

**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Faculdade de Geologia

Juliana Maceira Moraes

**Geologia do Granito Silva Jardim (RJ)  
Implicações na evolução tectônica dos  
Terrenos Oriental e Cabo Frio**

Rio de Janeiro

2009

Juliana Maceira Moraes

**Geologia do Granito Silva Jardim (RJ)  
Implicações na evolução tectônica dos  
Terrenos Oriental e Cabo Frio**

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do título de Mestre, ao programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Rio de Janeiro (UERJ).

Orientadora: Professora D<sup>ra</sup>. Renata da Silva Schmitt

Moraes, Juliana Maceira. 2009. Geologia do granito Silva Jardim (RJ). Implicações na evolução tectônica dos terrenos Oriental e Cabo Frio. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 65f.

Orientadora: Dra. Renata da Silva Schmitt

Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação.

Juliana Maceira Moraes

**Geologia do Granito Silva Jardim (RJ)  
Implicações na evolução tectônica dos  
Terrenos Oriental e Cabo Frio**

Dissertação apresentada como requisito para obtenção do título de Mestre, ao programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Rio de Janeiro (UERJ).

Aprovado em: \_\_\_\_\_

Banca examinadora: \_\_\_\_\_

---

Professora Renata da Silva Schmitt (Orientadora)  
Faculdade de Geologia da UERJ

---

Professor Dr. Julio Cezar Mendes  
Instituto de Geociências da UFRJ

---

Professora Sílvia Regina Medeiros  
Faculdade de Geologia da UERJ

Rio de Janeiro  
2009

## RESUMO

O Granito Silva Jardim é uma intrusão monzogranítica que ocorre no limite entre os terrenos Oriental, e Cabo Frio, na região sudeste da Faixa Ribeira, localizada nos municípios de Silva Jardim e Rio Bonito. É um corpo ígneo intrusivo de granulação muito grossa e textura porfirítica, que possui dois litofácies: um porfirítico, rico em fenocristais, que predomina em área e outro fino, rico em matriz, com fenocristais esparsos. No geral, se apresenta como uma rocha não orientada, onde os fenocristais se distribuem de forma aleatória, e orientada, onde a orientação dos fenocristais forma uma foliação de fluxo, que concorda com orientação da foliação tectônica das encaixantes.

Sua principal encaixante é a unidade de granada-biotita gnaiss neoproterozóica do Terreno Oriental, mas na sua porção norte-nordeste este pluton corta o contato entre esses gnaisses e o biotita ortognaiss paleoproterozóico do Terreno Cabo Frio. Com base na datação U-Pb em zircões obteve-se a idade de 505 Ma ( $\pm 2$  Ma) para a cristalização do Granito Silva Jardim, coerente com o fato do mesmo cortar o contato dos terrenos, que iniciaram a colisão há 510 Ma. Portanto, apesar da semelhança composicional e textural do Granito Silva Jardim com os granitóides sincolisionais do Terreno Oriental, este é um corpo tardi colisional, relacionado à fase deformacional pré-D4 do Terreno Cabo Frio (505 a 490 Ma). Isto explicaria, em parte, a orientação regular do fluxo ígneo, acompanhando a foliação da encaixante e respondendo ao campo de tensores das fases finais da colisão do Terreno Cabo Frio, responsável por sua anexação tardia à Faixa Ribeira no Cambriano.

## ABSTRACT

Silva Jardim Granite is a monzogranitic pluton that crops out at the limit between the Cabo Frio and Oriental terranes, southeast Ribeira Belt, in the municipalities of Silva Jardim and Rio Bonito (Rio de Janeiro State). Its an intrusive igneous body coarse grained with a widespread porphyritic texture, and two main lithofacies: the porphyritic, which predominates in the área, and a fine grained with sparse phenocrysts, rich in matrix. Generally the lithotype shows no orientation, with randomly oriented phenocrysts, but can be also oriented, with a magmatic flow foliation determined by the phenocrysts, usually parallel to the tectonic foliation of the wall rocks.

The main wall rock is a Neoproterozoic garnet biotite orthogneiss from the Oriental Terrane, but at the north-northeast portion of the region, the pluton cross cuts the contact between these gneisses and a biotite orthogneiss from the Cabo Frio Terrane. Based on U-Pb geochronology on zircons, we present here an age of 505 Ma ( $\pm$  2 Ma) interpreted as the crystallisation of the Silva Jardim Granite, coherent with the fact that it cross cuts the contact between both terranes that initiated collision at ca. 510 Ma. Therefore, although Silva Jardim Granite is texturally and compositionally similar to the syncollisional granitoids of the Oriental terrane, it is actually a late-collisional body, related to D4 deformational phase from the Cabo Frio Terrane (505 to 490 Ma). This partially explains the regular igneous oriented flow, following the wall rocks foliation, and responding to the field of stresses related to the final episodes of the Cabo Frio Terrane collision, responsible for its late docking into the Ribeira Belt during the Cambrian.

## Índice de Figuras:

FIGURA	pg.
Figura 1. Localização da área de estudo	3
Figura 2. Zircões selecionados para datação	5
Figura 3. Localização da Faixa Ribeira	7
Figura 4. Mapa geológico DRM	19
Figura 5. Mapa geológico DNPM	20
Figura 6. Mapa geológico CPRM	21
Figura 7 (A e B). Tipos de ocorrência do granito Silva Jardim	23
Figura 8. Aspecto do fácies porfiritico do Grantio Silva Jardim	25
Figura 9. Aspecto do fácies fino do Grantio Silva Jardim	25
Figura 10. Distribuição das amostras no diagrama QAP	26
Figura 11 (A e B). Fotografia de lâmina petrográfica do granito Silva Jardim	27
Figura 12 (A e B). Fotografia de lâmina petrográfica do granito Silva Jardim	28
Figura 13 (A e B). Biotita Granada gnaisse	30
Figura 14. Textura protomilonítica do Biotita Granada gnaisse	31
Figura 15 (A eB). Porção leucossomática do gnaisse	32
Figura 16. Biotita Ortognaisse	33
Figura 17. Bandamento do Ortognaisse	34
Figura 18. Contato Granito Silva Jardim com diorito	35
Figura 19 (A e B). Contato Granito Silva Jardim com diorito	36
Figura 20. Afloramento de Leucogranito	37
Figura 21 (A e B). Fotografia de lâmina petrográfica do leucogranito	38
Figura 22. Veio aplítico cortando Granito Silva Jardim	39
Figura 23 (A e B). Granito Silva Jardim com e sem orientação	40
Figura 24. Granito Silva Jardim com pórfiros de borda amendoada	41
Figura 25 (A e B). Fotografia de lâmina petrográfica do granito Silva Jardim	42
Figura 26. Estereogramas. Pólos de foliação do granito Silva Jardim e veios	43
Figura 27. Estereogramas. Pólos de foliação das rochas encaixantes	44
Figura 28. Fácies porfiritico típico, utilizado para datação.	44
Figura 29. Diagrama de concórdia dos zircões contidos na amostra SJ-12.	45
Figura 30. Dispersão das razões isotópicas da população de zircões do aplito.	45
Figura 31. Diagrama de concórdia dos zircões contidos na amostra de aplito.	46

## SUMÁRIO

	<b>Pg.</b>
1. Introdução	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Justificativa	2
1.3. Objetivos	2
1.4. Localização e vias de acesso	3
2. Metodologia	4
2.1. Etapas pré Campo	4
2.2. Etapas de Campo	4
2.3. Petrografia	4
2.4. Geocronologia	4
2.4.1. Preparação das amostras	4
2.4.2. Obtenção da idade geocronológica	5
2.5. Confeccção dos mapas	6
2.6. Interpretação dos dados e confecção da dissertação	6
3. Contexto Geológico Regional	7
3.1. O segmento central da Faixa Ribeira	8
3.1.1. Aspectos estruturais	11
3.1.2. Metamorfismo	14
3.2. Granitogênese do Terreno Oriental	16
3.3. Trabalhos anteriores na área de estudo	18
4. O Granito Silva Jardim	23
4.1. Aspectos de Campo	23
4.2. Petrografia	26
4.3. Unidades litológicas encaixantes	29
4.3.1. Biotita – Granada - Gnaïsse	29
4.3.2. Biotita Ortognaisse	33
4.4. Demais litologias associadas ao plúton	34
4.4.1. Diorito	34
4.4.2. Leucogranito	37
4.4.3. Veios e bolsões leucocráticos	39
4.5. Dados Estruturais	39
4.6. Dados Geocronológicos	44
5. Discussão	47
6. Conclusão	51
7. Referências Bibliográficas	53
8. Anexos	59

## **1. INTRODUÇÃO:**

### **1.1. Apresentação**

O Granito Silva Jardim é uma intrusão monzogranítica que ocorre no limite do Terreno Oriental com o Terreno Cabo Frio, na região sudeste da Faixa Ribeira. Estes dois domínios geológicos são bastante distintos, de acordo com uma série de evidências: (A) o Terreno Cabo Frio possui gnaisses com minerais de alta pressão e temperatura, enquanto que as paragêneses do Terreno Oriental são de baixa pressão e alta temperatura; (B) o Terreno Cabo Frio não apresenta magmatismo Neoproterozóico-Cambriano, que é abundante no Terreno Oriental; e (C) o pico do metamorfismo no Terreno Cabo Frio foi atingido há 520 Ma, já no Terreno Oriental ocorreu por volta de 555 Ma (Schmitt et al., 2004). Estas diferenças são utilizadas como guias para o mapeamento deste limite. Mas, para delimitar melhor este contato, novos critérios devem ser reconhecidos, como as relações de campo, estruturas e diferenças composicionais. A análise do contexto tectônico deste granito pode revelar fases deformacionais mais antigas do Terreno Oriental e até mesmo fases deformacionais contemporâneas, facilitando a caracterização do contato e o entendimento da justaposição dos dois terrenos.

O Granito Silva Jardim intrude paragneisses e ortogneisses e apresenta uma orientação preferencial de fluxo ígneo NE-SW. Os poucos trabalhos de pesquisa realizados neste granito (Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998, Ribeiro, 2006) abordaram petrografia e geoquímica. O mesmo possui composição monzogranítica com fenocristais de K-feldspato brancos a rosados envoltos em matriz leucocrática fina a média de composição granodiorítica a granítica. São encontrados subordinadamente granitos inequigranulares médios e equigranulares finos que cortam a fácies principal.

## 1.2. Justificativa

Conforme observado ao longo da fase de pesquisa bibliográfica, o Granito Silva Jardim aparece em apenas 1 trabalho de mapeamento em escala de detalhe. Nos demais mapas existentes, em escalas regionais (Reis e Mansur, 1995; Fonseca, 1998 e Silva *et. al.*, 2000), percebem-se divergências de informações, principalmente com relação ao tamanho e forma do corpo, bem como a presença ou não de deformação tectônica, gerando assim, versões de mapas diferentes entre si.

Além das divergências apontadas, é importante frisar que o Granito Silva Jardim corta o contato de dois importantes terrenos tectônicos, de forma que seu estudo detalhado é importante para o entendimento do contexto tectônico no contato do Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio, onde se aloja o corpo.

Para resolver tais problemas é proposto, nessa dissertação, o mapeamento e caracterização de detalhe do corpo granítico Silva Jardim.

## 1.3. Objetivos

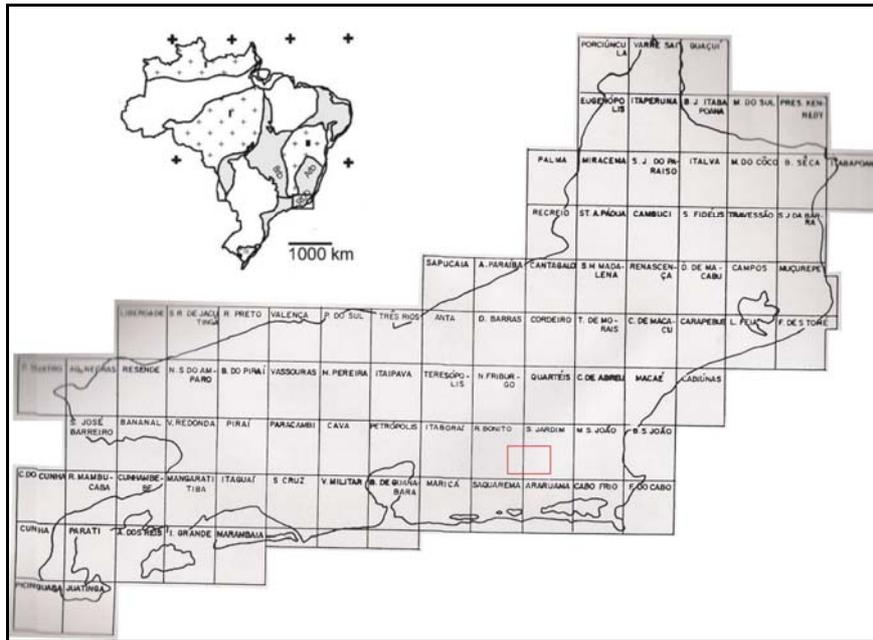
O principal objetivo desta dissertação é a caracterização geológica da intrusão granítica Silva Jardim através do mapeamento do corpo e descrição petrográfica das rochas, buscando-se inferir o ambiente tectônico de colocação deste granito, classificando-o como sin, tardi ou pós-tectônico com relação às fases deformacionais que afetaram as encaixantes.

Os objetivos específicos são:

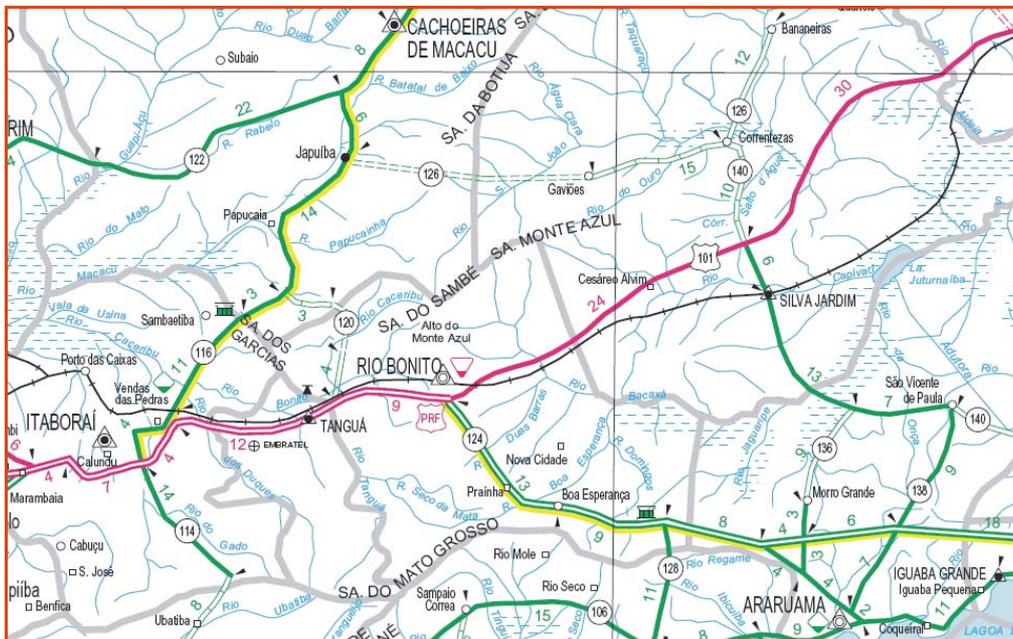
- Determinar sua posição no contexto tectônico da Faixa Ribeira, especificamente no limite do Terreno Oriental com o Domínio Tectônico de Cabo Frio.
- Comparar a geologia do Granito Silva Jardim com os demais plútons da porção leste do Terreno Oriental.

#### 1.4. Localização e vias de acesso

A área de trabalho está localizada entre os municípios de Silva Jardim e Rio Bonito, que se encontram entre as regiões dos Lagos e Serrana do Estado do Rio de Janeiro (Fig. 01). O principal acesso é pela Rodovia BR-101, que corta transversalmente o corpo granítico, ficando 90 km a leste do município do Rio de Janeiro.



(A)



(B)

**Figura 01.** Localização da área de estudo nas cartas topográficas Rio Bonito e Silva Jardim 1:50.000 (quadrado vermelho em A) e suas vias de acesso em (B), no Estado do Rio de Janeiro.

## **2. METODOLOGIA:**

### 2.1. Etapas pré Campo

Foi realizada uma revisão bibliográfica dos trabalhos de geologia publicados (artigos, mapas e relatórios) sobre a região e seu entorno, além de pesquisa bibliográfica acerca do tema granitogênese, mecanismos de intrusão e geologia da Faixa Ribeira.

### 2.2. Etapas de Campo

Foram realizadas cinco etapas de campo, três de apenas um dia, uma de cinco dias e uma final de sete dias. As atividades do mapeamento foram: reconhecimento das litologias e suas variações, delimitação das bordas do corpo granítico, reconhecendo sua forma e as rochas encaixantes e identificação e medição de estruturas. Foram levantados 79 pontos de campo.

Nos afloramentos mais frescos foram coletadas amostras, das diferentes fácies do granito e das encaixantes, para confecção de lâminas petrográficas e geocronologia.

### 2.3. Petrografia

Foram confeccionadas 37 lâminas petrográficas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ. As lâminas, 24 do granito Silva Jardim e 13 das encaixantes e demais rochas associadas, foram descritas no Laboratório de Petrologia da UERJ. Foi executada a contagem modal, por visada, apenas das amostras das rochas graníticas.

### 2.4. Geocronologia

#### 2.4.1. Preparação das amostras

As amostras foram preparadas e laminadas no LGPA e, objetivando a obtenção da idade geocronológica da rocha, foram selecionadas duas amostras: uma que melhor representa o corpo granítico como um todo e outra de um veio que o corta. Ambas as amostras foram cominuídas manualmente, com auxílio de marreta e, em seguida, levadas ao moinho de disco. A partir do

pó de rocha obtido no moinho e, com o auxílio de bateia, foram concentrados os minerais pesados e retirados os leves a fim de reduzir a amostra. Em seguida, no concentrado de minerais pesados foi feita a separação magnética bruta, através da remoção de magnetita com a utilização de um imã de mão. O concentrado que sobra passa pelo separador eletromagnético Frantz que tem a finalidade de separar os minerais por frações, dos mais magnéticos aos menos magnéticos.

#### 2.4.2. Obtenção da Idade Geocronológica.

Os concentrados das frações menos magnéticas das amostras, que contém os zircões, foram encaminhados ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) e datados por *laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-MC-ICP-MS) (Bühn *et.al.*, 2008).

Sob orientação do professor Elton Dantas e demais profissionais, foi feita a classificação dos zircões, através da lupa binocular, de modo que fossem separados grupos de zircões de características morfológicas semelhantes. Para cada uma das amostras, cerca de 50 grãos de zircão foram enfileirados ordenadamente sobre uma lâmina de vidro com auxílio de fita gomada, e foram, em seguida, cobertos por resina epóxi. Depois de alguns dias de secagem obtêm-se uma pastilha de resina contendo os zircões, que é desgastada, com auxílio de lixa muito fina e pasta de diamantes, até que sejam atingidas as porções mais limpas e inalteradas dos grãos (Fig. 02).



**Figura 02.** Imagem em lupa de zircões selecionados para datação do granito Silva Jardim.

Esta pastilha de resina, contendo os zircões previamente desgastados, é inserida no espectômetro de massa, que determina as razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dos grãos dos 20 grãos analisados.

A amostra é, então, vaporizada e transportada, junto com gás Hélio, através de um tubo de quartzo coberto por uma “manta” de ouro, que serve como filtro e remove partículas de mercúrio, cujo isótopo  $^{204}\text{Hg}$  interfere na leitura do  $^{204}\text{Pb}$ , utilizado na correção de Pb. O gás Hélio é combinado com gás Ar e levado até o detector, equipado com 6 contadores de íons (IC - ion counters), que são calibrados com uma solução de  $^{206}\text{Pb}$ . O sinal é coletado em blocos com 40 ciclos de 1049 segundos cada. As razões  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas são tratadas matematicamente e transformadas em idade absoluta através de um software (Ludwing, 2003).

## 2.5. Confecção dos mapas e tabelas

A partir das etapas de campo, foram gerados mapas baseados nas observações dos afloramentos e lâminas petrográficas. São eles: Mapa Geológico (anexo 8.1) e mapa de pontos visitados (anexo 8.2), com a topografia, drenagens e estradas. Também foi gerado um perfil geológico-estrutural (anexo 8.3), além de tabela contendo, resumidamente, as principais informações dos pontos (anexo 8.4) e tabela contendo a porcentagem dos constituintes mineralógicos do granito (anexo 8.6). Os mapas de campo foram digitalizados nos *softwares* ArcGis versão 9,3 e Corel Draw versão 12.

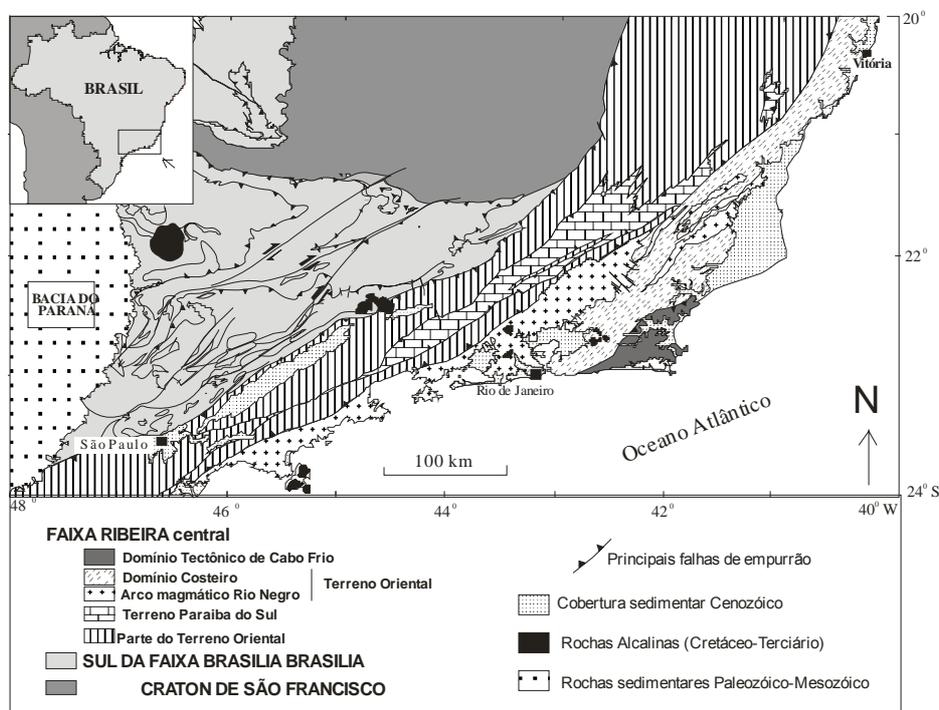
## 2.6. Interpretação dos dados e confecção da dissertação

Após a realização de todas as etapas metodológicas acima descritas, os resultados foram interpretados e deu-se a confecção da presente dissertação.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Ribeira se estende por aproximadamente 1400 km ao longo da costa do Brasil e é oriunda da formação do super continente Gondwana (750-500 Ma) (Fig. 03). Circunda o Cráton de São Francisco na sua borda sudeste e transiciona a oeste para a Faixa Brasília. Esta última apresenta eventos termo-tectônicos pelo menos 30 milhões de anos mais velhos do que os eventos da Faixa Ribeira. Para norte, transiciona para a Faixa Araçuaí, contemporânea em termos de eventos. Para sudoeste, transiciona para a Faixa Apiaí. Para sudeste é recoberta pelos sedimentos das bacias marginais do Atlântico Sul.

A Faixa Ribeira compreende vários terrenos tectônicos ainda não totalmente correlacionados. A maioria deles possui um embasamento de idades pré – 1,8 Ga e foram recobertos no Proterozóico por seqüências vulcanosedimentares de diferentes origens. No Neoproterozóico-EoPaleozóico, o conjunto embasamento e cobertura foi intrudido por plútons de diferentes composições, idades e grau de deformação e metamorfismo.



**Figura 03.** Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil, com destaque para a Faixa Ribeira. (Trouw et.al., 2000)

### 3.1. O segmento Central da Faixa Ribeira

A porção central da Faixa Ribeira é dividida em quatro principais terrenos tectono-estratigráficos (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995; Heilbron *et al.*, 1998; Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000, Heilbron & Machado, 2003) que, de noroeste para sudeste são: a) Terreno Ocidental; b) *Klippe* Paraíba do Sul; c) Terreno Oriental; e d) Terreno Cabo Frio.

O **Terreno Ocidental** representa rochas depositadas na margem passiva do Paleocontinente São Francisco, deformadas e metamorfasadas no Neoproterozóico. Compreende um Domínio Autóctone e duas lascas de empurrão com vergência para NW, os Domínios Juiz de Fora e Andrelândia, separados por zonas de cisalhamento. Tanto o Domínio Juiz de Fora quanto o Domínio Andrelândia são compostos por embasamento paleoproterozóico coberto por seqüências metavulcanossedimentares clásticas (Mega-seqüência Andrelândia) oriundas da erosão da crosta paleoproterozóica de idade igual a dos gnaisses do embasamento.

O embasamento do Domínio Autóctone é constituído por gnaisses arqueanos (*Greenstone Belt* Barbacena) e do Complexo Mantiqueira, e a cobertura é representada por seqüências supracrustais proterozóicas (mega-seqüências São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia).

A ***Klippe* Paraíba do Sul** é uma estrutura sinformal que cavalga o Domínio Juiz de Fora, no Terreno Ocidental. Sua origem pode estar relacionada tanto ao Terreno Oriental quanto ao Terreno Ocidental. Compreende um embasamento paleoproterozóico (Complexo Quirino) e uma seqüência supracrustal, ambas em fácies anfibolito.

No **Terreno Oriental**, foram identificados três domínios tectônicos (Tupinambá *et al.*, 2000): dois representam seqüências de cobertura (*klippes* Cambuci e Italva) e o outro é o Domínio Costeiro, onde está localizado o Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 1998) e uma cobertura metassedimentar que, segundo Reis e Mansur (1995), é composta predominantemente por hornblenda biotita gnaisses e granada biotita gnaisses, classificados como unidade Tinguí. Diferentemente do Terreno Ocidental, no Terreno Oriental não foi identificado, ainda, embasamento.

A *Klippe Cambucí* está localizada entre as cidades fluminenses de Cambucí e Itaperuna. Do ponto de vista estrutural se apresenta como uma estrutura sinclinal com uma zona de descolamento subhorizontal na base.

Seu embasamento sobrepõe o Terreno Ocidental e é composto de hornblenda-biotita tonalitos, charnokitos, dioritos, leucogranitos e granitos porfíricos que fazem parte do complexo magmático Serra da Bolívia - São Primo e ainda carecem de estudos detalhados (Heilbron & Machado, 2003).

A sucessão metasedimentar compreende sillimanita-granada-biotita gnaisses (kinzigitos) com camadas de mármore dolomíticos e uma minoria de lentes calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos (Heilbron e Machado, 2003). Também há diatexitos graníticos derivados de granada-biotita gnaisses.

O metamorfismo principal foi datado em  $623 \pm 5$  Ma pelo método U-Pb em zircões do leucosoma dos gnaisses kinzigíticos (Heilbron & Machado, 2003).

A *Klippe Italva* constitui um sinclínório verticalizado com uma zona de descolamento na base e se localiza entre as cidades de Cordeiro e Italva, no norte do Estado do Rio de Janeiro. As rochas metavulcanossedimentares desse *klippe* compreendem granada-hornblenda-biotita-gnaisses bandados e grossas camadas de mármore intercaladas com anfibolitos bandados. Está sobreposta ao Complexo Rio Negro, do Domínio Costeiro.

O Domínio Costeiro ocupa a maior parte da área do Terreno Oriental e compreende uma seqüência de cobertura pouco deformada que aloja os ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro. O metamorfismo é de fácies anfibolito atingindo fácies granulito.

A Seqüência de Cobertura é uma seqüência sedimentar de margem passiva, constituída por paragnaisses, quartzitos e rochas calcissilicáticas. Datação de zircões detríticos forneceu idade paleoproterozóica indicando uma fonte que ainda não foi localizada neste domínio e que poderia corresponder, inclusive, ao embasamento ainda desconhecido (Valladares et. al., 2008).

O Arco Magmático Rio Negro corresponde a um arco cordilheirano neoproterozóico, cujas rochas são, fundamentalmente, gnaisses tonalíticos, dioritos e gabros e intrudem a seqüência metassedimentar descrita. Novos

dados geocronológicos indicam pelo menos duas etapas de geração de magmatismo em 792 Ma e 635 Ma (Tupinambá et al, 1998, Heilbron e Machado, 2003) indicando longa temporada de subducção da Placa São Franciscana sob a paleoplaca do Terreno Oriental.

O contato entre os terrenos Oriental e Ocidental é marcado por uma zona de cisalhamento subvertical com mergulho para NW denominada Limite Tectônico Central (Almeida *et. al.*, 1998).

O **Terreno Cabo Frio** apresenta um evento tectono-metamórfico de idade cambriana, sendo acrescido tardiamente ao Terreno Oriental, através de uma falha de empurrão com mergulho para sudeste (Schmitt *et al.*, 2004, 2008b).

Seu embasamento é composto por ortognaisses de idade paleoproterozóica (2.03-1.96 Ga) de composição granítica a granodiorítica (Unidade Região dos Lagos). São cortados por paleodiques de ortoanfibolitos do tipo N-MORB de idade não definida.

Sobreposto tectonicamente ao embasamento tem-se uma unidade composta por granada anfibolitos, com espessuras de até 50 metros, também com afinidade geoquímica do tipo N-MORB (Unidade Forte São Mateus) (Schmitt et al., 2004). Dados recentes de Sm-Nd colocam esta sequência de rochas metaígneas como cristalizadas no final do Neoproterozóico (Schmitt et al., 2008a).

A seqüência de cobertura é constituída por cianita silimanita-gnaisses, granada-diopsídio-anfibolitos e ortoanfibolitos, calciossilicátias, silimanita gnaisses com camadas alternadas de meta-pelitos interpretados como metaturbiditos, que correspondem às sucessões Búzios e Palmital (Schmitt, 2001). Zircões detríticos indicam a presença de uma área fonte jovem neoproterozóica (630 Ma), que tem a mesma idade do Arco Magmático Rio Negro (Schmitt *et. al.*, 2003, 2004).

O Terreno Cabo Frio é distinto dos outros terrenos do Setor Central da Faixa Ribeira por seu trend estrutural NW-SE, enquanto que os outros terrenos possuem trend NE-SW (Fonseca *et. al.*, 1984). Sua história tectônica e metamórfica tem sido atribuída à Orogenia Búzios que começou a cerca de 530

Ma com alto grau metamórfico (fácies granulito de média a alta pressão) e tectônica de baixo ângulo com vergência das estruturas para NW, sobre o Terreno Oriental. (Schmitt, 2001).

Baseado nas diferenças entre os terrenos Oriental e Cabo Frio, Fonseca (1989) descreveu dois grandes blocos crustais, com suas distintas evoluções geológicas (Tabela 01), na região sudeste do Estado do Rio de Janeiro: um pequeno segmento do Cinturão Ribeira e o Bloco de Cabo Frio.

**Tabela 01.** Características geológicas dos dois blocos crustais do sudeste do Estado do Rio de Janeiro segundo M.J. Fonseca (1989).

<b>Características</b>	<b>BLOCO CABO FRIO</b>	<b>CINTURÃO RIBEIRA</b>
<b>Direções estruturais</b>	NW-SE	ENE-WSW
<b>Magmatismo</b>	Ausente	Abundância de granitóides
<b>Metamorfismo</b>	Pressão intermediária (Búzios)	Sill-cord-alandina Baixa P alta T
<b>Vergência</b>	SE (dobras em Búzios)	NW
<b>Unidades litológicas</b>	Contraste nítido entre o embasamento e as unidades metassedimentares: Búzios e Palmital (ainda pouco conhecida)	Ausência de contrastes litológicos entre as unidades, intensa migmatização produz mascaramento e homogeneização das unidades.

### 3.1.1. Aspectos Estruturais

Com base nas relações temporais com as fases metamórficas e o magmatismo, três eventos deformacionais foram identificados no setor central da Faixa Ribeira, através das estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis mapeadas nos terrenos Ocidental, Oriental e na Klippe Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 1995, Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000).

#### ➤ Fase de Deformação Principal (D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub>)

O primeiro evento deformacional representado pelas fases de D<sub>1</sub> + D<sub>2</sub> é interpretado como resultado de uma colisão oblíqua, onde o transporte tectônico para NNW indica uma vergência para o Cráton do São Francisco (Trouw *et al.*, 2000). Representa a principal etapa de encurtamento crustal no

segmento central da Faixa Ribeira, que está relacionada às estruturas mais importantes e penetrativas observadas em todos os domínios tectônicos (dobras, zonas de cisalhamento, foliação principal, lineações, etc.), geradas em consequência do empurrão que empilha os diferentes domínios tectônicos durante este primeiro pulso (Heilbron *et al.*, 2000).

➤ Fase de Deformação Tardia (D<sub>3</sub>)

O segundo evento deformacional (fase D<sub>3</sub>) gerou dobras subverticais e zonas de cisalhamento transpressionais. Dentre as dobras de maior porte geradas nesta fase, destacam-se o Megasinformal do Paraíba do Sul e o Megaantiformal do Rio de Janeiro (Heilbron *et al.*, 1995), enquanto dentre as zonas de cisalhamento, a que mais se destaca é a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Esta zona tem direção NE-SW, sendo expressa por uma extensa faixa milonítica que percorre a zona de charneira do Megasinformal do Paraíba do Sul por dezenas de quilômetros, apresentando uma componente inversa e dextral (Heilbron *et al.*, 1995).

➤ Fase de Deformação Transtensiva (D<sub>4</sub>)

O terceiro evento deformacional (fase D<sub>4</sub>) produziu dobras abertas e crenulações apertadas, com planos axiais subverticais e eixos N-S, indicativo da compressão E-W. Também gerou dois *sets* de zonas de cisalhamento verticais registrados em todos os domínios tectônicos. Acredita-se que ambas as zonas de cisalhamento da fase de deformação D<sub>3</sub>, assim como as da fase D<sub>4</sub> tenham agido como condutos para a ascensão dos granitos tardi-colisionais e pós-tectônicos (Heilbron *et al.*, 1995).

Um apanhado geral das estruturas geradas pelas fases de deformação se encontra na tabela 02.

**Tabela 02:** Quadro esquemático das fases de deformação descritas e estruturas associadas, orientação espacial e sucessão cronológica dos eventos para os terrenos Oriental e Ocidental da Faixa Ribeira (Heilbron *et. al.*, 1995).

<b>Fases de deformação x Estruturas associadas</b>	<b>D<sub>1</sub> 1ª fase de deformação</b>	<b>D<sub>2</sub> 2ª fase de deformação</b>	<b>D<sub>3</sub> 3ª fase de deformação</b>	<b>D<sub>4</sub> 4ª fase de deformação</b>
Estruturas planares	Foliação (S <sub>1</sub> ) de baixo a médio ângulo, presente nas rochas das Unidades Para e Ortoderivadas.	Transposição de (S <sub>1</sub> + S <sub>2</sub> ) ao longo de planos de cisalhamento com mergulhos 235/10.	Zonas de cisalhamentos transpressivas de ocorrência restrita.	Planos de fraturas e/ou falhas verticais a subverticais.
Dobras	Eventuais dobras (F <sub>1</sub> ) assimétricas apertadas intrafoliais.	Dobras (F <sub>2</sub> ) assimétricas recumbentes, apertadas nas rochas das Unidades para e ortoderivadas.	Dobras (F <sub>3</sub> ), suaves a abertas, de superfície axial vertical a subvertical.	Não observadas.
Estruturas lineares	Não observadas	Lineação mineral (Lm <sub>2</sub> ) // ao eixo (A) das dobras (F <sub>2</sub> ).	Lineação de estiramento mineral (Lx <sub>3</sub> ) contidas nos planos de cisalhamento C <sub>3</sub> .	Estrias e ressaltos transversais em planos de falha.
Orientação	Mergulho para SSW e SSE (210/14; 170/*18), respectivamente.	Eixo de dobras (130/18 e 310/15), superfície axial (210/10) e lineações (Ln <sub>2</sub> : 212/05).	Dobras (F <sub>3</sub> ): eixos NNE e SSW subhorizontais e plano axial (//) aos planos de cisalhamento.	Planos de fraturas e/ou falhas NE, W-E e NNW.
Regime tectônico	Dúctil compressivo.	Dúctil compressivo com evolução para regime dúctil-rúptil em um estágio tardio.	Dúctil-rúptil com instalações de sítios extensionais tardios.	Dúctil-rúptil a eminentemente rúptil em estágios tardios.

O Terreno Cabo Frio apresenta quatro fases deformacionais com comportamento reológico dúctil e dúctil – rúptil, cujas idades variam de 520 a 490 Ma. De acordo com Schmitt *et al.* (2008b) e Heilbron & Machado (2003), as fases D1-D2 do Terreno Cabo Frio poderiam equivaler às fases D3-D4 da Faixa Ribeira.

Um apanhado geral das estruturas geradas pelas fases deformacionais do Terreno Cabo Frio encontra-se na tabela 03.

**Tabela 03:** Quadro esquemático das fases de deformação descritas, estruturas associadas e orientação espacial dos eventos observados no embasamento e cobertura do Terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004 e 2008b).

Fases/Estruturas	D1 – D2 (520Ma) Fases Principais	D3 (515-510 Ma)	D4 (505 – 490Ma)
Estruturas Planares	Foliação dúctil S0 // S1 // S2	Foliação Plano-axial S3	Foliação Plano-axial S4 e zonas de cisalhamento
Dobras	Recumbentes	Recumbentes	Normais
Estruturas Lineares	Lineação de estiramento em quartzo e feldspato Lineação mineral em anfíbólio e sillimanita	Lineação de estiramento em quartzo e feldspato Lineação mineral em anfíbólio e sillimanita	Lineação de estiramento em quartzo e feldspato Lineação mineral em anfíbólio e sillimanita
Orientação	Planos subhorizontais com strike NW-SE Linhas subhorizontais com trend NW-SE	Planos com strike NW-SE e mergulhos de até 50 graus para SW e NE. Linhas subhorizontais com trend NW-SE	Planos subverticais com strike NE-SW. Linhas com caimento de aproximadamente 30 graus para SW.
Regime Tectônico	Dúctil Compressivo	Dúctil-ruptil compressivo	Dúctil-ruptil compressivo

### 3.1.2. Metamorfismo

Três eventos metamórficos principais estão ligados à Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira (Terrenos Ocidental e Oriental). O primeiro pulso metamórfico (M<sub>1</sub>) atingiu condições de fácies

anfíbolito a granulito enquanto o segundo pulso atingiu a fácies anfíbolito médio alto, chegando ao início da curva da anatexia (Heilbron *et al.*, 1995).

O metamorfismo  $M_1$  é de idade Neoproterozóica, tendo ocorrido em regime de pressão média à alta, acompanhado de migmatização localizada. As paragêneses formadas durante esta fase metamórfica encontram-se mineralizadas na foliação principal, o que confirma o seu caráter sin- $D_1 + D_2$ . Observa-se um aumento do grau metamórfico de NW para SE, indo desde a zona da biotita no Terreno Ocidental até a zona do k-feldspato e cordierita no Terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 1999).

O segundo evento metamórfico  $M_2$  encontra-se relacionado às fases de deformação tardias, gerando paragêneses de alta temperatura e baixa pressão, geralmente de caráter retrógrado. No Terreno Oriental,  $M_2$  alcançou temperaturas mais altas (800° C), com pressão até 6 Kbar, resultando em migmatização e geração de corpos granitóides do tipo I e S (Heilbron *et al.*, 1999). A idade do evento  $M_2$  está no intervalo de 560 a 540 Ma (Machado *et al.*, 1996, Schmitt *et al.*, 2004).

O Terreno Cabo Frio registra um evento metamórfico de alta pressão e temperatura com idade de 520 a 500 Ma, ou seja, mais jovem do que os eventos  $M_1$  e  $M_2$ . Portanto é considerado um evento metamórfico  $M_3$ , sendo caracterizado por taxas de até 20% de fusão parcial e uma paragênese metamórfica refletindo pressões de no mínimo 12 Kbar e temperaturas de no mínimo 850° C (Schmitt *et al.*, 2008b).

A difícil interpretação dos protólitos e da geometria original das rochas aflorantes na área da Faixa Ribeira Central decorre do profundo nível de erosão em que se encontram tais rochas e do alto grau metamórfico em que se encontram. As suas relações de contato encontram-se deformadas, devido ao tectonismo e a recristalização a que rochas da região foram submetidas.

Apesar de haverem muitos trabalhos na região da Faixa Ribeira, o entendimento da sua evolução geológica ainda permanece incompleto. Isto ocorre porque ainda há extensas áreas sem mapeamento de detalhe, e também devido à inexistência de dados geocronológicos suficientes.

### 3.2. Granitogênese no Terreno Oriental

Os granitóides do setor central da Faixa Ribeira foram classificados por Heilbron *et. al.* (1995) em pré-colisional, pós-colisional e pós-tectônico mas, considerando novos dados geocronológicos, Heilbron e Machado (2003) reclassificaram os corpos ígneos do Terreno Oriental, de acordo com seu posicionamento estrutural.

Na fase **Pré-colisional**, tem-se o Arco magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2000), cuja evolução magmática se iniciou em 630 Ma, representada por intrusões calcioalcalinas. Os ortognaisses do complexo Rio Negro apresentam pelo menos duas séries calcioalcalinas, uma de médio potássio e outra de alto potássio. A série de médio K predomina nos setores central e nordeste do Estado do Rio de Janeiro e compreende rochas dioríticas e granodioríticas com predominância de tonalitos (Heilbron e Machado, 2003). A série de alto K compreende principalmente granitos e granodioritos. São comuns rochas porfíricas, nas quais a biotita predomina no lugar da hornblenda e a apatita e titanita aparecem como minerais principais (Tupinambá *et. al.*, 2000).

Dados isotópicos de Nd e Sr sugerem que os magmas pré-colisionais não assimilaram quantidades significativas da crosta paleoproterozóica.

A fase **sin-colisional** (~ 600 a 580 Ma) é marcada pela migmatização e geração de leucogranitos do tipo S, com textura bandada, que cortam o Arco Magma Rio Negro (Tupinambá, 1999).

A fase **Sin a Tardi colisional** (~ 580 a 550 Ma) é representada por magmatismo calcioalcalino que gerou rochas granitóides porfíricas como os granitos Serra dos órgãos (Tupinambá, 1999), Itacoatiara e Facoidal (Heilbron e Machado, 2003), Maromba, Pedra Selada, Funil (Mendes *et. al.*, 2006b) e Barra Alegre (Mendes *et. al.*, 2007). Ao contrário dos magmas pré-colisionais, dados isotópicos desses granitóides indicam altos índices de contaminação da crosta paleoproterozóica (Heilbron e Machado, 2003).

Os tipos litológicos mais comuns variam de granada-biotita granodioritos a granitos porfíricos com cristais de feldspato centimétricos (Heilbron e Machado, 2003), que apresentam foliação descontínua e grande variação

textural. É comum a presença de xenólitos de ortognaisses do Complexo Rio Negro e da sucessão metassedimentar.

O Granito Itacoatiara é um dos representantes dessa fase e, segundo Mendes *et al.* (2006a), tem composição monzogranítica e textura porfirítica composta por megacristais de microclina eudral a subeudral de até 5 cm de tamanho, envoltos em matriz granodiorítica composta por plagioclásio, quartzo, microlina, biotita, opacos, zircão e apatita. É leucocrático, de cor cinza, com irregulares estruturas de fluxo ígneo, marcadas pelo alinhamento dos megacristais de k-feldspato.

A fase **tardi-colisional** é marcada por intrusões de granitóides calcioalcalinos em 540 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000), que ocorrem como plutons (Granito Pedra Branca) e que podem estar associados com gabros e dioritos de afinidade toleítica.

A intrusão desses plutons está relacionada a uma fase de migmatização do Terreno Oriental, que resultou em lentes leucossomáticas métricas e irregulares (Heilbron e Machado, 2003). Alguns deles estão relacionados a zonas de cisalhamento subverticais.

Os plútons maiores apresentam variação textural de fácies porfiríticas a inequigranulares, além de apresentarem, comumente, enclaves e estruturas de fluxo.

No Granito Pedra Branca, a ocorrência de rochas máficas e intermediárias associadas, além de dados texturais e geoquímicos, levou alguns autores a proporem processos de mistura de magmas (Wiedeman *et al.* 1990). Entretanto, Porto Júnior (1993), com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos detalhados, advoga que as rochas tonalíticas seriam mais antigas e não cogenéticas com o magma granítico, ocorrendo como septos ou *roof pendants* no interior do batólito granítico. Este autor posiciona o Granito Pedra Branca como tardi-tectônico, admitindo que sua foliação nos bordos é resultante da combinação de fluxo magmático com o campo de esforços da deformação.

É importante destacar as intrusões citadas até agora são anteriores e, portanto, pré-colisionais com relação à colisão do Terreno Cabo Frio (530 Ma) no qual, até então, não foram encontrados registros de granitogênese.

Segundo Heilbron *et al* (1995), na fase **pós-colisional** (490 Ma) ocorrem biotita granitos com texturas equigranulares a porfíricas, que afloram como stocks, *sills* ou diques. São corpos isotrópicos e possuem contatos bruscos e xenólitos das encaixantes. Enclaves microgranulares de rochas gabróicas a dioríticas são frequentes. Estes granitos possuem inúmeras denominações locais: Granito Favela (Pires *et al.*, 1982); Andorinha (Penha *et al.*, 1980); Sana (Grossi Sad, 1980); Teresópolis (Junho, 1992); Caju (Ferrari *et al.*, 1982), dentre outras.

Diques restritos de granito rosa e allanita granito (Penha *et al.* 1980, Pires *et al.* 1982, Junho 1992, Heilbron, 1993) cortam o biotita granito acima descrito e, junto com pegmatitos discordantes, representam o final da atividade magmática relacionada à Orogênese Brasileira (Heilbron *et al.*, 1995).

### 3.3. Trabalhos anteriores na área de estudo

A área de estudo não apresenta trabalhos geológicos em escala de detalhe, portanto, foram encontrados somente trabalhos de mapeamento de cunho regional, como os mapas da CPRM, DRM-RJ e DNPM. Com relação ao granito Silva Jardim, há somente um trabalho realizado, recente e em nível de conclusão de graduação, com enfoque na petrografia e nas suas propriedades geoquímicas.

É importante ressaltar as grandes diferenças encontradas na distribuição, tamanho e forma do granito Silva Jardim nos diferentes trabalhos consultados. Um pequeno resumo do que cada trabalho mostra sobre o granito Silva Jardim e suas encaixantes é listado a seguir:

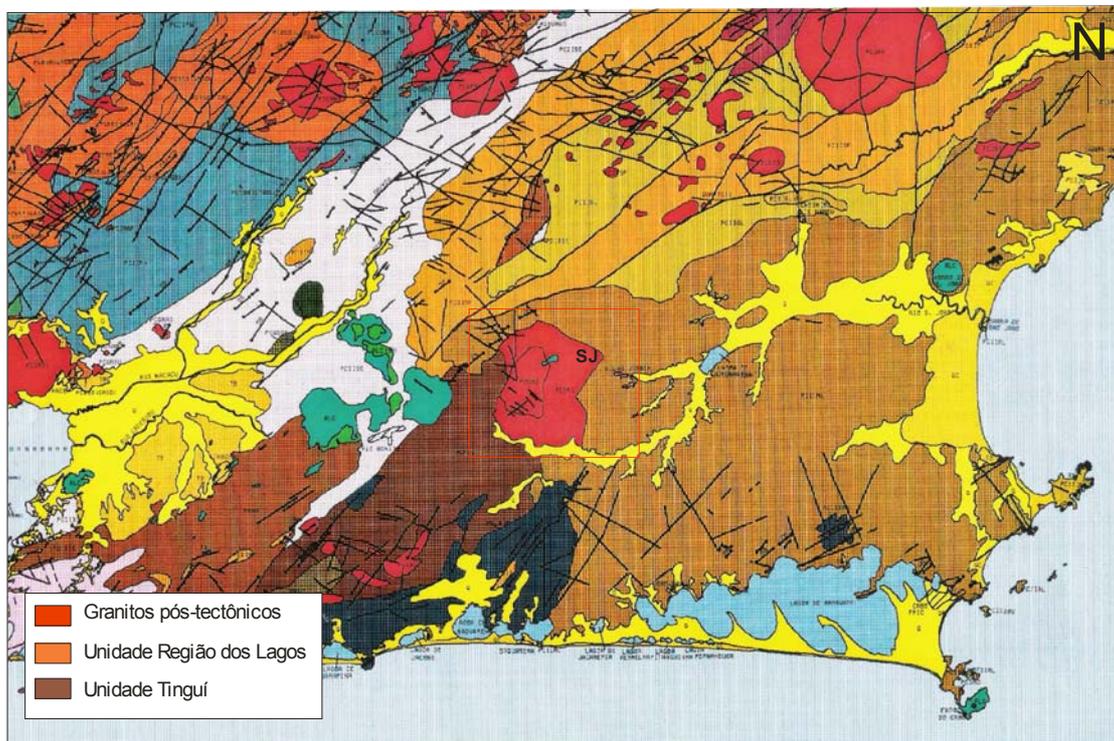
- Mapa geológico da folha Silva Jardim. Escala 1: 50.000 (DRM-RJ, 1980. Inédito).

Observa-se, neste mapa, que o Granito Silva Jardim está em contato, a leste, com rochas do Complexo Região dos Lagos e a norte, oeste e sudoeste, com rochas relacionadas à unidade Tinguí, do Domínio Costeiro

Nota-se, na porção centro-oeste do corpo, uma intrusão leucogranítica, classificado como Granito Cezário Alvim, além de intrusão alcalina de pequenas dimensões, melhor caracterizado posteriormente por Martins e Borghi (1982) e que forma o Morro dos Gatos.

- Sinopse geológica do Estado do Rio de Janeiro. DRM-RJ, escala 1: 400.000 (Reis e Mansur, 1995).

Nesta versão (Fig. 04), o Granito Silva Jardim encontra-se em contato, a sudoeste, com as rochas da Unidade Tinguí e, no restante do entorno, com rochas do Complexo Região dos Lagos. A unidade Tinguí, segundo o mesmo autor, compõe-se de um migmatito heterogêneo com estruturas “*schlieren*”, apresentando melanossoma biotítico e leucossoma granítico. Apresenta raros enclaves de rocha calciossilicatada, com borda anfíbolítica e veios quartzosos.

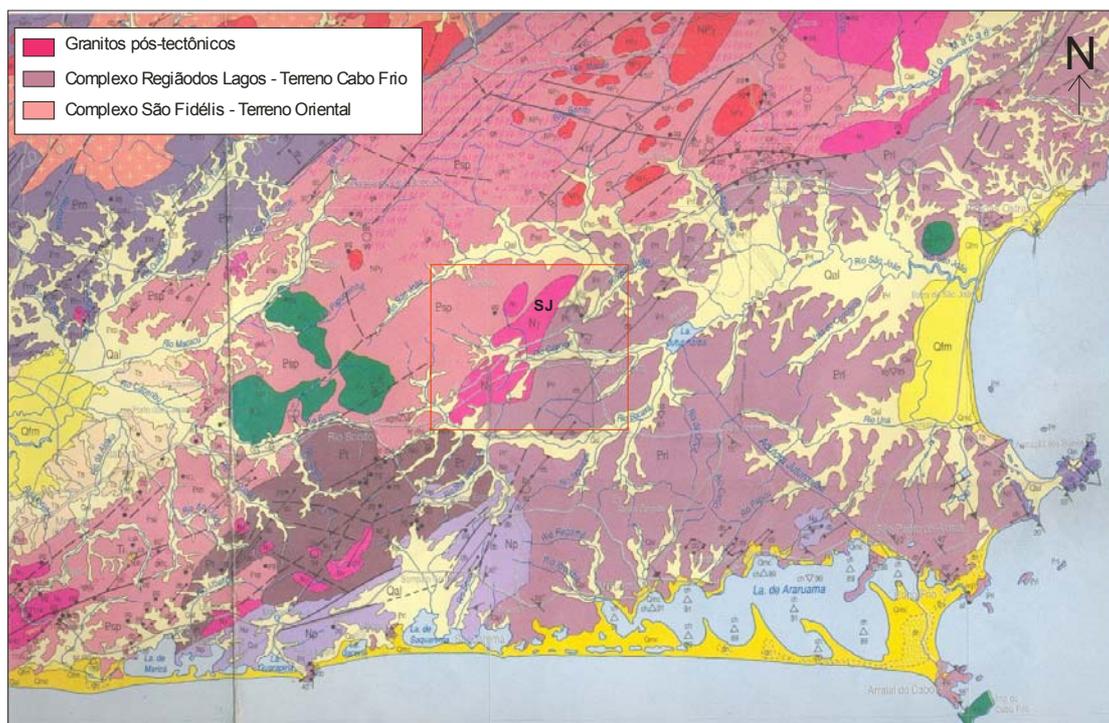


**Figura 04.** Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro escala 1:400.000 (Reis e Mansur, 1995), com destaque para a área estudada em vermelho. A legenda da figura indica as unidades presentes dentro da área estudada. SJ corresponde ao granito Silva Jardim.

- Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. DNPM, escala 1: 400.000 (Fonseca, 1998).

Segundo o autor, o granito Silva Jardim corresponde a um corpo sin-tectônico, de grandes dimensões e caráter porfiróide, que intrude os gnaisses e migmatitos do Complexo Região dos Lagos, a sul e os gnaisses feldspáticos do Complexo São Fidélis a norte. Em mapa (Fig. 05), observa-se um corpo alongado, com eixo maior de aproximadamente 20 km na direção NE-SW.

O mesmo autor afirma, ainda, que é uma rocha de composição sieno monzogranítica, leucocrática, de cor acinzentada, granulação média, homogênea, geralmente sem orientação e, localmente, com orientação incipiente.

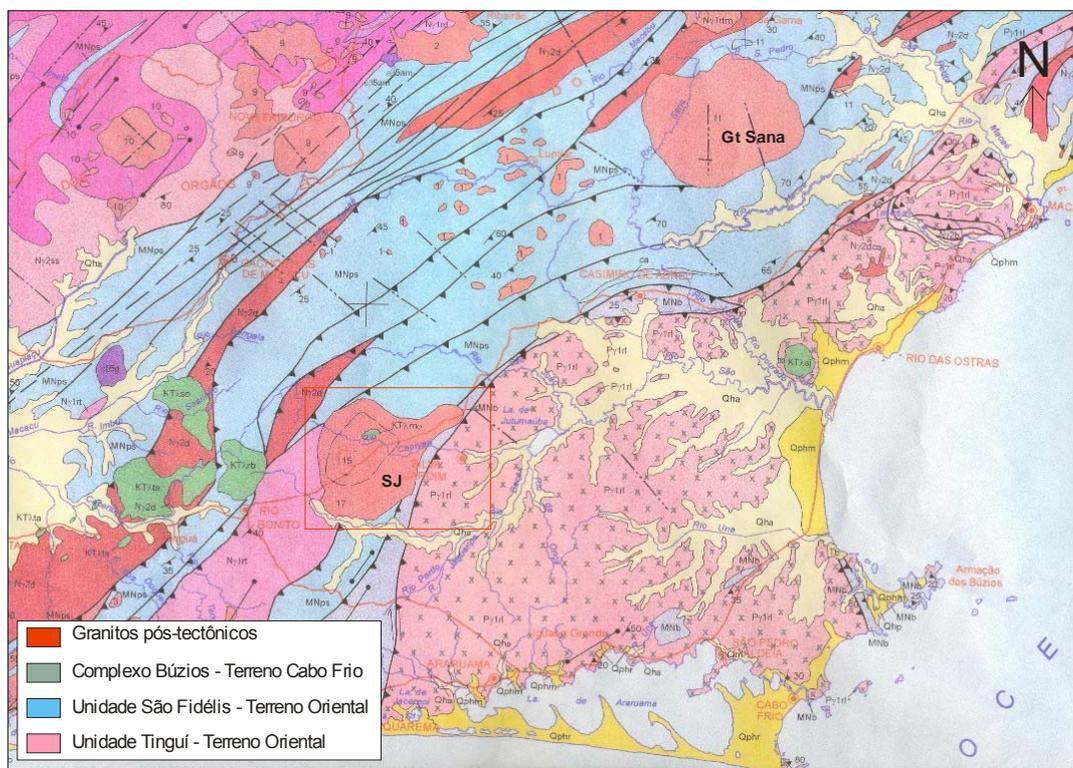


**Figura 05.** Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000 (Fonseca, 1998), com destaque para a área estudada em vermelho. A legenda da figura indica as unidades presentes dentro da área estudada. SJ corresponde ao granito Silva Jardim.

- Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. CPRM, escala 1: 500.000 (Silva *et al.*, 2000).

Segundo o autor, o granitóide Silva Jardim é uma rocha porfiróide, cujos contatos norte e sul se dão com os paragnaisses da Unidade São Fidélis. A leste, o contato é com as rochas do Complexo Búzios e a Oeste com os Gnaisses Tinguí correlacionáveis ao Complexo Rio Negro.

Em mapa (Fig. 06), observa-se um corpo de grandes dimensões e forma arredondada, intrudido pelo corpo alcalino de pequenas dimensões, descrito inicialmente pelo DRM-RJ (1980, inédito).



**Figura 06.** Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:500.000 (Silva *et al.*, 2000), com destaque para a área estudada em vermelho. A legenda da figura indica as unidades presentes dentro da área estudada. SJ corresponde ao granito Silva Jardim.

- Monografia de Graduação. Ribeiro (2006).

O Granito Silva Jardim foi mapeado por Ribeiro (2006), que identificou uma fácies principal porfirítica (sieno a monzogranítico), com granulação bem grossa e subordinadamente duas fácies equigranulares (monzograníticas), uma com granulação grossa e outra com granulação fina. Segundo o mesmo autor,

a relação entre essas variedades sugere que, quando há concentração de sua matriz, o porfirítico grada para o de granulação média e o de granulometria fina aparece cortando os outros dois, sob a forma de diques.

O trabalho apresenta dados geoquímicos de quatro amostras, elementos maiores e traços. Estas amostras classificam o granito como uma unidade subalcalina, com um trend bem marcado no campo cálcico-alcálico, caráter peraluminoso com uma amostra no campo do metaluminoso. No diagrama de ambiente tectônico de Pearce *et. al.* (1984) as amostras plotam no campo do arco vulcânico, próximo ao campo dos granitos intra-placa.

- Datação por evaporação. (Ávila, *informação verbal*)

O Prof. Ciro Ávila (Museu Nacional-UFRJ) datou uma amostra do Granito Silva Jardim típico pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão. As razões Pb-Pb permitiram o cálculo de uma idade de cerca de 495 Ma, com pequeno erro. Este dado ainda não foi publicado.

- Pronageo (2008 – 2009)

A folha 1:100.000 Cabo Frio inclui metade do granito Silva Jardim (incluso na folha 1:50.000 Silva Jardim). Este projeto se encerra no início do ano de 2009 e o mapa geológico das encaixantes do granito aqui estudado é fruto do mesmo.

## 4. O Granito Silva Jardim

### 4.1. Aspectos de Campo

O Granito Silva Jardim é predominantemente composto por uma rocha porfírica, de matriz grossa a média, que aflora sob a forma de blocos, lajes e encostas (Fig. 07). Em mapa (cartas topográficas Silva Jardim e Rio Bonito, figura 1A), a intrusão possui forma arredondada alongada na parte NE, com discreta orientação do corpo num trend NE-SW, com aproximadamente 22 km de extensão e 12 km de largura (mapa geológico, anexo 8.1).



(A)



(B)

**Figura 07.** Blocos (A) e afloramento em encosta (B) do granito Silva Jardim.

A maior parte dos contatos deste plúton está encoberta por sedimentos do Terciário e Quaternário (mapa geológico, anexo 8.1). Poucos locais mostram o contato nítido intrusivo do granito, cuja principal encaixante é uma unidade composta por granada-biotita gnaisses, com muitas variações texturais, correlacionável à Unidade Tinguí (Domínio Costeiro – Terreno Oriental) (DRM-RJ, 1980; Fonseca, 1998). O contato sudeste fica a aproximadamente 1 km do contato entre o Domínio Costeiro e o Terreno Cabo Frio (representado por biotita-ortognaisses migmatíticos da Unidade Região dos Lagos). A norte o granito trunca um contato entre uma lente do biotita ortognaisse (Região dos Lagos) com o granada-biotita gnaisse (Complexo Tinguí), (Mapa Geológico, anexo 8.1).

Nota-se duas litofácies pertencentes ao Granito Silva Jardim: uma fácies essencialmente porfirítico de coloração rosa (Fig 8), cujos fenocristais de k-feldspato possuem até cerca de 5 cm de tamanho e hábito tabular, por vezes amendoados. A matriz tem granulação grossa composta essencialmente por feldspato, quartzo e biotita. A outra litofácies possui matriz isotrópica média a grossa, cor cinza e fenocristais esparsos de k-feldspato e de mesma composição mineralógica (Fig 9). Ambas ocorrem normalmente associadas, como variações texturais de um mesmo corpo, contatos gradacionais.

Predominantemente, o granito Silva Jardim apresenta orientação dos fenocristais, que forma lineação e foliação de fluxo, mas também apresenta porções não orientadas, onde os fenocristais se dispõem de maneira aleatória (Fig. 8). Os fenocristais são euedrais, de cerca de 5 cm de comprimento e, localmente, apresentam bordas amendoadas.



**Figura 8.** Aspectos principais da fácies porfírica do granito Silva Jardim. Essencialmente composto por pórfiros.



**Figura 9.** Aspecto macroscópico da outra fácies do granito Silva Jardim. Matriz média a fina com pórfiros esparsos.

## 4.2. Petrografia

Microscopicamente ambas litofácies (porfírica e fina) possuem a mesma constituição mineralógica. São compostas basicamente por K-feldspato (20 a 70%), quartzo (5 a 50%), biotita (2 a 15%) e plagioclásio (2 a 40%). Como acessórios, é comum a presença de zircão, em grandes quantidades, além de titanita, apatita e magnetita (confirmado através de imã de mão).

A análise modal foi feita por visada (42-50 visadas por lâmina) e, os litotipos plotaram em três grupos principais (Figura 10): álcali-granito, sienogranito e monzogranito. Apenas duas amostras, muito pobres em quartzo, pertencem ao campo do quartzo-sienito.

Na mesma figura também se observa a distribuição das amostras de Ribeiro (2006), de pontos diferentes, mas do mesmo corpo granítico.

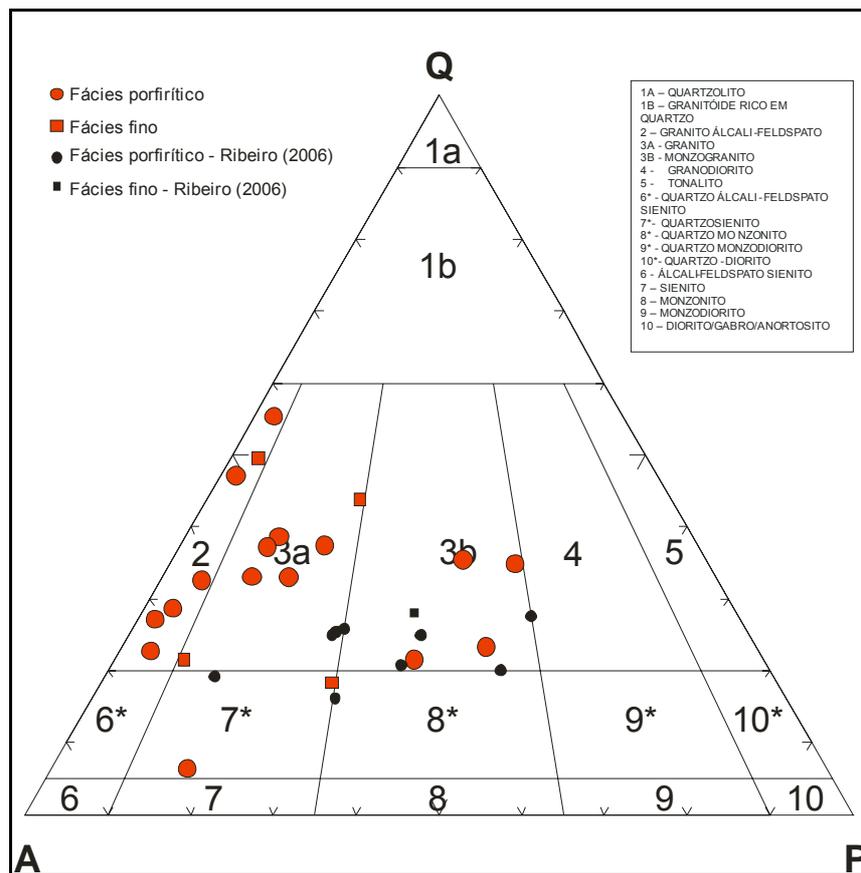
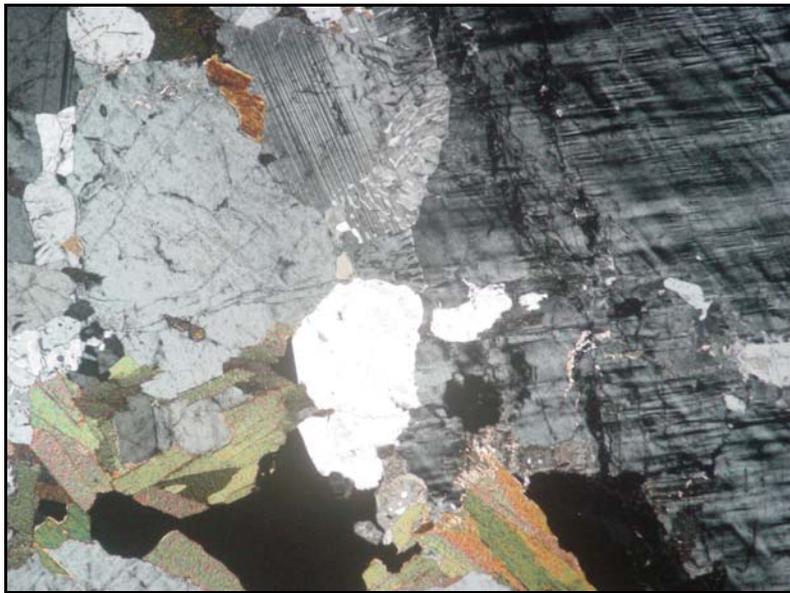


Figura 10. Diagrama QAP de Streickensen (1976), mostrando a distribuição das amostras do Granito Silva Jardim.

Os contatos entre os cristais principais são retos, os mesmos apresentando faces retilíneas, o que pode sugerir uma textura de equilíbrio.

O plagioclásio é subeuédrico, sendo comum a ocorrência de textura mirmequítica (Fig. 11), e zonamento composicional dos cristais. Não possuem inclusões e apresentam sericitização na superfície.



(A)



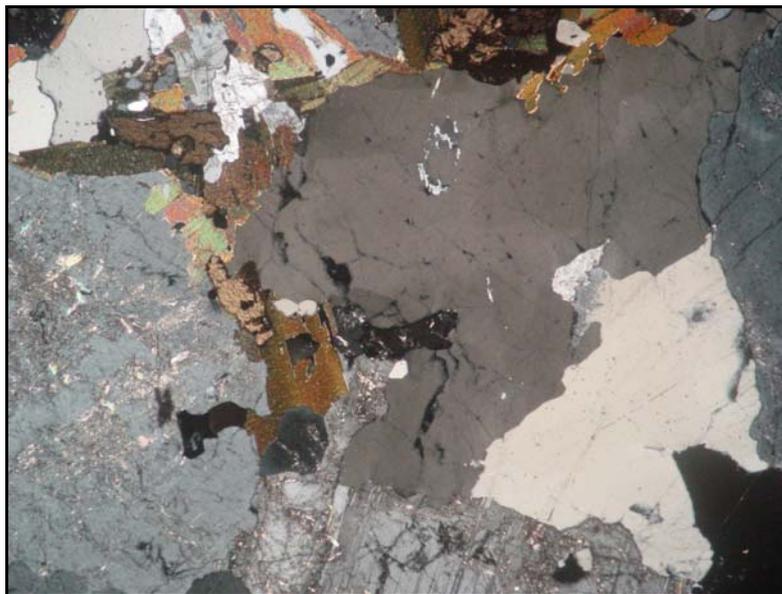
(B)

**Figura 11.** Textura mirmequítica na borda do plagioclásio em contato com microclina. Neste último, notar as fraturas com preenchimento de plagioclásio secundário (provável albita). Nicóis cruzados (A) e descruzados (B), aumento 2,5x.

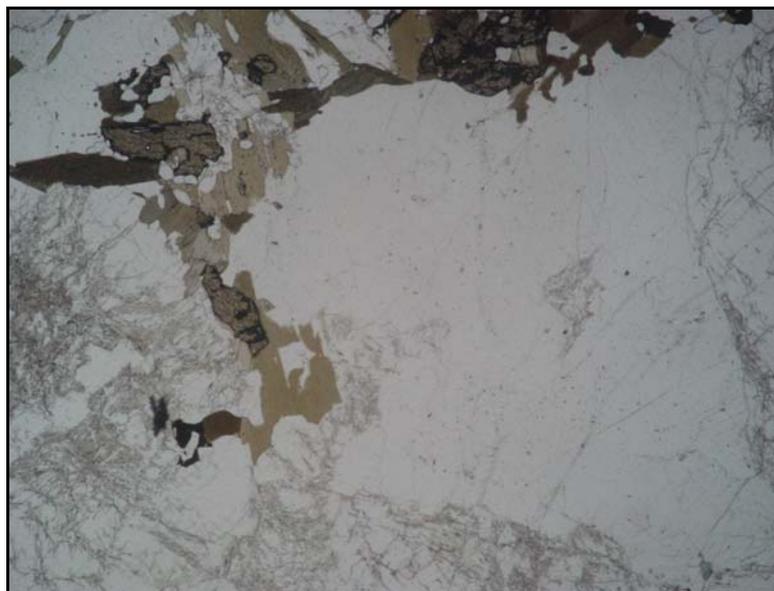
O K-feldspato predominante é a microclina subeuédrica. Pode apresentar ainda texturas de intercrescimento micrográfica e micropertítica.

Os cristais de quartzo maiores apresentam textura consertal (Fig. 12) e são anédricos. Os cristais de biotita variam de euédricos a anédricos.

Os cristais de titanita ocorrem normalmente em aglomerados de minerais máficos (Fig. 12). Também pode ocorrer bordejando os minerais opacos, que foram identificados, através do hábito e confirmado com imã de mão, como magnetita primária.



(A)



(B)

**Figura 12.** Textura consertal em cristal de quartzo e aglomerados máficos com biotita e titanita. Nicóis cruzados (A) e descruzados (B), aumento 2,5x.

A maior parte das amostras apresenta evidências de alteração secundária como: sericitização dos feldspatos, muscovita intersticial, biotita cloritizada, albita como preenchimento de fraturas, persistente nos cristais de feldspato primários.

#### 4.3. Unidades litológicas encaixantes

##### 4.3.1. Biotita-Granada Gnaiss

Corresponde a um gnaiss porfiroblástico, com bandamento incipiente e textura granolepidoblástica, composto de porfiroblastos de k-feldspato e plagioclásio de até 2 cm de tamanho e matriz rica em biotita (Fig. 13). A granada ocorre na maioria dos afloramentos e em um deles foi observada sillimanita, que pode atribuir ao gnaiss caráter para-derivado.

Apresenta geralmente textura protomilonítica a milonítica, com estiramento dos feldspatos e do quartzo. (Fig. 14).



(A)



(B)

**Figura 13.** Afloramentos do Biotita-Granada Gnaiss porfiroblástico associado à unidade Tinguí do Domínio Costeiro (Terreno Oriental).



**Figura 14.** Textura protomilonítica do biotita-granada-Gnaisse.

Observa-se também, lentes de granada leucognaisse milimetricamente bandado, com forte estiramento mineral, variando de espessura desde centimétricas até métricas (também pertencente à unidade Tinguí). Essas porções poderiam representar leucossomas oriundos de fusão da unidade metassedimentar, sendo que a maioria dos afloramentos encontra-se muito alterado (Fig. 15). Os contatos entre os dois litotipos são paralelos à foliação principal marcada pelos agregados minerais estirados e pela biotita.



(A)



(B)

**Figura 15.** Aspecto da porção leucossomática do gnaiss. Em (A) um detalhe da porção rica em granada e em (B) afloramento alterado mostrando o contato do biotita gnaiss (acima) e o granada leucognaiss (abaixo), notar veio de pegmatito tardio cortando o contato.

#### 4.3.2. Biotita Ortognaisse

Corresponde a um gnaisse granítico, com fenocristais de microclina, imersos numa matriz com granulação média a grossa e textura porfírica, de composição monzogranítica a granodiorítica (Fig. 16). O modo de ocorrência varia. Algumas porções mostram-se homogêneas com veios leucocráticos paralelos à foliação. Outros afloramentos exibem um bandamento gnáissico decimétrico (Fig. 17), com a intercalação de bandas leucocráticas de até 5 cm com bandas mais espessas granodioríticas com biotita. Este último possui aspecto migmatítico. Os veios e alguns fenocristais mostram um estiramento mineral, todavia predomina a textura granoblástica. Esta rocha é correlacionável aos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (Terreno Cabo Frio).



**Figura 16.** Biotita Ortognaisse correspondente ao Complexo Região dos Lagos (Terreno Cabo Frio). Notar bandas graníticas e veios leucocráticos paralelos à foliação.



**Figura 17.** Ortognaisse Bandado do Complexo Região dos Lagos.

#### 4.4. Demais litologias associadas ao plúton

##### 4.4.1. Diorito

Além do corpo granítico, também foi encontrado (pontos 16, 25 e 57), um litotipo máfico, de composição diorítica, granulometria fina a média, com anfibólio e biotita, que formam aglomerados máficos e geram uma textura aglomeroporfirítica.

Esses aglomerados são orientados, e às vezes estirados, concordantes com a orientação de fluxo do granito Silva Jardim (Fig. 18).



**Figura 18.** Orientação concordante dos fenocristais máficos do diorito com a foliação de fluxo do Granito Silva Jardim.

A relação de contato com o granito, observada em campo, é geralmente brusca, sendo que ocorrem fenocristais isolados de microclina dentro do diorito, ao mesmo tempo em que ocorrem enclaves do diorito dentro do granito. Estas podem ser evidências de um fenômeno de mistura mecânica de magmas (*commingling*) (Fig. 19), que têm sido comumente reportadas por diversos autores (ver item 3.2). Por sua ocorrência localizada, esta rocha não aparece individualizada no mapa geológico (anexo 8.1).



(A)



(B)

**Figura 19.** Rocha máfica em contato com o granito Silva Jardim, observar cristais de K-feldspato dispersos no diorito (A) e schlieren do granito na rocha máfica (B).

#### 4.4.2. Leucogranito

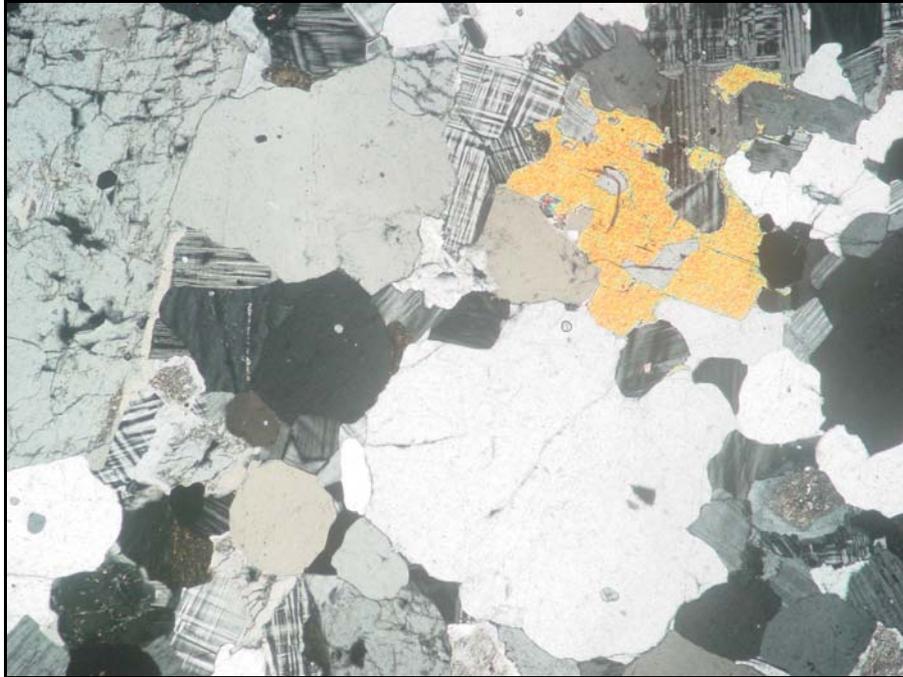
Na porção centro-oeste do plúton, ocorre um leucogranito médio a fino, não orientado nem deformado, com cristais arredondados de quartzo e matriz feldspática fina. Seus afloramentos são predominantemente muito alterados (Fig. 20), nos quais a matriz encontra-se caulinizada, desagregando-se facilmente e dificultando a coleta de amostras. Dessa forma, só foi possível a confecção de duas lâminas petrográficas, a partir das quais, juntamente com as feições macroscópicas, este leucogranito foi descrito.



**Figura 20.** Afloramento intemperizado típico do Leucogranito.

Microscopicamente possui textura inequigranular a porfirítica e é constituído predominantemente por microclina, além de plagioclásio e quartzo, este último geralmente sob a forma de grânulos arredondados (Fig. 21). O mineral máfico encontrado em pequena quantidade (cerca de 5% da rocha) é a biotita, cujos grãos são repletos de inclusões de zircão (com evidentes halos pleocróicos), além de muscovita.

Esta rocha foi correlacionada ao granito Cesário Alvim, mapeado pelo DRM-RJ (1980) na escala 1: 50.000 e, portanto, foi individualizado no mapa geológico (anexo 8.1).



(A)

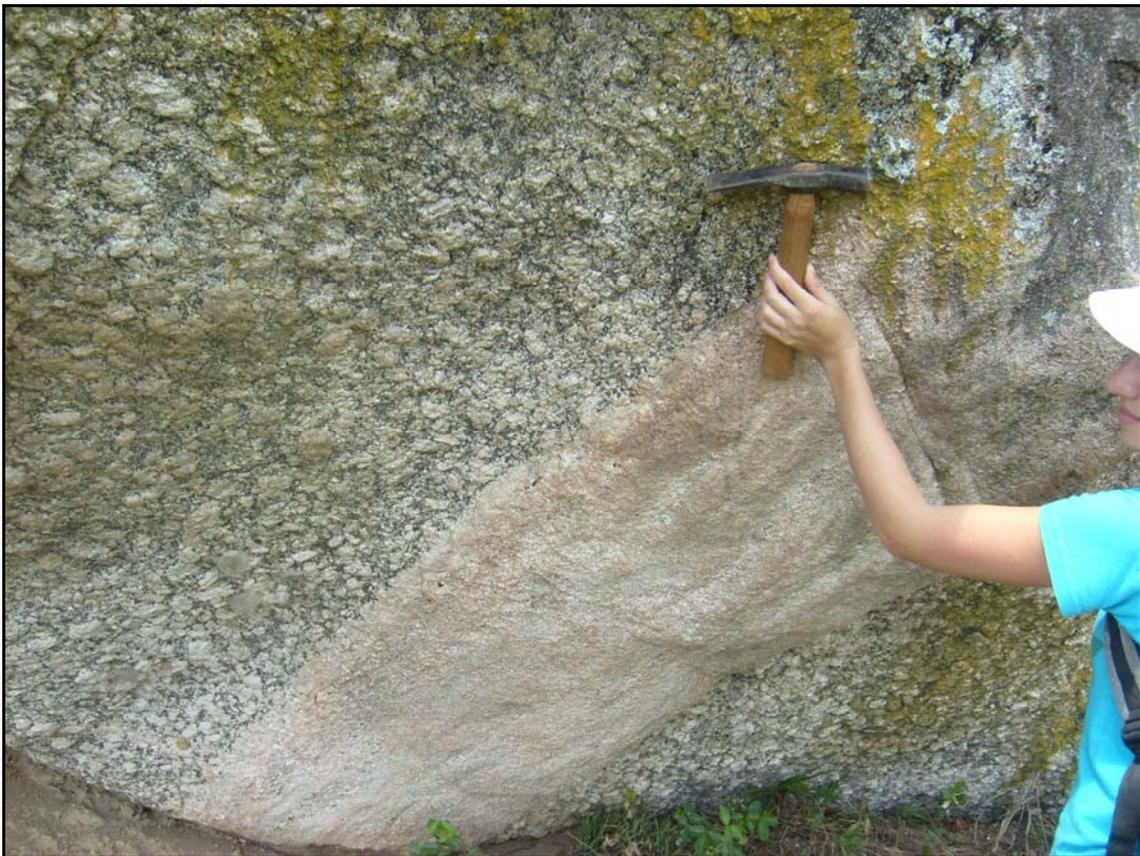


(B)

**Figura 21.** Imagens de lâmina petrográfica do leucogranito (Granito Cesário Alvim), com os nicóis cruzados (A) e descruzados (B).  
Textura heterogranular a porfírica e cristais de quartzo arredondados.

#### 4.4.3. Veios e bolsões leucocráticos

Na maioria dos afloramentos visitados observa-se que o corpo granítico é cortado por duas famílias de veios aplíticos (Fig. 22), que também ocorrem sob a forma de bolsões. A espessura desses corpos pode variar de centimétrica até métrica. A rocha possui granulometria fina, coloração branca e composição granítica, possuindo predominantemente textura aplítica, mas variando, localmente, para textura pegmatítica (subordinada) e não apresenta orientação mineral nem indícios de deformação.



**Figura 22.** Veio aplítico que corta o corpo granítico. Notar o zonamento textural.

#### 4.5. Dados Estruturais

Foliações de fluxo magmático são evidentes em quase todos os afloramentos e as rochas podem ou não possuir indícios de orientação mineral (Fig. 23). Os afloramentos que apresentam estas estruturas encontram-se geralmente próximos à borda do corpo. Além da orientação, alguns fenocristais de microclina mostram as bordas arredondadas (Fig. 24).



(A)



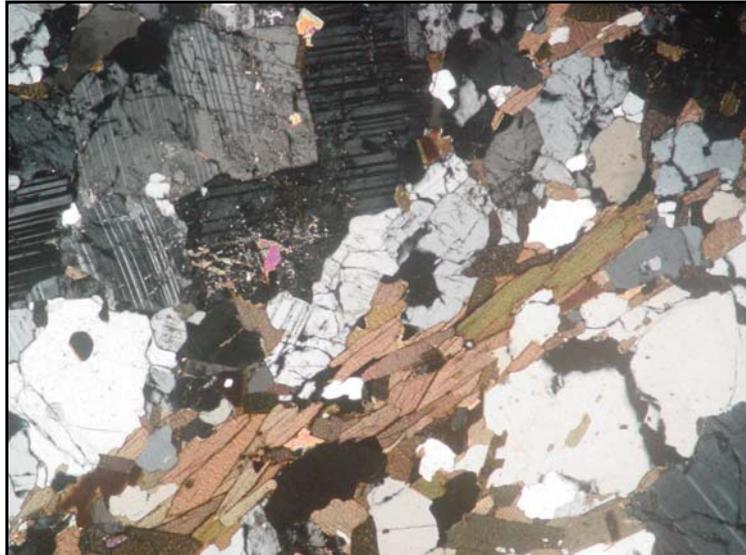
(B)

**Figura 23.** Exemplos do granito Silva Jardim com fenocristais e matriz não orientados (A) e orientados (B).



**Figura 24.** Exemplo do granito Silva Jardim com fenocristais orientados, com bordas amendoadas e matriz de orientação marcada pela biotita (SJ-JM-08).

Microscopicamente, o fluxo magmático é representado, principalmente, por cristais de biotita euédrico a subeuédricos orientados, além da orientação dos eixos maiores dos feldspatos (Fig. 25). Destaca-se ainda que nas amostras que apresentam esta estrutura, a maior parte dos cristais de quartzo possui extinção ondulante.



(A)



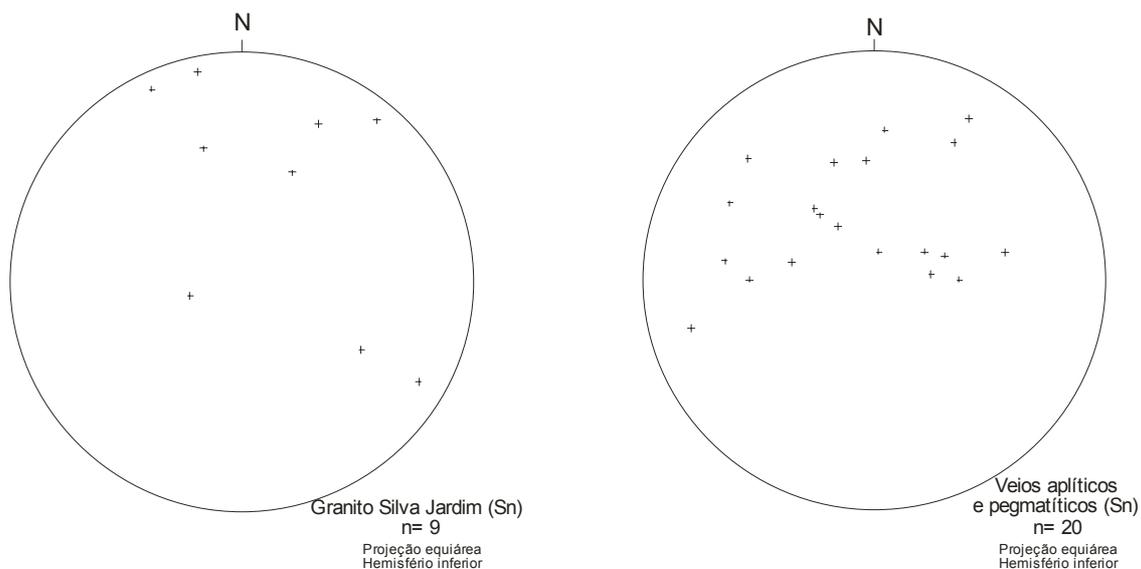
(B)

**Figura 25.** Orientação dos cristais de biotita.  
Nicóis cruzados (A) e descruzados (B), aumento 2,5x.

Na porção sudeste a foliação do granito Silva Jardim possui alto ângulo e mergulha para noroeste, concordante com a foliação metamórfica do gnaiss encaixante. Nas porções norte e noroeste a foliação apresenta baixo a médio ângulo e mergulha para sudeste (Fig. 26 e anexos 8.1 e 8.3).

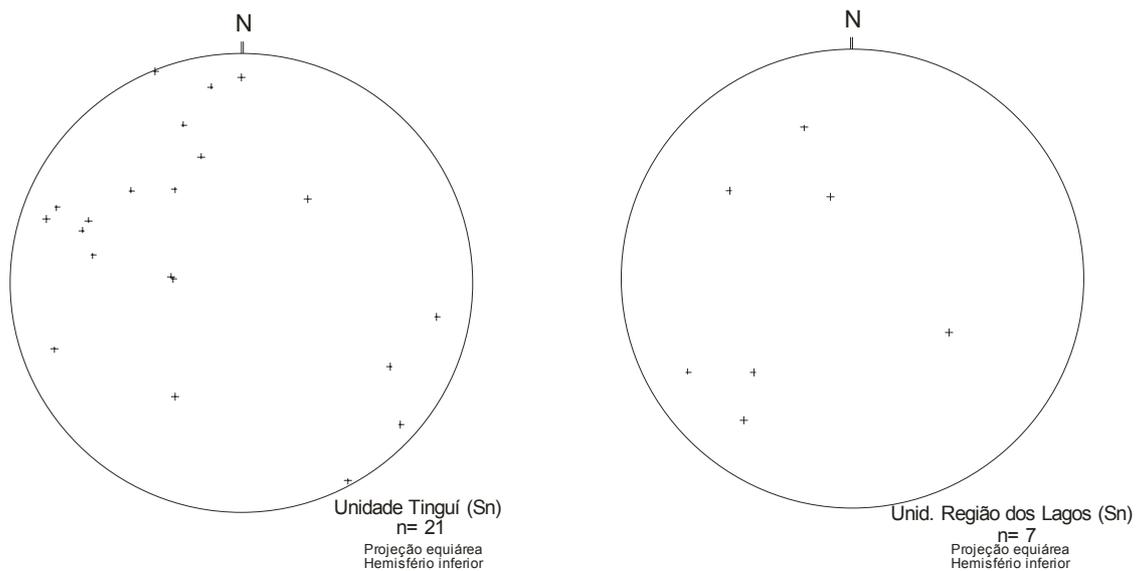
Os veios aplíticos tardios possuem direção NE-SW e “cortam” outra família de veios de direção NW-SE, que são subparalelos a algumas zonas proto-miloníticas encontradas. (Fig. 26).

Conforme se observa no mapa e perfil geológico (anexos 8.1 e 8.3, respectivamente), na região estudada, o contato do Terreno Oriental com o Terreno Cabo Frio tem direção NE-SW e alto ângulo, sofrendo uma inflexão da posição original em que se encontra na região de Macaé, onde apresenta baixo mergulho para sudeste (Pronageo, 2009 – Inédito).



**Figura 26.** Estereogramas mostrando a distribuição dos pólos da foliação de fluxo do granito Silva Jardim e os planos dos veios tardios, respectivamente.

Quanto às rochas encaixantes, o granada-biotita gnaise da Unidade Tinguí (Terreno Oriental) possui mergulho predominantemente de baixo ângulo para SE, enquanto que o ortognaise da Unidade Região dos Lagos (Terreno Cabo Frio) possui, na porção sudeste do plúton, alto ângulo para noroeste e a noroeste do plúton, baixo a médio ângulo para sudeste. (Fig. 27 e anexos 8.1 e 8.3).



**Figura 27.** Estereogramas mostrando a distribuição dos pólos da foliação tectônica do granada-biotita gnaiss da Unidade Tinguí e da foliação tectônica do ortognaiss da Unidade Região dos Lagos.

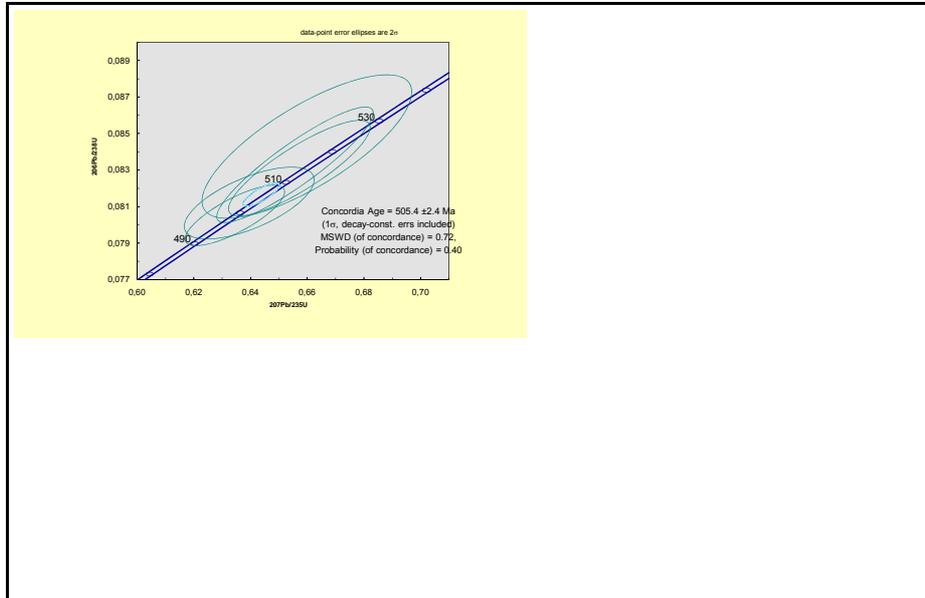
#### 4.6. Dados Geocronológicos

Dois amostras foram obtidas para fins de datação. Para o Granito Silva Jardim foi selecionada a amostra SJ-12, cuja rocha é típica de sua fácies porfírica, predominante. A amostra SJ-12 é um biotita granito porfiritico, com fenocristais de k-feldspato com até 5 cm de tamanho e matriz composta predominantemente por biotita, além de quartzo e plagioclásio (Fig. 28).



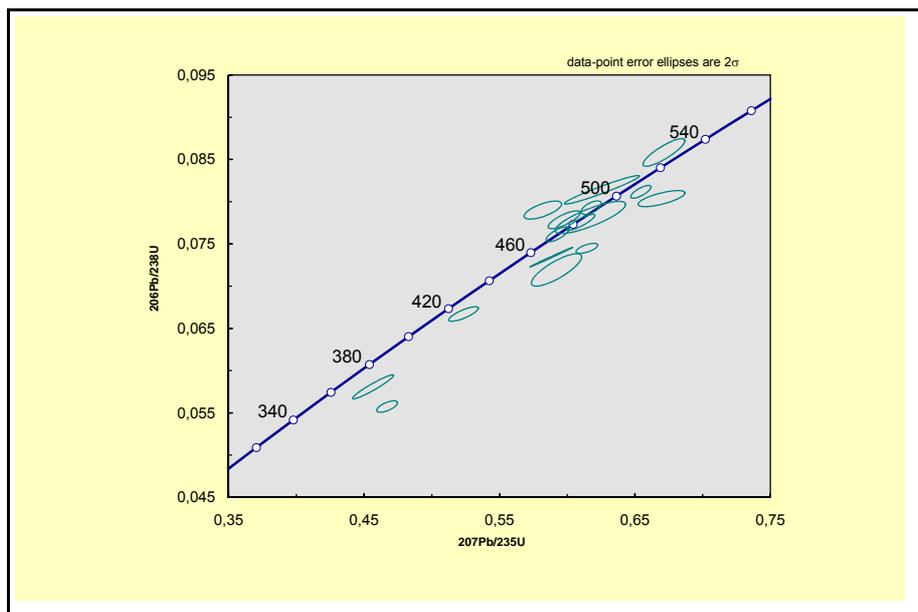
**Figura 28.** Ponto SJ-12. Fácies porfírica típico, utilizado para datação.

O concentrado de zircões mostrou uma população homogênea de cristais idiomórficos de origem ígnea. No ICP-MS foram analisados 20 cristais de zircões desta amostra (Anexo 8.6). Cinco zircões concordantes apontaram para uma idade de  $505 \pm 2$  Ma, com MSWD de 0.72 (Fig. 29).



**Figura 29.** Diagrama de concórdia dos zircões contidos na amostra SJ-12.

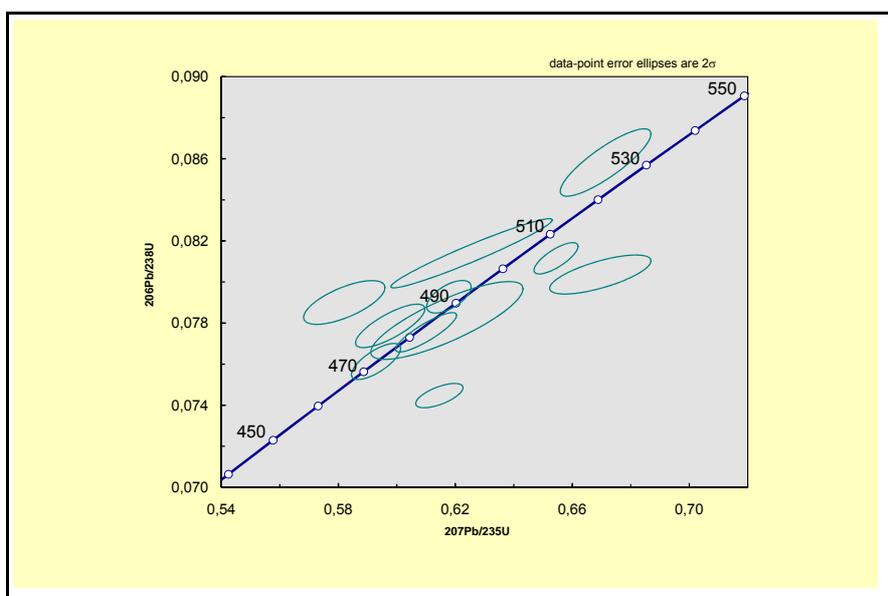
Foi amostrado também um veio granítico que corta o pluton. A população de zircões desta amostra também apresentava cristais idiomórficos provavelmente de origem ígnea. Foram analisados 20 zircões que mostraram um espalhamento sem um alinhamento preferencial (Fig. 30).



**Figura 30.** Dispersão das razões isotópicas da população de zircões do veio de apilito.

Houve dispersão das razões isotópicas dos zircões utilizados para datação deste veio de aplito que está, provavelmente, associada aos seguintes fatores: (a) contaminação de zircões da encaixante, pois os veios têm espessuras de até 40 cm; (b) metamictização dos zircões pelo alto teor de U, típico dos veios tardios em putons, gerando um maior grau de discordância, devido à perda de Pb associada à destruição da rede cristalina pela radioatividade.

Por essa razão, os grãos com elevado conteúdo de Pb comum foram eliminados dos cálculos e utilizados somente os demais grãos (Fig 31). Optou-se, então, por calcular a média da idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dos grãos concordantes que se encontram entre 470 e 500 Ma, para estimar o período de formação destes veios. O resultado encontrado foi a idade média de 486,2 Ma.



**Figura 31.** Diagrama de concórdia dos zircões contidos na amostra de aplito.

## 5. DISCUSSÃO

O Granito Silva Jardim é um corpo ígneo intrusivo de granulação muito grossa e textura porfirítica, que possui duas litofácies: uma porfirítica, rica em fenocristais, que predomina em área e outra fina, rica em matriz, com fenocristais esparsos.

Ribeiro (2006) enfatiza as características geoquímicas do granito Silva Jardim e, a partir delas, afirma que o mesmo possui composição cálcico-alcalina de alto potássio e caráter tardi a pós - colisional, plotando no campo dos granitos de arcos vulcânicos.

No tocante ao posicionamento tectônico, deve-se observar que, localmente, o corpo apresenta sinais de possível deformação, especialmente quando próximo a sua borda. Inicialmente, os parâmetros que distinguem o grau de deformação não estavam claros e, portanto, a diferenciação entre o Granito Silva Jardim e sua encaixante principal, um gnaisse que também é uma rocha porfirítica, foi complicada.

Posteriormente, parâmetros de campo e petrográficos permitiram a diferenciação entre o granito e suas encaixantes, limitando a área de exposição do granito e identificação de seus principais modos de ocorrência, bem como a separação de áreas deformadas de áreas não deformadas.

Observou-se então que, no geral, o Granito Silva Jardim se apresenta como uma rocha não orientada, onde os fenocristais se distribuem de forma aleatória, e orientada, onde a orientação dos fenocristais forma uma foliação de fluxo.

Quando orientado, a foliação de fluxo do granito concorda com orientação da foliação tectônica das encaixantes. Essa evidência pode sugerir que quando o granito intruiu ainda havia um regime de esforços atuantes, ou que o magma aproveitou estruturas pré-existentes como dutos.

Associada ao Granito Silva Jardim ocorre uma rocha máfica, de composição diorítica, que assimila alguns fenocristais do granito, à medida que o Granito também assimila algumas porções da mesma. Esse aspecto pode levar à interpretação de que essas duas rochas associadas se interagiram

quando não totalmente consolidadas (*mush*), sem haver mistura química (*commingling*).

Na maioria dos afloramentos visitados observa-se que o corpo granítico é cortado por duas famílias de veios aplíticos a pegmatíticos, que também ocorrem sob a forma de bolsões. A primeira família de veios tardios possui direção de strike NE-SW e “corta” outra família de veios de direção SE-NW, que são subparalelos a algumas zonas proto-miloníticas encontradas.

Considerando-se os aspectos de campo, como a forma dos corpos, relações de contato e os *trends* regionais (Figs. 4, 5 e 6), além de suas características mineralógicas e texturais, poderia-se comparar o granito Silva Jardim com os corpos pertencentes à fase sin a tardi-colisional da colagem do Terreno Oriental (580 a 560 Ma, item 3.2) (colisão 1 de Heibron e Machado (2003), tomando como exemplo o granito Itacoatiara (Mendes *et. al.*, 2006a).

Todavia, embora esteja intrudido nos granada-biotita gnaisses do Terreno Oriental, na porção norte-nordeste do corpo (mapa geológico, anexo 8.1) pode-se observar que o Granito Silva Jardim corta o contato entre esses gnaisses com uma lente do biotita ortogneisse do Terreno Cabo Frio (perfil geológico, anexo 8.3). A lente em questão é representante da colisão, sob a forma de empurrão (fase D3), do Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental (uma *klippe*), estimada por Schmitt *et. al.* (2004) como tendo ocorrido entre 510 e 500 Ma.

A idade de 505 Ma ( $\pm 2$  Ma) obtida neste trabalho para o Granito Silva Jardim corrobora com o fato de ele cortar o contato dos terrenos. Portanto, apesar da semelhança composicional e textural com os granitóides sincolisionais, os dados geocronológicos obtidos indicam que o granito Silva Jardim é um corpo tardi colisional, relacionado à fase pré-D4 do Terreno Cabo Frio (505 a 490 Ma, item 3.1.1) com relação à colisão 2, relacionada à Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004)

Isto explicaria, em parte, a orientação regular do fluxo ígneo, acompanhando a foliação da encaixante e respondendo aos tensores finais da colisão do Terreno Cabo Frio (Orogenia Buzios, Schmitt *et al.*, 2004, colisão 2 , Heilbron & Machado, 2003, Orógeno Rio Doce, Campos Neto, 2000).

Ao sul do corpo, o empurrão do contato dos terrenos está revirado com mergulho de alto ângulo para noroeste. Esta orientação também pode estar relacionada à fase D4 do Terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004), que descrevem dobras com eixo NE-SW e plano axial de alto ângulo na região de Maricá, associadas a essa fase deformacional. Além disso, Heilbron *et al.* (1995) descreve no Terreno Oriental uma fase de deformação com dobras tardias e zonas de cisalhamento que serviram como conduto para a ascensão de corpos graníticos.

Observando, então, o mapa e o perfil geológico (anexos 8.1 e 8.3, respectivamente), vê-se que o ângulo de mergulho da encaixante passa de baixo, na porção norte do granito, para alto, na porção sul, sofrendo uma inflexão da posição original em que se encontra na região de Macaé, onde apresenta baixo mergulho para sudeste. Esse aspecto, além de ajudar a situar estratigraficamente o granito, conforme considerações acima citadas, leva à interpretação de que o granito serviu como anteparo e absorveu o *strain* gerado pela fase final de colagem do Terreno Cabo Frio, que possuía sentido NNW.

A forma do plúton em planta mostra uma orientação NE-SW na porção nordeste da área e uma forma arredondada na porção sul (anexo 8.1). Stanton (2009) determinou a forma deste pluton em profundidade através da modelagem magnetométrica. Ela inferiu que esta forma observada em planta segue até 5 km de profundidade. Este arcabouço geométrico poderia ser composto pelo cruzamento de fraturas NE-SW com fraturas NW-SE. O sistema de fraturas NE-SW coincide com a orientação do contato dos terrenos, que deve ter condicionado este conduto. A outra direção de fraturas (NW-SE) seria relacionada a um sistema de juntas e falhas de extensão, ou seja, paralelas ou sub-paralelas ao tensor principal ( $\sigma_1$ ) relacionado à colisão do terreno Cabo Frio. Tupinambá *et al.* (2007) ressalta a existência de falhas NW-SE tardias no Terreno Oriental, relacionadas aos plutons cambrianos.

No caso do granito Cezário Alvim (anexo 8.1), que possui composição mineralógica e textura similares ao granito Sana (Grossi Sad, 1980), suas relações de campo indicam que o mesmo corta o granito Silva Jardim, portanto, possui idade mais jovem que 505 Ma. Este granito pode ser responsável pela injeção de uma das famílias de veios tardios que cortam o granito Silva Jardim

e sua origem tardia pode ser confirmada pela forma arredondada, com a qual se apresenta em mapa (anexo 8.1).

Mais uma informação que corrobora essa hipótese são os dados geocronológicos obtidos a partir de um veio de aplito, pertencente à família de direção NE-SW, cuja média da idade absoluta é 486,2 Ma e que pode estar relacionado à intrusão do granito Cezário Alvim. Essa idade corresponde à fase pós-colisional da colagem o Terreno Oriental (490 Ma, item 3.2) e também à fase D4 do Terreno Cabo Frio, que é contemporânea ao metamorfismo na fácies anfibolito registrado através da datação U-Pb em zircões e monazitas que forneceram idades entre 500 e 485 Ma na região de Maricá e Saquarema (Schmitt, 2001, Schmitt *et al.*, 2004). Além disto, Schmitt *et al.* (2004) e Fonseca (2005) dataram veios pegmatíticos pós-tectônicos na região de Ponta Negra (40 km a sudoeste da área de estudo, fig. 3), obtendo idades de 440 Ma para este evento magmático através dos métodos U-Pb em e Ar-Ar em biotita, respectivamente.

## 6. CONCLUSÃO

Até agora, poucos trabalhos foram realizados na área de estudo, apenas um deles de mapeamento de detalhe e tendo como foco a geoquímica do granito Silva Jardim. Comparando-se os trabalhos regionais anteriores, nota-se que a região estudada possuía grandes divergências de informações, principalmente no que diz respeito à forma e ao tamanho do granito Silva Jardim, além de seu posicionamento com relação ao contato dos dois terrenos tectônicos citados.

Considerando isso, o presente trabalho ganha fundamental importância no sentido de apresentar dados e acrescentar informações geológicas, ajudando a compreender melhor o contexto tectônico em que se insere o granito Silva Jardim, no setor central da Faixa Ribeira, em especial o contato entre os Terrenos Oriental e Cabo Frio.

Conclui-se, a partir das observações de campo, que o Granito Silva Jardim é um corpo ígneo que possui duas fácies principais: uma porfirítica de granulação muito grossa, rica em fenocristais de microclina, e uma outra fácies de granulação média a fina, inequigranular, com fenocristais esparsos. Ambas as fácies encontram-se, principalmente no campo dos álcali-granitos, mas também possuem representantes nos campos dos sienogranitos e monzogranitos.

Este granito possui uma evidente orientação de fluxo concordante com a foliação regional tectônica de suas encaixantes, que compreendem os biotita-granada-gnaisses associados à Unidade Tinguí do Terreno Oriental e os Ortognaisses associados ao Complexo Região dos Lagos do Terreno Cabo Frio.

Observando-se nos mapas regionais existentes o posicionamento do granito Silva Jardim, bem como sua forma e distribuição regional, seria possível compará-lo a outros corpos intrusivos de características mineralógicas e texturais semelhantes, mas os dados obtidos no presente trabalho demonstram o contrário.

O corpo ígneo corta o contato dos dois terrenos tectônicos citados, de maneira que a norte dele as rochas encaixantes possuem mergulho suave para

sudeste e ao sul dele, possuem mergulho de alto ângulo para NW. Conclui-se então, que o granito Silva Jardim é mais jovem do que os demais corpos semelhantes a ele, o que foi corroborado pela idade geocronológica obtida de 505 Ma.

Conclui-se ainda que esta idade e os dados de campo observados no mapa e perfil geológicos (anexos 8.1 e 8.3) situam o granito Silva Jardim na fase tectônica pré-D4 do Terreno Cabo Frio.

No caso do granito Cezário Alvim, as relações de campo indicam que ele corta o Silva Jardim e é, portanto, mais jovem que o mesmo. A partir dessa relação e também da idade geocronológica obtida em um veio, provavelmente relacionado à este, que corta o Silva Jardim em torno de 480 Ma, é possível concluir que o granito Cezário Alvim é relacionável à fase D4 do Terreno Cabo Frio e, portanto, representante das últimas intrusões graníticas referentes aos tensores finais da colagem dos dois terrenos.

A compreensão dos processos de intrusão dos corpos graníticos bem como das estruturas que ocorrem próximo ao contato dos Terrenos Cabo Frio e Oriental é fundamental para o entendimento do contexto da colagem final dos terrenos da porção central da Faixa Ribeira. Considerando-se que ainda há déficit de informações a esse respeito, propõe-se que sejam desenvolvidos projetos de mapeamento da área estudada e do seu entorno, enfocando geoquímica e geocronologia do Granito Silva Jardim, suas encaixantes e nos demais corpos graníticos associados a ele.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Heilbron, M., Trouw, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. 39: p.32.
- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by *laser ablation* multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1): 99-114.
- Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern-Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern-Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America*. Eds: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D.A. p. 335-365.
- DRM-RJ. 1980. Mapa da Folha Silva Jardim 1:50.000. (Inédito).
- Ferrari, A.L., Brenner, T.L., Dalcomo, M.T., Nunes, H.R.C. 1982. O Pré-cambriano das folhas de Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador (BA) *Anais...* 1: 103-114.
- Fonseca, M.J.G.1989. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. *Atas I Simposio de Geologia do Sudeste*, 132-133.
- Fonseca, M.J.G. 1998. *Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro*. DNPM, Rio de Janeiro, 141 p.
- Fonseca, M.J.G., Heilbron, M., Chrispim, S. 1984. Geologia estrutural da área de Cabo Frio e Armação dos Búzios. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais...* Vol XII, p.5393 - 5424.
- Grossi Sad, J.H. & Donadello Moreira, M. 1980. Geologia e Recursos Minerais da Folha Santo Antônio de Pádua, Estado do Rio de Janeiro, Brasil.
- Heilbron, M., 1993. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Ph.D. thesis. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Heilbron M. 1995. *O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução Teotectônica*. Tese de Livre Docência, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 110p.
- Heilbron, M., Chrispim, S.J., Alves, R.P., Simões, L.S.A. 1982. Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54 (3): 553-562.
- Heilbron M, Valeriano C, Valladares C, Machado N. 1995. A orogênese Brasileira no segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 25 (4): 249-266.
- Heilbron, M., Tupinambá, M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Duarte, B.P. 1998. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. *Abstracts. International Conference on Precambrian and Craton Tectonics/14th International Conference on Basement Tectonics*, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil, Extended Abstracts, pp. 15-17.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Almeida, J.C.H. 1999. An evolutionary tectonic model for the central segment of the Ribeira Belt: from the Transamazonian collage to Gondwana amalgamation. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis (BA) Rio de Janeiro, *Anais...* 58-61.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.U.; Valeriano, C.M.; Milani, E.J.; Almeida, J.; Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: The roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W.U.Mohriak & M.Talwani (Eds), *Atlantic Rifts and continental margins – Geophysical Monograph 115*. American Geophysical Union. p. 1-32.
- Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt SE Brazil. *Precambrian Research*, 125, 87-112.
- Junho, M. C. B. 1992. Granitóides brasileiros na região central do estado do Rio de Janeiro. In: congresso brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG., p.398-400

- Ludwig, K. R. 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Spec Publ No. 4, 70 pp.
- Machado, N., Valladares, C. S., Heilbron, M., Valeriano, C. M., 1996. U – Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79, 347–361.
- Martins C.R., Borghi G., Morro dos Gatos, foco de rochas alcalinas. Silva Jardim – RJ. Rio de Janeiro, *Mineração Metalurgia*. 46 (439): 18 – 20, mês. 1982.
- Mendes, J.C., Penha, H.M. and Ludka, I.P., 2003. Geological features of the Itacoatiara Granite, southeast Rio de Janeiro State, Brazil. In: SBG, Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, IX, Búzios, Boletim de Resumos: 222-224.
- Mendes, J.C., Schmitt, R. S., Penha, H., Ludka, I.P., Dantas, E.L. 2006a. Calc-Alkaline magmatism in a Low Pressure High Temperature Neoproterozoic Terrane, se Brazil:. In: *V South American Symposium on Isotope geology, 2006, Punta del Este, Uruguay*. Expanded Abstracts of the V SSAGI, 2006, 1, 123-125.
- Mendes, J. C., Ávila, C. A., Pereira, R. M., Heilbron, M., Moura, C. A. V., 2006b.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  - ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. *Gondwana Research* 9, 326–336.
- Mendes, J.C., Teixeira, P.D., Matos, G.C., Ludka, I.P., Medeiros, F.F.F., Ávila, C.A. 2007. Geoquímica e geogronologia do granitóide Barra Alegre, faixa móvel Ribeira, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1): 101-113.
- Menhert, W. D. 1968. Migmatites and origin of Granitic Rocks. Amsterdam: Elviesier.
- Pearce J.A., Harris M.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25:956-983.
- Penha, H. M., Ferrari, A. L., Ribeiro, A., Amador, E. S., Paciullo, F. V. P., Junho, M. C. B. & Brenner. T. L. 1980. A geologia da folha Petrópolis. In:

- congresso brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, 1980, *Anais...* Camboriú, SBG, v.5: 2965-2974.
- Pires R.M., Valença J.G., Ribeiro A. 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54 (3): 563-574.
- Porto Junior, R. 1993. Petrologia das rochas graníticas das Serras da Pedra Branca e Misericórdia, município do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFRJ. 222p.
- Pronageo. 2009. Mapa geológico da folha Cabo Frio 1:100.000. Mapa e relatório. Coord. Renata Schmitt. CPRM-UERJ (inédito).
- Reis, A.P. & Mansur, K.L. 1995. *Sinopse geológica do Estado do Rio de Janeiro – Mapa Geológico 1:400.000*. DRM (RJ). Niterói (RJ). Texto e Mapa. 90 p.
- Ribeiro, R. 2006. Estudo geológico e geoquímico preliminar do granito Silva Jardim, Rio de Janeiro. Departamento de Geologia, UFRJ. *Monografia de graduação*. 45p.
- Schmitt, R.S. 2001. A orogenia Búzios – caracterização de um evento tectono-metamórfico no Domínio Tectônico Cabo Frio – sudeste da Faixa Ribeira. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UFRJ. *Tese de Doutorado*. 271 p.
- Schmitt, R.S., Pimentel, M.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, IV SSAGI, Salvador, Short Papers Volume, 1: 294-297.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt - SE Brazil. *Precambrian Research*, 133, 29-61.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A.J., Medeiros, S.R., Dantas, E. L. 2008a. Age and geotectonic setting of a Late-Neoproterozoic amphibolite and paragneiss

- association from southeastern Brazil based on geochemistry and Sm-Nd data. *Gondwana Research*, 13(4), 502-515.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Passchier, C.W. 2008b. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications, 294: 279-296.
- Silva, L.C., Santos, R.A., Delgado, I.M., Cunha, H.C.S. 2000. Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro, escala 1:500.000. CPRM, MME. Rio de Janeiro.
- Stanton, N. 2009. Caracterização crustal da margem sudeste brasileira através de magnetometria e suas implicações tectônicas. Tese de Doutorado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 129pp.
- Streckeisen, A. L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*. 1976, H. 1, 1-15.
- Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M. & Andreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. Eds: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D.A. p. 287-310.
- Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro. Tese de doutoramento – IG-USP. 221 p.
- Tupinambá M., Teixeira, W., Heilbron, M., Basei, M. 1998. The Pan-African/Brasiliano Arc-Related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New Geochronological and Litogeochemical Data. *14<sup>th</sup> International Conference on Basement Tectonics Abstracts*, 1:12-14.
- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio

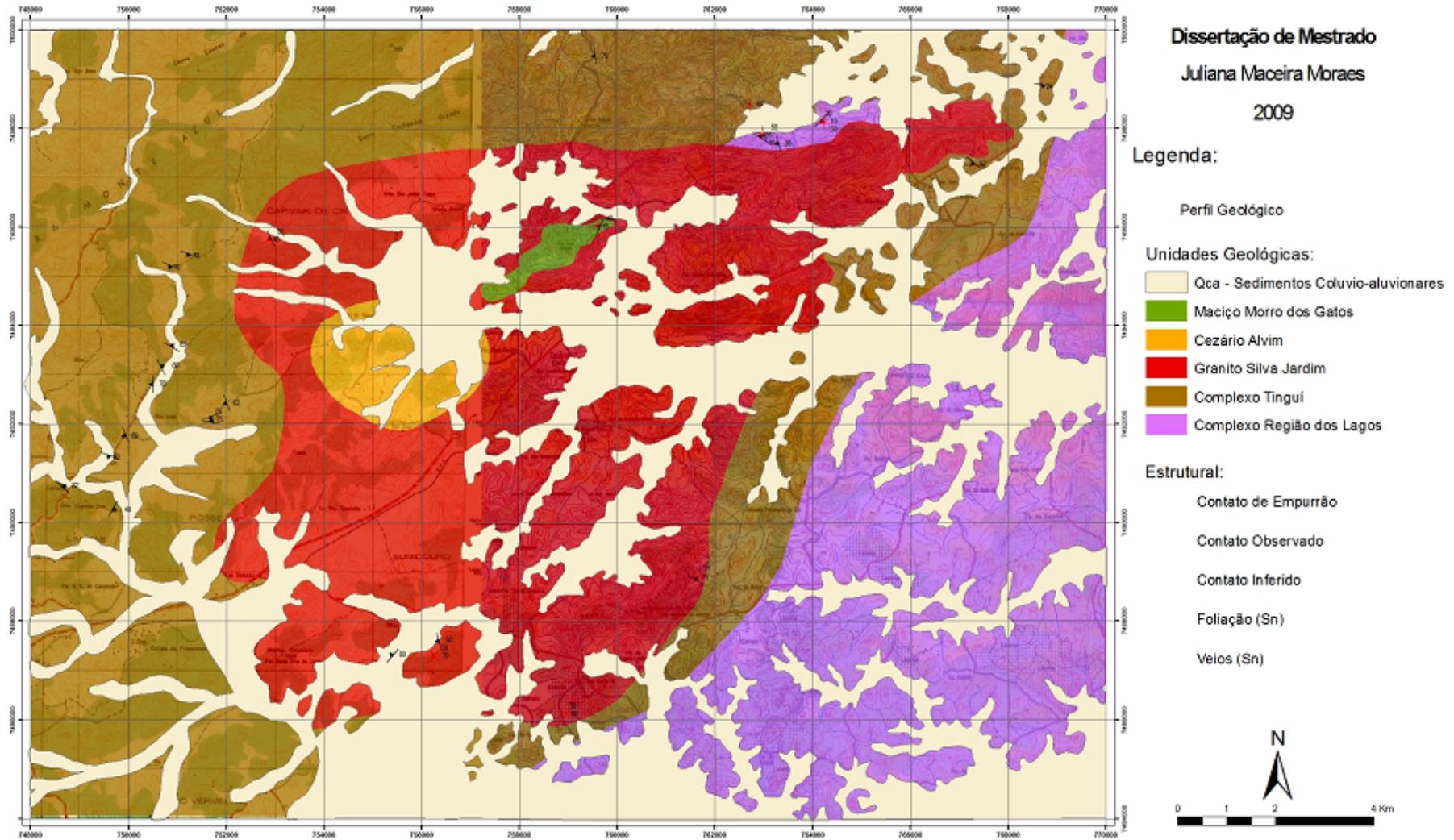
Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 7-11.

Valladares, C.S., Machado, N., Heilbron, M., Duarte, B.P., Gauthier, G., 2008. Sedimentary provenance in the Central Ribeira Belt based on laser-ablation ICPMS  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon ages. *Gondwana Research*, 13(4), 516-526.

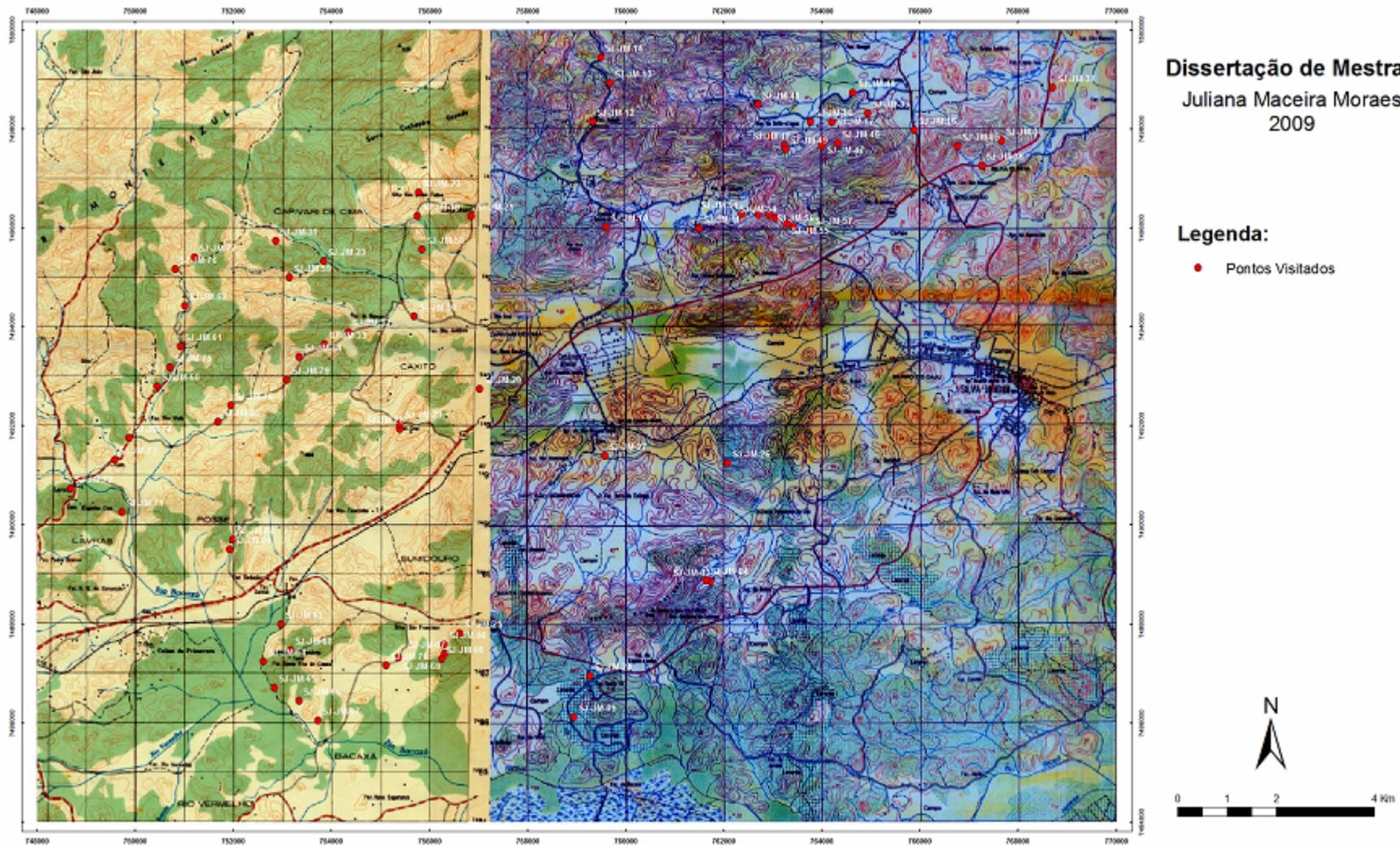
Wernick, E. 2004. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, São Paulo. 655 p.

# **8. ANEXOS**

## 8.1. Mapa Geológico



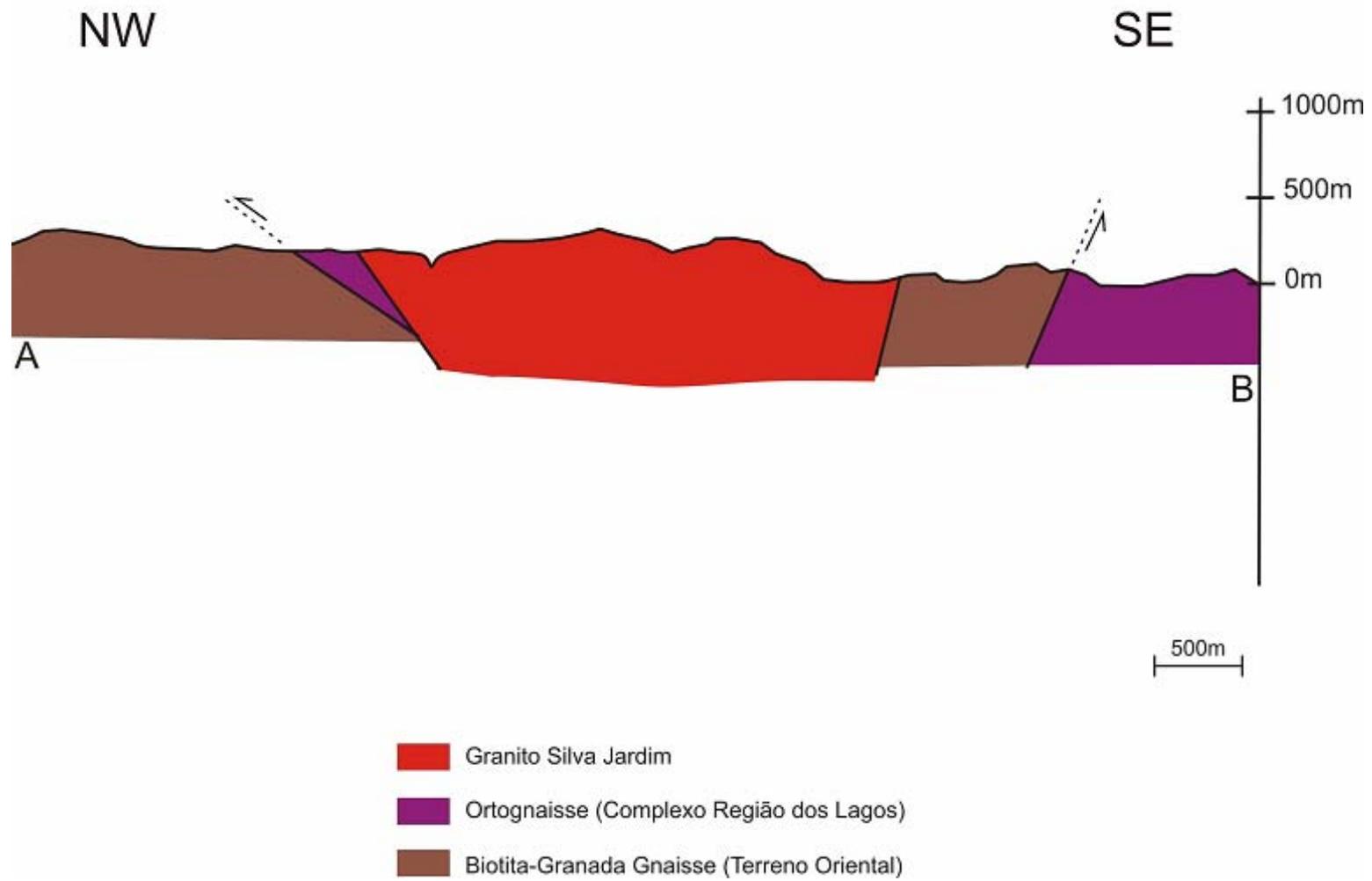
## 8.2. Mapa de Pontos



Dissertação de Mestrado  
Juliana Maceira Moraes  
2009

Legenda:  
● Pontos Visitados

### 8.3. Perfil Geológico



## 8.4. Tabela de Pontos

Ponto	lat	long	foto	litotipo	amostra	lâmina	estrurura	tipo	medida
SJ-JM-01	7489500	751928	sim	Granito porfirítico	sim	não			
SJ-JM-02	7489701	751998	sim	Granito porfirítico	sim	sim	Sn	strike Orientação dos pórfiros	320-140
				Granito fino com pórfiros	sim	sim			
				Aplito	sim	não			
SJ-JM-03	7488863	761736	sim	Granito porfirítico	sim	sim	Sn	strike Orientação dos pórfiros	30-210
							Sn	strike Faixa protomilonítica?	350-170
SJ-JM-04	7488878	761642	sim	Granito porfirítico	sim	sim	Sn	Orientação dos pórfiros	300/77
				Aplito	não	não	Vn	Veio de aplito	075/71
SJ-JM-05	7497660	766772	sim	Granito porfirítico	sim	sim			
				Granito fino com pórfiros	sim	sim			
SJ-JM-06	7487591	756300	sim	Granito porfirítico	sim	sim	Sn	Orientação dos pórfiros	164/50
							Sn	Orientação dos pórfiros	168/82
SJ-JM-07	7487402	756311	sim	Granito porfirítico	sim	sim			
				Granito porfirítico	sim	sim	Sn	strike Orientação dos pórfiros	085-265
				Aplito	sim	não	V <sub>n+1</sub>	Veio de aplito	176/43
							V <sub>n+1</sub>	Veio de aplito	161/45
							V <sub>n+1</sub>	Veio de aplito	140/30
							V <sub>n+1</sub>	Veio de aplito	140/33
							V <sub>n+1</sub>	Veio de aplito	145/23
V <sub>n</sub>	Veio de aplito	210/70							
SJ-JM-09	7486123	758947	sim	Granito porfirítico	não	não	Sn	strike Orientação dos pórfiros	072-252
				Aplito	não	não	V <sub>n</sub>	Veio de aplito	102/30
							V <sub>n</sub>	Veio de aplito	090/45
							V <sub>n</sub>	Veio de aplito	140--320
							V <sub>n+1</sub>	Veio de aplito	118/60
SJ-JM-10	7496000	7595900	sim	Granito porfirítico	sim	sim	Sn	Orientação dos pórfiros	205/43
				Granito porfirítico	sim	sim	Sn	Orientação dos pórfiros	206/65
				Aplito	sim	não	V <sub>n</sub>	Veio de aplito	070/45

				Granito fino com pórfiros	sim	sim			
				Rocha Alcalina	sim	sim			
SJ-JM-11	7495980	761500	sim	Granito porfirítico	sim	sim			
SJ-JM-12	7496010	759590	não	Biotita-Granada Gnaiss	sim	sim		blocos	
				Aplito	não	não			
SJ-JM-13	7498923	759686	sim	Leucognaisse com Granada	sim	sim			
SJ-JM-14	7499450	759490	não	Leucognaisse com Granada	não	não	Sn	Orientação dos pórfiros	171/75
SJ-JM-15			não	Leucognaisse com Granada	não	não			
SJ-JM-16	7497977	765887	sim	Granito porfirítico	não	não	Ln	Orientação dos pórfiros	074/19
				Granito fino com pórfiros	sim	sim			
				Aplito	sim	sim			
SJ-JM-17	7498126	764203	sim	Ortognaiss	sim	sim	Sn	Foliação protomilonítica	046/50
							Sn	Foliação protomilonítica	037/67
							Sn	Foliação protomilonítica	060/71
				Granito fino com pórfiros	sim	não	Vn	Veio	251/26
							Vn	Veio	270/30
							Vn	Veio	189/10
							Vn	Veio	240/20
							Vn	Veio	265/20
							Aplito	não	não
				V <sub>n</sub>	Veio de aplito	184/55			
V <sub>n</sub>	Veio de aplito	134/65							
SJ-JM-18	7498151	763770	sim	Biotita-Granada Gnaiss	sim	não			
SJ-JM-19	7496236	755757	não	Granito porfirítico	sim	sim			
SJ-JM-20	7492745	757027	não	Leucogranito	não	não			
SJ-JM-21	7496236	756858	não	Leucogranito	sim	sim			
SJ-JM-22	7496721	755779	sim	Granito fino com pórfiros	sim	sim	Sn	strike Orientação dos pórfiros	20-200
							Sn	strike Orientação dos pórfiros	30-210
SJ-JM-23	7495329	753844	sim	Leucogranito	não	não			
SJ-JM-24	7486950	759270	não	Granito porfirítico	não	não			
SJ-JM-25	7487817	756620	não	Granito porfirítico	sim	não	Sn	strike Orientação dos pórfiros	135-315
			não	Rocha máfica - diorito	sim	sim			
			não	Aplito	sim	sim			

SJ-JM-26	7491251	762082	não	Granito porfirítico	não	não			
SJ-JM-27	7491403	759572	não	Granito porfirítico	não	não			
SJ-JM-28	7491940	755403	não	Leucogranito	sim	sim			
SJ-JM-29	7492040	755402	não	Leucogranito	não	não			
SJ-JM-30	7494211	755694	não	Rocha Alcalina	sim	não			
SJ-JM-31	7495740	752870	não	Granito porfirítico	sim	sim	Sn	Orientação dos pórfiros	155/81
			não	Pegmatito	não	não	Vn	veio de pegmatito	258/48
SJ-JM-32	7493901	754352	não	Leucogranito	não	não			
SJ-JM-33	7493646	753857	não	Leucogranito	não	não			
SJ-JM-34	7493391	753351	não	Granito porfirítico	não	não			
SJ-JM-35	7492089	751690	não	Biotita-Granada Gnaiss	sim	sim	Sn	Foliação	280/75
							Sn	Foliação	70/75
							Sn	Zona milonítica	100/55
SJ-JM-36	7497264	767258	não	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Foliação	130/52
SJ-JM-37	7498834	768710	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Foliação	92/24
			sim						
SJ-JM-38	7497767	767658	não	Granito porfirítico	não	não	Sn		
SJ-JM-39	7498323	764933	sim	Ortognaisse	sim	sim			
SJ-JM-40	7498729	764636	não	Biotita-Granada Gnaiss	não	não			
SJ-JM-41	7498484	762699	sim	Biotita-Granada Gnaiss	sim	sim			
				Aplito	sim	sim	Vn	Dique de Aplito	180/60
SJ-JM-42	7497852	762957	sim	Ortognaisse	sim	sim	Sn	Bandamento Gnaissico	300/40
									162/58
				Aplito	não	não	Vn	Dique de Aplito	9755
SJ-JM-43	7503481	767148		Biotita-Granada Gnaiss	não	não			
SJ-JM-44	7504239	763889	não	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	144/41
									162/48
SJ-JM-45	7497762	764047	não	Ortognaisse	não	não		Blocos	
SJ-JM-46	7497710	764320	não	Granito porfirítico	não	não		Blocos	
SJ-JM-47	7497650	764007	não	Granito porfirítico	não	não		Blocos	
SJ-JM-48	7497674	763236	não	Ortognaisse	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	165/30
SJ-JM-49	7497593	763267	não	Ortognaisse	não	não		Blocos	

SJ-JM-50			não		não	não			
SJ-JM-51	7496284	762363	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-52	7496269	762716	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-53	7496264	762924	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-54	7496196	763059	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-55	7496079	763289	sim	Granito porfiritico	sim	não		Blocos	
SJ-JM-56	7496018	763430	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-57	7495960	763762	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
				Rocha máfica - diorito	não	não			
SJ-JM-58	7495562	755852	não	Granito fino com pórfiros	não	não			
SJ-JM-59	7494992	753144	não	Leucogranito	não	não			
SJ-JM-60	7492805	750455	não	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	180/78
SJ-JM-61	7493602	750920	sim	Biotita-Granada Gnaiss	sim	não		Bandamento Gnaissico	300/63
SJ-JM-62	7494422	751017	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não		Blocos	
SJ-JM-63	7487995	752971	sim	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-64	7487239	752625	não	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-65	7486713	752837	não	Granito porfiritico	não	não			
SJ-JM-66	7486450	753344	não	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-67	7486049	753729	sim	Granito porfiritico	não	não			
SJ-JM-68	7487471	753169	não	Granito porfiritico	não	não			
SJ-JM-69	7487320	755373	não	Granito porfiritico	não	não	Sn	Orientação dos pórfiros	220/80
SJ-JM-70	7487169	755116	não	Granito porfiritico	não	não		Blocos	
SJ-JM-71	7490258	749734	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	030/48
SJ-JM-72	7490741	748685	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	312/82
SJ-JM-73	7491321	749586	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	108/62
SJ-JM-74	7491751	749884	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	158/89
SJ-JM-75	7493184	750711	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	332/88
							Ln	Lineação de estiramento	218/38
SJ-JM-76	7495166	750814	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	112/75
									112/61
SJ-JM-77	7495405	751215	sim	Biotita-Granada Gnaiss	sim	não	Sn	Bandamento Gnaissico	108/78
SJ-JM-78	7492415	751954	sim	Biotita-Granada Gnaiss	não	não	Sn	Bandamento Gnaissico	160/62
SJ-JM-79	7492939	753098	sim	Biotita-Granada Gnaiss	sim	não		Blocos	

### 8.5. Tabela de contagem modal

	Constituintes Mineralógicos em %							Total (%)	Recalculo para 100%		
	Quartzo	Microclina	Plagioclásio	Biotita	Apatita	Titanita	Opacos		Q (%)	A (%)	P (%)
SJ-JM-03	30	58	5	7	Σ<1		100	32,26	62,36	5,3	
SJ-JM-05B2	45	42	3	10	Σ<1		100	50	46,66	3,33	
SJ-JM-05C	20	67	3	10	Σ<1		100	22,22	74,44	3,33	
SJ-JM-19	50	38	2	10	Σ<1		100	55,55	42,22	2,22	
SJ-JM-22C	32	50	15	3	Σ<1		100	32,99	51,55	15,46	
SJ-JM-22D	25	65	2	8	Σ<1		100	27,17	70,75	2,17	
SJ-JM-22E	25	62	3	10	Σ<1		100	27,77	68,88	3,33	
SJ-JM-31A	46	50	2	2	Σ<1		100	46,94	51,02	2,04	
SJ-JM-04	34	40	15	10	<1	Σ=1	99	38,2	44,94	16,85	
SJ-JM-05A	35	45	10	10	Σ<1		100	38,88	50	11,11	
SJ-JM-05B1	40	35	18	7	Σ<1		100	43,01	37,63	19,36	
SJ-JM-12A	30	53	10	7	Σ<1		100	32,26	56,99	10,75	
SJ-JM-22	20	67	8	5	Σ<1		100	21,05	70,53	8,42	
SJ-JM-39	35	50	10	5	Σ<1		100	36,84	52,63	10,53	
SJ-12	30	20	35	15	Σ<1		100	35,29	23,53	41,17	
SJ-JM-06	20	30	40	10	Σ<1		100	22,22	33,33	44,44	
SJ-JM-07	20	40	35	5	Σ<1		100	21,05	42,1	36,84	
SJ-JM-11	30	25	30	15	Σ<1		100	35,29	29,41	35,29	
SJ-JM-02A	5	70	15	10	Σ<1		100	5,55	77,77	16,66	
SJ-JM-10B	15	45	24	15	<1	1	<1	100	17,86	53,57	28,57

2 - Álcali-granito  
 3a - Granito  
 3b - Monzogranito  
 7\* - Quartzo-sienito

