



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
Centro de Ciências da Matemática e da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia
Setor de Geologia Regional e Econômica

Mapeamento Geológico da Região de Tapera, Distrito de Macaé, Rio de Janeiro.

Trabalho de Final de Curso
(IGL-U08)

Pablo Ventin Varela

Orientador: Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo
Coorientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Rio de Janeiro
JULHO/2011



Pablo Ventin Varela

**Mapeamento Geológico da Região de Tapera, Distrito
de Macaé, Rio de Janeiro.**

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

Orientadores:

Prof. Dr. Everton Marques Bongioio
Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Rio de Janeiro
JULHO/2011

VARELA, Pablo Ventin

Mapeamento Geológico da Região de Tapera,
Distrito de Macaé, RJ / Pablo Ventin Varela – Rio de Janeiro:
UFRJ / IGEO, 2011

XVI, 74 p.: il.; 30cm

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

Orientadores: Everton Marques Bongioiolo; Julio Cezar
Mendes

1. Mapeamento Geológico. 2. Petrografia. 3. Granito
Sana. 4. Faixa Ribeira. – Trabalho de Conclusão de Curso. I.
Everton Marques Bongioiolo; Julio Cezar Mendes II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia III. Mapeamento
Geológico da Região de Tapera, Distrito de Macaé, RJ.

Pablo Ventin Varela

Mapeamento Geológico da Região de Tapera, Distrito de Macaé, Rio de Janeiro.

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

Orientadores:

Prof. Dr. Everton Marques
Bongiolo
Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Aprovada em _____ de _____ de 2011.

Por:

Orientador: Dr. Everton Marques Bongiolo

Coorientador: Dr. Julio Cezar Mendes

Dr. Ciro Alexandre Ávila

Dra. Silvia Regina de Medeiros

UFRJ
Rio de Janeiro
Julho de 2011

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por sempre ter me guiado, me dado saúde e iluminado meu caminho até o dia de hoje.

Agradeço à minha família, em especial ao meu pai Carlos Varela, minha mãe Gardênia Ventin e ao meu irmão Diego Varela, que me apoiou incondicionalmente ao longo de toda minha vida e sempre esteve ao meu lado. Gostaria de agradecer ao meu pai novamente, pela grande ajuda nas etapas de campo.

Ao meu orientador, Everton Marques Bongioiolo, pela ajuda nas etapas de campo, pelo conhecimento passado e pela paciência durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao meu coorientador, Julio Cezar Mendes, pela ajuda nas descrições petrográficas, conhecimento passado e pelas interessantes discussões realizadas.

Aos amigos do CENPES, Leonardo, Oscar, Raphael, Janaína e Vanessa, pela liberação do uso de microscópios e computadores para o desenvolvimento desse trabalho.

Agradeço aos meus grandes amigos feitos ao longo da faculdade que tornaram esse um dos melhores períodos da minha vida.

Um agradecimento muito especial ao amigo Rodrigo Garcia pela ajuda nas etapas de campo e laboratoriais, no desenvolvimento desse relatório e pelas discussões construtivas.

Um agradecimento aos amigos Júlia Guerrero e Fabio Belchior Costa pela ajuda na confecção do mapa digital.

RESUMO

Esse relatório foi desenvolvido como Trabalho Final de Conclusão de Curso e compreendeu o estudo de uma área de cerca de 20 km² nas proximidades de Tapera, distrito de Macaé, RJ. O trabalho consistiu em pesquisas bibliográficas a respeito da geologia da região, etapas de campo, que permitiu a elaboração de um mapa geológico na escala de 1:25.000 e estudos petrográficos de lâminas delgadas feitas de amostras coletadas nas etapas de campo. Nessa área, afloram rochas metassedimentares da Unidade São Fidélis do Complexo Paraíba do Sul, granitóides sin-tectônicos do tipo-S da Suíte Desengano, granitóides pós-tectônicos do tipo-I e diques de diabásio relacionados ao Evento Sul-Atlântico.

A Unidade São Fidélis é representada pelo Biotita-Gnaiss Migmatítico, que é um paragneiss migmatítico com leucossoma de granulação grossa, podendo gerar pegmatitos concordantes à foliação, composto por alcalifeldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. O paleossoma é um gnaiss biotítico fortemente foliado e composto de biotita, plagioclásio, quartzo, granada, sillimanita e anfibólio e o melanossoma é principalmente composto por agregados de biotitas. A presença de sillimanita e granada defende a idéia que essas rochas são derivadas de protólitos paraderivados.

A Suíte Desengano foi sub-dividida em dois litotipos na área: Granitóide Foliado Grosso e Granitóide Foliado Fino. O Granitóide Foliado Grosso é leucocrático, foliado, de composição granítica a tonalítica e com mineralogia constituída por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, com minerais acessórios zircão, minerais opacos, apatita e granada e apresentando como mineralogia hidrotermal clorita e mica branca. O Granitóide Foliado Fino é leucocrático fino foliado, de composição monzogranítica e com mineralogia principal constituída por plagioclásio, microclina, quartzo, granada e biotita e a acessória por minerais opacos, rutilo e zircão, tendo como minerais secundários clorita, sericita, muscovita.

Os granitóides pós-tectônicos se apresentam, na área mapeada, como três corpos distintos, sendo compostos pelas fácies equigranular a inequigranular e a megaporfírica. A primeira é representada por granitos leucocráticos, de composição monzogranítica, granulação média e apresentando texturas variando de equigranular a inequigranular porfírica. A mineralogia essencial consiste em álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita e a acessória em allanita, titanita, apatita, rutilo, zircão e minerais opacos. Quando inequigranular porfírica, apresenta as mesmas características, com presença de fenocristais de microclina e plagioclásio. A fácies megaporfírica consiste em monzogranitos leucocráticos de textura inequigranular porfírica, com matriz de granulação média e fenocristais de microclina e plagioclásio que chegam a 5 cm. A mineralogia essencial é composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita e a acessória por titanita, allanita, rutilo, zircão, apatita e minerais opacos.

O dique de diabásio é representado por diques de direção NE-SW, sendo o maior de espessura variando de 40 a 700 m. A rocha é representada por um diabásio de composição gabronorítica, mesocrático, equigranular, fina a média e apresenta texturas intergranular, granofírica e subofítica. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos, com hornblenda como mineral acessório. A mineralogia secundária é composta por biotita, minerais opacos, hornblenda, clorita e sericita.

ABSTRACT

This report was developed as a final undergraduate report and consisted on the study of an area of about 20 km² around Tapera, located in the Macaé District in Rio de Janeiro. Bibliographic researches about the studied area, field work (geologic mapping in a 1:25.000 scale), and petrographic studies of collected samples in field were made. The area is set up of metasedimentary rocks of the São Fidélis Unit from the Paraíba do Sul Complex, S-type syn-tectonic granitoids from the Desengano Suite, I-type post-tectonic granitoids, and intrusive mafic rocks.

The São Fidélis Unit is represented by the Migmatitic Biotite-Gneiss, which is a migmatitic paragneiss with a coarse grained leucosome that in some places can be pegmatites parallel to the foliation, composed of alkali feldspar, plagioclase, quartz, and biotite. The paleosome is a foliated biotitic gneiss made of biotite, plagioclase, quartz, garnet, sillimanite, and amphiboles, while the melanosome is mainly made of biotite aggregates. The presence of sillimanite and garnet suggest that this rock has a paraderived protolith.

The Desengano Suite was subdivided in two lithotypes in this area: Coarse-Grained Foliated Granitoid and Fine-Grained Foliated Granitoid. The Coarse-Grained Foliated Granitoid consists of a leucocratic and foliated granitoid with granitic to tonalitic composition. The essential mineralogy is composed of microcline, plagioclase, quartz and biotite, the accessory minerals are zircon, opaque minerals, apatite, and garnet, while the secondary mineralogy consists in chlorite, muscovite, sericite, and sillimanite (fibrolite). The Fine-Grained Foliated Granitoid is a fine-grained leucocratic granitoid with monzogranitic composition. The essential mineralogy consists in plagioclase, microcline, quartz, garnet, and biotite, accessory minerals are opaque minerals, rutile, and zircon, and secondary minerals are chlorite, sericite, and muscovite.

The post-tectonic granitoids outcrop in three distinct bodies in the mapped area, being consisted of two facies: equigranular to inequigranular and mega-porphyritic. The first is represented by leucocratic granites of monzogranitic composition, medium-sized grains, and textures ranging from equigranular to porphyritic. The essential mineralogy consists in alkali feldspar, plagioclase, quartz, and biotite, while the accessory minerals are allanite, titanite, apatite, rutile, zircon, and opaque minerals. When porphyritic, the rock presents the same characteristics, with exception of the presence of plagioclase and microcline phenocrysts. The mega-porphyritic facies is made of a leucocratic monzogranite with porphyritic texture, with a medium-grained matrix and microcline and plagioclase phenocrysts that reach up to 5 cm. The essential mineralogy is represented by microcline, plagioclase, quartz, and biotite, and the accessory minerals are titanite, allanite, rutile, zircon, apatite, and opaque minerals.

The intrusive mafic rocks are represented by dikes that occur in the NE-SW direction, being the biggest one with a 40 to 700 m thickness. The rock is a mesocratic, equigranular, fine to medium-grained diabase of gabbroic composition with granophyric, intergranular, and subophitic textures. The essential minerals are plagioclase, clinopyroxene, olivine, and opaque minerals, hornblende is an accessory mineral, and the secondary minerals are biotite, opaque minerals, hornblende, chlorite, and sericite.

SUMÁRIO	Pg
IV – AGRADECIMENTOS	V
V – RESUMO	VI
VI – ABSTRACT	VII
VII – SUMÁRIO	VIII
VIII – ÍNDICE DE TABELAS	X
IX – ÍNDICE DE FIGURAS	XI
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. METODOLOGIA	3
4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	4
5. GEOLOGIA REGIONAL	5
6. GEOLOGIA LOCAL	13
6.1. TRABALHOS ANTERIORES	13
6.1.1. UNIDADE SÃO FIDÉLIS	13
6.1.2. SUÍTE DESENGANO	13
6.1.3. GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS	14
6.2. GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA	14
6.2.1. UNIDADE SÃO FIDÉLIS	14
6.2.1.1. ASPECTOS DE CAMPO	14
6.2.1.2. PETROGRAFIA	17
6.2.2. SUÍTE DESENGANO	21
6.2.2.1. GRANITÓIDE FOLIADO GROSSO	21
6.2.2.1.1. ASPECTOS DE CAMPO	21
6.2.2.1.2. PETROGRAFIA	23
6.2.2.2. GRANITÓIDE FOLIADO FINO	30
6.2.2.2.1. ASPECTOS DE CAMPO	30
6.2.2.2.2. PETROGRAFIA	32
6.2.3. GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS	36
6.2.3.1. GRANITO EQUIGRANULAR A INEQUIGRANULAR	36
6.2.3.1.1. ASPECTOS DE CAMPO	36
6.2.3.1.2. PETROGRAFIA	40
6.2.3.2. GRANITO MEGAPORFIRÍTICO	48
6.2.3.2.1. ASPECTOS DE CAMPO	48
6.2.3.2.2. PETROGRAFIA	50
6.2.4. DIQUE DE DIABÁSIO	58
6.2.4.1. ASPECTOS DE CAMPO	58
6.2.4.2. PETROGRAFIA	59

7. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES	65
8. BIBLIOGRAFIA	69

ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE TAPERA, DISTRITO DE MACAÉ, RJ.

ANEXO II: MAPA DE PONTOS DA REGIÃO DE TAPERA, DISTRITO DE MACAÉ, RJ.

ANEXO III: TABELA DE PONTOS.

ÍNDICE DE TABELAS

Pg.

Tabela 1 – Composição modal observada na lâmina ESN-27A pertencente ao biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis.	20
Tabela 2 – Ordem de cristalização do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano.	28
Tabela 3 – Composição modal das lâminas ESN-24A, PVV-25A e PVV-31A, pertencentes ao granitóide foliado grosso da Suíte Desengano.	29
Tabela 4 – Ordem de cristalização do granitóide foliado fino da Suíte Desengano.	34
Tabela 5 – Composição modal da lâmina ESN-13A, pertencente ao granitóide foliado fino da Suíte Desengano.	35
Tabela 6 – Ordem de cristalização dos minerais do granito equigranular a inequigranular pós-tectônico.	46
Tabela 7 – Composição modal das lâminas PVV-07A, PVV-18G e PVV-46A, pertencentes à unidade granito equigranular a inequigranular do granito pós-tectônico.	47
Tabela 8 – Ordem de cristalização dos minerais do granito megaporfírico pós-tectônico.	55
Tabela 9 – Composição modal da lâmina ESN-14A, pertencente à unidade granito megaporfírico pós-tectônico.	56
Tabela 10 – Ordem de cristalização do diabásio.	63
Tabela 11 – Composições modais das lâminas ESN-26A e PVV-23A, pertencentes à unidade dos corpos máficos.	63

ÍNDICE DE FIGURAS

Pg.

Figura 1 – A: Mapa indicando a área de estudo no retângulo vermelho, próximo à rodovia RJ-162; B: Mapa de localização e das principais vias de acesso (fonte: Google Maps). **4**

Figura 2 – Subdivisão tectônica da Província Mantiqueira, composta pelas Faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília-Sul, Apiaí e Dom Feliciano. Extraído de Heilbron *et al.* (2004). **5**

Figura 3 – Mapa tectônico do Sudeste do Brasil, mostrando a Faixa Ribeira e seus respectivos domínios tectônicos. Extraído de Schmitt *et al.* (2004). **6**

Figura 4 – Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira. 1 – cobertura quaternária; 2 – bacias de *rift* terciárias; 3 – rochas alcalinas cretáceo-terciário; (4-9) – granitos neoproterozóicos e ortognaisses; 4 – biotita-granitos pós-colisionais (510-480 Ma); 5 – leucogranitos sin-colisionais (535-520 Ma); 6 – charnockitos; 7 – granitos tardi-colisionais (560 Ma); 8 – granitos porfiríticos sin-colisionais tipo-I (590-560 Ma); 9 – leucogranitos sin-colisionais (590-560 Ma), granitos híbridos tipo-S e charnockitos; 10 – arco magmático Rio Negro e suítes relacionadas (790-620 Ma, pré-colisional); (11-15) – Terreno Ocidental; (11-12) Megassequência Andrelândia; 11 – Sequência Superior (Rio do Turvo) localizadamente atingindo fácies granulito de alta P; 12 – Sequência Inferior (Carrancas); 13 – Ortognaisses Arqueanos a Paleoproterozóicos e anfibolitos (Complexo Mantiqueira); 14 – Fácies distal da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 15 – Ortogranulitos Paleoproterozóicos (complexo Juiz de Fora); (16-18) – Terrenos Embú e Paraíba do Sul; 16 – Complexo Embu; 17 – Complexo Paraíba do Sul; 18 – Ortognaisses Paleoproterozóicos (Complexo Quirino); (19-20) – Terreno Oriental; 19 – Carbonatos plataformais e anfibolitos (Domínio Italva); 20 – Paragnaisses de alto grau (Domínio Costeiro); (21-22) – Terreno Cabo Frio; 21 – Cianita-granada-sillimanita-paragnaisses (Domínios Búzios e Palmital); 22 – Ortognaisses de *ca.* 1.9 Ga e anfibolitos (Complexo Região dos Lagos); 23 – Zonas de empurrões principais; 24 – Limite Tectônico Central (CTB); 25 – Zonas de cisalhamento destrais subverticais. Extraído de Heilbron *et al.* (2008). **7**

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

Figura 6 – Mapa tectônico do Terreno Oriental, subdividido nos domínios Cambuci, Costeiro e Italva. Amostras coletadas em trabalhos anteriores são representadas por pontos numerados. Asteriscos com letras indicam dados U-Pb anteriores, sendo T – dados de Tupinambá (1999); S – dados de Schmitt (2000); Si – dados de Silva et al., 2000. 1 – Metassedimentos da *Klippe* Cambuci; 2 – Metassedimentos e anfibolitos da *Klippe* Italva; 3a – Granitóides de arco; 3b – Metassedimentos e Complexo Rio Negro do Domínio Costeiro; 4 – Granitóides sin-colisionais relacionados à orogênese de 590-550 Ma; 5 – Granitóides tardi-sin-colisionais relacionados à orogênese Búzios (530-490 Ma); 6 – Granitóides tardi-tectônicos de 490-480 Ma; 7 – Terreno Cabo Frio. Extraído de Heilbron & Machado (2003).

10

Figura 7 – Evolução tectônica do sul-sudeste brasileiro e do oeste africano. (a) – ca. 630 Ma, depois da Orogênese da Faixa Brasília; (b) – Depois das orogêneses de 600-580 Ma; (c) – Depois da orogênese de 530-510 Ma. 1 – Faixas mais velhas que c. 630 Ma (Brasília e São Gabriel); 2 – Cráton do Paranapanema; 3 – margem passiva e embasamento cratônico retrabalhado; 4 – crátons (SF – São Francisco; CO – Congo; AN – Angola; LA – Luis Alves; RP – Rio de la Plata; KA – Kalahari); 5 – Terrenos Paraíba do Sul-Curitiba; 6 – Terreno Cabo Frio; 7 – Granitóides sin a tardi-colisionais; 8 – Terrenos de arco magmático; 9 – Granitóides pré-colisionais (relacionados a subducção); 10 – cadeias meso-oceânicas; 11 – zonas de falhas transformantes; 12 – zonas de subducção; 13 – zonas de colisão (sutura); 14 – suturas de c. 640-610 Ma; 15 – episódios colisionais de c. 605-550 Ma e c. 580-550 Ma; 16- colisões de c. 530-510 Ma. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).

12

Figura 8 – Corte de estrada no biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis. É possível notar a presença de pequenos bolsões anatóxicos paralelos à foliação (seta amarela) e pegmatitos discordantes da mesma (seta vermelha). A parte escura do afloramento é principalmente o paleossoma da rocha e as pequenas partes mais claras são o leucossoma.

15

Figura 9 – Biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis com granadas (seta vermelha). A foliação é marcada por planos biotíticos (mesossoma) e é possível notar o leucossoma paralelo à foliação.

16

Figura 10 – Biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis com veios de quartzo leitoso formando dobras ptigmáticas. Alguns veios mais finos são paralelos à foliação da rocha enquanto que outros mais grossos são discordantes

16

Figura 11 – Planos biotíticos marcando a foliação do biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis. É possível observar que alguns grãos de biotita estão cloritizados (N//, aumento de 2,5X).

18

Figura 12 – Grão de plagioclásio do biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis alterado para mica branca (NX, aumento de 10X).

18

- Figura 13** – Granada do biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis fraturada, com bordas irregulares e inclusão de opacos e titanita, indicada pela seta vermelha (N//, aumento de 10X). **19**
- Figura 14** – Anfibólio subédrico com inclusão de titanita (seta vermelha) do biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis. É possível observar duas direções de clivagem a 60° (NX, aumento de 10X). **19**
- Figura 15** – Aplito e dique intrudindo o granitóide foliado grosso da Suíte Desengano. O dique é um granitóide e é composto de quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita. **22**
- Figura 16** – Xenólitos máficos alongados (seta vermelha) no granitóide foliado grosso da Suíte Desengano. São compostos basicamente de biotita e plagioclásio. **23**
- Figura 17** – Grão de plagioclásio em contato com microclina formando mirmequita, no granitóide foliado grosso da Suíte Desengano (NX, aumento de 2,5X). **25**
- Figura 18** – Agregado de biotita com inclusão de zircão no granitóide foliado grosso (NX, aumento de 2,5X). **25**
- Figuras 19a e 19b** – Granada anédrica com ocorrência de biotita esverdeada, plagioclásio e quartzo nas bordas. Foto do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano com N// e aumento de 2,5X. **26**
- Figura 20** – Fratura preenchida com sillimanita (variedade fibrolita) no granitóide foliado grosso da Suíte Desengano (NX, aumento de 2,5X). **27**
- Figura 21** – Composição modal das lâminas analisadas do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano, indicando que este possui composições variando de monzogranito a tonalito no diagrama QAP de Streckeisen (1976). **30**
- Figura 22** – Afloramento do granitóide foliado fino e formação de pequenos blocos angulosos. **31**
- Figura 23** – Corpo máfico lenticular no granitóide foliado fino. Observa-se que suas formas e bordas são irregulares. **31**
- Figura 24** – Plagioclásio do granitóide foliado Fino da Suíte Desengano fortemente alterado para mica branca (NX, aumento de 2,5X). **33**
- Figura 25** – Microclina do granitóide foliado fino da Suíte Desengano sendo alterado para mica branca através de fraturas (NX, aumento de 10X). **33**
- Figura 26** – Grão de quartzo do granitóide foliado fino da Suíte Desengano com extinção ondulante e bordas irregulares (NX, aumento de 2,5 X). **34**

- Figura 27** – Classificação da amostra analisada do granitóide foliado fino da Suíte Desengano, indicando composição monzogranítica no gráfico QAP de Streckeisen (1976). **35**
- Figura 28** – Bloco arredondado com aspecto liso do granitóide equigranular no topo de um morro. **36**
- Figura 29** – Granito pós-tectônico com textura equigranular, isotrópico e maciço. **38**
- Figura 30** – Granito Pós-Tectônico com textura inequigranular porfirítica e com orientação dos fenocristais de feldspato, indicando estrutura de fluxo magmático. **38**
- Figura 31** – Enclave máfico com bordas angulosas em contato brusco e sendo cortado pelo granito equigranular, como indicado pela seta vermelha. **39**
- Figura 32** – Granito equigranular intrudindo as porções máficas, formando pequenos diques. **39**
- Figura 33** – Granito inequigranular pós-tectônico com textura porfirítica, evidenciada pela presença de fenocristais de microclina (NX, aumento de 2,5X). **42**
- Figura 34** – Granito inequigranular pós-tectônico com textura seriada evidenciada pela diferença no tamanho dos minerais (NX, aumento de 2,5X). **42**
- Figura 35** – Granito equigranular pós-tectônico com estrutura de fluxo marcada pela orientação de cristais de microclina (NX, aumento de 2,5X). **43**
- Figura 36** – Cristal de microclina, do granito equigranular pós-tectônico, com alteração e fratura preenchida por mica branca (NX, aumento de 10X). **43**
- Figura 37** – Grãos de plagioclásio do granito equigranular pós-tectônico com alterações para mica branca e epidoto no centro e nas bordas dos cristais (NX, aumento de 10X). **44**
- Figura 38** – Grãos subédricos de allanita do granito equigranular pós-tectônico, com biotita nas bordas e inclusões de minerais opacos (N//, aumento de 2,5X). **44**
- Figura 39** – Granito equigranular pós-tectônico em contato definido com porção máfica, composta principalmente por hornblenda, biotita e plagioclásio (NX, aumento de 2,5X). **45**
- Figura 40** – Agregado máfico da porção máfica do granito equigranular pós-tectônico, composto principalmente por hornblenda e biotita com bordas irregulares (N//, aumento de 2,5X). **45**
- Figura 41** – Hornblenda dos enclaves máficos do granito pós-tectônico com textura symplectítica com intercrescimento de plagioclásio (NX, aumento de 10X). **46**

- Figura 42** - Composição modal das lâminas analisadas do granito pós-tectônico, indicando composição monzogranítica no diagrama QAP de Streckeisen (1976). **48**
- Figura 43** – Granitóide megaporfirítico com textura porfirítica e fenocristais centimétricos de feldspato. **49**
- Figura 44** – Ocorrência de um corpo máfico anguloso, composto principalmente por plagioclásio e biotita, no granito megaporfirítico. **50**
- Figura 45** – Granito megaporfirítico com textura porfirítica evidenciada por fenocristais de microclina (NX, aumento de 2,5X). **52**
- Figura 46** – Fenocristal do granito megaporfirítico com exsolução de plagioclásio, formando pertita (NX, aumento de 2,5X). **52**
- Figura 47** – Grãos de plagioclásio em contato com microclina apresentando mirmequita dentro do plagioclásio, no granito megaporfirítico (NX, aumento de 2,5X). **53**
- Figura 48** – Extinção ondulante em grande cristal de quartzo do granito megaporfirítico (NX, aumento de 2,5X). **53**
- Figura 49** – Agregado máfico, do granito megaporfirítico, composto por biotita, titanita, allanita, apatita e minerais opacos. A biotita apresenta textura simplectítica (N//, aumento de 2,5X). **54**
- Figura 50** – Grãos de biotita do granito megaporfirítico com ocorrência de titanita nas bordas e parcialmente inclusa. A biotita também apresenta inclusões de apatita (N//, aumento de 2,5X). **54**
- Figura 51** – Grão de plagioclásio do granito megaporfirítico alterado para mica branca (NX, aumento de 2,5X). **55**
- Figura 52** – Composição modal da lâmina analisada do granito megaporfirítico pós-tectônico, indicando composição monzogranítica no diagrama QAP de Streckeisen (1976). **57**
- Figura 53** – Bloco arredondado do diabásio com núcleo fresco e bordas alteradas. **58**
- Figura 54** – Textura subofítica marcada pela inclusão parcial de grãos de plagioclásio em clinopiroxênio no diabásio da região (NX, aumento de 10X). **60**
- Figura 55** – Textura intergranular marcada pela ocorrência de grãos de clinopiroxênio nos interstícios dos cristais de plagioclásio no diabásio da região (NX, aumento de 2,5 X). **60**

Figura 56 – Textura granofírica no diabásio da região (NX, aumento de 10X). **61**

Figura 57 – Hornblenda primária avermelhada (indicada pela seta vermelha) ocorrendo nos agregados máficos e com alterações para biotita (marrom escuro). Lâmina pertencente ao diabásio da região (NX, aumento de 10X). **61**

Figura 58 – Alteração de bordas de agregados máficos para biotita, em marrom escuro (N//, aumento de 10X). **62**

Figura 59 – Composição modal das lâminas analisadas do diabásio, com composição de gabronorito no gráfico PI-Px-Ol de Streckeisen (1976). **64**

1. INTRODUÇÃO

Diversos estudos realizados sobre a evolução geológica da Faixa Ribeira denotam a presença de diversos corpos graníticos pós-tectônicos no Terreno Oriental. Esses corpos são relatados na literatura, como exemplo de Lamego (1948) e Leonardos Jr. (1973). Um estudo mais recente, Silva *et al.* (2000), relata a presença de vinte e três desses corpos com expressão aflorante considerável, sendo eles atribuídos ao cambriano e datados de *ca.* de 540 a 590 Ma, e o Granito Sana com idade U-Pb em zircão de $490,9 \pm 9,8$ Ma (Valeriano *et al.* 2011).

O Granito Sana localiza-se na Região Serrana de Macaé, no estado do Rio de Janeiro e no mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, proposto por Silva *et al.* (2000), se apresenta em três corpos aflorantes arredondados, com dimensões de aproximadamente 250 km², 2 km² e 25 km². Segundo esse mapa, nessa região também ocorrem rochas da Suíte Desengano e da Unidade São Fidélis do Complexo Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2000).

Para se aprofundar o conhecimento em relação a essas unidades, suas relações e evolução, além de contribuir para o entendimento da evolução geológica da Faixa Ribeira, foi desenvolvido o presente trabalho nas proximidades de Tapera, distrito de Macaé, Rio de Janeiro.

2. OBJETIVOS

Esse trabalho tem com objetivo desenvolver conhecimento a respeito das rochas aflorantes em uma região do sudeste do estado do Rio de Janeiro, contribuindo assim para o entendimento da evolução dos corpos intrusivos e suas relações com as encaixantes, além de ampliar o conhecimento da evolução tectono-estratigráfica do segmento central da Faixa Ribeira.

Para se realizar o trabalho, as seguintes etapas foram realizadas:

- Mapeamento geológico na escala 1:25.000 de uma área de aproximadamente 20 km² nas proximidades da cidade de Tapera, distrito de Macaé, no Estado do Rio de Janeiro;
- Estabelecimento das relações estratigráficas das rochas da região;
- Caracterização petrográfica em lâmina delgada das amostras coletadas nas atividades de campo.

3. METODOLOGIA

Nesse capítulo serão abordadas as etapas (campo, laboratório e escritório) desenvolvidas na confecção desse trabalho de conclusão de curso e os métodos de trabalho.

A etapa de campo consistiu no mapeamento geológico de uma área de cerca de 20 km². Para tal, foi usada a carta topográfica Trajano de Moraes (SF-23-Z-B-III-2) elaborada pelo IBGE. Essa carta originalmente tem escala 1:50.000, porém foi ampliada para 1:25.000 a fim de aumentar a escala de detalhe do mapeamento e facilitar a plotagem dos pontos no mapa. A obtenção das coordenadas dos pontos de mapeamento foi feita utilizando aparelho GPS da marca Garmin, modelo 12XL, configurado para o *datum* Córrego Alegre. Durante os trabalhos de mapeamento, foi utilizada a seguinte metodologia: i) locação do ponto na carta topográfica; ii) descrição dos litotipos encontrados e suas relações, além de medições estruturais utilizando bússola (22° W); iii) Fotografar o afloramento e elaboração de croquis; iv) descrição de amostras coletadas, assim como sua catalogação. Durante esse trabalho, foram feitos 117 pontos de mapeamento, com 32 amostras coletadas.

A etapa laboratorial consistiu na descrição petrográfica de 13 lâminas delgadas obtidas das amostras coletadas de campo, sendo elas confeccionadas pelo Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ. As descrições foram feitas identificando-se a mineralogia, granulação, índice de cor, texturas, estruturas e composição modal. A obtenção da composição modal foi feita a partir de um contador de pontos eletrônico, sendo que foram contados 800 pontos em cada lâmina.

As granulações foram descritas de acordo com os parâmetros de Hibbard (1995) e as classificações e nomenclaturas de enclaves são baseados na classificação de Didier & Barbarin (1991).

A etapa de escritório consistiu na compilação de todos os dados obtidos nas etapas anteriores do trabalho, na confecção desse relatório e dos mapas geológico (Anexo I) e de pontos (Anexo II). Os mapas foram feitos usando a carta topográfica, disponível no *site* do IBGE, como mapa base. A partir dos mapas feitos em campo e pela integração dos dados obtidos nas etapas de campo e laboratório, elaborou-se o mapa final utilizando o *software* CorelDraw® versão X5.

4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se próximo às vilas de Tapera e Vila da Grama, distrito de Macaé, no Estado do Rio de Janeiro, está entre as coordenadas UTM 7546000 e 7540000 (latitude) e 7940000 e 8000000 (longitude) e está situada na carta topográfica Trajano de Moraes (SF-23-Z-B-III-2) do IBGE.

Existem várias formas de se chegar ao local de estudo, sendo a principal via de acesso a rodovia RJ-162 (Fig. 1).

Vindo da capital, que fica em torno de 180 km de distância do local, pode-se chegar através da BR-101, virar a oeste na RJ-162, e seguir em frente por aproximadamente 50 km. Outra forma é ir pela RJ-142, que começa em Casimiro de Abreu, rumo a norte por cerca de 50 km.

O acesso do norte pela BR-101 pode ser feito pelas estradas RJ-196 e RJ-182, ambas com aproximadamente 80 km de distância do destino.



Figura 1 – A: Mapa indicando a área de estudo no retângulo vermelho, próximo à rodovia RJ-162; B: Mapa de localização e das principais vias de acesso (fonte: Google Maps).

5. GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada situa-se na Província Mantiqueira (Almeida, 1977), que é uma faixa de rochas com mais de 3.000 km de comprimento e direção NE-SW, e 700.000 km². Ela está em contato com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná e pode ser subdividida nas Faixas Araçuaí, Ribeira, zona de transição Ribeira-Brasília, Apiaí e Dom Feliciano (Fig. 2).

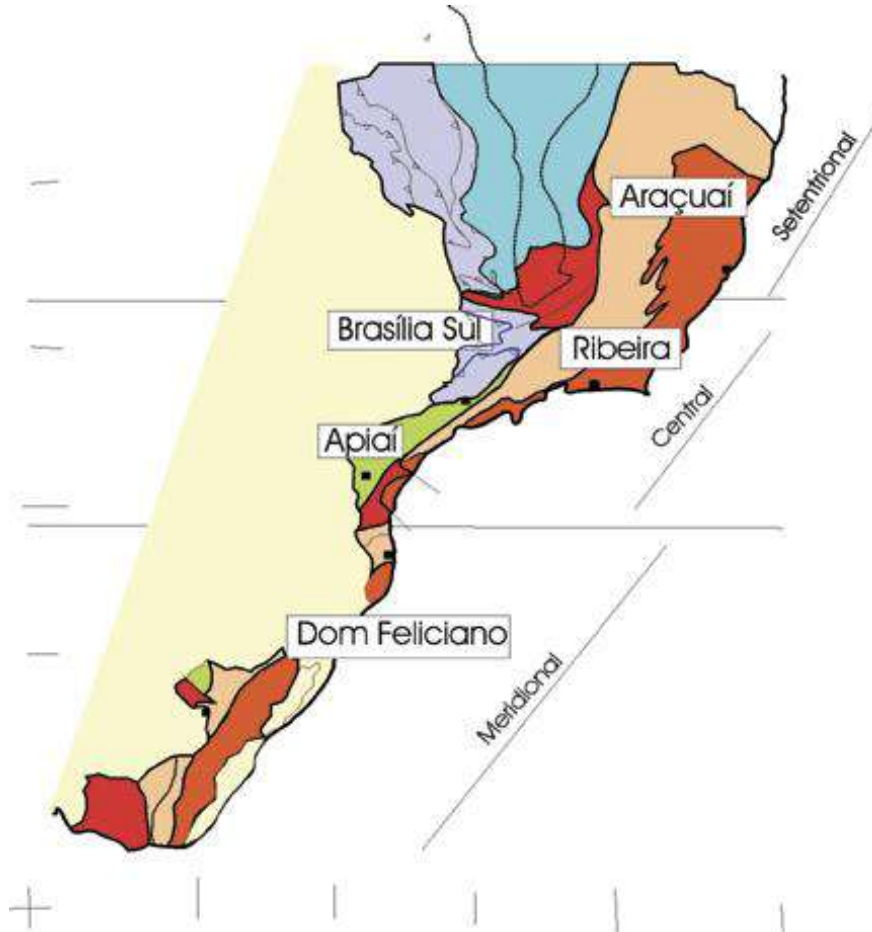


Figura 2 – Subdivisão tectônica da Província Mantiqueira, composta pelas Faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília-Sul, Apiaí e Dom Feliciano. Extraído de Heilbron *et al.* (2004).

A área de estudo desse trabalho está situada na Faixa Ribeira, cujos domínios tectônicos estão mostrados na Fig. 3.

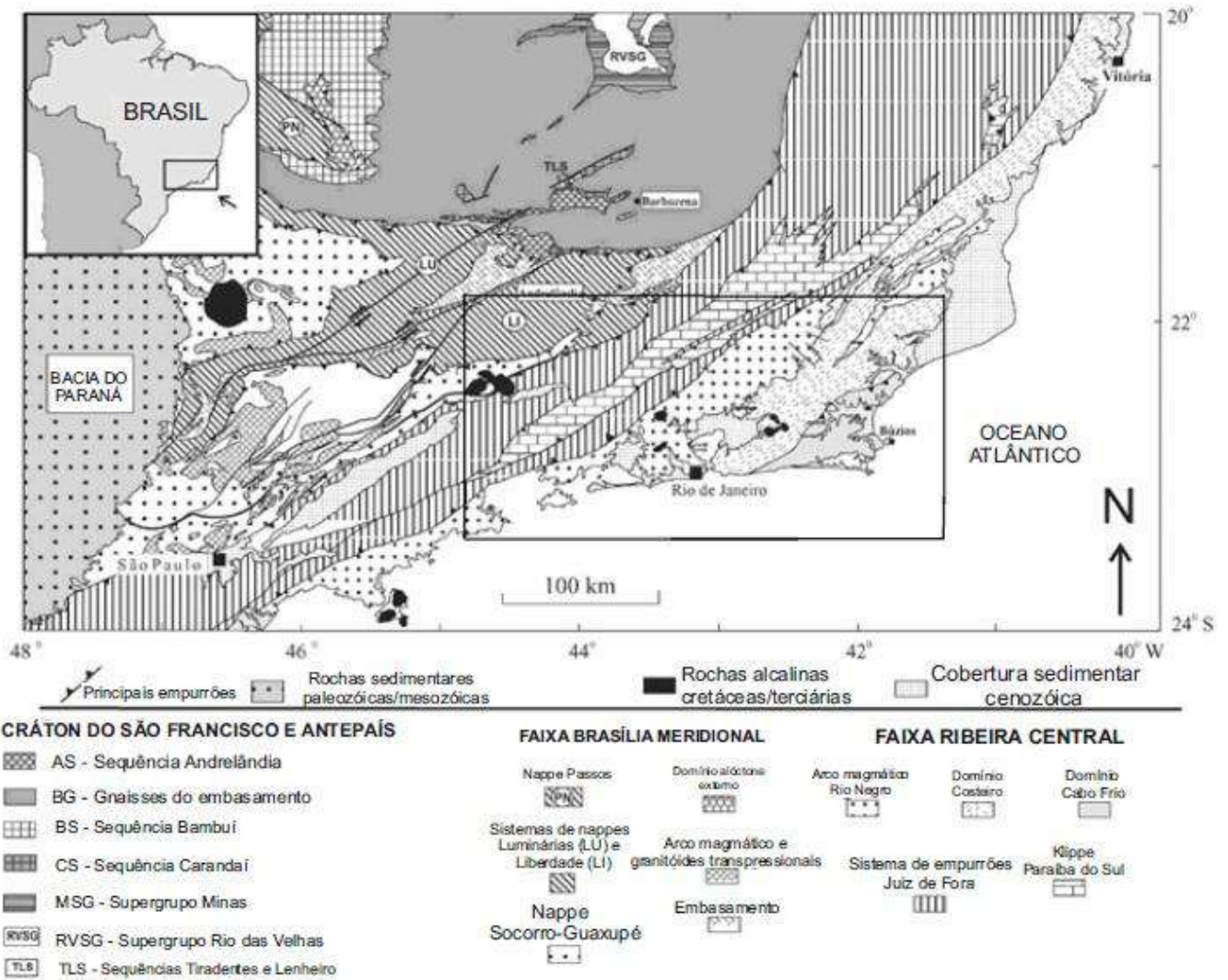


Figura 3 – Mapa tectônico do Sudeste do Brasil, mostrando a Faixa Ribeira e seus respectivos domínios tectônicos. Extraído de Schmitt *et al.* (2004).

Para a evolução tectônica desta província, será usado o conceito de Orogênese Brasileira, assim como usado por Brito-Neves *et al.* (1999) *apud* Heilbron *et al.* (2004), para se referir ao período orogenético Neoproterozóico-Cambriano que deu origem a parte da estrutura do embasamento da plataforma sul-americana.

A Faixa Ribeira, com mais de 1.400 km de extensão (Almeida, 1967), se desenvolveu em resposta à convergência dos Crátos São Francisco, Congo e Paranapanema (Trouw *et al.*, 2000). Ela possui direção NE-SW e faz fronteira no nordeste com a Faixa Araçuaí, através de uma transição contínua, ao noroeste com a Faixa Brasília (onde ocorre uma zona de interferência estrutural entre as duas faixas) e a sudoeste com o Cráton Luis Alves. Trouw *et al.* (2000) defende a idéia de que a Faixa Ribeira tenha sido gerada durante a amalgamação do Gondwana (Trompette, 1994; Unrug, 1997 *apud* Trouw *et al.*, 2000), com a principal atividade orogenética entre 670-480 Ma (Trouw *et al.*, 2000).

A Faixa Ribeira é dividida em três segmentos: setentrional, central e meridional. O segmento central, onde se insere a área de estudo desse trabalho, é subdividido em quatro terrenos (Howell, 1989). Esses terrenos são chamados de Ocidental, *Klippe* Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio, sendo os mesmos limitados por zonas de cisalhamento dúcteis, segundo Heilbron *et al.* (1995) (Fig. 4 e 5). A evolução tectônica se deu a partir de dois principais eventos tectônicos: Colisão II (580 Ma) e III (520 Ma) da Orogênese Brasileira, segundo Heilbron *et al.* (2004). Os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental são associados à Colisão II, enquanto que o terreno Cabo Frio está relacionado à Colisão III (Heilbron *et al.*, 2004).

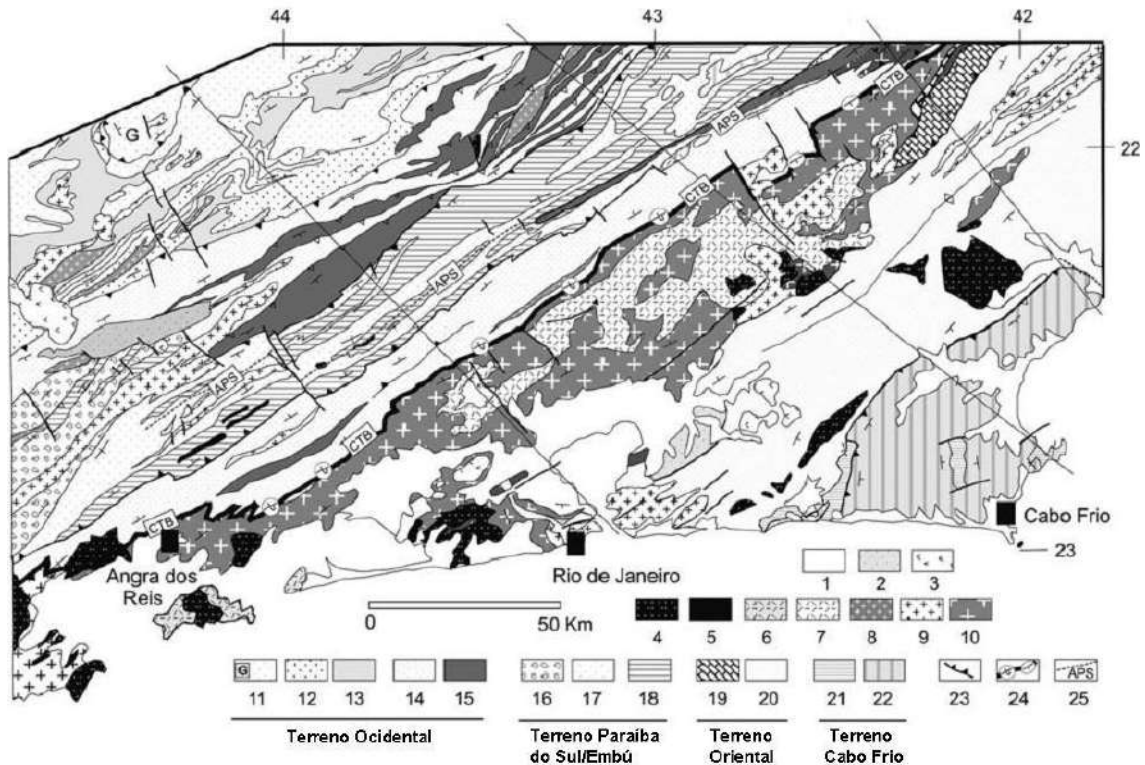


Figura 4 – Mapa geológico do segmento central da Faixa Ribeira. 1 – cobertura quaternária; 2 – bacias de *rift* terciárias; 3 – rochas alcalinas cretáceo-terciário; (4-9) – granitos neoproterozóicos e ortognaisses; 4 – biotita-granitos pós-colisionais (510-480 Ma); 5 – leucogranitos sin-colisionais (535-520 Ma); 6 – charnockitos; 7 – granitos tardi-colisionais (560 Ma); 8 – granitos porfíricos sin-colisionais tipo-I (590-560 Ma); 9 – leucogranitos sin-colisionais (590-560 Ma), granitos híbridos tipo-S e charnockitos; 10 – arco magmático Rio Negro e suítes relacionadas (790-620 Ma, pré-colisional); (11-15) – Terreno Ocidental; (11-12) Megassequência Andrelândia; 11 – Sequência Superior (Rio do Turvo) localizadamente atingindo fácies granulito de alta P; 12 – Sequência Inferior (Carrancas); 13 – Ortognaisses Arqueanos a Paleoproterozóicos e anfíbolitos (Complexo Mantiqueira); 14 – Fácies distal da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 15 – Ortogranulitos Paleoproterozóicos (complexo Juiz de Fora); (16-18) – Terrenos Embú e Paraíba do Sul; 16 – Complexo Embú; 17 – Complexo Paraíba do Sul; 18 – Ortognaisses Paleoproterozóicos (Complexo Quirino); (19-20) – Terreno Oriental; 19 – Carbonatos plataformais e anfíbolitos (Domínio Italva); 20 – Paragnaisses de alto grau (Domínio Costeiro); (21-22) – Terreno Cabo Frio; 21 – Cianita-granada-sillimanita-paragnaisses (Domínios Búzios e Palmital); 22 – Ortognaisses de *ca.* 1.9 Ga e anfíbolitos (Complexo Região dos Lagos); 23 – Zonas de empurrões principais; 24 – Limite Tectônico Central (CTB); 25 – Zonas de cisalhamento destrais subverticais. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).

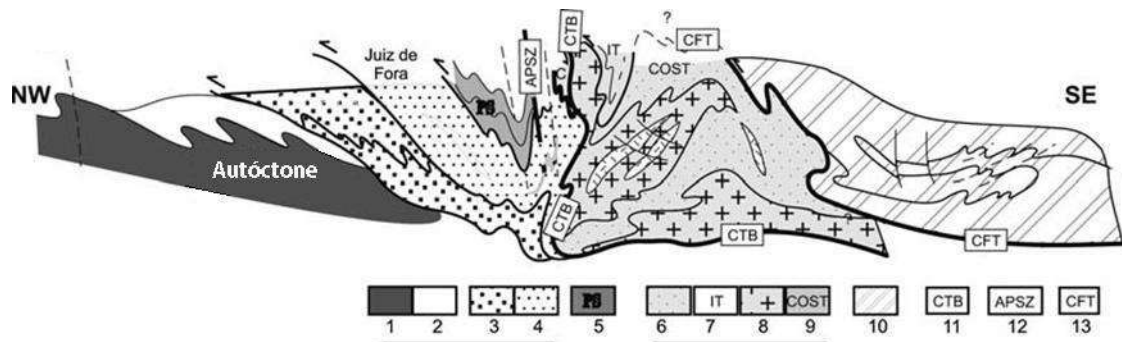


Figura 5 – Seção Geológica do segmento central da Faixa Ribeira. 1 – Embasamento; 2 – Cobertura do Domínio Autóctone; 3 – Domínio Andrelândia do Terreno Ocidental; 4 – Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 5 – Terreno Paraíba do Sul; (6-9) – Terreno Oriental; 6 – Domínio Cambuci; 7 – Domínio Italva;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

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

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

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

A *Klippe* Paraíba do Sul é um sinformal sobreposto ao Domínio Juiz de Fora (Heilbron & Machado, 2003) e é composto por duas associações litológicas: uma representada por hornblenda-ortognaisses paleoproterozóicos e outra composta por uma sequência metassedimentar siliciclástica com mármore dolomíticos e lentes calcissilicáticas (Heilbron *et al.*, 2008), ambos em fácies anfibolito médio (Heilbron & Machado, 2003). Esses gnaisses do embasamento são datados de 2,13-2,19 Ga, foram gerados na Orogênese Transamazônica e contem componentes arqueanos mais velhos que 2,85-2,98 Ga que foram reativados pela Orogênese Brasileira (Machado *et al.*, 1996).

Indicadores cinemáticos da *Klippe* Paraíba do Sul sugerem que ele foi acrescido lateralmente contra o Terreno Ocidental e dados cronológicos sugerem período de maior atividade tectônica e

magmatismo colisional entre 605-570 Ma (Janasi & Ulbrich, 1991; Machado *et al.*, 1996; Janasi *et al.*, 2003; Mendes *et al.*, 2006 *apud* Heilbron *et al.*, 2008).

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

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

O Domínio Costeiro é representado por um cenário de arco magmático. As principais associações do domínio são associações metassedimentares intrudidas por rochas do arco magmático Rio Negro (Heilbron & Machado, 2003). As rochas metassedimentares associadas são caracterizadas por gnaisses bandados com sillimanita, cordierita e granada (Pires & Heilbron, 1986 *apud* Heilbron & Machado, 2003). O arco magmático é representado por rochas do ortogneisse Rio Negro (630 Ma), magmatismo calcio-alcálico, marcados pelos batólitos Serra dos Órgãos e Facoidal (580-550 Ma), e intrusões de granitóides pós-colisionais (540-480) (Heilbron & Machado, 2003). Dados geoquímicos e geocronológicos sugerem dois pulsos diferentes para a geração desses corpos: um há cerca de 790 Ma e outro há 635-620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003 *apud* Heilbron *et al.*, 2008).

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

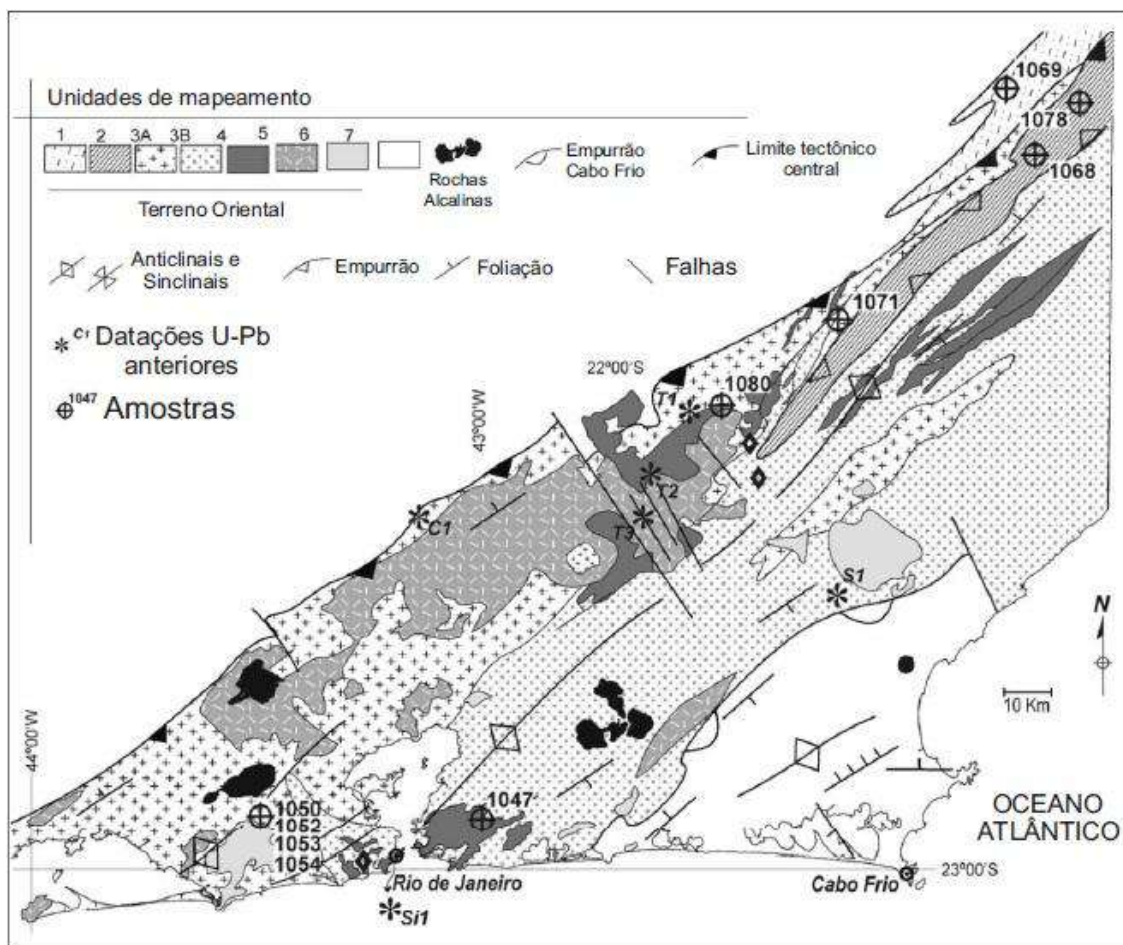


Figura 6 – Mapa tectônico do Terreno Oriental, subdividido nos domínios Cambuci, Costeiro e Italva. Amostras coletadas em trabalhos anteriores são representadas por pontos numerados. Asteriscos com letras indicam dados U-Pb anteriores, sendo T – dados de Tupinambá (1999); S – dados de Schmitt (2000); Si – dados de Silva et al., 2000. 1 – Metassedimentos da *Klippe* Cambuci; 2 – Metassedimentos e anfibolitos da *Klippe* Italva; 3a – Granitóides de arco; 3b – Metassedimentos e Complexo Rio Negro do Domínio Costeiro; 4 – Granitóides sin-colisionais relacionados à orogênese de 590-550 Ma; 5 – Granitóides tardi-sin-colisionais relacionados à orogênese Búzios (530-490 Ma); 6 – Granitóides tardi-tectônicos de 490-480 Ma; 7 – Terreno Cabo Frio. Extraído de Heilbron & Machado (2003).

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

O Terreno Cabo Frio foi empurrado sobre o Terreno Oriental, segundo Heilbron & Machado (2003) e é composto por duas unidades: a mais velha apresenta ortognaisses paleoproterozóicos, de composição granítica a granodiorítica e idade 3,03-1,96 Ga (Heilbron & Machado, 2003), com intrusões anfibolíticas (Schmitt *et al.*, 2004); a mais nova é uma sucessão metassedimentar de alto grau composta por cianita-sillimanita-gnaisses com lentes de granada-diopsídio-anfibolitos e ortoanfibolitos e rochas

calcissilicáticas (Heilbron & Machado, 2003). Datações U-Pb em zircões detríticos revelam fontes desde arquenais até neoproterozóicas (Schmitt *et al.*, 2003).

Esse terreno colidiu com o Terreno Oriental há cerca de 530-510 Ma, no evento conhecido como Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004). A assembléia mineral das rochas pelíticas indica condições P-T de pelo menos 9 kbar e 780° C (Schmitt *et al.*, 2004).

A origem e evolução do Orógeno Ribeira está ligada ao fechamento do oceano Adamastor (Heilbron *et al.*, 2004), evidenciada pela existência de rochas de arco magmático de margem ativa e/ou de arco de ilhas. No caso da Faixa Ribeira, esse arco é o Arco Rio Negro, citado anteriormente, demonstrando que a subducção foi para leste. Com o fechamento, houve a colisão entre os paleocontinentes São Francisco e Congo (Fig. 7), durante o II estágio colisional da orogênese Brasileira, há 590-550 Ma, com ápice em 580 Ma (Heilbron *et al.*, 2004; Heilbron & Machado, 2003). Como são encontrados zonas de mergulho íngreme, orientadas a NE-SW, com componente transpressivo dextral e zonas de encurtamento frontal vergentes para oeste, conclui-se que a Colisão II foi oblíqua (Heilbron *et al.*, 2004). Esse estágio também foi responsável pela colocação dos terrenos Oriental e Klippe Paraíba do Sul acima do Terreno Ocidental e pela intensa deformação encontrada, chegando a até fácies granulito de média pressão (Heilbron *et al.*, 2004). Muitos corpos de granitóides foram gerados nessa segunda etapa de colisão, com maior abundância nos Terrenos Ocidental e Oriental.

O evento colisional III (535-510 Ma) no Terreno Cabo Frio é marcado pela Orogênese Búzios (Schmitt, 2000). Esse orógeno foi o resultado do amalgamento entre o Terreno Cabo Frio com os terrenos que já estavam amalgamados anteriormente, e ocorreu entre 525-495 (Schmitt *et al.*, 2004). Esse evento gerou deformações de baixo ângulo sob condições de metamorfismo descritas anteriormente.

Entre 510-480 Ma, ocorre uma fase deformacional pós-colisional que marca a transição para um regime extensional (Heilbron *et al.*, 2004), marcado pela ocorrência de granitóides pós-colisionais e interpretado como o colapso do orógeno (Heilbron & Machado, 2003). Esses granitóides são geralmente calcio-alcalinos e circulares, com freqüente associação a corpos básicos, gerando mistura de magmas (Heilbron *et al.*, 2004).

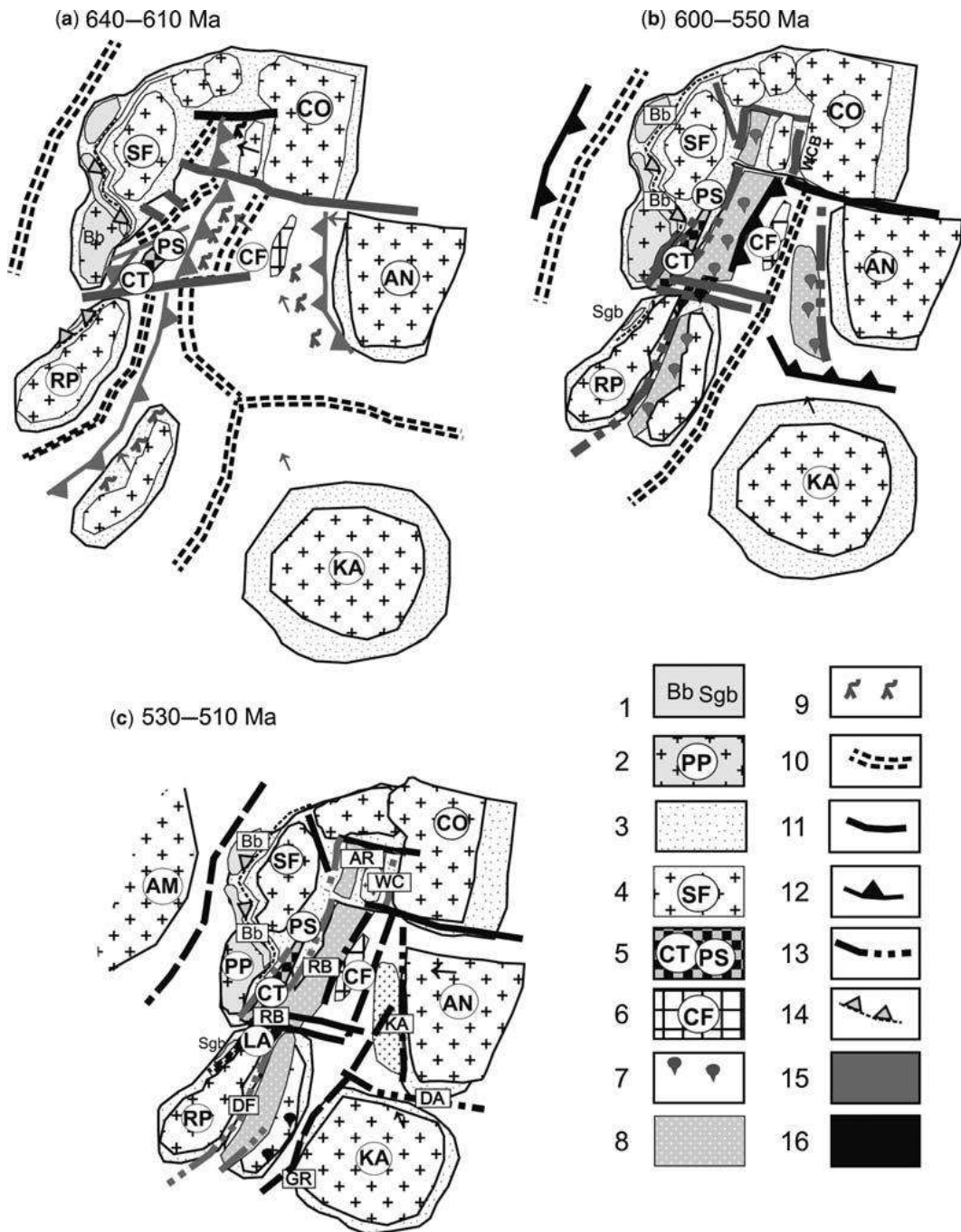


Figura 7 – Evolução tectônica do sul-sudeste brasileiro e do oeste africano. (a) – *ca.* 630 Ma, depois da Orogênese da Faixa Brasília; (b) – Depois das orogêneses de 600-580 Ma; (c) – Depois da orogênese de 530-510 Ma. 1 – Faixas mais velhas que *c.* 630 Ma (Brasília e São Gabriel); 2 – Cráton do Paranapanema; 3 – margem passiva e embasamento cratônico retrabalhado; 4 – crátons (SF – São Francisco; CO – Congo; AN – Angola; LA – Luis Alves; RP – Rio de la Plata; KA – Kalahari); 5 – Terrenos Paraíba do Sul-Curitiba; 6 – Terreno Cabo Frio; 7 – Granitóides sin a tardi-colisionais; 8 – Terrenos de arco magmático; 9 – Granitóides pré-colisionais (relacionados a subducção); 10 – cadeias meso-oceânicas; 11 – zonas de falhas transformantes; 12 – zonas de subducção; 13 – zonas de colisão (sutura); 14 – suturas de *c.* 640-610 Ma; 15 – episódios colisionais de *c.* 605-550 Ma e *c.* 580-550 Ma; 16- colisões de *c.* 530-510 Ma. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).

6. GEOLOGIA LOCAL

Na área mapeada encontram-se quatro unidades de mapeamento, sendo que três dessas estão no Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro de Silva *et al.* (2000), que são:

1 – Unidade São Fidélis (Complexo Paraíba do Sul)

2 – Suíte Desengano

3 – Granitóides pós-tectônico (neste trabalho, unidades Granito Equigranular a Inequigranular e Granito Megaporfírico).

Além dessas unidades ocorre um dique de diabásio com espessura variando entre 40 e 700 m e que se estende além da área mapeada.

O mapa geológico da área desta monografia (Anexo I) apresenta a relação entre os litotipos encontrados e descritos e suas relações de contato. Os contatos são predominantemente inferidos em função da dificuldade de continuidade de afloramentos e de cobertura vegetal. Provavelmente existe uma gradação entre os diferentes tipos (fácies) de granitos e talvez haja uma transição entre as rochas das unidades São Fidélis e Desengano.

6.1. TRABALHOS ANTERIORES

6.1.1. UNIDADE SÃO FIDÉLIS

A Unidade São Fidélis é descrita por Silva *et al.* (2000) como sendo representada por rochas metassedimentares detríticas pelito-grauvaqueanas ocorrendo em quase todo o estado do Rio de Janeiro. O principal litotipo da unidade é um granada-biotita-(sillimanita) gnaiss, com freqüente geração de bolsões de leucossomas graníticos causados por fusão parcial *in situ*. Intercalados com essa rocha, é comum a ocorrência de quartzitos, rochas metacarbonáticas, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e gonditos. A variedade portadora de cordierita e sillimanita (kinzigito) também é freqüente, apresentando horizontes xisto-grafitosos, e com contato gradacional com o paragnaisse. O granada-biotita gnaiss freqüentemente apresenta aspecto migmatítico, sendo que mais comumente com estruturas estromática a flebítica. Silva *et al.* (2000) apontam ser muito comum a fusão dos paragnaises originando granitóides tipo S. Essa unidade foi atribuída ao Meso-Neoproterozóico.

6.1.2. SUÍTE DESENGANO

Silva *et al.* (2000) descreveram essa suíte como granitóides tipo S com corpos de direção NE-SW e dimensões variadas, podendo chegar a até 200 km de extensão. Segundo os autores, essa direção preferencial de ocorrência é devido à suíte ocorrer como um plúton sintectônico associado a um regime transpressivo dextral, que gerou uma forte foliação milonítica. Segundo Silva *et al.* (2000), são representados petrograficamente por granitóides a granada e biotita ou a duas micas, com diversas texturas. Silva *et al.* (2000) correlacionaram esses corpos à Suíte Rio de Janeiro, que caracteriza um arco sincolisional relacionado à orogênese Araçuai, no Brasiliano III (580-490 Ma).

6.1.3. GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS

Segundo o mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (Silva *et al.*, 2000), os granitóides pós-tectônicos que ocorrem na área são associados ao Granito Sana. Esses corpos apresentam-se, em geral, com formas circulares e discordantes das encaixantes, com contatos abruptos. A maioria dos corpos do estado do Rio de Janeiro é homogênea, isotrópica (localizadamente com estruturas de fluxo magmático) e com freqüente associação a diques e aplitos de mesma composição. Esses corpos geralmente apresentam composições variando de sieno-granito a tonalito, podendo também chegar a quartzodiorito. A mineralogia acessória desses corpos geralmente é composta por zircão, allanita, apatita, titanita e minerais opacos (Silva *et al.*, 2000). É comum a ocorrência de enclaves das encaixantes, podendo estes serem angulosos ou parcialmente assimilados, e enclaves máficos microgranulares, assim como a presença de diques, aplitos e pegmatitos associados à fase final de cristalização. Estudos em outros granitóides pós-tectônicos sugerem participação de processos de mistura de magmas, cristalização fracionada e assimilação de encaixantes (Silva *et al.*, 2000). A geoquímica desses granitóides geralmente é calcioalcalina de alto-K, metaluminosa, e com magmatismo máfico toleítico associado. Valeriano *et al.* (2011) obtiveram datações pelo método U-Pb em zircão de $490,9 \pm 9,8$ Ma para o Granito Sana. Essas datações estão coerentes com o magmatismo gerado no estágio pós-colisional do evento Brasileiro, que ocorreu entre 510-480 Ma (Heilbron *et al.*, 2004).

6.2. GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA

6.2.1. UNIDADE SÃO FIDÉLIS

6.2.1.1. ASPECTOS DE CAMPO

Essa unidade possui lajedos e cortes de estrada na área de estudo. Nas encostas de morros dessa unidade é frequente a presença de blocos angulosos e alterados de biotita-gnaïsse. O solo derivado dessa unidade é tipicamente de cor avermelhada.

Essa unidade é caracterizada pela ocorrência de biotita-gnaïsse migmatítico com foliação bem marcada e presença de pegmatitos concordantes e discordantes à foliação (Fig. 8). O gnaïsse migmatítico apresenta leucossoma, paleossoma e raramente melanossoma, sendo observadas estruturas tipo *schlieren* e pitgmática. O leucossoma tem granulação grossa (de 3 a 5 mm), podendo gerar pegmatitos concordantes à foliação, e tem como mineralogia álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, localizadamente contendo muscovita. O paleossoma é o biotita-gnaïsse, que apresenta foliação definida por cristais de biotita com granulação variando de 0,5 a 3,5 mm e mineralogia composta por biotita, quartzo e plagioclásio, ocorrendo também granada e sillimanita em alguns pontos (Fig. 9). O melanossoma, encontrado em poucos afloramentos, tem granulação fina (menos de 1 mm) e é basicamente composto por biotita em agregados e com formas arredondadas.

Vale ressaltar que essa unidade tem grande variação em cada afloramento, sendo que em alguns locais pode haver mais ou menos pegmatitos que em outro, ou o paleossoma pode apresentar-se mais leucocrático que em outros pontos.

É frequente a ocorrência de pegmatitos, diques e veios cortando a unidade toda. Os pegmatitos geralmente são discordantes da foliação e formam bolsões irregulares, também ocorrendo concordantes. A mineralogia típica deles é álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, sendo que localizadamente ocorre muscovita. São comuns também intrusões (diques) de granitos e aplitos. Esses diques possuem contatos abruptos com as encaixantes e são finos a médios, no caso dos granitos. A mineralogia dessas intrusões graníticas é essencialmente composta por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Em alguns pontos, ocorrem veios de quartzo concordantes e discordantes, com formas irregulares e formando bolsões, compostos basicamente de quartzo leitoso (Fig. 10).



Figura 8 – Corte de estrada no biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis. É possível notar a presença de pequenos bolsões anatécicos paralelos à foliação (seta amarela) e pegmatitos discordantes da mesma (seta vermelha). A parte escura do afloramento é principalmente o paleossoma da rocha e as pequenas partes mais claras são o leucossoma.



Figura 9 – Biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis com granadas (seta vermelha). A foliação é marcada por planos biotíticos (mesossoma) e é possível notar o leucossoma paralelo à foliação.



Figura 10 – Biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis com veios de quartzo leitoso formando dobras migmatíticas. Alguns veios mais finos são paralelos à foliação da rocha enquanto que outros mais grossos são discordantes.

6.2.1.2. PETROGRAFIA

A seção delgada analisada do paleossoma possui textura equigranular, com granulação fina e foliação bem marcada por planos de biotita, anfibólio, quartzo e plagioclásio (Fig. 11). A maioria dos grãos tem bordas irregulares e são anédricos. A granulação média da rocha é de aproximadamente 1 mm e sua mineralogia é composta de: quartzo, biotita, plagioclásio, granada, anfibólio, minerais opacos, titanita e zircão, ocorrendo também muscovita, sericita e clorita como minerais hidrotermais.

O quartzo tem granulação variando de <0,1 mm a 0,2 mm com hábito granular e com bordas irregulares. Ocorre tanto em agregados, como isolado, alguns com extinção ondulante. É possível observar alguns grãos preenchendo interstícios de biotita também. As inclusões típicas no quartzo são de minerais opacos e biotita, sendo ambas de <0,1 mm.

O plagioclásio tem granulação variando de aproximadamente 0,2 a 0,6 mm, hábito quadrático e é subédrico. Ocorre em grãos isolados e não foram encontradas inclusões. Esses grãos são de andesina e oligoclásio, com composição variando entre An_{28} e An_{40} . Alguns cristais estão com zonamento composicional e estão orientados. É comum ocorrer alteração para calcita e mica branca (Fig. 12).

A biotita possui pleocroísmo variando de castanho claro a marrom escuro e granulação de aproximadamente 0,5 mm. Os grãos são em geral subédricos e ocorrem tanto em agregados como isolados. A biotita tem inclusões de apatita e nos planos de clivagem altera para clorita e mica branca.

A granada tem granulação variando de 0,1 a 1 mm e possui hábito granular. A maioria é anédrica e embaiada, mas também ocorrem subédricamente. Alguns grãos estão associados a opacos, que ocorrem nas bordas das granadas. É comum os grãos estarem bastante fraturados e possuírem inclusões de titanita (Fig. 13).

O anfibólio (grupo da hornblenda) encontrado tem pleocroísmo de incolor a bege levemente esverdeado e tem granulação de 0,2 a 3 mm. Os grãos são anédricos, possuem bordas irregulares e apresentam aspecto simplectítico, marcado pelo intercrescimento com plagioclásio. Os grãos possuem duas direções de clivagem a 60° e estão associados à titanita (Fig. 14), sendo que elas frequentemente ocorrem nas bordas de anfibólio. Alguns cristais estão alterados para mica branca.

Os minerais opacos ocorrem de duas formas: de 0,6 mm, isolados e arredondados com alterações para clorita e até 0,5 mm, como grãos alongados com bordas irregulares e ocorrendo associados à biotita.

A titanita tem granulação variando entre 0,1 a 0,2 mm e os grãos são anédricos. Está associada a anfibólio e minerais opacos e não ocorre isoladamente.

É importante ressaltar que em alguns afloramentos da área foi observada sillimanita na variedade fibrolita, mas isso não foi constatado em lâmina delgada. A associação mineralógica dessa rocha (granada+biotita+sillimanita), também observada por Garcia (2010), indica que ela foi metamorfsada em fácies anfibolito, com pressões de aproximadamente 4 Kbar e temperaturas superiores a 500°C (Yardley, 2004).

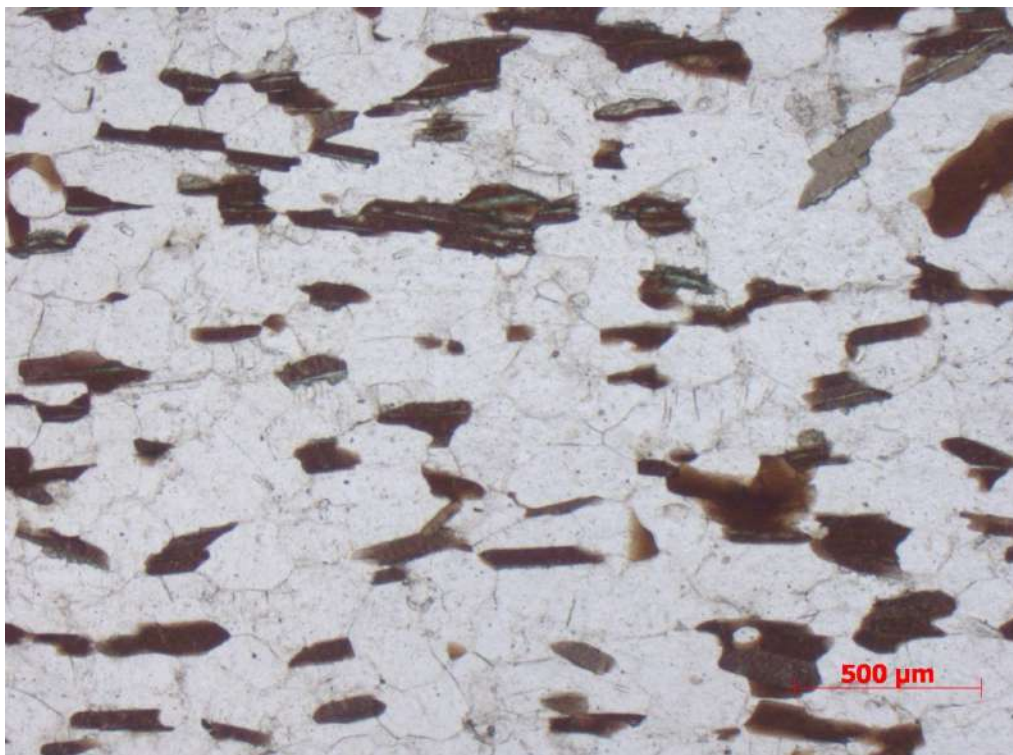


Figura 11 – Planos biotíticos marcando a foliação do biotita-gnaisse migmatítico da Unidade São Fidelis. É possível observar que alguns grãos de biotita estão cloritizados (N//, aumento de 2,5X).

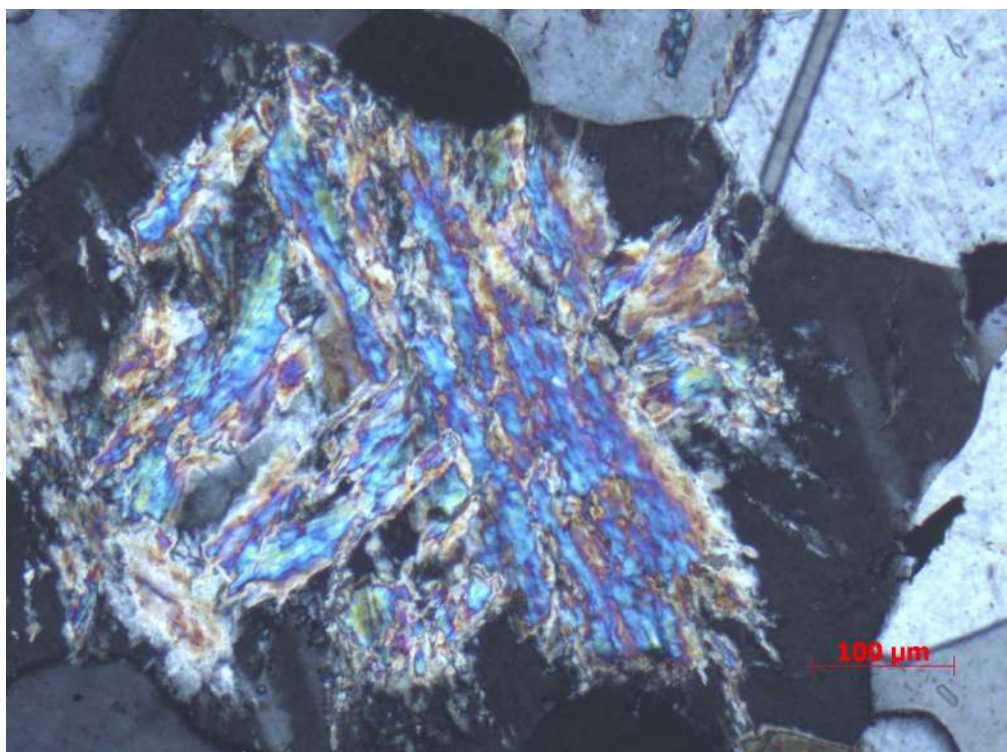


Figura 12 – Grão de plagioclásio do biotita-gnaisse migmatítico da Unidade São Fidelis alterado para mica branca (NX, aumento de 10X).



Figura 13 – Granada do biotita-gnaise migmatítico da Unidade São Fidelis fraturada, com bordas irregulares e inclusão de opacos e titanita, indicada pela seta vermelha (N//, aumento de 10X).

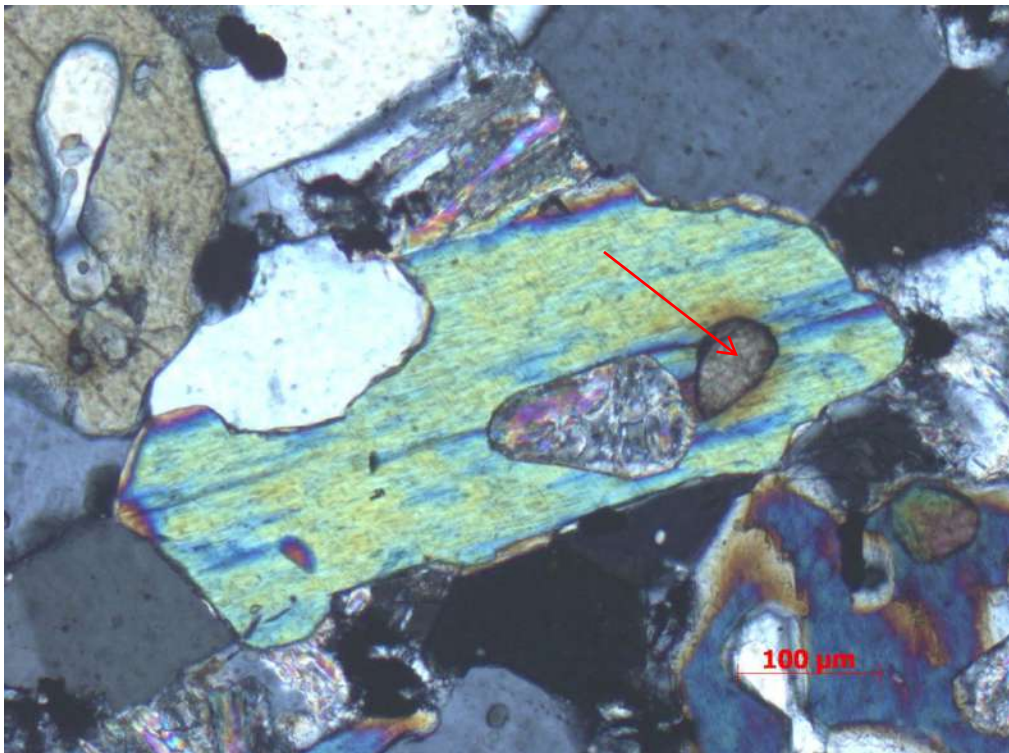


Figura 14 – Anfibólio subédrico com inclusão de titanita (seta vermelha) do biotita-gnaise migmatítico da Unidade São Fidelis. É possível observar duas direções de clivagem a 60° (NX, aumento de 10X).

A composição modal observada em uma lâmina (ESN-27A) do biotita-gnaiss migmatítico pode ser observada na tabela 1.

Tabela 1 – Composição modal observada na lâmina ESN-27A pertencente ao biotita-gnaiss migmatítico da Unidade São Fidelis.

Mineral	%
Quartzo	41,3
Plagioclásio	19,8
Biotita	6,6
Granada	3,8
Anfibólio	11,2
Zircão	0,1
Opacos	2,8
Mica Branca	13,5
Carbonatos	0,5

6.2.2. SUITE DESENGANO

Como não se encontra na literatura uma discriminação detalhada dos litotipos desta unidade, considera-se aqui como pertencentes a ela granitóides com granada ou a duas micas conforme proposição de Silva *et al.* (2000). Foram encontradas as seguintes litologias com essas características: granitóide foliado grosso e granitóide foliado fino.

6.2.2.1. GRANITÓIDE FOLIADO GROSSO

6.2.2.1.1. ASPECTOS DE CAMPO

Essa litologia apresenta poucos afloramentos, sendo mais comum a ocorrência em cortes de estrada ou em blocos angulosos em encostas de morros. A rocha apresenta nítida foliação marcada pela orientação de planos biotíticos, é comumente intrudida por pegmatitos discordantes e aplitos (Fig. 15) e localizadamente apresenta alguns xenólitos máficos compostos de plagioclásio e biotita.

O granitóide é equigranular e composto por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, granada e muscovita. O álcali-feldspato é bege, subédrico e com aproximadamente 5 mm de comprimento do eixo maior. O plagioclásio é branco e subédrico com hábito quadrático. O quartzo é incolor a fumê e subédrico a anédrico, ocorrendo em grãos isolados de 5 a 9 mm. A biotita ocorre em agregados subédricos de cerca de 5 mm. A granada é subédrica, de cor vermelho escuro e variam de 0,5 a 3 mm.

Os pegmatitos discordantes são constituídos por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita e tem espessuras de 20 a 40 cm. Os aplitos são formados pelos mesmos minerais dos pegmatitos com exceção da muscovita, tem granulação fina e atingem até 50 cm de espessura. Os xenólitos são compostos basicamente de biotita e plagioclásio e são alongados (Fig. 16).



Figura 15 – Aplito e dique intrudindo o granitóide foliado grosso da Suíte Desengano. O dique é um granitóide e é composto de quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita.



Figura 16 – Xenólitos máficos alongados (seta vermelha) no granitóide foliado grosso da Suíte Desengano. São compostos basicamente de biotita e plagioclásio.

6.2.2.1.2. PETROGRAFIA

Em lâmina delgada, a rocha é equigranular, de granulação média a grossa, com uma foliação bem marcada por minerais máficos e localizadamente bastante fraturada. A mineralogia essencial da rocha é composta de microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, enquanto que os minerais acessórios são zircão, minerais opacos, apatita e granada e os pós-magmáticos e hidrotermais são constituídos por clorita, biotita, mica branca e sillimanita (fibrolita).

A microclina varia de 0,2 a 4 mm, com grãos alongados anédricos e subédricos e alguns com bordas irregulares. Localizadamente, é possível observar lamelas de plagioclásio ao meio da microclina, caracterizando aspecto pertítico, e mirmequita nas bordas em contato com plagioclásio. São comuns as inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, zircão e minerais opacos e alterações para mica branca (<0,1 a 0,3 mm).

O plagioclásio ocorre de duas formas: uma é em cristais de 1,5 a 3,5 mm (alguns chegam a 10 mm), com hábito quadrático e anédricos a subédricos de bordas irregulares; e outra por grãos de 0,2 a 1 mm, com hábito quadrático e anédricos. O primeiro tipo apresenta zonamento composicional, apresenta mirmequita nas bordas próximo ao contato com grãos de microclina e ocorrem isoladamente

(Fig. 17). A composição é oligoclásio, variando entre An₂₁ a An₂₇. As inclusões são de biotita, zircão e minerais opacos e ocorre alteração para mica branca e carbonato. O segundo tipo de plagioclásio geralmente ocorre em agregados de grãos recristalizados, não ultrapassando 0,3 mm, associados a biotita, granada e quartzo.

O quartzo também ocorre de duas formas: a primeira formada por grãos anédricos de 2 a 9 mm, ocorrendo isoladamente, com bordas irregulares (embaçados) e extinção ondulante, enquanto que a segunda consiste em grãos recristalizados subédricos de <0,1 a 1 mm que estão associados a plagioclásio, biotita e granada em aglomerados.

Existem dois tipos de biotita nessa rocha: uma consiste em grãos isolados e em agregados variando de <0,1 a 2 mm com pleocroísmo marrom escuro a bege e subédricos. Em uma lâmina, ocorre associado a minerais opacos e possuem inclusões de zircões (Fig. 18). São comuns as alterações para clorita e mica branca. A outra variedade possui pleocroísmo bege a esverdeado e se apresenta em grãos anédricos de aproximadamente 0,2 a 0,4 mm. Ela ocorre em agregados associados a granada, plagioclásio e quartzo e se altera para clorita e mica branca.

A granada varia de 0,1 a 2,5 mm, é granular e anédrica. Ela se encontra bastante fraturada e alguns grãos estão alterados para clorita. Alguns cristais encontram-se parcialmente solubilizados, fazendo com que fiquem embaçados e contendo biotitas esverdeadas nas bordas e grãos recristalizados de plagioclásio e quartzo, assim como observado por Garcia (2010) (Fig.19a e 19b). Aspectos semelhantes foram descritos por Janasi *et al.* (2005) em rochas do Granito Nazaré Paulista, e serão tratados mais à frente.

Outro produto da solubilização da granada, além da biotita, é a clorita, que ocorre associada à biotita e granada, com pleocroísmo bege a verde musgo.

Os minerais opacos são anédricos, granulares e ocorrem isolados ou associados à biotita. Geralmente ocorrem como inclusões, nas bordas ou nos planos de clivagem de biotita, e variam de <0,1 a 0,2 mm.

O zircão e a apatita ocorrem como inclusões em biotita, quartzo e feldspatos e apresentam-se em grãos euédricos que chegam a até 0,2 mm.

A sillimanita ocorre associada à biotita e mica branca, preenchendo fraturas e formam aglomerados finos (variedade fibrolita) de grãos subédricos a euédricos alongados que chegam a 0,5 mm de comprimento (Fig. 20).

A mica branca ocorre de duas formas: a primeira preenchendo fraturas e alterando biotita e microclina, formando grãos que chegam a 0,8 mm e localizadamente ocorrem associadas a carbonatos; a segunda (sericita ?) é o produto de alteração mais comum dos plagioclásios e forma grãos com <0,1 mm.

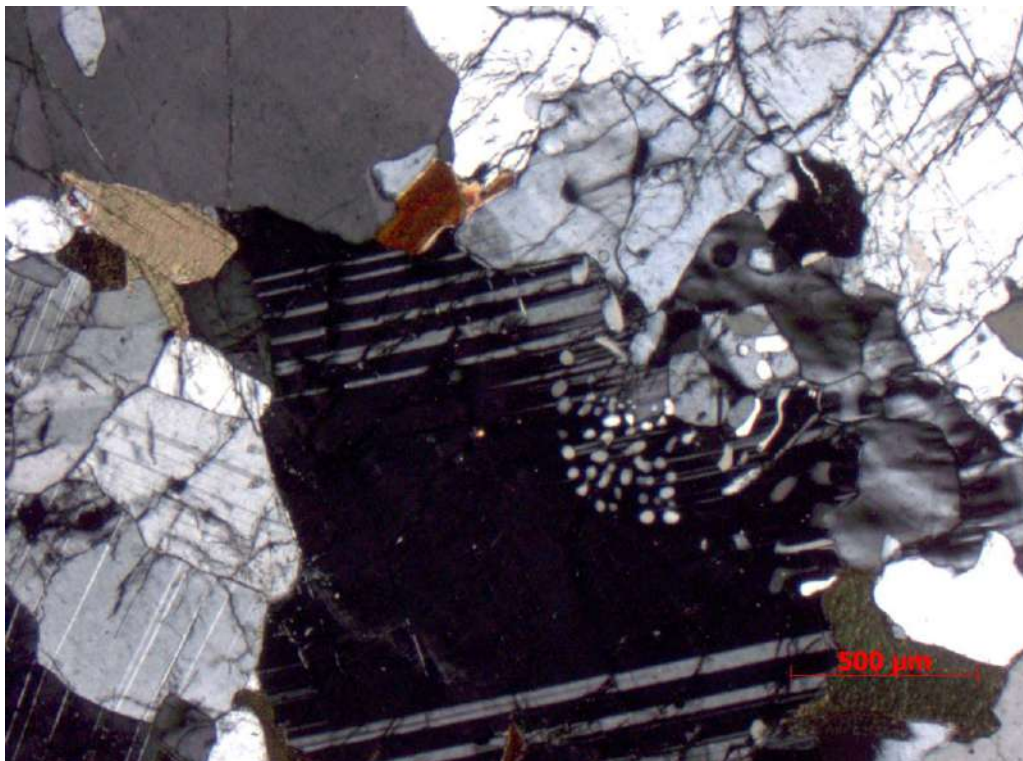
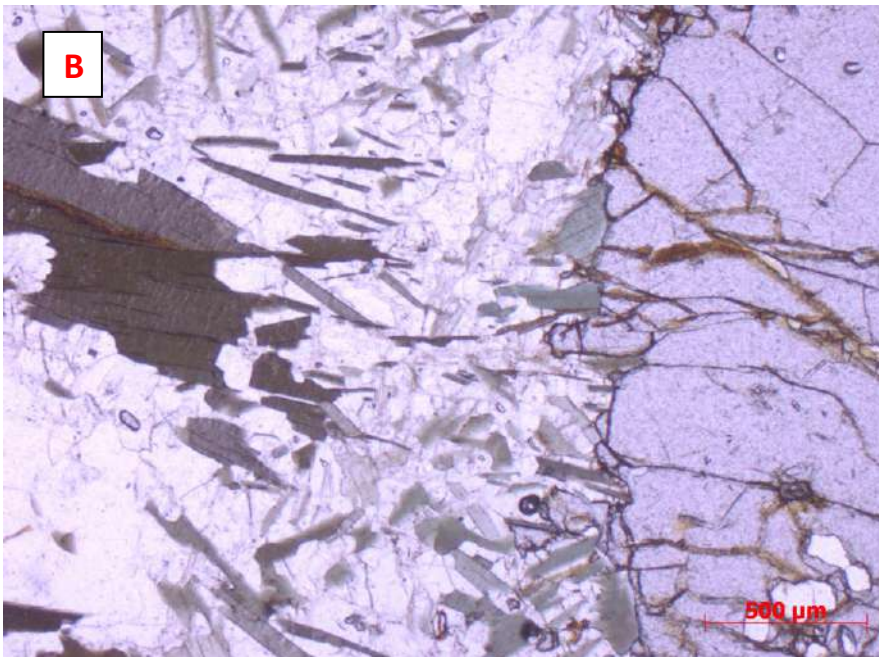


Figura 17 – Grão de plagioclásio em contato com microclina formando mirmequita, no granitóide foliado grosso da Suíte Desengano (NX, aumento de 2,5X).



Figura 18 – Agregado de biotita com inclusão de zircão no granitóide foliado grosso (NX, aumento de 2,5X).



Figuras 19a e 19b – Granada anédrica com ocorrência de biotita esverdeada, plagioclásio e quartzo nas bordas.
Foto do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano com N// e aumento de 2,5X.

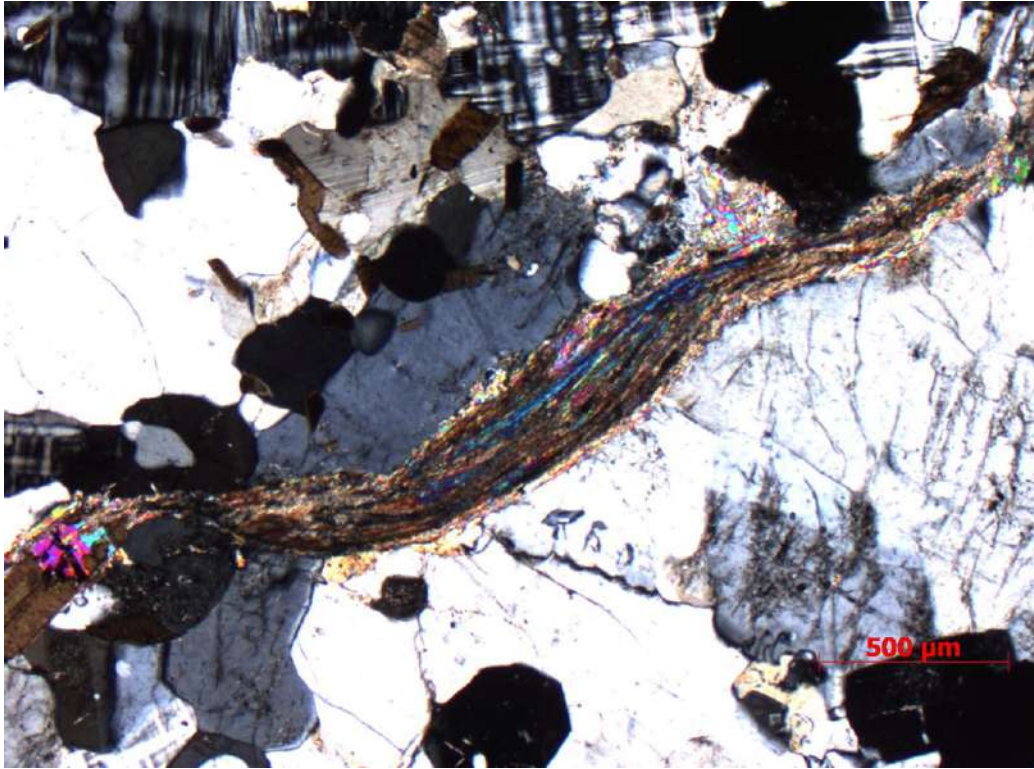


Figura 20 – Fratura preenchida com sillimanita (variedade fibrolita) no granitóide foliado grosso da Suíte Desengano (NX, aumento de 2,5X).

Foram estudadas três lâminas delgadas de rochas dessa unidade: ESN-24A, PVV-25A e PVV-31A. A partir delas foi obtida a ordem de cristalização do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano, conforme mostrado na tabela 2.

Tabela 2 – Ordem de cristalização do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano.

Mineral	Cristalização Primária	Pós-Magmático	Hidrotermal
Zircão	-----		
Apatita	-----		
Biotita 1ª	-----		
Granada	-----		
Plagioclásio	-----	-----	
Microclina	-----		
Quartzo	-----	-----	
Minerais Opacos	-----		
Biotita 2ª			-----
Mica Branca			-----
Clorita			-----
Sillimanita		-----	

Na tabela a seguir, observam-se as composições modais das lâminas analisadas (Tabela 3), e a partir delas, conclui-se que o granitóide foliado grosso da Suíte Desengano apresenta composição variando entre monzo e sienogranito, sendo uma amostra classificada como tonalito (Fig. 21).

Tabela 3 – Composição modal das lâminas ESN-24A, PVV-25A e PVV-31A, pertencentes ao granitóide foliado grosso da Suíte Desengano.

Mineral	ESN-24A %	PVV-25A %	PVV-31A %
Quartzo	34,8	35,8	28,7
Plagioclásio	29	20,6	56,6
Álcali-feldspato	23,5	35,3	3,6
Biotita	9,2	4,1	7,7
Granada	3	0,3	3
Epidoto	0,2	--	--
Zircão	0,1	--	--
Clorita	--	0,1	--
Mica Branca	--	1	0,2
Sillimanita (Fibrolita)	--	2,5	--

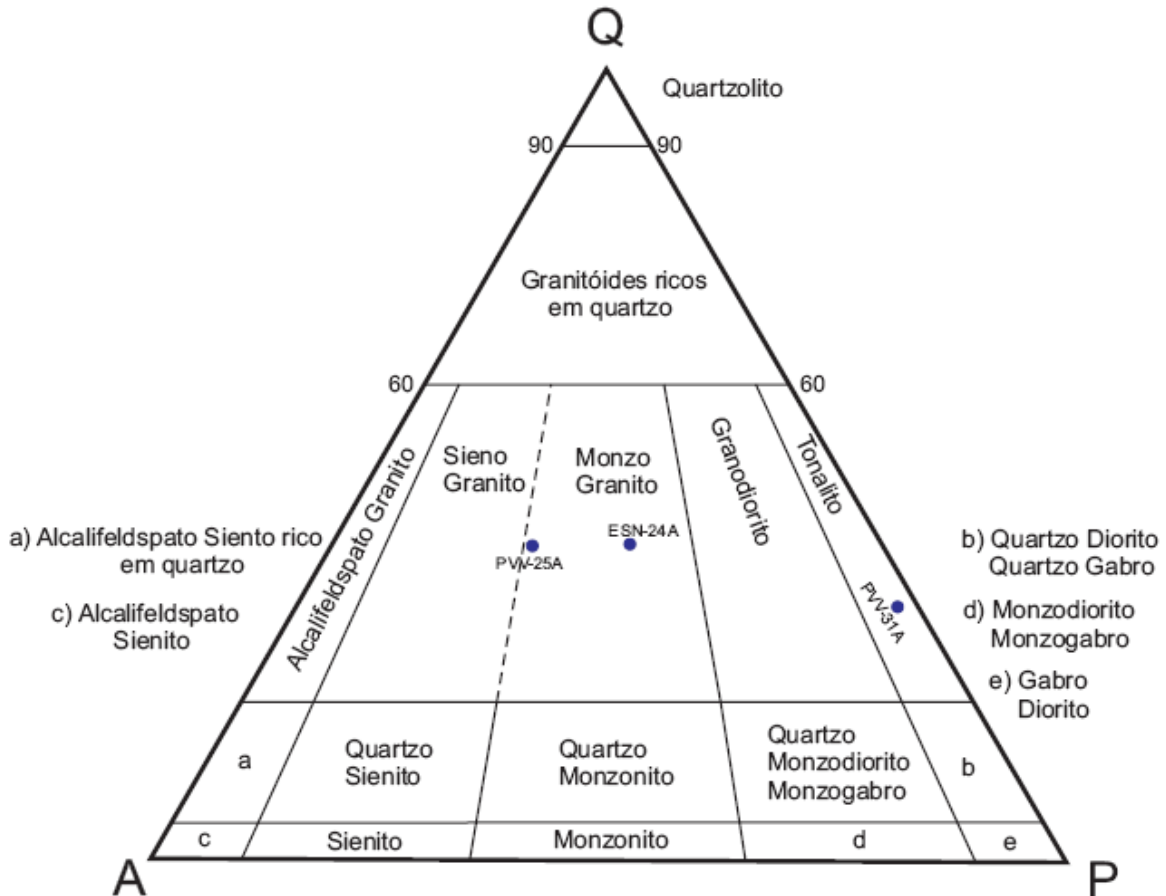


Figura 21 – Composição modal das lâminas analisadas do granitóide foliado grosso da Suíte Desengano, indicando que este possui composições variando de monzogranito a tonalito no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

6.2.2.2. GRANITÓIDE FOLIADO FINO

6.2.2.2.1. ASPECTOS DE CAMPO

Essa litologia apresenta afloramentos em encostas de morros e é muito comum ocorrer em blocos angulosos (Fig. 22). A rocha é caracterizada por ser fina e ter uma foliação muito bem marcada, às vezes se assemelhando a uma foliação milonítica.

A rocha é leucocrática e composta basicamente por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, granada e muscovita. A biotita é anédrica, varia de cerca de 0,5 a 1 mm e ocorre isolada e em agregados (maiores). O plagioclásio é branco, chega a 2 mm e é subédricos. Os cristais de álcali-feldspato possuem as mesmas características que o plagioclásio, com exceção da cor, que é rosada. O quartzo é subédrico e tem granulação de cerca de 1 mm, sendo alguns dos grãos facetados. A muscovita ocorre em grãos disseminados pela rocha e alguns chegam a quase 1 cm. A granada é avermelhada, varia de 2 a 3 mm e não é abundante.

Localizadamente é possível observar alguns corpos máficos lenticulares na rocha. Estes possuem formas e bordas irregulares e são compostos principalmente por biotita e plagioclásio (Fig. 23).



Figura 22 – Afloramento do granitóide foliado fino e formação de pequenos blocos angulosos.



Figura 23 – Corpo máfico lenticular no granitóide foliado fino. Observa-se que suas formas e bordas são irregulares.

6.2.2.2.2. PETROGRAFIA

Em lâmina delgada, a rocha é fina a média, com textura equigranular e com foliação bem marcada. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, microclina, quartzo e biotita (granada foi apenas observada megascopicamente), a acessória por minerais opacos, rutilo e zircão, enquanto que a mineralogia hidrotermal por clorita e mica branca.

Os grãos de plagioclásio são subédricos a anédricos, variam de 0,3 a 2 mm, ocorrem isoladamente e com hábito quadrático. Sua composição é oligoclásio (An_{26} a An_{28}) e são comuns as inclusões de biotita e minerais opacos, além de alterações para mica branca, principalmente em fraturas (Fig. 24). É possível observar mirmequita nas bordas de grãos em contato com microclina.

A microclina apresenta grãos anédricos isolados, raramente subédricos, variando de 0,2 a 3 mm e de hábito quadrático. É comumente alterada para mica branca em fraturas, nos centros e bordas dos grãos (Fig. 25) e possui inclusões de biotita e minerais opacos.

O quartzo ocorre em grãos isolados de <0,1 a 3 mm. São em geral anédricos e arredondados, com bordas irregulares e com extinção ondulante (Fig. 26). Eles possuem inclusões de biotita, zircão e minerais opacos.

A biotita possui pleocroísmo marrom a bege, é subédrica, tem granulação variando de 0,2 a 0,8 mm e ocorre tanto em agregados, quanto isoladamente. Quando isolada, os cristais tendem a ser mais alongados, enquanto que em agregados ocorrem geralmente associados a minerais opacos, em agregados máficos.

Os minerais opacos estão principalmente associados à biotita e ocorrem como inclusões ou nas suas bordas em grãos subédricos a anédricos. São também encontrados como inclusões variando de <0,1 a 0,3 mm em feldspatos e quartzo.

O zircão e o rutilo ocorrem como inclusões em quartzo, principalmente. Ambos são euédricos e variam em torno de <0,1 a 0,2 mm.

O hidrotermalismo dessa rocha é constituída por clorita e mica branca. A clorita ocorre alterando, às vezes por inteiro, grãos de biotita, aproveitando sua clivagem. A mica branca ocorre alterando biotita e plagioclásio. Na biotita, formam grãos com cerca de 0,3 a 2 mm, principalmente aproveitando os planos de clivagem. No interior do plagioclásio, formam pequenos grãos alongados.

Não foi encontrada granada em seção delgada, mas ela foi observada em afloramentos dessa unidade em campo. Ocorrem com granulação variando de 0,5 a 3 mm e possui cor avermelhada.

Devido às relações entre os minerais observados na lâmina, a ordem de cristalização do granitóide foliado fino foi obtida conforme a tabela 4. A composição modal dessa unidade pode ser observada na tabela 5, obtida da lâmina ESN-13A, e mostra que essa unidade apresenta litotipos de composição monzogranítica (Fig. 27).



Figura 24 – Plagioclásio do granitóide foliado fino da Suíte Desengano fortemente alterado para mica branca (NX, aumento de 2,5X).

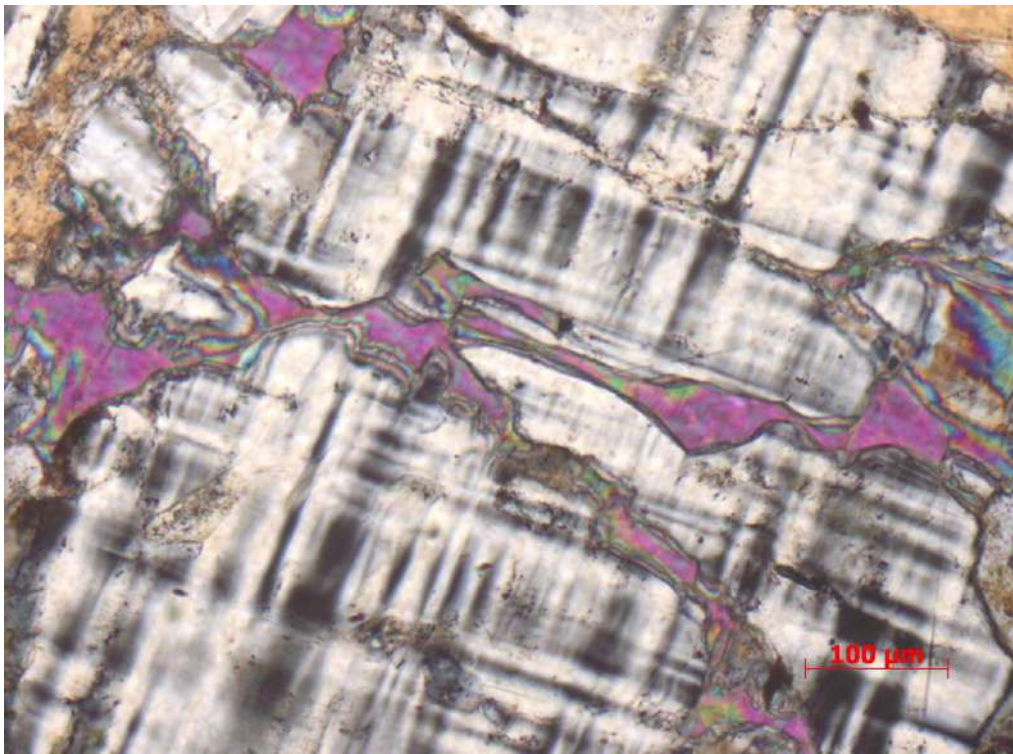


Figura 25 – Microclina do granitóide foliado fino da Suíte Desengano sendo alterado para mica branca através de fraturas (NX, aumento de 10X).



Figura 26 – Grão de quartzo do granitóide foliado fino da Suíte Desengano com extinção ondulante e bordas irregulares (NX, aumento de 2,5 X).

Tabela 4 – Ordem de cristalização do Granitóide Foliado Fino da Suíte Desengano.

Mineral	Cristalização Primária	Hidrotermal
Zircão	-----	
Rutilo	-----	
Minerais Opacos	-----	
Biotita	-----	
Plagioclásio	-----	
Microclina	-----	
Quartzo	-----	
Clorita		-----
Mica Branca		-----

Tabela 5 – Composição modal da lâmina ESN-13A, pertencente ao granitóide foliado fino da Suíte Desengano.

Mineral	%
Quartzo	26,7
Plagioclásio	14,8
Álcali-feldspato	32,2
Biotita	0,6
Opaco	0,2
Clorita	1,7
Mica Branca	23,4

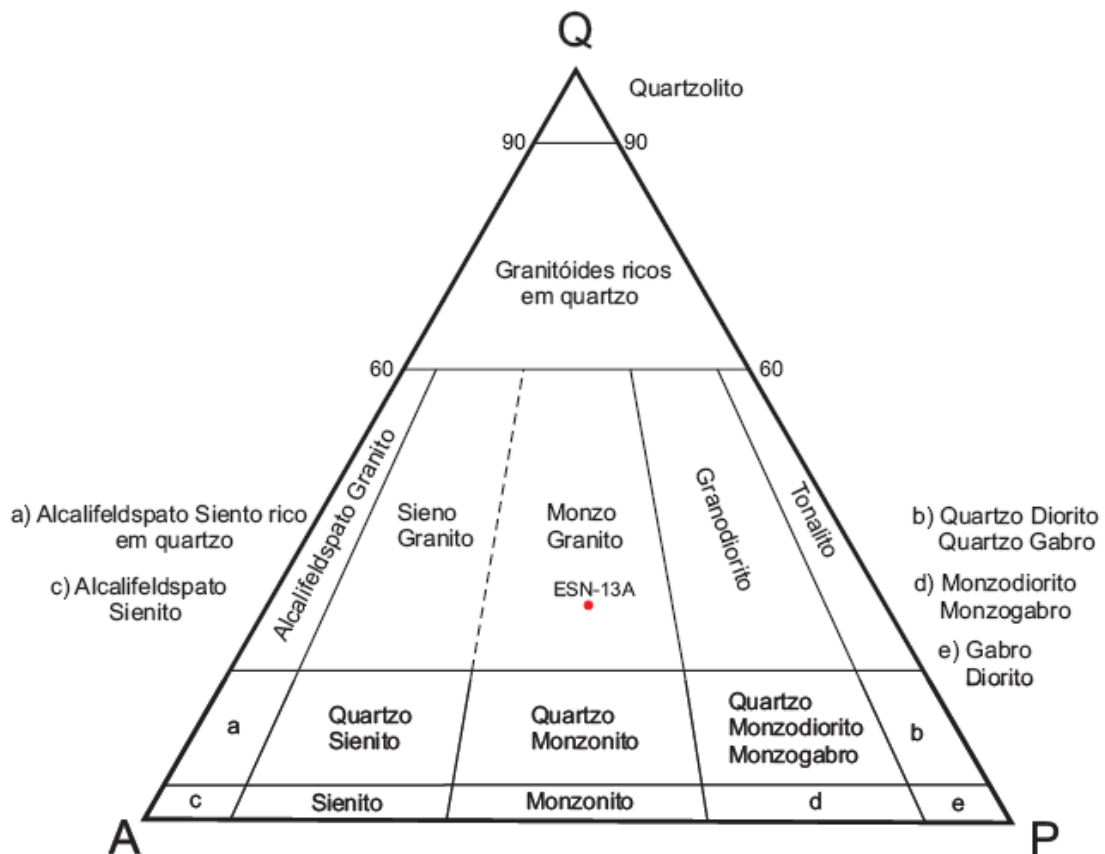


Figura 27 – Classificação da amostra analisada do granitóide foliado fino da Suíte Desengano, indicando composição monzogranítica no gráfico QAP de Streckeisen (1976).

6.2.3. GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS

Na área estudada, os granitóides pós-tectônicos foram divididos em duas fácies, sendo uma o granito equigranular a inequigranular, e a outra o granito megaporfírico. A subdivisão foi feita a partir de diferenças texturais, micro e megascópicas, e pela forma de ocorrência dos corpos. Em escala de afloramento, não se consegue separar as fácies equigranular a inequigranular. A fácies megaporfírica tem características bem definidas, ocorrendo com fenocristais que chegam a 5 cm de comprimento. O granito equigranular a inequigranular ocorre em uma área de aproximadamente 4 km², na parte central e sudoeste da área estudada. Já o granito megaporfírico tem cerca de 1 km² e pode ser observado na parte oeste e sul da área mapeada (Anexo I – Mapa geológico).

6.2.3.1. GRANITO EQUIGRANULAR A INEQUIGRANULAR

6.2.3.1.1. ASPECTOS DE CAMPO

As rochas dessa unidade ocorrem principalmente como blocos arredondados nas encostas e topos de morros, também são encontrados em drenagens ou na base de encostas. Os afloramentos geralmente são lajedos em drenagens. Os blocos são arredondados e apresentam uma superfície lisa, quando a rocha é equigranular, sendo mais irregulares quando a rocha é inequigranular, devido à presença de fenocristais (Fig. 28). O solo originado da alteração dessa rocha é de cor bege e possui alta concentração de material quartzo-feldspático.



Figura 28 – Bloco arredondado com aspecto liso do granitóide equigranular no topo de um morro.

O granitóide ora tem textura equigranular, ora inequigranular porfirítica, tem cor acinzentada, é leucocrático e tem granulação média. A transição entre as texturas é gradacional e pode ser observada em campo. Quando equigranular, geralmente é maciça (Fig. 29), porém com a presença de fenocristais, é mais comum a orientação dos fenocristais de feldspato, indicando fluxo magmático (Fig. 30). A mineralogia essencial da rocha é composta por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, são também encontrados titanita e magnetita em alguns pontos. O feldspato geralmente é de cor levemente rosada ou branca, com tamanho entre cerca de 2 a 3 mm e possui geminação do tipo *Carlsbad* e é mais raro de se encontrar a do tipo polissintética. O quartzo é subédrico a anédrico, às vezes ocorrendo facetado, fumê e com cerca de 1 a 2 mm. A biotita possui cerca de 1 a 2 mm, é subédrica e ocorre isoladamente na rocha. Localizadamente são encontrados pequenos *clots* microgranulares máficos arredondados, de cerca de 3 cm, compostos principalmente de biotita e plagioclásio.

A transição entre as porções inequigranulares e equigranulares é de forma gradual, não foi observado nenhum contato abrupto entre as duas fácies. São encontrados diques com cerca de 1 m de espessura do granito equigranular intrudindo as demais unidades, com exceção do diabásio. Também são encontrados pegmatitos, que chegam a 3 m de espessura, de granulação muito grossa, compostos por feldspato, quartzo, biotita e muscovita.

Pontualmente, são observados dois tipos de materiais máficos nas rochas desta unidade. O primeiro apresenta-se como pequenos aglomerados arredondados de cerca de 3 cm, compostos basicamente por grãos submilimétricos de biotita e plagioclásio. Não foi feita nenhuma seção delgada desses *clots* microgranulares. A outra forma é como enclaves com grande variação de tamanho, apresentando-se com bordas irregulares, angulares ou arredondadas e bem definidas (Fig. 31). Localizadamente é possível observar o granito cortando algumas dessas porções máficas (Fig. 32). Em algumas partes é possível observar minerais da porção máfica ao meio do granito e vice-versa, o que sugere processo de mistura mecânica entre os magmas. A mineralogia deste tipo de enclave é basicamente anfibólio e plagioclásio.



Figura 29 – Granito pós-tectônico com textura equigranular, isotrópico e maciço.



Figura 30 – Granito pós-tectônico com textura inequigranular porfirítica e com orientação dos fenocristais de feldspato, indicando estrutura de fluxo magmático.



Figura 31 – Enclave máfico com bordas angulosas em contato brusco e sendo cortado pelo granito equigranular, como indicado pela seta vermelha.



Figura 32 – Granito equigranular intrudindo as porções máficas, formando pequenos diques.

6.2.3.1.2. PETROGRAFIA

Essa unidade, petrograficamente, é holocristalina, hololeucocrática, e apresenta índice de cor de 9 a 12%. A granulação é em geral média, variando predominantemente de 1 a 2 mm. Nessa unidade, observa-se a ocorrência de texturas variando de equigranular a inequigranular porfirítica (Fig. 33), podendo também ser inequigranular seriada (Fig 34). Nas texturas observadas, a maioria dos grãos é anédrica a subédrica, com ocorrência de alguns minerais máficos euédricos, como titanita e allanita. Há variação de estruturas, ocorrendo tanto estrutura de fluxo, evidenciada pela orientação de feldspatos e biotita (Fig.35), assim como maciça. A mineralogia essencial é composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, a acessória por allanita, titanita, apatita, rutilo, zircão e minerais opacos e a mineralogia hidrotermal constitui-se por mica branca, clorita e epidoto.

Quando a rocha é inequigranular, a microclina ocorre tanto na matriz quanto como fenocristais. Na matriz das rochas inequigranulares, os grãos variam entre 0,2 a 1,5 mm, são geralmente subédricos e ocorrem isolados. Alguns grãos apresentam lamelas de plagioclásio ao meio, indicando aspecto pertítico, e é comum a ocorrência de mirmequita nos contatos com plagioclásio. Ocorrem inclusões de biotita, apatita, minerais opacos, zircão e rutilo, e é comum a alteração para mica branca (Fig. 36). Os fenocristais variam entre 3 a 6 mm, são subédricos e ocorrem isoladamente. A maioria possui inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, minerais opacos, zircão e rutilo. Nas rochas equigranulares, as características são as mesmas que as dos grãos da matriz da fácies inequigranular.

O plagioclásio ocorre na matriz das rochas inequigranulares, onde os grãos ocorrem de 0,1 a 2 mm, são subédricos e isolados. A composição varia de An₂₃ a An₃₀, predominando a variedade oligoclásio. Alguns grãos ocorrem com zoneamento composicional e mirmequita nas bordas. As inclusões são de biotita, minerais opacos, zircão, rutilo e apatita, e é possível observar saussuritização, evidenciada por alterações para sericita, epidoto (Fig. 37) e muscovita. Assim como a microclina, nas rochas equigranulares, o plagioclásio tem as mesmas características que os grãos da matriz nas rochas inequigranulares.

O quartzo ocorre de 0,1 a 2 mm, anédrico a subédrico, sendo alguns grãos embaiados e outros facetados, hábito granular, que ocorrem isolados e em agregados. Os contatos dos grãos são irregulares, quando em contato com feldspatos, e retilíneos quando relacionadas a minerais máficos como biotita, titanita e allanita. Os grãos geralmente possuem formas amebóides, levemente fraturados e muitos apresentam extinção ondulante. O quartzo ocorre como inclusão em fenocristais de microclina e é comum a presença de inclusões de biotita, zircão, rutilo e minerais opacos.

Os grãos de biotita possuem pleocroísmo bege a marrom escuro, variam entre 0,1 a 2 mm, são subédricos e geralmente ocorrendo isoladamente, mas também podendo ocorrer em agregados. As principais inclusões presentes nos cristais isolados de biotita são de zircão, quartzo, opacos e apatita. Nos agregados, a biotita pode ocorrer associada a minerais opacos, apatita e epidoto. As principais alterações são para mica branca e clorita.

A allanita ocorre em grãos isolados, subédricos a euédricos e de 0,3 a 2 mm. Os grãos possuem bordas regulares e inclusões de minerais opacos, zircão e biotita, sendo que também ocorre biotita, titanita e minerais opacos nas bordas da allanita (Fig. 38). Alguns grãos apresentam zonamento interno e também podem se alterar para mica branca, biotita e clorita.

Os grãos de titanita têm entre 0,2 a 0,5 mm, são anédricos a subédricos e ocorrem tanto isolados quanto em agregados. Esse mineral pode estar associado à allanita, minerais opacos e biotita e possui inclusões de zircão.

A apatita nessa unidade varia de 0,1 a 0,3 mm, pode ser anédrica a euédrica e ocorre isoladamente. Esse mineral está presente geralmente como inclusão em feldspatos e biotita. O rutilo ocorre como inclusões subédricas submilimétricas em feldspatos e quartzo. O zircão varia entre <0,1 a 0,2 mm, se apresenta isoladamente e os cristais são euédricos a subédricos. Geralmente ocorre como inclusões em feldspatos, quartzo e biotita e não possuem alterações. Os minerais opacos se apresentam de duas formas, sendo uma primária e outra secundária: os primeiros são euédricos, variam entre 0,1 a 1 mm e geralmente estão presentes como inclusões em outros grãos; a outra forma é de grãos irregulares e anédricos, de 0,1 a 0,7 mm e geralmente ocorrendo nas bordas de biotita, titanita e allanita.

A mineralogia hidrotermal é composta por mica branca, clorita e epidoto. A mica branca ocorre de duas formas: a primeira (sericita ?) em agregados de grãos anédricos <0,1 mm e feldspatos alteram para ela, mas principalmente o plagioclásio, chegando a alterar grãos por completo; a segunda (muscovita ?) varia de 0,1 a 1 mm, tem grãos anédricos e a microclina se altera para ela pelas fraturas, e biotita, alterando-se nas bordas. A clorita ocorre em grãos anédricos de biotita e allanita, mas principalmente a biotita, através de fraturas e dos planos de clivagem. O seu tamanho varia de acordo com o da biotita a qual está associada e possui pleocroísmo de verde claro a verde. O epidoto ocorre em pouca quantidade na rocha, variando de <0,1 a 0,15 mm, com grãos isolados e subédricos. Ocorre nas bordas de biotita e em alguns grãos de plagioclásio (Fig. 37).

A porção máfica estudada pode ser observada na forma de corpos com grande variação de tamanhos, com bordas angulares, irregulares ou arredondadas e bem definidas (Fig. 39). Ela possui como mineralogia essencial hornblenda, biotita e plagioclásio, sendo a acessória composta por clinopiroxênio, titanita, apatita e allanita. A hornblenda possui pleocroísmo variando de verde azulado a verde musgo, grãos subédricos de <0,1 a 0,5 mm e ocorrem tanto isoladamente, quanto em agregados. Nos agregados máficos, estão associados à biotita, allanita e titanita e é comum a ocorrência de biotita nas bordas dos grãos isolados (Fig. 40). É comum os grãos isolados apresentarem aspecto simplectítico com intercrescimento de plagioclásio, além das mesmas características dos grãos dos agregados (Fig. 41). A biotita tem pleocroísmo variando de bege a marrom escuro, com grãos subédricos de 0,1 a 0,8 mm e ocorre tanto isolada quanto nos agregados associados a hornblenda, titanita e allanita. Os cristais de plagioclásio ocorrem isoladamente, são subédricos a anédricos, variam de <0,1 a 0,5 mm e possuem inclusões de hornblenda, apatita e biotita. Os grãos de clinopiroxênio são subédricos, variando de 0,3 a 1 mm e alguns definem textura simplectítica com intercrescimento com plagioclásio. Ocorrem inclusões de minerais opacos e apatita. É comum esses grãos estarem associados a biotita e anfibólio e estão alterados para hornblenda nas bordas. A titanita ocorre de duas formas, sendo a primeira de cristais euédricos de 0,5 a 2 mm, alongados, ocorrendo isoladamente, bastante alterados e fraturados. Alguns deles apresentam reações de borda, estão associados a allanita e possuem inclusões de apatita. A outra forma é de grãos anédricos, ocorrendo em agregados, variando de 0,1 a 0,4 mm, associados a biotita e hornblenda e com alterações para minerais opacos nas bordas.

Devido às relações entre os minerais observados na lâmina, a ordem de cristalização do granito pós-tectônico foi obtida conforme a tabela 6. A composição modal dessa unidade pode ser observada na

tabela 7, obtida das lâminas PVV-07A, PVV-18G e PVV-46A, e mostra que essa unidade apresenta litotipos de composição monzogranítica, segundo Streckeisen, 1976 (Fig. 42).

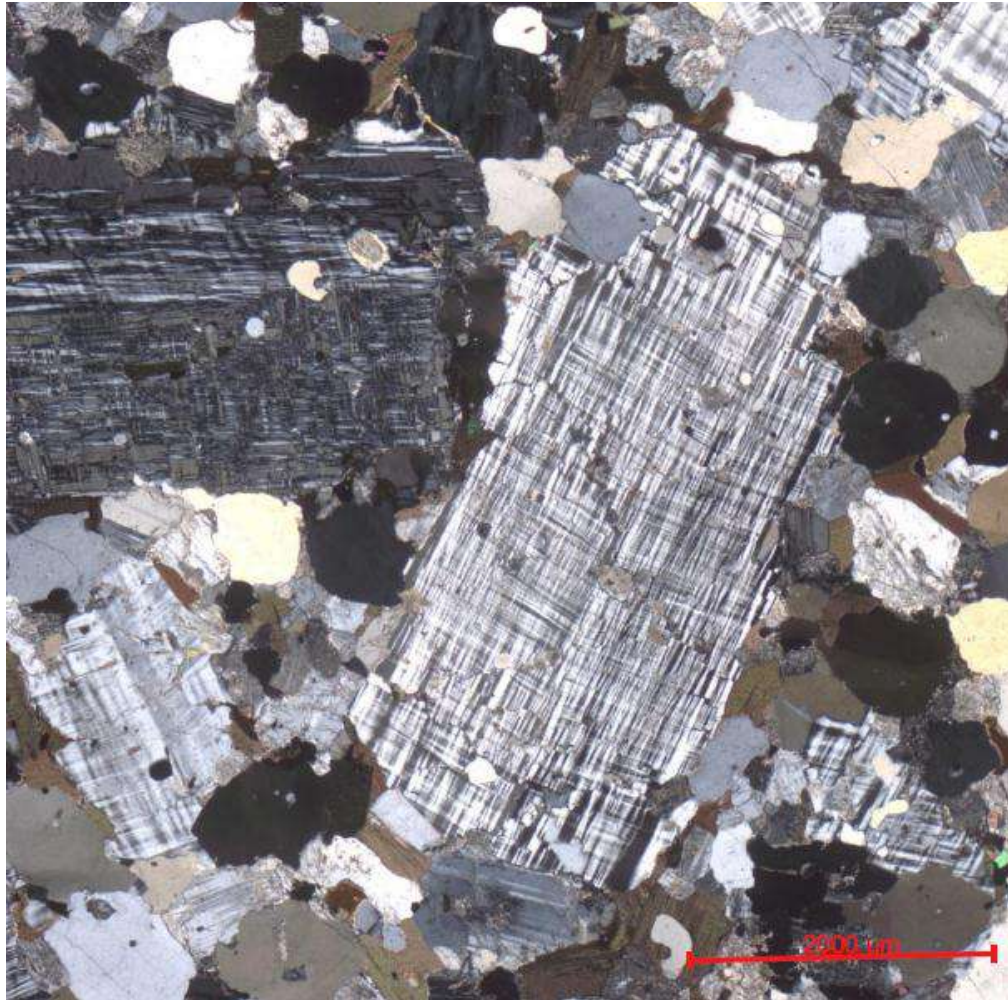


Figura 33 – Granito inequigranular pós-tectônico com textura porfirítica, evidenciada pela presença de fenocristais de microclina (NX, aumento de 2,5X).

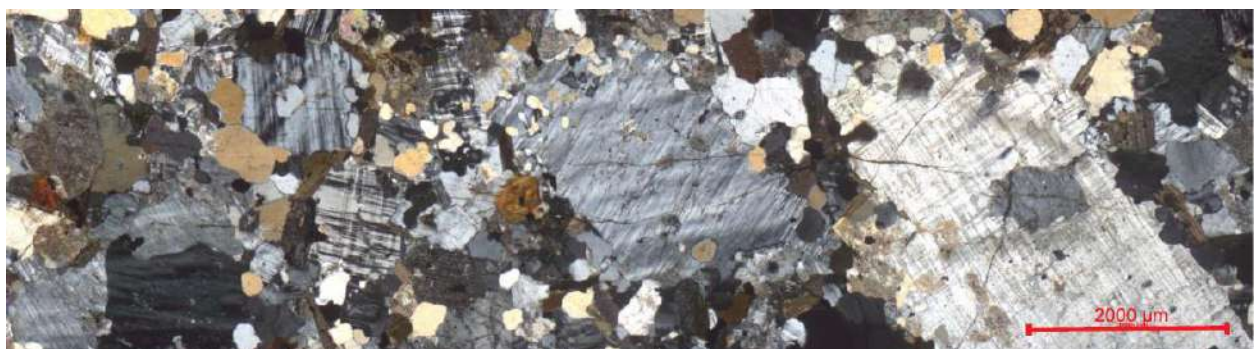


Figura 34 – Granito inequigranular pós-tectônico com textura seriada evidenciada pela diferença no tamanho dos minerais (NX, aumento de 2,5X).

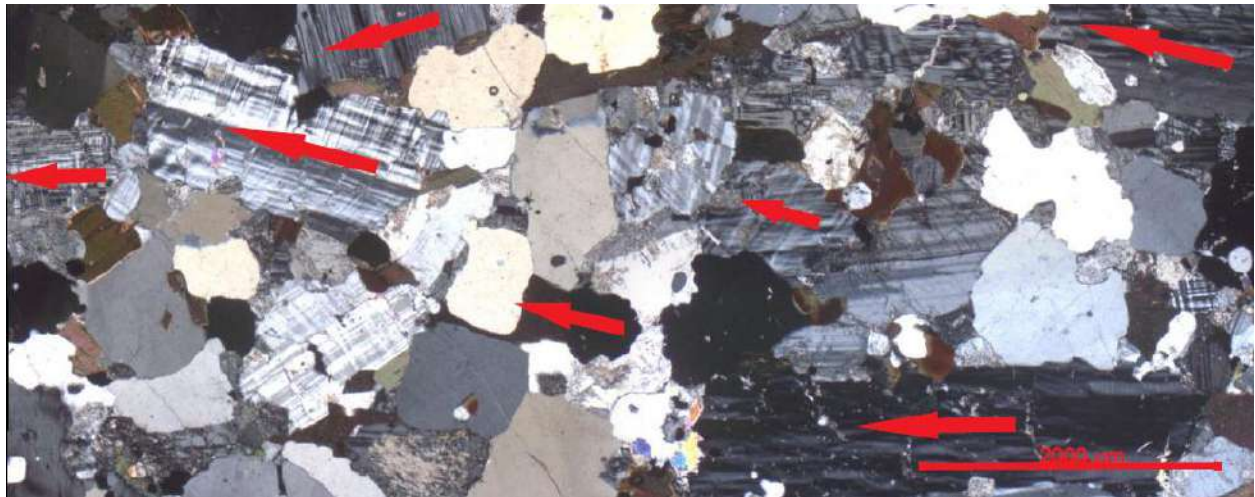


Figura 35 – Granito equigranular pós-tectônico com estrutura de fluxo marcada pela orientação de cristais de microclina (NX, aumento de 2,5X).

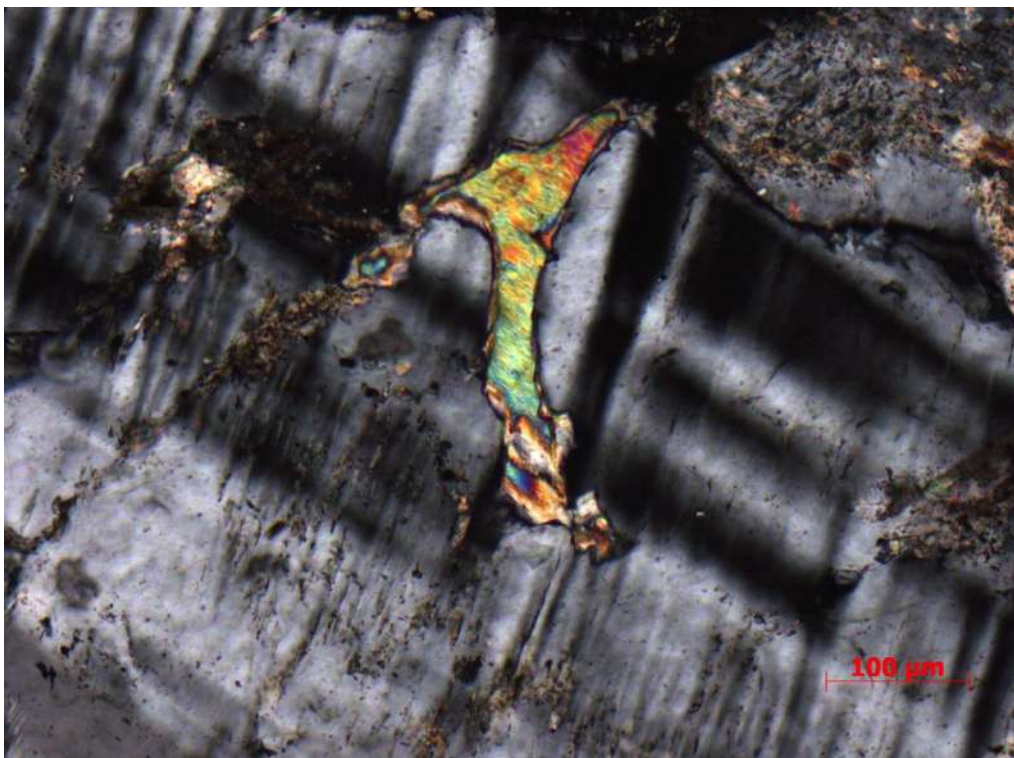


Figura 36 – Cristal de microclina, do granito equigranular pós-tectônico, com alteração e fratura preenchida por mica branca (NX, aumento de 10X).

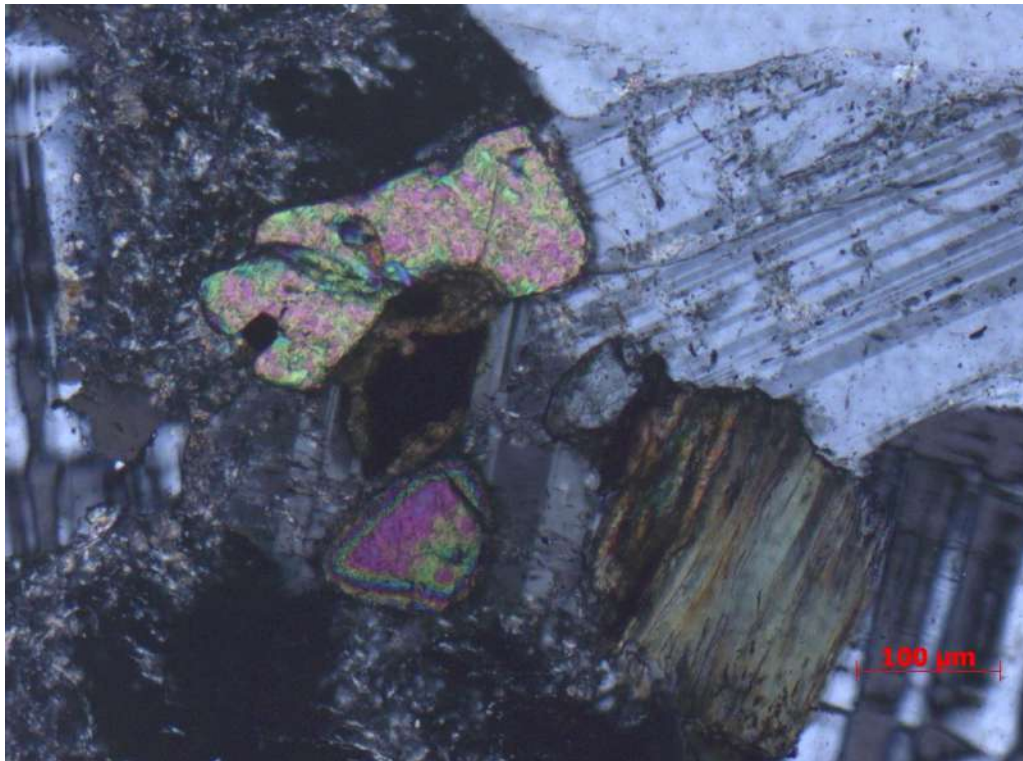


Figura 37 – Grãos de plagioclásio do granito equigranular pós-tectônico com alterações para mica branca e epidoto no centro e nas bordas dos cristais (NX, aumento de 10X).

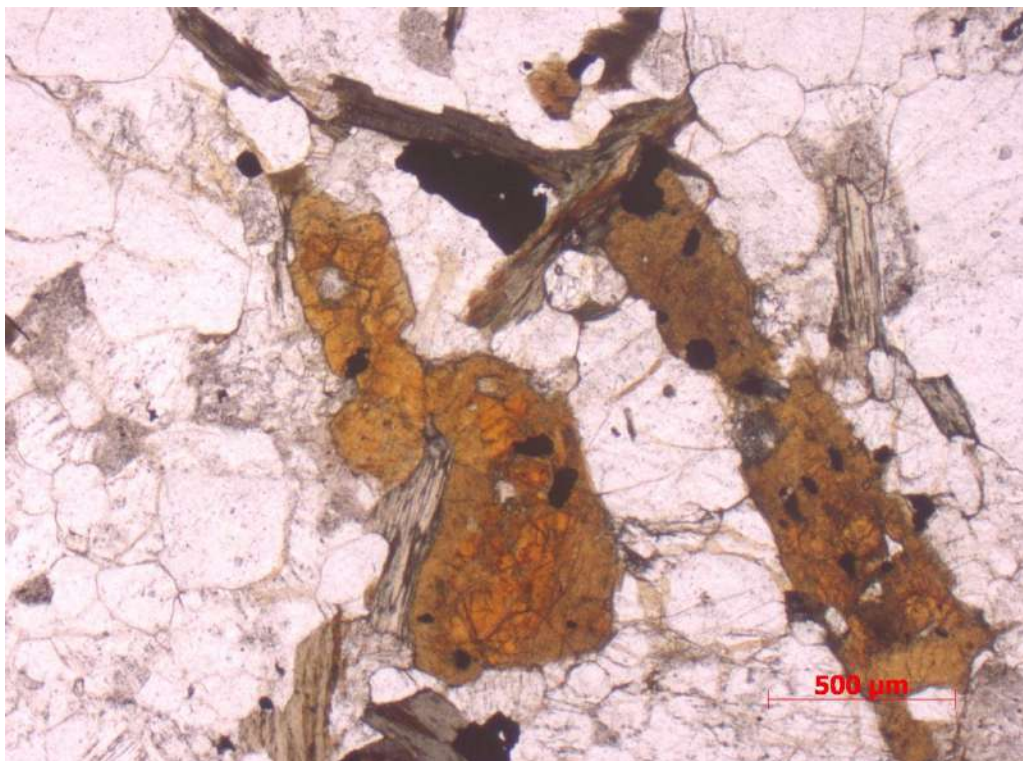


Figura 38 – Grãos subédricos de allanita do granito equigranular pós-tectônico, com biotita nas bordas e inclusões de minerais opacos (N//, aumento de 2,5X).



Figura 39 – Granito equigranular pós-tectônico em contato definido com porção máfica, composta principalmente por hornblenda, biotita e plagioclásio (NX, aumento de 2,5X).

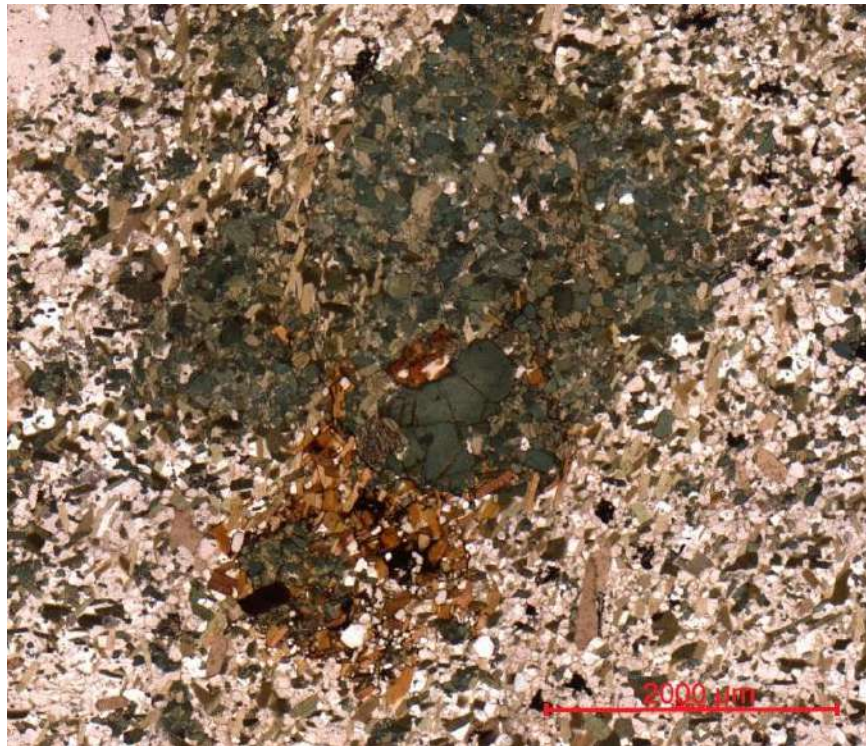


Figura 40 – Agregado máfico da porção máfica do granito equigranular pós-tectônico, composto principalmente por hornblenda e biotita com bordas irregulares (N//, aumento de 2,5X).

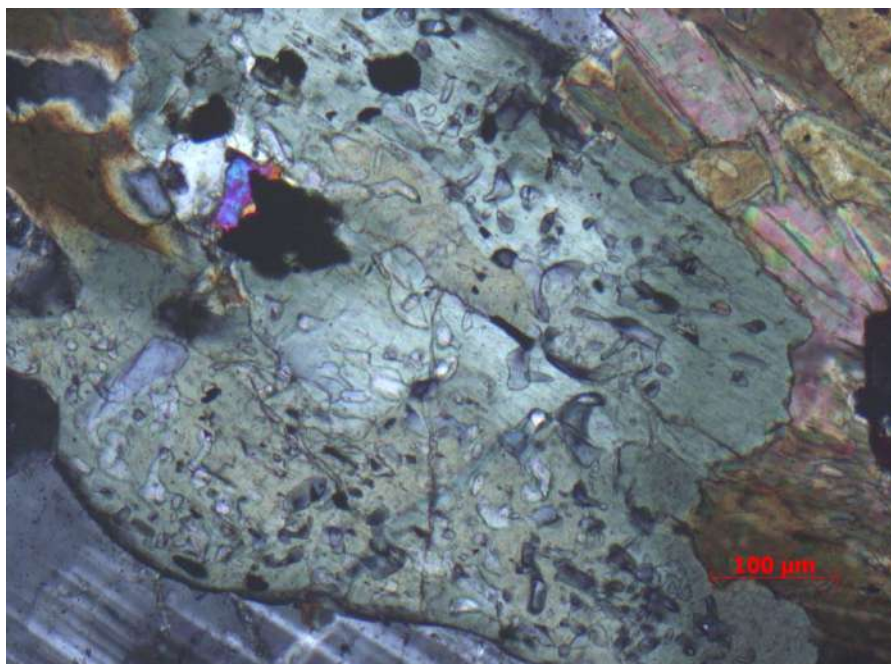


Figura 41 – Hornblenda dos enclaves máficos do granito pós-Tectônico com textura simplectítica com intercrescimento de plagioclásio (NX, aumento de 10X).

Tabela 6 – Ordem de cristalização dos minerais do granito equigranular a inequigranular pós-tectônico.

Mineral	Cristalização Primária	Hidrotermal
Zircão	-----	
Rutilo	----	
Titanita	-----	
Apatita	---	
Minerais Opacos	-----	
Biotita	-----	
Allanita	-----	
Plagioclásio	-----	
Microclina	-----	
Quartzo	-----	
Clorita		-----
Epidoto		-----
Mica Branca		-----

Tabela 7 – Composição modal das lâminas PVV-07A, PVV-18G e PVV-46A, pertencentes à unidade granito equigranular a inequigranular do granito pós-tectônico.

Mineral	PVV-07A %	PVV-18G %	PVV-46A %
Álcali-feldspato	43,8	38,2	36,2
Plagioclásio	22,6	13,1	17,6
Quartzo	23,5	20,7	21
Biotita	7,6	7,8	7,2
Allanita	--	1,3	0,6
Titanita	--	0,6	--
Rutilo	--	0,1	--
Minerais Opacos	1,3	1,2	1,3
Zircão	0,5	0,2	0,2
Clorita	0,1	0,6	1,5
Mica Branca	0,3	15,7	14

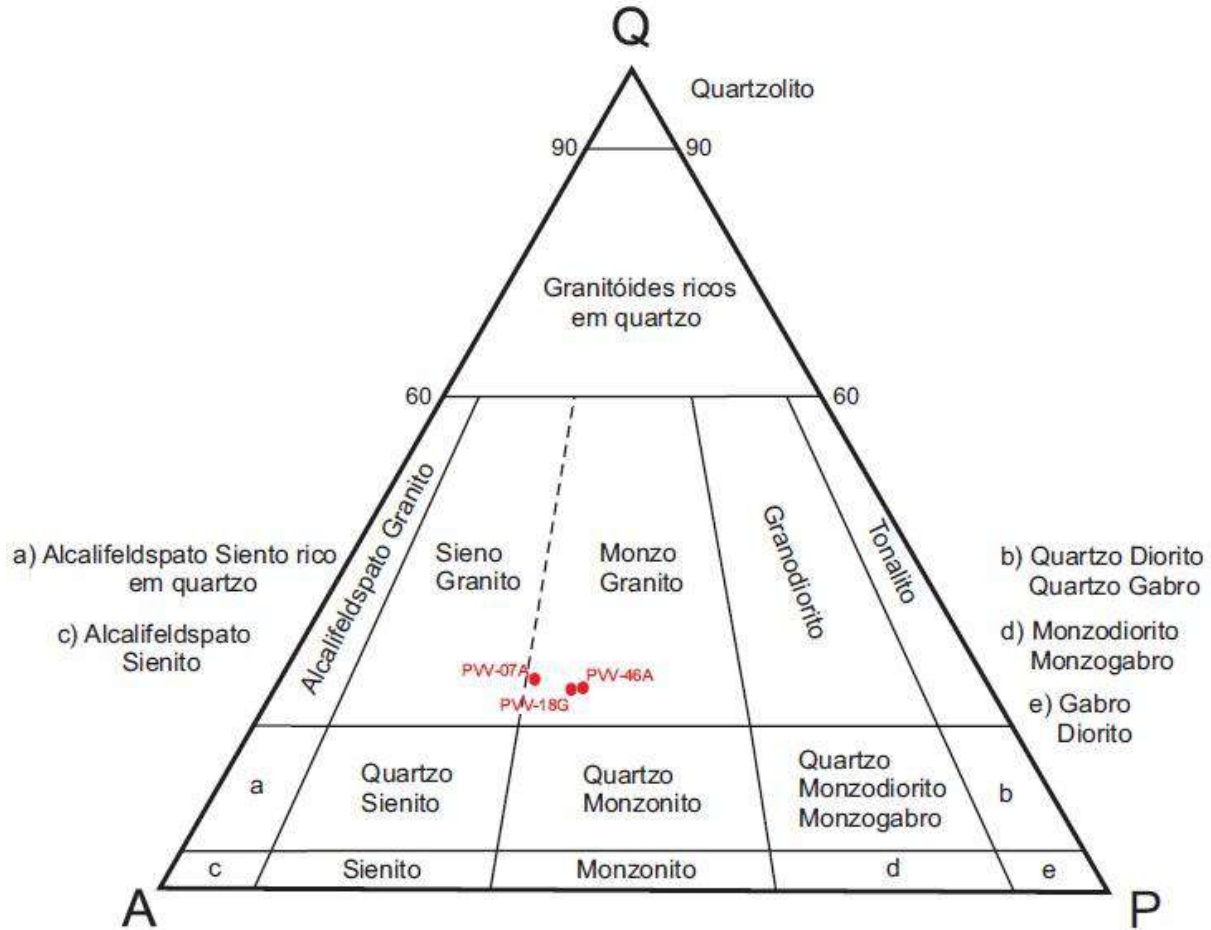


Figura 42 - Composição modal das lâminas analisadas do granito pós-tectônico, indicando composição monzogranítica no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

6.2.3.2. GRANITO MEGAPORFIRÍTICO

6.2.3.2.1. ASPECTOS DE CAMPO

Esta unidade foi caracterizada pela ocorrência de grandes afloramentos, com mais de 20m de extensão, nas encostas de morros e por ampla ocorrência de blocos arredondados com superfície rugosa, devido à presença dos fenocristais. É muito comum a ocorrência próximo ao granito equigranular a inequigranular, sendo observados pontos da fácies equigranular com aumento gradual da quantidade de fenocristais, sugerindo que provavelmente há uma gradação de um para o outro. O solo proveniente dessa rocha é bege e possui material quartzo-feldspático.

A rocha é leucocrática, cor acinzentada, com matriz de granulação média e com fenocristais de feldspatos que atingem até 5 cm (Fig. 43). Os fenocristais são brancos e levemente rosados, euédricos e localizadamente estão fortemente orientados, indicando fluxo magmático com direções NNW-SSE e mergulho subvertical. A matriz é composta por feldspatos, quartzo e biotita. O plagioclásio é subédrico a anédrico, tem cerca de 3 mm e possui hábito quadrático. O quartzo é anédrico, com cerca de 1,5 mm e

ocorre em grãos isolados. A biotita ocorre em grandes agregados, possui cerca de 2 mm e possui hábito micáceo.

Localizadamente essa rocha apresenta enclaves máficos compostos basicamente de plagioclásio e biotita, com formas angulosas (Fig. 44). Esses enclaves são mesocráticos, apresentam contato nítido com o granitóide, não se misturando a ele e pouco espessos.



Figura 43 – Granitóide megaporfirítico com textura porfírica e fenocristais centimétricos de feldspato.



Figura 44 – Ocorrência de um corpo máfico anguloso, composto principalmente por plagioclásio e biotita, no granito megaporfírico.

6.2.3.2.2. PETROGRAFIA

Em lâmina petrográfica, essa unidade é holocristalina, leucocrática, com cerca de 24% de índice de cor, e a maioria dos seus grãos são subédricos. A rocha apresenta textura inequigranular porfírica, com fenocristais de microclina e plagioclásio chegando a 15 mm e tem caráter anisotrópico (Fig. 45). É possível observar uma orientação dos fenocristais de feldspatos e biotita, caracterizando uma estrutura de fluxo magmático. A mineralogia essencial é composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Os minerais acessórios encontrados são titanita, allanita, rutilo, zircão, minerais opacos e apatita, enquanto que os minerais hidrotermais são clorita e mica branca.

A microclina ocorre como fenocristais e na matriz. Na lâmina delgada analisada, os fenocristais variam entre 5 e 15 mm, são alongados, subédricos, alguns apresentam bordas irregulares, evidenciando reações de borda e alguns apresentam textura pertítica (Fig. 46). São encontradas inclusões de rutilo e minerais opacos e alguns se alteram para mica branca. Os cristais da matriz apresentam praticamente as mesmas características, com exceção da granulação, que varia entre 0,5 a 1,2 mm.

O plagioclásio também é encontrado como fenocristais e na matriz. Os fenocristais chegam a até 8 mm, são subédricos, com bordas irregulares (reações de borda) e apresentam zonamento composicional. São encontradas mirmequitas nas bordas dos grãos em contato com microclina (Fig. 47) e alguns grãos têm textura anti-pertítico. Rutilo e minerais opacos são encontrados como inclusões e há alterações do plagioclásio para mica branca. Os grãos da matriz apresentam cerca de 1 mm e possuem inclusões de titanita, além das mesmas características observadas nos fenocristais.

Os grãos de quartzo são encontrados na matriz. A maioria dos cristais varia de 0,2 a 1,5 mm, podendo chegar a até 7,5 mm, apresentam extinção ondulante (Fig. 48) e são anédricos, com alguns apresentando bordas irregulares. Alguns grãos estão bastante fraturados e também são encontradas inclusões de biotita, zircão e rutilo.

A biotita ocorre em agregados máficos, geralmente associada a titanita, allanita e minerais opacos, como cristais subédricos variando de <0,1 a 2,5 mm. Possui pleocroísmo de bege a marrom escuro e tem inclusões de apatita, zircão e rutilo, ocorrendo também algumas inclusões parciais de titanita. Localizadamente apresenta textura simplectítica (Fig. 49) e é comum se alterar para mica branca e clorita.

A titanita ocorre junto a agregados máficos, geralmente associada a minerais opacos e biotita, varia de euédrica a anédrica e tem granulação de 0,1 a 2 mm. São bastante frequentes as inclusões de apatita e a ocorrência de minerais opacos nas bordas da titanita. Alguns grãos podem ocorrer como inclusões, ou inclusões parciais, em biotita (Fig. 50). A allanita varia de 0,2 a 0,5 mm, tem cor avermelhada e ocorre nos agregados máficos. São grãos subédricos e estão sempre associados a titanita, biotita e minerais opacos. O rutilo é encontrado como inclusão nos feldspatos, quartzo, biotita e titanita, sendo euédrico e variando de <0,1 a 0,2 mm. O zircão varia de <0,1 a 0,25 mm e está presente como inclusão em feldspatos, quartzo e biotita. A apatita varia de <0,1 a 0,3 mm, e ocorre como inclusões subédricas a euédricas em biotita, minerais opacos e titanita. Os minerais opacos são encontrados associados a biotita e titanita, são anédricos e variam entre 0,1 a 0,2 mm, ocorrendo também alguns cristais euédricos isoladamente.

A mineralogia hidrotermal é composta por clorita e mica branca. A clorita está associada à biotita, alterando-a nas bordas e pelos planos de clivagem. A mica branca ocorre de duas formas: a primeira apresenta-se nas bordas da biotita, além de em fraturas da microclina e em plagioclásio; a segunda (sericita ?) ocorre alterando plagioclásio e microclina, geralmente nos interiores dos grãos, podendo estar junto com o primeiro tipo (Fig. 51).

Devido às relações entre os minerais observados na lâmina, a ordem de cristalização do granito megaporfírico pós-tectônico foi obtida conforme a tabela 8. A composição modal dessa unidade pode ser observada na tabela 9, obtida das lâminas ESN-14A, e mostra que essa unidade apresenta litotipos de composição monzogranítica (Fig. 52).



Figura 45 – Granito megaporfírico com textura porfírica evidenciada por fenocristais de microclina (NX, aumento de 2,5X).

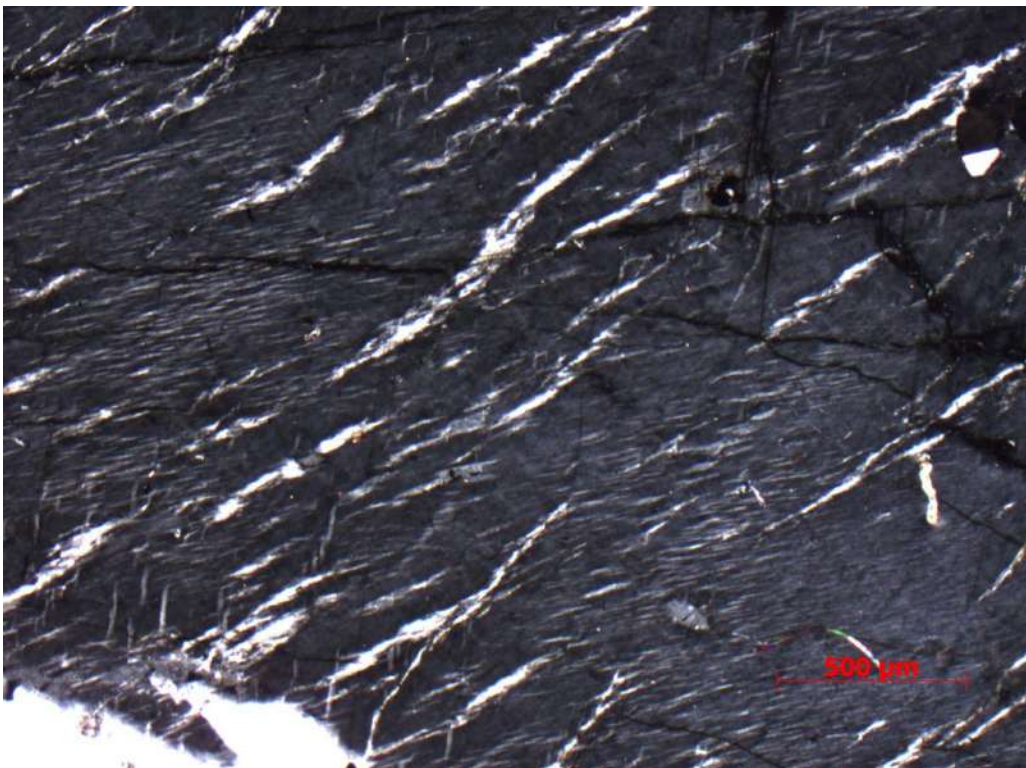


Figura 46 – Fenocristal do granito megaporfírico com exsolução de plagioclásio, formando pertita (NX, aumento de 2,5X).

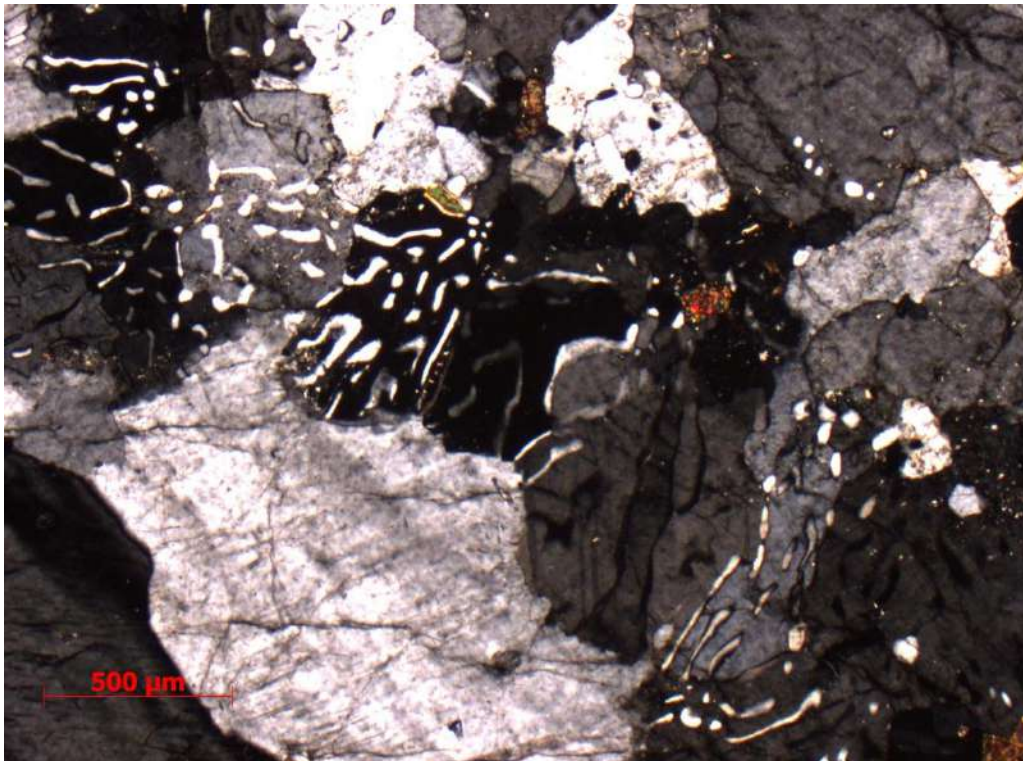


Figura 47 – Grãos de plagioclásio em contato com microclina apresentando mirmequita dentro do plagioclásio, no granito megaporfírico (NX, aumento de 2,5X).



Figura 48 – Extinção ondulante em grande cristal de quartzo do granito megaporfírico (NX, aumento de 2,5X).

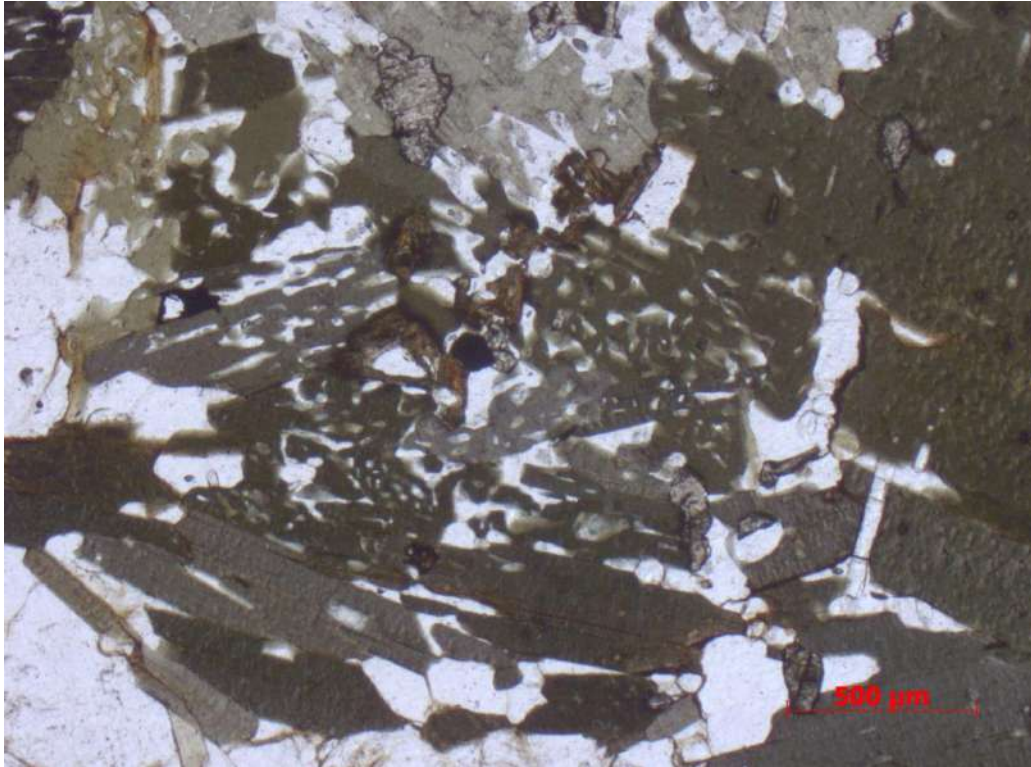


Figura 49 – Agregado máfico, do granito megaporfírico, composto por biotita, titanita, allanita, apatita e minerais opacos. A biotita apresenta textura simplectítica (N//, aumento de 2,5X).

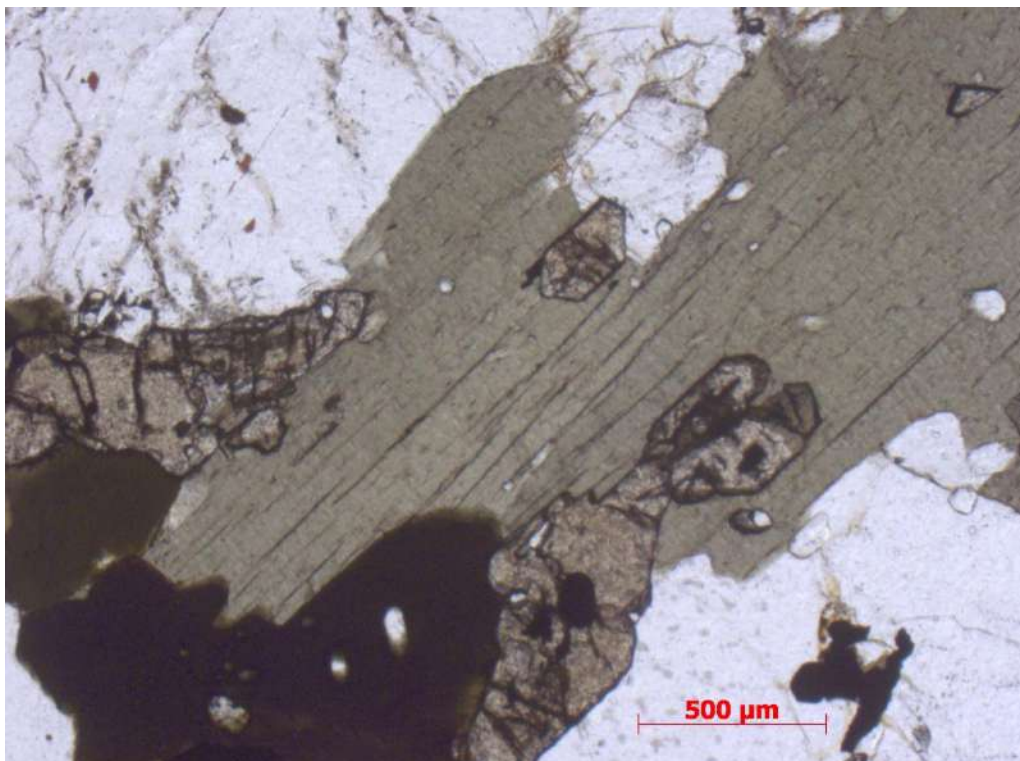


Figura 50 – Grãos de biotita do granito megaporfírico com ocorrência de titanita nas bordas e parcialmente inclusa. A biotita também apresenta inclusões de apatita (N//, aumento de 2,5X).

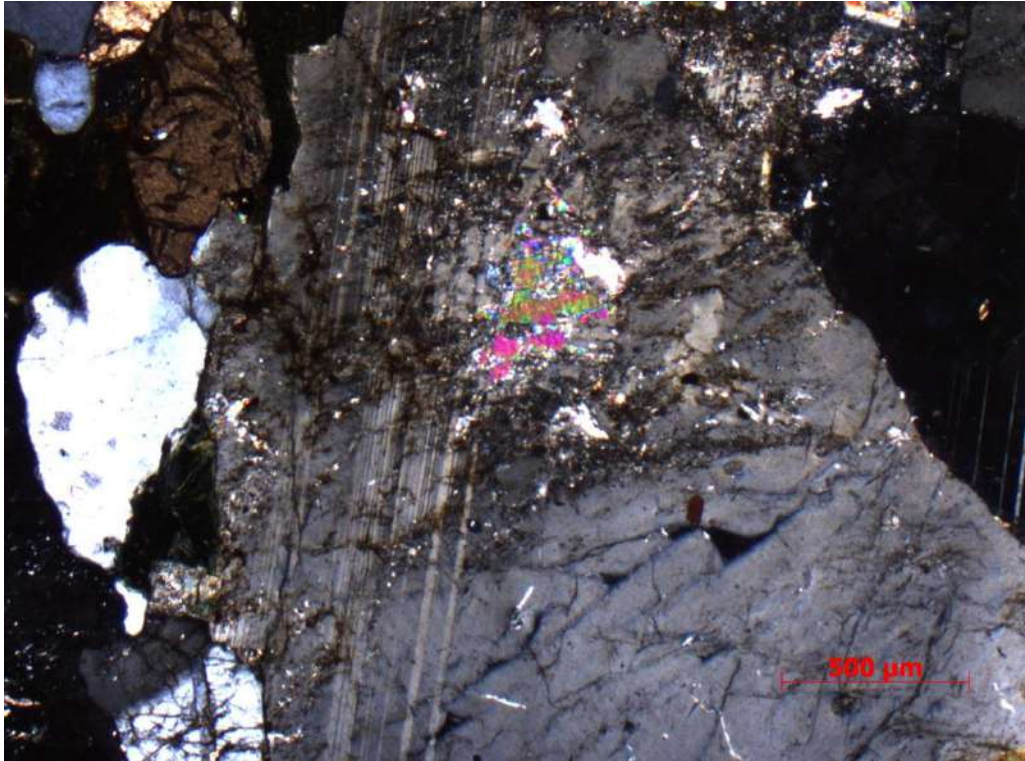


Figura 51 – Grão de plagioclásio do granito megaporfírico alterado para mica branca (NX, aumento de 2,5X).

Tabela 8 – Ordem de cristalização dos minerais do granito megaporfírico pós-tectônico.

Mineral	Cristalização Primária	Hidrotermal
Zircão	----	
Apatita	----	
Rutilo	-----	
Allanita	-----	
Titanita	-----	
Minerais Opacos	-----	
Biotita	-----	
Plagioclásio	-----	
Microclina	-----	
Quartzo	-----	
Clorita		-----
Mica Branca		-----

Tabela 9 – Composição modal da lâmina ESN-14A, pertencente à unidade granito megaporfírico pós-tectônico.

Mineral	ESN-14A %
Álcali-feldspato	24,6
Plagioclásio	22,5
Quartzo	28,1
Biotita	18,3
Titanita	3,2
Minerais Opacos	1,7
Apatita	0,8
Allanita	0,3
Zircão	0,1

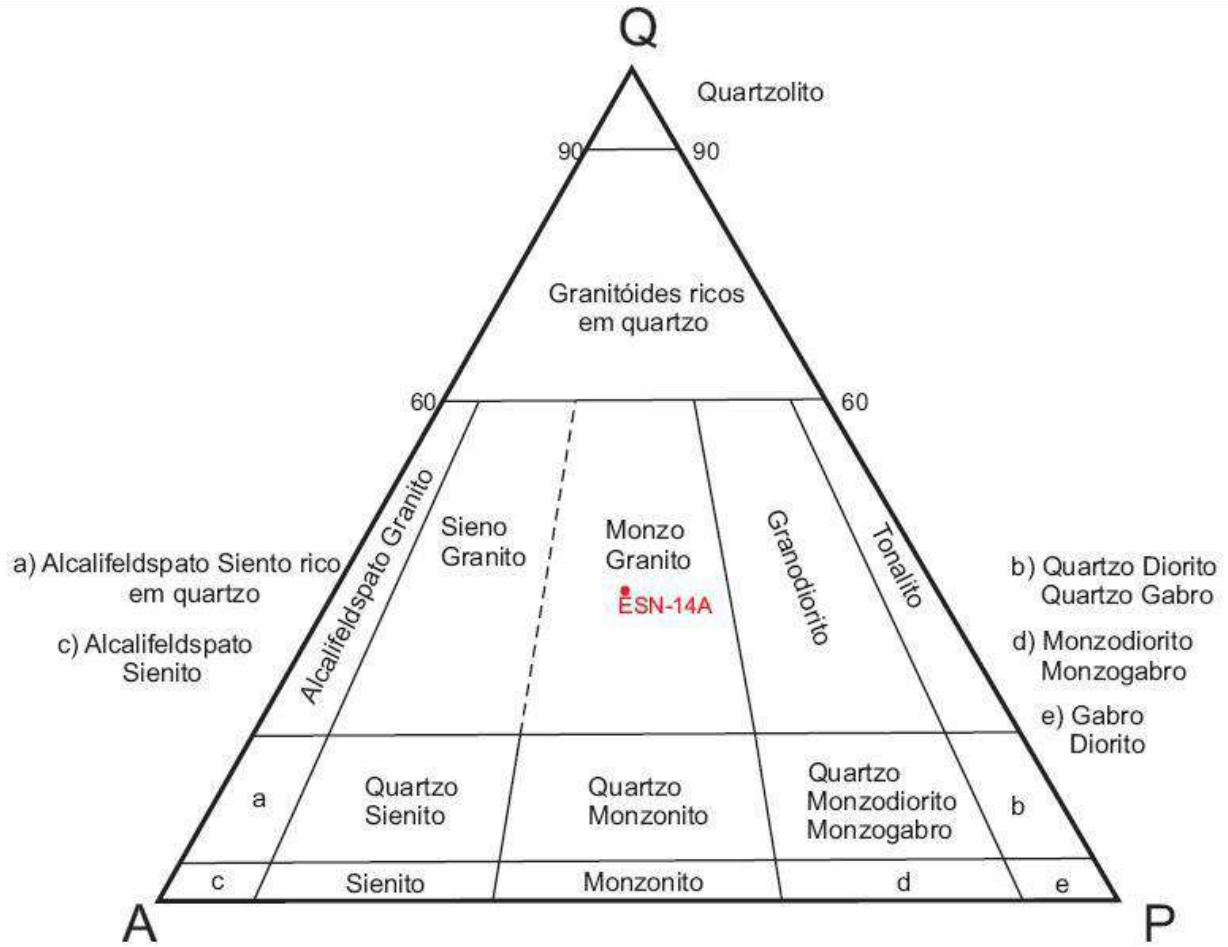


Figura 52 – Composição modal da lâmina analisada do granito megaporfírico pós-tectônico, indicando composição monzogranítica no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

6.2.4. DIQUE DE DIABÁSIO

6.2.4.1. ASPECTOS DE CAMPO

Essa unidade não apresenta muitos afloramentos, sendo mais comum sua ocorrência em cortes de estrada ou em blocos arredondados com esfoliação esferoidal e núcleos frescos (Fig. 53). Geralmente apresentam cor esverdeada e os solos derivados dessas rochas são avermelhados. Na área de estudo, essa unidade ocorre na forma de um dique intrudindo as demais unidades.

A rocha, em campo, é equigranular, melanocrática, variando de fina a média e com estrutura maciça. A granulação varia de aproximadamente 0,5 a 2,5 mm e a mineralogia é composta por plagioclásio e piroxênio. O plagioclásio é branco, apresenta geminação polissintética, e ocorre em grãos alongados de cerca de 1 mm. O piroxênio é preto e ocorre em aglomerados que chegam a até 2,5 mm.



Figura 53 – Bloco arredondado do diabásio com núcleo fresco e bordas alteradas.

6.2.4.2 PETROGRAFIA

Analisando a rocha em seção delgada, observa-se que ela é holocristalina, isotrópica e com cerca de 35% de índice de cor. A rocha é equigranular e apresenta granulação variando de fina a média (0,5 a 2,5 mm). São frequentemente encontradas texturas como subofítica (Fig. 54), intergranular (Fig. 55) e granofírica (Fig. 56). A textura subofítica é observada pela inclusão parcial de cristais de plagioclásio em clinopiroxênio (Fig. 54) e a intergranular pela ocorrência de grãos de piroxênio nos interstícios de cristais de plagioclásio (Fig. 55). A mineralogia essencial consiste em plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos, sendo que localizadamente ocorre hornblenda como mineral acessório. A mineralogia secundária é composta por biotita, minerais opacos, hornblenda, clorita e mica branca.

Os cristais de plagioclásio são euédricos, prismáticos, alongados e tem granulação variando de 0,1 a 1,5 mm. A composição média obtida é de An_{50} e a maioria apresenta zonamento composicional. Ocorrem tanto isolados, quanto em agregados e é comum encontrarem-se parcialmente inclusos em piroxênio e podem estar alterados para mica branca.

O clinopiroxênio é caracterizado por ocorrer em agregados que variam de 0,5 a 2,5 mm, onde também ocorre pouco plagioclásio, minerais opacos, hornblenda e olivina. Os cristais possuem até 0,6 mm e são anédricos. Alguns se apresentam zonados e geminados. Nas bordas de alguns grãos, ocorrem minerais opacos, assim como alterações para clorita, biotita e hornblenda avermelhada.

A olivina é predominantemente subédrica e varia de 0,3 a 2 mm. Ela ocorre tanto isoladamente quanto nos agregados máficos, sendo principalmente em suas bordas, e possuem formas alongadas e arredondadas. São também observadas alterações para clorita e biotita.

Nessa rocha, existe hornblenda primária e secundária. A primária é avermelhada e subédrica. Ela não é frequente e ocorre nos agregados máficos, localizadamente alterada para biotita nas bordas (Fig. 57).

Os minerais opacos ocorrem de duas formas: os primários e os secundários. Os primários são subédricos e variam de 0,5 a 2 mm. Eles ocorrem principalmente isolados, mas também nos agregados máficos. Localizadamente observa-se que alguns grãos de plagioclásio estão parcialmente inclusos nos opacos, assim como alguns grãos de olivina estão inclusos nos opacos. Os minerais opacos secundários são anédricos, alongados, variam de 0,1 a 0,5 mm e ocorrem principalmente nas bordas dos agregados máficos.

Quanto à mineralogia secundária, a biotita ocorre principalmente associada a olivina, hornblenda primária e clinopiroxênio. Ela é avermelhada, anédrica e geralmente altera esses minerais pelas bordas (Fig. 58). A hornblenda secundária também é avermelhada, associada a olivina e clinopiroxênio pelas bordas e é anédrica. A clorita é verde musgo, altera clinopiroxênio e olivina e é anédrica.



Figura 54 – Textura subofítica marcada pela inclusão parcial de grãos de plagioclásio em clinopiroxênio no diabásio da região (NX, aumento de 10X).

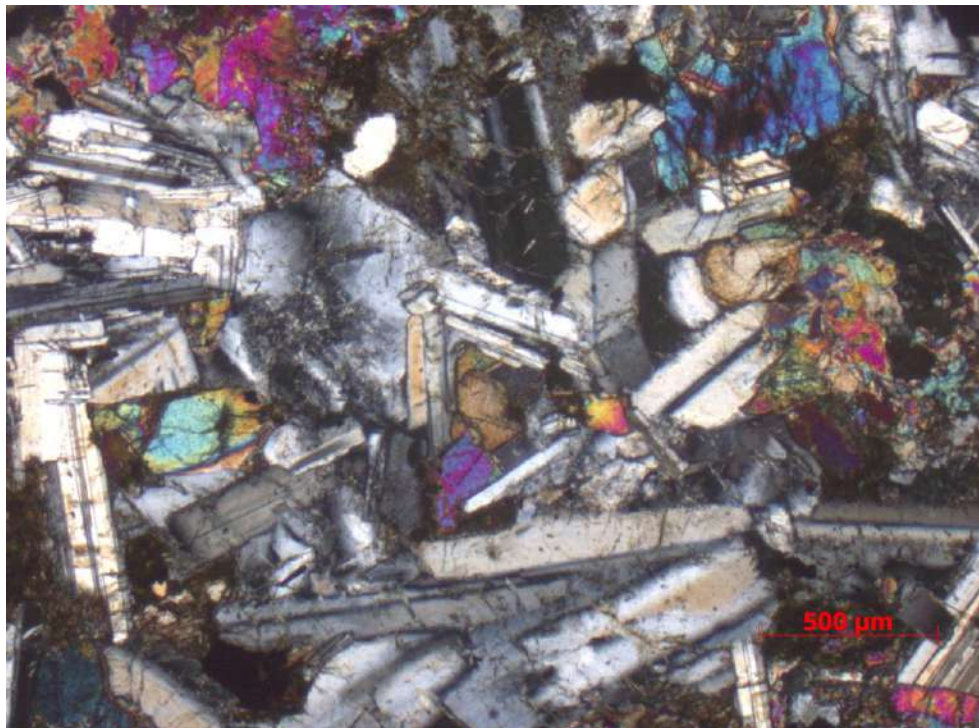


Figura 55 – Textura intergranular marcada pela ocorrência de grãos de clinopiroxênio nos interstícios dos cristais de plagioclásio no diabásio da região (NX, aumento de 2,5 X).



Figura 56 – Textura granofírica no diabásio da região (NX, aumento de 10X).

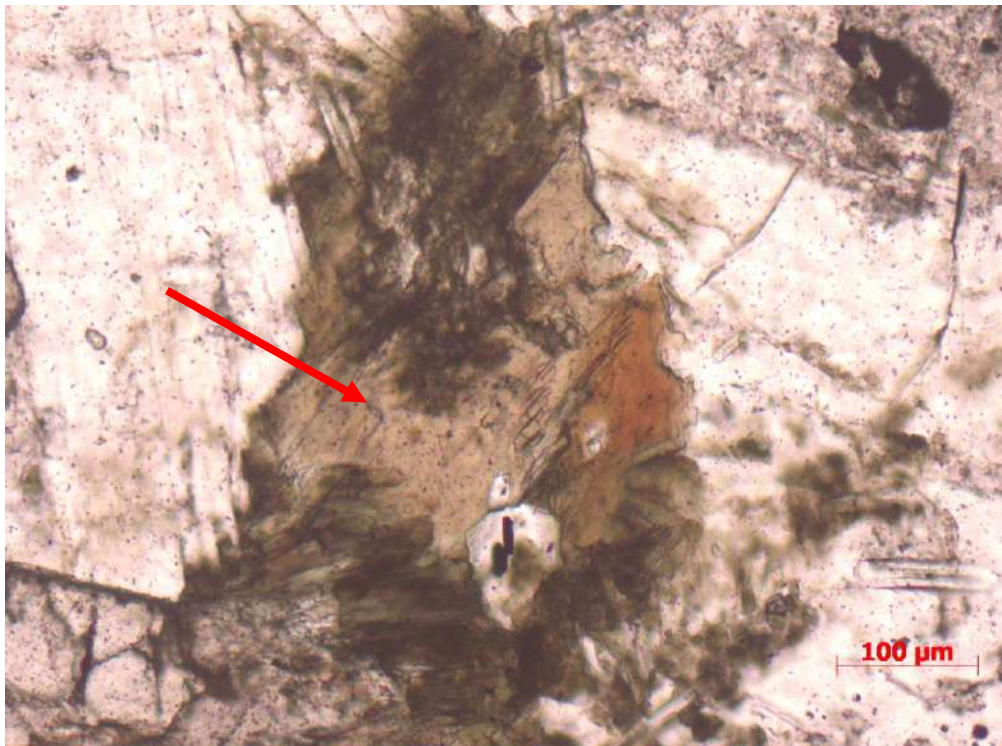


Figura 57 – Hornblenda primária avermelhada (indicada pela seta vermelha) ocorrendo nos agregados máficos e com alterações para biotita (marrom escuro). Lâmina pertencente ao diabásio da região (NX, aumento de 10X).

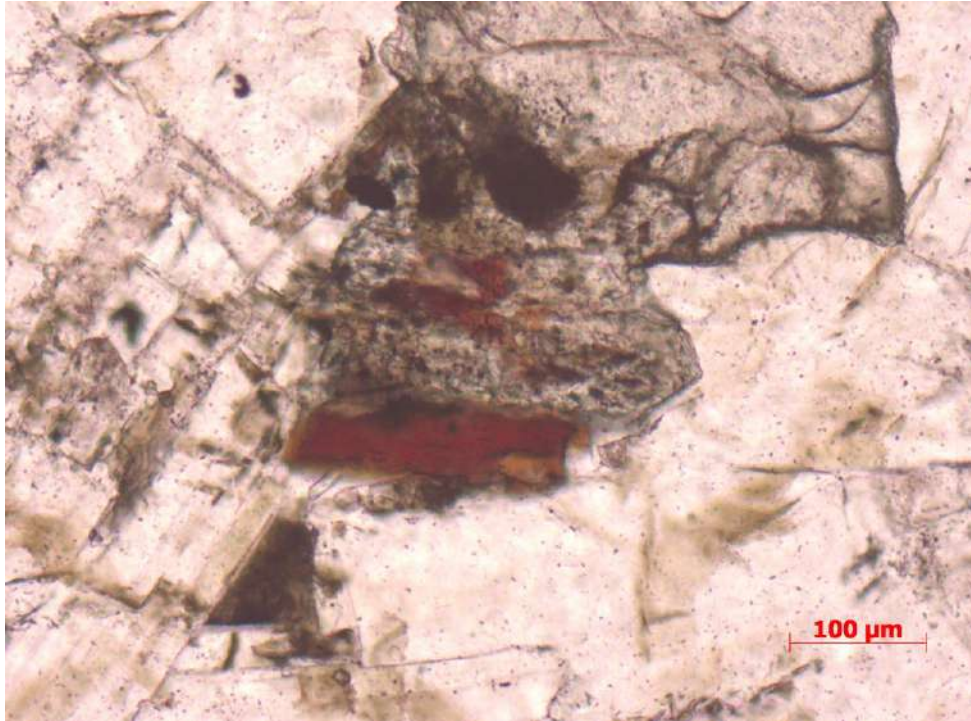


Figura 58 – Alteração de bordas de agregados máficos para biotita, em marrom escuro (N//, aumento de 10X).

A partir das relações entre os minerais observados, a ordem de cristalização está de acordo com a tabela 10. A tabela 11 mostra as composições modais das lâminas ESN-26A e PVV-23A que pertencem à unidade do dique de diabásio e a Fig. 59 mostra que essas amostras são gabronoritos.

Tabela 10 – Ordem de cristalização do diabásio.

Mineral	Cristalização Primária	Cristalização Secundária
Minerais Opacos 1º	-----	
Olivina	-----	
Clinopiroxênio	-----	
Plagioclásio	-----	
Hornblenda 1ª	-----	
Minerais Opacos 2º		-----
Biotita		-----
Hornblenda 2ª		-----
Clorita		-----
Mica Branca		-----

Tabela 11 – Composições modais das lâminas ESN-26A e PVV-23A, pertencentes à unidade dos corpos máficos.

Mineral	ESN-26A (%)	PVV-23A (%)
Plagioclásio	62	60
Clinopiroxênio	30,7	34,1
Olivina	3,1	2,1
Minerais Opacos	1,6	2,2
Hornblenda	0,7	0,5
Biotita	1,9	1,1

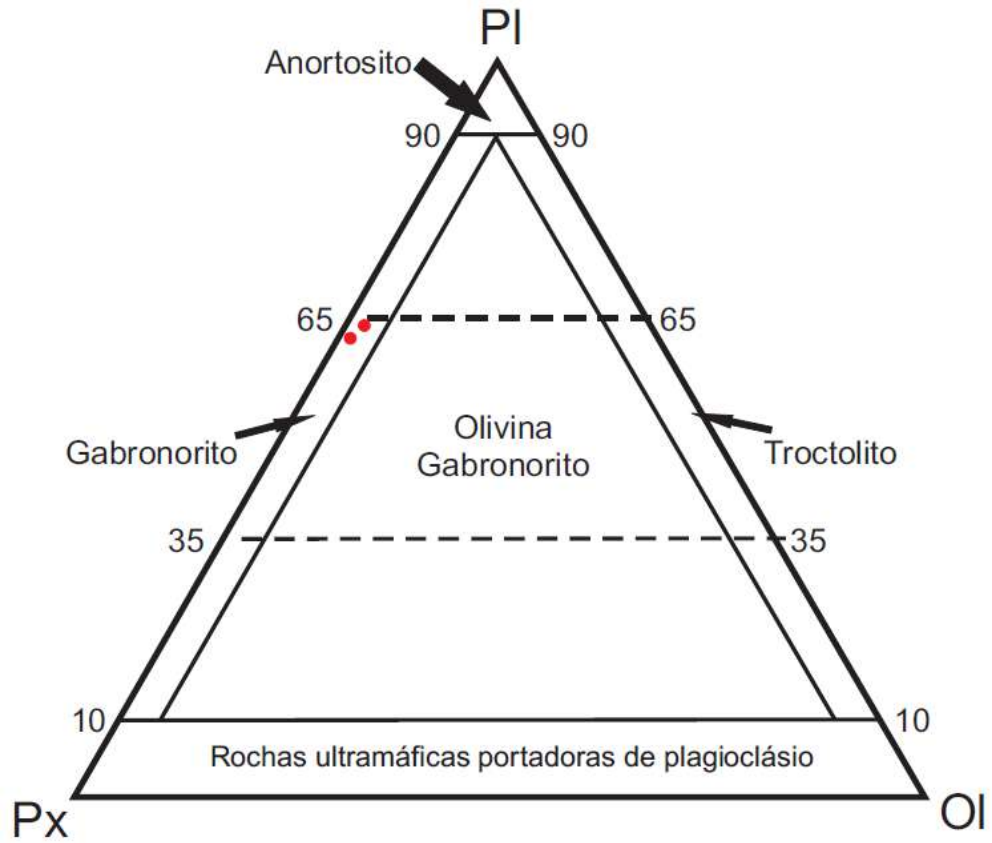


Figura 59 – Composição modal das lâminas analisadas do diabásio, com composição de gabronorito no gráfico PI-Px-OI de Streckeisen (1976).

7. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Após pesquisas bibliográficas, atividades de campo e análise de lâminas petrográficas, é possível constatar que a geologia das proximidades de Tapera se trata da intrusão de granitóides sin-tectônicos do tipo-S, granitóides pós-tectônicos do tipo-I e diabásio em rochas metassedimentares da Unidade São Fidélis do Complexo Paraíba do Sul.

A Unidade São Fidélis (Heilbron *et al.*, 2000) é representada pelo **Biotita-Gnaise Migmatítico**, que é um paragneisse migmatítico com estruturas *schlieren* e pitgmática. O leucossoma tem granulação grossa, podendo gerar pegmatitos concordantes à foliação, e é composto principalmente por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. O paleossoma é compreendido como o biotita-gnaise, sendo ele fortemente foliado e composto de biotita, plagioclásio, quartzo, granada, sillimanita e anfibólio. O melanossoma, pouco encontrado, é principalmente composto por biotita em agregados e com formas arredondadas. A mineralogia hidrotermal, constituída por calcita, clorita e mica branca, pode estar associada a um metamorfismo retrógrado pela rocha através de fraturas ou planos de falhas e clivagem. Segundo a associação mineralógica observada nessa unidade (granada+biotita+sillimanita), também observada por Garcia (2010), ela foi metamorfisada em fácies anfibolito, com pressões de aproximadamente 4 Kbar e temperaturas superiores a 500° C (Yardley, 2004).

O granitóide sin-tectônico do tipo-S compreende rochas da **Suíte Desengano**, que é subdividida no **Granitóide Foliado Grosso** e no **Granitóide Foliado Fino**. O **Granitóide Foliado Grosso** pode ser encontrado na parte leste, oeste e central da área estudada, aparecendo principalmente em cortes de estrada ou em blocos angulosos nas encostas de morros. Essa unidade é constituída por um granitóide leucocrático médio foliado, com granulação média de aproximadamente 5 mm e tem como mineralogia principal microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, enquanto que os minerais acessórios são zircão, minerais opacos, apatita e granada. As composições modais dessa unidade indicam que se trata de monzo e sienogranitos, podendo variar até composição tonalítica.

No **Granitóide Foliado Grosso** foi observada uma recristalização de plagioclásio e quartzo ocorrendo junto a cristais de granada (anédricos, intensamente fraturados e embaiados), que por sua vez está envolvida por lamelas de biotita esverdeada, como observado por Garcia (2010). Os grãos recristalizados de plagioclásio e quartzo ocorrem em fraturas e ao redor da granada e a biotita esverdeada ocorre nas bordas dos grãos de granada. Reações semelhantes são descritas em rochas do Granito Nazaré Paulsita por Janasi *et al.* (2005), que sugerem que a geração de plagioclásio relacionada à quebra de granada possa indicar reação de descompressão ou metamorfismo retrógrado.

A mineralogia hidrotermal dessa unidade é composta por clorita e mica branca. Esses minerais ocorrem alterando grãos preexistentes por clivagens ou microfraturas, sugerindo a percolação de fluidos pela rocha através de superfícies de quebra.

O **Granitóide Foliado Fino** é de ocorrência limitada e pode ser encontrado na parte central da área estudada, na forma de escassos afloramentos e blocos angulosos nas encostas de morros. Essa unidade é constituída por um granitóide leucocrático fino foliado, com granulação não ultrapassando 2 mm e tem mineralogia principal composta por plagioclásio, microclina, quartzo, granada e biotita e a acessória por minerais opacos, rutilo e zircão. A análise modal indica composição monzogranítica.

A mineralogia hidrotermal, marcada por clorita e mica branca, alterando minerais por fraturas, pelas bordas e interiores de grãos, como plagioclásio, microclina e biotita, é interpretada como resultado da percolação de fluidos finais de cristalização pela rocha através de fraturas.

A presença de granada nos dois litotipos da Suíte Desengano reforça a idéia de que o protólito fundido que gerou essa rocha seja de origem sedimentar, podendo se tratar do biotita gnaiss migmatítico da Unidade São Fidélis, embora a associação mineralógica da Unidade São Fidélis indique temperaturas insuficientes para a fusão.

Não foi encontrado nenhum afloramento com ocorrência dos granitóides foliado fino e grosso juntos, apesar deles ocorrerem próximos um ao outro na área estudada. Esse fato leva a acreditar que a transição entre os dois se dá de forma gradual e não ocorra nenhum contato direto entre eles.

Os **Granitóides Pós-tectônicos** são representados pelo **Granito Equigranular a Inequigranular** e pelo **Granito Megaporfirítico**, sendo correlato ao Granito Sana, com idades de $490,9 \pm 9,8$ Ma (U-Pb em zircão, Valeriano, 2011). Essa unidade ocorre em três corpos de forma arredondada na área estudada, sendo duas pequenas exposições (menos de 1 km²) compostas pelo granito equigranular a inequigranular e outra maior (se estende além da área estudada), composta pelas duas fácies.

A fácies equigranular a inequigranular pode ser observada em grandes blocos arredondados nas encostas e topos de morros e também em drenagens e baixos níveis topográficos. A rocha é leucocrática, apresenta textura equigranular variando a inequigranular porfirítica (presença de fenocristais de microclina), cor cinza e granulação média. Ora é maciça ora apresenta foliação de forma (*shape foliation*), marcado pela orientação de grãos de microclina e plagioclásio, geradas a partir de fluxo magmático. A mineralogia essencial da rocha é composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, sendo a acessória por allanita, titanita, apatita, rutilo, zircão e minerais opacos. A composição modal das amostras analisadas desse corpo indica composição monzogranítica.

A fácies megaporfirítica é encontrada na parte central e oeste da área estudada, em grandes blocos arredondados nas encostas de morros e em drenagens, ou em grandes afloramentos em altos topográficos. Ela aflora junto ao granito equigranular a inequigranular, ocorrendo como corpos arredondados dentro da fácies equigranular a inequigranular e na borda da grande intrusão.

O **Granito Megaporfirítico** é cinza, leucocrático, com matriz de granulação média e apresenta textura porfirítica com fenocristais de microclina e plagioclásio que atingem até 5 cm. Essa fácies geralmente apresenta orientação de fenocristais de feldspato (direções NNW-SSE e mergulho subvertical), formando uma foliação de forma (*shape foliation*), causada por fluxo magmático. A mineralogia essencial é composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, sendo titanita, allanita, rutilo, zircão, apatita e minerais opacos a mineralogia acessória. Plagioclásio e a microclina ocorrem em duas modas, sendo uma pertencente à matriz e a outra aos fenocristais. A composição modal indica se tratar de um monzogranito.

Ambas as fácies apresentam clorita e mica branca como minerais hidrotermais, sendo que o granito equigranular a inequigranular ainda possui epidoto. Essa associação foi interpretada como resultado de percolação de fluidos hidrotermais de final de cristalização pela rocha. A alteração do interior de grãos de plagioclásio para mica branca e epidoto (saussuritização) ocorre pela passagem dos fluidos por microfraturas e microporos. A alteração de biotita para clorita, na fácies megaporfirítica, indica hidratação causada pelo fluido remanescente no final da cristalização do corpo.

A relação entre esses corpos máficos e o granito sugere que os magmas geradores dessas rochas interagiram durante seu resfriamento, antes da cristalização final.

No granito equigranular a inequigranular, é possível observar a presença de alguns enclaves microgranulares máficos no granito. São corpos com grande variedade de tamanhos, se apresentando de duas formas principais: a primeira é caracterizada por serem arredondados de aproximadamente 3 cm de diâmetro e compostos principalmente por plagioclásio e biotita, porém esse tipo não foi analisado em seção delgada; a segunda possui bordas angulares (Fig. 31) ou arredondadas (Fig. 39) e contatos definidos, podendo ocorrer xenocristais da parte máfica no granito e vice versa. A mineralogia essencial desse segundo tipo de corpos máficos é constituída de hornblenda, biotita e plagioclásio, sendo a acessória composta por clinopiroxênio, titanita, apatita e allanita. A relação entre esses corpos máficos e o granito sugere que os magmas geradores dessas rochas se interagiram durante seu resfriamento, antes da cristalização final. A literatura a respeito do magmatismo pós-tectônico do Evento Brasileiro indica que há presença de corpos graníticos com associações bimodais com corpos dioríticos (Mendes *et al.*, 2002). A relação de campo dessas rochas e a presença de xenocristais indica um mecanismo de mistura mecânica de magmas entre eles, como descrito em dados petrográficos e geoquímicos de rochas do Maciço São José do Ribeirão de Mendes *et al.* (2002).

A principal diferença entre os granitos, com exceção da textura, é a concentração dos minerais da rocha. No granito megaporfírico, minerais como biotita, apatita e titanita são mais frequentes do que no equigranular. Apesar dessas diferenças, ambos apresentam foliação de forma (*shape foliation*), possuem características minerais parecidas, além da mesma mineralogia, são alterados para os mesmos minerais, que indica que esses granitos sofreram os mesmos processos, e não foi observada nenhuma relação entrecortante em campo. Essas características e as evidências de campo indicam que ocorre uma gradação do granito equigranular até o megaporfírico, sendo sua distinção textural uma questão de concentração de matriz, i.e. velocidade de cristalização. A diferenciação espacial dos granitos, na área estudada (ocorrendo em três corpos distintos), pode ter se dado desta forma se considerarmos que eles são ligados subsuperficialmente a um mesmo corpo intrusivo que tenha se ramificado em três corpos aflorantes.

Não foram realizados estudos geoquímicos nesse trabalho, porém informações bibliográficas indicam que os granitóides pós-tectônicos se tratam de rochas cálcioalcalinas de alto K e metaluminosas (Silva *et al.*, 2000).

As rochas pertencentes à Unidade São Fidélis, Suíte Desengano e aos granitóides porfíricos são intrudidos por pegmatitos e diques de granito, compostos por álcali-feldspato, plagioclásio, biotita e quartzo. Esses provavelmente são relacionados à fase final de cristalização do granito.

A litologia mais nova da área estudada é representada pelo **dique de diabásio**, cortando todas as demais rochas. Pode ser encontrada em toda a área ocorrendo como um grande dique de direção NE-SW, com espessura variando entre aproximadamente 40 a 700 m. Consiste em uma rocha mesocrática, equigranular, escura, de granulação fina a média (grãos de aproximadamente 1,5 mm), maciça e de composição gabronorítica. Apresenta texturas subofítica, intergranular e granofírica e é composta por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e minerais opacos, sendo que localizadamente ocorre hornblenda como mineral acessório. A mineralogia secundária é composta por biotita, minerais opacos, hornblenda, clorita e sericita. A alteração de clinopiroxênio e olivina por hornblenda e biotita indica que a rocha sofreu um processo de hidratação posterior à cristalização.

Essa rocha máfica intrusiva provavelmente está relacionada ao magmatismo toleítico associado a atividades tectono-magmáticas do Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.*, 1984), que gerou diques de diabásio de direção NE-SW (Renne *et al.*, 1996). Esses corpos são datados entre 134 ± 2 e 135 ± 3 Ma (Guedes *et al.*, 2005).

8. BIBLIOGRAFIA

Almeida, F.F.M., 1967. Origem e Evolução de Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 241, Rio de Janeiro, 36 p.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**, 349-364.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1-29.

Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Heilbron, M. & Trouw, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 40*, Belo Horizonte, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 32.

Almeida, J. C. H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

Brito-Neves, B.B., Campos-Neto, M.D. & Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan-African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22 (3)**. 155-166.

Trouw, F.A., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C., Almeida, J.H., Tupinambá, M. & Andreis, R., 2000. The central segment of the Ribeira belt. *In: Cordani et al. (Eds.), Geotectonics of South America, Special Publication for the 31 IGC/2000*,. 297-310.

Brito-Neves, B.B. & Cordani, U.G., 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**, 23-40.

Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8(2)**, 143-162.

Didier, J., Barbarin, B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. *Development in Petrology*, 13. Amsterdam, Elsevier, 625pp.

Garcia, R. T., Mapeamento Geológico da Região de Frade, Distrito de Macaé, RJ. Trabalho de Final de Curso – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2010.

Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P. M., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Teixeira, W., Thomaz-Filho, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *J. South Am. Earth Sci.* Oxford, v. 18, p. 371-382.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N., 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira De Geociências*. 25 (4), 249– 266.

Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H. & Tupinambá, M., 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. *In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic rifts and continental margins. Washington, American Geophysical Union, Geoph. Monogr. Ser. 115*, 1-32.

Heilbron, M. & Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**, 87-112.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J. & Janasi, V., 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Eds) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 203-234.

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

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

Howell, D.G. 1989. *Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth*. Chapman and Hall (Eds). London, 232p.

Janasi, V. A. & Ulbrich, H. H. G. J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, south-eastern Brazil. *Precambrian Research*, 51, 351–374.

Janasi, V. A., Alves, A., Vlach, S. R. F. & Leite, R. J. 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia USP, Série Científica*, 3, 13–24.

Janasi, V. A., Martins, L., Vlach, S.R.F., 2005. Detailed field work in two outcrops of the Nazaré Paulista Anatectic Granite, SE Brazil. *Rev. Bras. De Geociências*, 35(1): 99-110.

Lamego, A.R. 1948. *Folha Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, DNPM, Serviço Geológico e Mineralógico, p. 1-16. (Boletim 126).

Leonardos Jr., O.H. 1973. *The origin and alteration of granitic rocks in Brazil: a study of metamorphism, anatexis, weathering and fertility within granitic terrains in eastern Brazil*. Univ. Manchester, Manchester, PhD Thesis, 183p.

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

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

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

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

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

Pires, F.R.M., Heilbron, M., 1986. Polimetamorfismo em gnaisses do Rio de Janeiro. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. pp. 1451–1463.

Renne, P. R.; Deckart, K.; Erneseto, M.; Féraud, G. & Piccirillo, E. M. 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 144: 199-211.

Schmitt, R.S., 2000. *Um Evento Tectono-Metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira-sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado inédita, IG/UFRJ, 273 p.

Schmitt, R. S., Pimentel, M., Van Schmus, W. R., Trouw, R. A. J. & Armstrong, R. A. 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira Belt: new U/Pb data. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers*, 294–297.

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

Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H. E. 1984. *Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais - escala 1:2500000*. DNPM, MME, Brasília.

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

Silva, L.C., Vieira, V.S., Guimarães, M.T., Souza E.C., 2000. Neoproterozóico/Cambriano. *In: Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro*. CPRM/DRM, Rio de Janeiro. p: 31-53.

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

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

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

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

Unrug, R. 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today*, 7(1), 1-6.

Valeriano, C. M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C. S., Seer, H. J. & Simões, L. S. 2004. U–Pb Geochronology of the Southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of Western Gondwana. *Precambrian Research*, 130, 27–55

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

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

Carta topográfica Trajano de Morais, 1:50.000 (SF-23-Z-B-III-2). Disponível em: http://geoftp.ibge.gov.br/mapas/topograficos/topo50/vetor/Trajano_de_Morais27172/vetor/

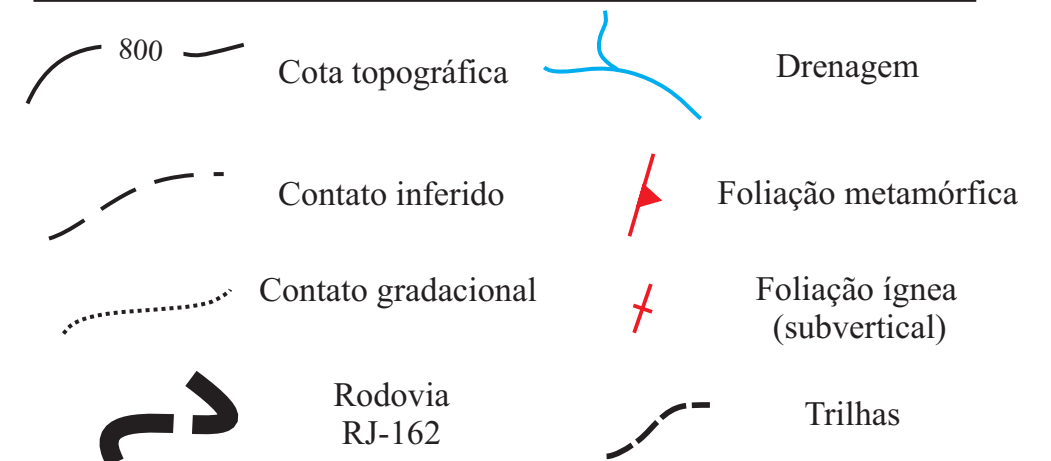
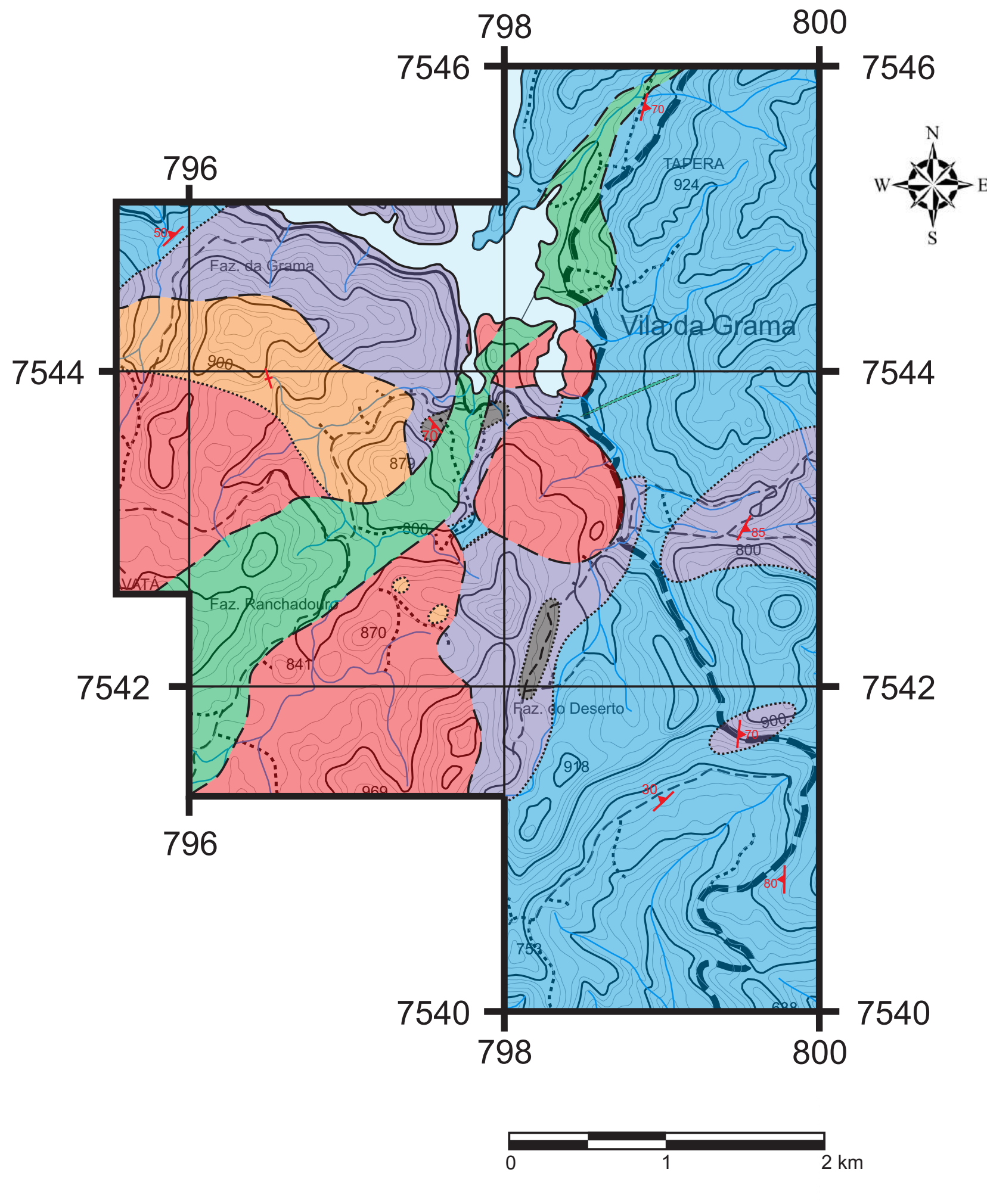


Mapa Geológico da Região de Tapera, Distrito de Macaé, RJ.

Autor: Pablo Ventin Varela
 Orientador: Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo
 Coorientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Legenda

Cretáceo	Rochas Máficas Intrusivas	Diabásio 134±2 e 135±3 Ma (Guedes <i>et al.</i> , 2005).		Diabásio
	Cambriano	Granitóides Pós-tectônicos do tipo-I	Granito Sana 490.9 ± 9.8 Ma (U-Pb em zircão, Valeriano, 2011)	
Granitóides Sin-tectônicos do tipo-S		Suíte Desengano		Granitóide Foliado Grosso
Meso-Neoproterozóico	Seqüências de Margem Passiva Neoproterozóica	Complexo Paraíba do Sul Unidade São Fidélis		Biotita-Gnaise Migmatítico
				Granitóide Foliado Fino





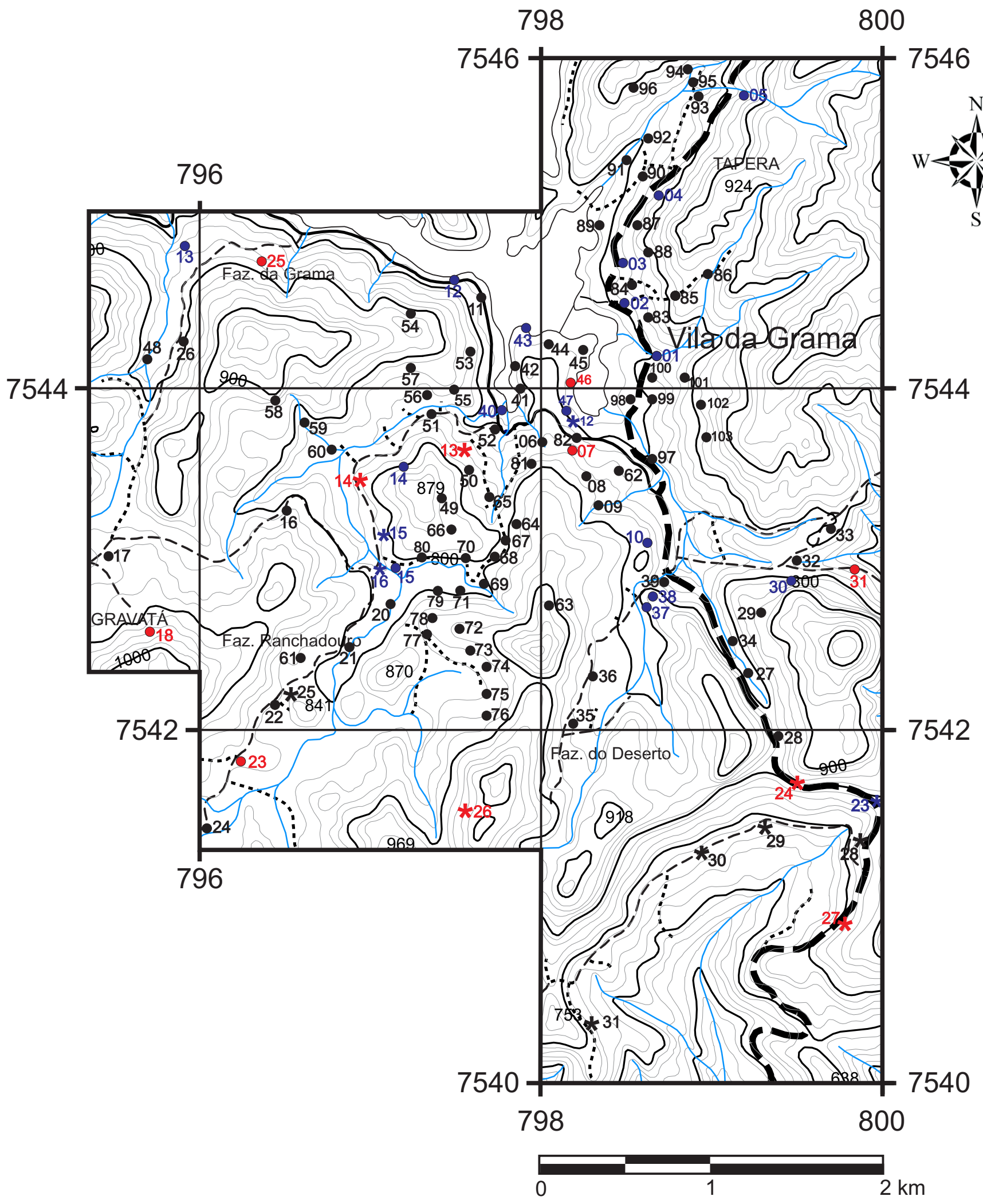
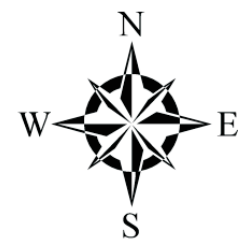
Mapa de Pontos da Região de Tapera, Distrito de Macaé, RJ.

Autor: Pablo Ventin Varela
Orientador: Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo
Coorientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Legenda

- Ponto de sigla PVV sem amostra coletada
- Ponto de sigla PVV com amostra coletada
- Ponto de sigla PVV com amostra laminada
- * Ponto de sigla ESN sem amostra coletada
- * Ponto de sigla ESN com amostra coletada
- * Ponto de sigla ESN com amostra laminada

- 800 Cota topográfica
- Drenagem
- Rodovia RJ-162
- Trilhas



ANEXO III

Ponto	Longitude	Latitude	Litologia	Textura	Unidade	Exposição	Amostra	Lâmina
ESN-12	798125	7543930	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento	X	
ESN-13	797545	7543705	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Afloramento	X	X
ESN-14	796945	7543527	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento	X	X
ESN-15	797090	7543200	Diabásio	Equigranular		Afloramento	X	
ESN-16	797150	7543012	Diabásio	Equigranular		Afloramento	X	
ESN-23	800016	7541625	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)	X	
ESN-24	799507	7541753	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)	X	X
ESN-25	796532	7542280	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Afloramento (Corte de estrada)		
ESN-26	795501	7541539	Diabásio	Equigranular		Blocos	X	X
ESN-27	799790	7540938	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)	X	X
ESN-28	799874	7541415	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Blocos		
ESN-29	799312	7541490	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
ESN-30	798951	7541353	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
ESN-31	798276	7540355	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-01	798679	7544252	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento	X	
PVV-02	798490	7544562	Diabásio	Equigranular		Solo	X	
PVV-03	798481	7544797	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)	X	
PVV-04	798691	7545192	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)	X	
PVV-05	799190	7545777	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento	X	
PVV-06	798009	7543748	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-07	798185	7543731	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento	X	X
PVV-08	798267	7543548	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-09	798338	7543378	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-10	798410	7543234	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Afloramento	X	
PVV-11	797715	7544595	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-12	797494	7544697	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)	X	
PVV-13	795915	7544896	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento	X	

PVV-14	797197	7543604	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento	X	
PVV-15	797050	7542997	Diabásio	Equigranular		Blocos	X	
PVV-16	796353	7543188	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-17	795468	7543080	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-18	795710	7542638	Granitóide	Inequigranular Seriada	Pós-tectônico	Afloramento	X	X
PVV-19	795110	7542666	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Afloramento (Corte de estrada)	X	
PVV-20	797120	7542800	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-21	796879	7542548	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-22	796443	7542210	Pegmatitos	---		Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-23	796243	7541879	Diabásio	Equigranular		Blocos	X	X
PVV-24	796044	7541487	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-25	796365	7544806	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento	X	X
PVV-26	795908	7544337	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-27	799215	7542396	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-28	799392	7542027	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Solo		
PVV-29	799291	7542750	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-30	799468	7542936	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)	X	
PVV-31	799839	7543003	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)	X	X
PVV-32	799500	7543055	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-33	799700	7543240	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-34	799124	7542583	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-35	798190	7542100	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-36	798305	7542377	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-37	798620	7542845	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento	X	
PVV-38	798752	7542908	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento	X	
PVV-39	798850	7542865	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Afloramento		
PVV-40	797772	7543935	Diabásio	Equigranular		Afloramento	X	
PVV-41	797881	7544061	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-42	797850	7544193	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Afloramento		

PVV-43	797914	7544448	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Blocos	X	
PVV-44	797983	7544289	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-45	798185	7544224	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-46	798175	7544032	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Blocos	X	X
PVV-47	798150	7543931	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)	X	
PVV-48	795695	7544233	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-49	797390	7543547	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Solo		
PVV-50	797580	7543585	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-51	797360	7543912	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Solo		
PVV-52	797732	7543822	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-53	797681	7544110	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Blocos		
PVV-54	797270	7544502	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Afloramento		
PVV-55	797608	7543969	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Blocos		
PVV-56	797451	7543948	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Afloramento		
PVV-57	797333	7544079	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Blocos		
PVV-58	796476	7543950	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-59	796618	7543830	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-60	796793	7543655	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-61	796609	7542391	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-62	798477	7543578	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-63	798079	7543460	Granitóide fino foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-64	797830	7543390	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-65	797691	7543436	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-66	797544	7543435	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-67	797741	7543269	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Afloramento		
PVV-68	797723	7543108	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
PVV-69	797608	7542989	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-70	797487	7543007	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-71	797479	7542888	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-72	797485	7542665	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		

PVV-73	797587	7542416	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-74	797657	7542368	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-75	797673	7542238	Granitóide grosso foliado	---	Desengano	Blocos		
PVV-76	797619	7542066	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-77	797372	7542510	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-78	797289	7542606	Granitóide Megaporfirítico	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-79	797292	7542810	Granitóide	Equigranular	Pós-tectônico	Blocos		
PVV-80	797364	7543027	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-81	797900	7543625	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Afloramento		
PVV-82	798169	7543771	Granitóide foliado grosso	---	Desengano	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-83	798622	7544446	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-84	798523	7544660	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-85	798798	7544614	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
PVV-86	798965	7544687	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
PVV-87	798583	7545061	Diabásio	Equigranular		Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-88	798570	7544972	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-89	798478	7545041	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-90	798705	7545347	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-91	798735	7545500	Diabásio	Equigranular		Blocos		
PVV-92	798860	7545603	Diabásio	Equigranular		Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-93	798992	7545798	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
PVV-94	798884	7545860	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
PVV-95	798902	7545835	Diabásio	Equigranular		Afloramento		
PVV-96	798691	7545761	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento		
PVV-97	798615	7543605	Diabásio	Equigranular		Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-98	798517	7543870	Granitóide	Porfirítico	Pós-tectônico	Afloramento		
PVV-99	798567	7543924	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-100	798696	7544076	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Blocos		
PVV-101	798891	7544039	Biotita-gnaiss migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
PVV-102	798940	7543850	Diabásio	Equigranular		Afloramento (Corte de estrada)		

PVV-103	798966	7543696	Biotita-gnaïsse migmatítico	---	São Fidelis	Afloramento (Corte de estrada)		
---------	--------	---------	-----------------------------	-----	-------------	--------------------------------	--	--