

Rogério Nogueira Salaverry

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PARTE NOROESTE DA FOLHA
MANGARATIBA - ESCALA 1:50.000 - SUL DO ESTADO DO RIO DE
JANEIRO**

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



UFRJ
Rio de Janeiro
2013



UFRJ

Rogério Nogueira Salaverry

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PARTE NOROESTE DA FOLHA MANGARATIBA -
ESCALA 1:50000 - SUL 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.

Área de Concentração:
Geologia Geral

Orientador:
Rudolph Allard Johannes Trouw

Rio de Janeiro
Abril / 2013

Salaverry, Rogerio Nogueira

Mapeamento geológico da parte noroeste da Folha Mangaratiba Escala 1:50.000 - sul do Estado do Rio de Janeiro / Rogerio Nogueira Salaverry - Rio de Janeiro : UFRJ / IGEO, 2013. xii, 50f.

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

Orientador: Rudolph Allard Johannes Trouw

1. Geologia. 2. Geologia Geral – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Rudolph Allard Johannes Trouw II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Curso de Graduação em Geologia. III - Mapeamento geológico da parte noroeste da Folha Mangaratiba Escala 1:50.000 - sul do Estado do Rio de Janeiro.

Rogério Nogueira Salaverry

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PARTE NOROESTE DA FOLHA MANGARATIBA -
ESCALA 1:50.000 - SUL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Trabalho de Conclusão de Curso submetido
ao Departamento de Geologia, Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário à obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Área de Concentração:
Geologia Geral

Orientador:
Rudolph Allard Johannes Trouw

Aprovada em: 10 / 04 / 2013

Por:

(André Ribeiro - UFRJ)

(Julio Mendes - UFRJ)

(Rudolph Trouw - UFRJ)

Rio de Janeiro
2013

Agradecimentos

Agradeço à minha família por todo o apoio que me deram nesta jornada que é tão importante para a minha formação pessoal e profissional, principalmente aos meus pais Ruy Rogério Salaverry e Jane Rosa Nogueira, à minha irmã Tayane Nogueira Salaverry e ao meu tio José Renato Nogueira.

Agradeço também a minha namorada Luiza Barbosa de Castilho por estar sempre ao meu lado quando precisei de sua ajuda ou apenas de seu companheirismo.

Ao grande Rudolph Allard Johannes Trouw que aceitou participar desta jornada, sendo o meu orientador, dividindo comigo o seu vasto conhecimento e experiência em diversas áreas da geologia comigo.

Ao professor André Ribeiro e sua inestimável colaboração na realização deste trabalho.

Aos amigos da vida como um todo, da faculdade, do Diretório Acadêmico Joel Gomes Valença, que sempre me motivaram e apoiaram em minhas decisões pessoais. E ao Nolan Maia Dehler que esteve sempre disponível para discutir sobre a geologia da área de mapeamento deste trabalho.

Por último agradeço a Deus pela oportunidade, alegrias e gratas coincidências que foram a minha vida nestes últimos 5 anos.

“Por nenhum momento se esqueça de que a vida pertence aos que investigam. Ela não pertence ao estático, pertence ao que flui. Nunca se torne um reservatório, sempre permaneça um rio.” (Osho)

Resumo

A Faixa Ribeira é um segmento da Província Mantiqueira com orientação NE-SW deformado e metamorfozizado no Neoproterozóico, sendo constituído por rochas ígneas e metamórficas de alto grau, que bordejam a extremidade sudeste do Cráton São Francisco (Trouw *et al.*, 2000).

Este presente trabalho trata da geologia da Faixa Ribeira Central, mais especificamente no flanco sul do vale do Rio Paraíba do Sul, porção Noroeste da Folha Mangaratiba. Onde foi realizado um mapeamento geológico na escala de 1:50.000 em uma área de aproximadamente 90km², com a confecção de um mapa geológico, um mapa de pontos e 3 seções transversais a estruturação regional da área.

A individualização e descrição de 10 unidades de mapeamento foram feitas neste trabalho. Uma relativa ao embasamento (Hornblenda Biotita Gnaiss) de idade Paleoproterozóica. Cinco destas unidades foram interpretadas como metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul de idade Neoproterozóica (Sillimanita Biotita K-feldspato Gnaiss; Sillimanita Biotita Xisto; Quartizito; Rocha Calcissilicática; Metadiorito). Duas unidades foram interpretadas como ortoderivadas sin-colisionais ao evento Brasileiro/Panafricano (Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaiss; Biotita K-feldspato Gnaiss). Uma outra unidade foi interpretada como metassedimento do Domínio Juiz de Fora de idade Neoproterozóica (Granada Sillimanita Biotita Gnaiss). Por último os diques de diabásio foram outra unidade de mapeamento individualizada na área de mapeamento.

Uma vasta pesquisa bibliográfica foi realizada sobre os diversos modelos propostos para a evolução geotectônica da porção central da Faixa Ribeira e suas compartimentações, que serão melhores detalhados a seguir nesta monografia.

Os planos de foliação medidos tem em geral mergulho para N-NW e as lineações de estiramento e mineral apresentam direções sub-paralelas e oblíquas ao *trend* regional da área, assim como os eixos de dobras medidos, com caimento predominante para o quadrante NE, e subordinadamente para o quadrante SW, como ilustrados nos diagramas de projeção estereográfica realizados.

Abstract

The Ribeira Belt comprise a segment with NE-SW orientation that was deformed and metamorphized in Neoproterozoic, that includes igneous e metamorphic rocks of high grade, which border the limit southeast of São Francisco craton (Trouw *et al.* 2000).

This present study is about the geology of south of the State of Rio de Janeiro, Central Ribeira Belt, more specifically in south flank of Rio Paraíba do Sul valley, portion northwest of Folha Mangaratiba. Where was realized a geological mapping in 1:50.000 scale in a area of approximately 90km², a confection of one geological map, one points map and three cross-setion transversal the regional foliation. Besides, the individualization and description of 10 units of mapping was realized in this work.

A wide bibliographic research was realized about the different models that have been proposed for the geotectonic evolution of central portion of Ribeira Belt and yours divisions, which will be more detailed below.

The measured foliation plans has in general dip to N-NW and the stretching and mineral lineation are sub-parallel to oblique regional trend, as well as the fold axis measured, with predominant plunge to NE, and subordinated to SW, as show in the diagrams of stereographic projections.

Índice de Figuras

Figura 1: Mapa de localização geográfica e acesso. Fonte: Google Maps.	3
Figura 2: Mapa Tectônico do segmento central da Província Mantiqueira. 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 3 e 4- Faixa Brasília (Nappes inferiores e Superiores); 5, 6 e 7- Cráton São Francisco (Embasamento, Supergrupo São Francisco e Domínio Autóctone); 8 a 13 —Faixa Ribeira (Domínio Andrelanda, Domínio Juiz de Fora, Complexo Paraíba do Sul, Terreno Oriental, Granitoides do Complexo Rio Negro, Terreno Cabo Frio); 14 e 15- Faixa Apiaí/ Paranapiacaba (Terrenos São Roque, Açungui o Embu) (Heilbron et al., 2004).....	4
Figura 3: Seção da compartimentação tectônica da porção central da Faixa Ribeira, 1, embasamento; 2, Cobertura do Domínio Autóctone; 3, Andrelândia; 4, Domínio Juiz de Fora; 5, Terreno Paraíba do Sul; 6-9, Terreno Oriental; 6, Domínio Cambuci; 7, Domínio Italva; 8, Arco Rio Negro; 9, Domínio Costeiro; 10, Terreno Cabo Frio; 11(CTB), Central Tectonic Boundary; 12(APSZ), Alem Paraíba Shear Zone; 13(CFT), Cabo Frio Thrust. Fonte: Geological Society of London, Special Publications, Heilbron et al., 2008.....	5
Figura 4: Esboço do trend NE-SW da transpressão dúctil, dextral da zona de cisalhamento (strike-slip) do Rio Paraíba do Sul (Ebert & Hasui, 2012).....	8
Figura 5: Mapa tectônico simplificado do sudeste do Brasil.(Ebert & Hasui, 2012).	10
Figura 6: Bandamento definido por alternância de níveis leucocráticos e melanocráticos	13
Figura 7: Níveis leucocráticos fornecendo aspecto de migmatito ao gnaiss do embasamento.....	13
Figura 8: Nivel félsico formando dobra com plano axial paralelo a foliação no gnaiss do embasamento.....	14
Figura 9: Textura equigranular fina em granito hololeucocrático.....	15
Figura 10: Bandamento de níveis félsicos, intermediários e máficos dobrado e dando aspecto migmatítico ao Sillimanita biotita K-feldspato Gnaiss.	16
Figura 11: Foliação principal e bandamento no Sillimanita biotita K-feldspato Gnaiss.....	17

Figura 12: Afloramento do Sillimanita biotita K-feldspato gnaisse alterado.....	17
Figura 13: Fotomicrografia do Sillimanita biotita K-feldspato Gnaisse.....	18
Figura 14: Lineação de estiramento em quartzito.....	19
Figura 15: Quartzo recristalizado, K-feldspato e biotita no quartzito.....	19
Figura 16: K-feldspato que fornece caracter de subarcóseo ao protólito do quartzito.	20
Figura 17: Abundante sillimanita no biotita xisto (amostra de mão).	21
Figura 18: Biotita avermelhada definindo a foliação no sillimanita biotita xisto.	21
Figura 19: Crenulação definida por sillimanita, biotita e quartzo no biotita xisto.....	22
Figura 20: Bandamento composicional definido por lâminas (<1cm) e camadas delgadas (1-10cm) de rochas calcissilicatadas.....	23
Figura 21: Lâminas com concentração de diopsídio (cor cinza) e quartzo em textura granoblástica em rocha calssilicatada.....	24
Figura 22: Textura granoblástica definida por diopsídio, quartzo e hornblenda em rocha calssilicatada.	24
Figura 23: Microclina, quartzo e diopsídio (cor laranja) na rocha calcissilicática.	25
Figura 24: Juntas de alívio pouco espaçadas e paralelas a foliação incipiente em metadiorito alterado.....	26
Figura 25: Feldspato e minerais máficos caracterizando a granulação média a grossa e o caráter mesocrático do metadiorito.....	26
Figura 26: Plagioclásio, hornblenda (verde) e biotita no metadiorito.....	27
Figura 27: Fotomicrografia do metadiorito ressaltando aglomerados máficos de hornblenda (verde), biotita (bege/marrom) e titanita (marrom granular à esq.).....	27
Figura 28: Fenocristal de microclina, com inclusões de biotita e quartzo.....	28
Figura 29: Microclina com inclusões de quartzo e biotita bordejada por mirmequita (parte inferior da fotomicrografia).	29
Figura 30: Plagioclásio com geminação polissintética, biotita e quartzo no biotita gnaisse granítico.	

.....	29
Figura 31: Fotomicrografia mostrando hornblenda, microclina, biotita e quartzo no Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaiss.	30
Figura 32: Foliação evidenciada por hornblenda e biotita (cor verde) no Hornblenda biotita K-feldspato Gnaiss.	31
Figura 33: Foliação definida por biotita e hornblenda e matriz de quartzo e feldspato recristalizada no Hornblenda biotita K-feldspato Gnaiss.	31
Figura 34: Fotomicrografia mostrando fita de quartzo (no centro) em protomilonito da unidade Hornblenda Biotita. K-feldspato. Gnaiss.	32
Figura 35: Fotomicrografia mostrando textura equigranular no Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaiss.	32
Figura 36: amostra de mão com granada de até 2 cm no Granada sillimanita biotita Gnaiss.	34
Figura 37: Fotomicrografia mostrando grãos de sillimanita, biotita e muscovita se amoldando ao redor do grão de granada (mais velho).	34
Figura 38: Fotomicrografia mostrando textura mirmequítica em Granada sillimanita biotita Gnaiss.	35
Figura 39: Fotomicrografia mostrando a presença de biotita, sillimanita, e plagioclásio na unidade Granada sillimanita biotita Gnaiss.	35
Figura 40: Afloramento de diabásio com fraturas bem marcadas mergulhando para SW.	36
Figura 41: Diabásio com textura intergranular e capa de alteração típica de rochas máficas.	37
Figura 42: Dobras abertas com plano axial mergulhando para NW, deformando a foliação principal (S _n) que por sua vez é paralela ao bandamento composicional de rocha calcissilicática. Afloramento na RJ-155.	38
Figura 43: Dobras abertas (D _{n+1}) com plano axial mergulhando para NW e eixo com caimento para NE, paralelo a lineação de estiramento. Rocha calcissilicática em corte na RJ-155.	39
Figura 44: Dobra isoclinal dobrando a foliação principal (S _n) e o bandamento composicional	40

Figura 45: Lineação de estiramento com caimento para NE vista em topo de camada de rocha calcissilicática.	41
Figura 46: Lineação de crenulação em rocha calcissilicática.	41
Figura 47: Falhas de rejeito centométrico cortando a foliação Sn e dobras Dn+1.	42
Figura 48: Projeções estereográficas(hemisfério inferior) das Foliações (Sn), com 102 medidas.	43
Figura 49: Projeções estereográficas (hemisfério inferior) das Lineações, com 27 medidas.	44
Figura 50: Projeções estereográficas(hemisfério inferior) dos Eixos de Dobras, com 10 medidas.	45
Figura 51: Diagrama P-T mostrando a associação mineralógica encontrada nas rochas mapeadas neste trabalho indicando fácies anfíbolito.	46

Índice de Anexos

Anexo 1 – Mapa Geológico

Anexo 2 – Mapa de Pontos

Índice

1. Introdução	1
1.1 Objetivo.....	1
1.2 Metodologia.....	1
1.3 Localização da Área e Acessos	3
2. Geologia Regional.....	4
2.1 Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul.....	10
3. Unidades Litológicas Mapeadas	12
3.1 Hornblenda Biotita Gnaiss (Embasamento).....	12
3.2 Grupo Paraíba do Sul.....	14
3.2.1 Sillimanita Biotita K-feldspato Gnaiss.....	15
3.2.2 Quartzito.....	18
3.2.3 Sillimanita Biotita Xisto.....	20
3.2.4 Rocha Calcissilicática	22
3.2.5 Metadiorito	25
3.3 Biotita Gnaiss granítico porfirítico.....	28
3.4 Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaiss.....	30
3.5 Granada Sillimanita Biotita Gnaiss.....	33
3.6 Diabásio	36
4. Geologia Estrutural	38
5. Metamorfismo	46
Conclusão.....	47
Referências Bibliográficas	48

1. Introdução

A principal produção deste trabalho foi a realização de um mapeamento geológico na porção noroeste da folha Mangaratiba (1:50.000), sul do estado do Rio de Janeiro, com o enfoque na caracterização dos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul de idade Neoproterozóica. Estes metassedimentos estão inseridos no contexto geológico regional do segmento central da Faixa Ribeira, que foi gerada no evento Brasileiro/Panafricano.

1.1 Objetivo

O objetivo geral deste trabalho é contribuir para um melhor entendimento da evolução geotectônica e estrutural do segmento central da Faixa Ribeira, região do vale do Rio Paraíba do Sul.

Para alcançar tal objetivo, novos dados litológicos e estruturais, principalmente do Grupo Paraíba do Sul, foram obtidos neste trabalho. Adicionalmente, objetiva avaliar e comparar os dados obtidos com os diversos modelos existentes que descrevem a estruturação regional do Vale do Rio Paraíba do Sul.

1.2 Metodologia

A principal metodologia utilizada nesta pesquisa foi à análise litológica e estrutural com base em dados levantados em trabalhos de campo, com a confecção de um mapa geológico, um mapa de pontos e a realização de três perfis geológicos transversais às estruturas regionais.

O mapa foi feito utilizando a base cartográfica disponível pelo IBGE, folha Mangaratiba (SF-23-Z-A-V-4), escala 1:50.000, cobrindo uma área de aproximadamente 90 km² na porção noroeste da Folha Mangaratiba.

A análise geométrica das estruturas baseou-se na descrição da morfologia das

estruturas em escala de afloramento. Em seguida, seguiu-se a metodologia proposta por Turner & Weiss (1963), que consiste na delimitação de domínios homogêneos quanto à orientação de um determinado elemento estrutural. Após a delimitação destes domínios, procedeu-se a análise individual dos mesmos, onde os dados foram tratados em diagramas de projeção estereográfica Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, no programa Stereo32.

Foi feito também um levantamento na literatura a respeito dos diversos modelos que tem sido proposto para a evolução geotectônica da região. Além da produção do material cartográfico básico para a realização dos trabalhos de campo, feitos no programa ArcGIS® versão 10.0, a partir de um material base encontrado no site da CPRM.

Para a confecção dos mapas, seções e outras ilustrações foram utilizados os programas ArcGIS® versão 10.0 e CorelDRAW® Graphics Suite X4, sendo os dados de campo obtidos com GPS Garmin® em coordenadas UTM e *datum* Córrego Alegre.

Além disso, ainda foi feito um estudo petrográfico a partir de amostras coletadas em campo, com a descrição e interpretação de 11 lâminas, para melhor definir a gênese e grau metamórfico das unidades de mapeamento, e assim melhor classificá-las.

2. Geologia Regional

A área estudada situa-se no segmento central da Província Mantiqueira, que se refere ao trecho da costa do Atlântico Sul afetado pelo Ciclo Brasillano/Pan-Africano, que se estende desde o sul do Estado da Bahia até o Uruguai, segundo a compartimentação tectônica proposta por Heilbron *et al.* (2004) (Figura 2).

A Faixa Ribeira Circunda o Cráton de São Francisco na sua borda sudeste e transiciona a oeste para a Faixa Brasília. Para norte, transiciona para a Faixa Araçuaí, contemporânea em termos de eventos. Para sudoeste, transiciona para a Faixa Apiaí. E para sudeste é recoberta pelos sedimentos das bacias marginais do Atlântico Sul.

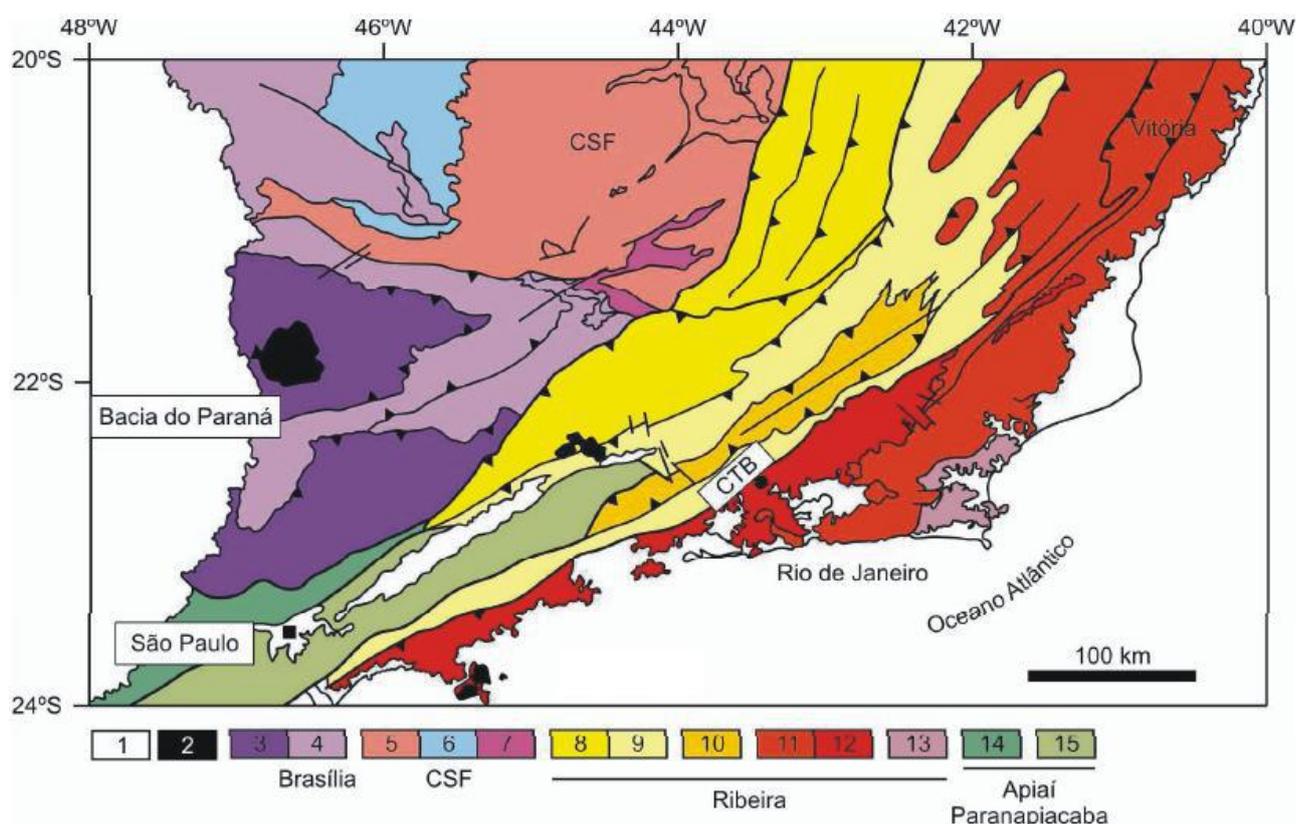


Figura 2: Mapa Tectônico do segmento central da Província Mantiqueira. 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 3 e 4- Faixa Brasília (Nappes inferiores e Superiores); 5, 6 e 7- Cráton São Francisco (Embasamento, Supergrupo São Francisco e Domínio Autóctone); 8 a 13 —Faixa Ribeira (Domínio Andrelanda, Domínio Juiz de Fora, Complexo Paraíba do Sul, Terreno Oriental, Granitoides do Complexo Rio Negro, Terreno Cabo Frio); 14 e 15- Faixa Apiaí/Paranapiacaba (Terrenos São Roque, Açungui o Embu) (Heilbron *et al.*, 2004).

De acordo com a divisão tectônica de Heilbron *et al.* (2004), o Orógeno Ribeira é dividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos: (1) Ocidental (que compreende rochas dos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora), (2) *Klippe* Paraíba do Sul, (3) Embu, (4) Oriental e (5) Cabo Frio. Estes terrenos (2 – 5) são considerados alóctones e sua justaposição seria o resultado do imbricamento de escamas crustais com vergência na direção oeste (Figura 3).

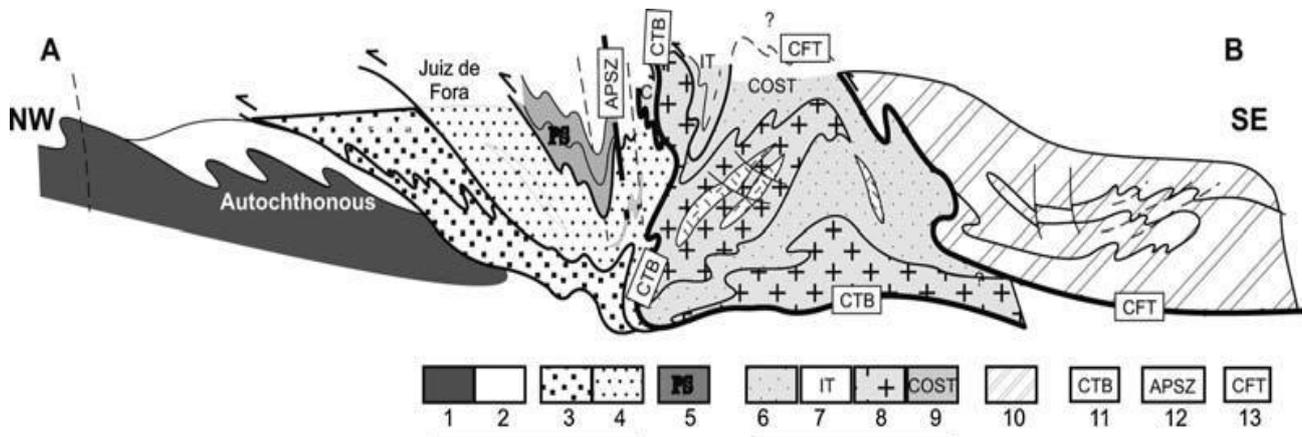


Figura 3: Seção da compartimentação tectônica da porção central da Faixa Ribeira, 1, embasamento; 2, Cobertura do Domínio Autóctone; 3, Andrelândia; 4, Domínio Juiz de Fora; 5, Terreno Paraíba do Sul; 6-9, Terreno Oriental; 6, Domínio Cambuci; 7, Domínio Itávia; 8, Arco Rio Negro; 9, Domínio Costeiro; 10, Terreno Cabo Frio; 11(CTB), Central Tectonic Boundary; 12(APSZ), Alem Paraíba Shear Zone; 13(CFT), Cabo Frio Thrust. Fonte: Geological Society of London, Special Publications, Heilbron *et al.*, 2008.

O Terreno Ocidental representa rochas depositadas na margem passiva do Paleocôntinente São Francisco, deformadas e metamorfisadas no Neoproterozóico. Compreende um Domínio Autóctone e duas lascas de empurrão, os Domínios Juiz de Fora e Andrelândia, separados por zonas de cisalhamento. Tanto o Domínio Juiz de Fora quanto o Domínio Andrelândia são compostos por embasamento paleoproterozóico coberto por seqüências metasedimentares oriundas da erosão da crosta paleoproterozóica de idade semelhante a dos gnaisses do embasamento.

A região expõe rochas ígneas e metamórficas de níveis crustais médios a profundos, paleo a neoproterozóicas, dispostas ao longo de zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulo de direção NE-SW. Os diferentes litotipos encontrados na região podem ser agrupados em dois grandes grupos litoestruturais distintos: (1) rochas do embasamento, caracterizadas, de maneira geral, pelos ortogranulitos paleoproterozóicos do Complexo Juiz

de Fora, freqüentemente migmatizadas; ortognaisses, também paleoproterozóicos do Complexo Quirino, considerado embasamento do Terreno Paraíba do Sul; e (2) cobertura metassedimentar neoproterozóica, formada pelo Domínio Andrelândia, que tem sido interpretada como uma bacia de margem passiva, e rochas do Terreno Paraíba do Sul, constituído por rochas metapelíticas e metapsamíticas, intercaladas com níveis carbonáticos e silico-carbonáticos (Vicente, 2008).

A Faixa Ribeira (ou Cinturão de Dobramentos Ribeira, Almeida *et al.*, 1973) na região do Estado do Rio de Janeiro tem sido objeto de estudo de pesquisadores desde a metade do século passado, porém, diversas questões permanecem ainda pendentes a respeito da evolução tectônica da Faixa Ribeira Central. Sendo um dos elementos que diferem em grande parte dos modelos cinemáticos propostos é a interpretação do *timing* do movimento paralelo ao orógeno.

Os primeiros modelos propostos consideram a evolução tectônica decomposta em vários episódios de deformação, onde as fases iniciais envolveriam encurtamento crustal em direção ao cráton do São Francisco, e a fase final seria relacionada ao desenvolvimento de grandes transcorrências destrais paralelas à orientação da faixa orogênica. Já os modelos evolutivos mais recentes sugerem um modelo tectônico mais simples, relacionado a um regime transpressivo, onde a contemporaneidade entre as estruturas compressivas e as transcorrentes implica numa articulação cinemática e partição da deformação em condições de convergência oblíqua, envolvendo componentes de encurtamento transversal e de cisalhamento simples paralelos à estruturação geral. Esses diferentes modelos serão discutidos mais detalhadamente no decorrer deste trabalho.

Segundo Almeida *et al.*, (2000) a Faixa Ribeira foi gerada pelo Ciclo Brasileiro/Pan-Africano com uma colisão oblíqua entre blocos crustais ocorrida durante a formação do supercontinente Gondwana Oeste. Este evento é caracterizado por empurrões e *nappes* com direção de transporte para NW, presentes tanto nas porções internas do cinturão como mais para norte, em direção ao Cráton do São Francisco.

A região da Província Mantiqueira é caracterizada por grandes zonas de cisalhamento que afloram por centenas de quilômetros. A maior delas é relacionada à Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (ou lineamento Além-Paraíba) que se caracteriza pela disposição divergente das estruturas em relação à zona central, coincidente com a

calha do Rio Paraíba do Sul (Ebert 1968, Machado 1983).

Nos modelos tectônicos polifásicos propostos para explicar o arcabouço estrutural da região, esta estrutura é considerada de implantação tardia, e seu padrão divergente relacionado a uma estrutura sinclinal com a zona de cisalhamento desenvolvida na zona de charneira. Já nos modelos de evolução tectônica simples, ela é interpretada como uma zona (ou sistema) de cisalhamento dúctil dextral que acomoda um componente de contração normal ao orógeno em um regime transpressivo (Machado & Endo 1993, Dehler 2002).

Os corpos graníticos encontrados na região podem ser divididos em pré a sincolisionais e tardi-colisionais. Os granitóides pré a sincolisionais são caracterizados por corpos lineares, foliados, concordantes com as estruturas regionais, constituídos principalmente por granitos peraluminosos, do tipo-S, de composição essencialmente granítica a granodiorítica.

Os granitos tardi-colisionais são também concordantes com as estruturas das rochas encaixantes, e associam-se às zonas de cisalhamento de alto ângulo, possuindo composição monzogranítica dominante. Tais rochas teriam sido formadas em ambiente tectônico convergente, num período de exumação e anatexia de rochas metassedimentares. Uma síntese dos granitos neoproterozóicos da região pode ser encontrada em Dehler & Machado (2002).

Entre os modelos estruturais existentes para a região, destaca-se o modelo polifásico, onde o arcabouço final da deformação teria sido dado, primeiramente, por duas fases de deformação iniciais contínuas, responsáveis pelo desenvolvimento da foliação e bandamento regional, dobras isoclinais assimétricas, empurrões direcionados para NW. Essa fase é considerada concomitante com metamorfismo M1, em fácies granulito. As estruturas aqui geradas foram sobrepostas por uma terceira fase, caracterizada por dobras abertas a fechadas e zonas de cisalhamento de alto ângulo, com movimentação dextral, que desenvolveram localmente foliação milonítica e estruturas de cisalhamento como tectonitos-L. Essas zonas de cisalhamento seriam responsáveis pela estruturação geral NE-SW do cinturão, e teriam ocorrido em condições de metamorfismo em fácies anfíbolito superior. Os autores descrevem ainda uma quarta fase de deformação, responsável principalmente pela geração de dobras de perfis abertos, cuja orientação axial dispõe-se de forma ortogonal à orientação geral das estruturas acima descritas. Tais estruturas são

difíceis de ser reconhecidas em escala de afloramento (Vicente, 2008).

Alguns autores, posteriormente modificaram este modelo, para um modelo de duas fases de deformação, mantendo a proposta de uma vergência tectônica inicial para NW, seguido por uma tectônica transcorreste que teria sido acomodada em zonas de cisalhamento (Almeida, 2000, Peternel *et al.*, 2005). Nestes trabalhos são descritos, além dos empurrões para NW, movimentos oblíquos registrados por lineações de estiramento e mineral de *rake* moderado. Segundo Almeida (2000), existe uma defasagem de 30 Ma entre os dois regimes.

Outros modelos existentes assumem uma colisão oblíqua E-W, resultando em um ambiente de deformação transpressiva (Dehler 2002, Dehler & Machado 2002, Ebert & Hasui, 2012). Neste modelo, o progressivo encurtamento e espessamento da crosta, em deformação predominantemente compressiva, fazem com que os cavalgamentos (direcionais e tangenciais) ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo sejam substituídos por deformação acomodada principalmente em zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo paralelas à estruturação geral do cinturão. Desse modo, tal modelo descreve dois estágios de deformação progressiva contínua, causada por uma colisão oblíqua de placas, que resultou em uma geometria transpressiva no estágio final de deformação (Figura 4).

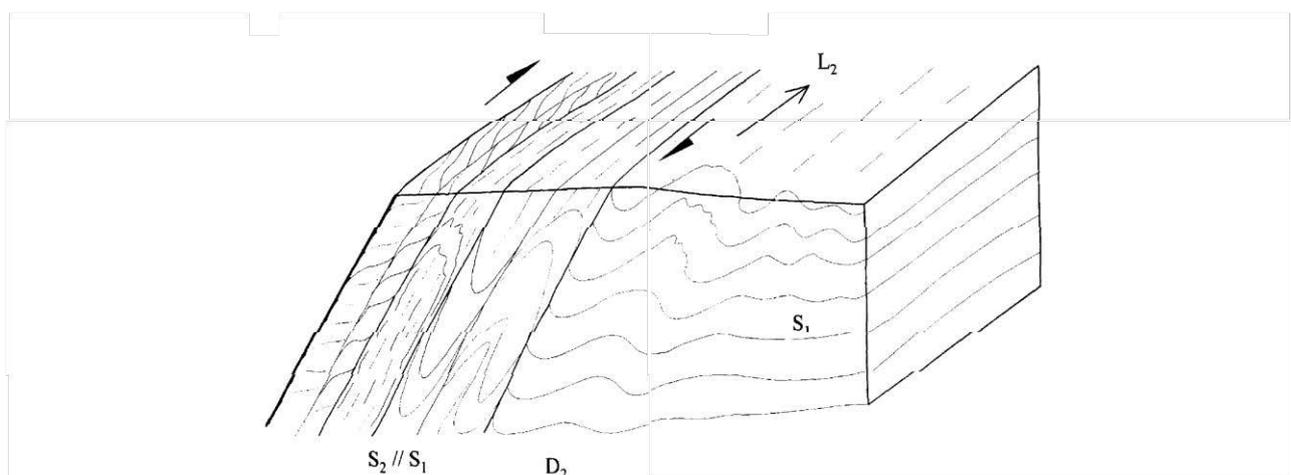


Figura 4: Esboço do trend NE-SW da transpressão dúctil, destruída da zona de cisalhamento (*strike-slip*) do Rio Paraíba do Sul (Ebert & Hasui, 2012).

Descrevendo assim uma alternância entre as regiões com predomínio de contração e transcorrência, como resultado da partição regional da deformação. O reconhecimento de estruturas tipicamente compressivas, como estiramentos verticais juntamente com estruturas de cisalhamento, estruturas em flor positivas em escala de afloramento, assim como dados de microestruturas, sugerem que os dois regimes de deformação coexistiram em várias escalas, e, sendo assim, a partição não teria ocorrido em nível regional. Em função dessas características, alguns autores têm sugerido que, embora o ambiente deformacional tenha sido transpressivo, a evolução tectônica foi relativamente simples (Correa Neto *et al.*, 1993).

2.1 Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul

O Cinturão Ribeira é marcado por uma série de zonas de cisalhamento verticais, de direção NE-SW, apresentando em geral movimentação dextral. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul é uma grande estrutura nesse contexto, caracterizada pela disposição divergente das estruturas em relação à zona central, coincidente com a calha do rio em questão (Ebert 1968).

Essa estrutura é formada pelo sistema de lineamentos Além Paraíba-Cubatão-Lancinha (Figura 5). O principal deles, o lineamento Além-Paraíba, estende-se no Estado do Rio de Janeiro por aproximadamente 240 km, e é formado, na sua região central, por rochas blastomiloníticas (Almeida *et al.*, 1973 e Campanha, 1981).

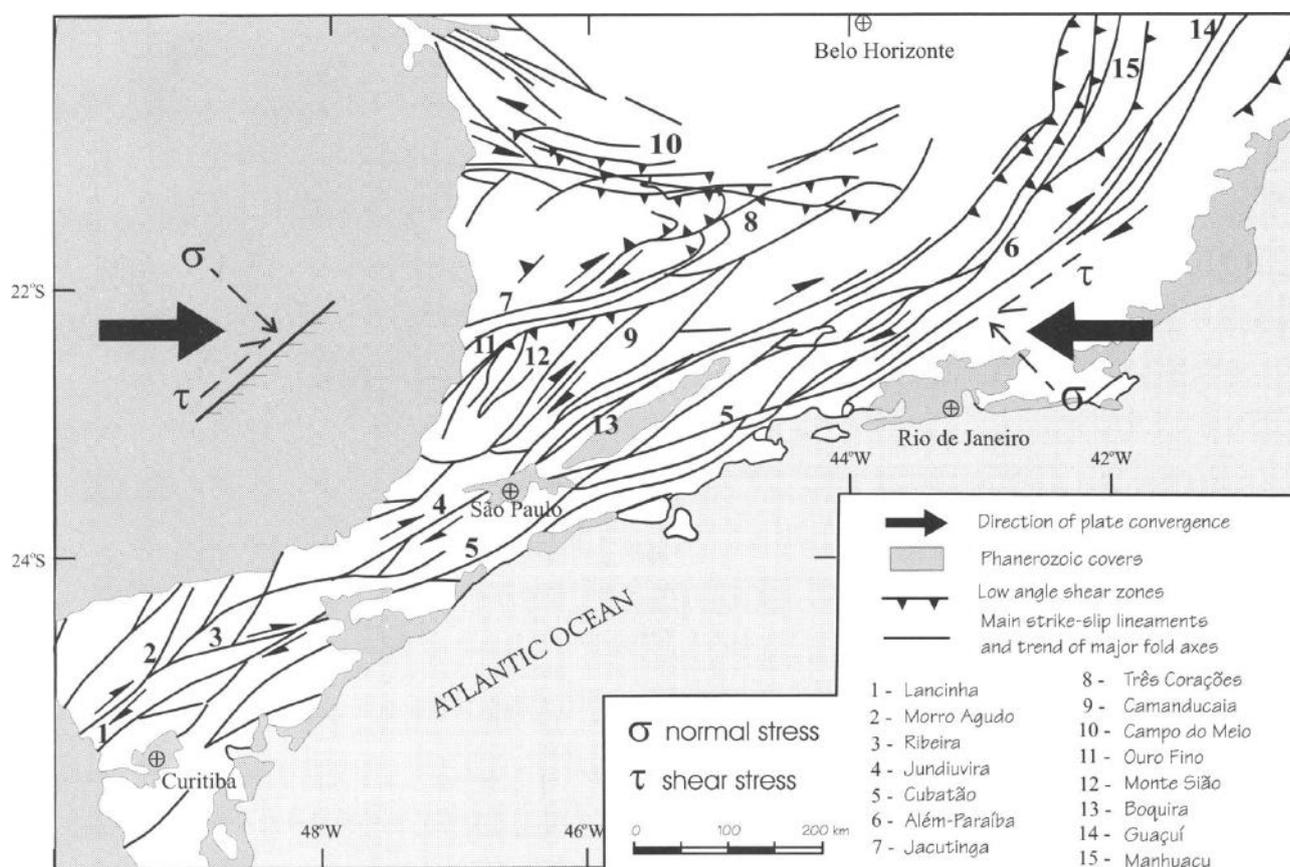


Figura 5: Mapa tectônico simplificado do sudeste do Brasil. (Ebert & Hasui, 2012).

No modelo polifásico de deformação regional, a estrutura do vale do rio Paraíba do Sul é considerada como uma estrutura sinclinal relacionada à terceira fase de dobramento. Esta mesma estrutura tem sido denominada também Megassinformal do Rio

Paraíba do Sul, caracterizada por uma zona de cisalhamento em sua zona de charneira (Heilbron *et al.*, 1991).

A divergência característica, onde as estruturas a NW do vale do Rio Paraíba do Sul mergulham para SE, e as estruturas a SE mergulham para NW, sendo verticais na sua porção central, levaram alguns autores (Ebert & Hasui, 2012 e Correa neto *et al.*, 1993) a descrever a zona de cisalhamento como integrante da parte central de uma estrutura em flor positiva, resultante da deformação em um ambiente transpressivo (Machado & Endo 1993).

De acordo com o modelo de Vauchez *et al.*, (1994) as zonas de cisalhamento destrais na Faixa Ribeira estão relacionadas ao escape tectônico da litosfera em direção a SW, na terminação de um bloco rígido durante uma colisão continental.

Dehler & Machado (2002) e Dehler (2002), num estudo realizado na aba sul da estrutura, referem-se à mesma como uma divergência em leque, associada principalmente com o segundo estágio de deformação contínua de caráter transpressivo.

3. Unidades Litológicas Mapeadas

Na área foram encontradas 10 unidades de mapeamento (Anexos 1 e 2) que são:

- **Hornblenda Biotita Gnaiss**, interpretado como embasamento do Terreno Paraíba do Sul, de idade Paleoproterozóica;
- **Granada Sillimanita Biotita Gnaiss** interpretado como metassedimento do Domínio Juiz de Fora, de idade Neoproterozóica
- **Sillimanita Biotita K-feldspato Gnaiss, Sillimanita Biotita Xisto, Quartzito, Rocha Calcissilicática e Metadiorito**, que são unidades de rochas metassedimentares e metaígnea, neoproterozóicas, do Grupo Paraíba do Sul:
- **Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaiss e Biotita K-feldspato Gnaiss**, interpretadas como rochas ortoderivadas sin-colisionais ao evento Brasileiro/Panafricano.
- **Diques de diabásio**, de provável idade Mesozóica ou Cenozóica, que cortam as unidades proterozóicas.

De acordo com os mapas regionais as unidades proterozóicas da área seriam parte da Klippe ou Terreno Paraíba do Sul, exceto o Granada Sillimanita Biotita Gnaiss que faria parte do Domínio Juiz de Fora (vide encarte regional no mapa geológico). A Klippe ou Terreno Paraíba do Sul inclui um embasamento com ortognaisses denominado Complexo Quirino e sucessões metassedimentares e metaígneas que compõe o Grupo Paraíba do Sul.

3.1 Hornblenda Biotita Gnaiss (Embasamento)

Trata-se de um hornblenda biotita gnaiss com índice de cor variando de 25 a 30% e níveis leucocráticos de até 3 cm de espessura que fornece um aspecto bandado e migmatítico ao gnaiss (Figuras 6 e 7). Estes níveis félsicos podem formar dobras apertadas ou isoclinais com planos axiais paralelos a foliação (Figura 8) e também estruturas "pinch and swell".

Por suas características litológicas (textura, estruturas e composição) provavelmente esta rocha pode ser interpretada como um ortognaiss. Estas mesmas características permitem ainda uma correlação com o Ortognaiss Quirino, considerado embasamento do Terreno Paraíba do Sul. Valladares *et al.*, 1997 (*apud.* Eirado, 2006) dataram zircões do Complexo Quirino obtendo idades U-Pb de 2185 ± 8 Ma e 2169 ± 3 Ma. Por tais razões este hornblenda biotita gnaiss ortognaiss foi considerado embasamento.



Figura 6: Bandamento definido por alternância de níveis leucocráticos e melanocráticos No ortogneisse do embasamento.



Figura 7: Níveis leucocráticos fornecendo aspecto de migmatito ao gnaisse do embasamento.



Figura 8: Nivel fêlsico formando dobra com plano axial paralelo a foliação no gnaisse do embasamento.

3.2 Grupo Paraíba do Sul

A sucessão supracrustal do Grupo Paraíba do Sul é composta por uma associação de metassedimentos de idade Neoproterozóica, que se intercalam em níveis milimétricos a métricos. Estes metassedimentos foram caracterizados e individualizados em 5 unidades de mapeamento que serão descritas a seguir.

Destaca-se que granitos leucocráticos e hololeucocráticos equigranulares (Figura 9) de granulação fina a média foram encontrados associados às rochas do Grupo Paraíba do Sul. Segundo Eirado (2006), estes granitos são interpretados como correlatos ao Granito Getulândia, situado em área vizinha do Terreno Paraíba do Sul, sendo classificados como do Tipo I fracamente peraluminoso, e que forneceu idades U-Pb em monazita, entre 535-527 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares *et al.*, 2000 *apud* Eirado, 2006).



Figura 9: Textura equigranular fina em granito hololeucocrático.

3.2.1 Sillimanita Biotita K-feldspato Gnaisse

Esta unidade é um sillimanita biotita K-feldspato gnaisse (Figura 10) cinzento ou branco, predominantemente de granulação média e índice de cor variando de 12 a 25%. Quando alterado gera um saprólito laranja e/ou branco (Figura 12). Por vezes são observadas fitas de quartzo estirado de até 1,5 cm de espessura, indicando um processo de milonitização. Ocorrem também níveis leucocráticos e pegmatitos indicando migmatização incipiente (Figura 11).

O gnaisse apresenta uma foliação bem marcada e bandamento composicional definido por camadas tabulares delgadas (1-10 cm) ricas em sillimanita e biotita (Figura 13). Intercalações de bancos centimétricos a métricos de quartzito são frequentes. Corpos milimétricos à centimétricos de biotita xisto também ocorrem. A estratificação, mineralogia e intercalação com outras rochas metassedimentares observadas sugere um protólito sedimentar para o gnaisse.

Análise modal visual de uma lâmina petrográfica (Figura 13) mostrou as seguintes porcentagens mineralógicas: Quartzo – 40%; Plagioclásio – 17%; Biotita- 15%; K-feldspato – 13%; Sillimanita – 10%; Muscovita secundária – 4%; Minerais Opacos – 1%.

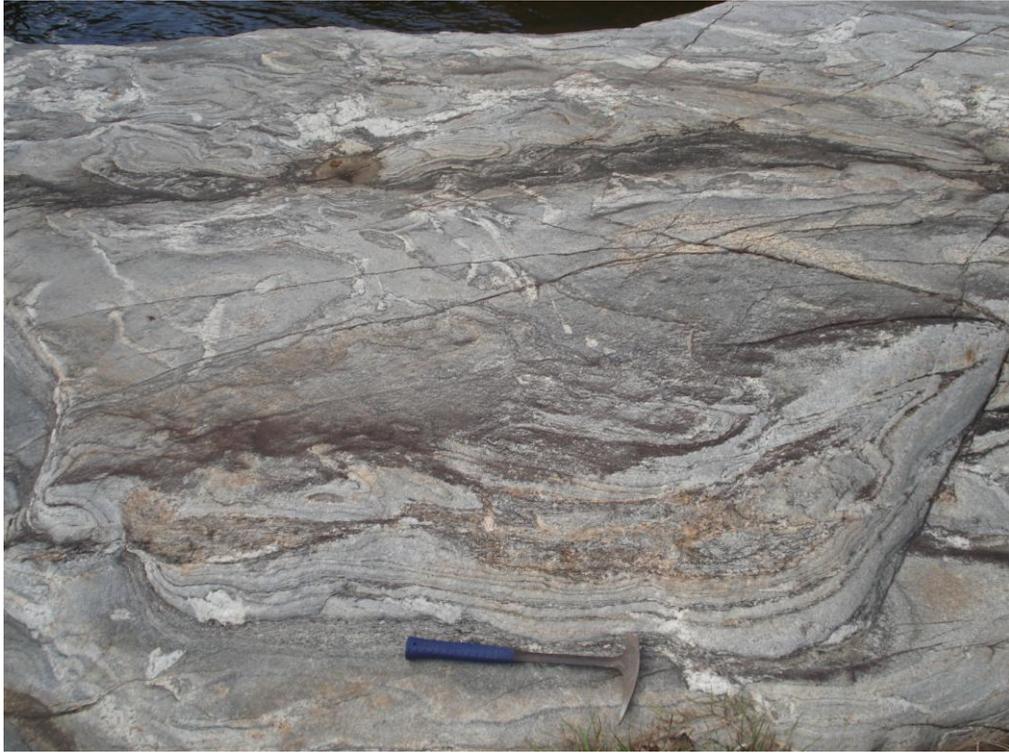


Figura 10: Bandamento de níveis félsicos, intermediários e máficos dobrado e dando aspecto migmatítico ao Sillimanita biotita K-feldspato Gnaiss.



Figura 11: Foliação principal e bandamento no Sillimanita biotita K-feldspato Gnaisse



Figura 12: Afloramento do Sillimanita biotita K-feldspato gnaiss alterado.

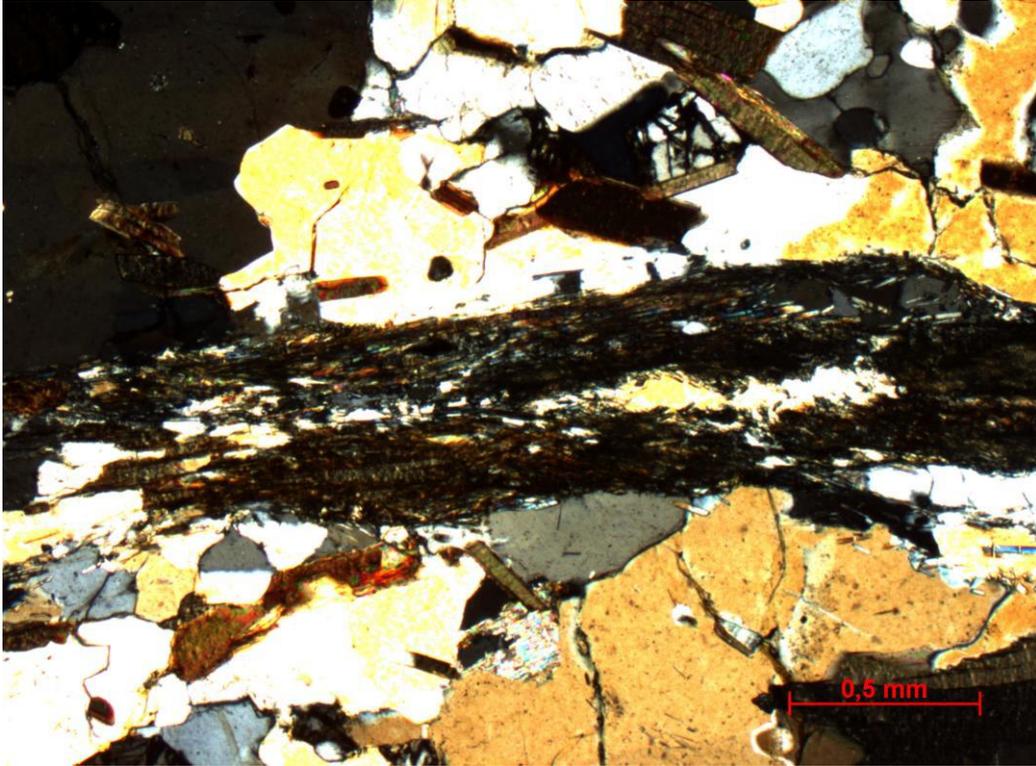


Figura 13: Fotomicrografia do Sillimanita biotita K-feldspato Gnaiss.

3.2.2 Quartzito

Quartzitos de granulação fina a grossa, em geral maciços, exceto por sua foliação ou lineação (Figura 14), aparecem em bancos com espessuras centimétricas a métricas intercalados no Sillimanita biotita K-feldspato Gnaiss. Cinco destes bancos são mapeáveis na escala adotada (vide Mapa Geológico, Anexo 1).

Foram analisadas duas amostras que apresentam em sua moda, plagioclásio, microclina, e biotita (Figura 15 e 16), variando a soma das suas porcentagens de 10 a 20%. Ocorrem também zircão e apatita como minerais traço. Trata-se de quartzito impuro possivelmente derivado de subarcóseo.



Figura 14: Lineação de estiramento em quartzito.

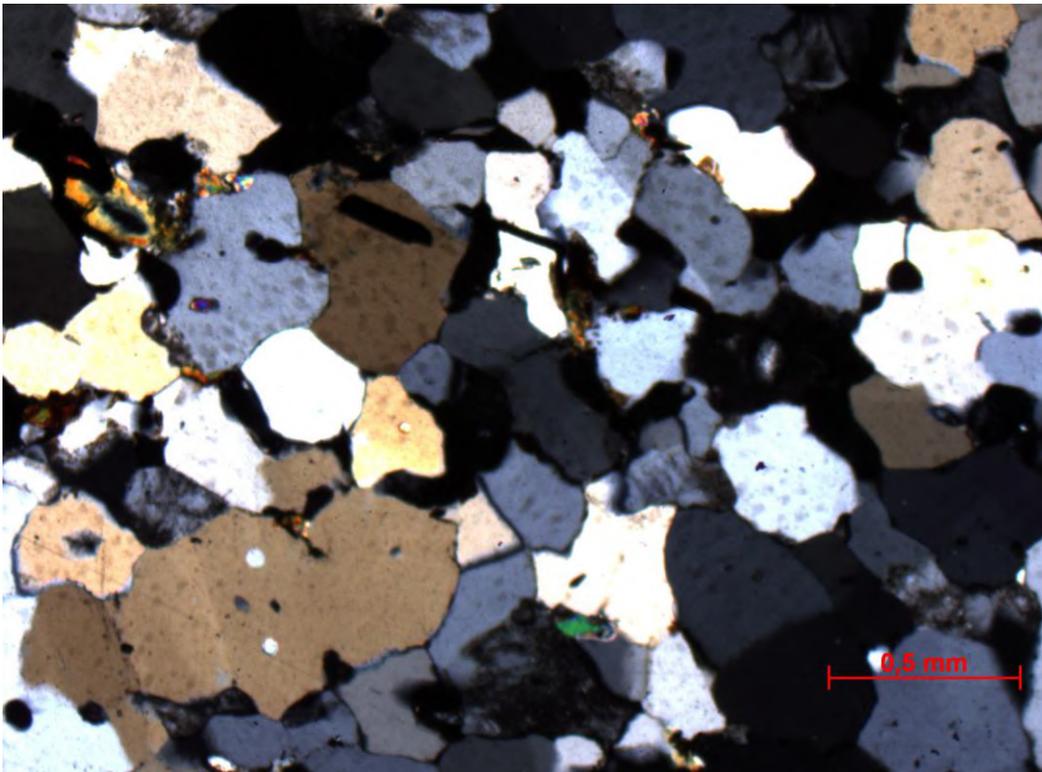


Figura 15: Quartzo recristalizado, K-feldspato e biotita no quartzito.

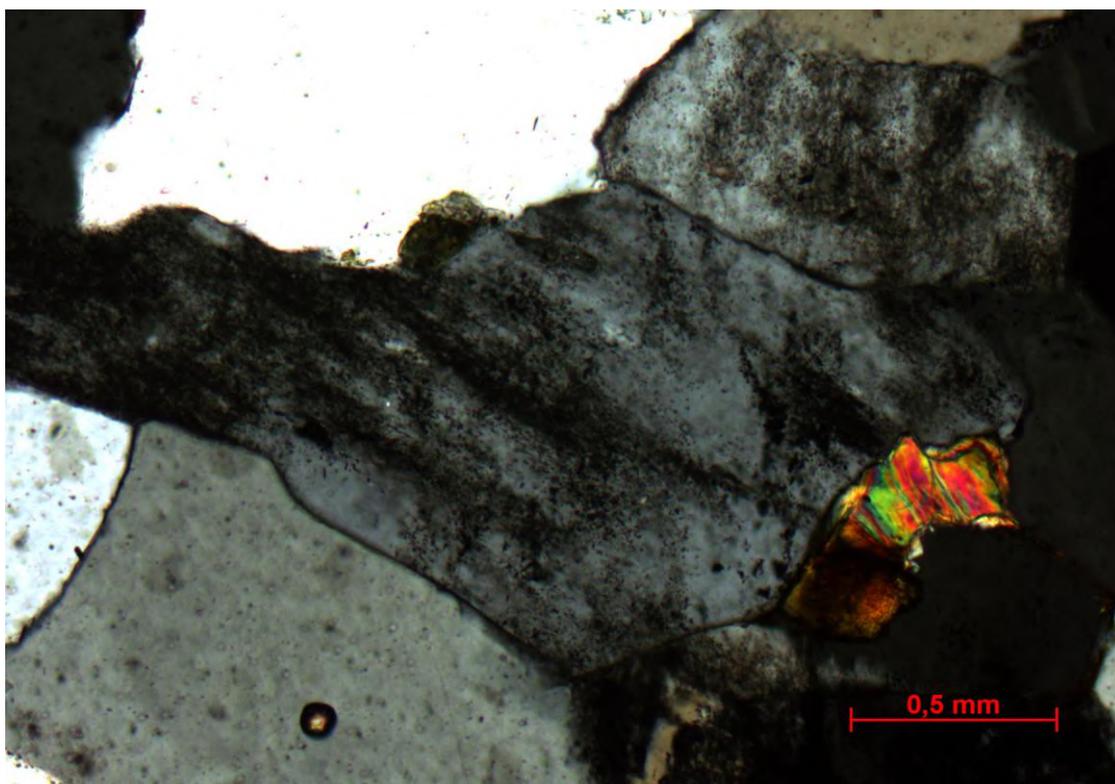


Figura 16: K-feldspato que fornece caracter de subarcóseo ao protólito do quartzito.

3.2.3 Sillimanita Biotita Xisto

Esta unidade é formada por sillimanita biotita xisto formando uma sucessão de camadas tabulares ou, às vezes, lenticulares, com espessuras milimétricas à centimétricas (Figuras 17 e 18). O xisto apresenta uma xistosidade anastomosada ou em escamas, comumente crenulada (Figura 19) ou dobrada com eixos de sub-paralelos com a lineação de estiramento/mineral. A rocha alterada gera um saprólito avermelhado e por vezes arroxeadado.

Análise modal de uma amostra indica as seguintes porcentagens mineralógicas: Biotita – 30%; Sillimanita – 25%; Quartzo – 25%; Feldspato – 13% e Granada – 3%, além de Muscovita secundária – 4%. Parte da sillimanita é fibrolita.

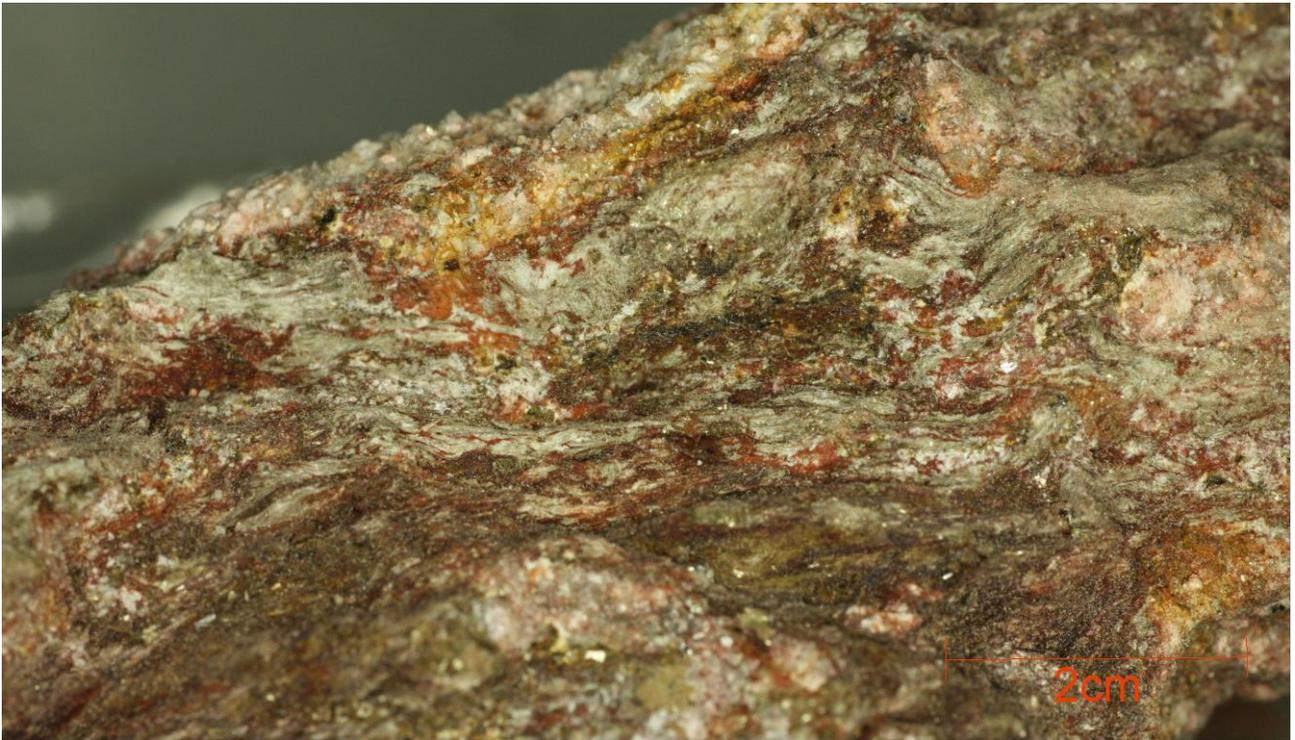


Figura 17: Abundante sillimanita no biotita xisto (amostra de mão).



Figura 18: Biotita avermelhada defindo a foliação no sillimanita biotita xisto.

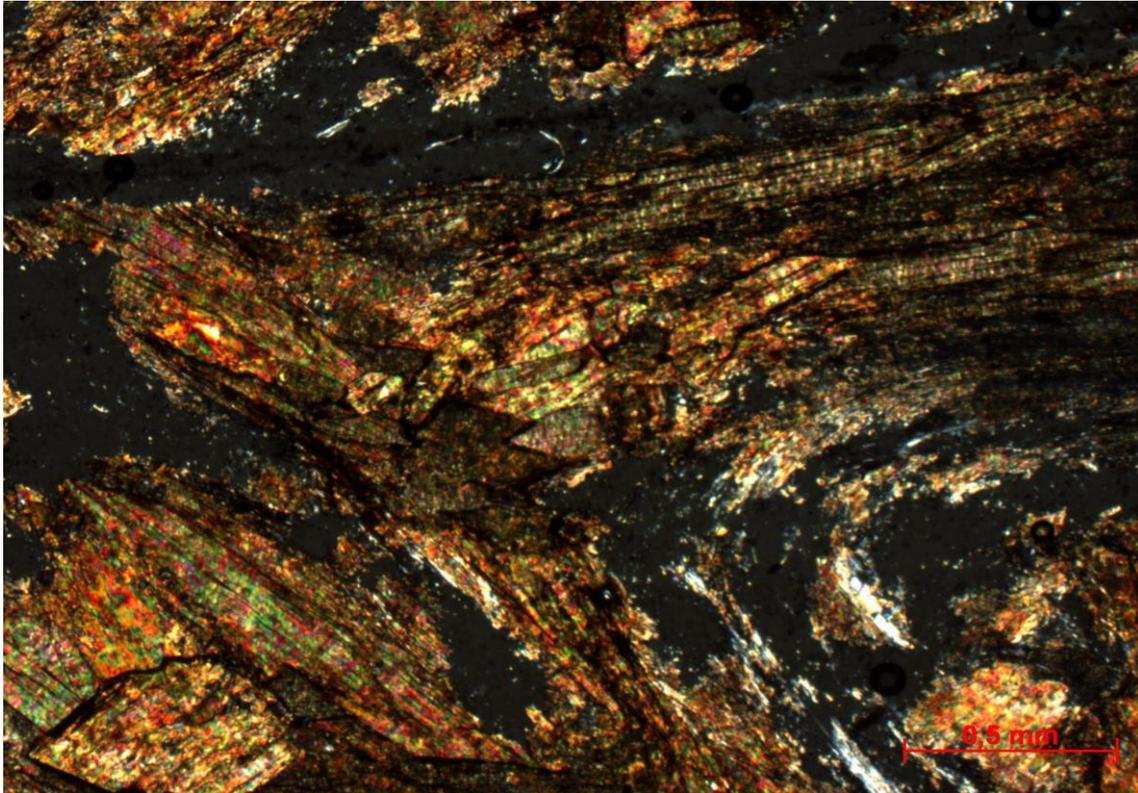


Figura 19: Crenulação definida por sillimanita, biotita e quartzo no biotita xisto.

3.2.4 Rocha Calcissilicática

Esta unidade é formada por uma sucessão de camadas de espessura milimétrica à métrica de rocha calcissilicática (Figura 19) formando corpos isolados na sucessão de xistos e gnaisses do Grupo Paraíba do Sul (Mapa Geológico, Anexo 1). Em uma amostra analisada ao microscópio a rocha apresenta textura granoblastica (Figuras 20 e 21) e a seguinte composição modal: Quartzo – 55%; Diopsídio – 25%; Hornblenda – 10%; Titanita – 4%; Microclina – 3%; Plagioclásio – 2%; Apatita, Clorita e Calcita – 1% (Figura 22).



Figura 20: Bandamento composicional definido por lâminas (<1cm) e camadas delgadas (1-10cm) de rochas calcissilicatadas.

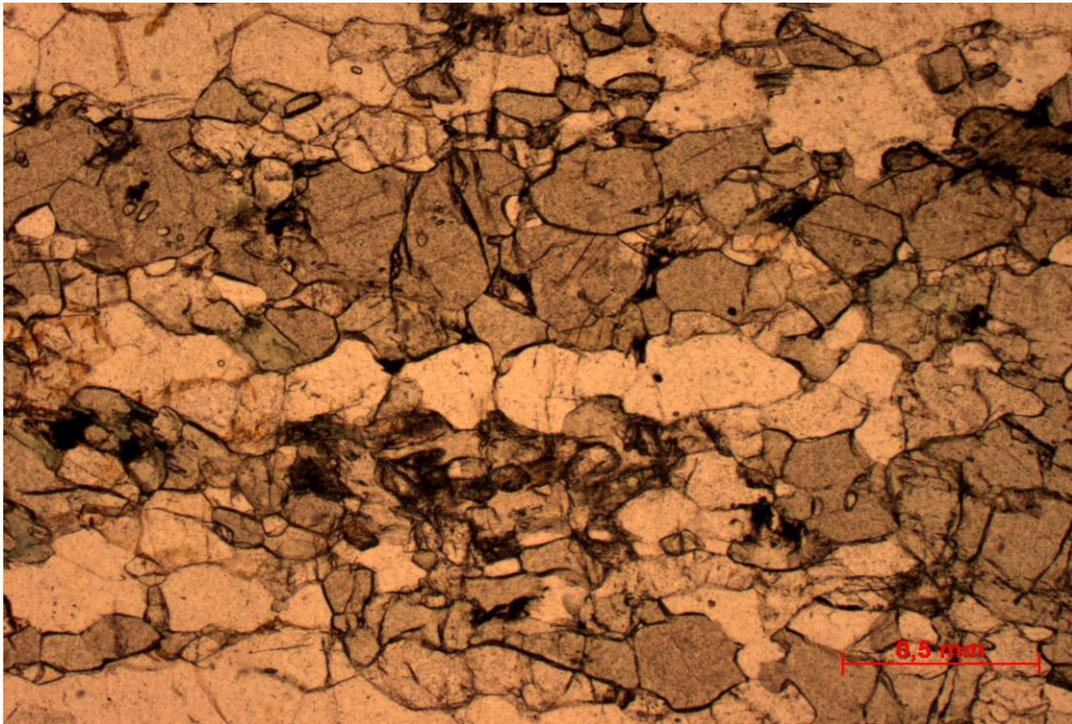


Figura 21: Lâminas com concentração de diopsídio (cor cinza) e quartzo em textura granoblástica em rocha calssilicatada.

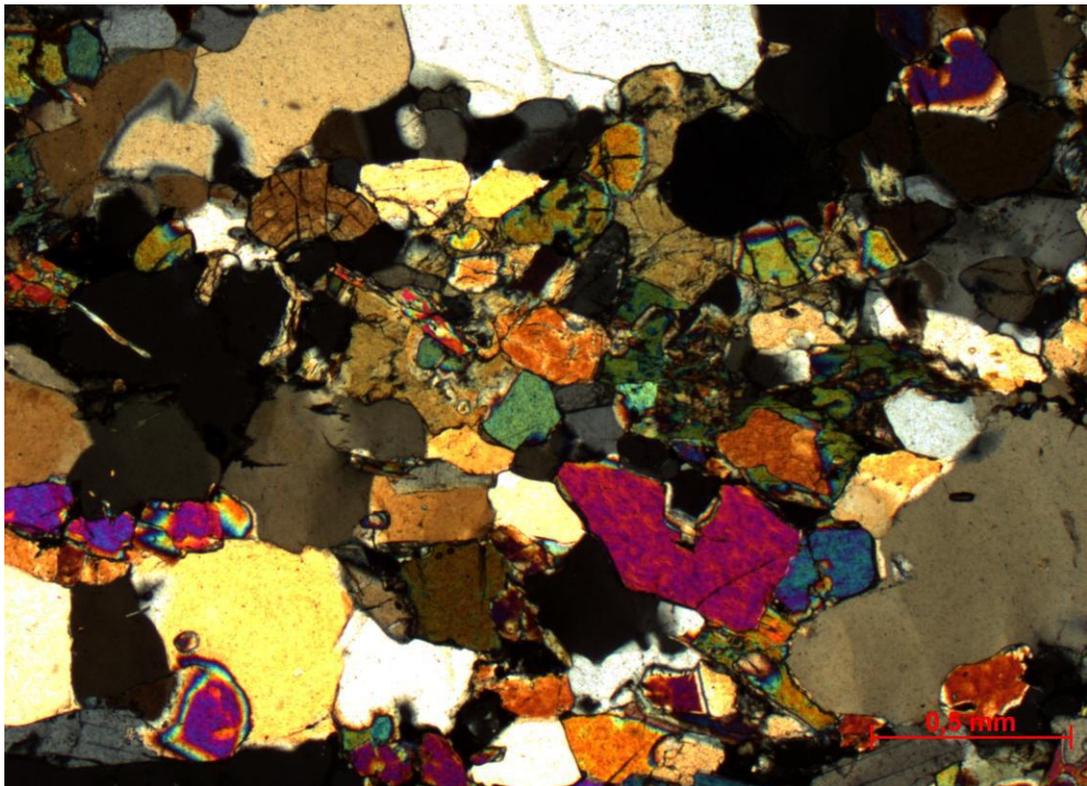


Figura 22: Textura granoblástica definida por diopsídio, quartzo e hornblenda em rocha calssilicatada.

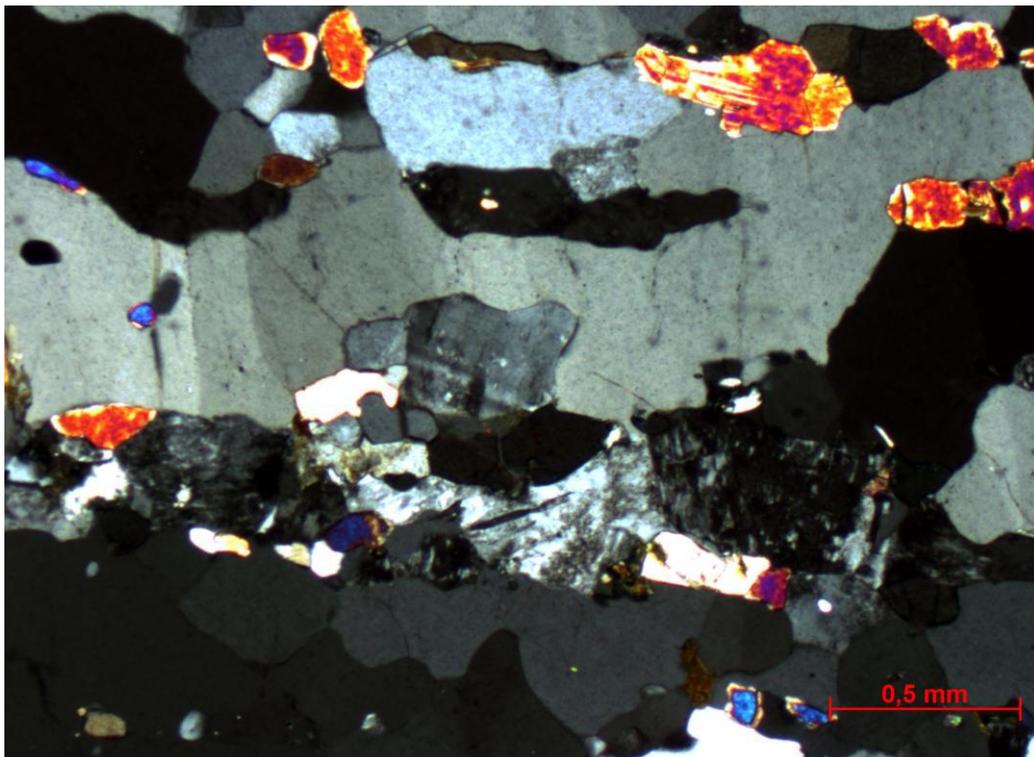


Figura 23: Microclina, quartzo e diopsídio (cor laranja) na rocha calcissilicática.

3.2.5 Metadiorito

Metadiorito de granulação média a grossa com foliação incipiente e índice de cor variando de 40 a 55% (Figura 24) formam corpos com geometria lenticular, intercalados no Sillimanita biotita K-feldspato Gnaiss (vide Mapa Geológico). Quando alterado apresenta juntas de alívio pouco espaçadas que podem ser confundidas com a foliação da rocha (Figura 25). A foliação incipiente sugere que são corpos tardi-tectônicos em relação ao gnaiss encaixante. Entretanto, nos afloramentos estudados não existem evidências suficientes para posicionar estes corpos na evolução tectônica regional.

A partir de uma lâmina petrográfica foi estimada a seguinte composição modal: Quartzo – 24%; Hornblenda – 23%; Plagioclásio – 22%; Biotita – 20%; Microclina - 6%; Titanita – 3%; Minerais opacos – 2% (Figuras 26 e 27).



Figura 24: Juntas de alívio pouco espaçadas e paralelas a foliação incipiente em metadiorito alterado.

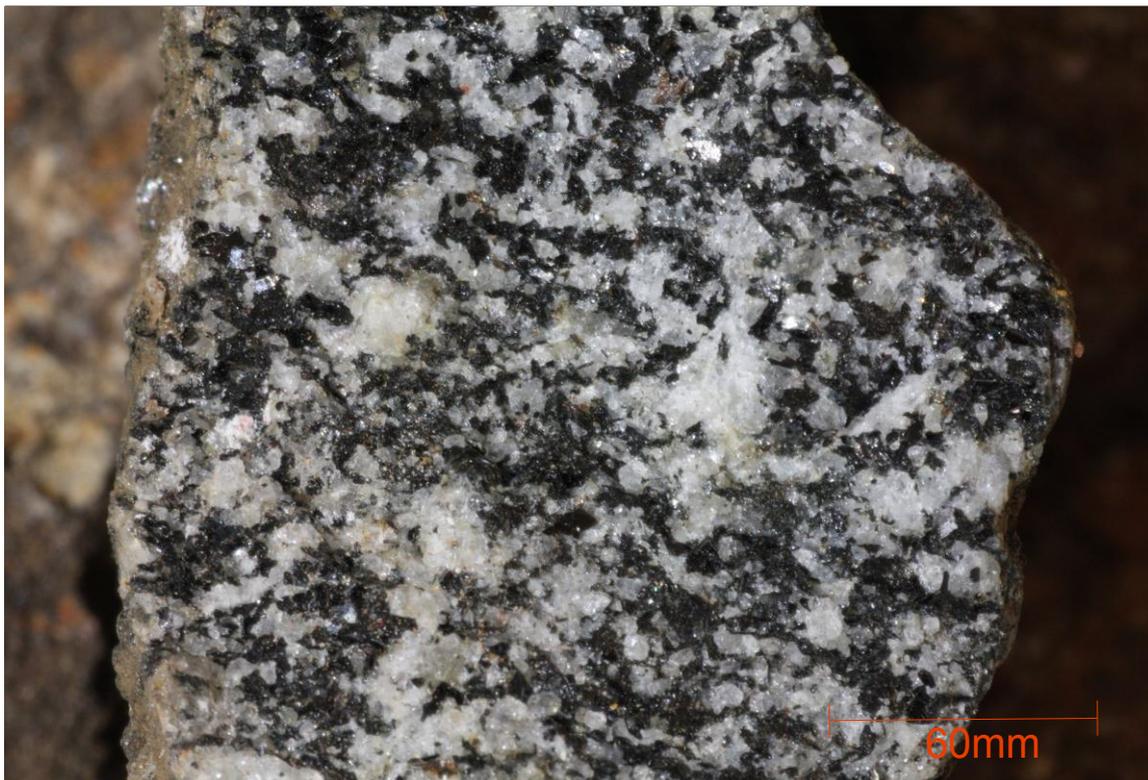


Figura 25: Feldspato e minerais máficos caracterizando a granulação média a grossa e o caráter mesocrático do metadiorito.

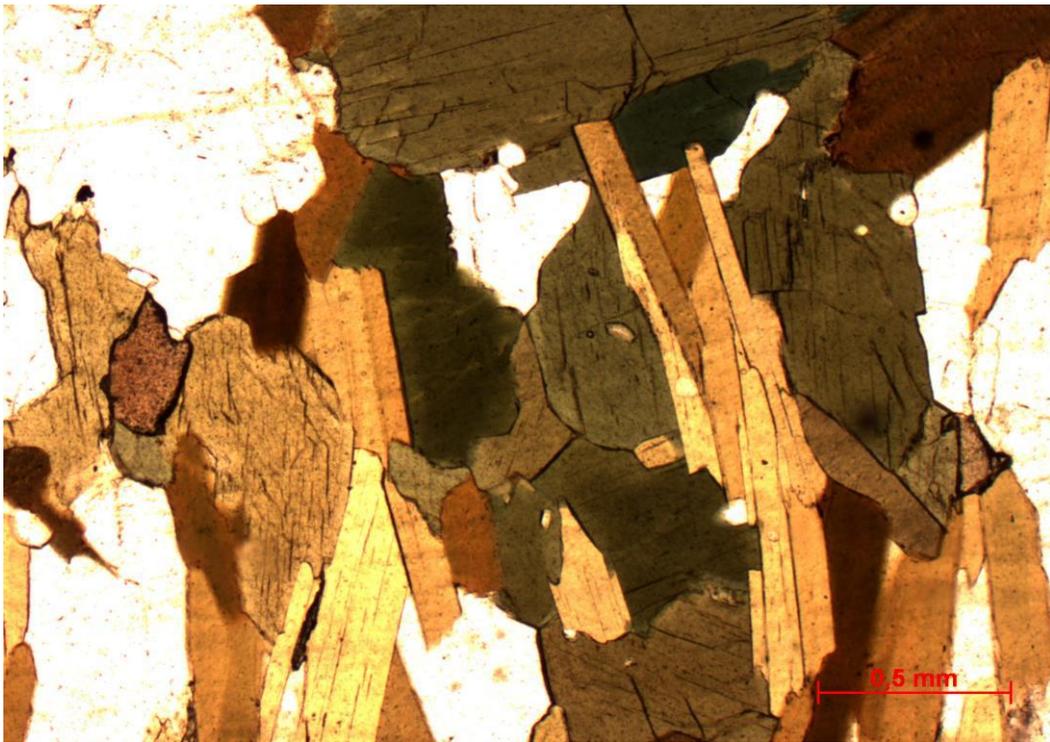


Figura 27: Fotomicrografia do metadiorito ressaltando aglomerados máficos de hornblenda (verde), biotita (bege/marrom) e titanita (marrom granular à esq.).

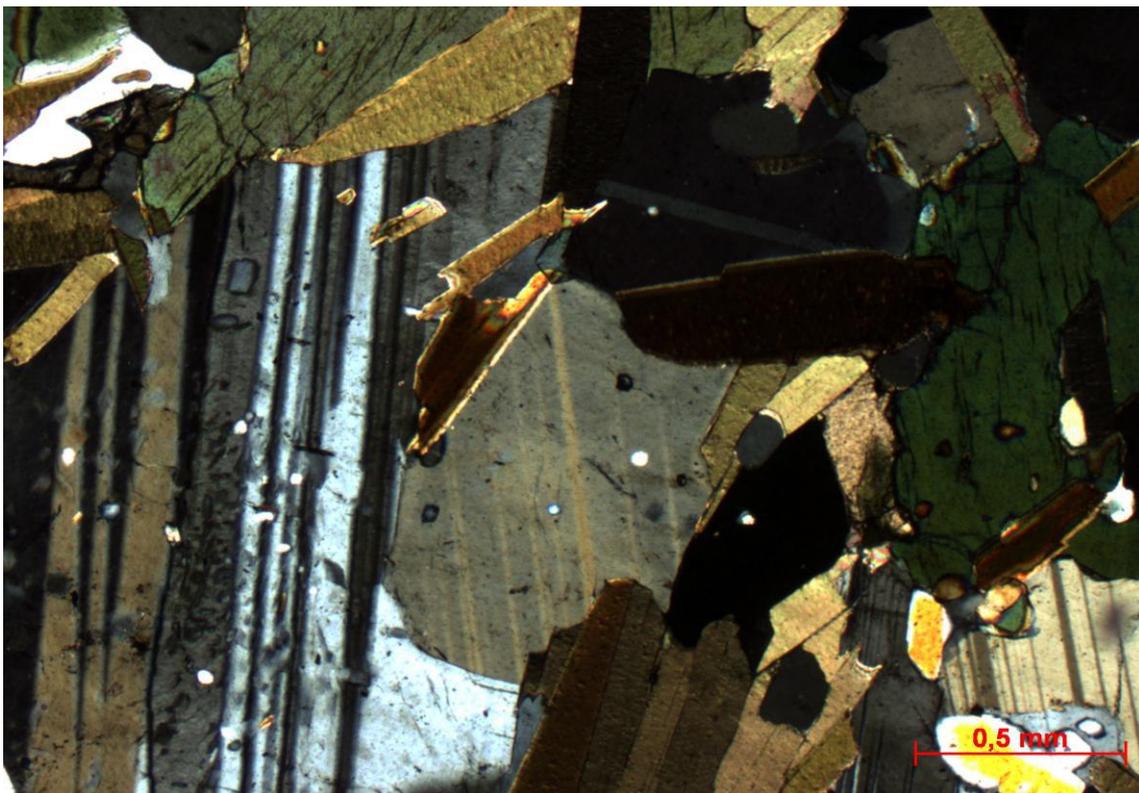


Figura 26: Plagioclásio, hornblenda (verde) e biotita no metadiorito.

3.3 *Biotita Gnaiss granítico porfirítico*

Biotita K-feldspato gnaiss de composição granítica, porfirítico (Figura 31) ou equigranular, forma corpos lenticulares, de espessuras até decamétricas, intercalados no sillimanita biotita k-feldspato gnaiss (vide Mapa Geológico). Em geral, a foliação é concordante com a foliação das encaixantes, porém bem desenvolvida na fácies porfirítica e incipiente na fácies equigranular.

As rochas apresentam composição granítica com fenocristais de K-feldspato (Figura 28 e 29) variando de 1 a 4 cm de tamanho e índice de cor entre 15 e 25%. A partir de visadas em duas lâminas petrográficas, surgiram as seguintes porcentagens mineralógicas: Microclina – 35%; Quartzo – 30%; Biotita – 16%; Plagioclásio – 13%; Titanita – 2%; Muscovita secundária – 2%; Clorita – 1%; Minerais opacos – 1%.

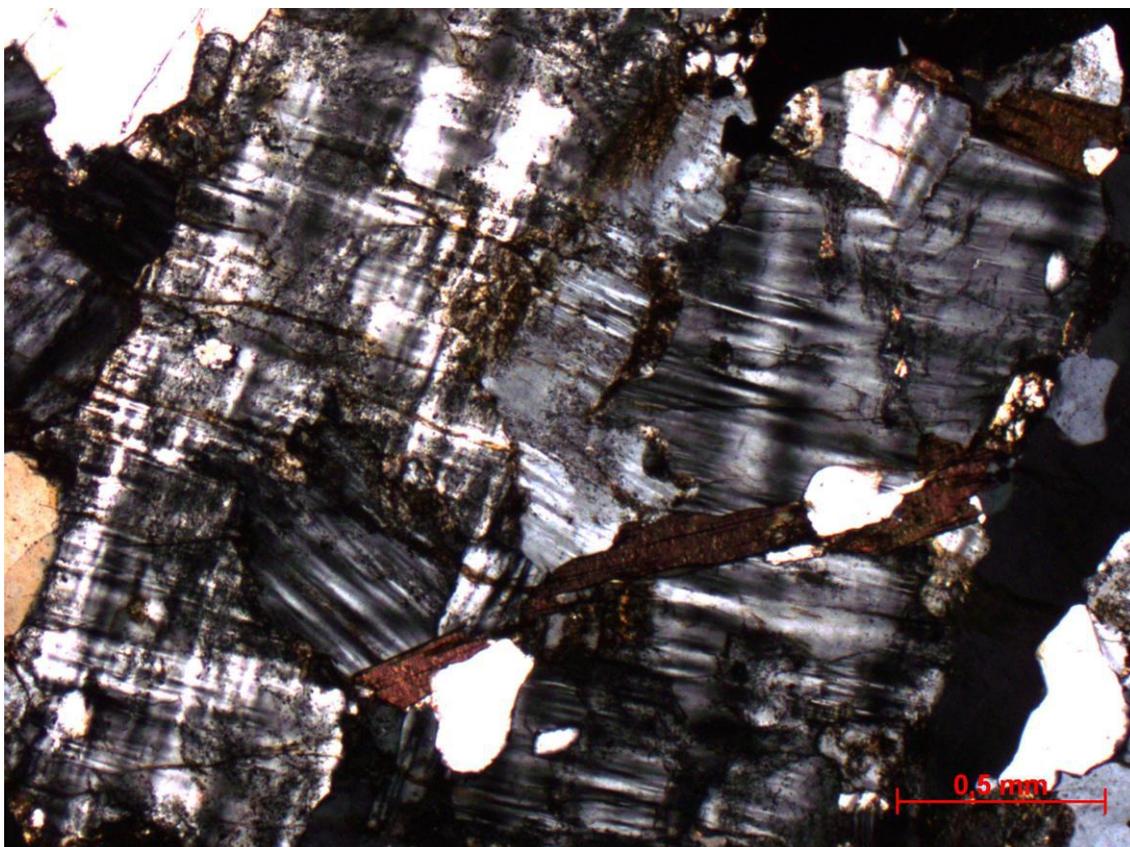


Figura 28: Fenocristal de microclina, com inclusões de biotita e quartzo.

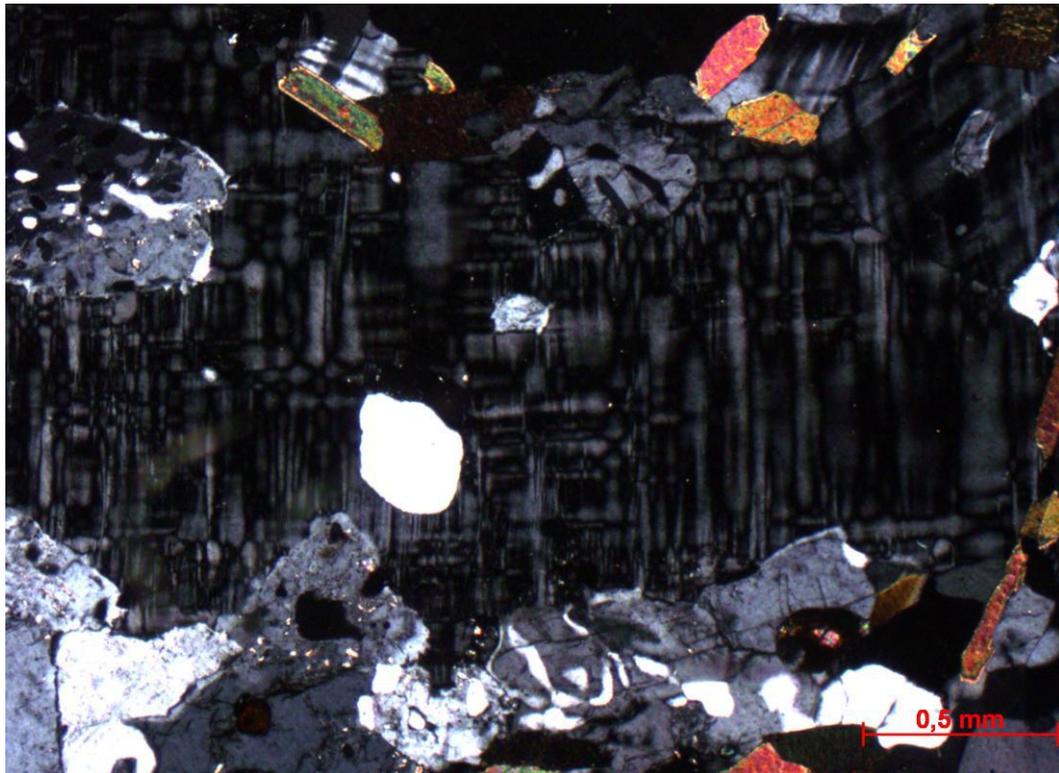


Figura 29: Microclina com inclusões de quartzo e biotita bordejada por mirmequita (parte inferior da fotomicrografia).

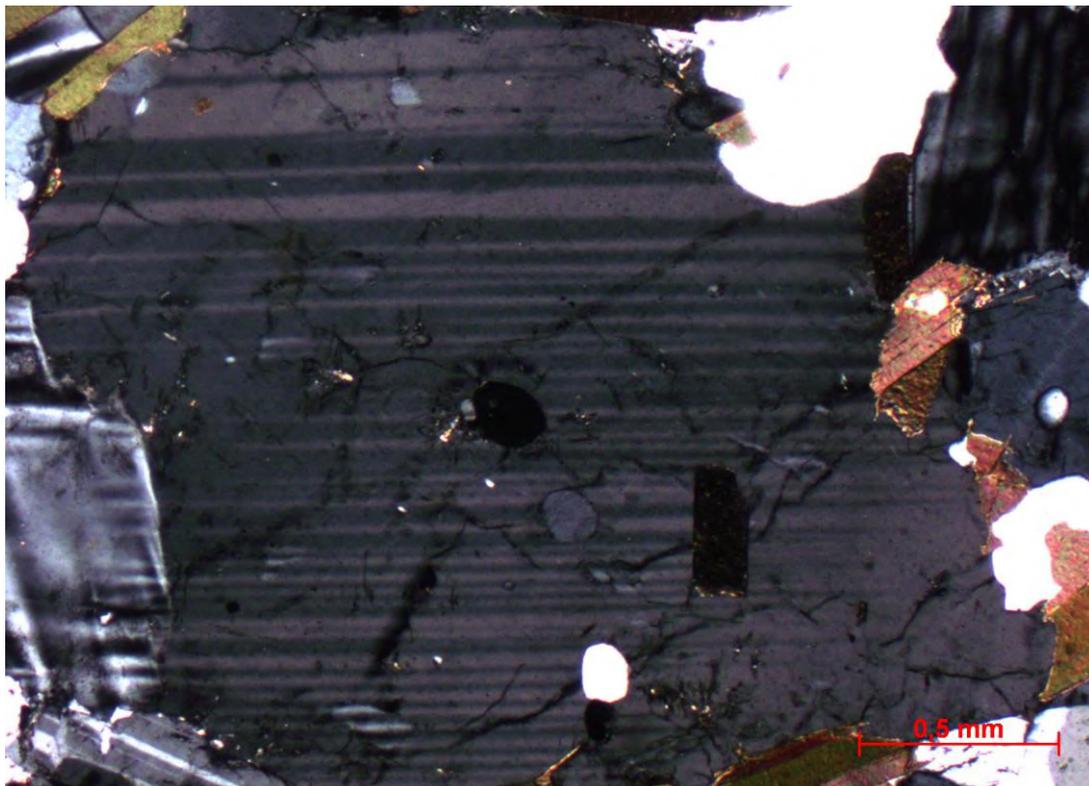


Figura 30: Plagioclásio com geminação polissintética, biotita e quartzo no biotita gnaisse granítico.

3.4 *Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaisse*

Dois corpos de Hornblenda biotita K-feldspato Gnaisse foram observados no sudeste da área de mapeamento. Apresentam em geral uma textura fina, poligonal e equigranular, com quartzo e feldspatos recristalizados e uma foliação em geral marcada pelos minerais máficos. O índice de cor foi estimado entre 15 e 25%. A análise modal a partir de visadas foi realizada em uma lâmina petrográfica com as seguintes porcentagens mineralógicas: K-feldspato – 38%; Quartzo – 30%; Biotita – 13%; Hornblenda – 11%; Plagioclásio – 3%; Titanita – 3% Muscovita secundária – 1%; Minerais Opacos – 1% (Figuras 31, 32, 33 e 34).

Esta unidade foi interpretada como sendo uma rocha ortoderivada devido a elevado quantidade de hornblenda e textura equigranular. O que difere este ortognaisse do Biotita Gnaisse granítico porfirítico é a elevada quantidade de hornblenda e a textura poligonal.

É importante destacar que a deformação nesta unidade aumenta para SE ocorrendo textura de protomilonito com fitas de quartzo recristalizadas (Figura 35), próximo ao contato tectônico mostrado no mapa geológico.

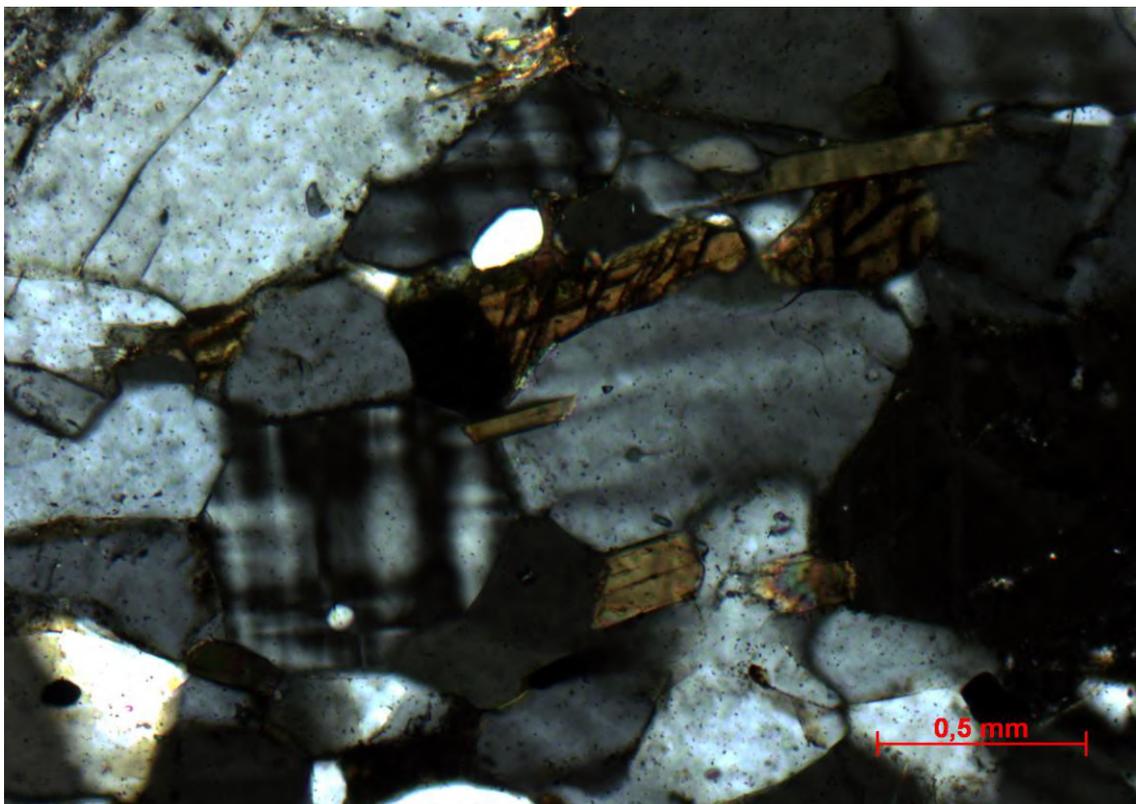


Figura 31: Fotomicrografia mostrando hornblenda, microclina, biotita e quartzo no Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaisse.

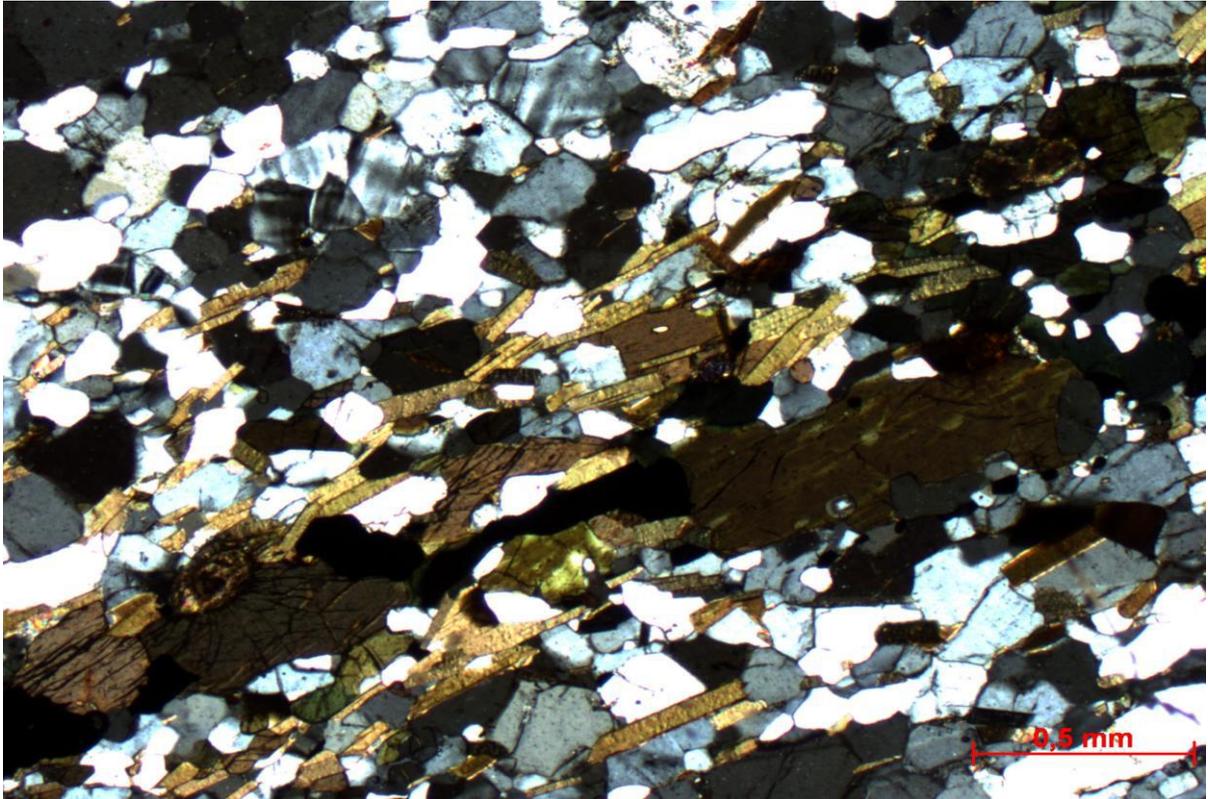


Figura 33: Foliação definida por biotita e hornblenda e matriz de quartzo e feldspato recristalizada no Hornblenda biotita K-feldspato Gnaiss.

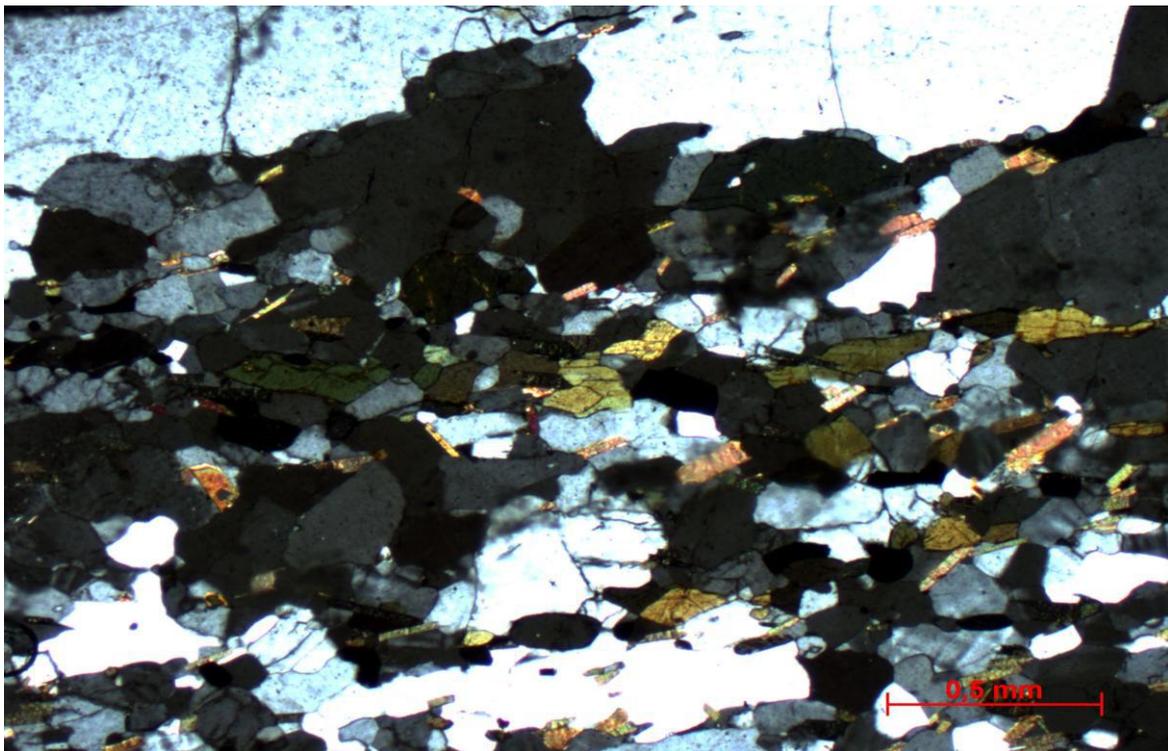


Figura 32: Foliação evidenciada por hornblenda e biotita (cor verde) no Hornblenda biotita K-feldspato Gnaiss.

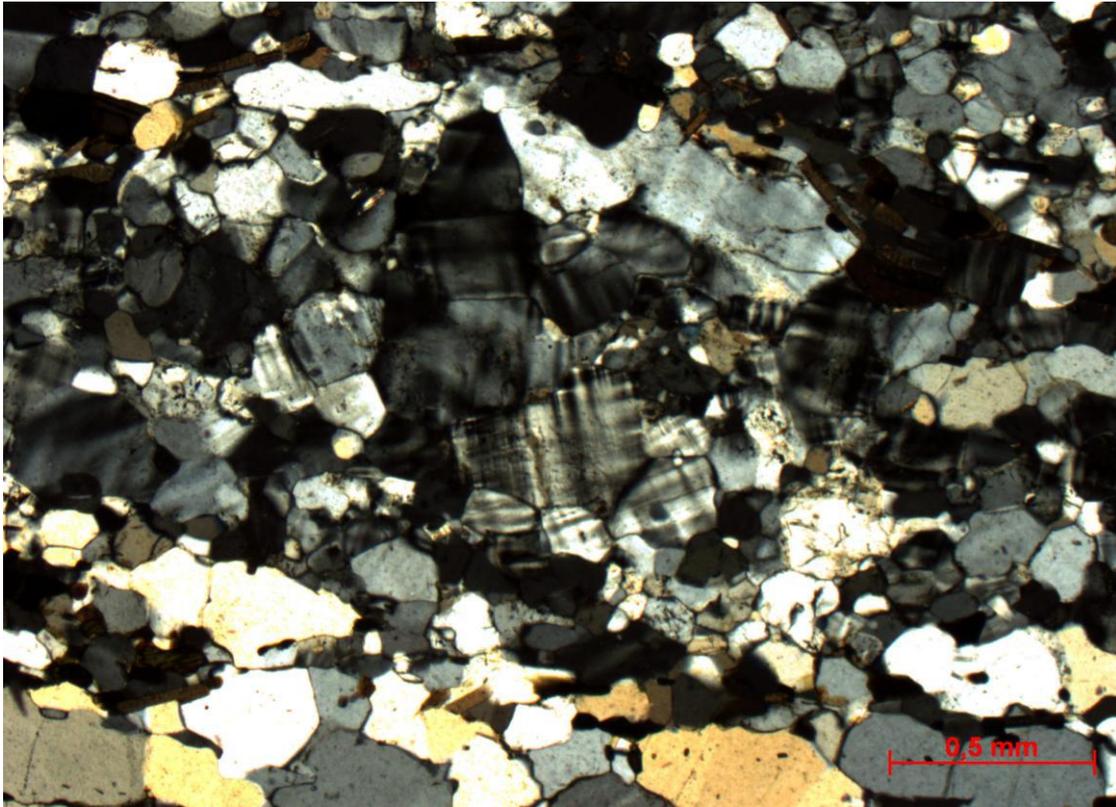


Figura 35: Fotomicrografia mostrando textura equigranular no Hornblenda Biotita K-feldspato Gnaisse.

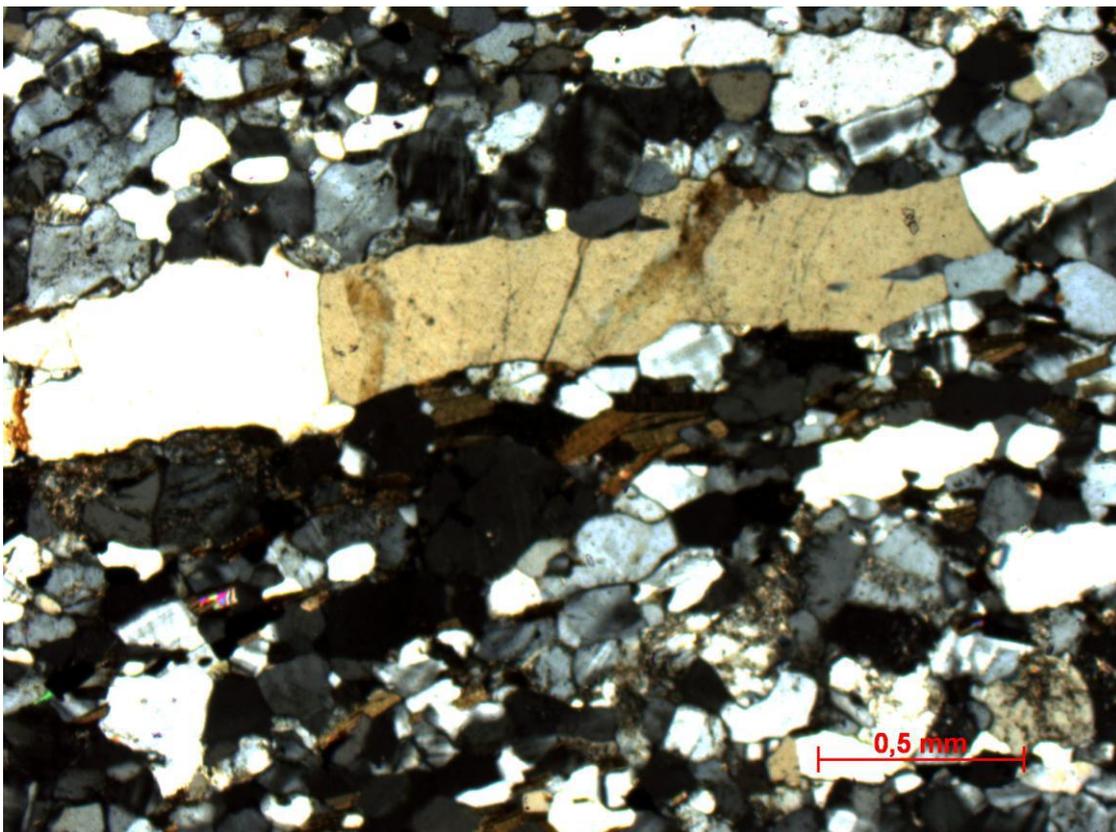


Figura 34: Fotomicrografia mostrando fita de quartzo (no centro) em protomilonito da unidade Hornblenda Biotita. K-feldspato. Gnaisse.

3.5 Granada Sillimanita Biotita Gnaisse

Esta unidade é caracterizada pela presença de cerca de 22% de granada de até 2 cm de tamanho (Figura 36) e uma foliação bem marcada por biotita e sillimanita (Figuras 37, 38). A composição modal feita a partir da análise de uma lâmina petrográfica, indicou as seguintes porcentagens mineralógicas: Granada – 22%; Biotita – 20%; Quartzo – 16%; Sillimanita – 15%; Plagioclásio – 13%; Muscovita – 8%; K-feldspato – 4%; Espinélio – 2%.

Nota-se que foi encontrado mirmequita (Figura 39) e granada com inclusões de biotita e plagioclásio envolta pela foliação, indicando que o grão é mais velho que esta (Figura 37).

Por sua composição rica em granada e sillimanita a unidade foi interpretada como sendo um metassedimento. Sua localização e o contato tectônico também permite interpreta-la como pertencente ao Domínio Juiz de Fora. Este contato, próximo ao qual ocorrem protomilonitos, possivelmente, seria o contato tectônico entre os domínios Paraíba do Sul e Juiz de Fora.



Figura 36: amostra de mão com granada de até 2 cm no Granada sillimanita biotita Gnaise.

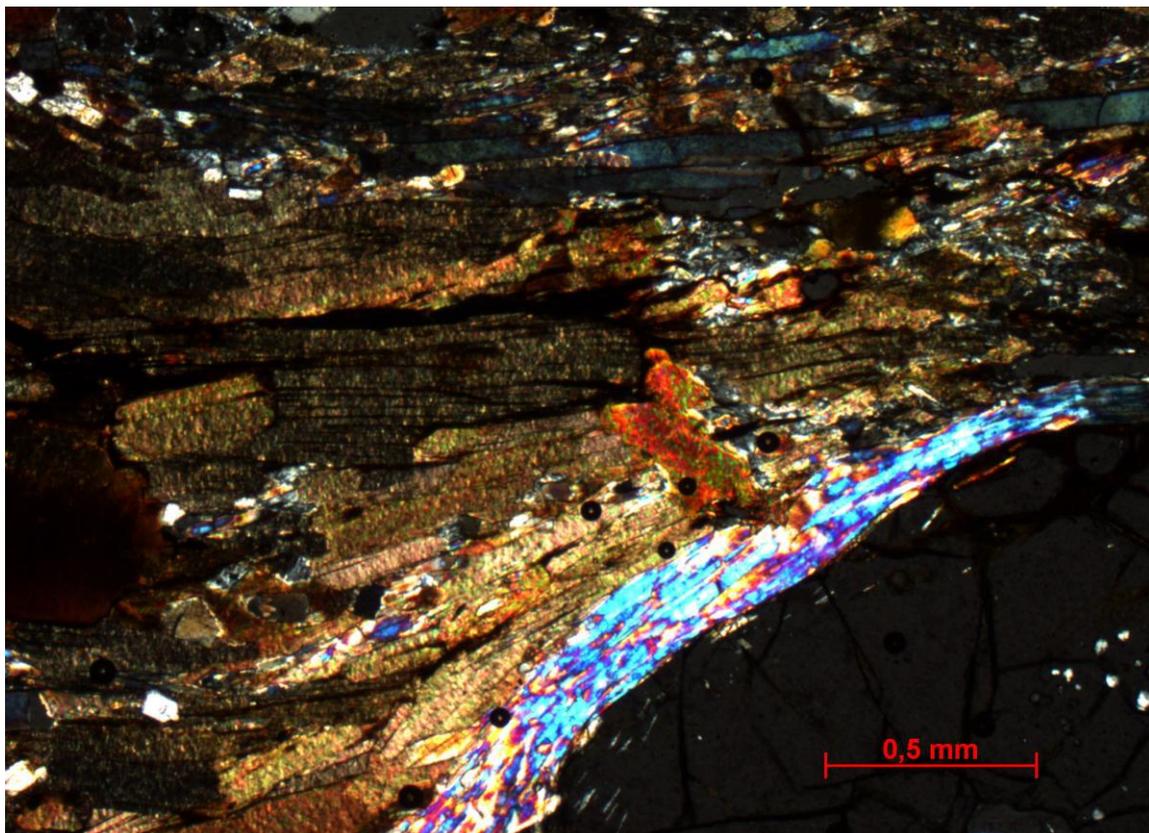


Figura 37: Fotomicrografia mostrando grãos de sillimanita, biotita e muscovita se amoldando ao redor do grão de granada (mais velho).

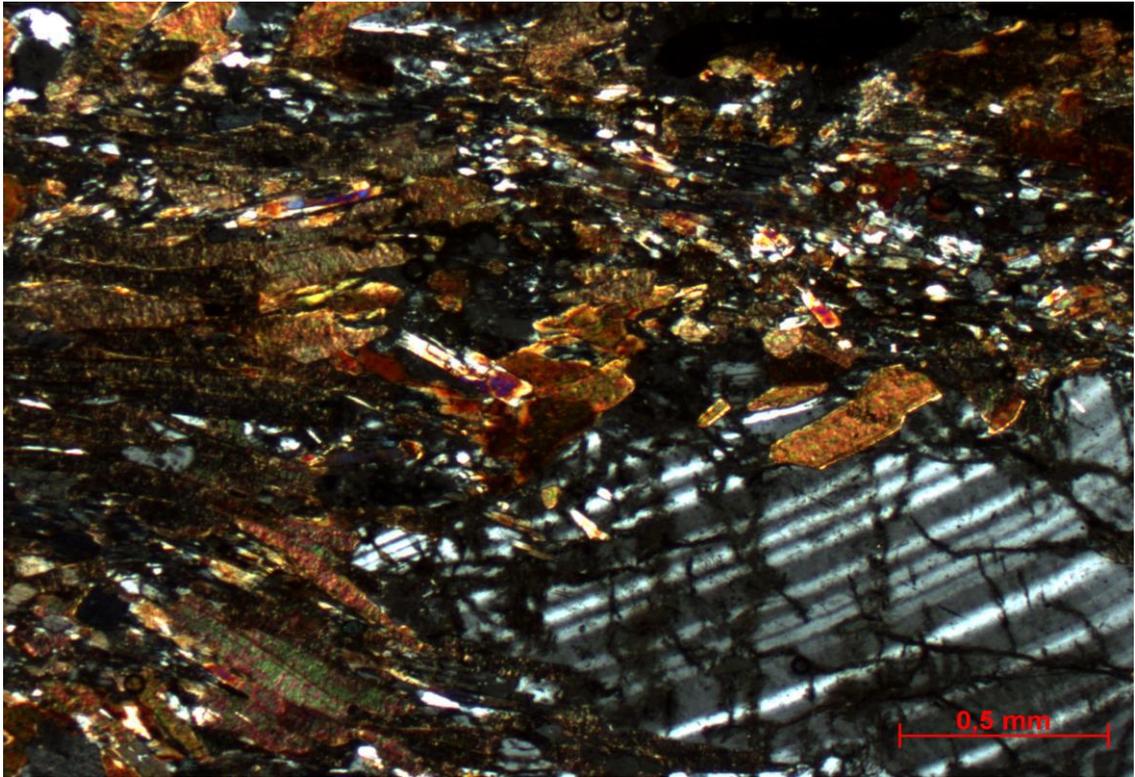


Figura 39: Fotomicrografia mostrando a presença de biotita, sillimanita, e plagioclásio na unidade Granada sillimanita biotita Gnaiss.



Figura 38: Fotomicrografia mostrando textura mirmequítica em Granada sillimanita biotita Gnaiss.

3.6 Diabásio

Na área ocorrem seis diques subverticais de rumo NW-SE de diabásio com textura intergranular e índice de cor variando de 60 a 70%. Nos afloramentos ocorrem capa de alteração típica de rochas máficas, de até 3 cm de espessura (Figura 41) e fraturas principais com mergulho em torno de $220^{\circ}/30^{\circ}$ (Figura 40). Os diques cortam os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul e o Biotita K-feldspato Gnaiss. Estes diques de diabásio são interpretados como sendo associados a um evento tectônico mais recente, possivelmente o de quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Sul.



Figura 40: Afloramento de diabásio com fraturas bem marcadas mergulhando para SW.



Figura 41: Diabásio com textura intergranular e capa de alteração típica de rochas máficas.

4. Geologia Estrutural

A foliação principal nas rochas da área tem rumo em torno de N60-80°E e mergulhos variando baixos e elevados (25-70°) para NW. Localmente ocorrem mergulhos para SE. Esta foliação principal foi chamada de S_n e é paralela ou subparalela ao bandamento composicional das rochas.

A foliação S_n foi deformada por uma fase D_{n+1} que gerou dobras fechadas a abertas com planos axiais para NW e eixos com caimento para NE ou SW, semelhante a atitude de lineação de estiramento (Figuras 42, 43 e 44).



Figura 42: Dobras abertas com plano axial mergulhando para NW, deformando a foliação principal (S_n) que por sua vez é paralela ao bandamento composicional de rocha calcissilicática. Afloramento na RJ-155.



Figura 43: Dobras abertas (D_{n+1}) com plano axial mergulhando para NW e eixo com caimento para NE, paralelo a lineação de estiramento. Rocha calcissilicática em corte na RJ-155.



Figura 44: Dobra isoclinal dobrando a foliação principal (Sn) e o badamento composicional em quartzito.

Dobras D_{n+1} na escala destas das figuras 42, 43 e 44 e outras menores, foram interpretadas como dobras parasíticas. Foram a base para a interpretação das dobras regionais mostradas nas três seções geológicas (Anexos 1, Mapa Geológico).

Localmente foi observada uma lineação de crenulação nas rochas calcissilicáticas, apresentando um baixo caimento para NE (Figura 46). Também localmente ocorrem pequenas zonas de cisalhamento subverticais com strike NE-SW e NW-SE, cortando as foliações S_n e dobras (D_{n+1}). Pequenas falhas também foram observadas (Figura 47).

As 102 medidas de foliação principal (S_n), 27 de lineação de estiramento e 10 de eixos de dobras D_{n+1} são mostradas nas figuras 48, 49 e 50.



Figura 45: Lineação de estiramento com caimento para NE vista em topo de camada de rocha calcissilicática.

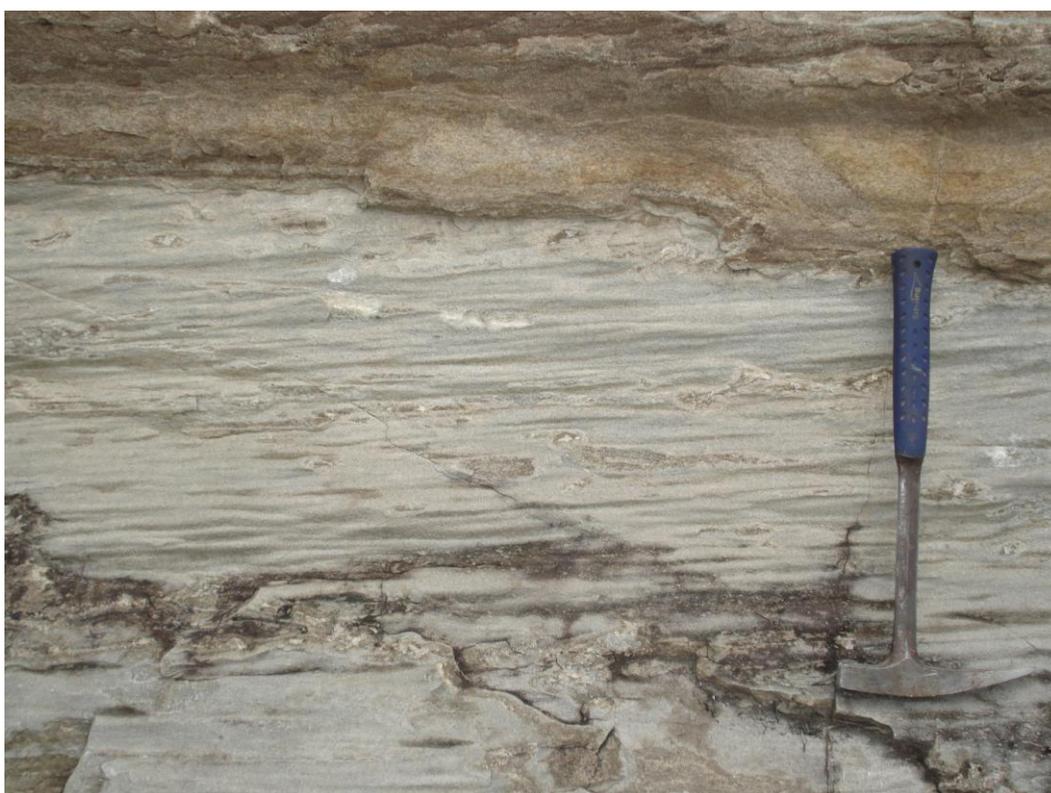


Figura 46: Lineação de crenulação em rocha calcissilicática.



Figura 47: Falhas de rejeito centométrico cortando a foliação S_n e dobras D_{n+1} .

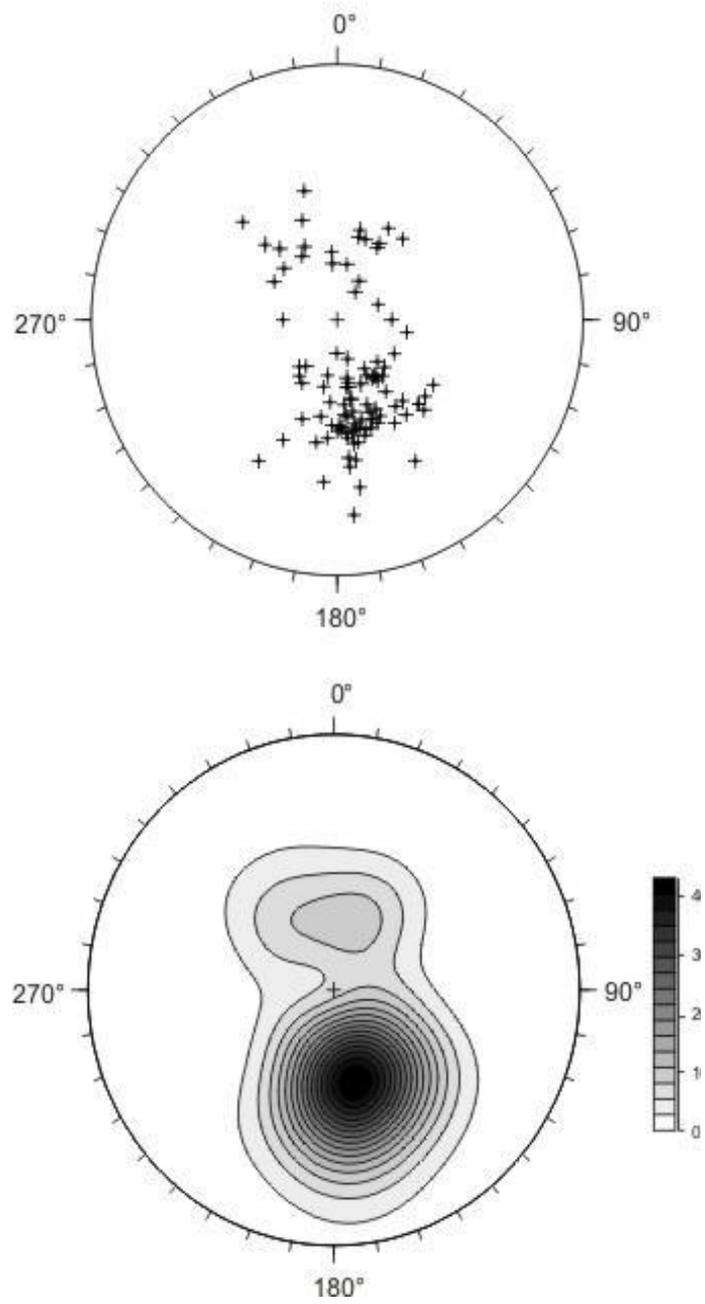


Figura 48: Projeções estereográficas(hemisfério inferior) das **Foliações** (S_n), com 102 medidas.

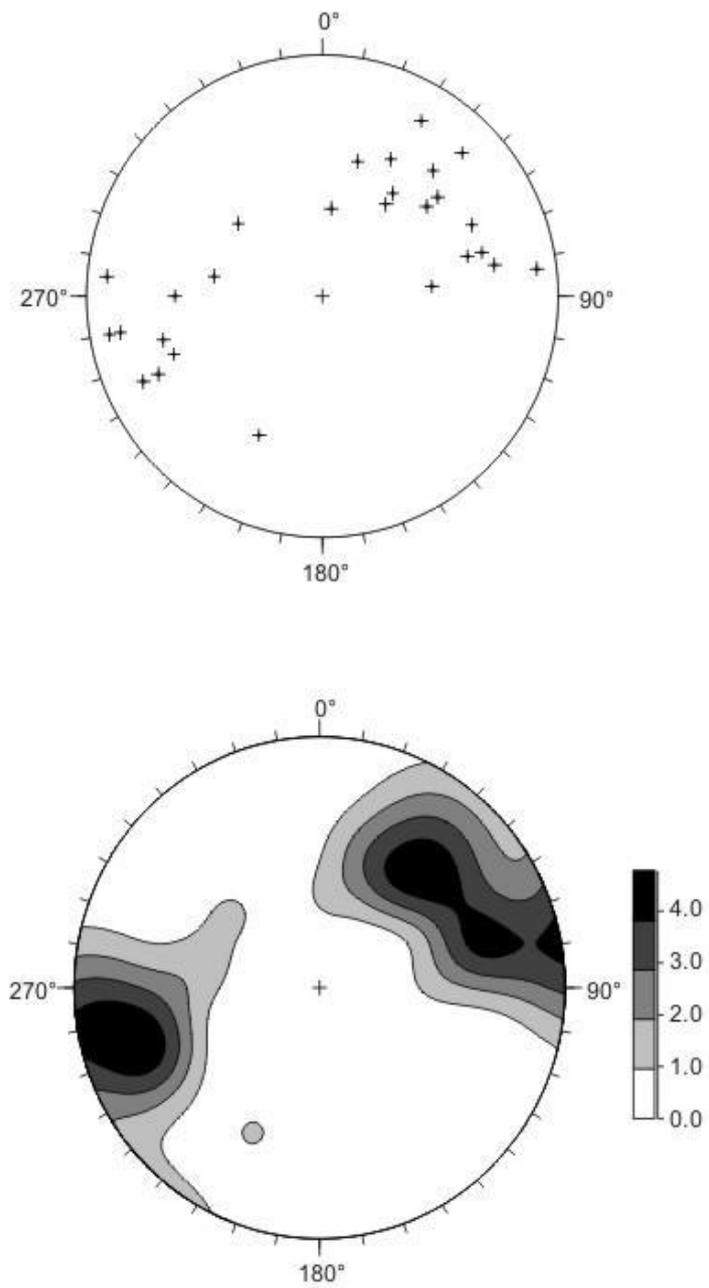


Figura 49: Projeções estereográficas (hemisfério inferior) das **Lineações**, com 27 medidas.

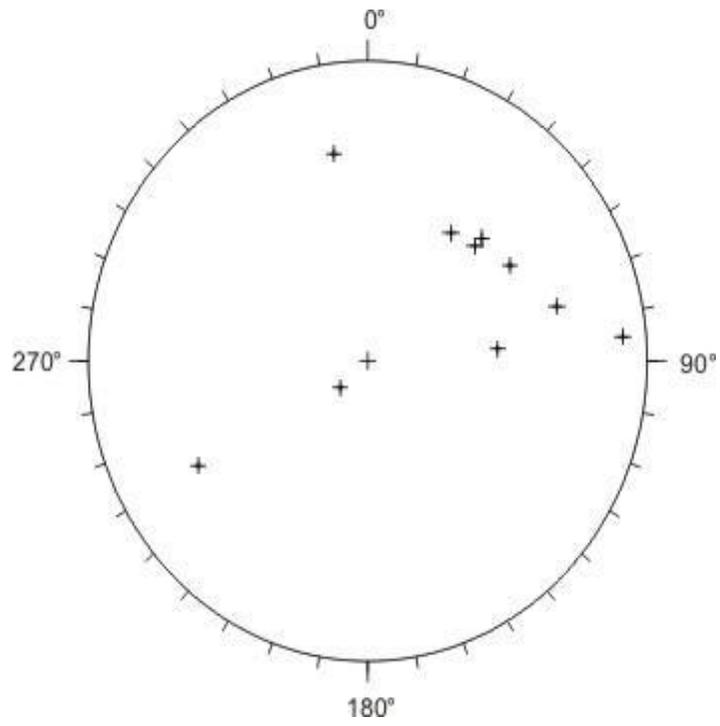


Figura 50: Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos Eixos de Dobras, com 10 medidas.

5. Metamorfismo

A presença de sillimanita, K-feldspato, biotita e níveis leucocráticos e veios de pegmatitos, somados a ausência de cianita e muscovita primária sugerem metamorfismo em fácies anfibolito de alta temperatura e média pressão. Os veios félsicos indicam que o nível de fusão mínima foi ultrapassado no auge do metamorfismo.

A presença de espinélio e granada na unidade Granada sillimanita biotita Gnaiss, também indica facies anfibolito, já que o espinélio é um mineral que se cristaliza em altas temperaturas. Também a presença de hornblenda e ausência de piroxênio no metadiorito, sugerem fácies anfibolito de alta temperatura (Figura 51).

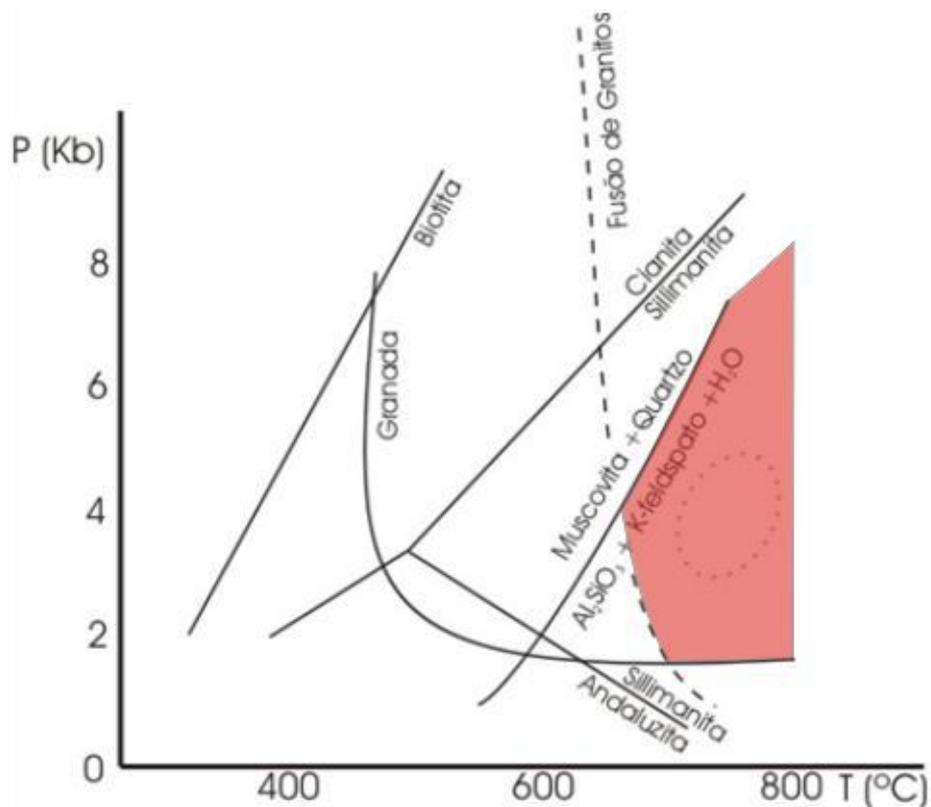


Figura 51: Diagrama P-T mostrando a associação mineralógica encontrada nas rochas mapeadas neste trabalho indicando fácies anfibolito.

Conclusão

Como mostra o mapa geológico foram identificadas 10 unidades litológicas na área.

Por suas características litológicas o Hornblenda Biotita Gnaiss foi interpretado como um ortognaiss. Estas mesmas características permitiram correlacioná-lo com Ortognaiss Quirino, Paleoproterozóico, do Terreno Paraíba do Sul. Por tais razões este hornblenda biotita gnaiss ortognaiss também foi considerado como embasamento na área mapeada.

As unidades sillimanita biotita xisto, sillimanita biotita K-feldspato gnaiss e as intercalações de quartzito, rocha calcissilicática foram interpretadas como rochas metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul. O metadiorito foi interpretado como uma intrusão tardi-tectônica em relação a foliação principal das rochas do Grupo Paraíba do Sul.

Os gnaisses porfirítico e equigranular com hornblenda (biotita gnaiss granítico porfirítico e hornblenda biotita K-feldspato gnaiss) representariam intrusões na sucessão do Grupo Paraíba do Sul. A foliação nestas rochas, em geral menos desenvolvida do que a foliação nas encaixantes, sugere, assim como para o metadiorito, que são corpos tardi-tectônicos ou sin-colisionais ao Evento Brasileiro.

O Granada sillimanita biotita gnaiss foi interpretado como uma unidade metassedimentar do Domínio Juiz de Fora. O contato com as unidades do Domínio Paraíba do Sul é marcado pela presença de protomilonitos, sendo portanto um contato tectônico.

A presença, entre outros minerais, de biotita e sillimanita definindo a foliação principal das rochas indica que esta foliação foi gerada em condições metamórficas de facies anfibolito. Granada, espinélio e lentes félsicas de origem anatética sugerem facies anfibolito de pressão média e início de migmatização.

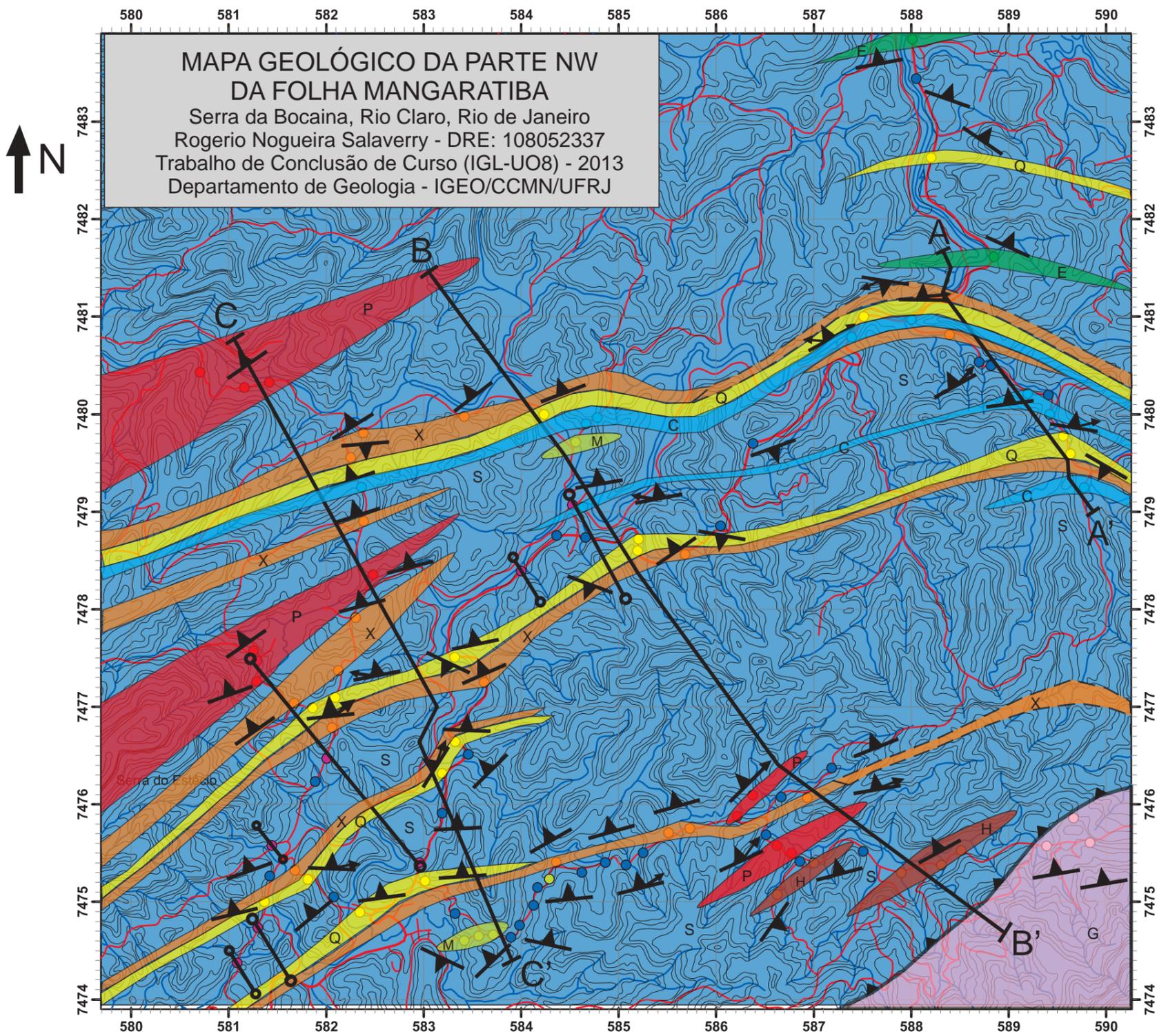
A foliação principal é paralela ao bandamento composicional das rochas. Esta foliação aparece deformada em dobras abertas até isoclinais, com planos axiais mergulhando para NW e eixos para NE, paralelos a uma lineação de estiramento. Esta estruturação sugere um encurtamento NW-SE típico da evolução tectônica da Faixa Ribeira.

Referências Bibliográficas

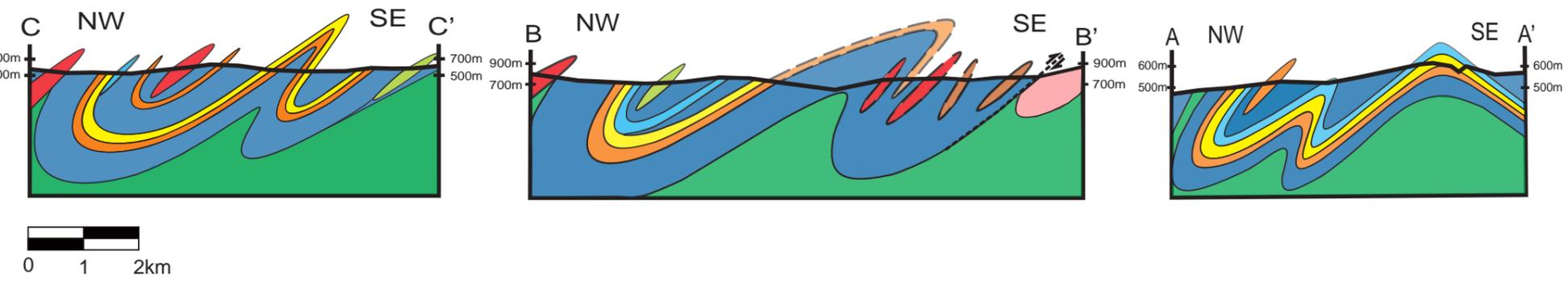
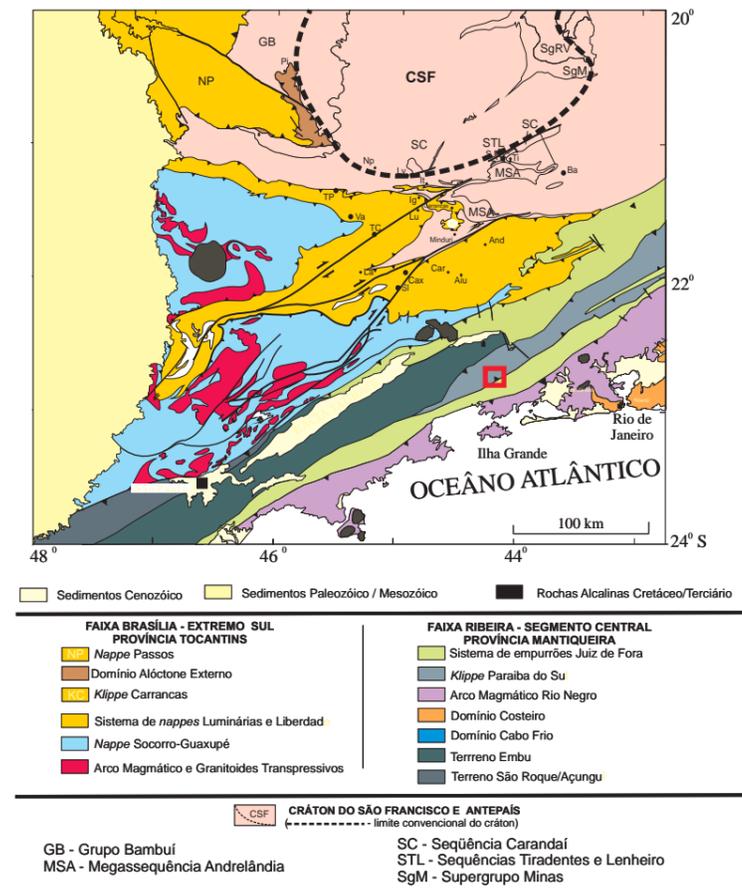
- ALMEIDA F. F. M., AMARAL G., CORDANI U. G., KAWASHITA K. 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin south of Amazon river. *In: E. M. Nairn & F. G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins*. New York, Plenum, 411-446.
- ALMEIDA J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 190p.
- CAMPANHA G.A.C. 1981. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ), *Rev. Bras. Geoc.*, **11**: 159-171,.
- CORRÊA NETO A. V., DAYAN H., VALENÇA J. G., RAFAEL CABRAL A. 1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul entre Três Rios - RJ e Sapucaia - RJ. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3, Rio de Janeiro, *Atas*, pp.:194-200.
- CRUZ L., FAYON A., TEYSSIER C., WEBER J. 2007. Exhumation and deformation processes in transpressional orogens: The venezuelan Para Península, SE Caribbean-South America plate boundary. *In: Till A.B, Roeske S.M., Sample J.C., Foster D.A. (eds.) Exhumation associated with strike-slip fault systems*. The Geological Society of America Special Paper, p. 149-165.
- DEHLER N.M., MACHADO R., VASCONCELOS C.S. 2000. Tectônica extensional oblíqua no sul do estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:699-706.
- DEHLER N.M. 2002. Extrusão tectônica oblíqua em regime transpressivo no Cinturão Paraibides, RJ. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 170 p.
- DEHLER N.M., MACHADO R. 2002. Geometria e cinemática da aba sul da estrutura divergente do Rio Paraíba do Sul ao longo da seção Areal-Três Rios, Rio de Janeiro. *Rev. Bras. Geoc*, **32**(4):481-490.
- EBERT H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40**:215-229.
- EBERT H.D. & HASUI Y. 2012. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, v.**135**; p231-252.
- FOSSEN H., Geologia Estrutural; tradução Fábio R.D. De Andrade – São Paulo : Oficina de Textos, 2012.
- HARZ E.H., ANDRESEN A., HODGES K.V., MARTIN M.W. 2001. *Syncontractional extension and exhumation of deep crustal rocks in the east Greenland Caledonides*. *Tectonics*, **20**:58-77.
- HEILBRON M., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M. 1991. A Megassinformal do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. *In: SBG, Simp. Geol. Sud.*, 2, *Atas*, p. 519–527.
- HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.C. 2004. A Província Mantiqueira. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

- HEILBRON M. & MACHADO N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **125**: 87-112.
- HEILBRON M., VALERIANO C. M., TASSINARI C. C. G., ALMEIDA J., TUPINAMBÁ M., SIGA JR. O., & TROUW R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Special Publications* 2008; v. **294**; p. 211-237.
- HOLDSWORTH R.E & STRACHAN R.A 1991. Interlinked system of ductile strike-slip and thrusting formed by Caledonian sinistral transpression in northeastern Greenland. *Geology*, **19**:510-13.
- INGER S. 1998. Timing of an extensional detachment during convergent orogeny: New Rb/Sr geochronological data from the Zaskar shear zone, northwestern Himalaya. *Geology*, **26**: 223-226.
- JONES R.R., HOLDSWORTH R.E., BAILEY W. 1997. Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *J. Struc. Geol.*, **19**:1201-1217.
- KARNIOL T.R., MACHADO R., VICENTE L.C. 2007. Tectônica extensional no cinturão Paraíba do Sul no noroeste do Rio de Janeiro: análise estrutural na seção Itaperuna (RJ) - Muriaé (MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **37**:625-636.
- LYBERIS N. & MAMBY G. 1999. Continental collision and lateral escape deformation in the lower and upper crust: An example from Caledonide Svalbard. *Tectonics*, **18**:40-63.
- MACHADO FILHO L., RIBEIRO M.W., GONZALEZ S.R., SCHEMINI C.A, SANTOS NETO A.S., PALMEIRA R.C.B., PIRES I.L., TEIXEIRA W., CASTRO H.F. 1983. *Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória* . Geologia. RADAMBRASIL, vol 32.
- MACHADO R. & ENDO I. 1993. A megaestrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. *In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect.*, **4**, , *Anais*, p. 208-213.
- MANCKTELOW N.S. 1992. Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics*, **215**:295-317.
- NORTHRUP C.J. & BURCHFIEL B.C. 1996. Orogen-parallel transport and vertical partitioning of strain during oblique collision. *Journal Structural Geology.*, **18**:1231-1244.
- PETERNEL R., TROUW R.A.J., SCHMITT R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das Faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **35**(3):297-310.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H., MERLE O. 1991. Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: Structural Analysis. *Tectonics*, **10**:257-271.
- ROSIER G.F. 1957. A geologia da Serra do Mar entre os picos da Maria Comprida e do Desengano. Rio de Janeiro, *Bol. Divisão de Geologia e Mineralogia*, 166p.
- ROSIER G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, bol. 222, 40 p.
- SANDERSON D.J. & MARCHINI W.R.D. 1984. Transpression. *J. Struc. Geol.*, **6**:449-458.
- SCHMITT R.S., TROUW R.A.J., VAN SCHMUS W.R., PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **133**: 29-61.

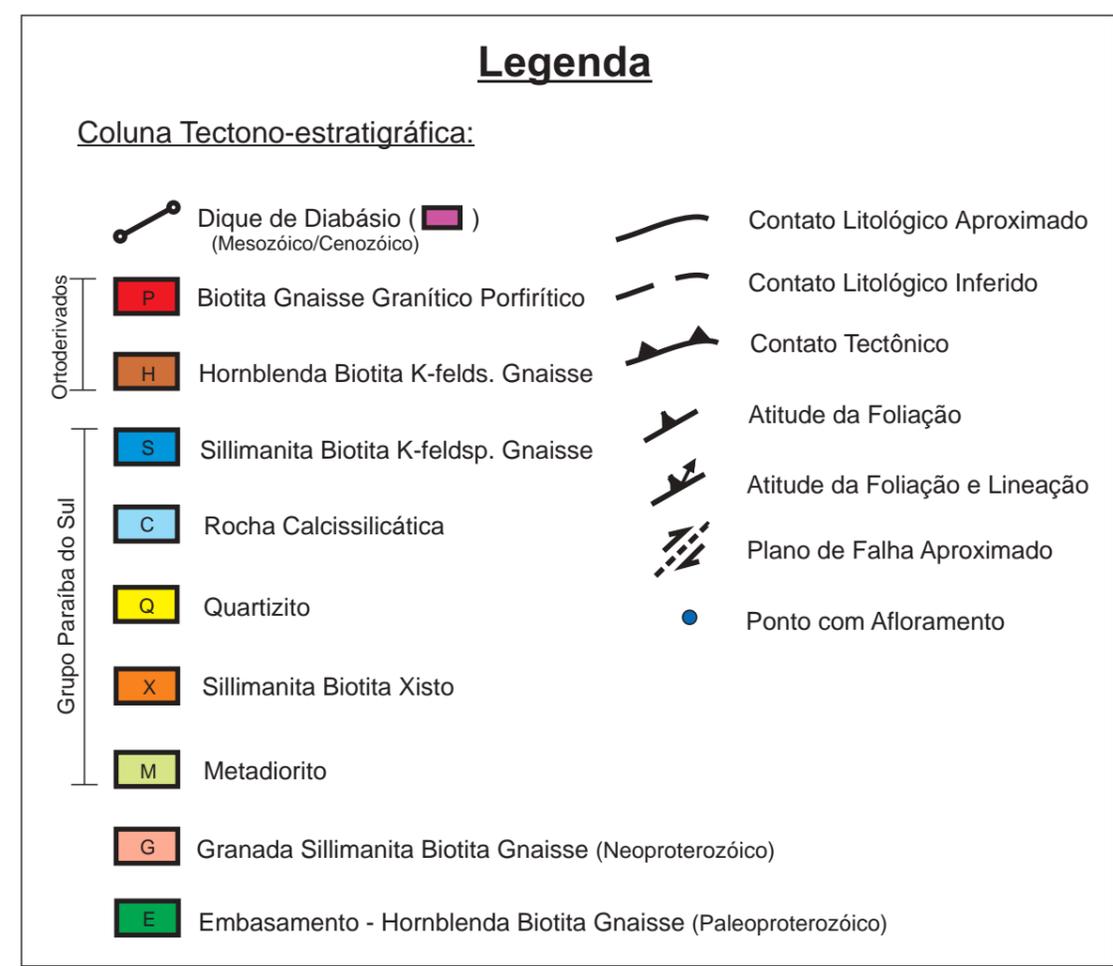
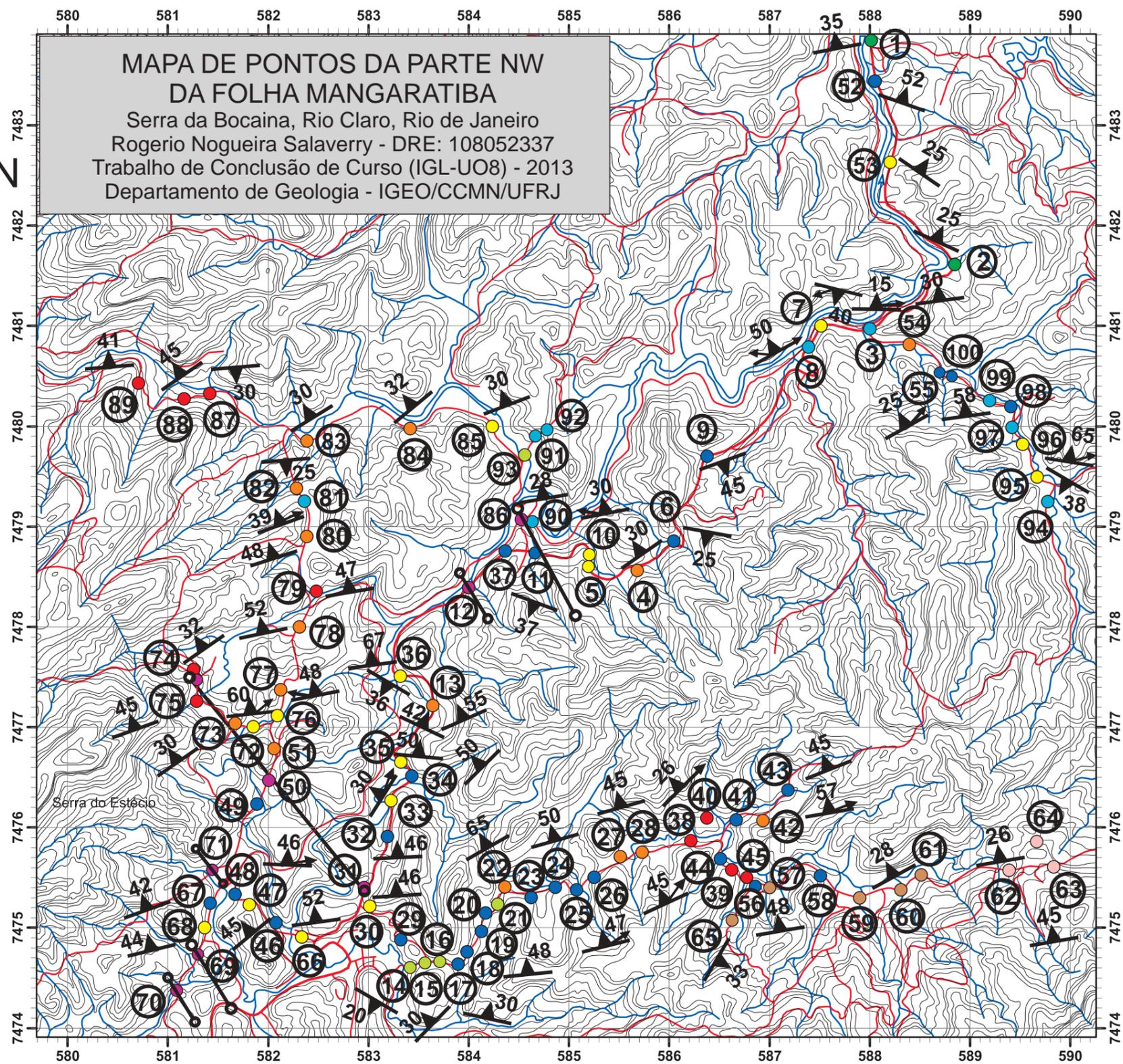
- SPOTILA J.A., HOUSE M.A., NIEMI N.A., BRADY R.C., OSKIN M., BUSCHER J.T. 2007. Patterns of bedrock uplift along the San Andreas fault and implications for mechanisms of transpression. *In: Till A.B., Roeske S.M., Sample J.C., Foster D.A. (eds.) Exhumation associated with strike-slip fault systems*. The Geological Society of America Special Paper, p. 15-33.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LEDAIN A.Y., ARMIJO R., COBBOLD P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**:611-616.
- TEYSSIER C., TIKOFF B., MARKLEY M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, **23**: 447-450.
- TROUW R.A.J. 1995. Uma avaliação dos modelos cinemáticos propostos para o megasinformal do Vale do Rio Paraíba do Sul, baseada em lineações de estiramento. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, **5**, Gramado, *Anais*, pp.:103-104.
- TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, pp. 287-310.
- TUPINAMBÁ M. ET AL., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *GEONOMOS* **15(1)**: 67 – 79.
- VAUCHEZ A., BABAIE H.A., BABAEI A. 1993. Orogen-parallel tangential motion in the Late Devonian-Early Carboniferous southern Appalachians Internides. *Can. J. Earth Sci.*, **30**:1297-1305.
- VICENTE L.C., DEHLER N.M., MACHADO R.M., KARNIOL T.R. 2007. Extrusão tectônica e transporte lateral de massa na porção central do cinturão Paraíba do Sul, seção Três Rios – Matias Barbosa (RJ/MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **37**:281-292.
- VICENTE L.C. 2008. Geologia estrutural da aba norte da estrutura divergente do Rio Paraíba do Sul: Seção Três Rios (RJ) – Matias Barbosa (MG) e Barra do Piraí – Conservatória (RJ). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 110 p.



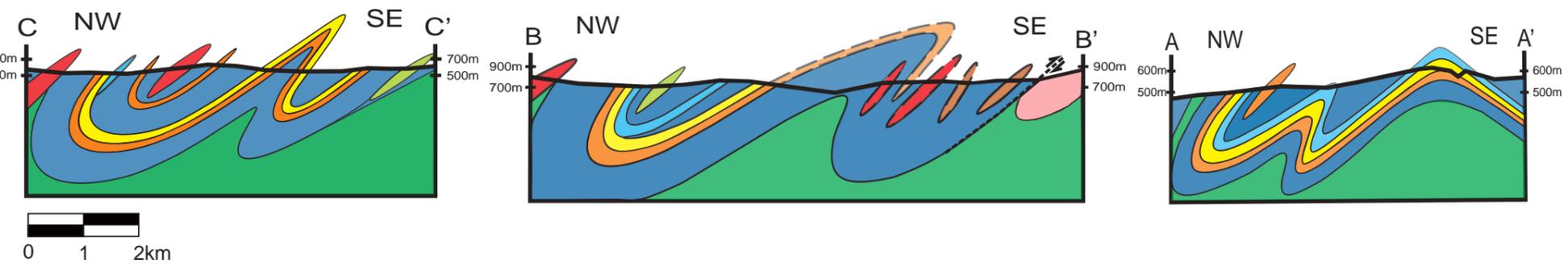
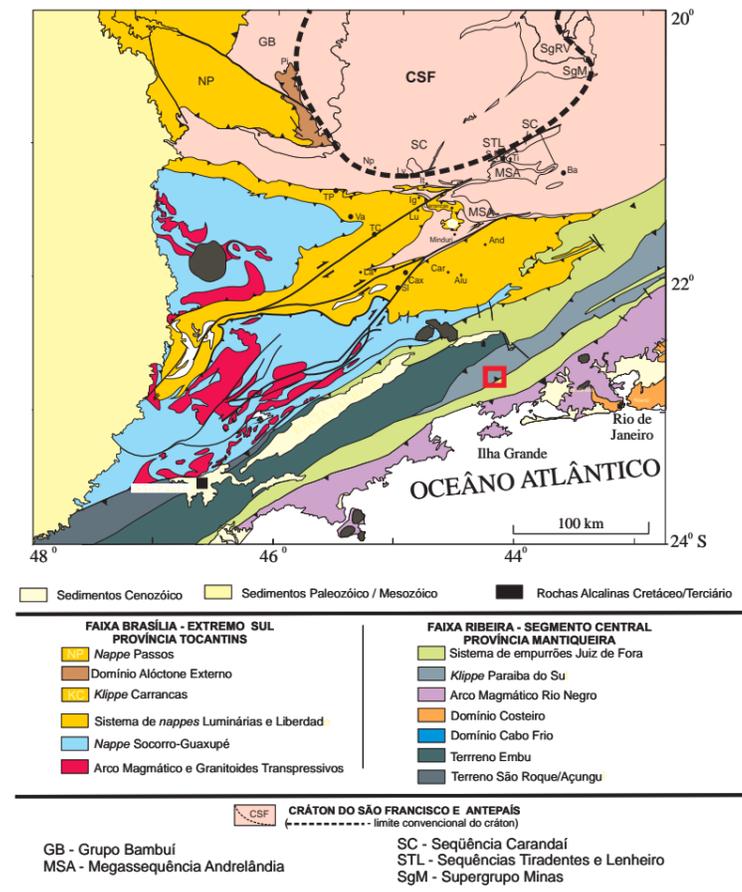
Localização da Área de Mapeamento:



Encarte tectônico simplificado da região sudeste do Brasil, com localização da Área de mapeamento; modificado de Trouw et al (2000). Cidades: TP - Três Pontas; Lv - Lavras; It - Itumirim; Va - Varginha; TC - Três Corações; Lu - Luminárias; Ig - Ingai; SJ - São João Del Rei; Ti - Tiradentes; Ba - Barbacena; And - Andreiândia; Aiu - Aiuruoca; Car - Carrancas; Cax - Caxambu; La - Lambari; Sl - São Lourenço; Ij - Itajubá; Pi - Piumhi; Np - Nepomuceno



Localização da Área de Mapeamento:



Encarte tectônico simplificado da região sudeste do Brasil, com localização da Área de mapeamento; modificado de Trouw et al (2000). Cidades: TP - Três Pontas; Lv - Lavras; It - Itimirim; Va - Varginha; TC - Três Corações; Lu - Luminárias; Ig - Ingai; SJ - São João Del Rei; Ti - Tiradentes; Ba - Barbacena; And - Andreiândia; Aiu - Aiuruoca; Car - Carrancas; Cax - Caxambu; La - Lambari; Sl - São Lourenço; Ij - Itajubá; Pi - Piumhi; Np - Nepomuceno