afloramentos sem alteração e principalmente a cobertura vegetal são fatores que dificultaram a definição precisa dos contatos.

O contato entre as rochas do Complexo Juiz de Fora e o Biotita-Piroxênio Gnaisse possivelmente representa o contato entre os terrenos ocidental e oriental do LTC (Trouw *et al.*, 2000).

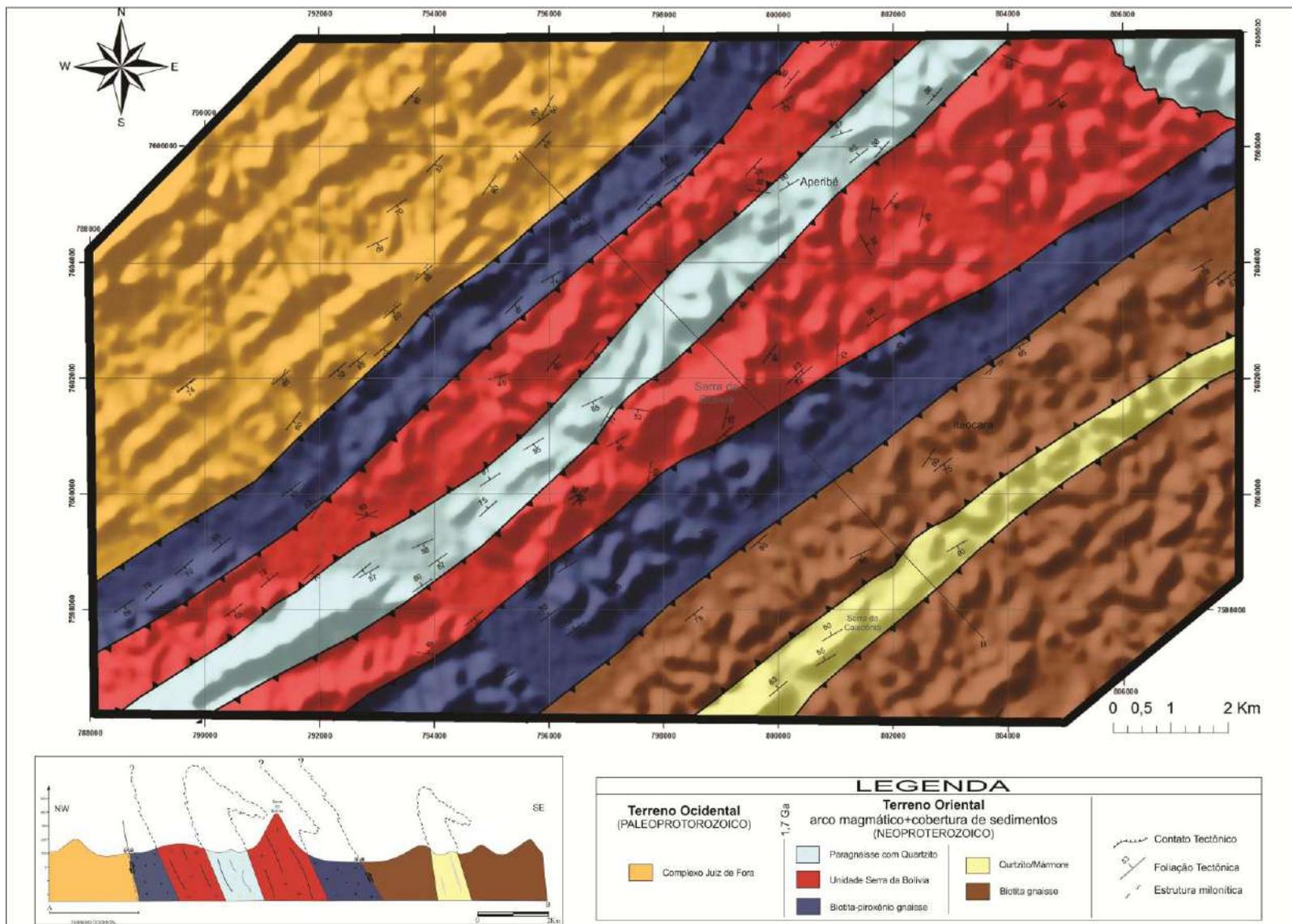


Figura 07 – Mapa Geológico elaborado em ArcMap 10.

### 6.1.1 – Complexo Juiz de Fora (Terreno Ocidental)

As rochas dessa unidade ocorrem na porção noroeste da área mapeada, nas proximidades de Santo Antônio de Pádua, são predominantemente granulitos de coloração esverdeada contendo piroxênio e anfibólio. Entretanto, próximo ao contato com o Biotita-piroxênio gnaiss, corresponde a biotita-granada gnaiss mesocrático fino, por vezes milonítico. Possui como mineralogia: plagioclásio, quartzo, biotita, granada, zircão, titanita, apatita e opacos. Com granulação fina nas porções mais milonitizadas, com zonas de cisalhamento centimétricas orientadas segundo NW-SE, NE-SW e E-W, e mais grossas nas porções onde aglomerados de biotitas marcam a foliação principal da rocha.

Tratando-se provavelmente, de transformação do Granulito Juiz de Fora, pela ação de fluidos durante o desenvolvimento da zona de cisalhamento que causou a milonitização dessas rochas.



Figura 08 – Tipo de afloramento (Complexo Juiz de Fora), ponto OSP-99.



Figura 09 - Afloramento do ponto OSP-99 (Complexo Juiz de Fora).

#### 6.1.2 – Biotita-piroxênio gnaiss (Terreno Oriental/Domínio Cambucí)

Por cima do Complexo Juiz de Fora, em um contato tectônico marcado por uma zona de cisalhamento de médio a alto ângulo, denominado limite tectônico central - LTC (Trouw *et al.*,1998), ocorre biotita piroxênio gnaiss com porfiroclastos de feldspato. Nessa unidade a deformação ocorre de forma bastante significativa, com dobras apertadas e em algumas partes cortadas por diques graníticos de granulometria variada que cortam a foliação principal, com direção predominantemente NE-SW.

Este gnaiss possui provável protólito ígneo de composição granodiorítica. A mineralogia primária é constituída por plagioclásio, quartzo, biotita, ortopiroxênio, clinopiroxênio, zircão, apatita, titanita, opacos e localmente granada. A mineralogia secundária é composta de sericita, mica branca e iddingsita. Apresenta uma grande variação granulométrica, com porções grossas espalhadas de forma aleatória, juntamente com porções finas a médias apresentando bandamento composicional e fenocristais isolados que chegam até 8 centímetros de tamanho.

Nesta monografia, optou-se por separar o Biotita-piroxênio gnaiss da Unidade Serra da Bolívia (será descrito a seguir: 6.1.3) pela ausência de estruturas primárias e por serem mais deformados.

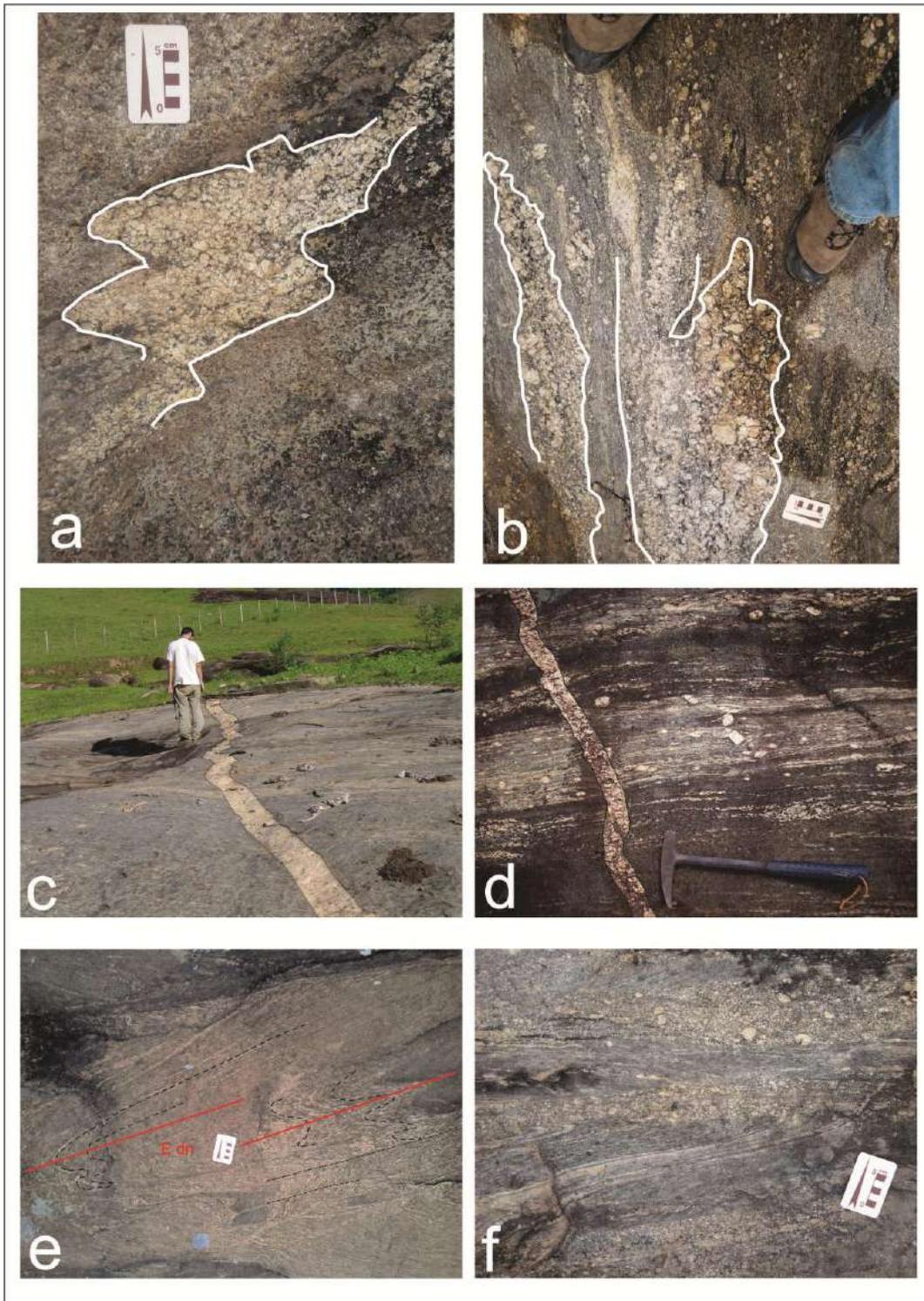


Figura 10 – (a, b)-separação das porções grossas e finas. (c,d)- diques qtz-feldspáticos. (e,f)- deformação com dobras  $d_n$ .

### 6.1.3 – Unidade Serra da Bolívia (Terreno Oriental/Domínio Cambucí)

Os gnaisses desta unidade ocorrem em campo sob a forma de lajedos desgastados, leito do rio (Paraíba do Sul) e serras (p.ex., Serra da Bolívia). Podem ser identificados pelo menos três litotipos, levando em consideração principalmente a composição, granulometria e textura. O contato entre os litotipos ocorre de forma irregular, o que dificulta a delimitação dos mesmos. A figura 11 apresenta uma diferenciação dos litotipos a partir de blocos na base da Serra da Bolívia, que se localiza a oeste de Itaocara. Em meio a esta unidade também foi encontrada e descrita uma rocha de caráter aluminoso, que ocorre somente em uma pedreira, em associação com Biotita ganaisse (ponto OSP-03).

A foliação principal (NE-SW) nessas rochas é definida pela orientação preferencial de quartzo estirado quando miloníticos, bandas de feldspatos e quartzo recristalizado e cristais de hornblenda, piroxênio, biotita e opaco.

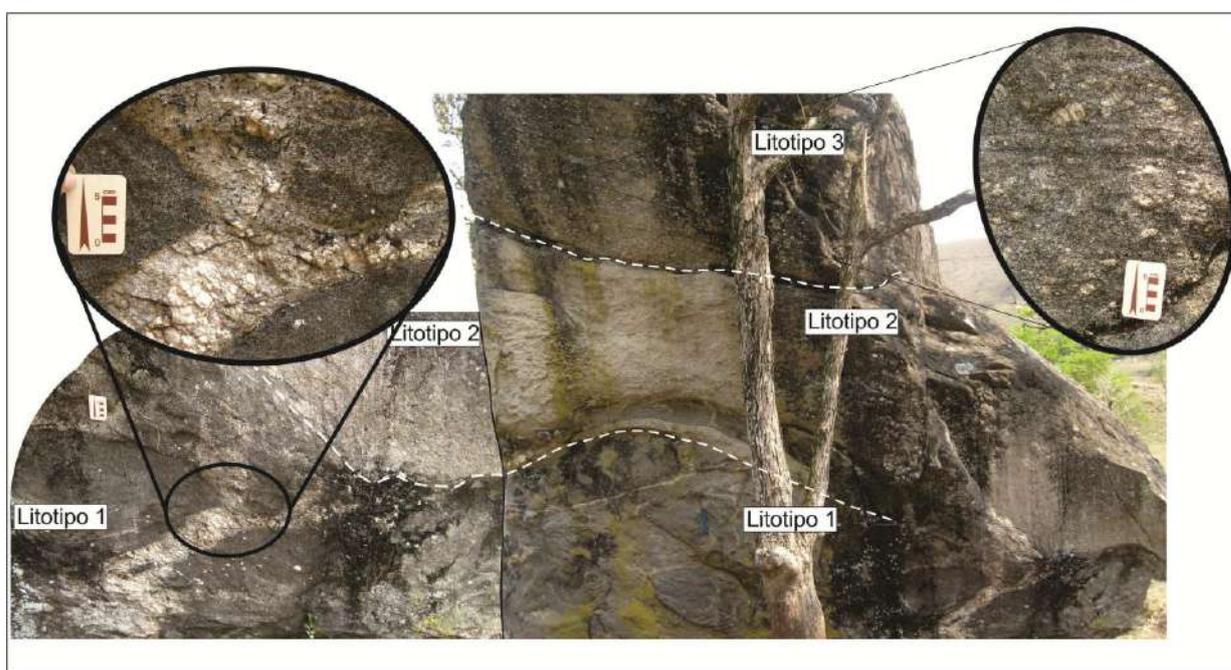


Figura 11 – Representação dos três litotipos da Unidade Serra da Bolívia, realizada a partir de um bloco (Imagens trabalhadas com CorelDraw 10).

Nos pontos OSP-39 e OSP-51 foram coletadas amostras para análise química e petrografia, entretanto as lâminas delgadas desses pontos não ficaram prontas até a elaboração do atual trabalho.

Correspondem a ortognaise de composição predominante félsica, variando de tonalítica a qtz-diorítica, com porções porfíricas ricas em fenocristais de feldspato. A granulometria varia significativamente com porções equigranulares variando de fina a grossa, e porções inequigranulares variando de seriada a porfírica.

Em campo, são observados enclaves microgranulares máficos com até 90 centímetros de tamanho, assim como xenólitos de biotita ortognaise que por vezes se orientam segundo a foliação.

Tupinambá *et al.*, 2007, obtiveram uma idade de cristalização U-PB em zircão de 596 Ma em amostra de gabronorito, provavelmente do litotipo I.

#### 6.1.3.1 – Litotipos

O litotipo I apresenta composição mesocrática, evidenciada por feldspatos, quartzo, biotita, piroxênio, anfíbólio, granada, zircão e opacos. Menos frequente ocorrem titanita, apatita, rutilo e allanita. A mineralogia secundária é composta de sericita, iddingsita, calcita e mica branca. Importante ressaltar que grande parte dos plagioclásios presentes nesse litotipo apresenta coloração verde.



Figura 12 – Litotipo I.

O litotipo II apresenta composição leucocrática, evidenciada por plagioclásio, quartzo, álcali feldspato, biotita, piroxênio, anfíbólio, granada, zircão e opacos. A granulometria dos três litotipos não varia de forma significativa, o que ocorre é um predomínio de minerais máficos no litotipo I e um predomínio de minerais félsicos no litotipo II.



Figura 13 – Litotipo II.

O litotipo III corresponde a uma variação granulométrica, textural e composicional dessa unidade. Apresenta composição variando de leucocrática a mesocrática e porções com bandamentos composicionais repletos de porfiroclastos de feldspato. Sua composição abrange plagioclásio, quartzo, álcali feldspato, biotita, granada, zircão e opacos. Como mineralogia secundária apresenta mica branca, calcita e sericita. Em algumas regiões se apresenta bastante deformado e com porções migmatíticas.



Figura 14 – Litotipo III.

Por tratar-se do enfoque principal deste trabalho, a unidade Serra da Bolívia será aprofundada petrograficamente no próximo capítulo.

#### 6.1.3.2 – Leucogranito com sillimanita:

O ponto OSP-03 (coodenadas UTM: 0800 251/7602 114) localiza-se na região de uma pedreira, onde ocorre predominantemente um leucogranito (Tipo s) associado de forma irregular a lentes de biotita gnaisse de coloração escura. Neste ponto foi possível uma visualização mais ampla dessa rocha, que possivelmente é oriundo da fusão de um metassedimento amalgamado junto a Unidade Serra da Bolívia.

Corresponde a granito com sillimanita, félsico, leucocrático e localmente com granada. Possui aspecto homogêneo e coloração branca/bege em campo. Apresenta como mineralogia primária: plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, sillimanita, zircão, apatita, rutilo, espinélio e opacos. Em algumas porções a rocha se apresenta em desequilíbrio retrometamórfico, com biotita se alterando para clorita. A mineralogia secundária consiste em sericita e mica branca (figura 15).

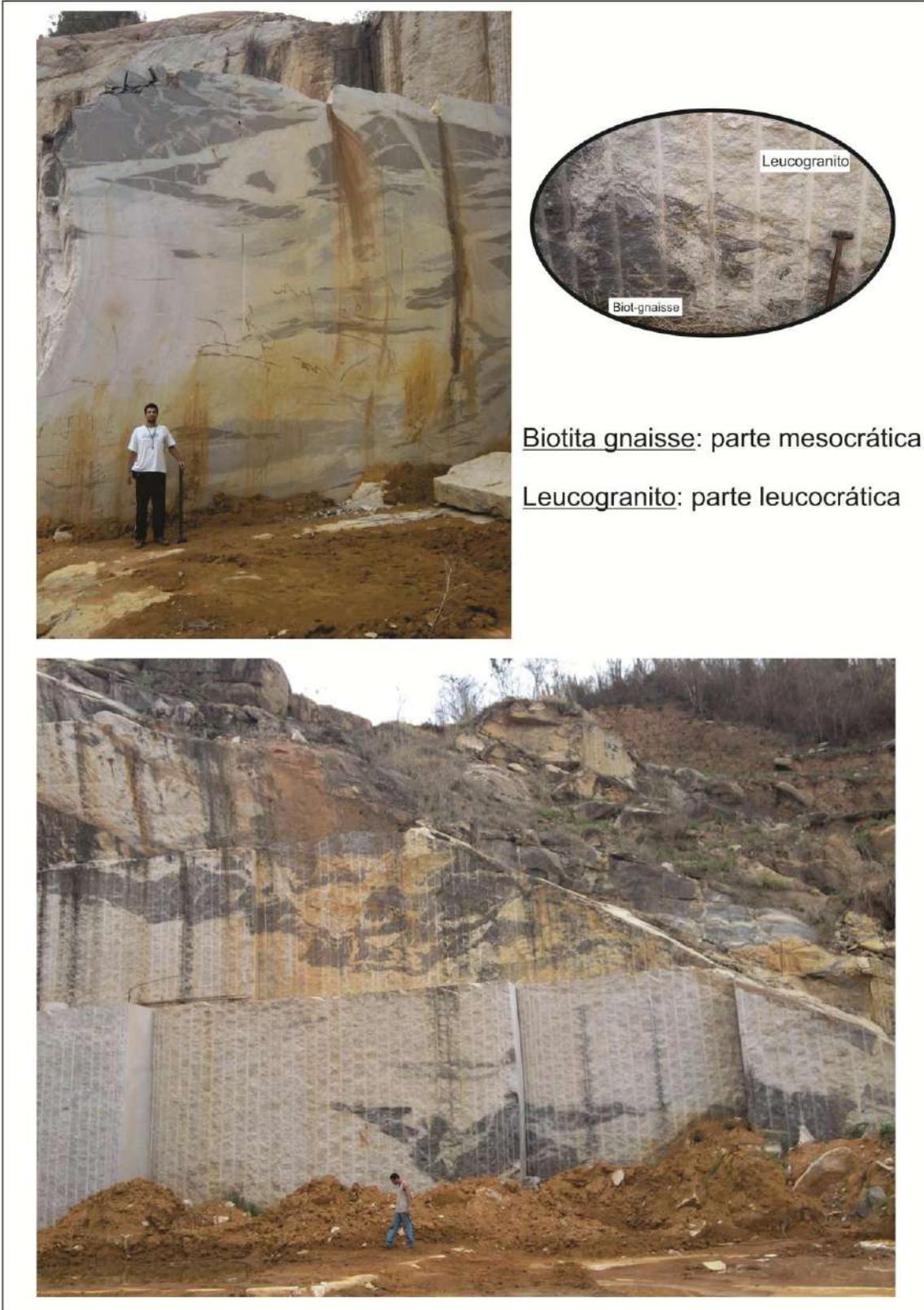


Figura 15 – Foto do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando o contato entre o Biotita gnaissse e o leucogranito com sillimanita.

#### 6.1.4 – Paragnaisse com porções quartzíticas (Terreno Oriental/Domínio Cambucí)

Corresponde a biotita- gnaisse bandado com porções quartzíticas, que aflora nas proximidades de Aperibé, fazendo contato a noroeste e a sudeste com as rochas da Unidade Serra da Bolívia. Sua granulometria varia de fina a grossa, com textura milonítica e estrutura migmatítica em alguns afloramentos, e geralmente apresentando-se intensamente deformado.

O paragnaisse leucocrático possui como mineralogia plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita, muscovita, zircão, minerais opacos e localmente granada. Como mineralogia secundária apresenta sericita, calcita e mica branca (figura 16).

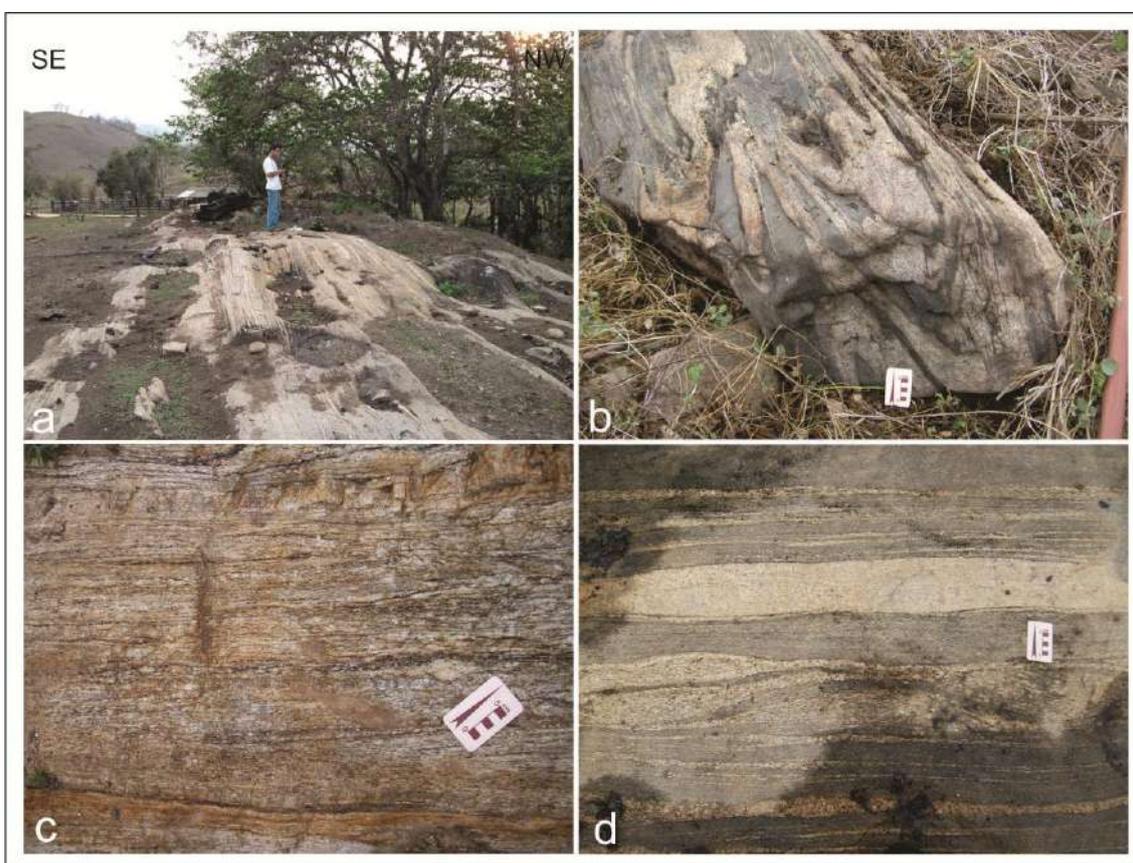


Figura 16 – Paragnaisse com porções quartzíticas (a: afloramento em lajedo, b: porções deformadas, padrão bengala, c: porções quartzíticas e d: bandamento composicional com melanossoma e leucossoma).

### 6.1.5 – Biotita gnaiss (Terreno Oriental/Domínio Cambucí)

A sudeste da unidade biotita-piroxênio gnaiss ocorre, em um contato tectônico, um biotita gnaiss com pouca granada e fenocristais de feldspato, com níveis bandados e porções com indícios de migmatização. Ele compõe-se por feldspato, quartzo, biotita e granada (figura 17). No afloramento da pedreira Valão do Barro Preto (ponto OSP-151) foi possível uma melhor visualização da unidade, com obtenção de lineação mineral oriunda da fase deformacional Dn+1, marcada por biotita e igual a 72/07.

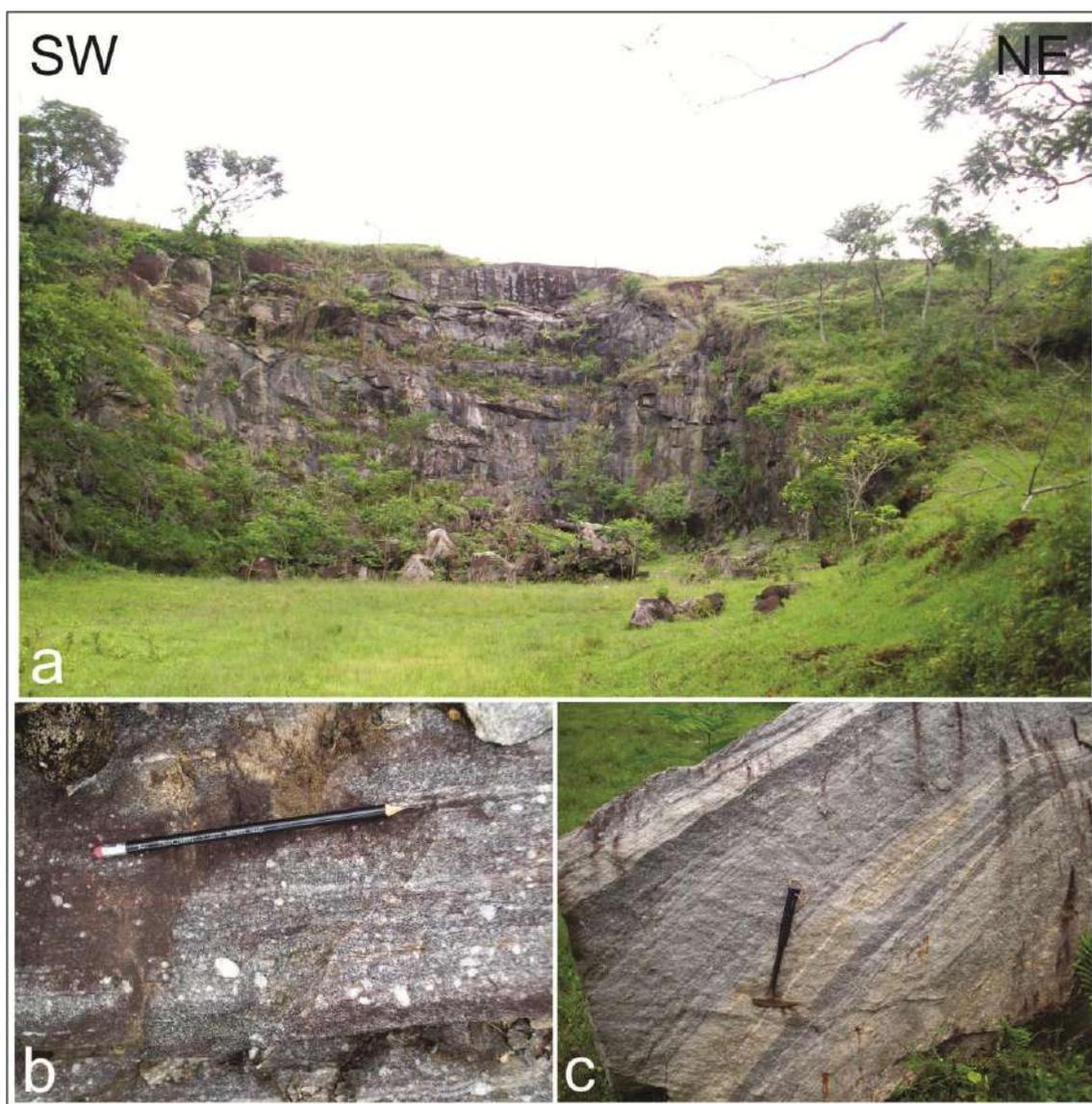


Figura 17 – Fotos do ponto OSP-151, pedreira Valão do Barro Preto (a), (b): fenocristais de feldspato, (c): bandamento composicional.

#### 6.1.6 – Mármore/Quartzito (Terreno Oriental/Domínio Cambuci)

Num perfil da base da Serra da Caledônia para o topo, no sentido NW, observa-se a ocorrência de quartzito intercalado com níveis centimétricos de mármore, que grada para mármore com intercalações de quartzito. Próximo ao topo da serra existe lentes anfibolíticas intercaladas a mármores e quartzitos (figura 18).

Essa unidade apresenta um contato tectônico (NE-SW) com os gnaisses descritos anteriormente, marcado por milonitos.



Figura 18 – Fotos do ponto OSP-152, evidenciando as lentes de anfibolito intercaladas no mármore com lentes delgadas de quartzito.

## 7 – PETROGRAFIA:

Para o atual trabalho foram descritas petrograficamente treze lâminas delgadas, sendo sete delas da Unidade Serra da Bolívia. Cinco pertencentes ao litotipo I que predomina no corpo e o restante dos outros litotipos. Também foi descrita uma lâmina do leucogranito aluminoso da pedreira do ponto OSP-03. A descrição petrográfica abaixo referente à Unidade serra da Bolívia, foi realizada a partir das cinco lâminas pertencentes ao Litotipo I.

### 7.1 – UNIDADE SERRA DA BOLÍVIA

São rochas faneríticas holocristalinas fésicas, com índice de cor variando entre 12% a 40%. A granulação bastante variada com cristais recristalizados de 60 µm de tamanho, outros cristais formados durante a cristalização ígnea variam de 0,4 milímetros a 1,5 milímetros. A textura observada é inequigranular variando de seriada a porfirítica, localmente com mirmequita (figura 20). Com exceção das porções recristalizadas, os cristais da mineralogia essencial variam de hipidiomórficos a xenomórficos.

O plagioclásio é granular xenomórfico, com característica geminação polissintética (múltipla e complexa). Ocorrem tanto como cristais isolados como agregados policristalinos de formas irregulares (porções recristalizadas), variando de submilimétricos a 8 milímetros de tamanho. Na grande maioria dos cristais é possível observar alterações nas bordas e inclusões de zircão, apatita.

Pelo método da dupla macla, utilizando-se a seção (100) (Deer *et al.*, 2002) em média com três análises por lâmina, obteve-se a composição andesina/labradorita para os plagioclásio dessa Unidade, a partir da determinação de 37 a 56% do teor de anortita.

A biotita se apresenta de forma lamelar xenomórfica, pleocróica, com os característicos *bird's eyes*. Varia de 0,25 até 2,5 milímetros de tamanho, ocorrendo como cristais isolados ou em agregados. Alteram-se para mica branca e algumas para clorita. Possuem inclusão de zircão, titanita e opacos. Em alguns domínios são responsáveis por marcar a foliação metamórfica (figura 19).

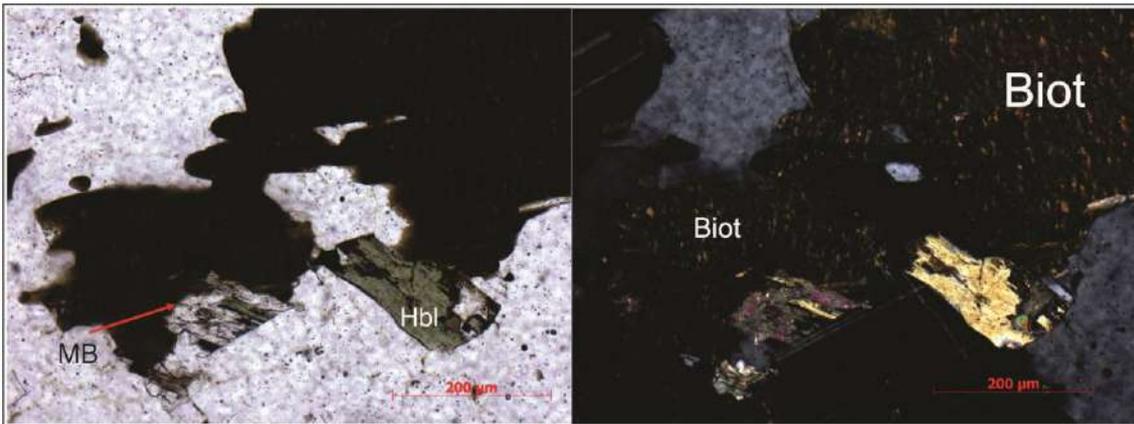


Figura 19 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, com a alteração secundária da biotita para mica branca (MB), indicado pela seta vermelha. Hbl: hornblenda e Biot: biotita.

O quartzo se apresenta dividido em duas famílias: uma, fruto de recristalização metamórfica, formado por agregados granulares submilimétricos. E outra espalhada na matriz com forma granular xenomórfica, variando de 0,4 milímetros até 1,8 milímetros de tamanho. Também são observadas intercrescimento de quartzo nos contatos entre álcali feldspatos e plagioclásio (mirmequita), figura 20. Em alguns domínios encontra-se incluso nos feldspatos.

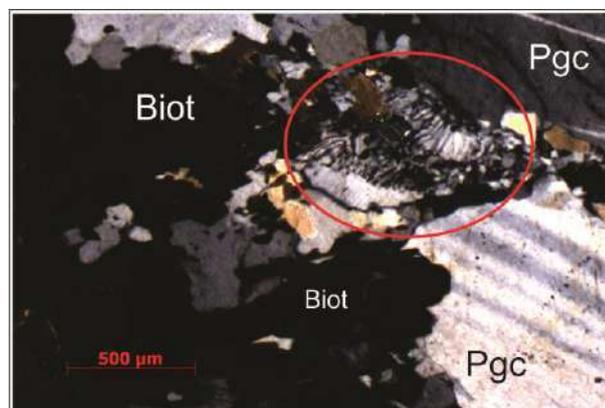


Figura 20 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, com mirmequita evidenciado pelo círculo vermelho. Biot: biotita, Pgc: plagioclásio.

O clinopiroxênio se apresenta de forma granular xenomórfica de cor cinza, com leve pleocroísmo verde. Variam de 0,4 até 2,3 milímetros de tamanho, diferenciando-se dos ortopiroxênios principalmente pela extinção oblíqua. Também em alguns cristais é possível observar anéis simplectíticos, que representam uma textura de intercrescimento de plagioclásio e anfíbólio ao redor do piroxênio (figura 21).

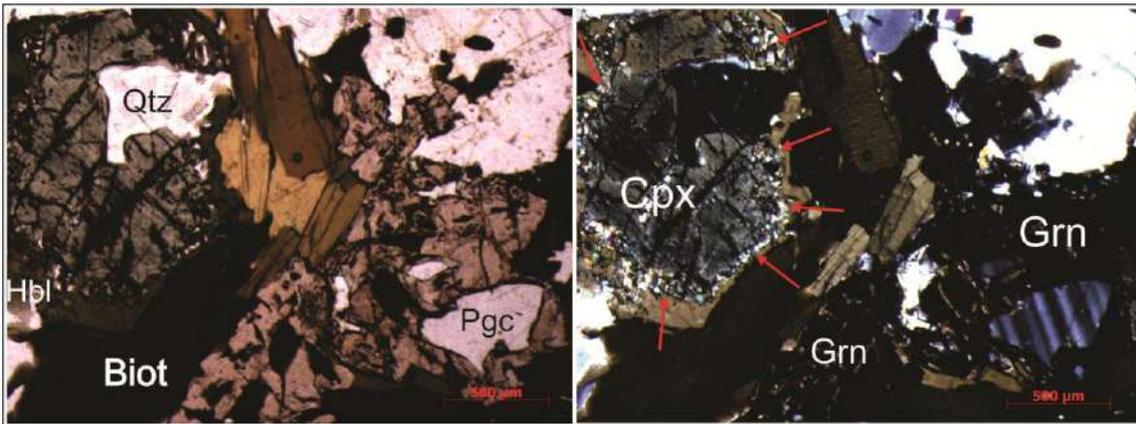


Figura 21- Fotomicrografia do ponto OSP-141, com anéis simplectíticos envolvendo os piroxênios indicado pelas setas vermelhas. Grn: granada, Biot: biotita, Cpx: clinopiroxênio Qtz: quartzo e Pgc: plagioclásio.

O ortopiroxênio se apresenta com forma granular xenomórfico com cor cinza. Varia de submilimétrico a 1 milímetro de tamanho e em alguns cristais é possível observar claramente as duas direções de clivagem a 90°. Em algumas regiões apresentam alteração nas bordas para anfibólio ou plagioclásio (figuras 22 e 23).

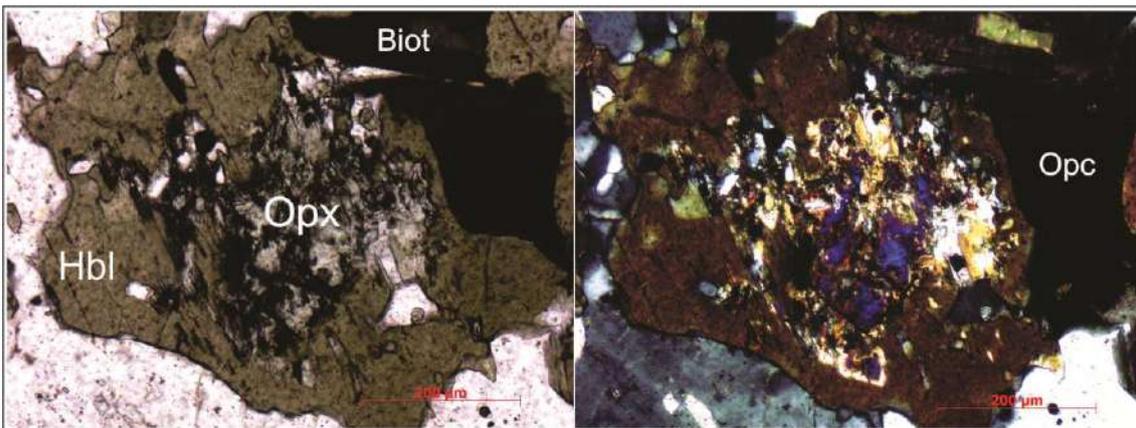


Figura 22 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, evidenciando piroxênio envolvido por anfibólio. Biot: biotita, Opx: ortopiroxênio, Hbl: hornblenda e Opc: minerais opacos.

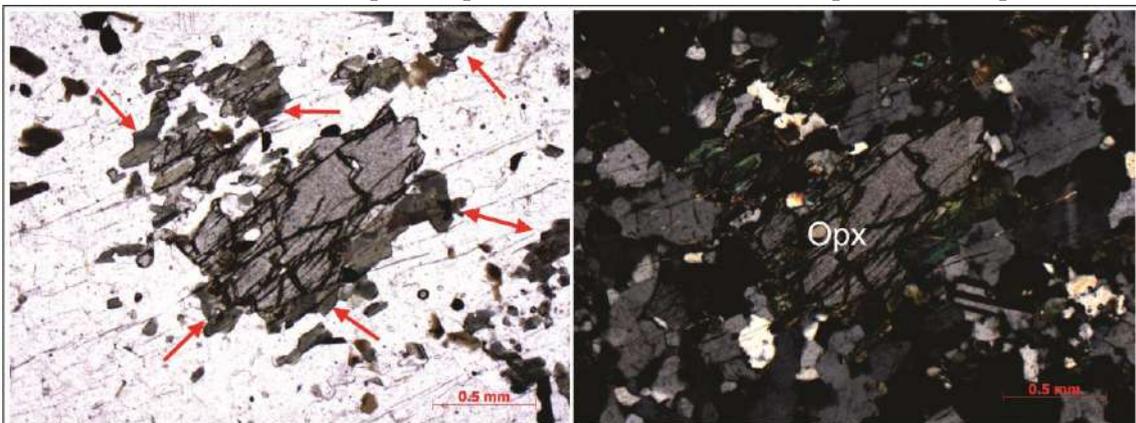


Figura 23 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), ortopiroxênios (Opx) rodeados de hornblendas, indicadas pelas setas vermelhas.

A hornblenda se apresenta com forma granular xenomórfica de cor verde com leve pleocroísmo bege a verde. São encontradas geralmente substituindo os piroxênios e se alterando para biotitas. Variam de submilimétricas a 1,3 milímetros de tamanho (figuras 24 e 25).

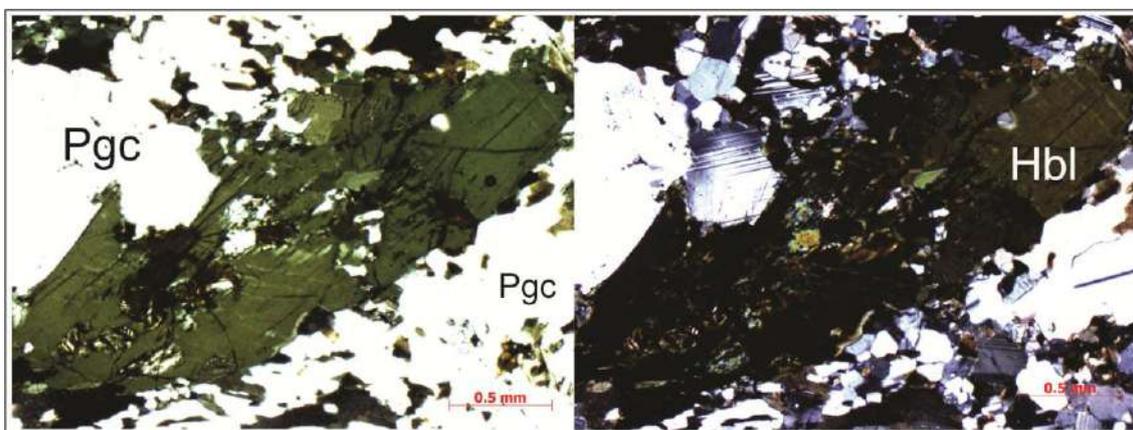


Figura 24 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, evidenciando um cristal de hornblenda (Hbl) xenomórfico. Pgc: plagioclásio.

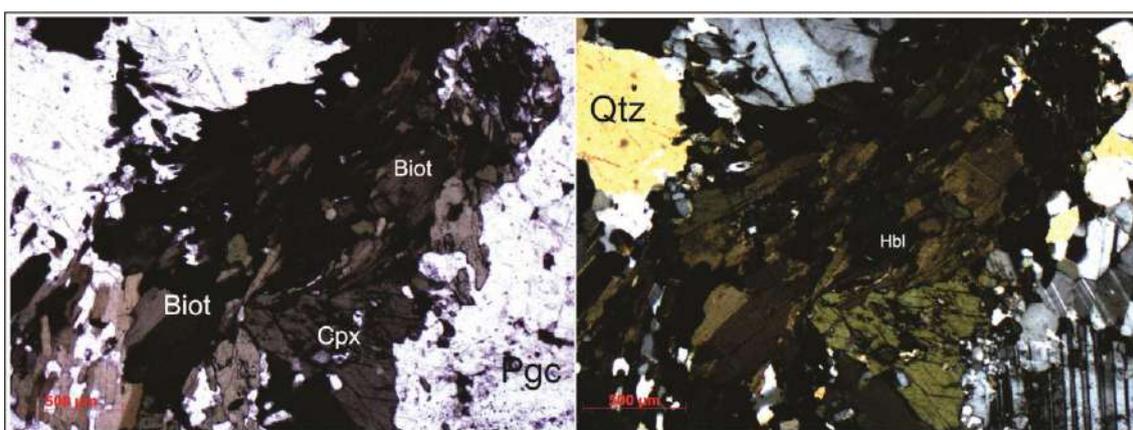


Figura 25 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, evidenciando a paragênese entre biotitas, piroxênios e anfibólios. Biot: biotita, Qtz: quartzo, Hbl: hornbelnda, Pgc: plagioclásio e Cpx: clinopiroxênio.

A microclina com sua geminação *tartan* característica, apresenta-se com forma granular xenomórfica, em média com 0,7 milímetros de tamanho. Em algumas lâminas da unidade é difícil a identificação dos álcalifeldspatos, entretanto sua existência fica comprovada pela presença de mirmequita.

O zircão aparece como diminutos grãos, por vezes na forma de bastões espalhados na matriz. Varia de hipidiomórfico a xenomórfico e se encontra, por vezes, incluso em feldspato, quartzo e piroxênio (figura 26).

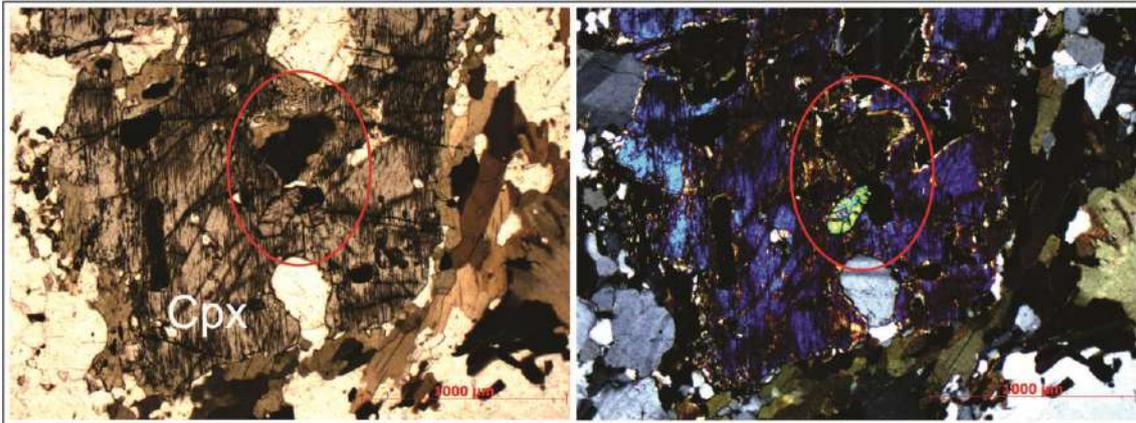


Figura 26 – Fotomicrografia do ponto OSP-141, evidenciando pelo circulo vermelho inclusões de zircão, apatita, biotita e minerais opacos.

A titanita ocorre com forma granular, por vezes prismática com até 0,2 milímetros de tamanho. Geralmente é xenomórfica e crescem próximas da biotita (figura 27).

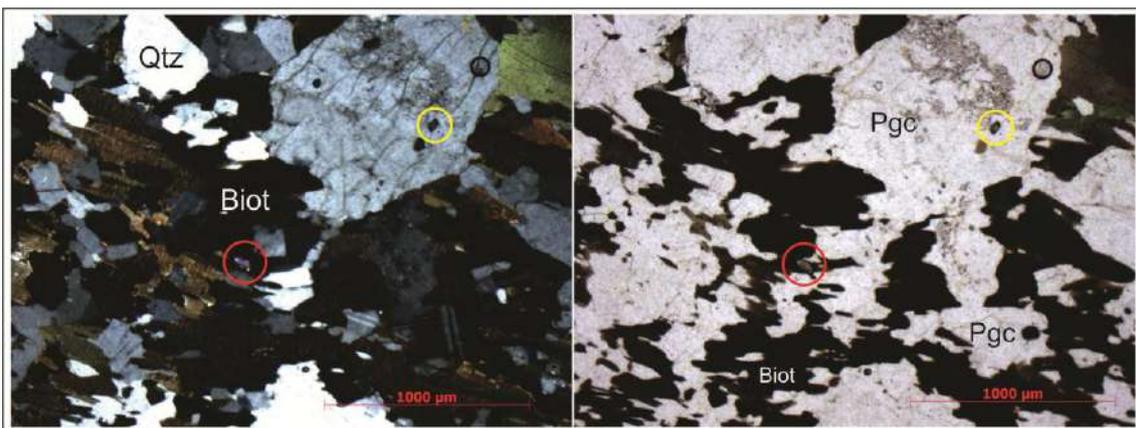


Figura 27 – Fotomicrografia do ponto OSP-32, com biotita marcando a foliação e minerais acessórios. Circulo vermelho: zircão, circulo amarelo: titanita. Pgc: plagioclásio, Biot: biotita e Qtz: quartzo.

A apatita se apresenta como diminutos grãos incolores hipidiomórficos. São encontrados principalmente inclusos em plagioclásio.

Minerais opacos encontram-se geralmente próximos da biotita, granada, piroxênios e anfibólio. São cristais submilimétricos e xenomórficos.

A granada tem forma granular, variando 0,8 até 2,5 milímetros de tamanho. É geralmente xenomórfica, com alguns cristais hipidiomórficos, e por vezes apresentam plagioclásio e biotita preenchendo fraturas e zonas de dissolução (figura 28).

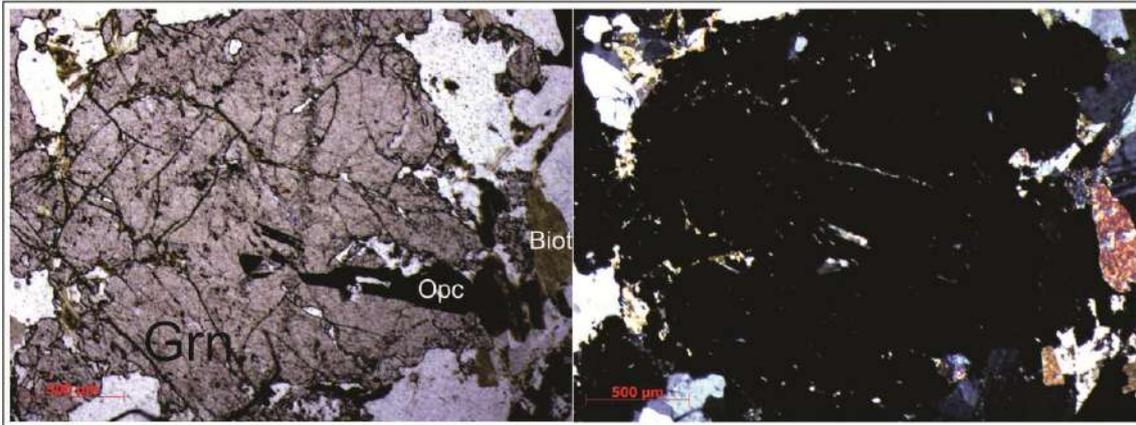


Figura 28 – Fotomicrografia do ponto OSP-141, evidenciando granadas (Grn) xenomórficas com inclusões de minerais opacos. Biot: biotita, Opc: minerais opacos.

## 7.2 – LEUCOGRANITO COM SILLIMANITA

Corresponde a granito homogêneo félsico, com índice de cor variando entre 4% e 8%. Apresenta textura variando de granular a inequigranular e localmente exibe intercrescimentos como mirmequita e mesopertita. A granulação varia de fina a grossa, com porções recristalizadas submilimétricas. Com exceção dessas porções recristalizadas, na mineralogia essencial os cristais variam de hipidiomórficos a xenomórficos. Sua composição cai campo dos monzogranitos, entretanto essa rocha apresenta sillimanita em sua mineralogia, evidenciando tratar-se de granito tipo S.

O plagioclásio geralmente possui a característica geminação polissintética, sendo granular e xenomórfico. O tamanho dos cristais varia de submilimétricos até 2,3 milímetros ocorrendo tanto como cristais maiores isolados como agregados policristalinos. São observadas inclusões de quartzo, biotita, zircão e minerais opacos. Importante ressaltar a presença de feldspato pertítico com proporções semelhantes de álcali feldspato e plagioclásio sódico-cálcico, que nas porções mais alteradas da rocha apresenta-se bastante sericitizado (figura 29).

Pelo método da dupla macla, utilizando-se a seção (100) (Deer *et al.*, 2002) em média com três análises por lâmina, obteve-se a composição andesina/labradorita para os plagioclásio dessas rochas, a partir da determinação de 37 a 52% do teor de anortita.

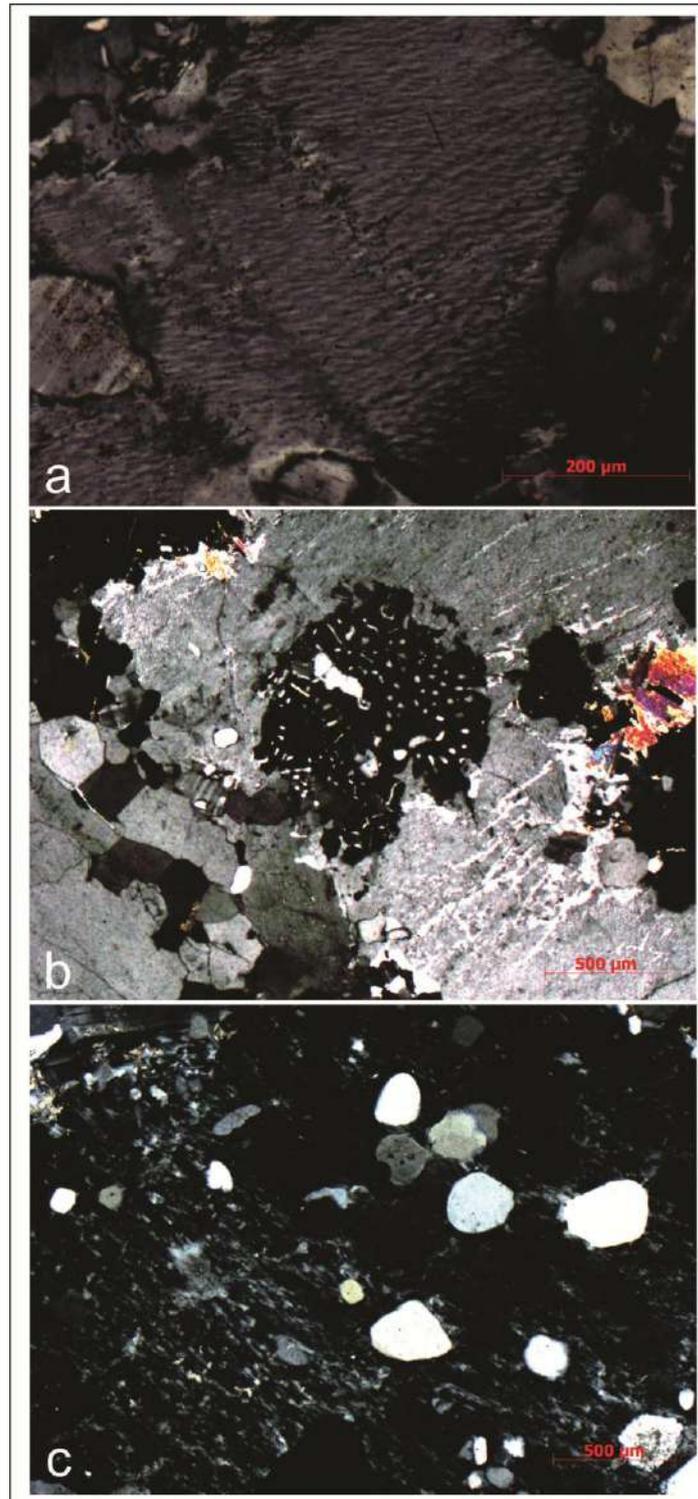


Figura 29 – Fotomicrografias do ponto OSP-03 (pedreira), apresentando características dos feldspatos. a: mesopertita, b: mirmequita e c: inclusões de quartzos no plagioclásio.

O quartzo se apresenta granular bastante recristalizado com contatos suturados, entretanto é possível notar outra família de cristais espalhados na matriz com alguns atingindo 1,3 milímetros de tamanho. Também são observadas intercrescimento de quartzo nos contatos entre álcali feldspato e plagioclásio (mirmequita).

A microclina, com típica geminação *tartan*, aparece como diminutos cristais granulares xenomórficos. Forma agregado recristalizado juntamente com grãos de quartzo e outros feldspatos.

A biotita se apresenta como agregados em paragênese com sillimanita, com forma lamelar pleocróica e alguns cristais com os característicos “*bird's eyes*”. Varia de 0,2 até 0,6 milímetros de tamanho e é geralmente xenomórfica. Possui inclusões de minerais opacos e zircão. Por vezes, encontra-se alterada para clorita (figura 30).

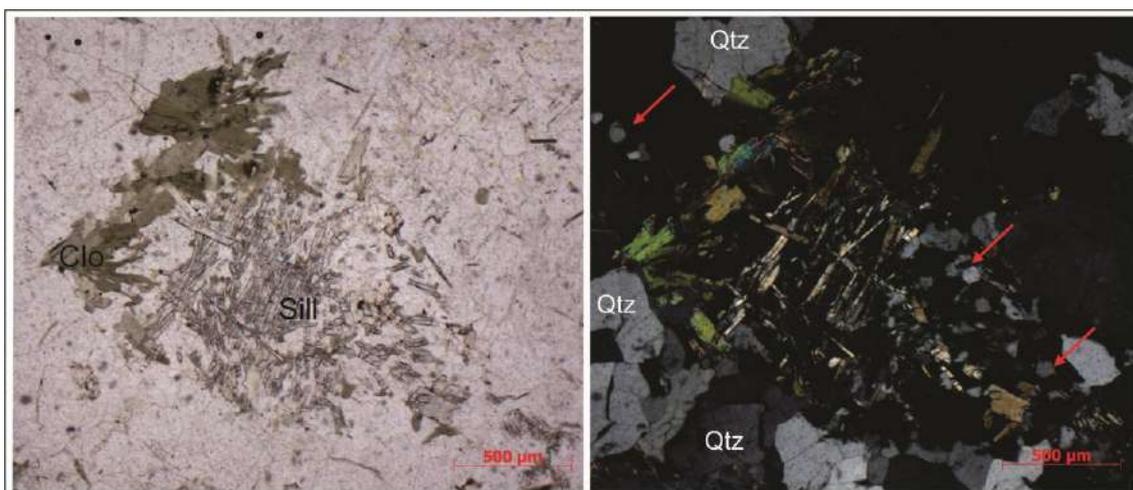


Figura 30 - Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), com clorita e sillimanita. As setas em vermelho ressaltam cristais de quartzo recristalizado. Clo: clorita, Sill: sillimanita e Qtz: quartzo.

A sillimanita ocorre tanto como cristais prismáticos alongados quanto quadráticos (secção basal). Varia de 0,1 até 0,7 milímetros de tamanho, sendo predominantemente idiomórfica a hipidiomórfica (figuras 31 e 32).

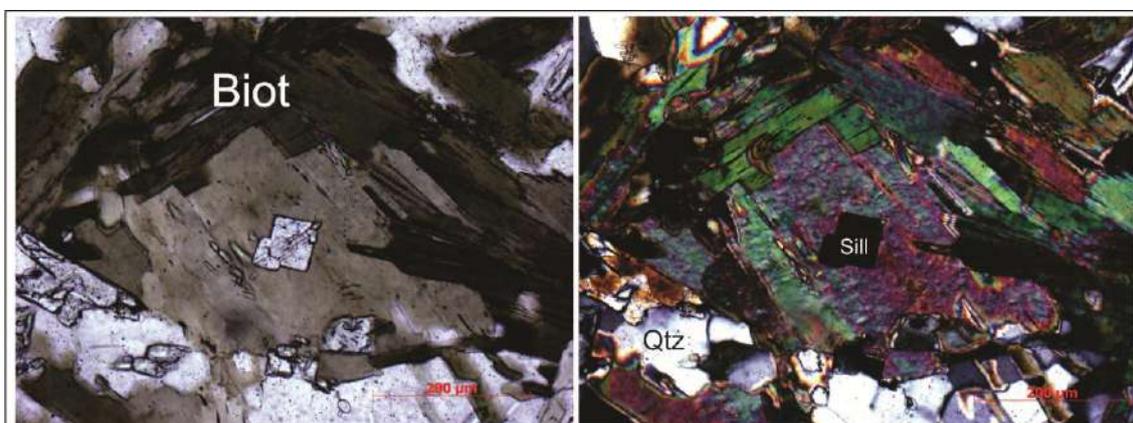


Figura 31 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando a secção basal da sillimanita (Sill). Biot: biotita e Qtz: quartzo.



Figura 32 - Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), mostrando sillimanita (Sill) e biotita (Biot).

O zircão se apresenta como diminutos grãos, por vezes alongados. Varia de hipidiomórfico a xenomórfico e está predominantemente incluído em feldspato e quartzo.

O espinélio foi observado num único cristal verde isotrópico xenomórfico. Possui aproximadamente 220 µm de tamanho e se encontra incluído em feldspato (figura 33).

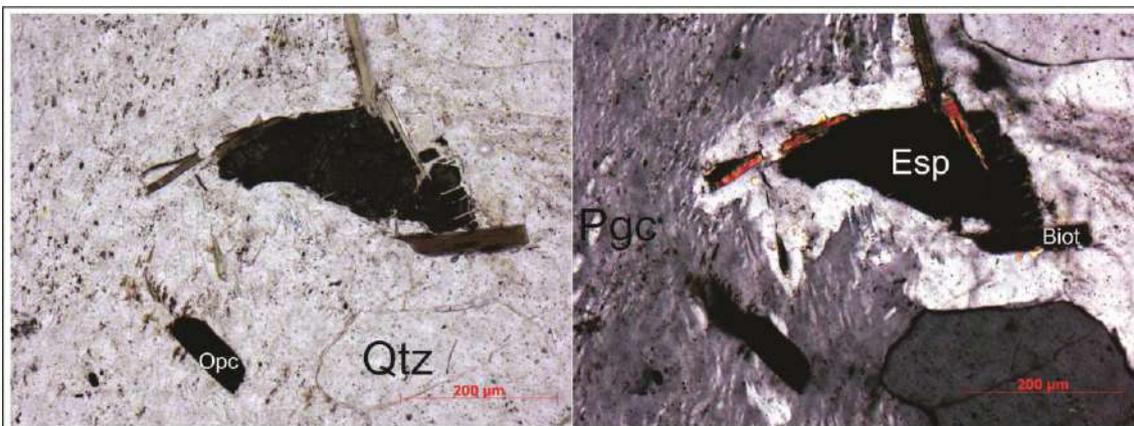


Figura 33 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando o espinélio (Esp) incluído no plagioclásio (Pgc). Qtz: quartzo, Biot: biotita e Opc: minerais opacos.

Minerais opacos estão geralmente próximos da biotita, granada, piroxênios e anfibólios. São cristais submilimétricos e xenomórficos (figura 33).

A granada tem forma granular, variando 0,8 até 2,5 milímetros de tamanho. Geralmente é xenomórfica, com alguns cristais hipidiomórficos e por vezes apresentam plagioclásio e biotita preenchendo fraturas e zonas de dissolução (figura 34).

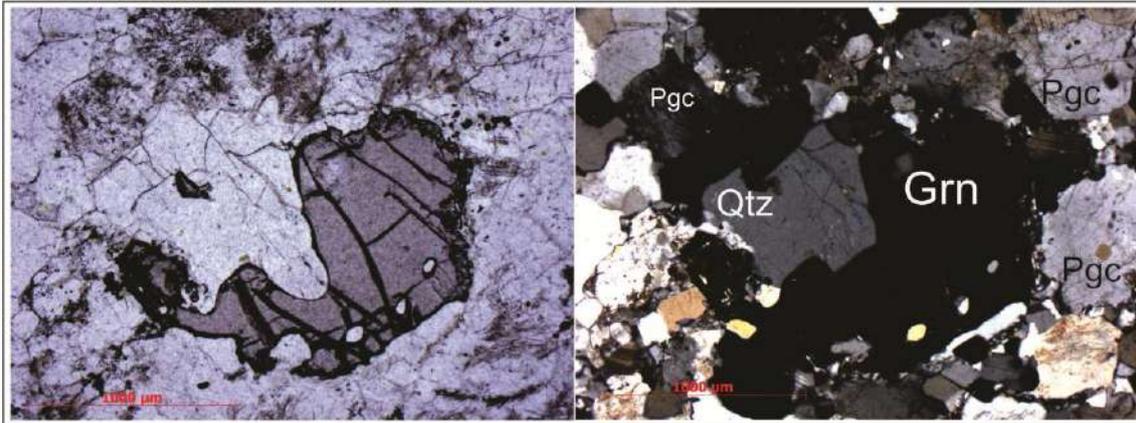


Figura 34 – Fotomicrografia do ponto OSP-03 (pedreira), evidenciando granada xenomórfica.  
Qtz: quartzo, Pgc: plagioclásio e Grn: granada.

A tabela 02 abaixo apresenta a composição modal realizada através da contagem de 800 pontos por lâminas, descritas no trabalho. As lâminas dos pontos OSP-03A e OSP-03C representam os leucogranitos misturados na Unidade Serra da Bolívia. As lâminas OSP-03B, OSP-32, OSP-56, OSP-60, OSP-141 representam o Litotipo I da Unidade Serra da Bolívia. As demais são referentes às outras unidades de mapeamento, sendo as OSP-27 e OSP-49 representantes do Paragneisse com porções quartzíticas. A OSP-67 do Complexo Juiz de Fora e a OSP-90 do Biotita-Piroxênio gnaiss. As lâminas das demais unidades, que são referentes a última campanha de campo ainda estão sendo confeccionadas.

MINERAL	OSP-03A	OSP-03B	OSP-03C	OSP-32	OSP-56	OSP-60	OSP-141	OSP-49	OSP-27	OSP-67	OSP-90
Plagioclásio	38,6	51,2	41,2	49,6	52,7	64,2	50,8	35,5	2	33	49,2
Quartzo	25,5	18,2	15,7	11,1	11,9	18,1	8,8	25	79,8	28	32,3
K-Feldspato	29,1	1,2	16,8	0,8	2,8	2,3	4,3	10,5	2,7	3,6	4
Biotita	3,8	9,3	24,1	20,6	15,7	9,2	15,8	22,1	10,7	30,7	11,2
Hornblenda	-	7,8	-	10,2	1,7	-	11,1	6,8	-	-	-
Clinopiroxênio	-	4,4	-	2,9	6,6	-	2,2	-	-	-	1,2
Ortopiroxênio	-	4,1	-	2,2	6,6	2,2	2,1	-	-	-	1,5
Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	3,3	-	-
Sillimanita	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Apatita	-	-	-	-	TR	-	TR	-	-	TR	TR
Titanita	-	-	-	TR	-	-	TR	TR	-	TR	TR
Rutilo	-	-	-	-	-	TR	-	-	-	TR	-
Granada	-	1,7	1,2	-	-	-	3,1	-	-	4,3	-
Opacos	TR	1,1	TR	TR	1,3	TR	TR	TR	TR	TR	TR

Tabela 02 – Composição modal observada nas lâminas delgadas.

A partir da mineralogia e da composição modal recalculada para 100%, foi definido para Unidade Serra da Bolívia as seguintes composições, segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976):

Litotipo I, variando de tonalítica a quartzo-diorítica, representada pelos círculos de cor preta. Litotipo II com composição granodiorítica representado pelo círculo de cor cinza, que não foi descrito petrograficamente (figura 35).

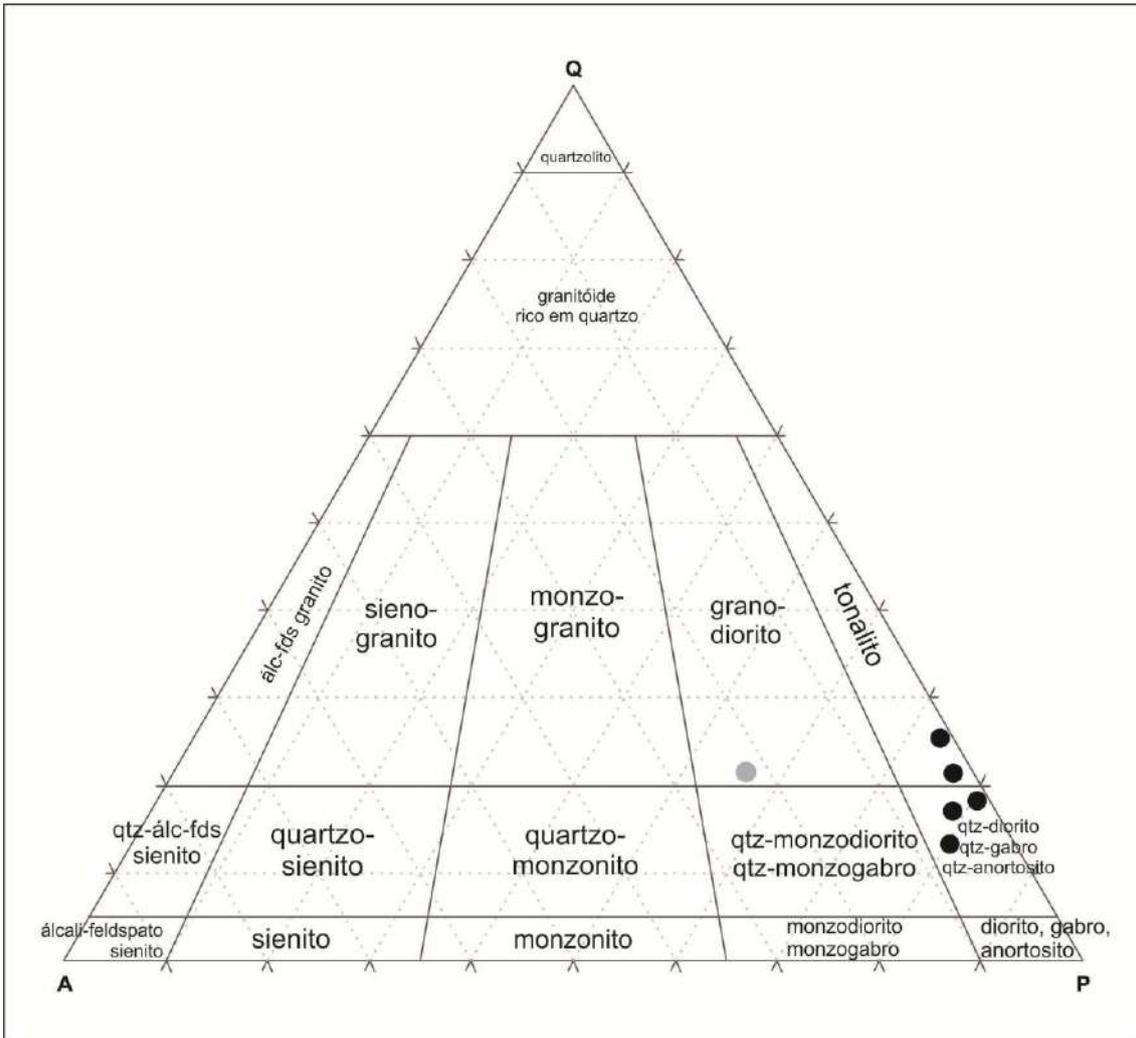


Figura 35 – Diagrama QAP de Streckeisen (1976). Círculos pretos = Litotipo I. Círculo cinza = Litotipo II.

- Litotipo I
- Litotipo II

## 8 – GEOQUÍMICA PRELIMINAR:

Foi realizada análise química nas amostras dos pontos OSP-03, OSP-32, OSP-39, OSP-51, OSP-56 e OSP-141 com caráter preliminar. Entretanto os pontos OSP-39 e OSP-51 não entraram na descrição petrográfica, devido à ausência de lâminas delgadas. O mapa da figura 36 apresenta os pontos de mapeamento.

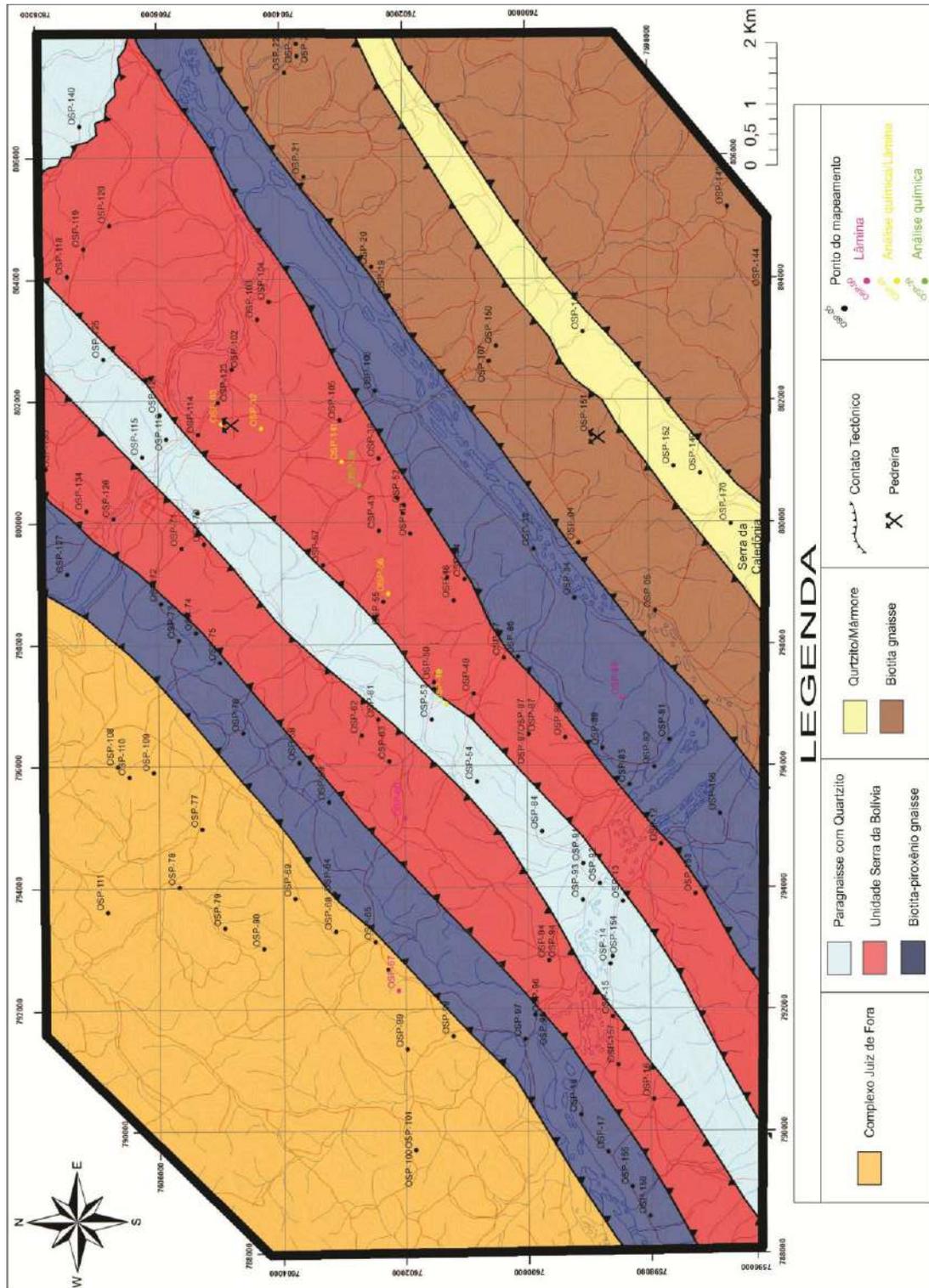


Figura 36 – Mapa de pontos com base topográfica, estradas em vermelho e drenagens em azul.

Com os dados obtidos foram produzidos diagramas de classificação para rochas plutônicas e de caracterização magmática. Seguindo o mesmo padrão da figura 35:

- Litotipo I
- Litotipo II

No diagrama de TAS para classificação de rochas ígneas (Cox *et al.*, 1979) fica evidenciado a existência de pelo menos dois conjuntos quimicamente separados no campo de rochas subalcalinas. Uma ácida, com valores acima de 70% de sílica (círculos com preenchimento na cor cinza), plotando no campo do Granito. E outra série intermediária, com valores de sílica variando entre 50% e 60% (círculos com preenchimento em preto), que plotam predominantemente no campo do Diorito.

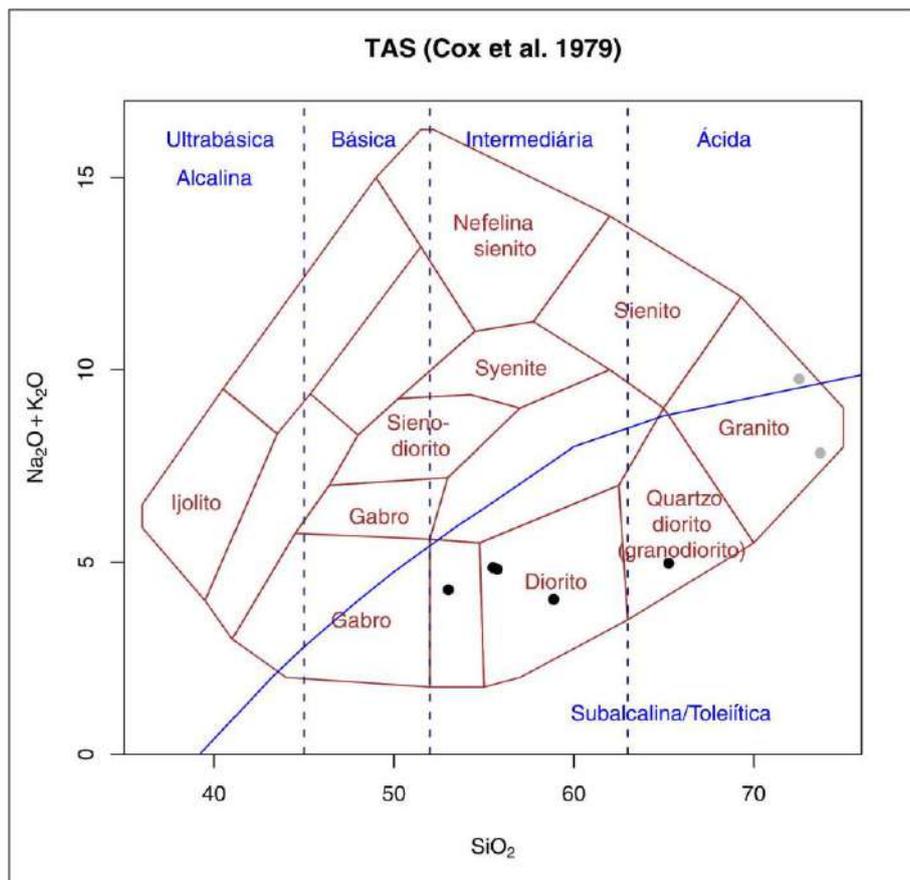


Figura 37 – Diagrama da variação TAS (Cox *et al.*, 1979), total álcalis x teores de sílica.

- Litotipo I
- Litotipo II

No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), as amostras se alinham segundo dois grupos da série cálcio-alcálica, caracterizando uma porção enriquecida em álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) e depletada em  $\text{FeO}$  e  $\text{MgO}$ . E outra porção menos evoluída, com valores intermediários de álcalis,  $\text{FeO}$  e  $\text{MgO}$ . Com base neste diagrama, portanto, as rochas analisadas podem ser consideradas como pertencentes à série cálcio-alcálica.

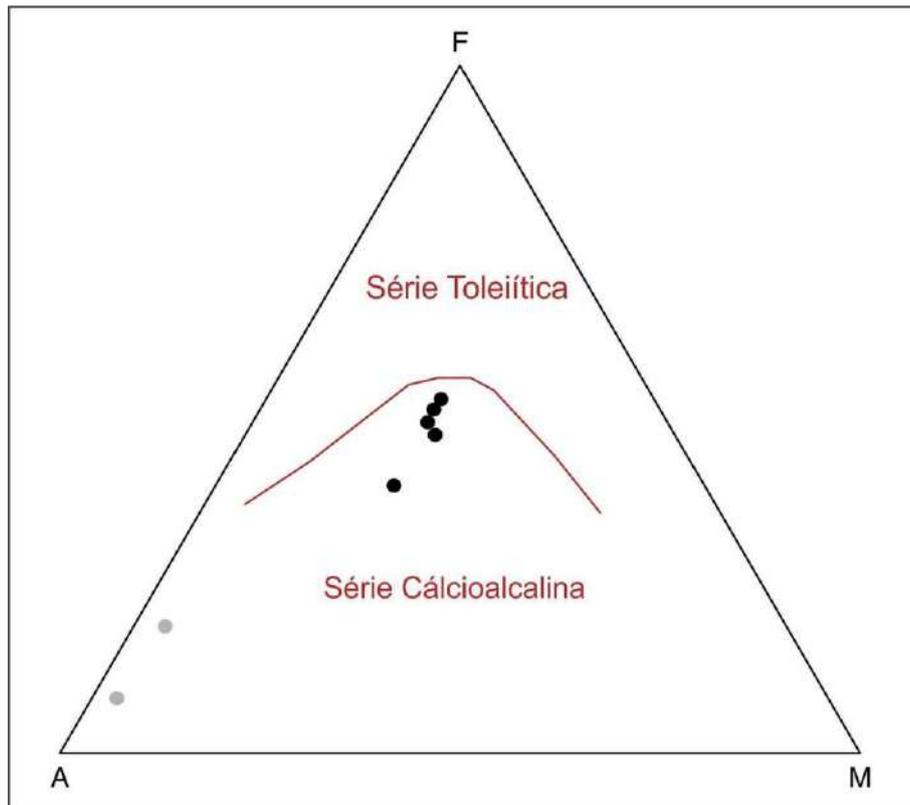


Figura 38 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).

- Litotipo I
- Litotipo II

O diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) de saturação em potássio, ratificou a afinidade cálcio-alcálica das amostras analisadas. Nele as amostras estão separadas em uma série com altos valores de potássio e sílica e outra com valores mais baixos de potássio e sílica.

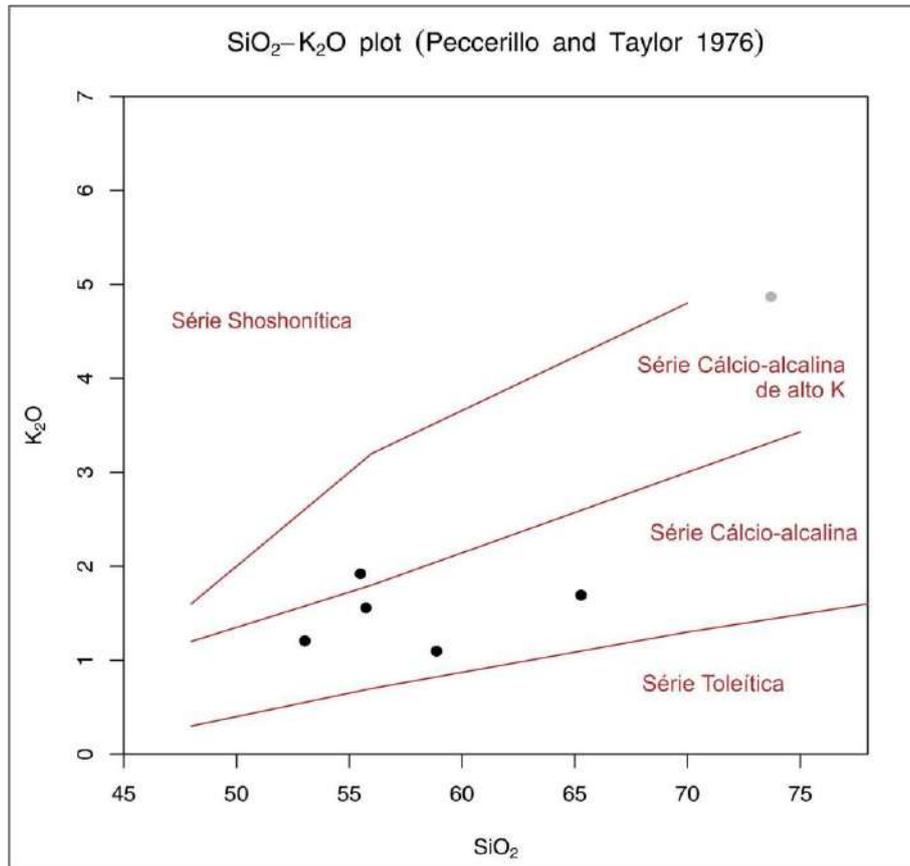


Figura 39 - Diagrama SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O (Peccerillo & Taylor, 1976).

- Litotipo I
- Litotipo II

O índice de saturação de alumínio obtido com o diagrama de Shand (1943) definiu um caráter predominantemente metaluminoso para as amostras do Litotipo I, contrastando com caráter fracamente peraluminoso para as amostras do litotipo II.

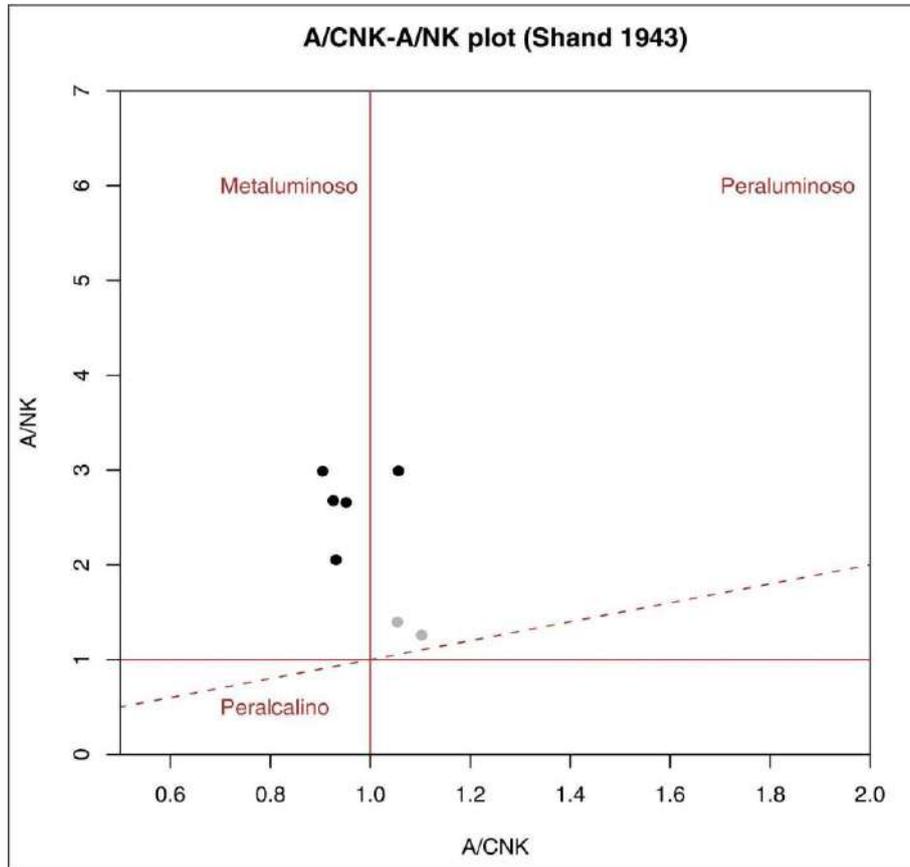


Figura 40 - Diagrama ACNK -  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{N}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O})$ , Índice de Shand.

- Litotipo I
- Litotipo II

No diagrama normativo Ab-Na-Or de O'Connors (1965), as amostras analisadas se dividem em pelo menos dois grupos distintos. Um é mais empobrecido em anortita, variando de quartzó-monzonito a granito, enquanto o outro é pobre em ortoclásio, posicionando-se no campo do granodiorito.

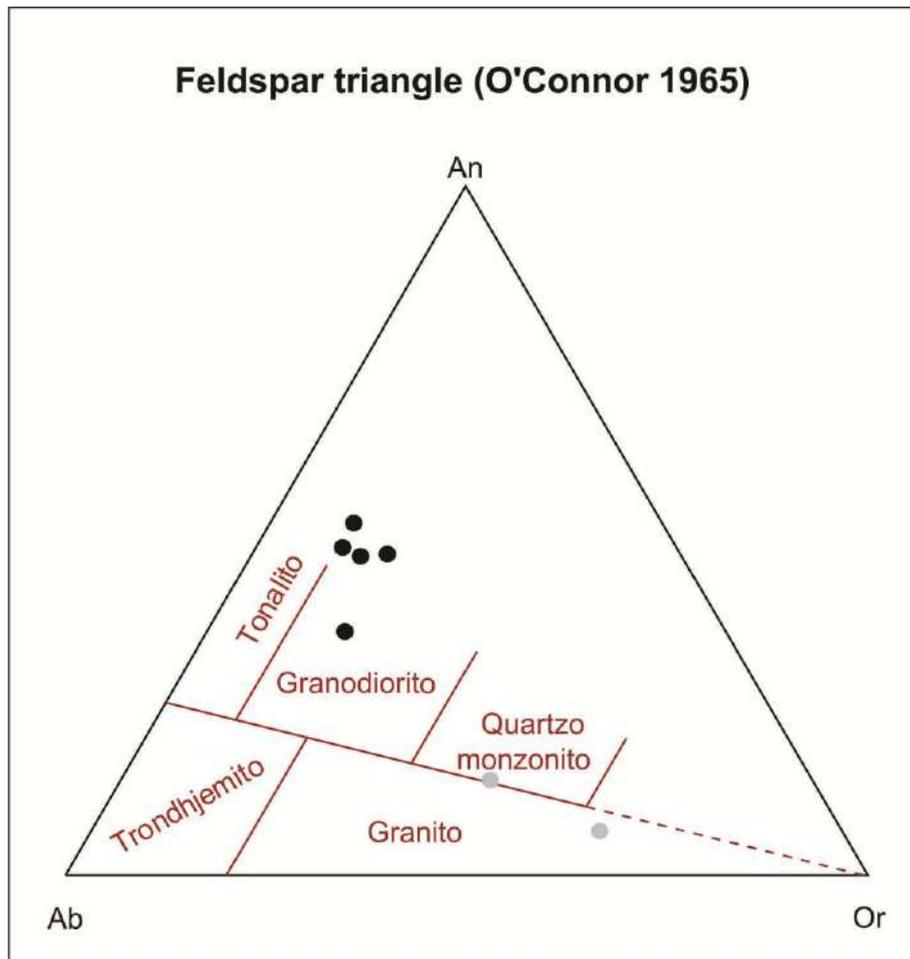


Figura 41 – Diagrama triangular de feldspatos normativos de O'Connors (1965), para rochas plutônicas.

- Litotipo I
- Litotipo II

Os diagramas de Harker (1909), mostrados na figura 42, apresentam o comportamento de diferentes óxidos quando plotados contra o teor de SiO<sub>2</sub>.

Os dois grupos de amostras analisadas apresentam pequena variação dos teores de SiO<sub>2</sub> impossibilitando a observação de *trends* evolutivos. Ainda assim, referente as amostras do litotipo I (círculos de cor preta), é possível observar a diminuição dos teores de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO e MnO com o aumento do teor de SiO<sub>2</sub>. Já os óxidos Na<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> apresentaram padrões dispersos e alinhados, respectivamente.

O decréscimo de TiO<sub>2</sub> pode estar relacionado ao fracionamento da titanita e ilmenita. A entrada do ferro na composição das hornblendas e biotitas pode ter causado o decréscimo do Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e a cristalização do plagioclásio e das apatitas possivelmente causaram o decréscimo de CaO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, respectivamente.

As amostras referentes ao litotipo II (cor cinza) apresentam elevadas quantidades de SiO<sub>2</sub>, evidenciando *trends* mais evolutivos.

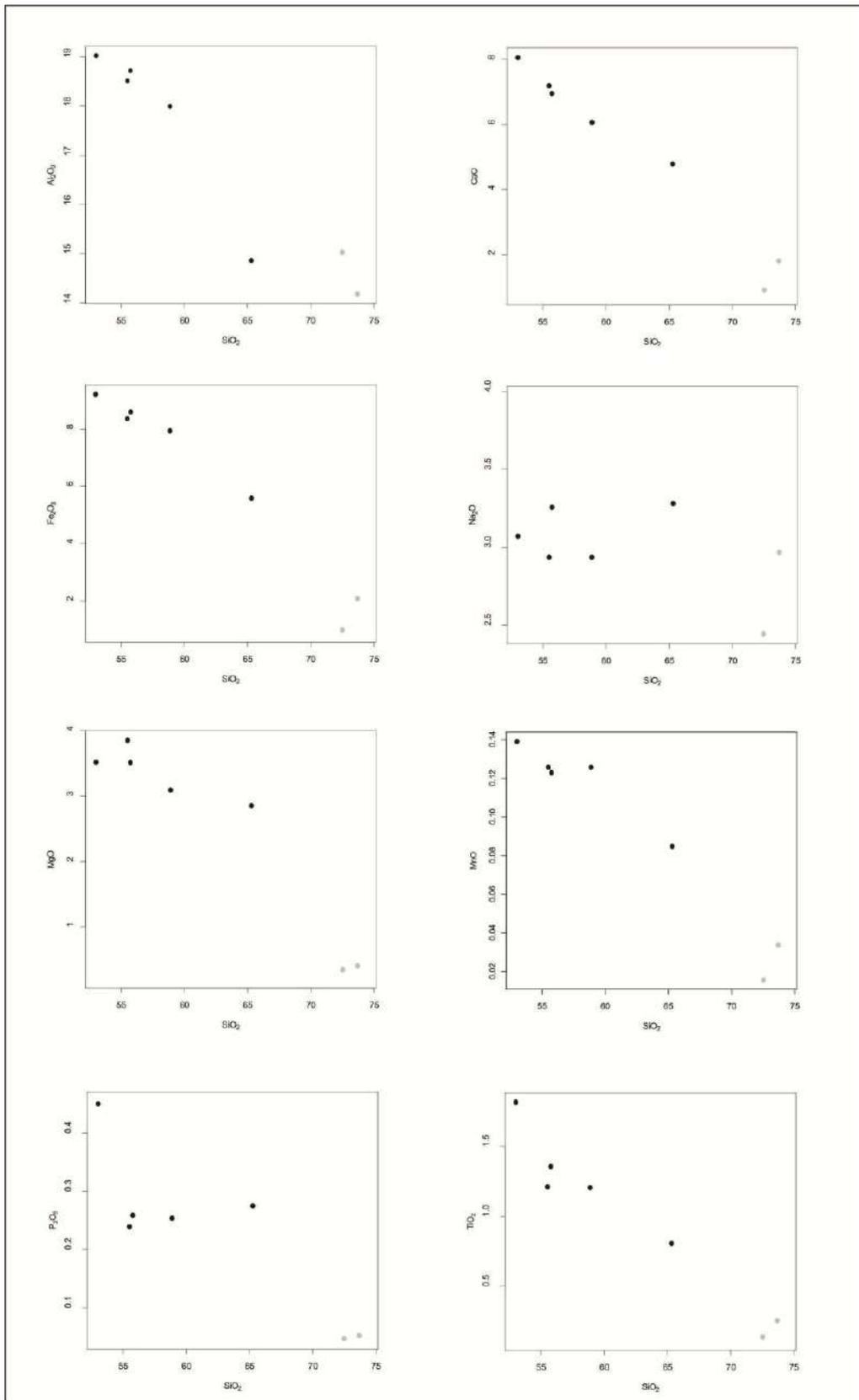


Figura 42 – Diagramas  $\text{SiO}_2$  versus elementos maiores e menores.

- Litotipo I
- Litotipo II

A partir da interpretação quanto ao ambiente geotectônico do diagrama de Pearce et al. (1984), as amostras referentes ao litotipo 1 plotam no campo de rochas geradas em ambiente de arco magmático. Já as amostras referentes ao litotipo 2 se encontram no limite desse campo com os granitos intraplaca e granitóides sincolisional.

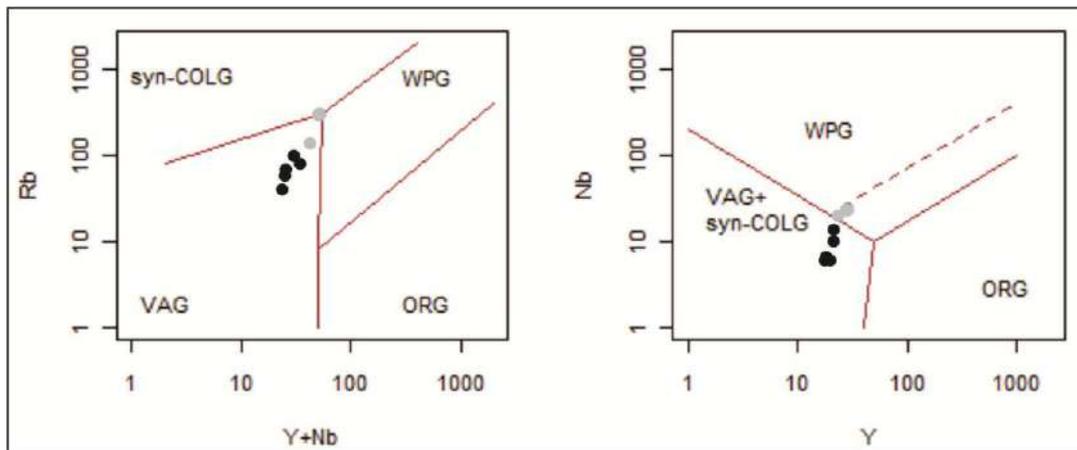


Figura 43 – Diagramas discriminantes para rochas magmáticas quanto ao ambiente geotectônico de Pearce *et al.* (1984).

VAG: Granitos de Arco Vulcânico

WPG: Granitos Intraplaca.

● Litotipo I

● Litotipo II

## 9 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

Com relação às estruturas observadas, predominam direção das camadas NE-SW, com foliação metamórfica marcada principalmente pelas biotitas, acompanhando essa direção. Os mergulhos predominantes são para SE, com alguns para NW (Figura 44). O contato entre as unidades são tectônicas com foliação milonítica e forte lineação de estiramento, e apresentam também zonas de cisalhamento (NW-SE, NE-SW e E-W), falhas normais e reversas métricas que afetaram todas as unidades de mapeamento.

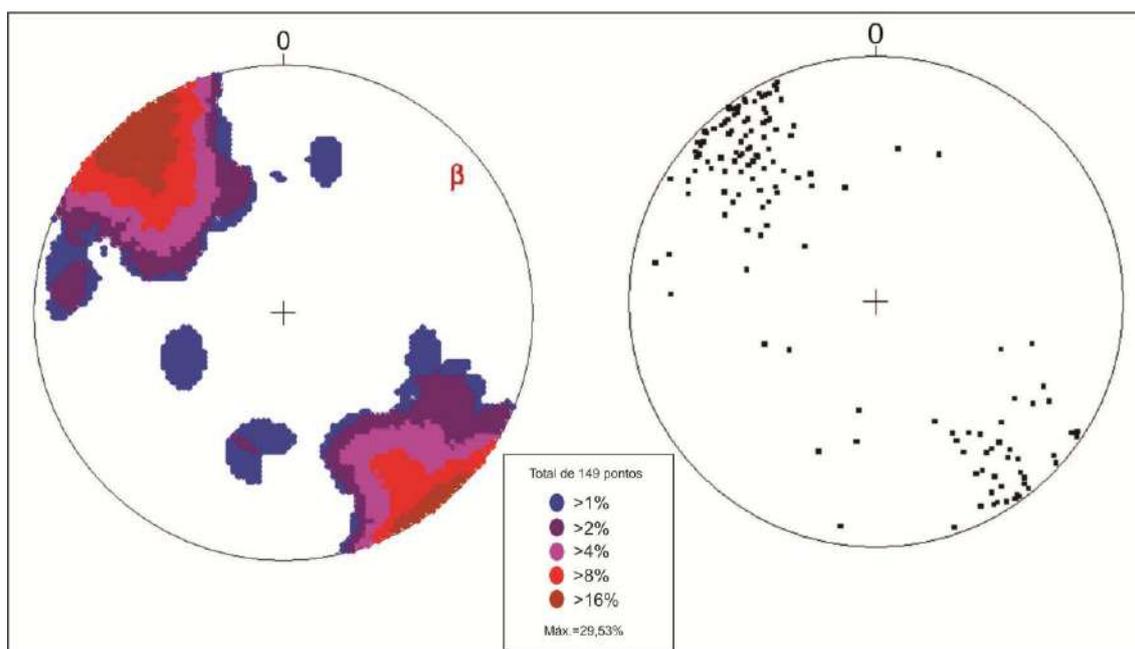


Figura 44 – Estereograma mostrando os polos dos planos de foliação ( $S_n$ ) e a densidade dos mesmos.

Nas rochas que se encontram na área de mapeamento podem ser definidas, pelo menos duas fases deformacionais, denominadas  $D_n$  e  $D_{n+1}$ . A primeira fase foi uma deformação progressiva, responsável por gerar a foliação principal e dobras apertadas a isoclinais, com plano axial paralelo a essa foliação e eixo predominante para SW (Figura 45). Na segunda fase formaram-se dobras abertas e suaves assimétricas, inclinadas plungeantes para NE (Figura 46).

Em projeção estereográfica, a orientação dos eixos das dobras  $D_n$  caem predominantemente para SW e ocasionalmente para NE e o caimento varia entre  $3^\circ$  e  $15^\circ$ . Já a orientação dos eixos das dobras  $D_{n+1}$  cai para NE, variando entre  $3^\circ$  e  $30^\circ$ . Essas orientações são referentes aos eixos das dobras geradas nas duas fases deformacionais e podem ser vistas na figura 45 abaixo.

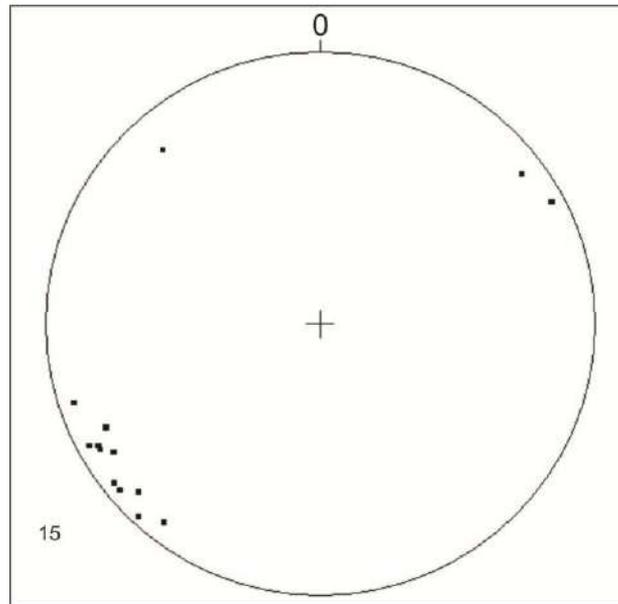


Figura 45 – Estereograma mostrando eixo ( $L_n$ ), referente a primeira fase deformacional. 15 = número de pontos.

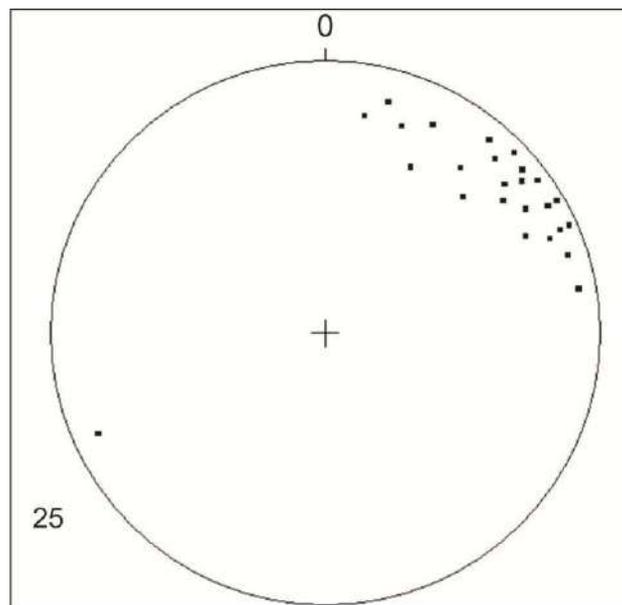


Figura 46 – Estereograma mostrando eixo ( $L_{n+1}$ ), referente a segunda fase deformacional. 25 = número de pontos.

Outra lineação bem desenvolvida, principalmente no Complexo Juiz de Fora, é uma lineação de estiramento marcada pelo alinhamento de grãos estirados de quartzo, feldspato e biotita (Figura 47). Essa lineação apresenta caimento tanto para NE, variando entre 2° e 35°; como para SW, variando entre 3° e 55° (Figura 48).

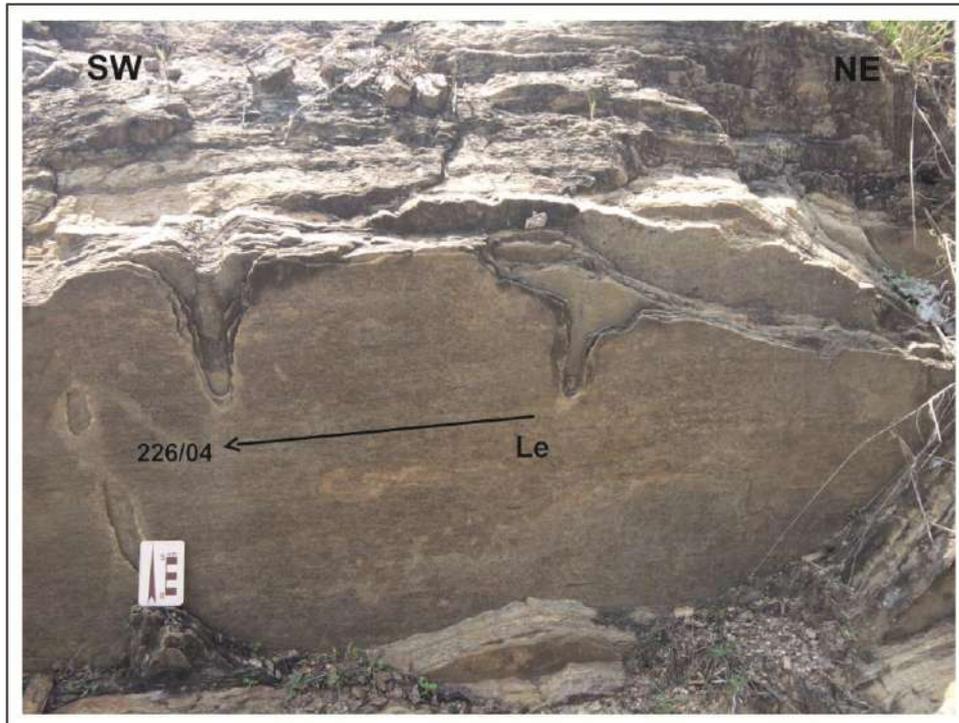


Figura 47 – Lineação de estiramento, marcada no ponto OSP-99, da unidade Complexo Juiz de Fora.

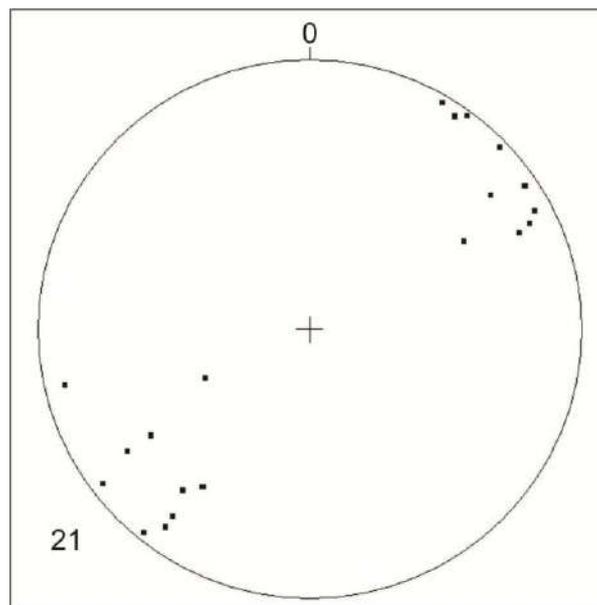


Figura 48 – Estereograma mostrando a lineação de estiramento. 21 = número de pontos.

A relação de superposição dessas duas fases se adequa ao padrão convergente-divergente, bengala ou Tipo 3 de Ramsay & Huber, (1987). Esse padrão ocorre devido ao grande ângulo entre a direção das dobras da segunda fase ( $D_{n+1}$ ) e a direção dos eixos das dobras da primeira fase ( $D_n$ ), com a direção da segunda fase sendo subparalela aos eixos das dobras geradas durante a primeira fase deformacional. Estas relações implicam que, embora as superfícies axiais das dobras da primeira fase tornem-se encurvados pelo redobramento, seus eixos não serão marcadamente defletidos, ou seja, os eixos tanto da primeira fase como da segunda fase de dobramentos serão aproximadamente paralelos, produzindo o padrão em forma de “bengala”.

A figura 49 a seguir apresenta o mapa geológico da área com as principais lineações medidas.

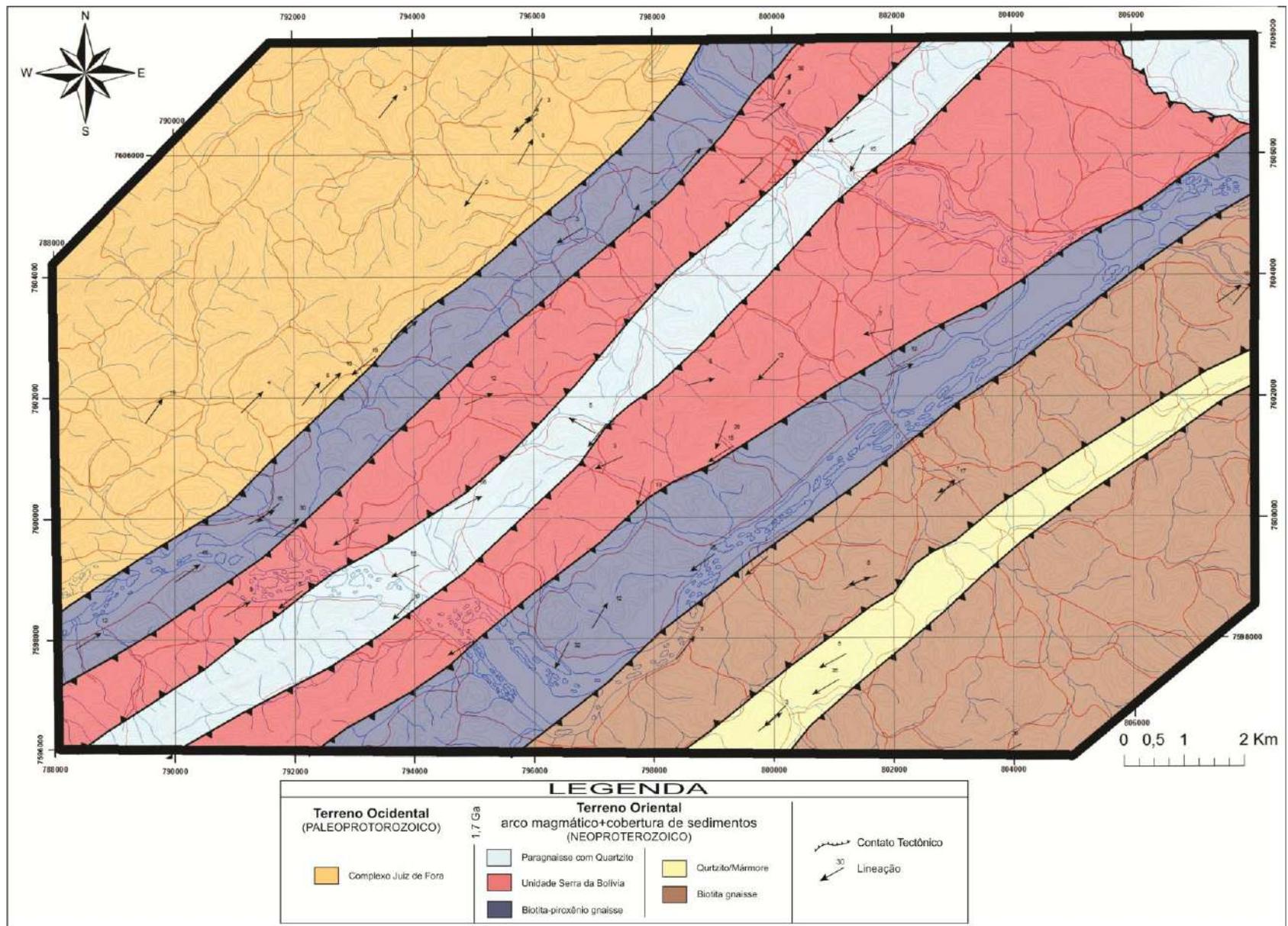


Figura 49 – Mapa geológico (lineação), elabora com ArcMap 10.

As figuras a seguir 50 e 51 apresentam modelo para deformação ocorrida na área, com uma fase progressiva ( $D_n$ ) responsável por gerar a foliação e dobras apertadas isoclinais com eixo sub-horizontais para NE. A segunda fase ( $D_{n+1}$ ) gerou dobras suaves com pouco caimento, assim como a primeira, para SW. A figura 50 apresenta uma secção que evidencia bengalas, devido ao baixo caimento dos eixos das dobras.

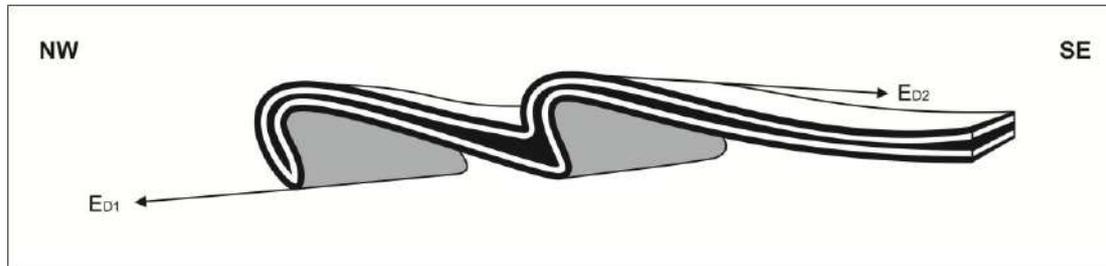


Figura 50 – Modelo do padrão de dobramento da área, gerado com CorelDraw X5.

A figura 51 apresenta um esquema montado a partir da foto de um afloramento de campo, da unidade biotita gnaisse. Pelo esquema fica evidente o ângulo agudo entre os dois eixos das duas fases deformacionais.

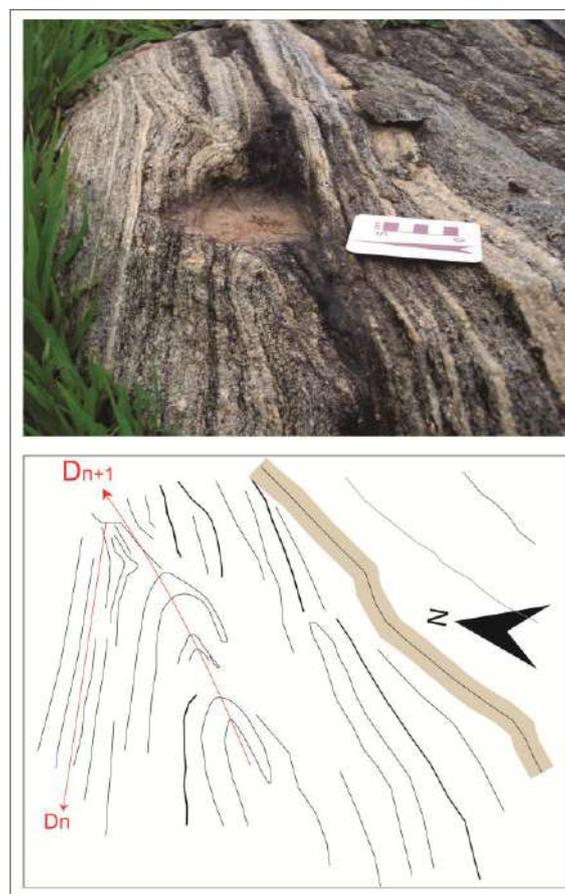


Figura 51 – Esquema montado a partir da foto do ponto OSP-169, com CorelDraw X5.

## 10 – METAMORFISMO

Segundo Tupinambá *et al.*, 2007, as rochas pertencentes ao Domínio Cambucí compreendem uma sucessão metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito alto a granulito, invadida por diversas gerações de granitoides. Para inferência das condições de metamorfismo da área de estudo foram levados em consideração rochas de protólito máfico (litotipo I: que apresenta composição félsica, mas possui minerais máficos) e rochas de protólito pelítico (leucogranito). Em muitos pontos a presença de estruturas migmatíticas evidencia temperaturas que caracterizam o pico do metamorfismo (fusão *in situ*).

Nas rochas ortoderivadas, o predomínio de clinopiroxênios, a presença de Andesina como feldspato e associação Cpx+Grn+Plag+Qtz+Hbl, caracterizam as fácies como sendo anfibolito alto a granulito. A figura 52 apresenta o campo de variação do metamorfismo para rochas máficas.

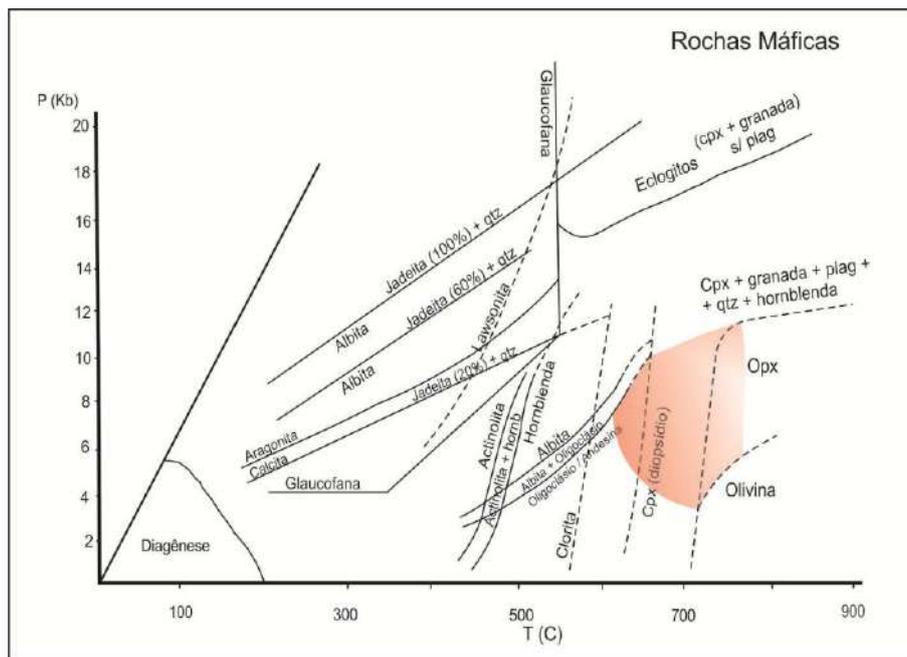
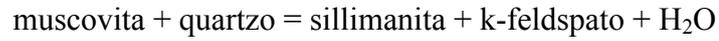


Figura 52 – Gráfico de metamorfismo para rochas máficas.

Os metassedimentos foram caracterizados levando em consideração a ausência de muscovita primária e a presença de feldspato potássico em equilíbrio com sillimanita, que evidenciam a fácies anfibolito alto a granulito. No leucogranito o equilíbrio entre a sillimanita e K-feldspato reflete a reação (Yardley, 1991):



A fusão observada nos metassedimentos pode ser relacionada às seguintes reações de quebra da muscovita:



A figura 53 apresenta o campo de variação do metamorfismo para rochas pelíticas.

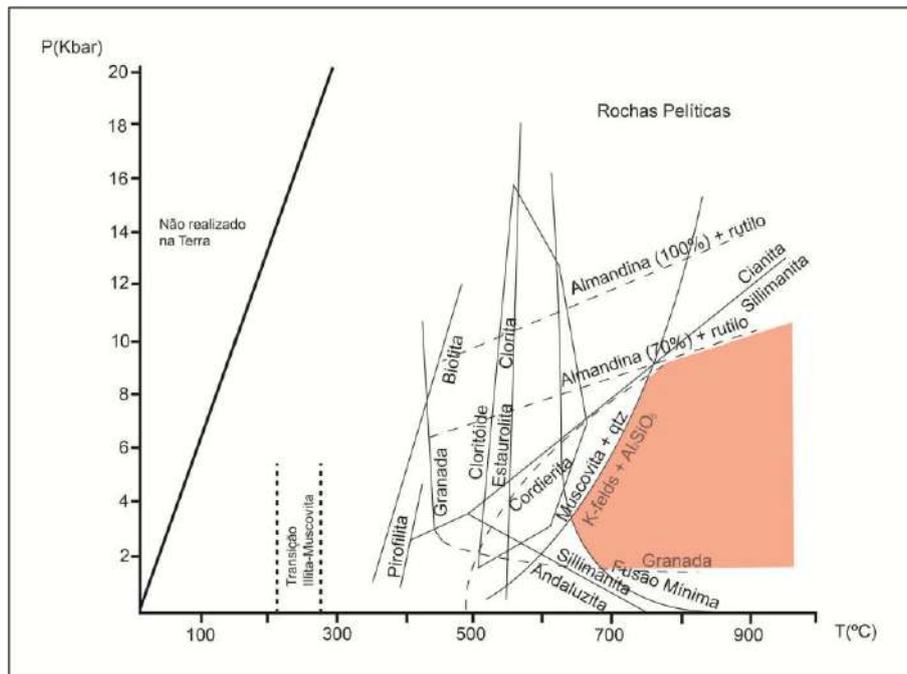


Figura 53 – Gráfico de metamorfismo para rochas pelíticas.

Grande parte das rochas mapeadas apresenta desequilíbrio metamórfico evidenciado pela alteração das biotitas para cloritas nos leucogranitos. Nas rochas da Unidade Serra da Bolívia os piroxênios mostram reações nas bordas para hornblenda, biotita e actinolita ratificando o retrometamorfismo para fácies anfibolito baixo/xisto verde (actinolita). O gráfico de fácies metamórfica da figura 54 abaixo evidencia esse desequilíbrio.

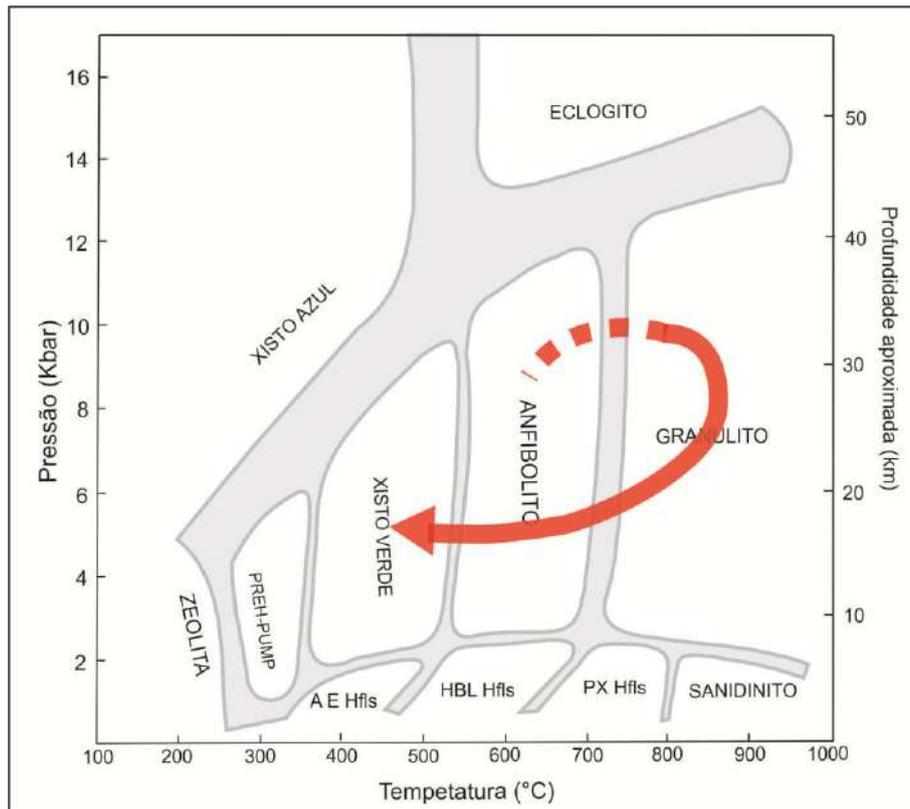


Figura 54 – Gráfico de fácies metamórfica.

## 11–CONCLUSÕES:

Nas imediações dos municípios de Itaocara e Aperibé foram individualizadas e mapeadas seis unidades geológicas que ocorrem com forma alongada na direção NE-SW, intensamente deformadas e metamorfisadas, sendo elas:

Complexo Juiz de fora, que corresponde a biotita-granada gnaiss mesocrático fino, que faz parte do Terreno Ocidental definido por Almeida *et al.*, 1998.

No Terreno Oriental, tem-se no contato com as rochas do Complexo Juiz de Fora o Biotita piroxênio gnaiss com porfiroclastos de feldspato.

A unidade Serra da Bolívia foi dividida em três litotipos (I, II e III) levando em consideração variações composicionais, texturais e granulométricas. Associados com esses litotipos ocorrem lentes de biotita gnaiss misturados com leucogranito.

A outra unidade corresponde ao paragneiss, reconhecido como Biotita gnaiss bandado com porções quartzíticas.

Em contato discordante com a unidade Biotita piroxênio gnaiss ocorre o biotita gnaiss com pouca granada e com fenocristais de feldspato. Localmente com níveis bandados e porções com indícios de migmatização.

Sustentado por serras de direção NE-SW ocorre mármore intercalado com níveis centimétricos de quartzito, que grada para mármore com intercalações de anfibolito e quartzito.

A unidade Serra da Bolívia aflora em uma região de aproximadamente 120 km<sup>2</sup>, com provável continuação nos limites do mapa. Faz contato com o biotita-piroxênio gnaiss, tanto a SE, como a NW. Corresponde a rochas faneríticas holocristalinas félsica, com índice de cor variando entre 12% a 40%. A granulação bastante variada com cristais recristalizados de 60 µm de tamanho, outros cristais formados durante a cristalização ígnea variam de 0,4 milímetros a 1,5 milímetros. A textura observada é inequigranular variando de seriada a porfírica, localmente com mirmequita. Segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976), essas rochas apresentam composição variando no campo dos Tonalitos a Quartzo-Dioritos.

Associado de forma complexa com a unidade Serra da Bolívia, ocorre Leucogranito com sillimanita, que corresponde a granito homogêneo félsico, com índice de cor variando entre 4% e 8%. Apresenta textura variando de granular a inequigranular e localmente exhibe intercrescimentos como mirmequita e mesopertita. A granulação varia de fina a grossa, com porções recristalizadas submilimétricas. Com exceção dessas

porções recristalizadas, na mineralogia essencial os cristais variam de hipidiomórficos a xenomórficos. Sua composição (segundo QAP) cai campo dos monzogranitos, entretanto essa rocha apresenta sillimanita em sua mineralogia, evidenciando tratar-se de granito “tipo S”.

As análises geoquímicas apresentadas revelaram afinidade subalcalina com caráter cálcio alcalino para essas rochas, com pelo menos dois conjuntos quimicamente distintos. Um com caráter predominante metaluminoso, com baixos valores de potássio e sílica, empobrecida em ortoclásio, que apresenta composição quartzo diorítica a granodiorítica. E outro francamente peraluminoso, com valores elevados de potássio e sílica, empobrecidos em anortita, que revela composição variando no campo de quartzo-monzonito a granito. As rochas do conjunto metaluminoso apontam para ambiente geotectônico similar a arco magmático do tipo cordilheirano, enquanto que as outras rochas são possivelmente relacionadas a ambiente colisional.

Em relação às estruturas observadas, predominam direção das camadas alongadas NE-SW, com foliação metamórfica sub-vertical, acompanhando essa direção. Os mergulhos predominantes são para SE, alguns para NW. Apresentam também zonas de cisalhamento pontuais (NW-SE, NE-SW e E-W), falhas normais e reversas métricas que afetaram todas as unidades de mapeamento.

A deformação ocorrida na área apresenta, pelo menos, duas fases deformacionais ( $D_n$  e  $D_{n+1}$ ). A primeira ( $D_n$ ) responsável por gerar a foliação principal dobras apertadas isoclinais com eixo sub-horizontais para SW. A segunda ( $D_{n+1}$ ) gerou dobras assimétricas suaves com vergência para NW e eixo para NE.

Para o metamorfismo da área de estudo foi levado em consideração rochas de protólito máfico, com o predomínio de clinopiroxênios, a presença de andesina como plagioclásio e associação Cpx+Grn+Plag+Qtz+Hbl, caracterizando a fácies como sendo anfíbolito alto a granulito. Já as rochas de protólito pelítico a semipelítico, foram caracterizadas levando em consideração a ausência de muscovita primária e a presença de feldspato potássico em equilíbrio com sillimanita, que evidencia a fácies anfíbolito alto a granulito. Em muitos pontos a presença de estruturas migmatíticas evidencia temperaturas que caracterizam o pico do metamorfismo. Também fica evidente o

desequilíbrio por reações retrometamórficas que ocorreram nessas rochas, com as biotitas reagindo para cloritas nos metassedimentos e os piroxênios reagindo para anfibólio e biotita nos ortoderivados.

## 12-REFRÊNCIAS 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: Anais Congresso Brasileiro Geologia, Belo Horizonte, 39,pp. 32.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim Divisão Geologia Mineralogia, Rio de Janeiro, n. 241, p. 1-36, 1967.

COX, R. G.; Bell, J. D.; Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of Igneous Rocks. London: George Allen & Unwim, 450 p.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 2002. Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução. 2ª Ed. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 727 pp.

HARKER, A. (1909) . The natural history of igneous rocks. New York, MacmillianPublishing Co., Inc., 384 p.;

HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., BISTRICHI, C. A. Estruturas e tectônica do pré-cambriano de São Paulo e Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 52, n. 1, p. 61-76, 1976.

HEILBRON, M., VALERIANO C., VALLADARES C.S., MACHADO N. 1995. A orogênese brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. Rev. Bras. Geoc., 25(4):249-266.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. & JANASI, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizadores: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. & Briti Neves, B.B. São Paulo; BECA, 674p.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W., VALERIANO, C.M., MILANI, E., ALMEIDA, J.C.H. & TUPINAMBÁ, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic rifts and continental margins. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115; 1-32.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., VALADARES, C., DUARTE, B., EIRADO, L., JUNHO, M & SCHMITT, R.; 2000. In: 31st Geological International Congress, Rio de Janeiro. Abstracts.

IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8:523-548, 1971.

O'CONNOR J.T. 1965. A classification for quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S.G.S. Prof. Pap., 525B:79-84.

PEARCE, C.W, HARRIS, N., TINDLE, A. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology. 25:956-983, 1984.

PECERILLO, A. & TAYLOR, S. R., 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58: 63-81.

RAMSAY, J.G. & HUBBER, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol. 2. Academic Press, 700pgs.

SHAND, S. J. (1943) Eruptive Rocks 2nd ed. Wiley, New York. STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, vol. 12, p. 1-33.

SCHMITT, R.S. 2001. Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambroordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, IG/UFRJ. 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 Res., 133: 29-61.

STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, 12

TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M. & ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Tectonic Evolution of South America. Eds: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. P287-310.

TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. 1994. A Faixa Alto Rio Grande Reinterpretada com Zona de Interferência Entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: Cong. Bras. De Geologia., 38, Balneário Camboriú, SC, 1994. Bol. Res. Ex, SBG, v. 3, p. 234 -235.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C., ALMEIDA, A., SILVA, L.G.E., MEDEIROS, S.R., AMEIDA, 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, Volme XV, Número 1, pag.67-79.

TUPINAMBÁ, M; TEIXEIRA, W; HEILBRON, M. & BASEI, M. 1998. U/Pb zircon age and lithochemistry of Th Rio Negro Complex tonalitic gneiss: evidence of a 630 My magmatic arc at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt. Anais do Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, 39:51.

YARDLEY, B.W.D.,1991. An introduction to metamorphic petrology. New Yourk:Longman: Earth Science Series. 248p.

WILLIAMS H., TURNER F., GILBERT C.M. 1970. Petrografia. In: Textura e classificação de rochas ígneas (eds.) USP, p.13-38.