

**Marcos Vinicius Monteiro de Carvalho**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA SERRA PARAÍSO,  
CAMPOS GERAIS – MG**

**Trabalho de Conclusão de Curso  
(Bacharelado em Geologia)**

**UFRJ  
Rio de Janeiro  
2010**



UFRJ

**Marcos Vinicius Monteiro de Carvalho**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA SERRA PARAÍSO, CAMPOS GERAIS - MG**

Trabalho de Conclusão 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 Bacharel em Geologia.

Orientador:

Fábio V. P. Paciullo

Rio de Janeiro

Abril de 2010

MARCOS, Vinicius Monteiro de Carvalho

**Mapeamento Geológico da Serra Paraíso, Campos Gerais -**

**MG** / Marcos Vinicius Monteiro de Carvalho - Rio de Janeiro:  
UFRJ / IGeo, 2010.

xiii, 65 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) –  
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,  
Departamento de Geologia, 2010.

Orientador: Fábio V. P. Paciullo

1. Geologia. 2. Geologia Regional – Trabalho de Conclusão de  
Curso. I. Fábio V. P. Paciullo. II. Universidade Federal do Rio de  
Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em  
Geologia. III. Título.

Marcos Vinicius Monteiro de Carvalho

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA SERRA DO PARAÍSO, CAMPOS GERAIS - MG

Trabalho de Conclusão 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 Bacharel em Geologia.

Orientador:

Fábio V. C. Paciullo

Aprovada em: 07/04/2010

Por:

---

Orientador: Prof. Dr. Fábio V. P. Pacciulo (UFRJ)

---

Prof. Dr. Renata da Silva Schimitt (UFRJ)

---

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes (DRM)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2010

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer primeiro a minha irmã, que me fez descobrir o prazer dos livros, e aos meus pais, que me incentivaram sempre a seguir nessa vereda. Agradeço a minha namorada e companheira Ghis, que me apoiou e me ajudou a terminar essa “obra”. Agradeço a meus amigos de turma, que sempre estarão na minha memória, principalmente ao Ovídio e Marquinhos, pelas várias viagens geológicas durante esse curso...

Agradeço ao meu orientador, Prof. Fábio Paciullo, que dentro das salas de aula e em campo me adicionou conhecimentos fundamentais sobre essa profissão. Obrigado a todos os professores do instituto, principalmente ao Prof. Julinho, que com sua enorme humildade me acrescentou, durante o curso, conceitos muito importantes e ao Prof. Joel, que não só me ensinou um pouquinho do que sabia (talvez 1/1000...), como me mostrou como é bonito amar uma ciência...

Finalmente, agradeço a probabilidade, pois dentre tantas possibilidades possíveis, tendenciou minha vida a essa nova caminhada...

## RESUMO

Carvalho, Marcos Vinicius Monteiro. **Mapeamento Geológico da Serra do Paraíso, Campos Gerais, MG**, 2010. xiii, 65 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O contexto geológico da região estudada relaciona-se com o Complexo Campos Gerais e com sucessões metassedimentares siliciclásticas das *nappes* Varginha-Guaxupé e Luminárias - São Tomé das Letras - Carmo da Cachoeira. O objetivo desse trabalho foi confecção do mapeamento geológico e estrutural da Serra do Paraíso e adjacências. Foram reconhecidas quatro unidades: 1- Embasamento composto por ortognaisses migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos representando o Complexo Campos Gerais; 2 - Paragnaisses, representados por (hornblenda) biotita gnaisse; 3 - Quartzito com intercalações de muscovita xisto cinzento; 4 – Metagrauvaca. As três últimas unidades são relacionadas a Sucessões Metassedimentares Neoproterozoicas. As duas primeiras unidades metassedimentares são semelhantes àquelas encontradas nas unidades basais da Sequência Carrancas, Megassequência Andrelandia e as metagrauvas com a Formação Samburá do Grupo Bambuí. Foram reconhecidas três fases de deformação. A fase D<sub>1</sub> gerou uma grande dobra em bainha, dobras parasíticas simétricas fechadas a isoclinais, foliação principal continua S<sub>1</sub> e lineação de estiramento L<sub>1</sub> evidenciando transporte tectônico para ESE. A fase D<sub>2</sub> está representada por uma grande dobra antiformal assimétrica plunjeante inclinada para sul, vergência para norte e eixos com mergulhos para E ou W, além de uma xistosidade plano axial S<sub>1+2</sub>. A fase D<sub>3</sub> redobra as estruturas anteriores em dobras abertas simétricas plunjeantes para sul e planos axiais subverticais. O metamorfismo é representado por fácies xisto verde-anfibolito (hornblenda verde escura) com retrometamorfismo na fácies xisto verde (muscovita, clorita, estilpnomelana).

Palavras-chave: Complexo Campos Gerais; Sucessões Metassedimentares Neoproterozoicas; *nappes*.

## **ABSTRACT**

Carvalho, Marcos Vinicius Monteiro. **Mapeamento Geológico da Serra do Paraíso, Campos Gerais, MG**, 2010. xiii, 65 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The geologic context of this region is related with the Campos Gerais Complex and the *nappes* Varginha-Guaxupé and Luminárias-São Tomé das Letras-Carmo da Cachoeira siliciclastic metasedimentary succession. The main objective of this work was the realization of geological and structural mapping of the Serra do Paraíso and vicinities. It was recognized four units: archean/paleoproterozoic migmatitic orthogneiss basement, representing the Campos Gerais Complex; 2-paragneiss, representing for (hornblenda) biotite gneiss; 3- quartzite intercalated with gray muscovite schist and 4- metagraywaques. These lastest three units are related with the Neoproterozoic metasedimentary succession. The first and the second metasedimentary unit are resemble to units found in the Carrancas Sequence base, Andrelândia Sequence and the metagraywaques is resemble to the Samburá Formation, Bambuí Group. It was recognized three deformation phases. D1 phase generated a big sheath fold, closed to isoclinal parasites folds, continuous main foliation S1 and stretching lineation L1 showing tectonic transport to ESE. D2 phase is represented for a big inclined plunging asymmetry antiformal fold to south, north vergence and axis plunging to E or W, besides a shistosity parallel to S1+2. D3 phase refolds this first structures in open simmetry folds plunging to south an axial surface almost up right. The metamorphism is represented to green schist to amphibolite facies (dark green hornblende) with retro-metamorphism in the green schist facies (muscovite, chloride, stilpnomelane).

Key-words: Campos Gerais Complex, Neoproterozoic succession metasedimentary; nappes.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização do município de Campos Gerais no Estado Minas Gerais (Fonte: <a href="http://upload.wikimedia.org">http://upload.wikimedia.org</a> )	1
Figura 2- Limites da área de estudo e principais serras. Fonte: Terra Metrics Dados cartográficos.	2
Figura 3- Mapa geológico da região sul de MG. A seta indica localização da área estudada. (fonte: Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000, 2003).	4
Figura 4- Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco meridional. Cidades de referencia para nomeação dos complexos metamórficos. CB- Campo Belo; PT- Passo Tempo; Bf- Bonfim; BH- Belo Horizonte; Ba- Bação. (Alkmin, 2004).	5
Figura 5 – Mapa geológico da porção sul do cráton São Francisco. 1= Terrenos arqueanos e paleoproterozóico indiscriminado; 2= Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano); 3= Suíte máfico-ultramáficas Ribeirão das Motas (Neoarqueano) e Morro das Almas; 4= Rochas gabróicas e dioríticas (diques e sills) do Neoarqueano, Paleoproterozóico e do Mesoproterozóico; 5= Granitóides neoarqueanos; 6= Supergrupo Minas (Paleoproterozóico); 7= Sequências do tipo Greenstone paleoproterozóicas indiscriminada; 8= Granitóides paleoproterozóicos; 9 = Grupo São João Del Rei e Andrelândia (Mesoproterozóico?); Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico); 11= Cobertura Cratônica indivisa (Neoproterozóico); 12= Falhas e fraturas (ZCC= Zona de cisalhamento Jeceaba-Bonsucesso; LCg= Lineamento Congonhas); 13= eixo de dobras; 14= Contatos Geológicos; 15= Principais cidades: B = Barbacena; BH = Belo Horizonte; Bf = Bonfim; BS = Bom Sucesso; CB = Campo Belo; CL = Conselho Lafaiete; DER = Desterro de Entre Rios; D = Divinópolis; J = Jeceaba; L = Lavras; Ol = Oliveira; P = Piracema; PT = Passa Tempo; SAA = Santo Antônio do Amparo; SJR = São João Del Rei. (Campos 2004)	7
Figura 6- Gnaiss milonítico com bandamento delgado do embasamento. Ponto BE-90.	11
Figura 7- Biotita gnaiss com bandamento delgados e veios quartzo-feldspáticos paralelos Ponto BE-71.	12
Figura 8- Vênulos quartzo-feldspáticos lenticulares em biotita gnaiss.	13
Figura 9- Filmes de biotita paralelas aos planos s e c da rocha. (Visada 4 mm, polarizador cruzado. BE-07).	15
Figura 10- Porfiroclasto de K-feldspato com exsolução pertítica. Visada 2,5mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-07.	16
Figura 11- Aglomerado de zircões comumente observados com ou sem associação com epidoto. (visada 10mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-12).	16
Figura 12- Muscovita-biotita gnaiss/xisto com porfiroclastos feldspáticos deformados. Ponto BE-78.	17
Figura 13- Muscovita-biotita gnaiss/xisto feldspático com foliação principal crenulada. Ponto BE-80.	18
Figura 14- Banda milimétrica de quartzo recristalizado com orientação preferencial. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-61.	19
Figura 15- Estratos com geometria tabular em quartzito micáceo. Ponto BE-68.	20
Figura 16 - Muscovita xisto alterado com cor avermelhada em contato com quartzito micáceo Ponto BE-19.	21
Figura 17- Aspecto das fácies quartzito micáceo (Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-59).	22
Figura 18- Aspecto do afloramento de metagrauvaca em planta. Ponto BE-33.	23
Figura 19- Aspecto da fácies quartzítica. Ponto BE-63.	23
Figura 20- Metagrauvaca matriz suportada com matriz predominantemente biotítica muito fina. Notar presença de cristal de granada no centro. Visada de 4mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-87.	25
Figura 21- aspecto petrográfico da rocha, com matriz composta por quartzo e biotita. Visada 2,5mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-30.	26
Figura 22- Cristal de plagioclásio fraturado associado a cristais de epidoto muito fino e matriz biotítica. Visada 10 mm. Nicol cruzado. Ponto BE-87.	26
Figura 23- Epidoto com núcleo de allanita definindo textura ovo frito. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-87.	27
Figura 24- Aspecto do quartzito. Observa-se quartzo recristalizado, cristais de muscovita orientados e turmalina com faces idiomórfica. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-63B.	27
Figura 25 – Esquema Estratigráfico da Megassequência Andrelândia, relacionada nesse trabalho com as rochas estudadas (Ribeiro et al. 2003, modificado de Paciullo 1997).	29
Figura 26– Dobras apertadas simétricas nas camadas de quartzitos. CG-102.	30
Figura 27- Estereograma contendo 153 medidas de planos de foliação de S1.	31

Figura 28- Estereograma com 35 medidas de lineações L1. _____	31
Figura 29- Indicador cinemático do tipo delta em feldspato mostrando sentido sinistral. Ponto BE-153. ____	32
Figura 30- Dobra assimétricas em "S" relacionada à fase D2. Ponto BE-7. _____	33
Figura 31- Estereograma com 35 medidas de L2, referentes a D2. _____	33
Figura 32- Veio de quartzo em echelon com sentido cinemático sinistral transpondo dobras dextrais. Ponto BE-61. _____	34
Figura 33- Estereograma mostrando lineações L3. _____	35
Figura 34- Detalhe de estrutura manto- e- núcleo em cristal de K-feldspato. Apesar de não ser possível observar o sentido cinemático devido ao tamanho do cristal, possui sentido dextral. Visada 2,5 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-79. _____	36
Figura 35- Processo de bulging recrystalization. Visada 10 mm. Polarizador cruzado. BE-59. _____	37
Figura 36- Cristais de quartzo formados a partir do processo Subgrain Rotation Recrystallization. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-69. _____	37
Figura 37- Grãos de quartzo formados pelo processo Grain Boundary Migration. Visada 10 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-79. _____	38
Figura 38- Migração do contato do grão de quartzo (grão claro) em direção ao grão adjacente (grão escuro). Pinning microstructure. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-79. _____	39
Figura 39 - Pórfiroclasto de plagioclásio com bordas recristalizadas formando estrutura manto-e-núcleo. Indicador cinemático com sentido dextral. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-30. _____	40
Figura 40- Pórfiroclasto de plagioclásio sem manto com concentração de muscovita nas faces delgadas, sugerindo sentido dextral. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-30. _____	40
Figura 41- Augen de plagioclásio com bordas delgadas recristalizadas. A- Polarizador cruzado. B-. Polarizador paralelo. Visada 10 mm BE-30. _____	41
Figura 42- Shear bands com sentido dextral. A titanita e o epidoto estão paralelos ao plano s e foram gerados durante D1. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. BE-11. _____	41
Figura 43- Dobra isoclinal D1 redobrada por D3. A-. Polarizador paralelo. B- Polarizador cruzado. BE-61. Visada 4 mm. C-. Polarizador paralelo. D- Polarizador cruzado. Visada 4 mm. BE-69. _____	42
Figura 44- Biotita e epidoto paralelos aos planos S e C. Visada 4 mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-11. ____	44
Figura 45- (Hornblenda) biotita gnaiss e sua associação mineral composta por hornblenda, epidoto, plagioclásio e titanita, em fácies anfíbolito. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. BE-51B. _____	44
Figura 46- Muscovita substituído biotita evidenciando retrometamorfismo na fácies biotita gnaiss. Visada 10 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-7. _____	45
Figura 47- Estilpnomelana formada em aglomerados de cristais aciculares. Visada 2 mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-12. _____	45
Figura 48- Biotita sendo substituída por clorita nas fácies biotita muscovita gnaiss. Visada 4 mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-79. _____	46
Figura 49 - Associação mineralógica da metagrauvaca. Granada, epidoto e biotita (A), e hornblenda (B). Visada 4 mm. Polarizador cruzado. BE-87 (A). Vizada 2 mm. Polarizador paralelo. BE-87 (B). _____	46
Figura 50- Saussuritização em plagioclásio nas litofácies metagrauvaca. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-87. _____	47
Figura 51- lineamentos magnéticos regionais. Notar que lineamentos a sul são predominantemente E-W e a norte NW-SE. _____	48
Figura 52- Lineamento magnético da área estudada. _____	48
Figura 53- Lineamentos principais definindo zonas de cisalhamento. _____	49
Figura 54- Canal de Potássio mostrando que em geral os maiores teores são determinados pela unidade gnáissica. _____	51
Figura 55- Canal de tório representando as variações nos seus teores. O quartzito possui muito baixos teores. As outras unidades, como observadas, possuem variação nesses teores. _____	51
Figura 56- Indicadores cinemáticos relacionados ao transporte tectônico para ESE. _____	53

**LISTA DE TABELAS**

*Tabela 1 – Principais granitóides do Cinturão Mineiro (Extraído de Turbay, 2009).* \_\_\_\_\_ 9

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>IV</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>VIII</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>VI</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>VII</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>IX</b>
<b>SUMÁRIO .....</b>	<b>X</b>
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Localização da Área de Estudo.....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Objetivo .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3 Metodologia Utilizada .....</b>	<b>2</b>
<b>2 GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>3</b>
<b>2.1 Síntese Sobre os Conhecimentos do Cráton São Francisco Meridional.....</b>	<b>5</b>
<b>2.2 Magmatismo Paleoproterozóico.....</b>	<b>7</b>
<b>3 GEOLOGIA DA ÁREA.....</b>	<b>10</b>
<b>3.1 Unidades de Mapeamento.....</b>	<b>10</b>
3.1.1 Embasamento Indiviso .....	10
3.1.2 Unidade Gnáissica .....	11
3.1.3 Quartzito Micáceo, com intercalações de Muscovita Xisto.....	20
3.1.4 Unidade Metagrauvaca .....	22
3.1.5 Comparação dos litotipos mapeados com as unidades litológicas regionais.....	28
<b>3.2 Geologia Estrutural.....</b>	<b>29</b>
3.2.1 Fase de Deformação D1.....	29
3.2.2 Fase de Deformação D2.....	32
3.2.3 Fase de Deformação D3.....	34
<b>3.3 Microtectônica.....</b>	<b>35</b>
<b>3.4 Metamorfismo .....</b>	<b>42</b>

<b>3.5 Geofísica .....</b>	<b>47</b>
<b>3.6 Correlação com a Geologia Regional e Conclusões.....</b>	<b>52</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>54</b>
<b>ANEXO A.....</b>	<b>57</b>
<b>ANEXO B.....</b>	<b>61</b>
<b>ANEXO C.....</b>	<b>63</b>
<b>ANEXO D.....</b>	<b>65</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Localização da Área de Estudo

A área estudada está situada no município de Campos Gerais, localizado no sul do estado de Minas Gerais (Fig.1). Situa-se na borda da Represa de Furnas, e é limitada pelas coordenadas UTM 7660545 e 7653673 N, 402870 e 435800 E, com área aproximada de 226 Km<sup>2</sup> (Fig 2).

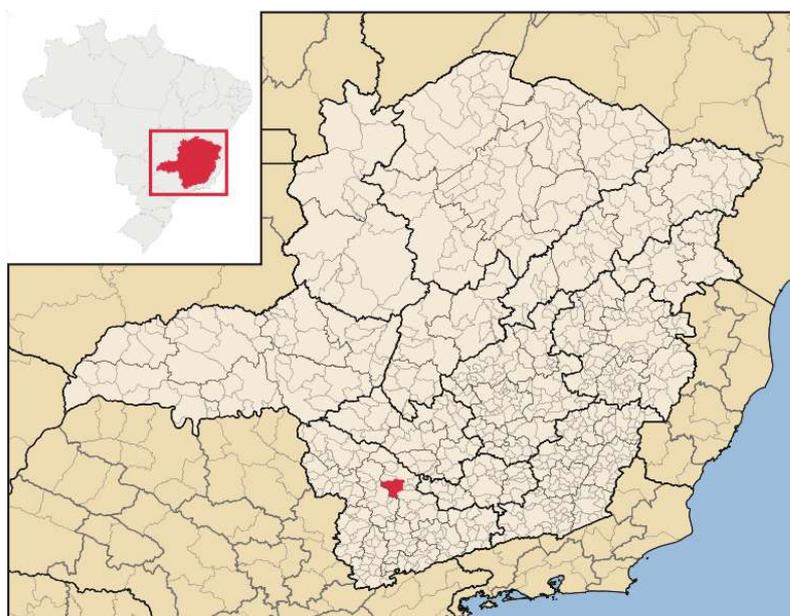


Figura 1- Localização do município de Campos Gerais no Estado Minas Gerais (Fonte: <http://upload.wikimedia.org>)

A área é acessada por estradas de terra que em geral estão dentro de propriedades particulares (fazendas) ou pela rodovia Campo do Meio-Campos Gerais, que liga o município de Campos Gerais a Campo do Meio, ou a BR-369, rota de acesso do município de Campos Gerais a Santana da Vargem e Boa Esperança.



Figura 2- Limites da área de estudo e principais serras. Fonte: Terra Metrics Dados cartográficos.

## 1.2 Objetivo

O objetivo desse trabalho foi à confecção de Mapa Geológico na escala de 1:50.000 da Serra do Paraíso. Para tal foram realizados vinte dias de trabalhos de campo com finalidade de distinguir e cartografar unidades litológicas, caracterizar as fases de deformação da área e metamorfismo.

## 1.3 Metodologia Utilizada

Para o mapeamento geológico usou-se como base as folhas Campos Gerais e Boa Esperança IBGE 1:50.000. Efetuou-se descrição e diferenciação megascópica das rochas e das estruturas deformacionais envolvidas; coleta de amostras orientadas para análise microtectônica e descrições de lâminas delgadas com intuito de definição da mineralogia e parageneses metamórficas. Com uso da plataforma GIS, utilizando-se o software ArcGis, foi

possível organizar os dados, construir tabelas de pontos e produzir um mapa de campo georreferenciado em coordenadas projetadas UTM, usando-se o Datum WGS-84.

Foram utilizados também informações aerogeofísicas do Projeto Patos-Divinópolis, convênio CPRM-CODEMIG. Apresentam espaçamento de vôo de 500 m, voador numa altura de 100 m, com aquisição de dados magnéticos a cada 8 m e dados de radiação gama a cada 50 m. Esses dados, compostos por arquivos de extensão gdb, foram tratados no software *Oasis Montaj* versão 7.1.1 da Geosoft, a partir do qual foram gerados *grids* contendo informações de dados aeromagnetométricos e aeroradiométricos, estes últimos nos canais de Th, U e K.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

Segundo o Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (2003) a área estudada está inserida no contexto do Complexo Campos Gerais (Kaefer *et al.*, 1979), e Grupo (Ebert, 1956a) ou Megassequência Andrelandia (Trouw *et al.* 1986. Fig.3). O Complexo Campos Gerais (A3cg) estaria representado por um conjunto de ortognaisses migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos (tonalitos e thondjemitos) onde estão inseridas faixas tipo *greenstone* (Fortaleza de Minas/Morro do Ferro. Teixeira *et al.*, 1987; Carvalho *et al.*, 1993) e *outliers* e *klippen* de metassedimentos dos grupos Canastra e Bambuí (Turbay, 2009). O Grupo/Megassequência Andrelandia estaria representado na área em questão por uma sucessão de metapelitos grafitosos alternados com quartzitos (NPcqx. Grupo/Sequência Depositional Carrancas). Esses metassedimentos são relacionados à colocação durante o neoproterózo das *nappes* Varginha-Guaxupé e Luminárias- São Tomé das Letras-Carmo da Cachoeira (Valeriano *et al.*, 2004; Paciullo, 1997).

Inserido no Domínio Cratônico da Faixa Brasília Meridional está o Grupo Bambuí (Dardenne, 1978). Este grupo, do ponto de vista tectônico, está relacionado às lapas do empurrões mais frontais do Domínio externo da Faixa Brasília Meridional (Valeriano 1999). A Formação Samburá (Branco, 1957) é pertencente a esse grupo e é interpretado como unidade basal do Grupo Bambuí. Dardenne (1981) e Karfunkel e Hoppe (1988), relaciona a unidade Samburá a sedimentos siliciclásticos (metaconglomerados) de origem glaciogênica.

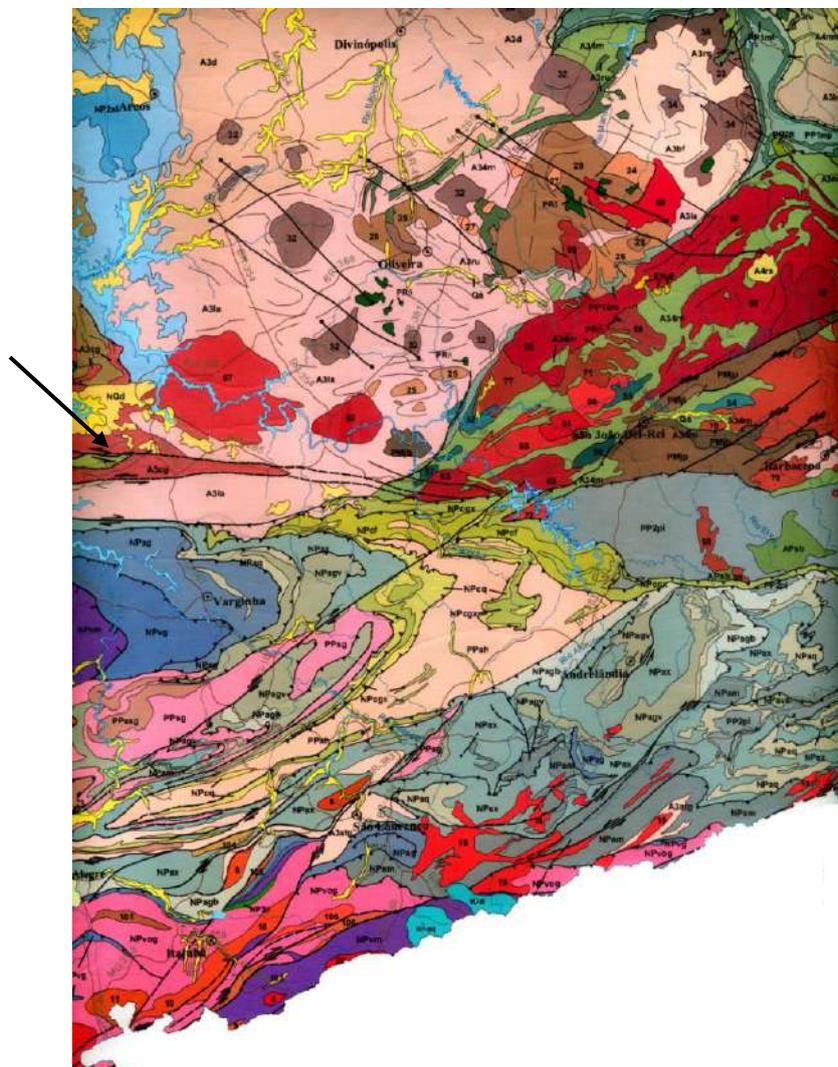


Figura 3- Mapa geológico da região sul de MG. A seta indica localização da área estudada. (fonte: Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000, 2003).

## 2.1 Síntese Sobre os Conhecimentos do Cráton São Francisco Meridional

Complexos metamórficos constituídos por gnaisses TTG em fácies anfíbolito, intrudidos por plútons tonalíticos a graníticos, ultramafitos e mafitos e faixas *greenstone* (Supergrupo Rio das Velhas) representam a maior parte da crosta siálica arqueana do Cráton São Francisco Meridional (Campos, 2004). Esses complexos são nomeados geograficamente de Complexo Metamórfico Bonfim, Passa Tempo, Belo Horizonte, Bação, Campo Belo, Lavras e Campos Gerais. Em discordância angular e litológica sobre esses litotipos repousam metassedimentos paleoproterozoicos do Grupo Minas (Fig. 4).

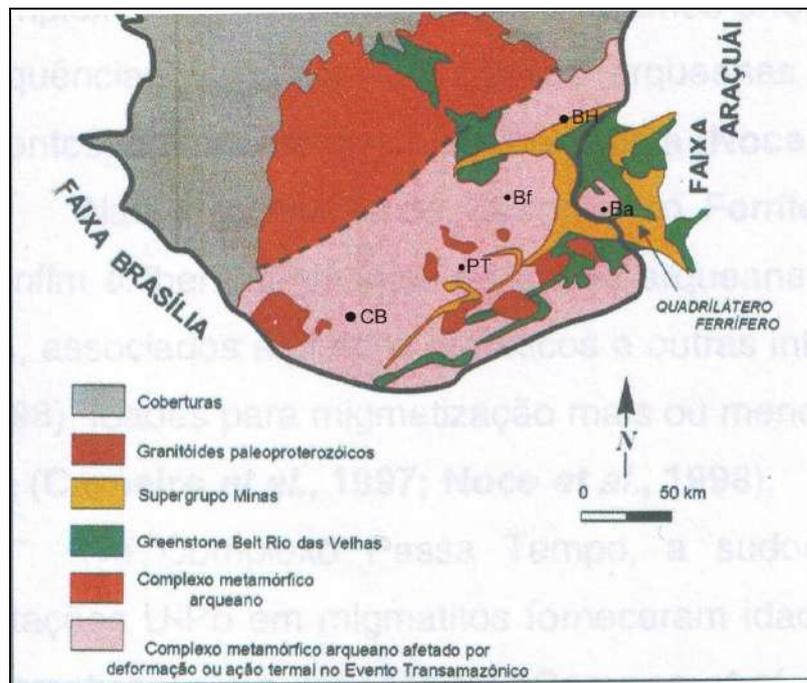


Figura 4- Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco meridional. Cidades de referencia para nomeação dos complexos metamórficos. CB- Campo Belo; PT- Passo Tempo; Bf- Bonfim; BH- Belo Horizonte; Ba- Bação. (Alkmin, 2004).

Dois domínios crustais de idade e evolução distintas são distinguidos na porção meridional do Cráton São Francisco (Campos, 2004). Estão limitados pelo Lineamento/Zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso de direção NE-SW, considerado como a sutura entre os dois domínios, ao longo do qual se exhibe a Serra de Bom Sucesso (Romano *et al.*, 1999;

Campos, 2004 - Fig.5). O fragmento crustal mais antigo, a NW desse lineamento, apresenta idades arqueanas (zircões herdados mais velhos que 3,0 Ga) com migmatização entre 2,9-2,8 Ga, portanto, com evolução policíclica no decorrer dos eventos tectonotermais do meso- e neo-arqueano (Orogenia Guriense?) e mais antigos. O fragmento crustal a SE do lineamento Jeceaba-Bonsucesso é mais novo, com evolução tectônica exclusivamente no decorrer do paleoproterozóico, na Orogenia Transamazônica (2,2-1,9 Ga). Trata-se, portanto de uma faixa móvel Paleoproterozóica (Cinturão Mineiro, Teixeira & Figueiredo, 1991) bordejando um cráton paleoproterozóico (Cráton Paramirim; Almeida, 1981).

Durante o Neoarqueano (2,5-2,8 Ga), destaca-se o evento tectonotermal Jequié/Aroense/Rio das Velhas (2,8-2,7 Ga), na região em questão, responsável pela deformação e metamorfismo do *Greenstone* Rio das Velhas e de seu embasamento, além da colocação sin e pós tectônica de rochas cálcioalcalinas e básicas, no domínio do Complexo Metamórfico Bonfim (Carneiro, 1992 - Fig.5). No Complexo Metamórfico Belo Horizonte, durante esse evento, pulsos de gerações de granitos com intrusões mais antigas do que 2,78 Ga foram concomitantes com o vulcanismo do *Greenstone* Rio das Velhas (Carneiro *et al.*, 1998b). Um último pulso, granítico arqueano (2,62-2,55), fornece um marcador cronológico para a evolução paleoproterozóica para o Cráton São Francisco meridional (Noce 1995, Teixeira *et al.*, 2000). No Complexo Metamórfico Passa Tempo, a noroeste do Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, litotipos ultramáficos foram comparados a unidade Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas (Avelar *et al.*, 2002), rochas interpretadas como formadas durante etapas extensionais da orogenia Guriense (2,75-2,66) (Teixeira *et al.*, 1998) com afinidade geoquímica komatiítica (Carneiro *et al.*, 2006).

Paciullo *et al.*, 2007, interpretam que os ortognaisses migmatíticos dos complexos Campos Gerais e Campo Belo fazem parte da mesma unidade litoestratigráfica, porém, o primeiro em fácies anfíbolito e o segundo em fácies granulito.

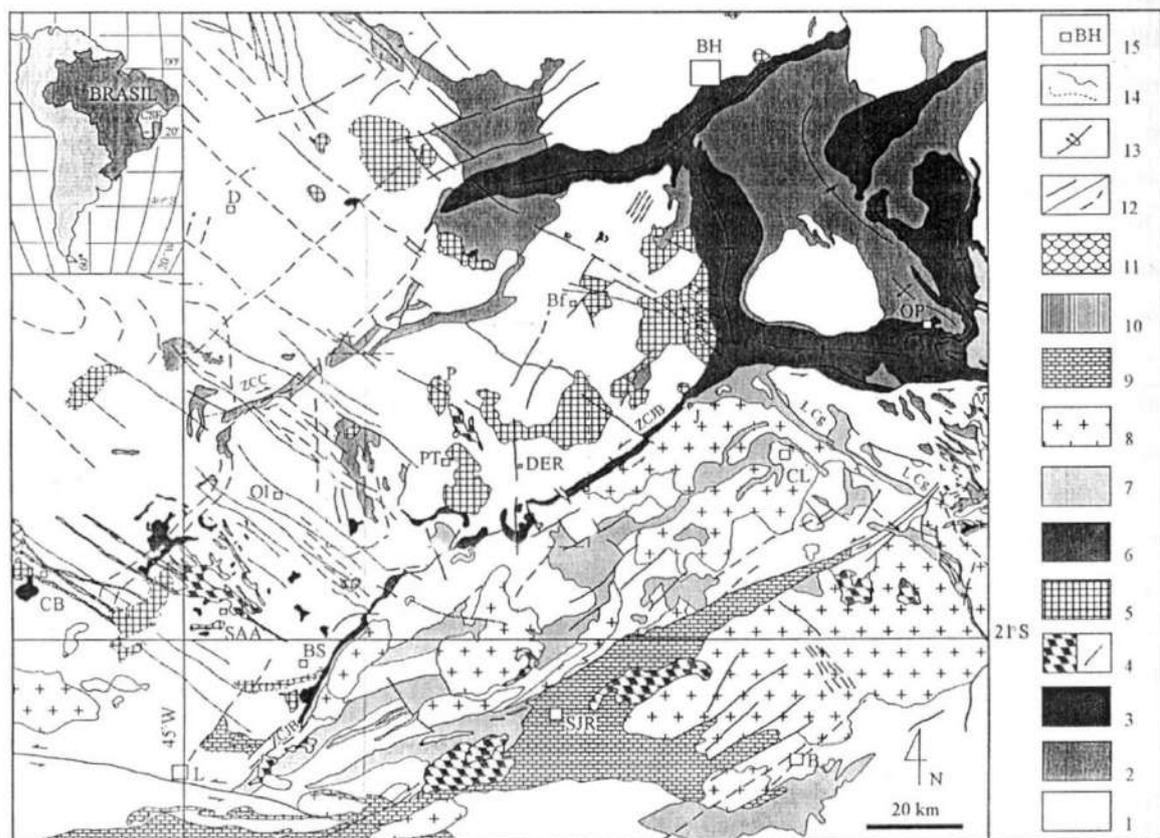


Figura 5 – Mapa geológico da porção sul do cráton São Francisco. 1= Terrenos arqueanos e paleoproterozóico indiscriminado; 2= Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano); 3= Suíte máfico-ultramáficas Ribeirão das Motas (Neoarqueano) e Morro das Almas; 4= Rochas gabróticas e dioríticas (diques e *sills*) do Neoarqueano, Paleoproterozóico e do Mesoproterozóico; 5= Granitóides neoarqueanos; 6= Supergrupo Minas (Paleoproterozóico); 7= Sequências do tipo *Greenstone* paleoproterozóicas indiscriminada; 8= Granitóides paleoproterozóicos; 9 = Grupo São João Del Rei e Andrelândia (Mesoproterozóico?); Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico); 11= Cobertura Cratônica indivisa (Neoproterozóico); 12= Falhas e fraturas (ZCC= Zona de cisalhamento Jeceaba-Bonsucesso; LCg= Lineamento Congonhas); 13= eixo de dobras; 14= Contatos Geológicos; 15= Principais cidades: B = Barbacena; BH = Belo Horizonte; Bf = Bonfim; BS = Bom Sucesso; CB = Campo Belo; CL = Conselho Lafaiete; DER = Desterro de Entre Rios; D = Divinópolis; J = Jeceaba; L = Lavras; Ol = Oliveira; P = Piracema; PT = Passa Tempo; SAA = Santo Antônio do Amparo; SJR = São João Del Rei. (Campos 2004)

## 2.2 Magmatismo Paleoproterozóico

No domínio SE ao Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, granitóides essencialmente paleoproterozóicos são intrusivos nos corpos arqueanos (Turbay, 2009). O fragmento crustal mais novo, situado a SE do Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, que tem evolução tectônica

apenas a partir do Paleoproterozóico, se destaca pela grande gama de corpos intrusivos pré, sin e pós tectônicos, durante o evento Transamazônico no Paleoproterozóico.

No domínio SE, foram reconhecidos dois subdomínios magmáticos: rochas plutônicas intrusivas em sucessões metavulcanossedimentares tipo *greenstone* (*Greenstone* Barbacena) e representando raiz de arco magmático, e rochas vulcânicas e subvulcânicas representando vulcanismo de arco magmático (Ávila, 2000). O conjunto é denominado de Cinturão Mineiro. Assim, o domínio NW ao Lineamento Jeceaba-Bonsucesso funcionou como uma região cratônica para o domínio SE durante a Orogenia Transamazônica. Granitóides pós-tectônicos de *ca.* 1,9 Ga (p.ex. Porto Mendes e Perdões, tabela 1) ocorrem tanto na área cratônica como no Cinturão Mineiro. Os principais granitóides relacionados ao Cinturão Mineiro estão exemplificados na tabela 1.

Tabela 1 – Principais granitóides do Cinturão Mineiro (Extraído de Turbay, 2009).

Evento	Granitóide	Isótopo	Idade(Ma)	Erro(Ma)	TDM(Ga)	$\epsilon\text{Nd}$ (i)	Referência
Tranzamazônico I (2250 - 2059 Ma) Endo, 1997 in Campos <i>et al.</i> , 2003	Ritápolis	Pb-Pb <sup>1</sup>	2121	± 7	2.62 <sup>2</sup>	5.9	1 - Ávila, 2000 2- Noce <i>et al.</i> , 2000
					2.71 <sup>2</sup>	7.3	
	Serrinha	Pb-Pb <sup>3</sup>	2219	± 2	2.62 <sup>4</sup>	7.2	1 - Ávila, 2000 2- Noce <i>et al.</i> , 2000
	Tonalito Alto Maranhão	U-Pb	2130	± 2	-	-	Noce <i>et al.</i> , 1998
	Ressaquinha Tabuões	U/Pb	2.124	± 2	2.27	1.3	Noce <i>et al.</i> , 2000
	Cassiterita	Pb-Pb	2162	± 10	-	-	Ávila, 2000
	Glória Quartzomonzonito	U-Pb	2.188	± 29	2.68	5.5	Ávila <i>et al.</i> , 2006
	Diorito Brumado	Pb-Pb	2131	± 4	-	-	Ávila, 2000
Grabo São Sebastião da Vitória	Pb-Pb	2220	± 3	-	-	Ávila, 2000	
Tranzamazônico II (2059 - 1900 Ma) Endo, 1997 in Campos <i>et al.</i> , 2003	Itutinga	Rb/Sr	- 1,900	-	2.77	7.7	Noce <i>et al.</i> , 2000
	Alto Jacarandá	Rb/Sr	1.9	± 108	2.85	7.6	Noce <i>et al.</i> , 2000
	Lavras	Pb/Pb	1.982	± 134	2.48	3.8	Noce <i>et al.</i> , 2000
	Perdões	Pb/Pb	1.855	± 176 200	3.03	11	Noce <i>et al.</i> , 2000
	Bandeira	Rb/Sr	2.061	± 82	2.62	4.9	Noce <i>et al.</i> , 2000
	Granitóide Ribeirão Pinheirinho	Pb-Pb	2058	± 10			Jordt-Evangelista <i>et al.</i> , 2000
	Sienito Piranga	Pb-Pb	2036	± 4			Jordt-Evangelista <i>et al.</i> , 2000
	Granitóide São Tiago	U-Pb	1937	± 53			Ávila, 2000

### 3 GEOLOGIA DA ÁREA

#### 3.1 Unidades de Mapeamento

Mapeamento realizado pelo Projeto Radam Brasil, 1983, cita a região da Serra do Paraíso, escopo desse trabalho, como composta por rochas filoníticas verde-escura que cavalgam quartzitos e xistos da Formação Guarita (Projeto Radam Brasil, 1983), Grupo Canastra. Nesse trabalho foram reconhecidas ao longo do mapeamento quatro unidades de mapeamento, definidas em campo e em laboratório através de lâminas delgadas a partir de sua composição modal (Tabela em anexo), como propostas no Mapa Geológico em anexo. São elas, da base para o topo:

- Embasamento indiviso, representado por ortognaisses migmatíticos
- Unidade Gnáissica, composta por (hornblenda) biotita gnaisses e biotita muscovita gnaisse/ xisto feldspático;
- Quartzito micáceo com intercalações de muscovita xisto;
- Unidade Metagrauvaca.

##### 3.1.1 Embasamento Indiviso

O embasamento, representado pelo Complexo Campos Gerais, foi raramente observado durante o mapeamento realizado. São rochas com expressivo bandamento centimétrico dobrado, esverdeados ou esbranquiçados quartzo-feldspáticos e intensamente milonitizados (Fig.6).

De acordo com Turbay 2009, o ortogneisse Campos Gerais é um ortogneisse migmatítico, contendo foliação de coloração cinza esverdeada e composição tonalítica, estando não raramente dobrado. Esses gnaisses não foram objeto de estudo nesse trabalho, não sendo realizada análises petrográficas mais acuradas dessas rochas.



Figura 6- Gnaisse milonítico com bandamento delgado do embasamento. Ponto BE-90.

### 3.1.2 Unidade Gnáissica

Essa unidade foi dividida em termos mineralógicos em 2 litofácies: (hornblenda) -biotita gnaisse/xisto e biotita-muscovita gnaisse/xisto feldspático. Em campo, não foram separados como unidades distintas.

#### 3.1.2.1 (*Hornblenda*)- *Biotita Gnaisse*

Essas rochas são caracterizadas por ter granulometria muito fina e cor bem azulada escura. Apresentam bandamento sutil, mas perceptível, com bandas de espessuras médias a delgadas de diferentes tonalidades de azul (Fig. 7). Paralelo a foliação ocorrem veios quartzo-feldspáticos, alguns de maneira descontínua (Fig. 8). Algumas vezes, essas rochas podem ser consideradas como biotita xisto. Na Serra de Campos Gerais, na Folha Campos Gerais 1:50000, a oeste da Serra do Macuco, ocorrem afloramentos de quartzito e muscovita xisto sem continuidade, em cima de pequeno morros, sendo interpretados como lentes dentro do biotita gnaiss. Nessa região, também foi encontrado paralelo a foliação do (hornblenda) biotita gnaiss camada de rocha anfibolítica. Devido às lentes de quartzito e muscovita xisto, dentro dessa rocha, pode-se definir a mesma como um paragnaisse.



Figura 7- Biotita gnaiss com bandamento delgados e veios quartzo-feldspáticos paralelos Ponto BE-71.



Figura 8- Vênulos quartzo-feldspáticos lenticulares em biotita gnaiss.

### ***Petrografia***

O (Hornblenda) Biotita gnaiss é composto por quartzo, biotita, plagioclásio, hornblenda, epidoto, K-feldspato, estilpnomelana, granada, muscovita, clinozoisita e titanita, opacos, apatita e carbonato. Variações mais micáceas dessas rochas podem ser consideradas como de (hornblenda) biotita xisto. Essa rocha possui uma textura constante em campo, porém após as descrições feitas em lâminas petrográficas foram distinguidas dois tipos de fácies: uma com hornblenda e outra sem.

O quartzo se apresenta disposto em bandas de até 2,5 mm de espessura, recristalizadas, com contatos entre os grãos serrilhados. Sua granulometria em geral é menor que 0,2 mm. Essas camadas são limitadas em suas bordas ou internamente por filmes de biotita ou muscovita.

A biotita tem hábito alongado em forma de placas de até 0,5 mm, ou menores que 0,1 mm de comprimento. Em geral definem a foliação da rocha e os planos de cisalhamento (Fig. 9). Muitas vezes estão presentes nas bordas de cristais de hornblenda.

O plagioclásio possui granulometria menor que 1 mm e faces xenomórficas. Sua geminação polissintética em geral é fraca.

Hornblenda ocorre nos gnaisses da porção leste da área. Apresenta-se xenomórfica a hipidiomórfica, orientada conforme a foliação principal, em geral, com granulometria entre 0,5 a 1mm e cores variando de verde musgo claro a verde escuro.

O epidoto e a clinozoisita possuem hábitos granular ou lenticular, com cristais hipidiomórficos também alinhados segundo a foliação principal. Suas granulometrias são mais ou menos homogênea, em torno de 3 mm para as rochas sem hornblenda. Quando a hornblenda está presente, o epidoto limita-se a pequenos cristais de até 0,2mm. Ocorre frequentemente associado à allanita formando textura *ovo frito*, muitas vezes já parcialmente alteradas pelo halo *metamictico*.

O K-feldspato, acessório no biotita xisto, porém, não no biotita gnaisse, possui granulometria variada apresentando tamanhos de até 6 mm quando porfiroclastos. Alguns cristais podem apresentar lamelas de plagioclásio devido à exsolução pertítica (Fig. 10). Apresenta geminação *tartan* e granulometria bem variável, porém em geral são cristais menores que o plagioclásio.

Estilpnomelana mostra hábito acicular e de maneira também muito fina (< 0,1 mm). Ocorre em aglomerados e sem orientação preferencial.

A granada ocorre raramente, e de forma pontual. Está muito fraturada, coma as fraturas preenchidas por biotita. Sua granulometria em geral é de 3mm.

A clinozoisita apresenta hábito prismático e pode estar deformada. Ocorre sempre associada ao epidoto. Sua granulometria é no máximo de 0,3 mm.

A muscovita, também com hábito alongado e formando placas, sobrecrece a biotita e dispõe-se paralela ao plano de foliação principal e aos planos de cisalhamento. Possui granulometria menor que 3 mm.

A titanita apresenta hábitos tanto lenticular, devido à deformação, como faces idiomórficas. Sua granulometria chega a 0,8 mm. Porém, em algumas rochas não chega a 0,2 mm.

Zircão, apatita e carbonato ocorrem escassos na rocha. Na lâmina petrográfica BE-12, o zircão forma aglomerados com outros zircões, às vezes em associação com o epidoto (Fig. 11). O carbonato é provavelmente formado por alteração metamórfica do plagioclásio, estando entre esses cristais ou na borda. A apatita possui hábito granular e granulometria de 0,2 mm. Opacos nessa rocha são responsáveis pelo magnetismo verificados a partir de amostra de mão e um imã, concluindo-se que parte deste ou todos eles são constituídos por magnetita.

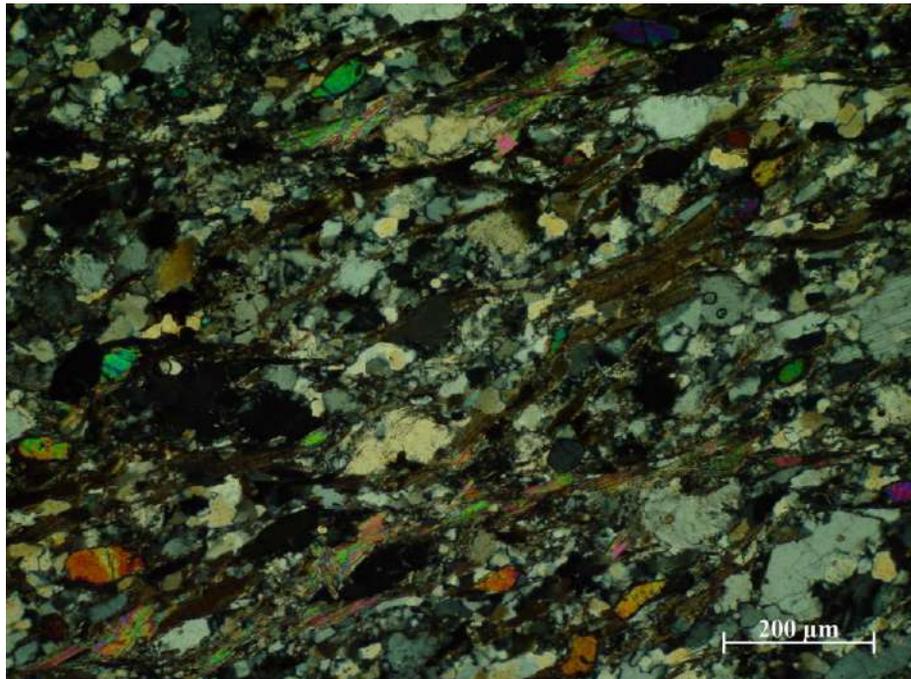


Figura 9- Filmes de biotita paralelas aos planos s e c da rocha. (Visada 4 mm, polarizador cruzado. BE-07).

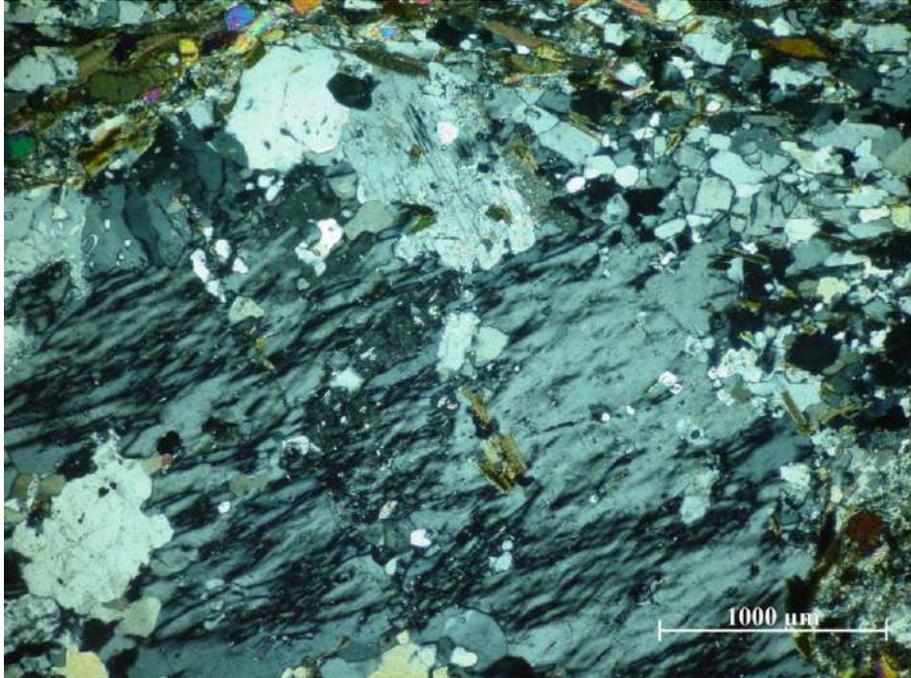


Figura 10- Porfiroclasto de K-feldspato com exsolução perítica. Visada 2,5mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-07.

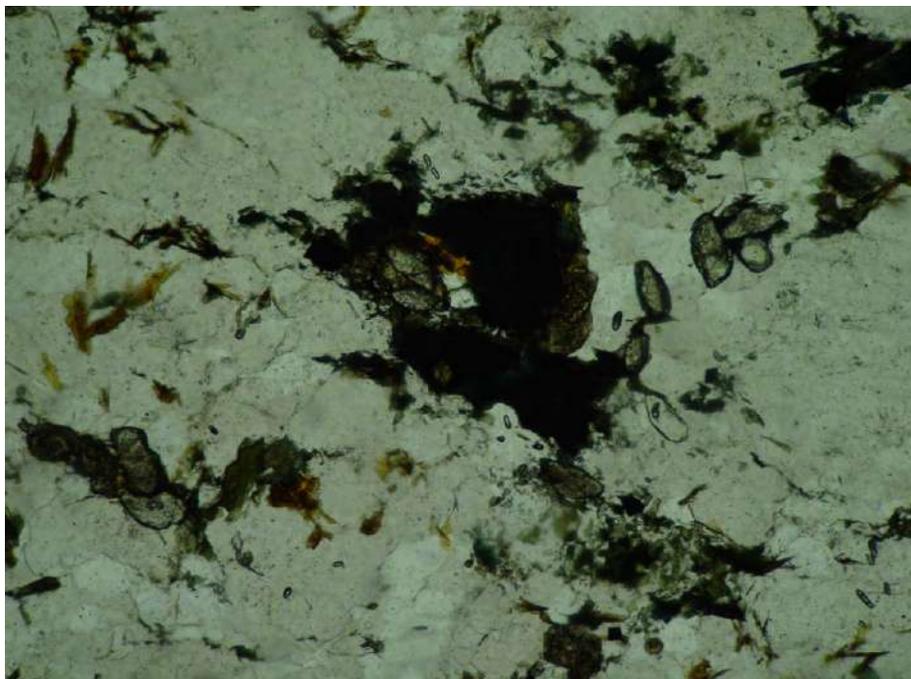


Figura 11- Aglomerado de zircões comumente observados com ou sem associação com epidoto. (visada 10mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-12).

### 3.1.2.2 Biotita-Muscovita Gnaiss/xisto feldspático

Essa litofácies é observada na parte norte da Serra do Macuco e na Serra de Campos Gerais, em contato tectônico com gnaisses miloníticos do embasamento. Trata-se de um xisto/gnaiss com porfiroclastos hipidiomórficos (tipo *augen*) de 1 cm de comprimento em média de feldspatos envoltos num bandamento milimétrico de cerca de 1 a 2 mm, de camadas félsicas (quartzo, principalmente, e feldspatos) intercaladas com camadas micáceas (muscovita, principalmente, e biotita. Fig. 12). Sua cor varia de cinza claro a esbranquiçado. Sua foliação principal é milonítica e encontra-se crenulada (Fig. 13).



Figura 12- Muscovita-biotita gnaiss/xisto com porfiroclastos feldspáticos deformados. Ponto BE-78.



Figura 13- Muscovita-biotita gnaiss/xisto feldspático com foliação principal crenulada. Ponto BE-80.

### *Petrografia*

A mineralogia dessa litofácies é composta por quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita. Os minerais acessórios são epidoto, clinozoisita, clorita, carbonato, zircão e apatita.

O plagioclásio possui granulometria em geral de 0,4 mm e estão orientados segundo a foliação da rocha. Possuem aspecto sujo em lâmina na maioria dos casos devido à alteração (sericita). Apresentam geminação polissintética e fácies xenomórficas a hipidiomórficas. Quando não possui geminação, pode ser distinguido devido à dissolução de carbonato em suas bordas.

O quartzo possui extinção ondulante e constituem agregados policristalinos recristalizados (p.ex. recristalização por rotação de subgrãos, Fig. 14). Essas bandas

apresentam-se muito delgadas, com cerca de 0,2 mm de espessura, ou mais espessa com até 0,5 mm.

A microclina normalmente possui granulometria maior que a do plagioclásio, com grãos menores que 0,5 mm e porfiroclastos com estrutura manto-e-núcleo até de 5 mm

A muscovita possui hábito tabular com granulometria de até 1mm. É paralela a foliação principal da rocha e substitui a biotita. Também ocorre nos interstícios.

A biotita pode ter granulometria de até 1 mm, ou ocorrer essencialmente nos interstícios da rocha e criptocristalina. Também possui hábito tabular e está orientada segundo a direção da foliação principal.

O epidoto, zircão, apatita, carbonato são raros na rocha. O epidoto possui no máximo granulometria de 0,2 mm. O zircão ocorre na forma de aglomerados com outros zircões.

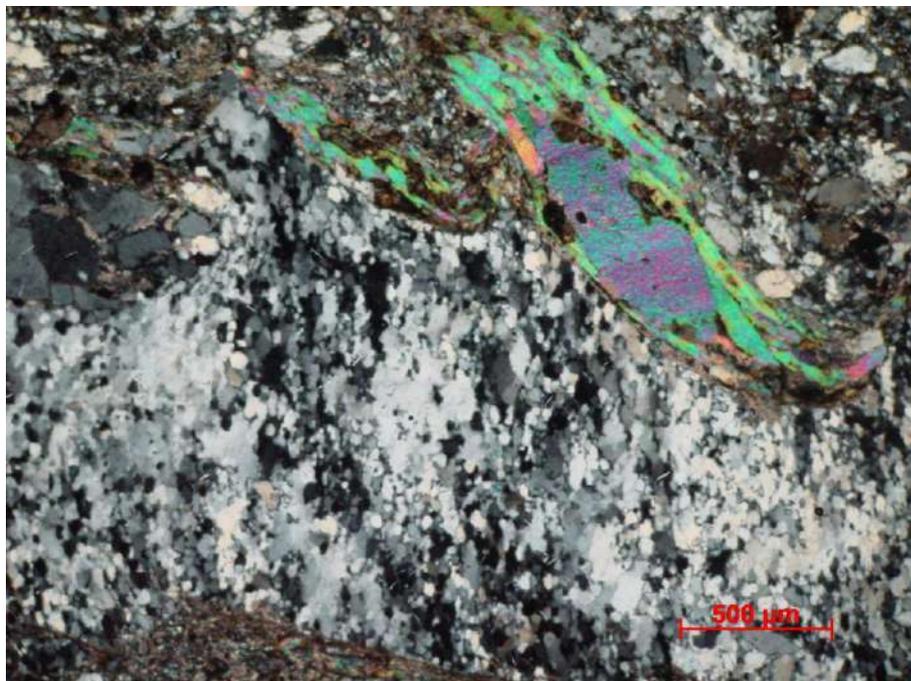


Figura 14- Banda milimétrica de quartzo recristalizado com orientação preferencial. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-61.

### 3.1.3 Quartzito Micáceo, com intercalações de Muscovita Xisto

Trata-se de uma unidade constituída predominantemente por quartzito micáceo, com intercalações de espessuras variadas de muscovita xisto cinzentos. Seus afloramentos são dispostos em grandes escarpas ou em pequenos afloramentos em planta nas estradas de terra. São esses quartzitos que sustentam as serras do Paraíso e do Macuco. Em geral apresenta planos micáceos paralelos à foliação e estratos com geometria tabular (Fig. 15) com variações centimétricas. A granulometria da rocha, devido aos processo de recristalização por ela sofrida, é muito fina, algumas vezes sendo visíveis apenas a olho nu os planos de muscovita.



Figura 15- Estratos com geometria tabular em quartzito micáceo. Ponto BE-68.

O muscovita xisto em campo apresenta-se quase sempre alterado e com coloração avermelhada (Fig. 16). Quando frescos apresentam coloração acinzentada devido à presença das placas de muscovita. Sua composição macroscópica básica é muscovita e quartzo. Ocorre como camadas delgadas ou de espessuras medias intercaladas com o quartzito. Seu contato em geral com o quartzito quando observado é brusco.



Figura 16 - Muscovita xisto alterado com cor avermelhada em contato com quartzito micáceo Ponto BE-19.

### ***Petrografia***

Devido ao fato do muscovita xisto aparecer em afloramentos sempre alterados, será discutida apenas a petrografia dos quartzitos. São constituídos basicamente por quartzo e muscovita como minerais essenciais e turmalina como mineral acessório (Fig.17).

O quartzo possui cristais com forte extinção ondulante. Em geral, têm cristais de granulometria 0,3 mm com bordas recristalizadas e contatos serrilhados.

A muscovita tem hábito acicular de granulometria de 0,1 mm ou menor. Está orientada de acordo com a foliação da rocha.

A turmalina preserva na maioria dos casos seu hábito trigonal ou prismático, com granulometria menor que 0,2 mm. Devido ao transporte durante a fase de deposição, ainda pode possuir grãos com formato granulares.

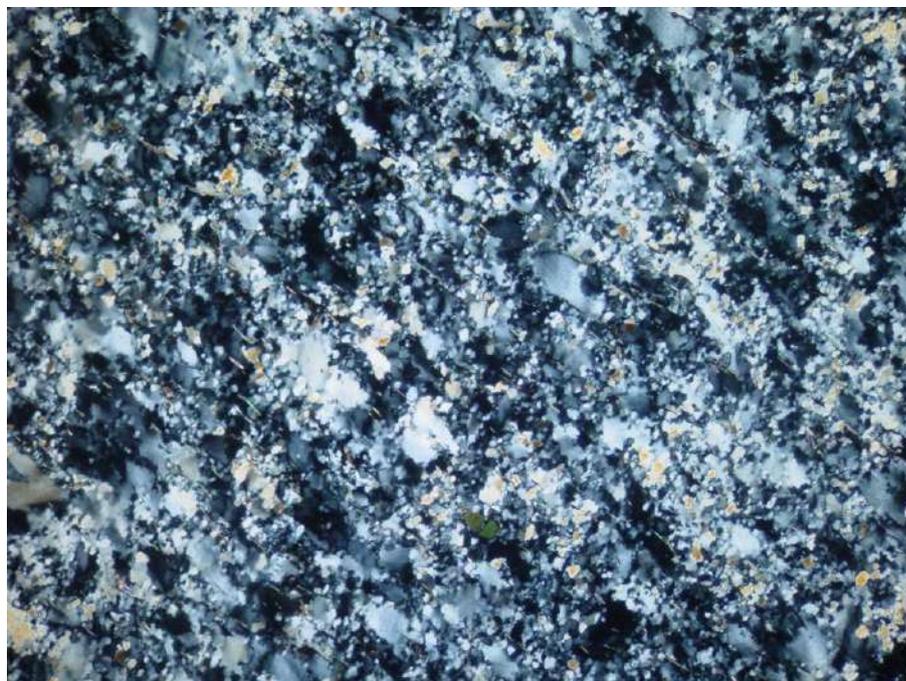


Figura 17- Aspecto das fácies quartzito micáceo (Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-59).

#### 3.1.4 Unidade Metagrauvaca

Essa litofácies foi observada e mapeada no setor norte da Serra do Macuco, numa área dominada por ortognaisses do embasamento e foi interpretada como pertencente à Formação Samburá (Branco 1957). Aparentemente associados a essa unidade ocorre escasso quartzito, geralmente alterado, em cortes de estrada (dois afloramentos). As rochas metagrauvacas são rochas com textura homogênea, de granulometria muito fina (Fig. 18), com olhos de até 4 mm de feldspatos orientados de acordo com a foliação. Sua matriz tem cor cinza escuro quando mais fresco. O quartzito possui cor cinza claro ou cinza esverdeado com planos de mica com brilho metálico levemente prateado (Fig. 19).



Figura 18- Aspecto do afloramento de metagrauvaca em planta. Ponto BE-33.



Figura 19- Aspecto da fácies quartzítica. Ponto BE-63.

### ***Petrografia***

As metagrauvacas são compostas por plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, como minerais essenciais, e titanita, granada, muscovita e hornblenda como acessórios. Entretanto, podem apresentar diferenças na questão de sua matriz. Numa amostra, BE-87, a matriz é mais fina, mais biotítica e sem orientação preferencial (Fig.20). Na amostra BE-30, a matriz possui mais quartzo, tem granulometria mais grossa e uma forte orientação preferencial (Fig. 21). Em termos de arcabouço, apesar da amostra BE-30 apresentar ligeiramente granulometria mais grossa, ambas são constituídas basicamente por plagioclásio. As rochas são plagioclásio-metagrauvacas.

O plagioclásio possui granulometria diversa com grãos podendo ter cerca de 0,3, 1mm, 2,5 ou até 6mm. Com formato granular, alguma vezes chegam a formar *augens*. Sua geminação polissintética pode estar deformada. Podem ter minerais inclusos como zircão e turmalina. Na lâmina do ponto BE-87, possui cristais quase sempre fraturados (Fig. 22).

O quartzo, no ponto BE-30, é composto por camadas maiores que 0,2 mm de espessura, formando subgrãos. Junto com os cristais de plagioclásio definem a foliação da rocha. No ponto BE-87, ocorre com granulometria tão fina que não se pode limitar seus contatos. Está misturado na matriz de maneira quase indivisa com a biotita.

A biotita está na forma de uma massa criptocristalina compondo a matriz de cor verde musgo e amarronzada.

O epidoto ocorre como cristais muito finos de granulometria de apenas 0,1mm. Possui hábito prismático ou granular e faces idiomórficas ou hipdiomórfica. Pode apresentar núcleo de allanita formando textura “*ovo frito*” (Fig.23).

A titanita é hipdiomórfica com hábito prismático quase acicular devido a sua granulometria demasiadamente fina.

O quartzito é constituído por quartzo, muscovita, como minerais essenciais e turmalina plagioclásio e microclina como acessórios. A diferença dessa rocha para o quartzito da unidade Quartzito micáceo e Muscovita xisto, é a presença de feldspato nesta.

O quartzo está completamente recristalizado com contatos serrilhados. Seus grãos possuem orientação oblíqua (foliação oblíqua) a foliação principal. Seus cristais possuem granulometria menor que 0,1 mm.

A muscovita possui hábito acicular, com granulometria menor que 0,1 mm, ou cristais maiores, dobrados e com granulometria de até 2,5 mm.

O plagioclásio e a microclina estão em pequena proporção na rocha. Em geral é difícil a distinção entre esses minerais, devido à maioria deles não possuírem geminação polissintética ou tartan. São cristais xenomórficos com até 0,3 mm.

A turmalina tem faces idiomórfica a hipidiomórfica, com cristais com granulometria de até 0,3 mm (Fig. 24).

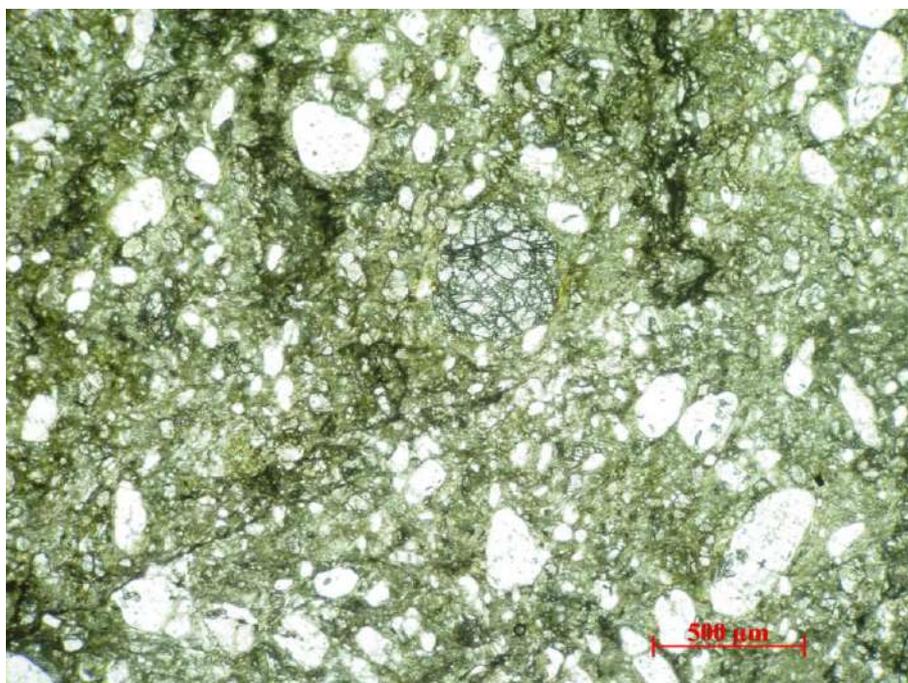


Figura 20- Metagrauvaca matriz suportada com matriz predominantemente biotítica muito fina. Notar presença de cristal de granada no centro. Visada de 4mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-87.

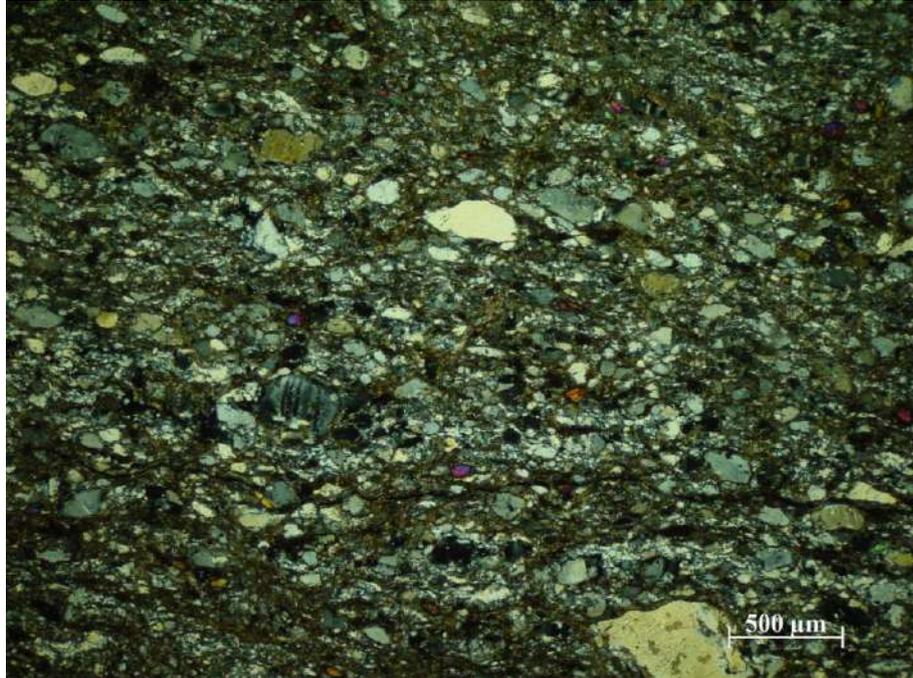


Figura 21- aspecto petrográfico da rocha, com matriz composta por quartzo e biotita. Visada 2,5mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-30.

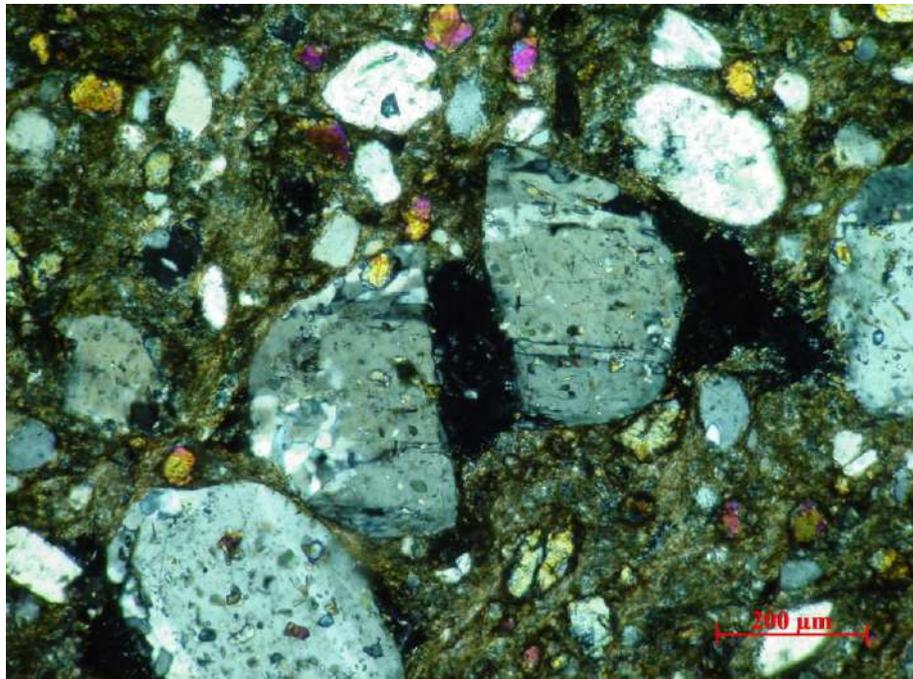


Figura 22- Cristal de plagioclásio fraturado associado a cristais de epidoto muito fino e matriz biotítica. Visada 10 mm. Nicol cruzado. Ponto BE-87.

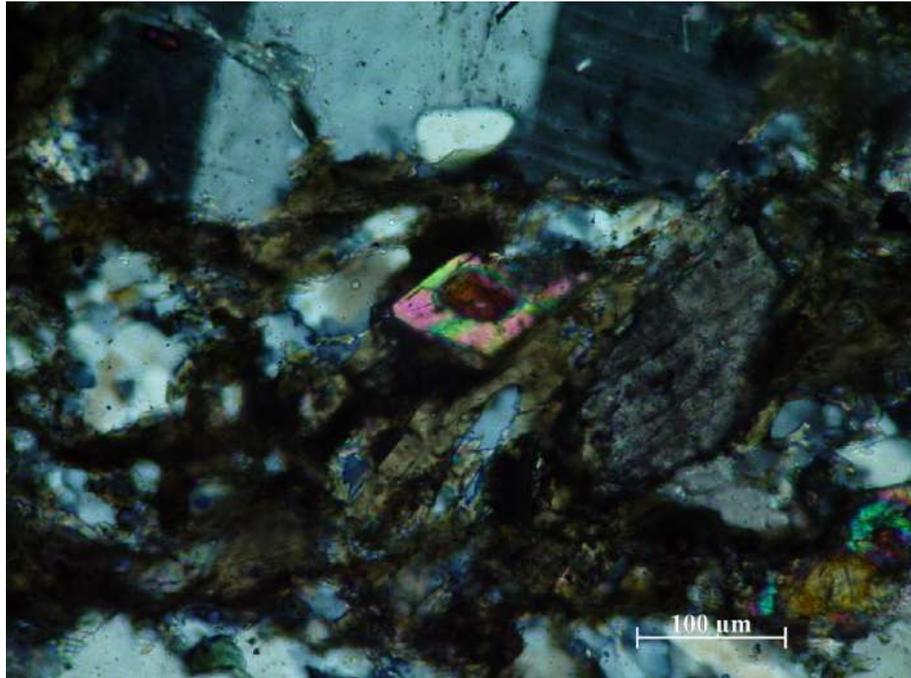


Figura 23- Epidoto com núcleo de allanita definindo textura *ovo frito*. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-87.

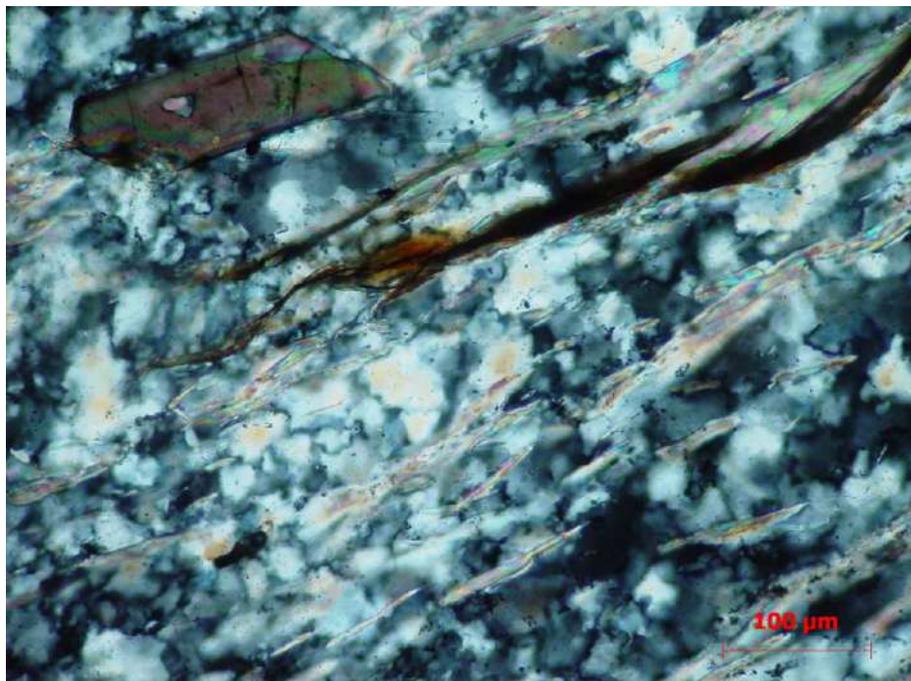


Figura 24- Aspecto do quartzito. Observa-se quartzo recristalizado, cristais de muscovita orientados e turmalina com faces idiomórfica. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-63B.

### 3.1.5 Comparação dos litotipos mapeados com as unidades litológicas regionais

As associações litológicas mapeadas foram definidas no contexto da Megassequência Andrelândia (Trouw, 1986) e relacionadas de acordo com sucessão estratigráfica que são referidas no Programa Geologia do Brasil (convênio da CPRM com a UFRJ, 2008), sendo correlacionadas tendo em base a mineralogia, disposição de contatos litológicos e o próprio contexto tectônico (fig. 25).

A Unidade Gnáissica e a Unidade quartzito micáceo intercalados com muscovita xisto foram relacionadas à Sequência Depositional Carrancas (Paciullo, 1997). Por conter lentes anfibolíticas, intercalações ou lentes quartzíticas e xistosas podem ser enquadrada na Unidade São Vicente (Paciullo, 1997). Como as grauvaques são geralmente atribuídas a areias turbidídicas de fácies de *flysch* (Petri & Suguio, 1969), a Unidade Metagrauvaca estaria relacionada aos primeiros depósitos durante a formação sin-orogênica de uma bacia de *fore land*. As características deposicionais e texturais das metagrauvas portanto permitem relação com as rochas da Formação Samburá, Grupo Bambuí (Branco, 1957). Realmente, a Formação Samburá é relacionada a sistemas de leques aluviais cuja porções distais estariam adentrando em corpos subaquáticos, durante a evolução da orogenia neoproterozóica (Castro & Dardenne, 1995)

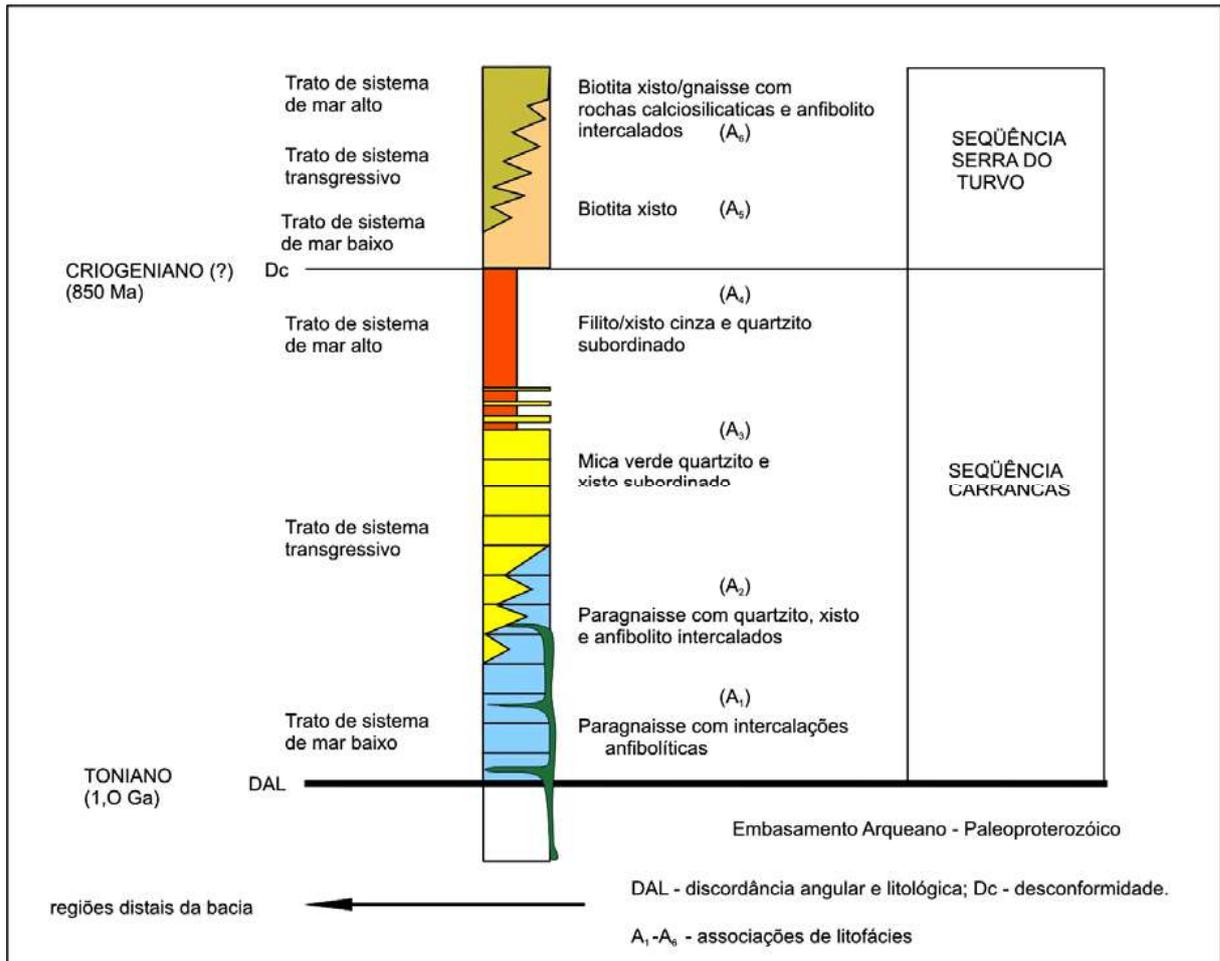


Figura 25 – Esquema Estratigráfico da Megasequência Andrelândia, relacionada nesse trabalho com as rochas estudadas (Ribeiro *et al.* 2003, modificado de Paciullo 1997).

### 3.2 Geologia Estrutural

Através de observações e análises de elementos como lineações, foliações, zonas de cisalhamento, padrões de dobramentos e interferências de dobras foi permitido o reconhecimento de três fases de deformação na área de estudo: D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub>. Em anexo estão os mapas de lineações L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub> e L<sub>3</sub>

#### 3.2.1 Fase de Deformação D1

A fase D<sub>1</sub> gerou uma grande dobra em bainha na unidade quartzítica, com dobras parasíticas simétricas fechadas a isoclinais (Fig.26), foliação principal contínua S<sub>1</sub> paralela a S<sub>0</sub> com atitude média de 200/60 (Fig. 27) e lineação de estiramento L<sub>1</sub> evidenciando transporte tectônico com direção ESE-WNW. Na Unidade Gnáissica a foliação S<sub>1</sub> é definida por níveis quartzo-feldspáticos, além da orientação de minerais placosos como biotita, hornblenda e epidoto. A lineação de estiramento tem mergulho variando desde E-SE a W-NW, com média de 100/15 e 275/15, respectivamente (Fig. 28). Indicadores cinemáticos tipo “delta”, relacionados a essa fase foram observados somente nos gnaisses, indicando sentido sinistral, principalmente ao norte da Serra do Macuco. (Fig. 29). Essa fase gerou o cavalgamento da unidade gnáissica e da unidade quartzítica sobre o embasamento autóctone, de transporte tectônico topo para E, com rampas laterais desse empurrão balizada pelas Serras do Macuco e Paraíso.



Figura 26– Dobras apertadas simétricas nas camadas de quartzitos. CG-102.

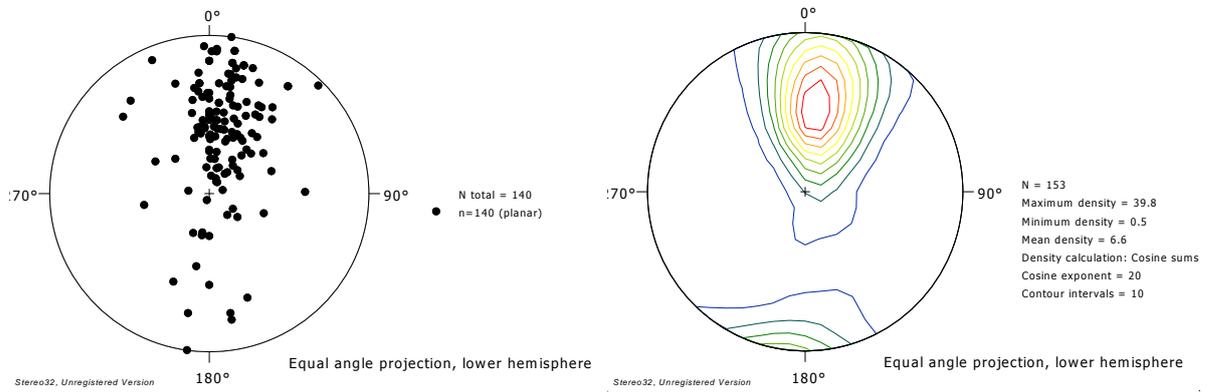


Figura 27- Estereograma contendo 153 medidas de planos de foliação de S1.

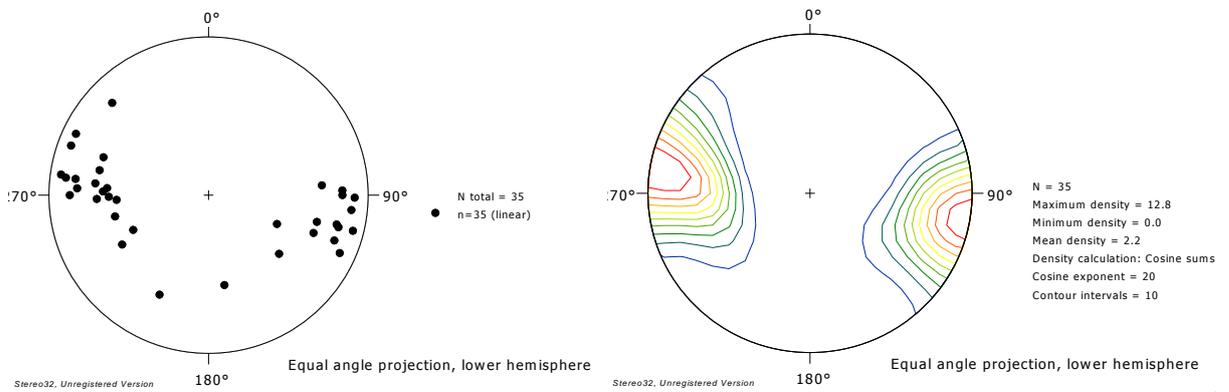


Figura 28- Estereograma com 35 medidas de lineações L1.

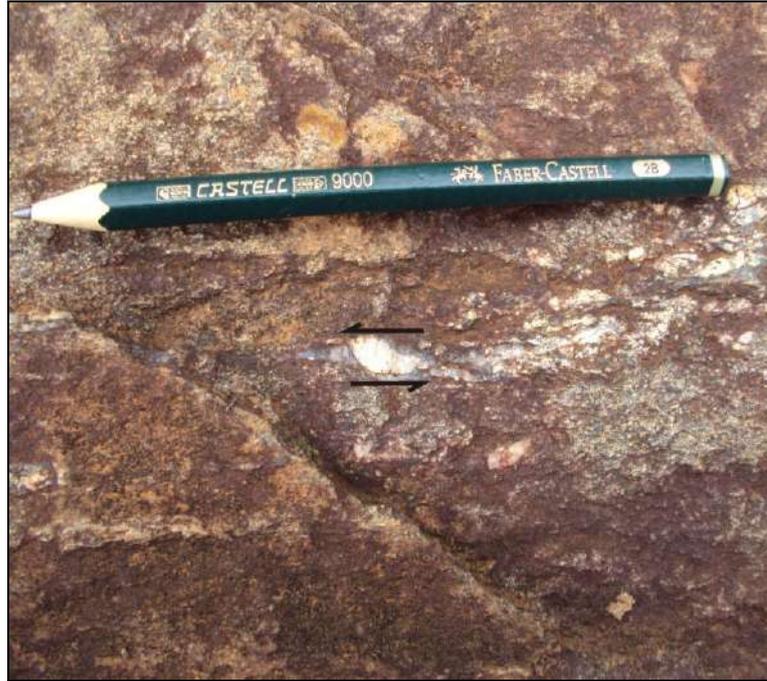


Figura 29– Indicador cinemático do tipo *delta* em feldspato mostrando sentido sinistral. Ponto BE-153.

### 3.2.2 Fase de Deformação D2

Está representada por uma grande dobra antiformal assimétrica plunjeante inclinada para sul, vergência para norte e eixos com mergulhos para E ou W, além de uma xistosidade plano axial  $S_{1+2}$ . Dobras parasíticas assimétricas são observadas na unidade gnáissica (Fig. 30), com eixos mergulhando desde E-SE a W-NW - média de 115/20 e 280/20 (Fig. 31). Estruturas de veios de quartzo *en echelon* (*vein gashes*) com cinemática sinistral estão associados a essa fase de deformação, pois cortam dobras assimétricas destrais da fase  $D_1$  (Fig. 32). Essa fase é relacionada à constrictão das rochas das unidades gnáissicas e quartzíticas durante a colocação do empurrão gerado pela fase  $D_1$ , tornando os eixos das dobras dessa fase quase paralelos às lineações de estiramento  $L_1$ .



Figura 30- Dobra assimétricas em “S” relacionada à fase D2. Ponto BE-7.

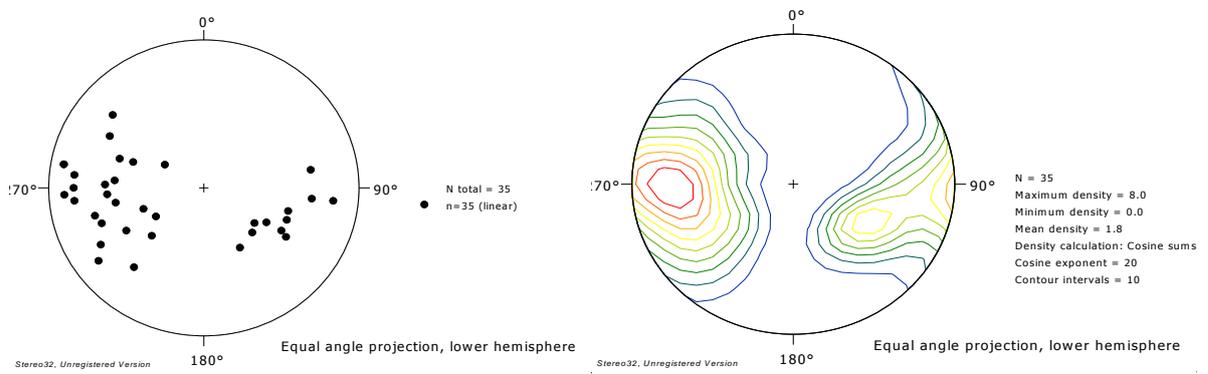


Figura 31- Estereograma com 35 medidas de L2, referentes a D2.



Figura 32- Veio de quartzo *em echelon* com sentido cinemático sinistral transpondo dobras destras. Ponto BE-61.

### 3.2.3 Fase de Deformação D<sub>3</sub>

A fase D<sub>3</sub> redobra as estruturas anteriores em uma grande dobra aberta simétrica plunjeante para sul e plano axial subvertical. Está caracterizada por suaves dobramentos observados principalmente na foliação dos quartzitos, como os da Serra do Paraíso e próximo a região da Represa de Furnas (CG- 102). Na unidade constituída por quartzitos micáceos, muscovita xistos, essas rochas comumente estão crenuladas. Na unidade gnáissica, quando representada por níveis mais xistosos ou biotíticos, podem também contem crenulações, ambas unidades sem geração de clivagem. O dobramento D<sub>3</sub> é identificado por dobras suaves inclinadas plunjeantes, com plano axial de atitudes 270/70 ou 90/70. Eixos de dobras e lineações de crenulação tem atitude média de 200/40 e 360/40 (Fig. 33).

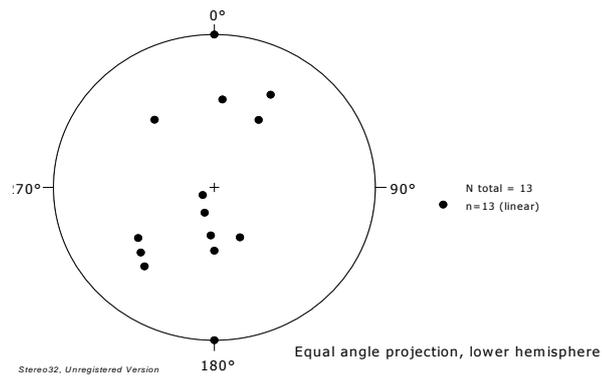


Figura 33- Estereograma mostrando lineações L3.

### 3.3 Microtectônica

Microestruturas relacionadas aos eventos deformacionais puderam ser identificadas e quando possível separadas de acordo com as fases deformacionais D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> e D<sub>3</sub>. Tais microestruturas, como indicadores cinemáticos, recristalização dinâmica, dobras redobradas são fundamentais para confirmação e aprimoramento dos dados de campo. Nesse tópico serão apresentadas algumas dessas microestruturas observadas em lâminas delgadas. As definições das microestruturas encontradas foram baseadas em dados de Passchier & Trouw, 2005.

A recristalização dinâmica afetou principalmente os cristais de quartzo e feldspato, nesse último gerando algumas vezes estruturas manto-e-núcleo (Fig. 34).

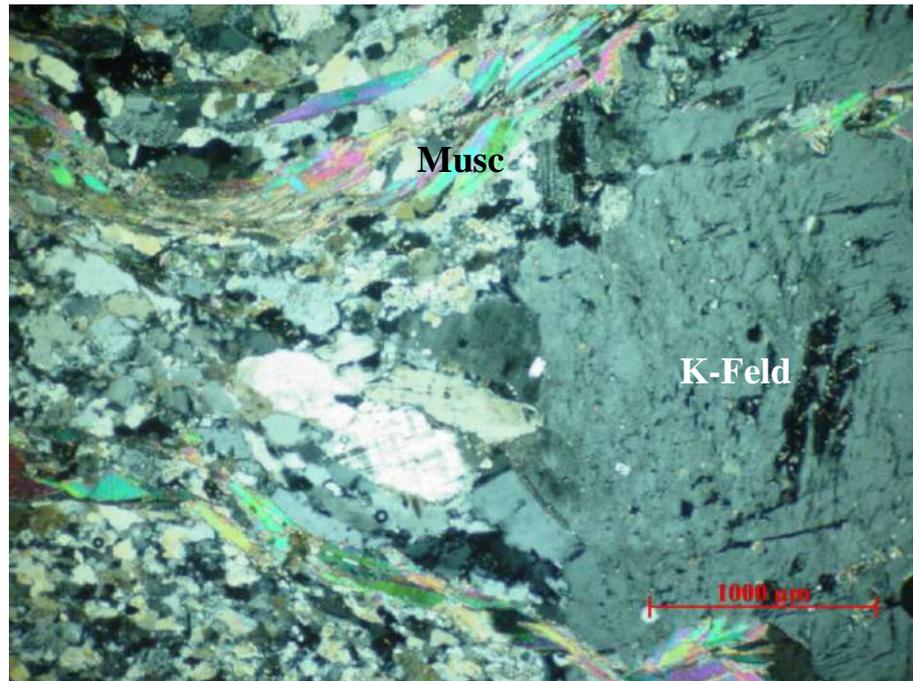


Figura 34- Detalhe de estrutura manto- e- núcleo em cristal de K-feldspato. Apesar de não ser possível observar o sentido cinemático devido ao tamanho do cristal, possui sentido dextral. Visada 2,5 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-79.

Deformações observadas nos cristais de quartzo evidenciam diferentes processos ocorridos durante a evolução das rochas estudadas. O processo *Bulging Recrystallisation* foi observado através do “arqueamento” do cristal de quartzo se separando do grão hospedeiro e formando novos grãos, em geral nas bordas dos cristais. Indo em direção ao centro, esse processo de recristalização gera subgrãos. Como esse tipo de recristalização é comum a baixas temperaturas, provavelmente atuou durante uma fase após o auge metamórfico, durante o retrometamorfismo (Fig. 35).

Subgrãos e novos grãos alongados, preferencialmente seguindo uma orientação relacionada aos grãos de quartzo paralelos ao plano axial das dobras  $D_3$  (Fig. 36), foram identificados como formados através do processo de *Subgrain Rotation Recrystallization*, já a baixas temperaturas.

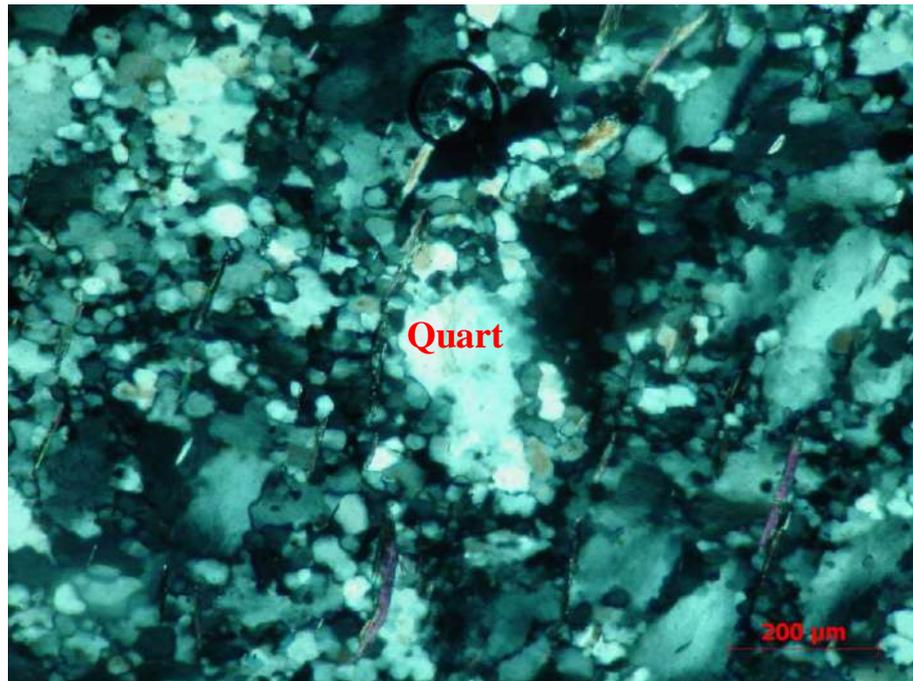


Figura 35- Processo de bulging recrystallization. Visada 10 mm. Polarizador cruzado. BE-59.

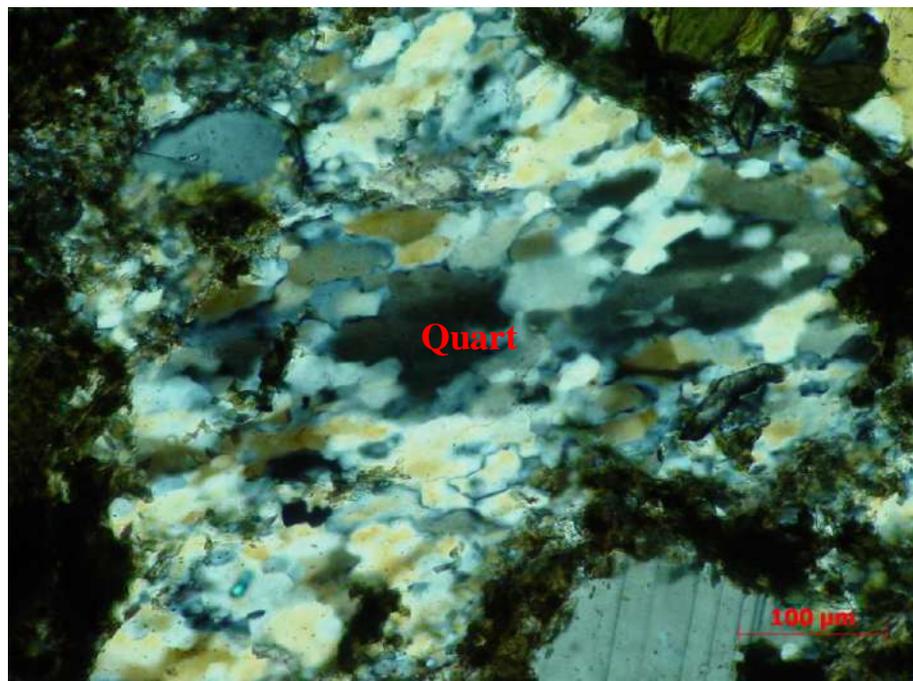


Figura 36- Cristais de quartzo formados a partir do processo *Subgrain Rotation Recrystallization*. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-69.

Durante o metamorfismo principal, temperaturas médias relacionadas à fácies anfibolito baixa atuaram nas rochas estudadas, aumentando a mobilidade dos grãos e permitindo que suas bordas pudessem aglutinar grãos adjacentes diminuindo defeitos na rede cristalina, através do processo de *Grain Boundary Migration* (Fig 37), predominando contatos lobados e poligonais. Em grãos de quartzo em contato com muscovita, a mesma funciona como uma barreira impedindo a migração do grão de quartzo, com este grão migrando apenas no contato com outro grão de quartzo, formando a estrutura *Pinning* (Fig 38).

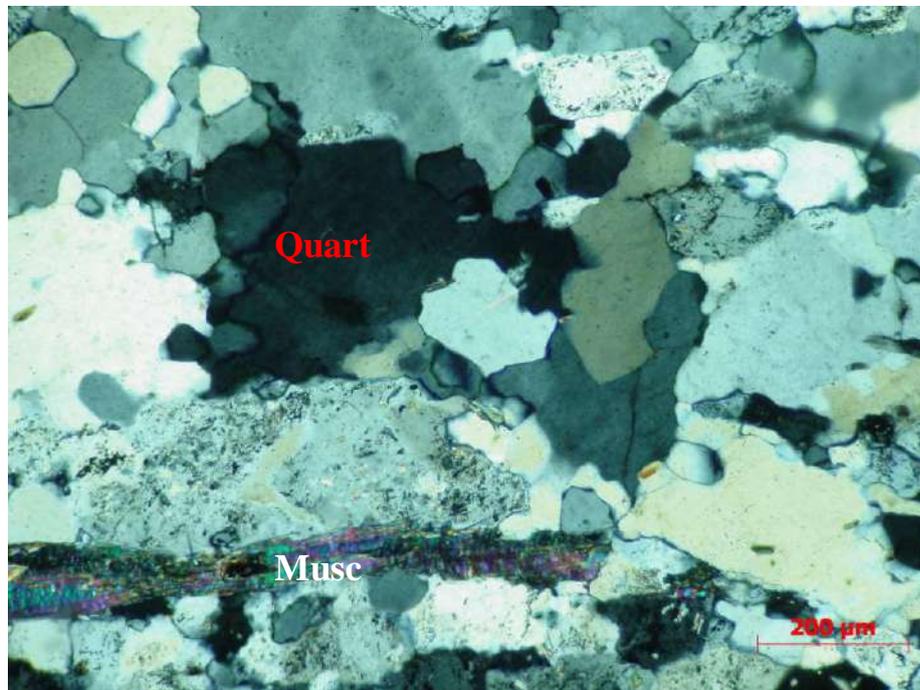


Figura 37- Grãos de quartzo formados pelo processo *Grain Boundary Migration*. Visada 10 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-79.



Figura 38- Migração do contato do grão de quartzo (grão claro) em direção ao grão adjacente (grão escuro). *Pinning microstructure*. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-79.

Microestruturas características de zonas de cisalhamento dúcteis foram identificadas, podendo algumas vezes confirmar a textura observada em campo e outras vezes até extrair informações complementares, como movimentos cinemáticos. *Shear bands* (planos S e C), porfiroclastos e *augens* são exemplos destas estruturas (Fig. 39, 40, 41 – A e B, 42). Padrão de interferência de estruturas também foram identificados, como dobras D1 em camadas milimétricas dispostas em dobras isoclinais de quartzo recristalizado, redobradas por D3, em dobras suaves (Fig. 43 – A, B, C e D).

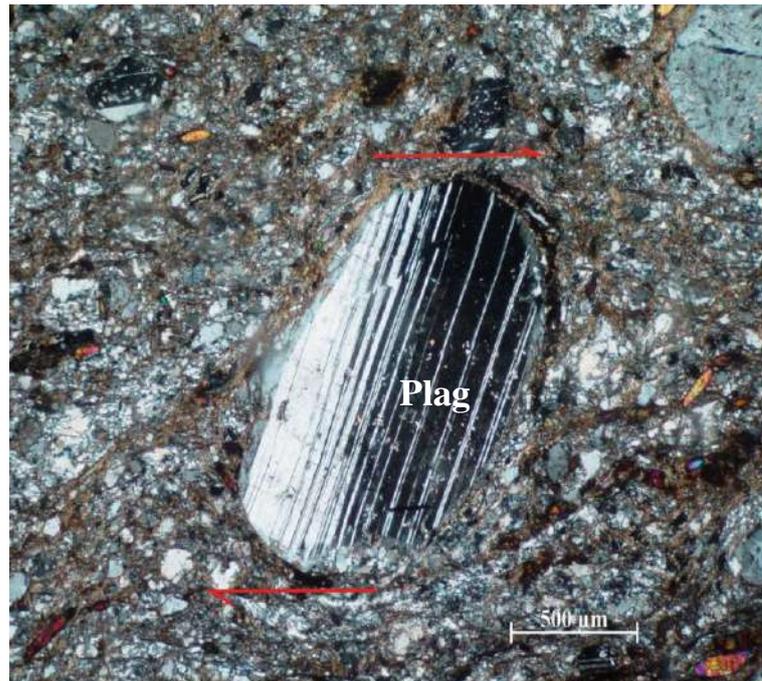


Figura 39 - Pórfiroclasto de plagioclásio com bordas recrystalizadas formando estrutura manto-e-núcleo. Indicador cinemático com sentido dextral. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-30.



Figura 40- Pórfiroclasto de plagioclásio sem manto com concentração de muscovita nas faces delgadas, sugerindo sentido dextral. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-30.

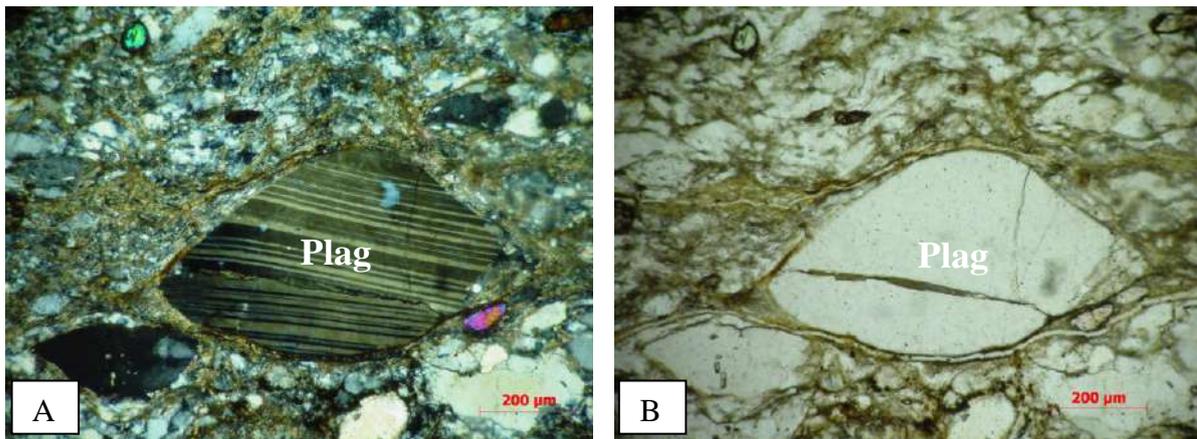


Figura 41- *Augen* de plagioclásio com bordas delgadas recristalizadas. A- Polarizador cruzado. B-. Polarizador paralelo. Visada 10 mm BE-30.



Figura 42- *Shear bands* com sentido dextral. A titanita e o epidoto estão paralelos ao plano *s* e foram gerados durante D1. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. BE-11.

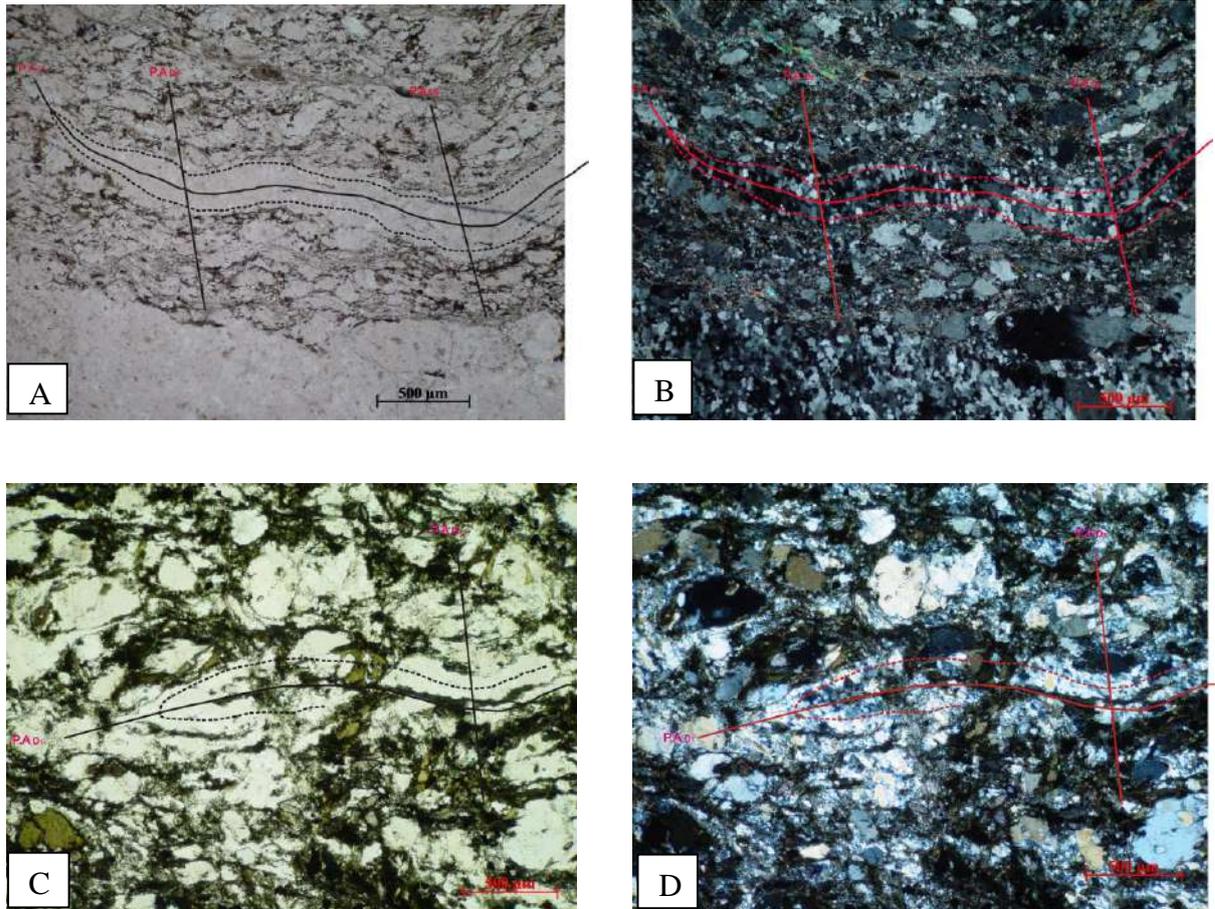


Figura 43- Dobra isoclinal D1 redobrada por D3. A-. Polarizador paralelo. B- Polarizador cruzado. BE-61. Visada 4 mm. C-. Polarizador paralelo. D- Polarizador cruzado. Visada 4 mm. BE-69.

### 3.4 Metamorfismo

As condições de metamorfismo aos quais as rochas foram submetidas pode ser estimadas a partir das associações mineralógicas metamórficas. O metamorfismo principal foi interpretado como desenvolvido durante a primeira fase de deformação D1, observado na unidade gnáissica e na unidade metagrauvaca associada. Após esse metamorfismo, há a ocorrência de um metamorfismo retrógrado, melhor observado também nessas rochas. A fácies quartzíticas, não geraram bons indicadores metamórficos, devido a sua relativa homogeneidade mineralógica.

Na Unidade Gnáissica, na fácies (hornblenda) biotita gnaïsse, a biotita, o epidoto, a clinozoisita e a titanita estão em equilíbrio, observados paralelos a planos *S* e planos *C* de cisalhamento (Fig 44). Essa associação é típica de rochas em fácies xisto verde alta a anfibolito baixa. Outra associação é dada por hornblenda + epidoto + biotita + titanita + plagioclásio, confirmando um grau metamórfico para essas rochas dentro da zona de fácies anfibolito (Fig. 45). Na fase retrógrada, a muscovita substitui a biotita, em geral paralela ao planos *C* de *shear bands* (Fig. 46). Essa substituição foi considerada como um retrometamorfismo para faces xisto verde de baixo grau. Essa rochas, ao menos no ponto BE-12, está retrometamorfisada na fácies xisto verde baixo a fácies subxisto verde, fato indicado pela presença de estilpnomelana no interstício dos minerais, provavelmente ocasionado por grande entrada de fluido na rocha (Fig.47).

As fácies biotita muscovita gnaïsse, como as outras fácies desta unidade está dentro do limite entre a fácies metamórfica xisto verde e anfibolito, com minerais metamórficos representados pela biotita e pouco epidoto. Essa rocha foi retrometamorfisada para fácies xisto verde baixa, sendo a biotita substituída pela muscovita e clorita (Fig. 48).

As rochas pertencentes às fácies metagrauvascas possuem associação metamórfica biotita, epidoto e titanita em mínimas porcentagens (menor que 2% na moda). O ponto BE-87 também tem como minerais metamórficos pequena quantidade de hornblenda e granada (Fig. 49 – A e B). Essa associação pode ser interpretada como estando entre a fácies xisto verde e anfibolito. Minerais retrógrados nessa rocha é a muscovita que em geral ocorre bordejando os porfiroclastos e o epidoto, saussuritizando o plagioclásio por perda de Na e Al (Fig. 50).

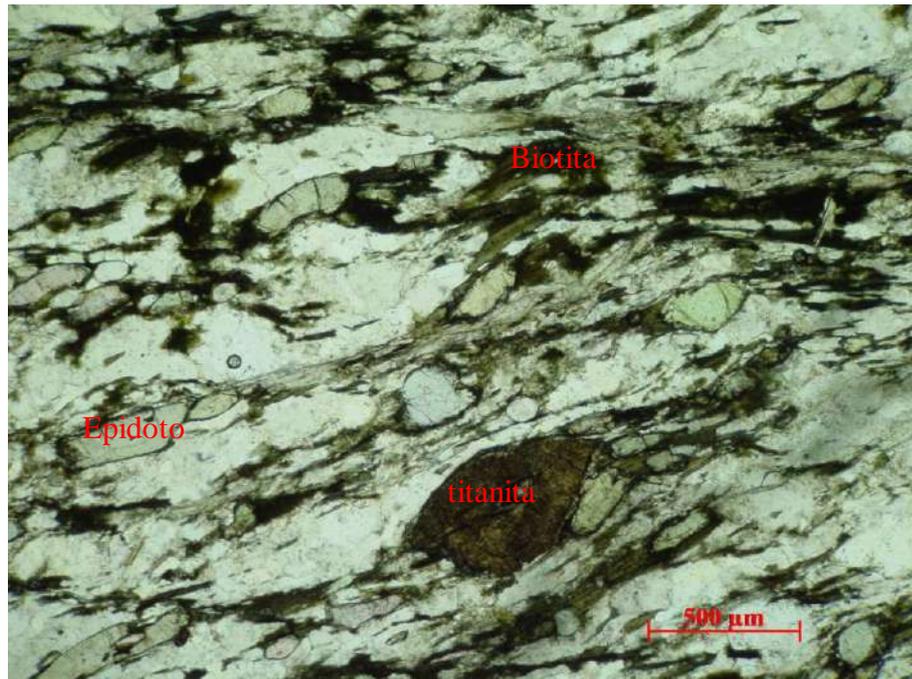


Figura 44- Biotita e epidoto paralelos aos planos S e C. Visada 4 mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-11.

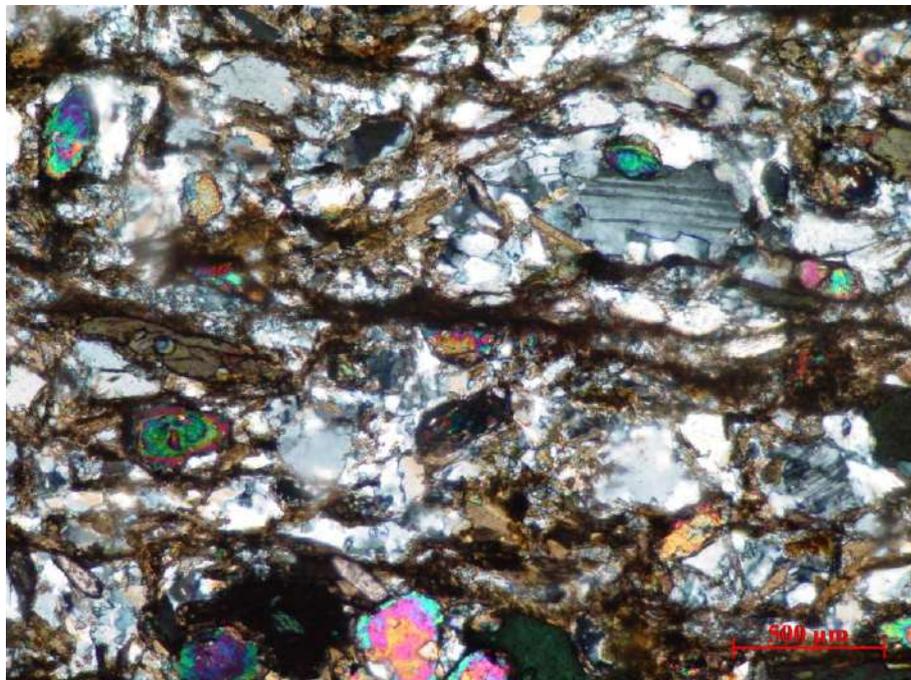


Figura 45- (Hornblenda) biotita gnaiss e sua associação mineral composta por hornblenda, epidoto, plagioclásio e titanita, em fácies anfíbolito. Visada 4 mm. Polarizador cruzado. BE-51B.

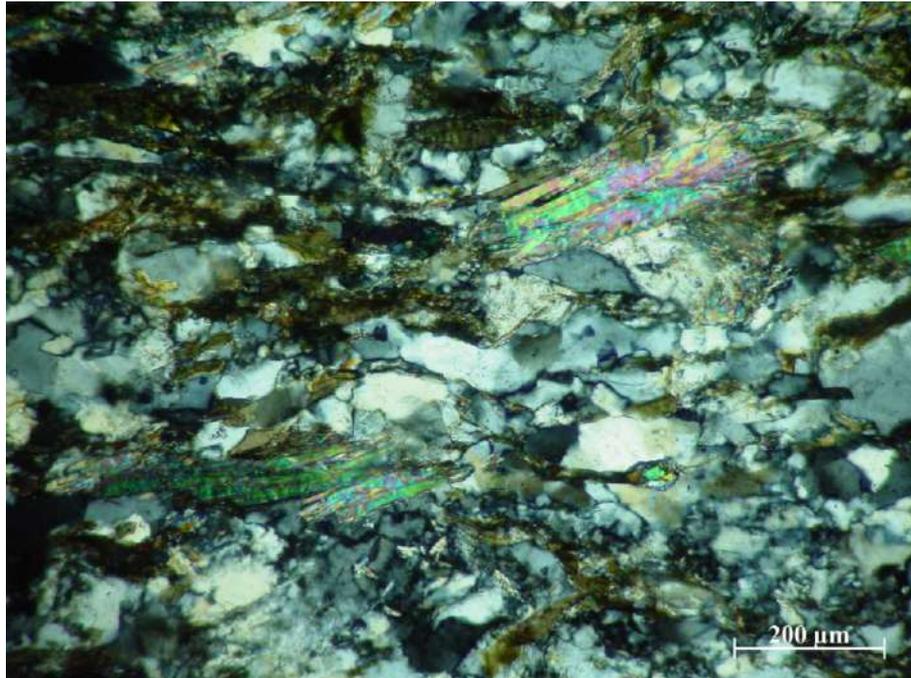


Figura 46- Muscovita substituído biotita evidenciando retrometamorfismo na fácies biotita gnaiss. Visada 10 mm. Polarizador cruzado. Ponto BE-7.

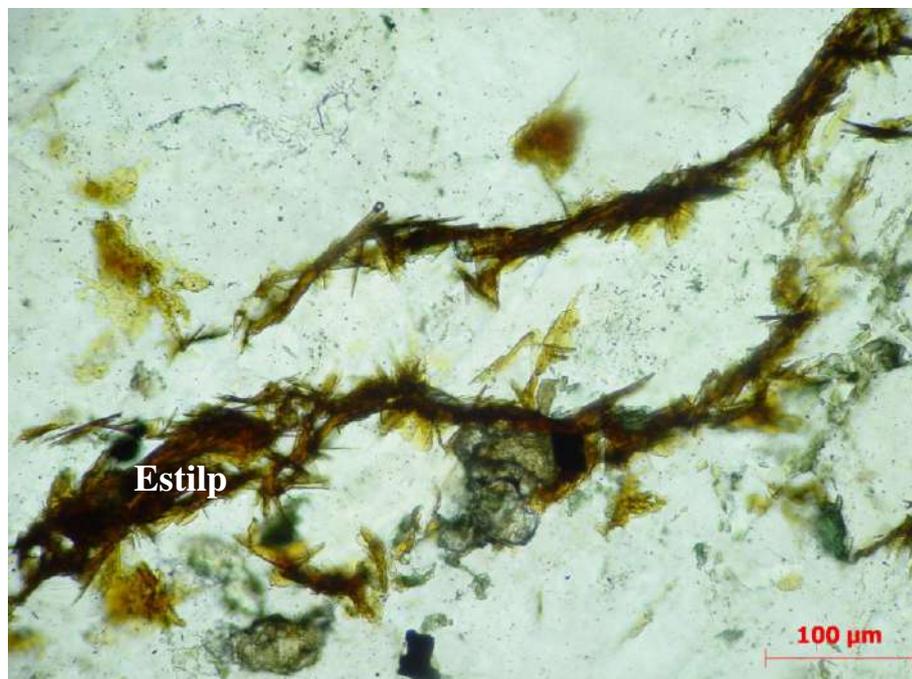


Figura 47- Estilpnomelana formada em aglomerados de cristais aciculares. Visada 2 mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-12.

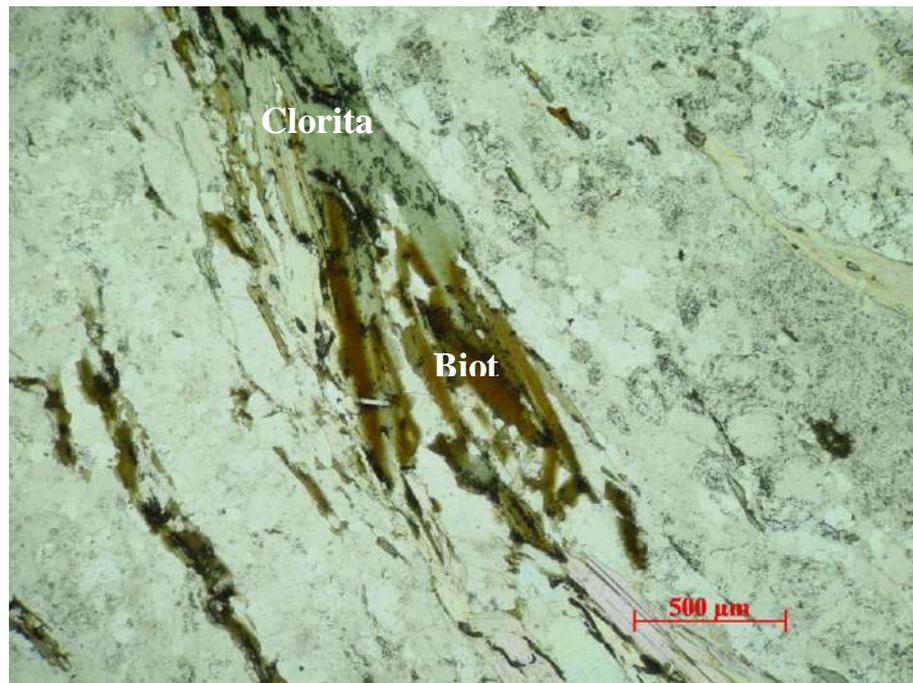


Figura 48- Biotita sendo substituída por clorita nas fácies biotita muscovita gnaiss. Visada 4 mm. Polarizador paralelo. Ponto BE-79.

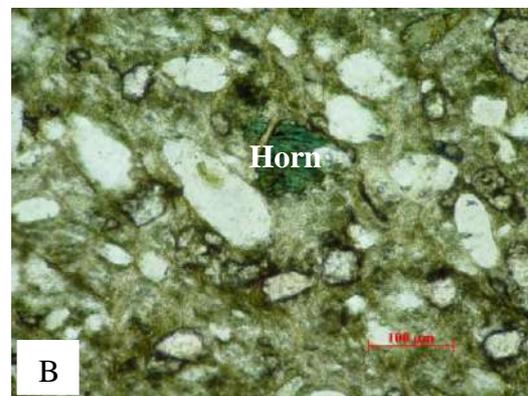
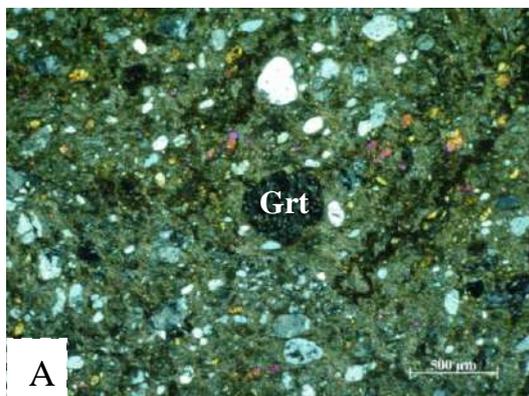


Figura 49 - Associação mineralógica da metagrauvaca. Granada, epidoto e biotita (A), e hornblenda (B). Visada 4 mm. Polarizador cruzado. BE-87 (A). Vizada 2 mm. Polarizador paralelo. BE-87 (B).

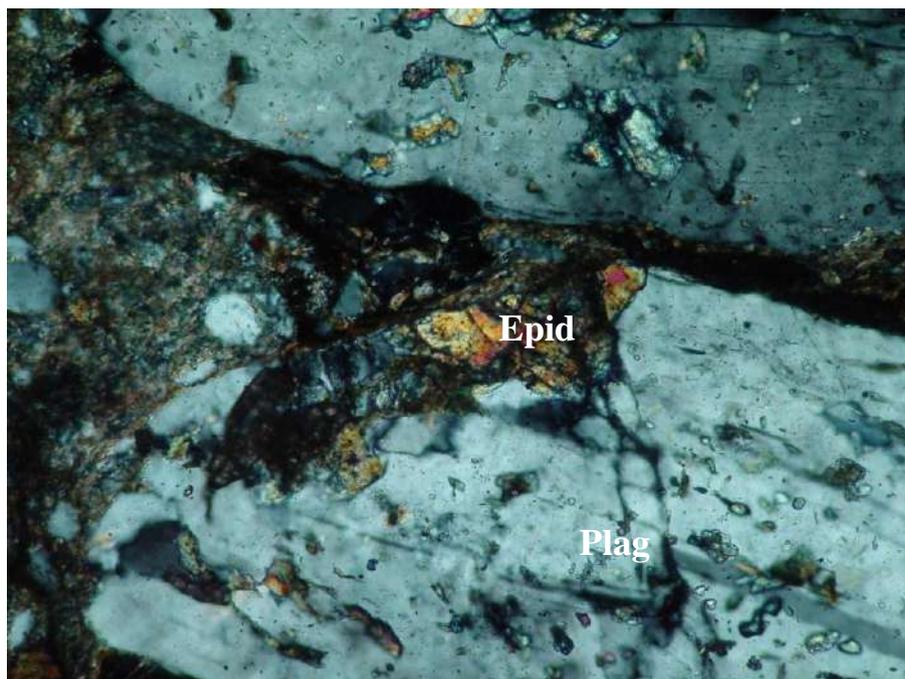


Figura 50- Saussuritização em plagioclásio nas litofácies metagrauvaca. Visada 2 mm. Polarizador cruzado. BE-87.

### 3.5 Geofísica

Os dados geofísicos (gamaespectometria e magnetometria) foram obtidos a partir de um levantamento aéreo com espaçamento de 500 m e leituras aproximadamente a cada 8 m para magnetometria e 40 m para gamaespectometria, voado a 100 m de altura.

O objetivo da utilização desses dados foi à tentativa de identificar as estruturas regionais através da magnetometria, relacionando com a textura das rochas mapeadas, e confirmação de contatos litológicos e diferenciação dos corpos para a gamaespectometria.

#### *Dados da Magnetometria:*

Os mapa magnético utilizado para observação de estruturas foi o mapa magnético de 1° derivada, que tem como objetivo realçar anomalias de alta frequência para identificar anomalias próximas à superfície. Esses dados mostram trends de lineamentos magnéticos

preferencialmente WNW-ESSE. Esses lineamentos podem ter relação com zonas de cisalhamento ou diques, como no caso a extremo noroeste com direção NW-SE. A sul do limite da área ocorre o predomínio de lineamentos E-W enquanto ao norte, ocorre o predomínio de lineamentos NW-SE. Essa tendência é derivada das relações entre as *nappes* Varginha-Guaxupé e de Passos (Valeriano *et al.*, 2004). A primeira nappe possui majoritariamente lineamentos de direção E-W relacionados aos empurrões com transporte tectônico dessa mesma direção enquanto a nappe de Passos possui lineamentos em geral NW-SE referentes ao transporte tectônico durante sua colocação nessa mesma direção (Fig. 51).

Dentro do limite da área estudada, observam-se fortes contrastes representados por feições magnéticas alongadas. Essa série de contrastes magnéticos pode representar corpos ora magnéticos ora não, intercalados. Rochas magnéticas realmente foram observadas em campo, como no ponto BE-69 (Fig. 52).

A textura milonítica é uma textura muito presente nas rochas estudadas. Como esses lineamentos estão sempre próximos a rochas miloníticas, pode-se considerá-los como lineamentos que representam faixas de zonas de cisalhamento. Essas faixas através da correlação com as rochas deformadas foram separadas em duas zonas de cisalhamento de direção aproximadamente WNW-ESSE (Fig. 53).

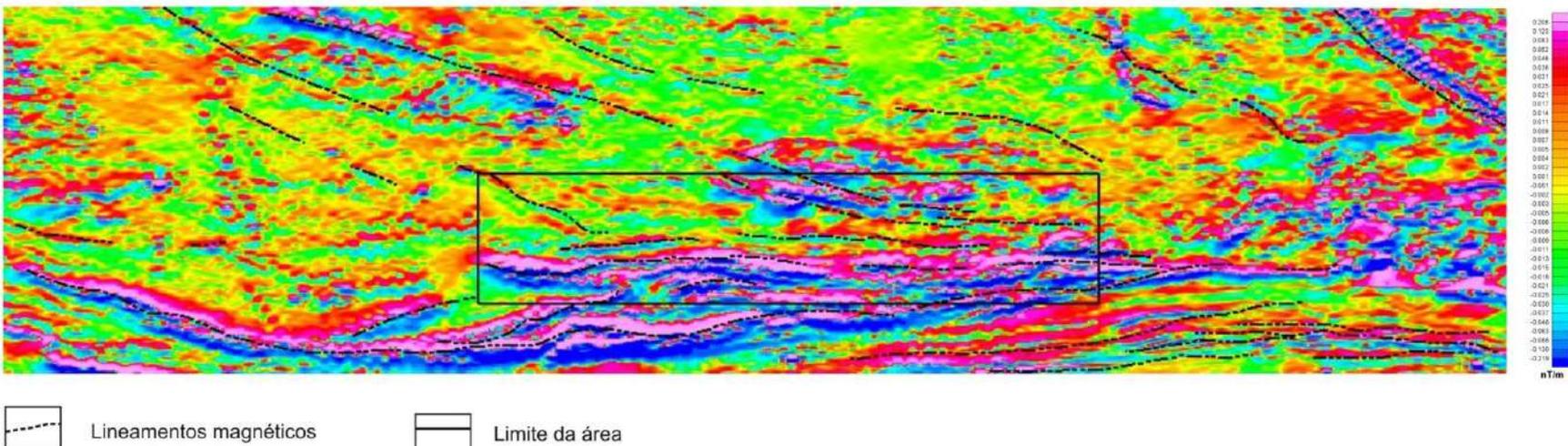


Figura 51- lineamentos magnéticos regionais. Notar que lineamentos a sul são predominantemente E-W e a norte NW-SE.

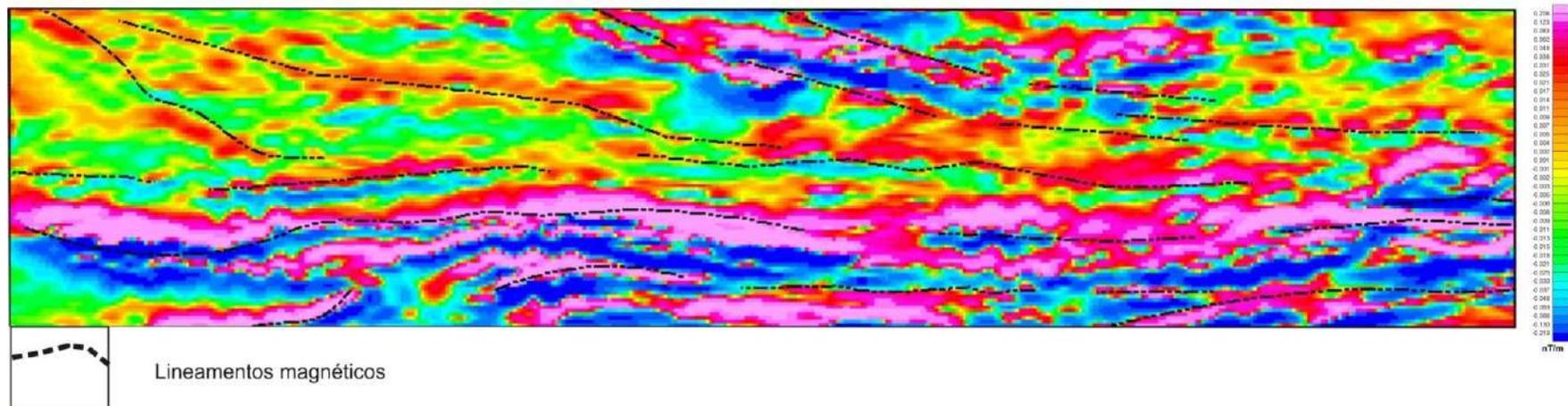


Figura 52- Lineamento magnético da área estudada.

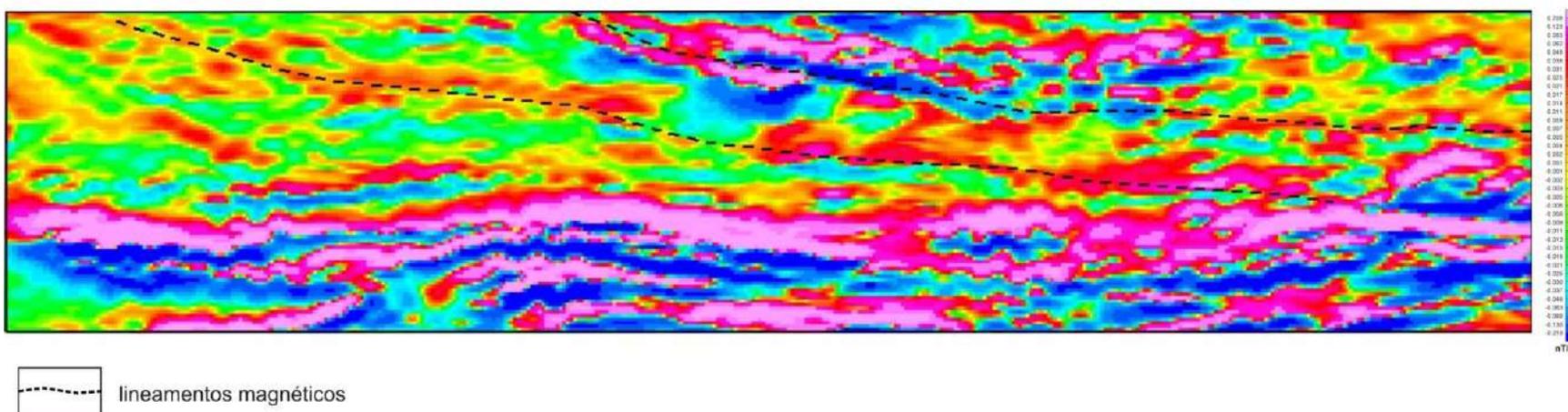


Figura 53- Lineamentos principais definindo zonas de cisalhamento.

*Dados da Gamaespectrometria:*

A aquisição de dados a partir da gamaespectrometria é feita através de um sensor que capta radiações gamas liberadas pela rocha, dentro dos canais de K, Th e U. A quantificação desses elementos da rocha é feita através da contagem de pulsos que atravessam o receptor (cristal). Quanto maior o pulso maior a quantidade do elemento na rocha.

Os dados utilizados foram os dados determinados pelo canal de K e Th. O canal de urânio se mostrou muito disperso não sendo um dado bom para interpretação.

Para o canal de K, a unidade quartzito micáceo intercalado com muscovita xisto apresenta baixa contagem, podendo ter pontos de alta. Essa característica pode ser devido a intercalações do xisto nas camadas. Ao norte, o biotita muscovita gnaisse apresenta alto teor de potássio. Essa quantidade de potássio na rocha pode ser devido aos minerais como muscovita e K-feldspato, contido nessas rochas ou em intercalações xistosas. Ao sul da área mapeada, alto teor de potássio pode ser relacionado ao K-feldspato e o stilpnomelano em menor razão. Em geral, a unidade gnáissica possui maiores teores de potássio em detrimento da unidade quartzito intercalado com muscovita xisto, não sendo porém uma relação constante e definitiva para distinção entre as duas unidades (Fig 54). Essa comparação pode ser feita a partir do mapa geológico em anexo. Para a unidade metagrauvaca associada com quartzito, a nordeste da área, os teores observados são razoavelmente altos até muito baixos.

Em relação ao canal de Tório, os maiores teores foram observados a sul da área, na unidade gnáissica. Esses altos teores podem ser relacionados a cristais de alanita nessas rochas, vistas muitas vezes associadas à epidoto na típica textura *ovo frito*. Baixíssimos teores são observados na unidade quartzito intercalado com muscovita xisto e médios a altos teores são encontrados na unidade metagrauvaca associada com quartzito (Fig. 55)

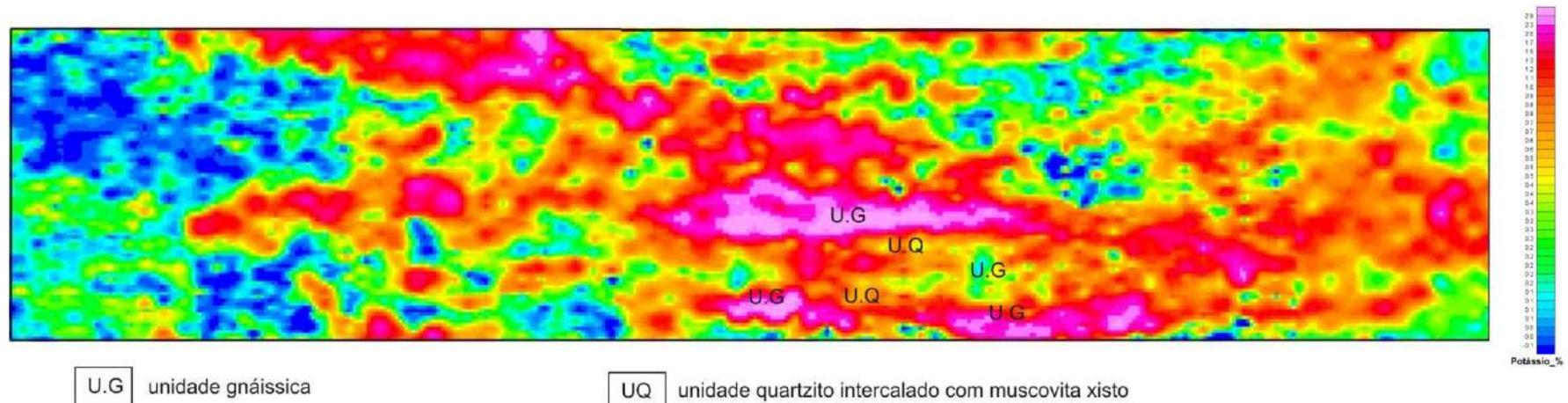


Figura 54- Canal de Potássio mostrando que em geral os maiores teores são determinados pela unidade gnáissica.

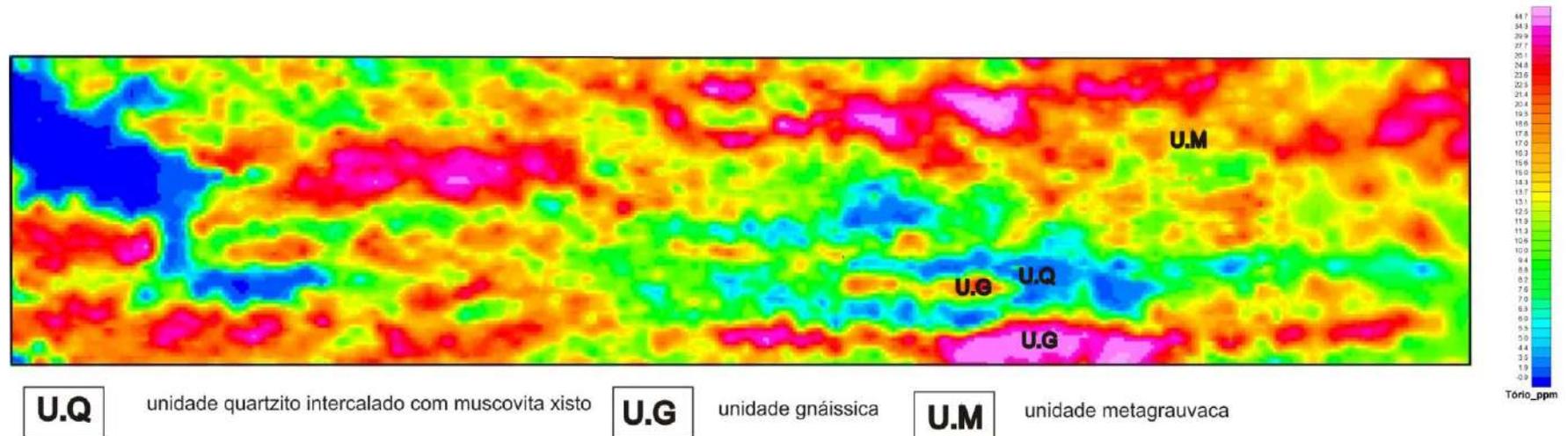


Figura 55- Canal de tório representando as variações nos seus teores. O quartzito possui muito baixos teores. As outras unidades, como observadas, possuem variação nesses teores.

Os dados do canal de tório e potássio, associados, foram importantes para definir os contatos entre as unidades, principalmente entre as unidades gnáissica e metagrauvaca associada com quartzito, através dos evidentes contrastes de radiação.

### **3.6 Correlação com a Geologia Regional e Conclusões**

As rochas mapeadas são interpretadas como pertencentes à Sequência Depositional Carrancas, Megassequência Andrelandia (Ribeiro *et al.*, 2003). As fases deformacionais e os eventos de metamorfismo identificados são considerados como produto da Orogenia Brasileira, durante a formação da Faixa Brasília (Almeida, 1967, 1968; Fuck *et al.*, 1994). A fase de deformação D<sub>1</sub> gerou uma grande dobra em bainha associada a empurrão com transporte tectônico de topo para ESE, foliação principal continua S<sub>1</sub> e lineação de estiramento L<sub>1</sub>. Foi acompanhado por metamorfismo regional de temperatura e pressão intermediárias chegando à fácies anfibolito (assembléia mineral hornblenda+ biotita+ plagioclásio+ epidoto+titanita). As duas zonas de cisalhamento que balizam as serras do Paraíso e Macuco parecem corresponder às rampas laterais desse empurrão com movimentos sinistrais e destrais, respectivamente (Fig. 56). A fase D<sub>2</sub> está representada por uma grande dobra antiformal assimétrica plunjeante inclinada para sul, vergência para norte e eixos com mergulhos para E ou W, além de uma xistosidade plano axial S<sub>1+2</sub>. É interpretada como uma fase constrictiva durante a colocação da lasca tectônica, portanto, progressiva em relação a D<sub>1</sub>. Provavelmente é nessa fase que ocorre o retrometamorfismo mencionado, concomitante com o movimento contínuo das zonas de cisalhamento das rampas laterais. A fase de deformação D<sub>3</sub> redobra as estruturas anteriores em dobras abertas simétricas plunjeantes para sul e planos axiais subverticais.

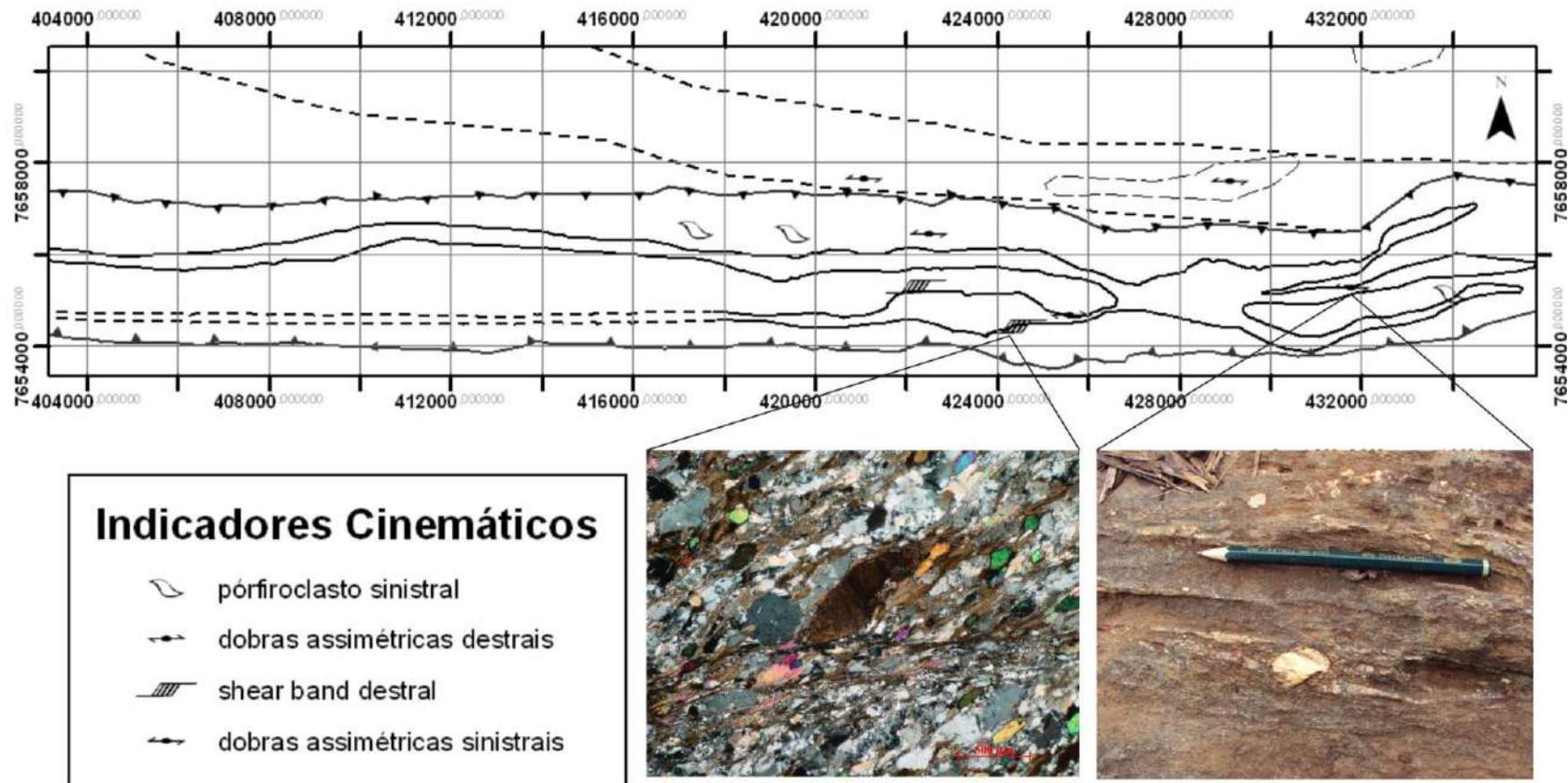


Figura 56- Indicadores cinemáticos relacionados ao transporte tectônico para ESE.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. (1981). O Crato do Paramirim e suas Relações com o do São Francisco. Anais do Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Belo Horizonte, 10p.
- Alkmin, F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brasil:evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90:29—58.
- Avelar, A.N., Carneiro, S.R.C., Campos, J.C.S. Carneiro, M.A. 2002.Nova ocorrência de ultramafitos na porção meridional do Cráton São Francisco e sua possível correlação geológica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, Anais, p.415.
- Branco J.J.R. 1957. Conglomerado do Samburá, MG. *An. Acad. Bras. de Ciências*, **28**:295-302.
- Campos, J.C.S.2004. O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como Limite dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: Evidências Geológicas, Geoquímicas (Rocha Total) e Geocronológicas (U-Pb). Programa de Pós-Graduação Em Evolução E Recursos Naturais, Universidade Federal De Ouro Preto, Dissertação de Doutorado, 191 p.
- Carneiro, M.A., Nalini. J.R. H.A., Endo, I., Suita M.T.F., Castro P.T.A., Barbosa, M.S.C., Campos, J.C.S., Goulart, L.E.A, Silva, E.F, Pereira, A.A., Alvares, T.D., Jiamelaro, F., Carneiro, J.M, Mariano, L.C., Miguel, F.P., Silva, Jr. A.C., Barbosa, A.S., Prado, G.E.A., Santos, C & Urbano, E.M.C.2006. Mapas Geológicos das Folhas Campo Belo e Oliveira. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Convênio UFOP-CPRM. Relatório Final. 192p.
- Carneiro M.A., Teixeira W. 1998., Carvalho Jr.I.M., Fernandes, R.A.1998b Enialic Tectonic Setting of the Archean rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:189-200.
- Carneiro, M.A.:1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233 p.
- Carvalho, S.G.; Soares, P.C.; Antônio, M.C.; Zarnardo, A. & Oliveira, M.A.F. Geologia da seqüência vulcano-sedimentar de Alpinópolis (MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 23:38-51, 1993.
- Castro P.T.A., Dardenne M.A. 1995. O conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, Neoproterozóico) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da Serra da Pimenta, SW de Minas Gerais: um sistema de fan-delta. *Geonomos* **3**(2):35- 41.

- Cavalcante, J.; Cunha, H.C.S.; Chieregatti, L.A.; Kaefer, L.Q.; Rocha, J.M.; Daitx, E.C.; Coutinho, M.G.N.; Yamamoto, K.; Drumond, J.; Rosa, D.B. & Ramalho, R. 1979. Projeto Sapucaí, estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, Relatório Final de Geologia. DNPM/CPRM, 229p. Brasília.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30. Recife, *Anais*, 2: 597-610.
- Dardenne M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco e Suas Faixas Marginais, 1. Salvador, *Anais*, 140-157.
- Ebert, H. 1956<sup>a</sup>. Relatório sobre a atividade durante o ano de 1956. Tectônica do Pré-cambriano (São João Del Rei). In: Relatório Anual do Diretor ano 1956, DGM, Rio de Janeiro: p. 69-81.
- Karfunkel J., Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 65: 1-21.
- Neto, V.M.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Neves, B.B.B. 2004. Brasil. Geologia do Continente Sul-americano. São Paulo, Editora Beca. 673.
- Noce C.M. 1995. Geocronologia dos eventos Magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128p.
- Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Cherman, A., Chrispin, S., Maciel, R.R. 2007. Geologia da Folha Nepomuceno SF-23-V-D-III. Escala 1:100000. Programa Geologado Brasil. Convênio UFRJ-CPRM. Relatório Final.
- Paciullo F.V.P. 1997. A sequência deposicional Andrelândia. Instituto de Geociências, Universidade Federal Do Rio De Janeiro, Dissertação De Doutorado, 245 p.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 2005. Micro-tectonics. Berlin, Alemanha, Springer, p 366.
- Petri, S., Suguio, K. 1969. Sobre os metassedimentos do extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo, convênio USP/DAEE (Publicação especial).
- Romano, A.W.; Bertrand, J.M.; Michard, A.; Zimmermann, J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilatère ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). *Compt Rend Acad Sci Paris*, 313:1195-1200.
- Teixera, W., Sabaté, P., Barbosa J., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South American, PP.:101-137.

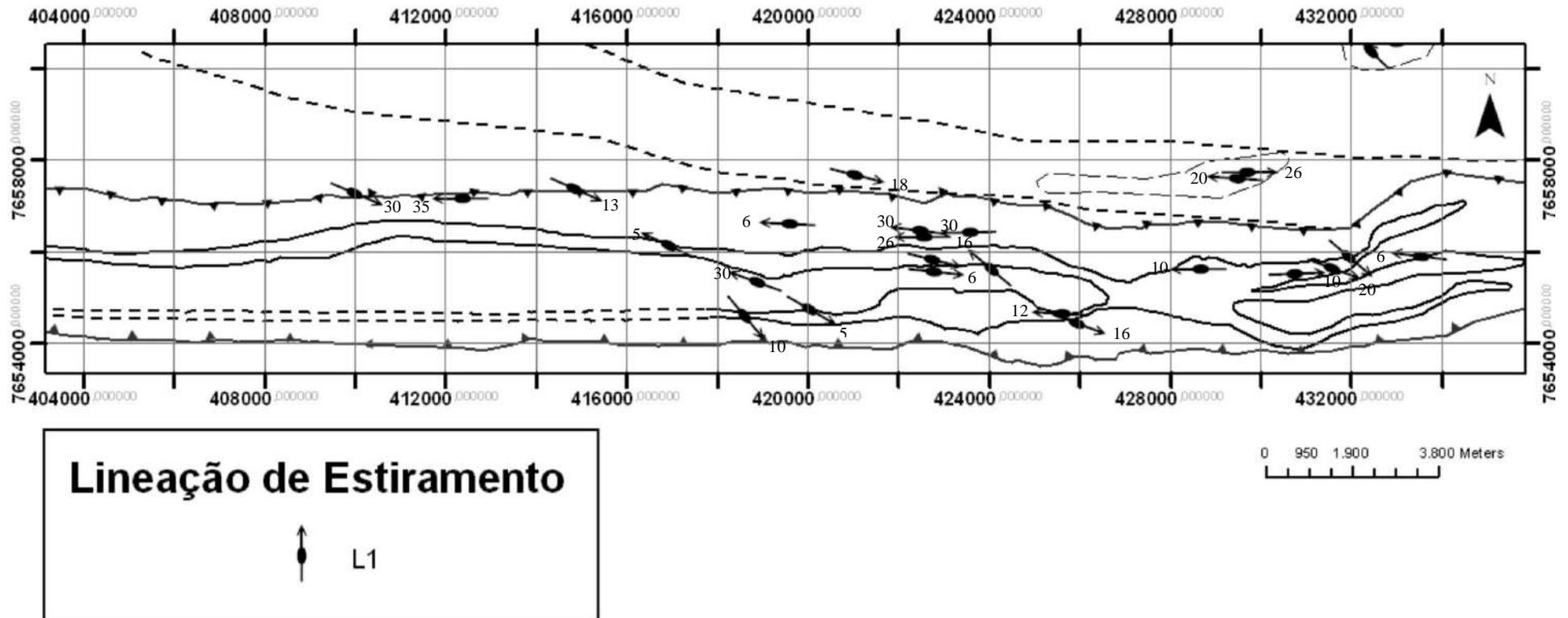
- Teixeira, W., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Sato K. 1998. Poliphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil. SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:279-289.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. Na outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco cráton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53:01-22.
- Teixeira, N.A., Gaspar J.C., Brenner T.L., Cheney J.T., Marchetto, C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas-MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 12:562-571.
- Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A. & Paciullo, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia Go, Anais... Goiânia, SBG, vol. 2:972-986.
- Turbay, C.V.G. 2009. Caracterização Petrográfica e Geocronológica do Complexo Campos Gerais (Arqueano/ Paleoproterozóico), Minas Gerais, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade Estadual Do Rio de Janeiro, Dissertação de Doutorado, 157 p.
- Turbay, C.V.G; Valeriano, C.M; Rossi, A.; Silva, G. M. R. 2008. Geologia do Complexo Campos Gerais ao Sul de Alpinópolis, Sudoeste de Minas Gerais. *Geonomos*, 16 (2): 79-90.
- Valeriano, C.M. 1999. A Faixa Brasília Meridional com ênfase no Segmento da Represa de Furnas: Estado atual do conhecimento e Modelos de Evolução Tectônica. Tese de Livre Docência. Departamento de Geologia Regional e Geotectônica. UERJ.
- Valeriano, C.M.; Machado, N.; Simonetti, A.; Valladares, C.S.; Seer, H.J. & Simões, L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of west gondwana. *Precambrian Research*, 130: 27-55.

**ANEXO A**

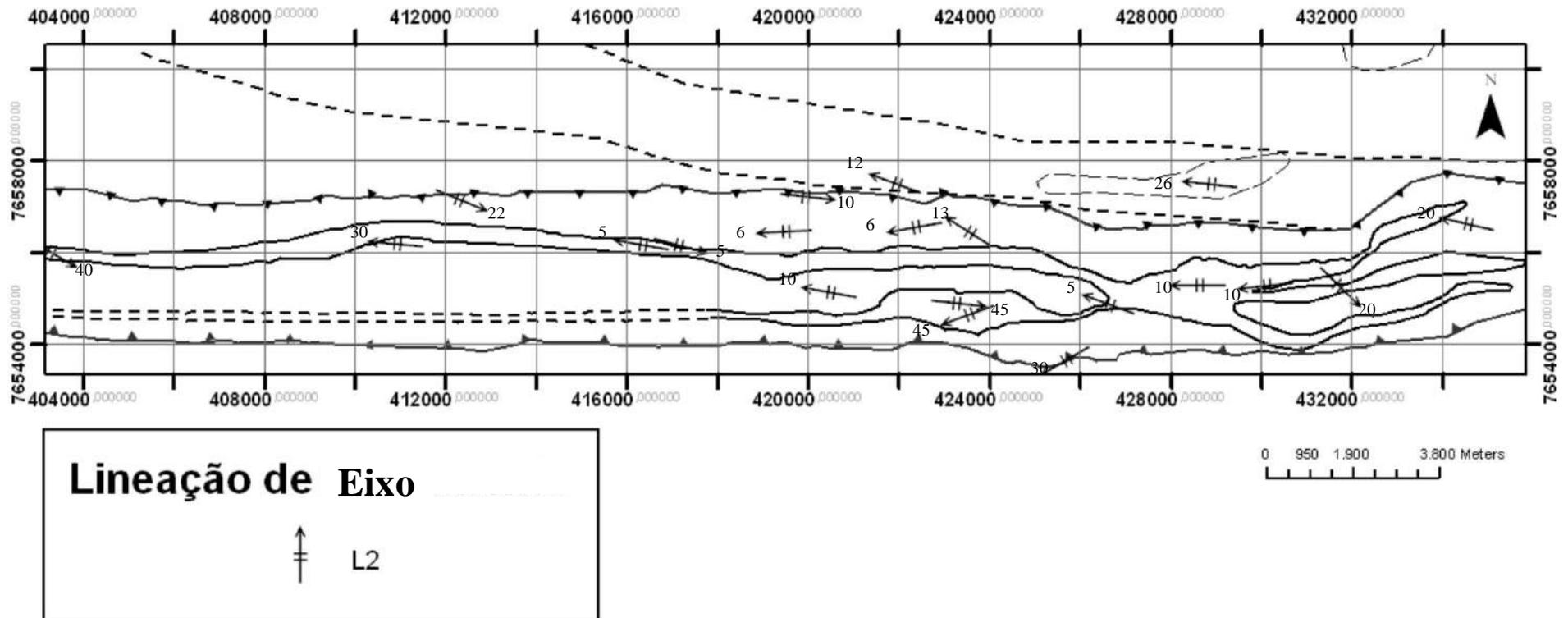
MAPA DE LINEAÇÕES L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub> e L<sub>3</sub>

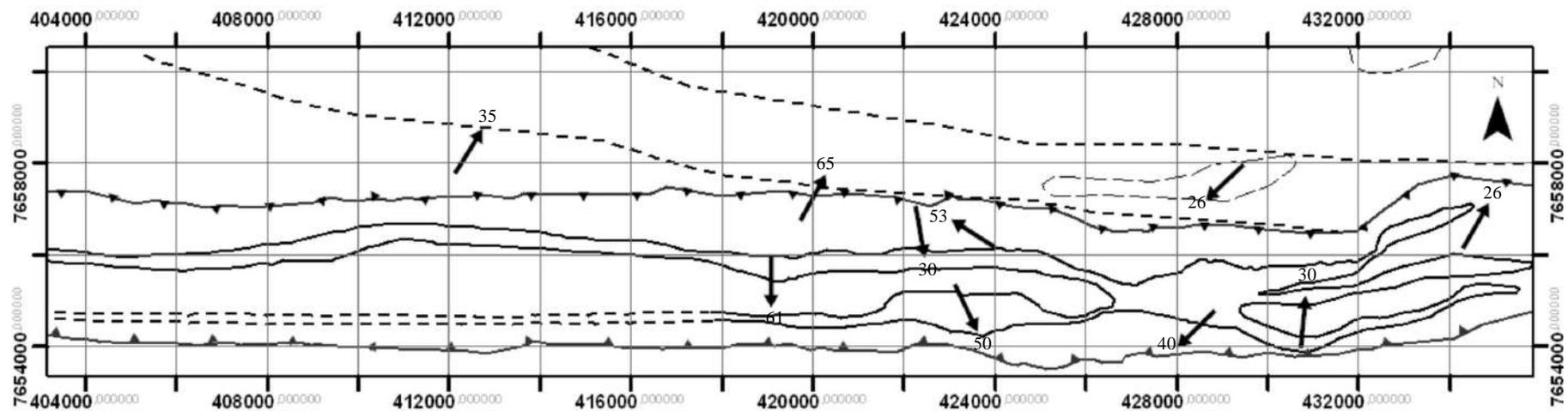


## MAPA DE LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO L1



## MAPA DE LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO L2



MAPA DE LINEAÇÕES L<sub>3</sub>

**Lineação de Eixo**

**Estruturas**

↑ L<sub>3</sub>

0 950 1.900 3.800 Meters

**ANEXO B**  
**MAPA DE PONTOS**

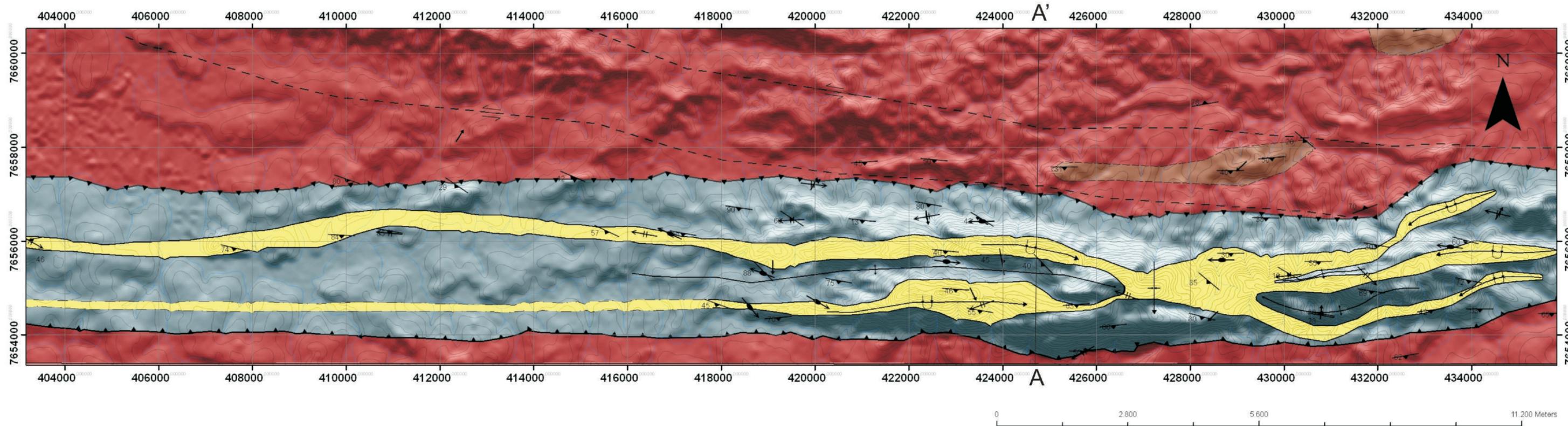


**ANEXO C****TABELA DE COMPOSIÇÃO MODAL**

COMPOSIÇÃO MODAL DAS AMOSTRAS LAMINADAS (%)											
LÂMINAS	BE-07	BE-11	BE-12	BE-30	BE-51	BE-59	BE-61	BE-63	BE-69	BE-79	BE-87
QUARTZO	43,3	31,3	47,3	34	28	86	47,6	78,5	29,5	42	15
PLAGIOCLÁSIO	11	13,5	20	29	22,4		24,6	4,5	30,4	28,3	22,7
K-FELDSPATO	8	16,5	10,7				1	4,5		13,7	
BIOTITA	23,4	8	1	24,1	14		12,3		24	2,3	38
MUSCOVITA	2	5		5,3		13	11,7	15,5		10,4	
EPIDOTO/CLINOZOISITA	11,3	11,75	1	7,3	15		0,7		2,5	0,3	13,7
TITANITA	1	3,5		0,3	1,3				2,3		1,6
ZIRCÃO			3,7		0,3		1				
CLORITA										3	
CARBONATO					0,3		0,7		0,6		
APATITA		0,25			0,3		0,4				
HORNBLENDA			9,5		18,3				6		2
OPACO									1,7		
GRANADA									3		2
STILPNOMELANA			6,8								
TURMALINA						1	1,5				

**ANEXO D**  
**MAPA GEOLÓGICO**

# Mapa Geológico da Serra do Paraíso e adjacências



Seção Geológica

## LEGENDA

### Coluna Estratigráfica



### Simbologia

