



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

**Geologia da Serra do Tingui e arredores, Saquarema,  
Rio de Janeiro.**

Trabalho de Final de Curso  
(IGL-U08)

**Davi Bortolotti Batista**

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Renata da Silva Schmitt  
Coorientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Rio de Janeiro  
Novembro/2012



## **Geologia da Serra do Tingui e arredores, Saquarema, RJ.**

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

Orientadora: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Renata Schmitt  
Coorientador: Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Rio de Janeiro  
Novembro/2012

BATISTA, Davi Bortolotti

Geologia da Serra do Tingui e arredores, Saquarema,  
RJ / Davi Bortolotti Batista – Rio de Janeiro: UFRJ /IGEO,  
2012.

XIII, 55 p.: il.; 30cm

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

Orientadores: Renata da Silva Schmitt; Julio Cezar  
Mendes.

1. Unidade Tingui. 2. Mapeamento Geológico.  
3. Petrografia. 4. Faixa Ribeira. – Trabalho de Conclusão de  
Curso. I. Renata da Silva Schmitt; Julio Cezar Mendes, II.  
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de  
Geociências, Departamento de Geologia III. Geologia da Serra  
do Tingui e arredores, Saquarema, Rio de Janeiro.

**Davi Bortolotti Batista**

**GEOLOGIA DA SERRA DO TINGUI E ARREDORES,  
SAQUAREMA, Rio de Janeiro.**

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

Orientadores:

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Renata Schmitt  
Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

Aprovada em \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de 2012.

Por:

---

Orientadora: Dr<sup>a</sup>. Renata Schmitt

---

Coorientador: Dr. Julio Cezar Mendes

---

Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

---

Dr<sup>a</sup> Silvia Regina de Medeiros

UFRJ  
Rio de Janeiro  
Novembro de 2012

## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores, os professores Renata Schmitt e Julio Mendes, pela ajuda e atenção, além dos acompanhamentos em trabalho de campo.

Agradeço aos professores e colegas do departamento de Geologia da UFRJ, essenciais em minha formação acadêmica e humana.

Agradeço aos meus amigos, Guilherme, Pedro, André e Raisa, além dos motoristas do Instituto de Geociências: Wanderley, Sidney e Eduardo, pelo auxílio desmedido nos trabalhos de campo que deram origem a esta monografia e pela companhia que tornou os mesmos muito mais agradáveis.

Agradeço a todos os meus colegas de turma, cada qual adicionando algo único à minha vivência durante os últimos cinco anos, e aos meus amigos de fora da Universidade, que sempre me apoiaram.

Agradeço especialmente a meu grande amigo, Fernando Duarte, pelo companheirismo durante todo o período de graduação, pelas histórias compartilhadas, pela paciência e pela enorme amizade cativada, a qual espero que dure até o fim de minha vida.

Este trabalho é dedicado aos meus pais Luiz Antônio e Valéria, cujo apoio foi imprescindível durante todas minhas escolhas, e aos meus irmãos mais velhos, Caio e Breno. Obrigado por tudo, e se acaso terei o sucesso em meu futuro, devo a vocês.

## RESUMO

O presente estudo caracteriza as unidades litológicas Neoproterozóicas a Eopaleozóicas aflorantes na região de Saquarema, Rio de Janeiro, além da investigação detalhada da petrografia dos ortognaisses relacionados à Unidade Tingui na região.

A área de mapeamento fica nas imediações do município de Saquarema, com acesso pela rodovia RJ-106 (Amaral Peixoto). Seu contexto geológico compreende a evolução da Faixa Móvel Ribeira, mais especificamente em seu segmento central consolidada entre o Neoproterozóico até o Paleozóico Inferior. A área também compreende o suposto contato entre o Domínio Costeiro e o Terreno Cabo Frio.

Foram mapeadas 5 unidades litoestratigráficas, individualizadas por composição mineralógica, textura, granulação e protólito.

As rochas metassedimentares pré-orogênicas são representadas **por (granada) sillimanita biotita gnaisses** com lentes de rocha calcissilicáticas (correspondente à Unidade Palmital de Ferrari *et al.*, 1982). Como rochas orto-derivadas sin a tardi-tectônicas, ocorrem: **ortognaisses porfiríticos**, com fenocristais de feldspato de até 6 cm., localmente contendo granada (Ortognaisse Maricá); e **(hornblenda) biotita gnaisses**, com aglomerados de biotita marcando a foliação (Unidade Tingui). Como rochas pós a tardi-tectônicas, ocorrem diques de **metatonalitos** (também pertencentes a Unidade Tingui na literatura) e **granitos leucocráticos equigranulares** (Unidade Caju).

A unidade **(hornblenda) biotita gnaisse**, foco principal deste trabalho, aflora na maior parte da área, nas partes central e oeste. A sul, faz contato tectônico com **(granada) sillimanita gnaisses**. Na parte central, seu contato com a unidade **ortognaisse porfirítico** não é observado em afloramento, sendo inferido no mapa geológico (Anexo II).

O índice de cor das rochas desta unidade varia de 30% a 40%. Possui composição modal variando de monzogranítica a granodiorítica. A mineralogia essencial é composta por biotita, plagioclásio, feldspato potássico (geralmente microclina) e quartzo, além de ocasionalmente hornblenda. Como minerais acessórios, ocorrem titanita, apatita, allanita, zircão e opacos. A alta percentagem de titanita (em

algumas amostras alcançando 5% da composição modal) e de cristais aciculares de apatita (1-2%) são características específicas desta unidade.

Todas as unidades possuem registro de alto grau metamórfico com uma foliação tectônica de alto a médio mergulho, marcada principalmente pela orientação da biotita e fenocristais de feldspato, relacionada a uma fase de deformação principal denominada  $D_n$ . Anterior a esta fase, ocorre uma outra ( $D_{n-1}$ ) que só é observada nas rochas da unidade (granada) sillimanita biotita gnaiss. A foliação  $S_n$  foi posteriormente reorientada em dobras abertas a apertadas em um evento posterior  $D_{n+1}$  com flancos mergulhando NW e SE e com eixo mergulhando para SW. Uma fase de deformação posterior,  $D_{n+2}$ , de natureza dúctil-rúptil, gerou zonas de cisalhamento dextrais paralelas ao contato tectônico entre o Terreno Oriental e o Domínio Tectônico Cabo Frio.

O metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito médio a alto, durante as fases deformacionais dúcteis  $D_{n-1}$  e  $D_n$ , caracterizado sobretudo pelas paragêneses metamórficas da unidade metassedimentar e pela fusão parcial presente nas rochas.

## SUMÁRIO

	Pg.
AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VI
SUMÁRIO	VIII
ÍNDICE DE TABELAS	X
ÍNDICE DE FIGURAS	XI
1.INTRODUÇÃO	1
2.OBJETIVO	2
3.METODOLOGIA	3
3.1.ETAPA DE CAMPO	3
3.2.ETAPA DE LABORATÓRIO	3
3.3.ETAPA DE ESCRITÓRIO	4
4.LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	6
5.GEOLOGIA REGIONAL	8
6.GEOLOGIA LOCAL	15
6.1.GEOMORFOLOGIA	17
6.2.DESCRICÃO DAS UNIDADES NA LITERATURA	18
6.2.1. UNIDADE PALMITAL	18
6.2.2. UNIDADE MARICÁ	18
6.3.3. UNIDADE TINGUI	19
6.3.4. GRANITO CAJU	20
7.UNIDADES DE MAPEAMENTO	21
7.1.(GRANADA)-SILLIMANITA-BIOTITA GNAISSE	21
7.2.ORTOGNAISSE PORFIRÍTICO	24
7.3.(HORNBLENDA) BIOTITA GNAISSE	27
7.4.METATONALITO FINO	29
	VIII

7.5.GRANITO LEUCOCRÁTICO EQUIGRANULAR	32
8.8.PETROGRAFIA DA UNIDADE (HORNBLENDA) BIOTITA GNAISSE	34
9.GEOLOGIA ESTRUTURAL	42
9.1.FASE $D_{n-1}$	42
9.2.FASE $D_n$	43
9.3.FASE $D_{n+1}$	45
9.4.FASE $D_{n+2}$	46
10.METAMORFISMO	46
11.DISSCUSSÕES	49
12.CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	50
14.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52
13.ANEXOS	55
ANEXO I – TABELA DE PONTOS	
ANEXO II – MAPA GEOLÓGICO	
ANEXO III – SEÇÃO GEOLÓGICA	

## ÍNDICE DE TABELAS

	Pg.
<b>TABELA 01</b> - Classificação IUGS de tamanho de grão	4
<b>TABELA 02</b> - Ordem de cristalização primária proposta para a Unidade (hornblenda) biotita gnaiss	40
<b>TABELA 03</b> - Composição modal em porcentagem dos minerais em cada lâmina petrográfica.	40

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pg.
<b>Figura 4.1:</b> Localização da Folha Saquarema 1:50000 em relação às folhas justapostas e ao estado do Rio de Janeiro.	6
<b>Figura 4.2:</b> Principais vias de acesso à área	7
<b>Figura 5.1:</b> Província Mantiqueira e suas subdivisões, além das faixas móveis que a compõem.	8
<b>Figura 5.2:</b> Seção da Faixa Ribeira.	9
<b>Figura 5.3:</b> Mapa tectônico do sudeste brasileiro.	10
<b>Figura 5.4:</b> Mapa Geológico do Domínio Tectônico de Cabo Frio e parte do Terreno Oriental.	12
<b>Figura 5.5:</b> Evolução tectônica da Faixa Ribeira.	14
<b>Figura 6.1:</b> Mapa geológico da folha Itaboraí 1:100.000 de Ferrari (1982)	16
<b>Figura 6.2:</b> Composição de relevo da área de estudo	17
<b>Figura 6.3:</b> Fotografia da face norte da Serra Redonda	17
<b>Figura 6.4:</b> Fotografia do Ortognaisse Maricá em porção com maior quantidade de fenocristais.	19
<b>Figura 7.1:</b> Afloramento saprolitizado de (granada) sillimanita biotita gnaiss.	21
<b>Figura 7.2:</b> Bloco de (granada) sillimanita biotita gnaiss alterado, onde se pode observar as bandas máficas onde se concentra biotita e sillimanita.	22
<b>Figura 7.3:</b> Fotografia de (granada) sillimanita biotita gnaiss, mostrando bandamento gnáissico do tipo estromático.	22
<b>Figura 7.4:</b> Fotomicrografia de amostra de (granada) sillimanita biotita gnaiss.	23
<b>Figura 7.5:</b> Fotografia de afloramento do ortognaisse porfirítico, com pórfiros de microclina de mais de 5 cm.	24
<b>Figura 7.6:</b> Fotografia de detalhe da rocha, mostrando fenocristal de feldspato de alguns centímetros.	25
<b>Figura 7.7:</b> Afloramento de ortognaisse porfirítico intrudido por dique de granito leucocrático.	25
<b>Figura 7.8:</b> Fotomicrografia de amostra de Ortognaisse Porfirítico.	26
<b>Figura 7.9:</b> Fotomicrografia de fenocristal de microclina exibindo geminação <i>tartan</i> .	26
<b>Figura 7.10:</b> Afloramento típico de (hornblenda) biotita gnaiss do tipo lajedado.	27
<b>Figura 7.11:</b> Detalhe megascópico de (hornblenda) biotita gnaiss.	28

<b>Figura 7.12:</b> Lente de rocha calciossilicática em afloramento do (hornblenda) biotita gnaisse.	<b>28</b>
<b>Figura 7.13:</b> Fotomicrografia de amostra de metatonalito fino, exibindo os aglomerados máficos característicos da rocha, aqui compostos por biotita cloritizada, hornblenda e allanita.	<b>29</b>
<b>Figura 7.14:</b> Feição indicativa de imiscibilidade de líquidos observada na Unidade Metatonalito Fino.	<b>30</b>
<b>Figura 7.15:</b> Afloramento de dique de metatonalito e o croquis confeccionado do mesmo.	<b>31</b>
<b>Figura 7.16:</b> Aspecto megascópico do granito leucocrático equigranular, com cristais de magnetita.	<b>32</b>
<b>Figura 7.17:</b> Granito leucocrático equigranular envolvendo enclave de rocha intermediária.	<b>32</b>
<b>Figura 7.18:</b> Afloramento de granito leucocrático equigranular em encosta.	<b>33</b>
<b>Figura 8.1:</b> Fotomicrografia da rocha, exibindo textura granoblástica.	<b>34</b>
<b>Figura 8.2:</b> Fotomicrografias de cristais de quartzo com extinção ondulante e textura granoblástica.	<b>35</b>
<b>Figura 8.3:</b> Fotomicrografia de cristal de microclina, exibindo geminação do tipo Tartan.	<b>35</b>
<b>Figura 8.4:</b> Fotomicrografia de cristais tabulares de biotita parcialmente alterados para clorita secundária.	<b>36</b>
<b>Figura 8.5:</b> Fotomicrografia de cristais de biotita inclusos em plagioclásio, que exhibe típica geminação polissintética.	<b>36</b>
<b>Figura 8.6:</b> Fotomicrografia mostrando cristal de hornblenda, exibindo típica clivagem 60°/120°.	<b>37</b>
<b>Figura 8.7:</b> A) Fotomicrografia de cristal de titanita com inclusões de zircão e o opacos. B) Fotomicrografia de cristal de opaco sendo bordejado por titanita.	<b>38</b>
<b>Figura 8.8:</b> Fotomicrografia de cristal de allanita incluso em biotita, exibindo halo metamictico.	<b>38</b>
<b>Figura 8.9:</b> Fotomicrografia exibindo grande número de cristais aciculares de apatita de diferentes tamanhos inclusos em cristal de quartzo.	<b>39</b>
<b>Figura 8.10:</b> Fotomicrografia de cristal de zircão.	<b>39</b>

<b>Figura 8.11:</b> Diagrama QAP de Streckeisen (1976) indicando composição sienogranítica a granodiorítica.	41
<b>Figura 9.1:</b> Dobras intrafoliais em leucossomas da Unidade (granada) sillimanita biotita gnaïsse	42
<b>Figura 9.2:</b> Estereograma de densidade, a partir dos pólos de foliação Sn.	43
<b>Figura 9.3:</b> Fotografia exibindo lineação de estiramento em veios pegmatíticos. Ponto fora do mapa.	44
<b>Figura 9.4:</b> Afloramento de (granada) sillimanita gnaïsse com <i>boudins</i> quartzo-feldspáticos associados a granada.	44
<b>Figura 9.5:</b> Dobra na foliação na Unidade (granada) sillimanita biotita gnaïsse.	45
<b>Figura 9.6:</b> Zona de cisalhamento preenchida por veio quartzo-feldspático.	45
<b>Figura 10.1:</b> Fusão <i>in situ</i> observada na unidade Ortognaïsse Porfiritico em uma pedreira.	46
<b>Figura 10.2:</b> Campo PxT de estabilidade aproximado dos sillimanita gnaïsses.	47

## 1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho apresenta o estudo da geologia e petrografia da unidade litológica (**hornblenda**) **biotita gnaiss**, de idade neoproterozóica, correlacionável à Unidade Tingui de Ferrari *et al.* (1982), além de litotipos associados na Serra do Tingui e seus arredores, localizada nos municípios de Saquarema e Maricá, litoral sul do estado do Rio de Janeiro. O desenvolvimento desta pesquisa é parte do convênio entre o Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro (DRM-RJ) e o Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), projeto PRONAGEO (CPRM) da carta Itaboraí (1: 100.000).

Tectonicamente, a área estudada situa-se no segmento central da Faixa Móvel Ribeira, que corresponde a um cinturão orogênico, paralelo ao litoral leste do Brasil, tendo seu período de atividade iniciado no Neoproterozoico e terminado no Paleozoico Inferior, durante os eventos termo-tectônicos do Brasiliano (Heilbron *et al.*, 2004).

A região em questão encontra-se próxima ao contato do Terreno Oriental (Domínio Costeiro) com o Domínio Tectônico do Cabo Frio, onde afloram ortognaisses Paleoproterozoicos com intercalações anfíbolíticas (Unidade Região dos Lagos), rochas metassedimentares de idade Neoproterozoica (Unidade Palmital), gnaisses e corpos de granitóides sin a tardi-tectônicos (Unidades Maricá, Tinguí e o Granito Caju). O detalhamento geológico da unidade de mapeamento (hornblenda) biotita gnaiss, interpretada como corresponde a Unidade Tingui, é muito importante do ponto de vista tectônico, uma vez que sua origem e colocação podem estar relacionadas tanto ao desenvolvimento do Terreno Oriental da Faixa Móvel Ribeira quanto à evolução do Domínio Tectônico do Cabo Frio, justificando assim o seu conhecimento mais aprofundado.

## 2. OBJETIVO

A presente monografia tem como principal objetivo a caracterização da geologia da Serra do Tingui e sua região de entorno através do mapeamento geológico em escala de semi-detalle de uma área a norte do distrito Jaconé, dos municípios de Saquarema e Maricá; além da petrografia do (hornblenda) biotita gnaisse, predominante na região em questão.

Para que tal objetivo fosse atingido, as seguintes metas foram cumpridas:

- mapeamento geológico na escala de 1: 25.000;
- estudo mineralógico e textural através de descrição petrográfica de lâminas delgadas das amostras coletadas.
- análise estrutural e da evolução metamórfica na área estudada.

### **3. METODOLOGIA**

O desenvolvimento deste trabalho foi dividido em três etapas: etapa de campo, de laboratório e de escritório.

#### **3.1. Etapa de campo**

A etapa de campo consistiu no mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 150 km<sup>2</sup>. Foram utilizadas cartas topográficas do IBGE, na escala 1:25.000 (dentro das folhas 1:50.000 Maricá e Saquarema) da região adjacente à Maricá.

Para o levantamento das coordenadas geográficas dos pontos de interesse geológico foi utilizado um receptor GPS da marca Garmin (modelo 12XL), configurado para o *datum* WGS 84.

Os procedimentos de campo obedeceram à seguinte sequência: (i) localização e plotagem do ponto na carta topográfica de referência; (ii) descrição do ponto de interesse geológico, incluindo a descrição da litologia observada e medição de estruturas (com bússola geológica Modelo Brunton ProEclipse, declinada a 21° Oeste); (iii) confecção de croquis e obtenção de fotografias relevantes para o estudo; (iv) coleta de amostras adequadas e representativas para confecção de lâminas delgadas.

#### **3.2. Etapa de Laboratório**

Foram confeccionadas 20 lâminas petrográficas de amostras coletadas de todas as unidades mapeadas. Tais lâminas foram descritas em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida (da marca *Zeiss*, modelo *Axioplan*) do Laboratório de Fluorescência de Raios-X, no Departamento de Geologia da UFRJ. Tais lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ.

As rochas foram descritas levando em conta sua mineralogia, textura, granulação, forma dos grãos e composição modal. A composição modal das amostras foi definida a partir da contagem de 800 pontos por lâmina. A granulação foi classificada usando os limites propostos da classificação IUGS, conforme a Tabela 1.

GRANULAÇÃO	MILÍMETROS
Muito Grossa	>16
Grossa	4 a 16
Média	1 a 4
Fina	0,1 a 1,0
Muito Fina	<0,1

Tabela 01: Classificação IUGS de tamanho de grão

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

O grau de desenvolvimento das faces cristalinas seguiu a seguinte nomenclatura: euédricos, quando apresentam faces cristalinas bem desenvolvidas; subédricos, apresentando algumas faces bem desenvolvidas; e anédricos, apresentando apenas bordas irregulares.

Por ainda conservarem feições ígneas primárias, as rochas ortoderivadas observadas, que possuem variados graus de deformação, tiveram sua nomenclatura definida pela classificação proposta por Streckeisen (1976).

### 3.3. Etapa de Escritório

Nesta etapa, realizou-se o levantamento bibliográfico sobre o que já foi produzido sobre a área, como o mapa geológico e relatório do DRM-RJ na década de 80, a dissertação de Rocha (2002), entre outros. Adicionalmente, foi realizada consulta e pesquisa bibliográfica sobre metamorfismo de alto grau e a evolução do segmento central da Faixa Ribeira e particularmente do Domínio Tectônico Cabo Frio e do Terreno Oriental.

Também nesta etapa foram compiladas as informações coletadas no decorrer deste trabalho, gerando um mapa e seção geológica, o mapa de pontos e a redação da presente monografia.

Os dados coletados em campo foram compilados em planilha gerada pelo programa Excel (Anexo I), com suas respectivas coordenadas UTM e com informações

pertinentes (como litologia, estrutura, etc.). Para a confecção de mapa (Anexo II) foi utilizado o *software* de Geoprocessamento ArcGIS® versão 9.3. da ESRI.

As redes estruturais foram geradas no *software* de licença livre Openstereo e alteradas, juntamente com as demais figuras utilizadas, no pacote de aplicativos da Adobe (Adobe Lightroom, Photoshop e Illustrator).

#### 4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área localiza-se a norte do distrito de Jaconé, pertencente aos municípios de Saquarema e Maricá no litoral leste do estado do Rio de Janeiro, região conhecida como Região dos Lagos.

A porção mapeada encontra-se na folha topográfica Saquarema (1:50000) e compreende um polígono delimitado pelas coordenadas (x: 0734000, 0749000; y: 7466000, 7476000) UTM WGS84 (Figura 4.1).

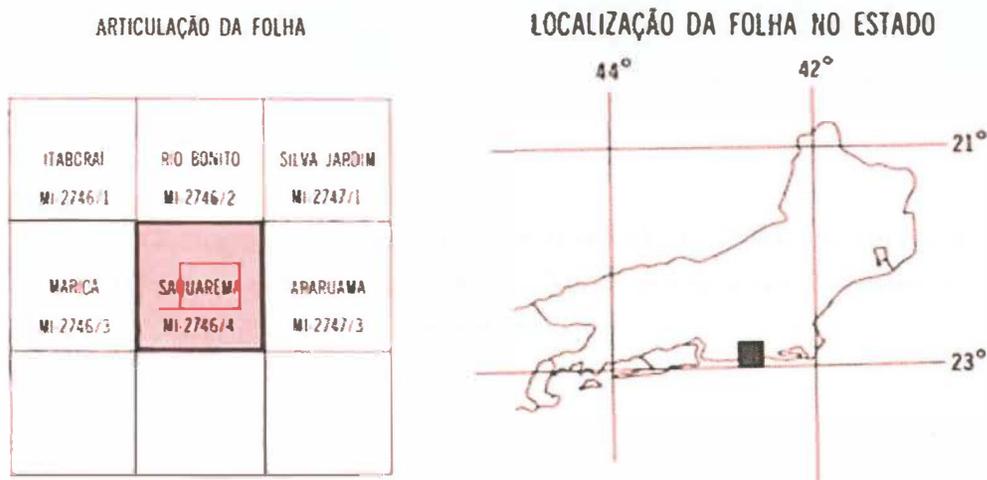


Figura 4.1: Localização da Folha Saquarema 1:50000 em relação às folhas justapostas e ao estado do Rio de Janeiro. A área do polígono vermelho representa a área mapeada.

O acesso à área pode ser feito pela RJ-106, Rodovia Amaral Peixoto, que liga Niterói a Saquarema; ou pela rodovia RJ-124, a Via Lagos, sendo necessária a utilização de estradas de terra que conectam a via ao município de Sampaio Correia, a sul da mesma (Figura 4.2).



Figura 4.2: Principais vias de acesso à área, pela rodovia RJ-124 (Via-Lagos), em azul, e rodovia RJ-106 (Amaral Peixoto), em vermelho. No retângulo vermelho, a área mapeada. Fonte: maps.google.com.

## 5. GEOLOGIA REGIONAL

A área do presente trabalho situa-se na Província Mantiqueira (Figura 5.1), um sistema de orógenos situado no sul e sudeste do Brasil, cuja atividade tectônica durou do Neoproterozóico ao Ordoviciano, resultando na colagem do super continente Gondwana em um evento Brasiliano – Pan-Africano (Heilbron *et al.*, 2004). Mais especificamente, a área encontra-se na Faixa Ribeira, uma faixa móvel no sudeste brasileiro de 1400 km de comprimento e 300 km de largura, e com um *trend* estrutural de orientação NE-SW formada durante a colisão dos paleo-continentes São Francisco e Congo, além da interação com uma ou mais microplacas no entremeio.

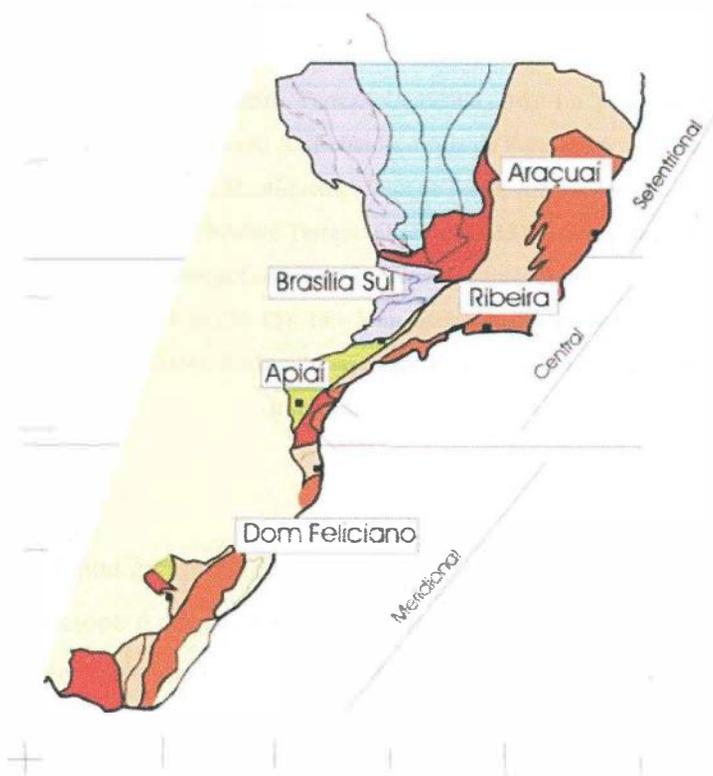


Figura 5.1: Província Mantiqueira e suas subdivisões, além das faixas móveis que a compõem.

Heilbron *et al.*, 2004.

O arcabouço tectônico da porção central da Faixa Ribeira foi dividido em quatro terrenos tectono-estratigráficos principais de NW para SE: Terreno Ocidental, Klippe

Paraíba do Sul, Terreno Oriental e o Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF, Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004) (Figuras 5.2 e 5.3).

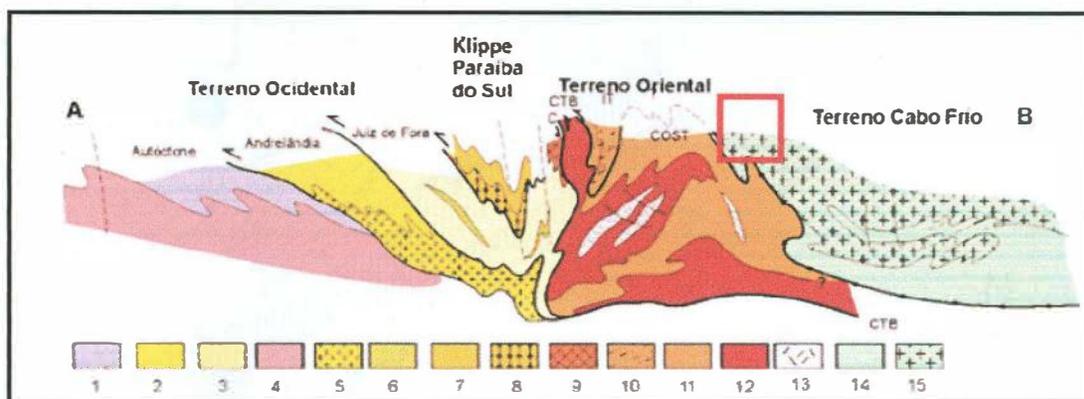


Figura 5.2: Seção da Faixa Ribeira. Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 - Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 - Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); *Klippe* Paraíba do Sul (7-8): 7 - Grupo Paraíba do Sul; 8 - Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9 - Sequência Cambuci; 10 - Sequência Italva; 11 - Sequência Costeiro; 12 - Arco Magmático Rio Negro; 13 - Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14 - Sequências Búzios e Palmital; 15 - Complexo Região dos Lagos. (Heilbron *et al.*, 2004). Retângulo vermelho corresponde à área de estudo do presente trabalho.

O Terreno Ocidental compreende os domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. O Domínio Autóctone é composto pelo embasamento retrabalhado da paleoplaca Cráton São Francisco de idade Arqueana/Paleoproterozóica, com ortognaisses, ortogranulitos e anfibolitos. O Domínio Andrelândia representa as sucessões metassedimentares de margem passiva deste paleocontinente, de idade Neoproterozóica, sobre embasamento de ortognaisses do Complexo Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004). O Domínio Juiz de Fora corresponde a ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, intercalados com metassedimentos por sistemas de falhas de empurrão de médio a alto ângulo. Segundo Heilbron *et al.* (2004), este terreno corresponde à borda do paleocontinente São Francisco, envolvida em uma orogenia de idade Neoproterozóica juntamente com a cobertura sedimentar.

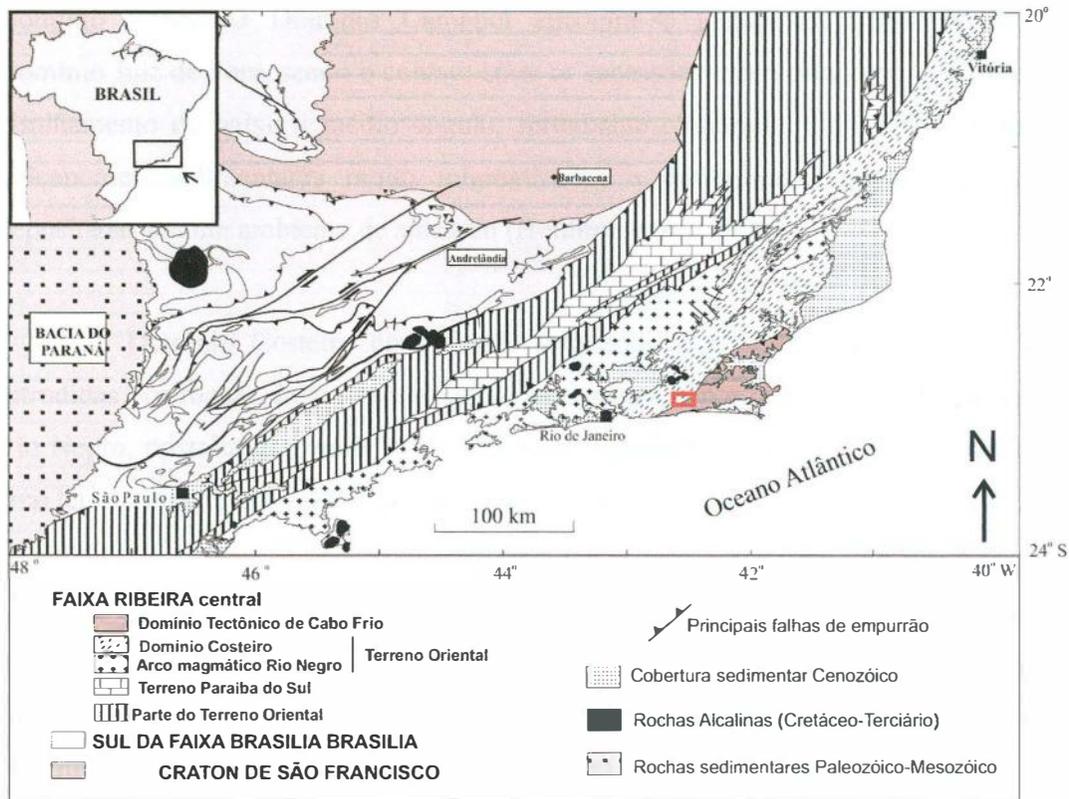


Figura 5.3: Mapa tectônico do sudeste brasileiro. O polígono vermelho indica a área de estudo deste trabalho.

A Klippe Paraíba do Sul é interpretada pelos mesmos autores como uma lasca tectônica de rochas na forma de uma megaestrutura sinclinal com metamorfismo na fácies granulito e padrão de dobramento interno complexo (Figura 5.2). Em sua base, encontra-se o embasamento paleoproterozóico representado por ortognaisses do Complexo Quirino, e como cobertura metassedimentar, ocorrem as rochas do Grupo Paraíba do Sul de posicionamento estratigráfico ainda em aberto (Tupinambá *et al.*, 2007).

As unidades mapeadas neste trabalho representam o Terreno Oriental, próximo ao Domínio Tectônico do Cabo Frio. Portanto, estas duas unidades geotectônicas serão mais detalhadas a seguir.

Segundo Heilbron *et al.* (2004), o Terreno Oriental é representado por três lascas de empurrão, sendo elas correspondentes a: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e

Domínio Italva. O Domínio Cambuci encontra-se justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora, sendo o contato entre as sucessões representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, fortemente redobrada. Composto por rochas vulcanometassedimentares muito migmatizadas e deformadas, interpretadas como depositadas em um ambiente de antearco (Heilbron *et al.*, 2008).

O Domínio Costeiro compreende sucessões metassedimentares de alto grau intrudidas por rochas de arco magmático, representadas por ortognaisses do Complexo Rio Negro, cristalizados entre 790 e 620 Ma (Tupinambá *et al.*, 1998). A evolução do arco teria progredido de intra-oceânico a cordilheirano.

O Domínio Italva corresponde a uma lasca de empurrão com sequências de rochas metavulcanossedimentares, ricas em rochas carbonáticas intercaladas a anfíbolitos com idade de deposição 840 Ma (U-Pb), interpretadas como formadas em um ambiente de retro-arco ou de margem passiva (Heilbron & Machado, 2003).

Em todas as sucessões de rochas pertencentes ao Terreno Oriental não foram encontradas associações litológicas de idade anterior a 1,7 Ga.

Separando os Terrenos Oriental e Ocidental, ocorre uma longa descontinuidade tectônica chamada Limite Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary – CTB*, Almeida *et al.*, 2008, *apud* Heilbron *et al.* 2008). O *CTB* é uma zona de cisalhamento que mostra uma longa e complexa evolução tectônica desenvolvida em condições de temperatura altas.

A sudeste, o Terreno Oriental faz contato com o Domínio Tectônico do Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004). Segundo estes autores, é caracterizado por uma zona de empurrão NE-SW, com mergulho de 35° para SE, representada na porção NE, na região de Macaé, e apenas inferida a SW por ser afetada por zonas de cisalhamento posteriores (Figura 5.4). O embasamento do DTCTF é predominantemente composto por ortognaisses félsicos, chamados Unidade Região dos Lagos. Estes metagranitóides têm idade compreendida entre 2.0 e 1.95 Ga (método U-Pb em zircão, Schmitt *et al.*, 2004).

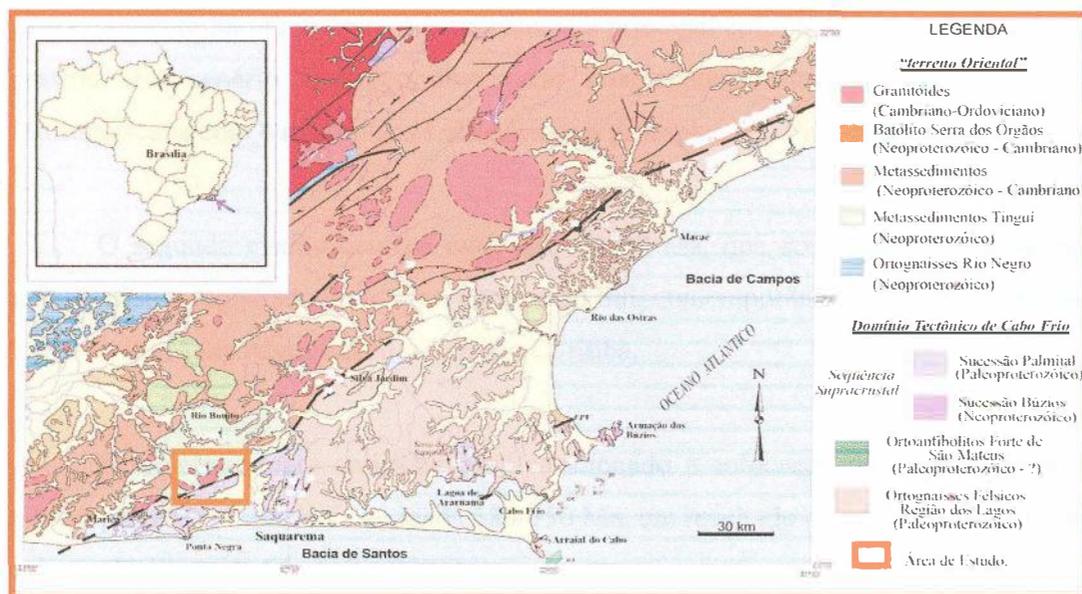


Figura 5.4: Mapa Geológico do Domínio Tectônico de Cabo Frio e parte do Terreno Oriental. Modificado de Reis, 1995; Fonseca, 1998; Schmitt *et al.*, 2004)

Sobre a Unidade Região dos Lagos ocorrem duas sucessões metassedimentares: Unidade Búzios, representados por cianita granada gnaisses, que contém intercalações com anfíbolitos, e Unidade Palmital (granada sillimanita gnaisses) - ambas interpretadas como depositadas em fundo marinho em uma bacia denominada Búzios-Palmital (Schmitt *et al.*, 2004). Tais rochas encontram-se metamorfizadas em fácies anfíbolito alto a granulito, além de migmatíticas.

As unidades litoestratigráficas do DTCTF tem idade de metamorfismo entre 530-510 Ma, durante o Cambriano. Este evento termotectônico, denominado Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004), gerou a superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento destrais por todos os terrenos previamente amalgamados (Heilbron *et al.*, 2008).

Segundo Heilbron *et al.* (2008), os terrenos e microplacas descritos na Província Mantiqueira foram acrecionados em quatro principais eventos tectônicos (Figura 5.5).

O primeiro evento colisional encontra-se registrado na zona de interferência com a Faixa Brasília e resultou da acreção da *Nappe* Socorro na parte meridional do

paleocontinente São Francisco, que representa a principal colisão na porção sul da faixa Brasília. Tal cenário tectônico deve estar relacionado à interação da paleoplaca Sanfranciscana com a microplaca Luís Alves e a paleoplaca do Paranapanema.

O segundo evento ocorreu entre 605 e 580 Ma, que corresponde ao principal metamorfismo registrado no terreno Paraíba do Sul, contemporâneo também à interação com o Cráton Luís Alves e com o Terreno Curitiba.

O terceiro evento colisional está relacionado à colocação do terreno Oriental sobre a placa São Francisco, de idade 580-550 Ma, em resultado de uma subducção para sudeste (Heilbron & Machado, 2003).

Por último, ocorreu a colisão do terreno Cabo Frio com o cinturão, no evento chamado Orogenia Búzios, de idade 530-510 Ma, que gerou importantes zonas de cisalhamento destrais com orientação NE-SW e deslocou os contatos entre os terrenos amalgamados, além de reativar zonas de empurrão mais antigas.

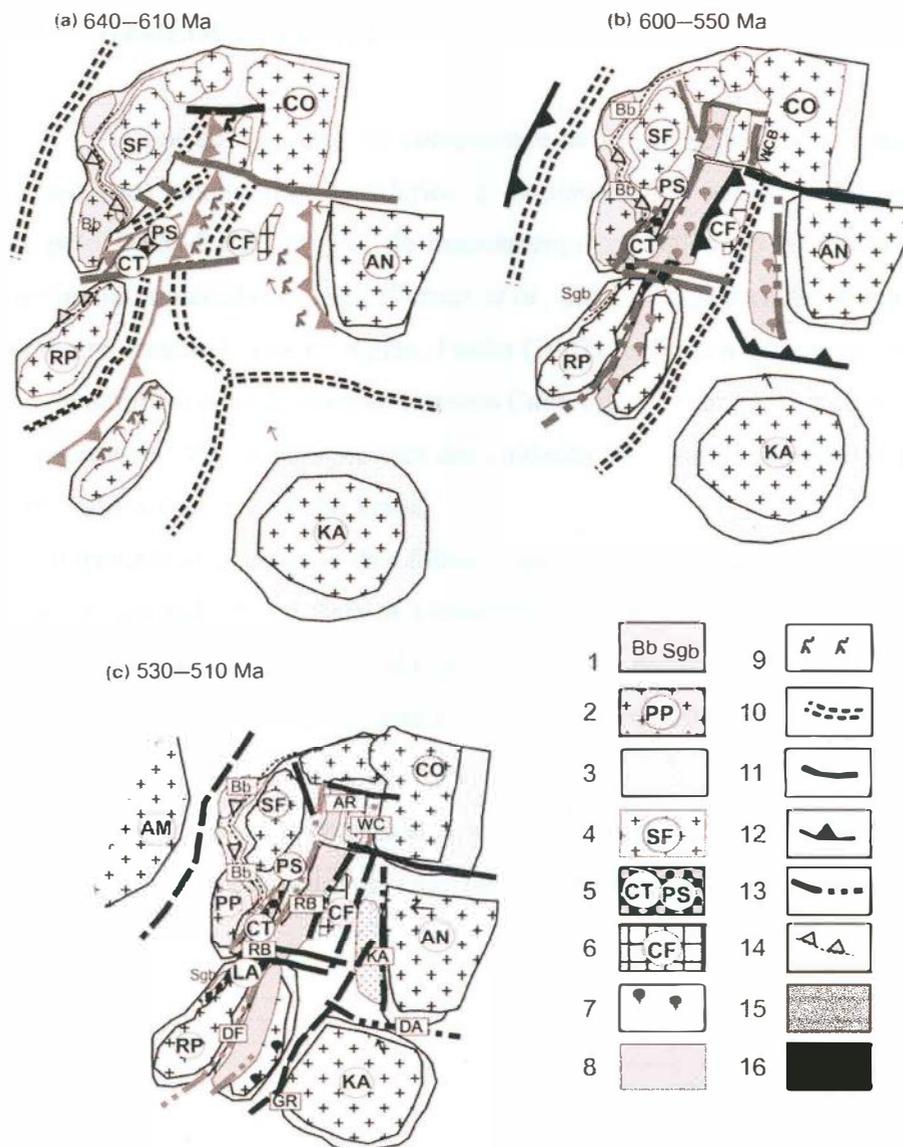


Figura 5.5 – (a) 640-600 Ma Período pré-colisional da Faixa Ribeira, (b) 600 e 550 Ma Estágio Colisional II, (c) 530–510 Ma. Estágio Colisional III; 1, Anterior aos cinturões de 630 Ma (Brasília e São Gabriel); 2, Cráton Paranapanema; 3, Margem passiva e retrabalhada do cratón; 4, Crátons (SF, São Francisco; CO, Congo; AN, Angola; LA, Luís Alves; RP, Rio de la Plata; Ka, Kalahari); 5, Terrenos Paraíba do Sul–Curitiba; 6, Terreno Cabo Frio; 7, Granitóides sin a tardi-colisionais; 8, Terrenos de arco magmático; 9, Granitóides pré-colisionais (relacionado a subducção); 10, Dorsal meso-oceânica; 11, Zonas de falhas transformantes; 12, Zona de subducção; 13, Zona de colisão (zona de sutura); 14, suturas entre 640–610; 15, Episódios colisionais entre 605–550 Ma e 580–550 Ma; 16, Colisões entre 530–510 Ma (Heilbron *et al.* 2008).

## 6. GEOLOGIA LOCAL

A área de mapeamento compreende as serras Redonda, do Tingui e do Mato Grosso, nos municípios de Maricá e Saquarema. A geologia da região foi levantada pelo DRM-RJ no projeto de mapeamento geológico do estado do Rio de Janeiro no início da década de 1980 (Ferrari *et al.*, 1982). Desde então, pouquíssimos trabalhos foram desenvolvidos na região. Rocha (2002) realizou mestrado na área, com o objetivo de definir o contato entre os terrenos Cabo Frio e Oriental. Concluiu-se que o contato encontra-se entre os paragnaisses das unidades São Fidelis (Terreno Oriental) e Palmital (Domínio Tectônico Cabo Frio).

O mapeamento geológico das folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía de Guanabara, denominado Bloco Baía de Guanabara, fez parte, originalmente, do projeto Carta Geológica, que foi desenvolvido pelo DRM-RJ desde 1976 e que tinha por objetivo o mapeamento geológico do estado em escala 1:50.000 (Figura 6.1).

Atualmente, está sendo realizado o mapeamento na escala 1:100.000 (CPRM, DRM-RJ e UFRJ) da folha Itaboraí, cujo produto preliminar é uma compilação dos trabalhos supracitados.

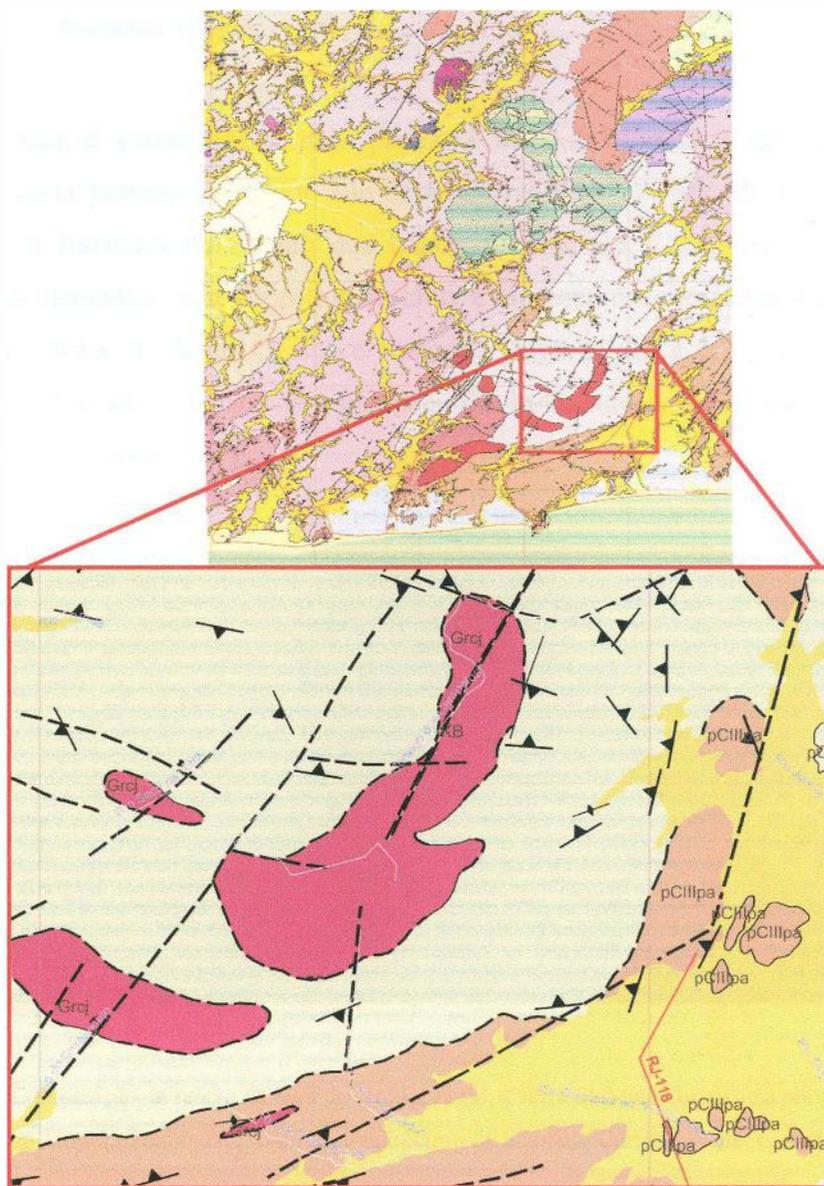


Figura 6.1: Mapa geológico preliminar da folha Itaboraí (1:100.000) do projeto PRONAGEO DRM-CPRM, com detalhe para a área mapeada no presente trabalho. Em marrom, a Unidade Palmital; em cinza, a Unidade Tinguí; e em vermelho, o Granito Caju. Em amarelo, a cobertura aluvionar.

## 6.1. Geomorfologia

A área é caracterizada pela presença de dois domínios geomorfológicos, segundo a carta geomorfológica do Rio de Janeiro (CPRM, 2000): Maciços da Região dos Lagos e Baixadas da Região dos Lagos. O primeiro é composto por maciços costeiros, acidentados, com depósitos de tálus e aluvionares, agrupados nas Serras do Tingui, da Chuva, do Mato Grosso e Redonda (Figuras 6.2 e 6.3); o segundo, por planícies colúvio-alúvio-marinhas e planícies flúvio-lagunares, relacionados às lagoas de Maricá e Saquarema.

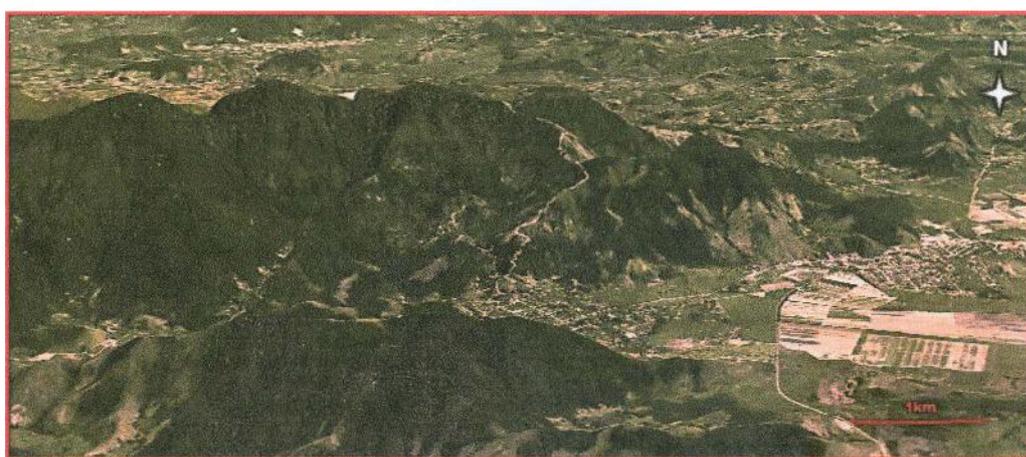


Figura 6.2: Composição de relevo da área de estudo. À sul, a serra do Mato Grosso; na porção central, a Serras do Tingui e Redonda; à sudeste, o município de Sampaio Correia. Fonte: *Google Earth*.

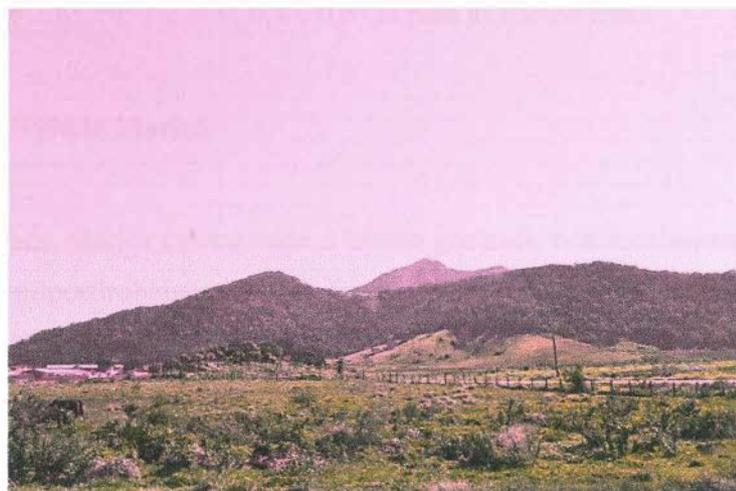


Figura 6.3: Fotografia da face norte da Serra do Redonda.

## **6.2 Descrição das unidades na literatura**

As unidades descritas a seguir são correspondentes as do trabalho de Ferrari *et al.* (1982), em um mapeamento preliminar das folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Rio Bonito, cuja descrição e definição é complementada por trabalhos posteriores de outros autores.

### **6.2.1 Unidade Palmital**

A unidade Palmital corresponde a sillimanita granada biotita gnaisses acinzentados, leucocráticos a mesocráticos, de granulação fina a média. Em alguns pontos pode estar intercalada a lentes de rocha calciossilicática. Observa-se também fusão parcial, gerando migmatitos do tipo “schlieren” e estromáticos. Comumente apresenta veios quartzo-feldspáticos e quartzosos contínuos, bordejados por material melanossomático, rico em biotita, sillimanita e, ocasionalmente, granada. Como mineral acessório relativamente comum, ocorre a grafita.

As rochas calciossilicáticas são compostas por quartzo, plagioclásio, granada, diopsídio, titanita, hornblenda e zircão (Rocha, 2002).

Zircões detríticos datados por Schmitt *et. al* (2003, 2004) revelam idades de cristalização de 2,6; 2,0; 1,2; 1,0; 0,8 e 0,6 Ga para as rochas fonte.

### **6.2.2 Unidade Maricá**

A unidade Maricá corresponde a biotita gnaisses, ocasionalmente com granada, comumente semiporfioblásticos, com fenocristais de feldspato amendoados podendo mostrar-se completamente recristalizados. São migmatíticas, diatexíticas, homogêneas, apresentando estrutura nebulítica.

Localmente é intrudida por diques básicos deformados e metamorfizados, representados por biotita gnaisses mesocráticos.

Segundo Santini (2011), a unidade Maricá também compreende fácies porfíricas com distribuição irregular em toda a extensão do corpo rochoso (Figura 6.3), o que aponta variação faciológica nos seus domínios de ocorrência.

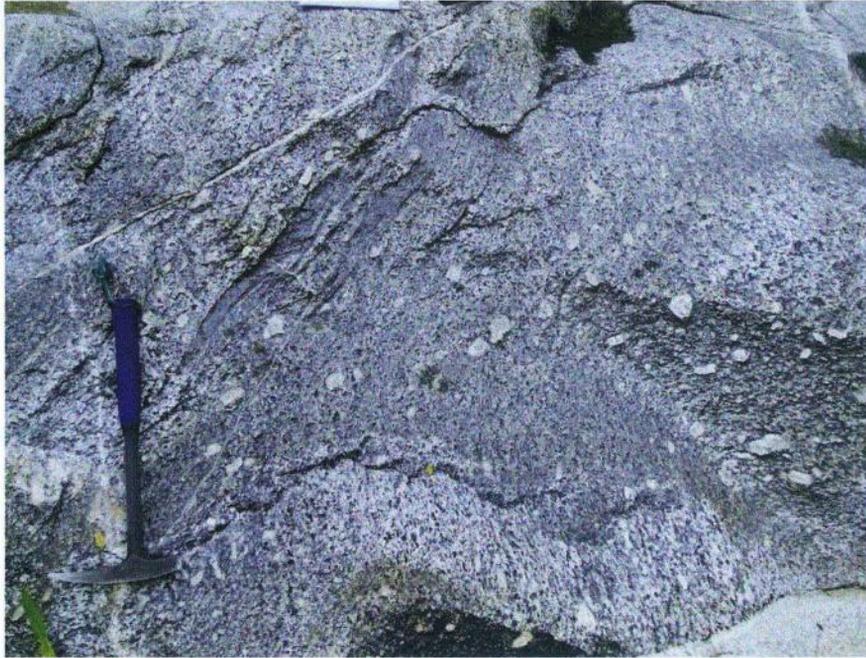


Figura 6.3: Fotografia do Ortogneisse Maricá em porção com maior quantidade de fenocristais, como descrito por Tavares (2011).

Zircões datados pelo método SHRIMP apontam idade de cristalização e metamorfismo de cerca de, respectivamente, 540 e 520 milhões de anos (Schmitt *et al.*, 2012).

### 6.2.3 Unidade Tingui

A unidade Tingui é caracterizada por (hornblenda) biotita gnaisses de granulação média, e subordinadamente, por (granada biotita) gnaisses de granulação média grossa, localmente semiporfiroblásticos. Ambos são migmatíticos, exibindo estruturas nebulíticas, “schlieren” e estromática.

Essas rochas são invadidas por diques de material básico, de espessura centímetrica a métrica, que se apresentam deformados e metamorfizados, aparecendo

como hornblenda biotita gnaisses finos, mesocráticos, com biotitas em aglomerados, gerando texturas granolepidoblásticas e nematoblásticas, conferindo um aspecto mosqueado à rocha.

A rocha também possui diversas gerações de injeção de material pegmatítico e granítico, e inclusive, do granito pós-tectônico Caju.

#### **6.2.4 Granito Caju**

O granito Caju é representado por granitos leucocráticos a hololeucocráticos isotrópicos, de granulação média a fina e cor rosada. Sua composição varia de granítica a quartzo-monzonítica, possuindo xenólitos, principalmente próximo aos contatos com as encaixantes.

## 7. Unidades de Mapeamento

### 7.1. (Granada)- sillimanita-biotita gnaiss

Esta unidade litológica aflora na parte sul da área, principalmente ao longo da Serra do Mato Grosso com orientação ENE-WSW, e na porção NE da área, possuindo orientação NE-SW (Anexo II – Mapa Geológico).

Este litotipo aflora na forma de lajedos extensos e cortes de estrada, geralmente intemperizados (Figura 7.1).

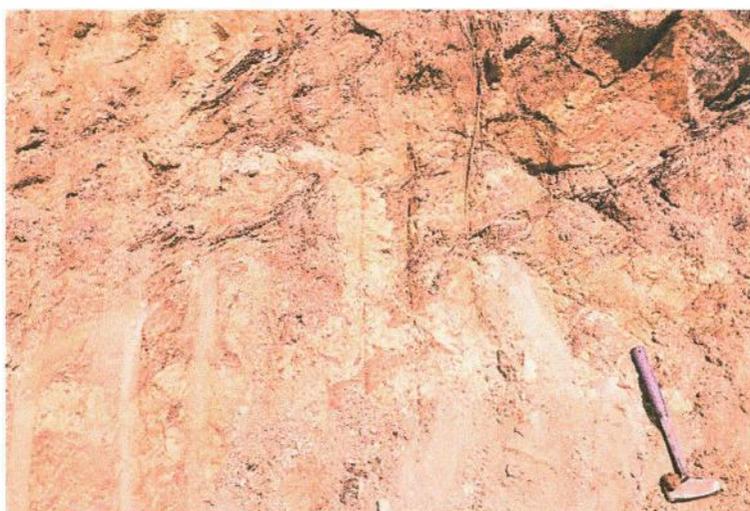


Figura 7.1: Afloramento saprolitizado de (granada) sillimanita biotita gnaiss. Ponto DB-112.

Corresponde a (granada) sillimanite biotite gnaisses acinzentados, leucocráticos, geralmente finos, embora com bandas com granulação mais grossa, mais aluminosos, nos quais se concentram sillimanite e granada (Figuras 7.2 e 7.3).



Figura 7.2: Bloco de (granada) sillimanita biotita gnaiss alterado, onde se pode observar as bandas máficas onde se concentra biotita e sillimanita. Ponto DB-105.

Algumas porções são constituídas por migmatitos estromáticos, onde se pode observar níveis de fusão parcial *in situ*, principalmente nas porções mais aluminosas.



Figura 7.3: Fotografia de (granada) sillimanita biotita gnaiss, mostrando bandamento gnáissico do tipo estromático. Nas bandas mais escuras, máficas, ocorre a concentração de biotita e sillimanita.

Ponto fora do mapa.

A mineralogia da unidade é composta, em ordem decrescente de abundância, por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita granada, allanita, zircão e opacos. Como mineralogia secundária, apresenta muscovita, clorita e argilominerais (Figura 7.4).

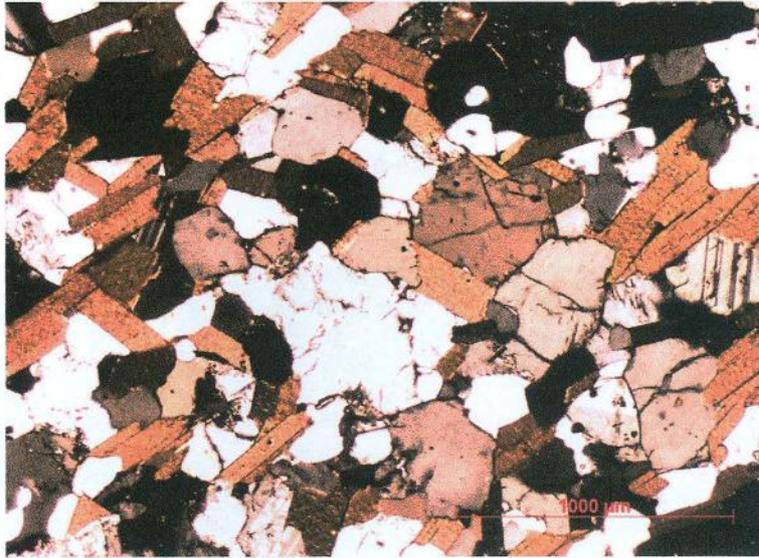


Figura 7.4: Fotomicrografia de amostra de (granada) sillimanita biotita gnaiss, embora não encontrados cristais de sillimanita ou granada nas lâminas delgadas. Notar a textura granoblástica.

O protólito das rochas desta unidade foi interpretado neste trabalho como depósitos sedimentares pelíticos intercalados com níveis de marga, o que daria origem, após metamorfismo, às lentes calciossilicáticas. Tal interpretação é embasada pela composição rica em minerais de alumínio, como a biotita e a sillimanita – que é um mineral indicador de protólito pelítico.

Este litotipo assemelha-se a descrição da Unidade Palmital (Ferrari *et al.*, 1982), embora lentes de calciossilicáticas não sejam encontradas intercaladas na unidade na área mapeada.

## 7.2. Ortognaisse porfirítico

Esta unidade litológica aflora na parte central da área, ao longo da serra do Tinguí e da Serra Redonda (Anexo II – Mapa Geológico).

Os afloramentos ocorrem em lajedos pouco intemperizados em encostas ao longo da serra, além de drenagens onde a rocha é exposta (Figura 7.5).



Figura 7.5: Fotografia de afloramento do ortognaisse porfirítico, com pórfitos de microclina de mais de 5 cm. Aqui, observa-se uma orientação dos fenocristais de feldspato. Ponto DB-97.

Corresponde a biotita gnaisses porfiríticos a semiporfiríticos, com fenocristais de feldspato variando de poucos milímetros a 10 centímetros (Figura 7.6), e matriz hipidiomórfica de granulação fina a média. c

Sua foliação é geralmente definida pela biotita e pela orientação dos fenocristais de feldspato (Figura 7.7).

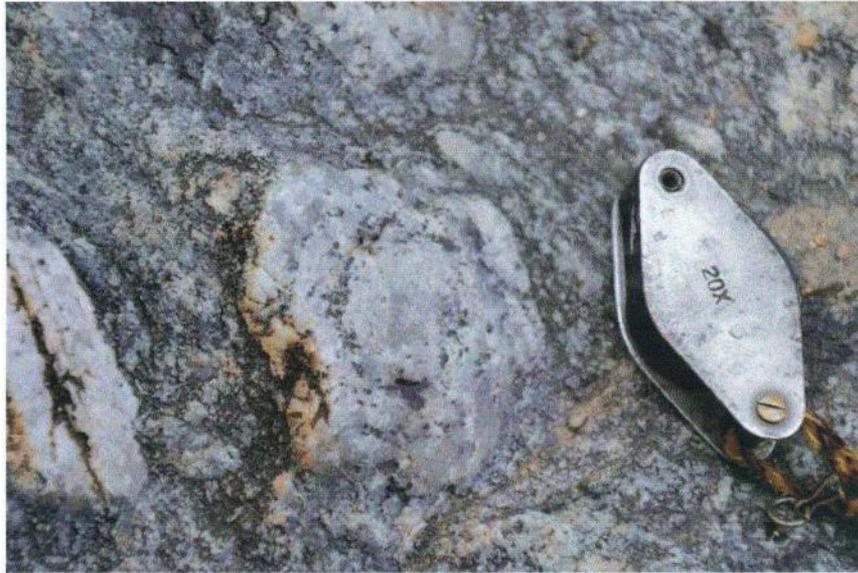


Figura 7.6: Fotografia de detalhe da rocha, mostrando fenocristal de feldspato de alguns centímetros. Ponto DB-97.



Figura 7.7: Afloramento de ortogneisse porfirítico intrudido por dique de granito leucocrático. Observar a foliação NE – SW da rocha denotada pelos fenocristais de feldspato deformados. Ponto DB-15.

Possui em sua composição mineralógica essencial: microclina – ocorrendo tanto como fenocristais quanto na matriz -, plagioclásio, biotita e quartzo. Como minerais

acessório ocorrem: zircão, titanita e opacos; e como secundários: muscovita, clorita e argilominerais (Figuras 7.8 e 7.9).

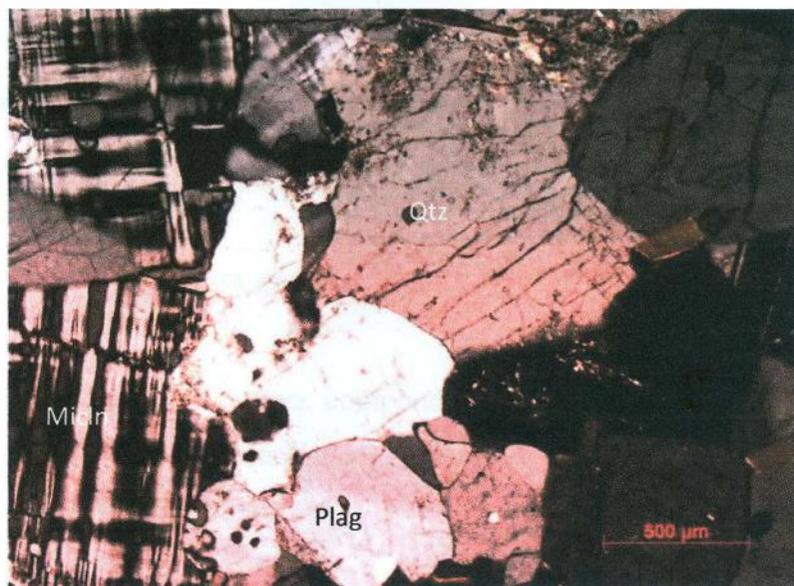


Figura 7.8: Fotomicrografia de amostra de Ortognaisse Porfíritico. Pode-se observar a presença de quartzo, microclina, biotita e plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra DB-15.

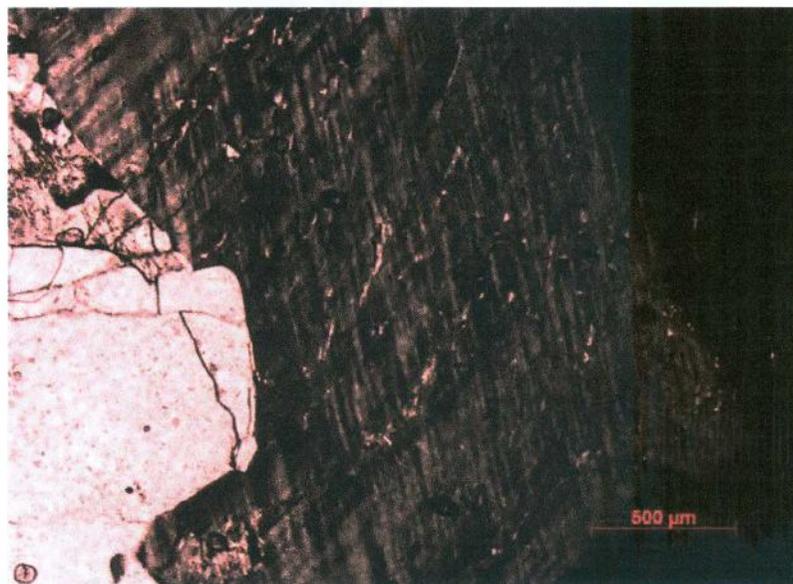


Figura7.9: Fotomicrografia de fenocristal de microclina exibindo geminação *tartan*. Nicóis cruzados. Amostra DB-15.

O protólito destas rochas é interpretado como uma rocha ígnea de composição granítica, devido à presença de textura ígnea preservada – como inclusões de quartzo em feldspato – e mineralogia rica em feldspato potássico.

Tal unidade mapeada assemelha-se a Unidade Maricá, definida por Ferrari *et al.* (1982) e detalhada no trabalho de Tavares (2011).

### 7.3. (Hornblenda) biotita gnaiss

É a unidade predominante na área, compondo grande parte da Serra Redonda e Serra do Tingui (Anexo II – Mapa Geológico). Aflora em lajedos, cortes de estrada e leitos secos de drenagem. (Figura 7.10).

É caracterizada por (hornblenda) biotita gnaisses de granulação fina a média, localmente semi-porfiroblásticos (Figura 7.12). Apresenta textura migmatítica, exibindo estruturas nebulíticas, “schlieren” e estromática. As rochas possuem como característica diagnóstica a alta porcentagem de titanita – em algumas amostras chegando a 5 ou 6% - e cristais de apatita aciculares.



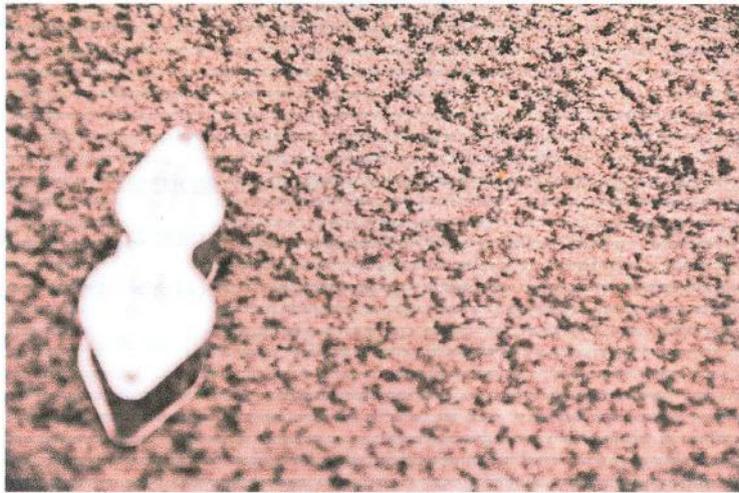


Figura 7.11: Detalhe megascópico de (hornblenda) biotita gnaiss. Ponto DB-95.

A unidade também apresenta lentes de rochas calciossilicatadas. (Figura 7.12) e de rochas máficas ricas em piroxênio.

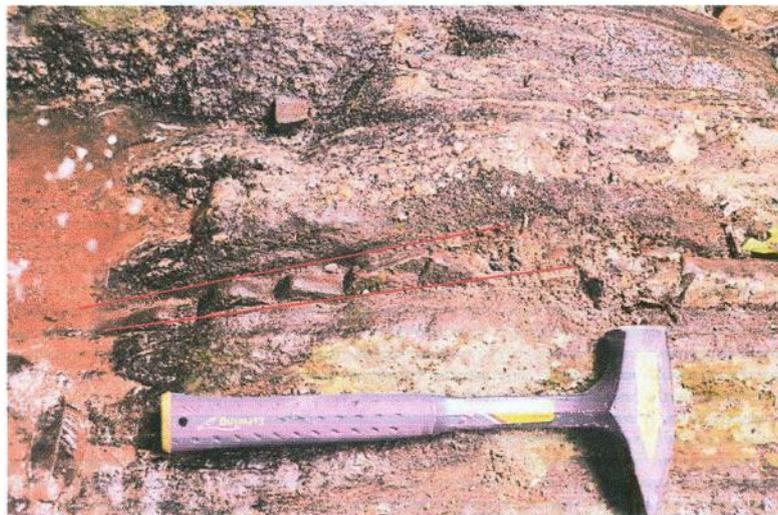


Figura 7.12: Lente de rocha calciossilicática em afloramento do (hornblenda) biotita gnaiss. Ponto DB-08.

Estes litotipos tem seu protólito definido como ortoderivado devido à sua composição, apresentando minerais como allanita, anfíbólio e alta quantidade relativa de titanita e apatita, além de textura ígnea remanescente, como homogeneidade da rocha

e cristalização tardia de quartzo em feldspato, como vai ser abordado no próximo capítulo.

As lentes calciosilicáticas encontradas, portanto, são interpretadas até agora como enclaves de rochas paraderivadas que não foram assimiladas pelo magmatismo gerador da unidade (hornblenda) biotita gnaiss. Quanto às lentes máficas, também foram consideradas enclaves de rochas menos diferenciadas.

Estas rochas são análogas às definidas por Ferrari *et al.* (1982) ao se tratar da Unidade Tingui e serão melhor definidas no capítulo de petrografia das mesmas (Capítulo 8).

#### 7.4 Metatonalito Fino

Esta unidade ocorre como diques metamorfizados com aglomerados máficos geralmente compostos por biotita e hornblenda (Figura 7.13) Ocorrem intrusivos principalmente na unidade (hornblenda) biotita gnaiss, embora diques tenham sido encontrados localmente na unidade (granada) sillimanita biotita gnaiss.

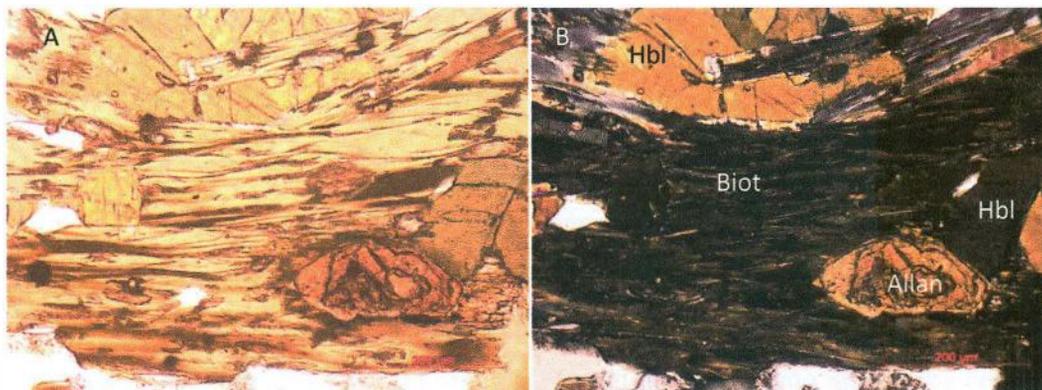


Figura 7.13: Fotomicrografia de amostra de metatonalito fino, exibindo os aglomerados máficos característicos da rocha, aqui compostos por biotita cloritizada, hornblenda e allanita. À esquerda em nicóis paralelos, à direita, cruzados. Amostra AF-105-2.

Têm relação de corte com todas as demais unidades, sendo mais antiga apenas que os granitos leucocráticos equigranulares da região.

São vistas feições de desmistura de magmas, indicando imiscibilidade de dois líquidos diferentes durante o magmatismo (Figura 7.14). A desmistura teria dado origem aos corpos félsicos (intrusão tonalítica félsica, Figura 7.14) relacionado a estas intrusões.

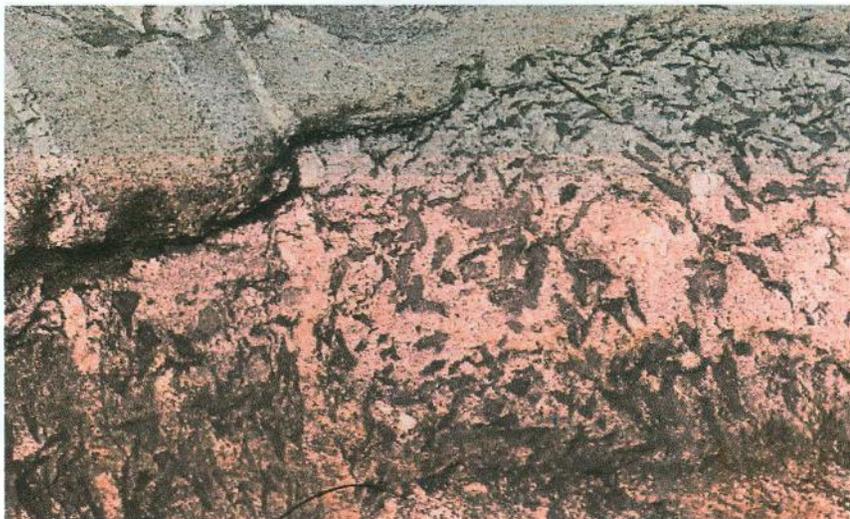


Figura 7.14: Feição indicativa de imiscibilidade de líquidos observada na Unidade Metatonalito Fino.  
Ponto DB-14.

Podem ser observadas diversas gerações destes corpos intrusivos, inclusive intrusivas entre si. São diferenciadas pelo menos três diferentes rochas relacionadas – e provavelmente quase sincrônicas. A mais antiga corresponde a um gnaiss porfirítico que poderia ser relacionado à Unidade Ortognaisse Porfirítico. Posterior a ela, ocorre um dique de metatonalito, que em seguida é intrudido pelo último dique, este com duas fácies: uma mais máfica e outra mais félsica (Figura 7.15).

Esta unidade de mapeamento foi interpretada como correspondente aos diques intermediários denotados por Ferrari (1982) pertencentes à Unidade Tingui, como intrusões relacionadas à mesma.

Esta unidade de mapeamento foi interpretada como correspondente aos diques intermediários denotados por Ferrari (1982) pertencentes à Unidade Tingui, como intrusões relacionadas à mesma.

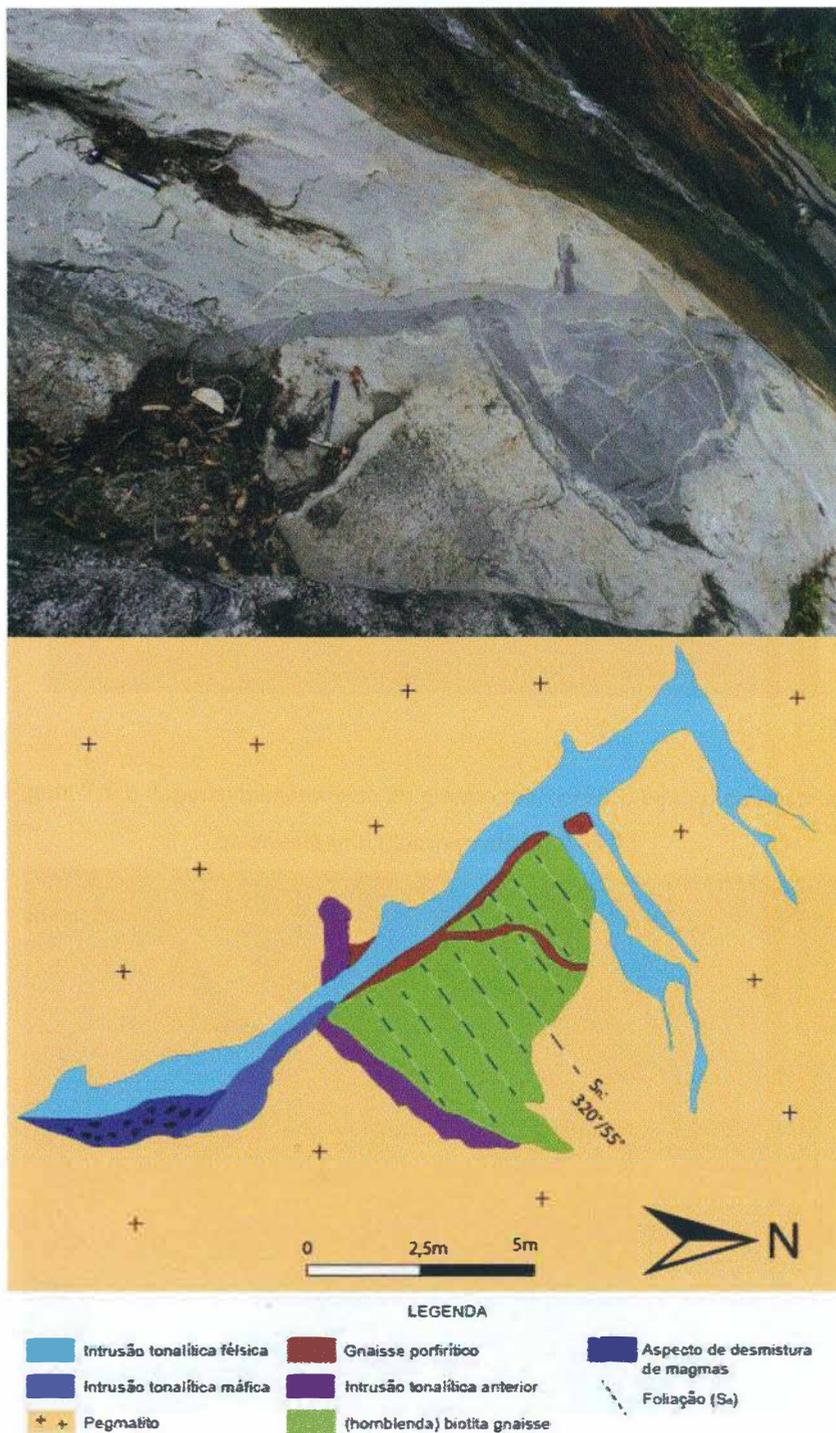


Figura 7.15: Afloramento de dique de metatonalito e o croquis confeccionado do mesmo. Ponto DB-14, Cachoeira do Tingui.

### 7.5. Granito leucocrático equigranular

A unidade é representada por granito leucocrático isotrópico, de granulação média a fina (Figura 7.16). Sua composição varia, mas basicamente são compostos por quartzo, feldspato e biotita. Localmente ocorrem cristais de magnetita. Possui xenólitos de rochas máficas e intermediárias de unidades não identificadas (Figura 7.17).



Figura 7.16: Aspecto megascópico do granito leucocrático equigranular, com cristais de magnetita (círculos vermelhos). DB-92.

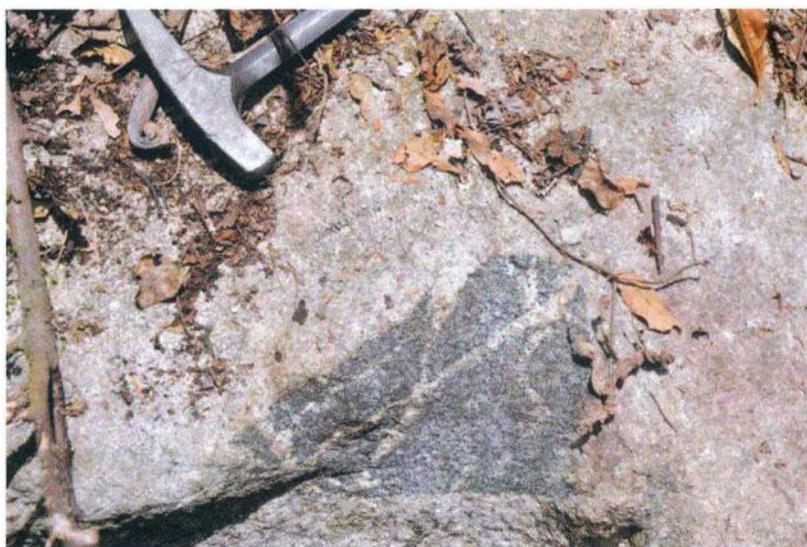


Figura 7.17: Granito leucocrático equigranular envolvendo enclave de rocha intermediária. DB-71.

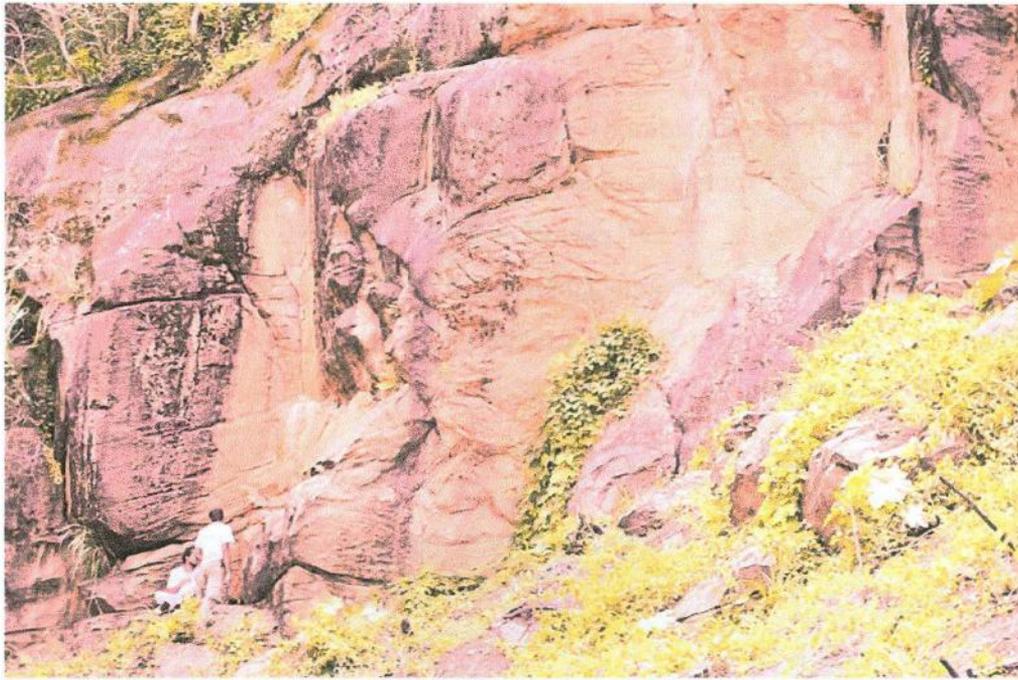


Figura 7.18: Afloramento de granito leucocrático equigranular em encosta. DB-60.

Este litotipo é associado à unidade Granito Caju, descrita por Ferrari *et al.* (1982).

## 8. Petrografia da Unidade (hornblenda) biotita gnaiss

Para a análise petrográfica da Unidade (hornblenda) biotita gnaiss, foram descritas sete lâminas delgadas provenientes de pontos selecionados no corpo.

São rochas faneríticas holocristalinas leucocráticas a mesocráticas. O índice de cor varia de 25 a 40%. A granulação é fina a média, com cristais submilimétricos a até 2 milímetros. As texturas variam de equigranular a inequigranular seriada. À exceção de domínios recrystalizados, cujos cristais possuem bordas poligonais (Figura 8.1), os cristais da mineralogia essencial variam de anédricos a subédricos.



Figura 8.1: Fotomicrografia da rocha, exibindo textura granoblástica. Nicóis cruzados, amostra DB-54.

É observada uma foliação, ora incipiente, ora bem expressiva, marcada pela biotita e pelo anfibólio.

A mineralogia essencial é composta por quartzo, feldspato potássico, biotita, plagioclásio e hornblenda. Como acessórios, ocorrem titanita, apatita, allanita, zircão e opacos. Os minerais secundários são clorita, mica branca e argilominerais.

O quartzo ocorre anédrico a subédrico, com grãos de 0,3 a 1 mm. Em domínios recrystalizados, exibe textura granoblástica, com cristais euédricos apresentando bordas poligonais (Figura 8.3a). Apresenta também extinção ondulante (Figura 8.3b), sendo

mais um indício para recristalização do mineral. Por vezes ocorre como inclusões arredondadas em cristais de feldspato, tratando-se provavelmente de cristalização tardia de líquido rico em sílica aprisionado nos cristais.



Figura 8.2: a) Fotomicrografia mostrando cristais de quartzo com faces poligonais, indicativo de recristalização. B) Fotomicrografia de cristal de quartzo exibindo extinção ondulante, também indicativo de processo de recristalização. Amostra DB-41.

O feldspato potássico ocorre como cristais subédricos a anédricos, com grãos de 0,2 a 1,5 mm, e geralmente apresenta geminação do tipo Tartan, quando microclina (Figura 8.4), e por vezes geminação Carlsbad, quando ortoclásio. Seus contatos são retilíneos com a maior parte dos minerais, principalmente em domínios fortemente recristalizados, embora ocorram também arranjos arredondados e irregulares. Apresenta lamelas de exsolução do tipo pertítica. A alteração do feldspato potássico gera minerais secundários como a mica branca e argilominerais.



Figura 8.3: Fotomicrografia de cristal de microclina, exibindo geminação do tipo Tartan. Nicóis cruzados, amostra DB-41.

A biotita ocorre euédrica a subédrica, tem hábito lamelar, com grãos que variam entre 0,5 a 2,0 mm de granulação. Sua presença define a foliação da rocha, se organizando tanto em aglomerados quanto grãos isolados. Geralmente se associa a titanita com contatos retos, indicando equilíbrio químico. Apresenta-se também como inclusões em grãos de plagioclásio e quartzo (Figura 8.6). Os minerais secundários originários de alteração da biotita são a muscovita e a clorita (Figura 8.5).



Figura 8.4: Fotomicrografia de cristais tabulares de biotita parcialmente alterados para clorita secundária. Pode-se observar também a associação da biotita com grãos de titanita. Nicóis paralelos, amostra DB 95.

O plagioclásio apresenta cristais com granulação variando entre 0,5 a 2mm, e exibe típica geminação polissintética (Figura 8.6). Suas bordas são em sua maioria retilíneas, especialmente devido a recristalização, embora também arredondados e irregulares. Os minerais secundários formados pela alteração dos plagioclásios, assim como no caso da microclina, são argilominerais e mica branca.



Figura 8.5: Fotomicrografia de cristais de biotita inclusos em plagioclásio, que exibe típica geminação polissintética. Nicóis cruzados, amostra DB-41.

Pelo método da dupla macla, utilizando-se a seção (100) (Deer *et al.*, 1966), para a determinação do teor de anortita, obteve-se composição de andesina sódica (An 32%) para o plagioclásio desta rocha.

A hornblenda ocorre subédrica a anédrica, com pleocroísmo variando entre verde e marrom-claro. Geralmente apresenta clivagem muito boa em 2 direções na seção basal(Figura 8.7), embora sejam observadas seções com uma ou mesmo nenhuma direção de clivagem. Seus grãos têm entre 0,2 a 1mm. Aparece tanto em cristais isolados e em aglomerados máficos, junto a biotita. Não foi observada inclusa em nenhum outro mineral, o que pode ser interpretado como origem metamórfica para o mineral.

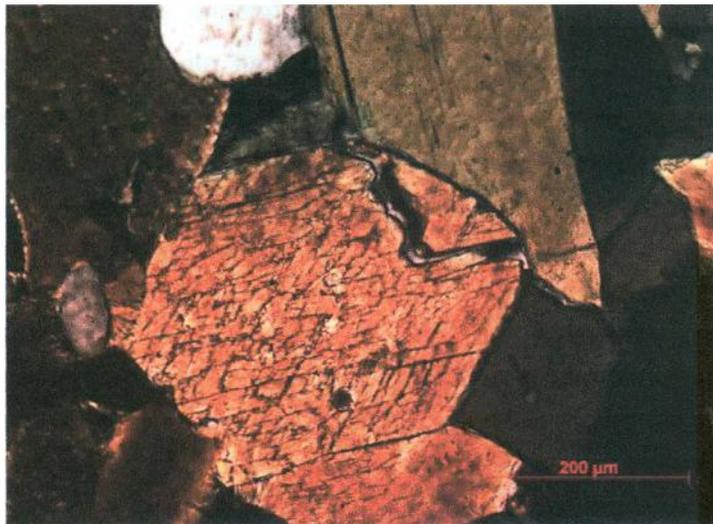


Figura 8.6: Fotomicrografia mostrando cristal de hornblenda, exibindo típica clivagem 60°/120°. Amostra DB-98.

A titanita se apresenta geralmente anédrica, com bordas irregulares ou arredondadas, de tamanhos variados (submilimétrica a 1 mm) (Figura 8.8a). Pode ocorrer em cristais isolados ou em agregados. Geralmente se associa a biotita ou bordeja minerais opacos (Figura 8.8b).



Figura 8.7: A) Fotomicrografia de cristal de titanita com inclusões de zircão e o opacos. B) Fotomicrografia de cristal de opaco sendo bordejado por titanita. Amostra DB54.

A allanita ocorre subédrica a anédrica, com grãos de cor acastanhada e cor de interferência alta. Seus cristais têm 0,2 a 0,6 milímetros. Pode exibir gemação. Apresenta-se inclusa em outros minerais, como o quartzo, o plagioclásio e a biotita, nesta última apresentando distinto halo de metamictização (Figura 8.9), devido ao processo de decaimento radioativo da série isotópico U-Th-Pb.



Figura 8.8: Fotomicrografia de cristal de allanita incluído em biotita, exibindo halo metamictico. Nicóis paralelos, amostra DB-54.

A apatita ocorre como cristais aciculares euédricos a subédricos, muitas vezes submilimétricos, embora algumas vezes alcancem quase 1 milímetro de comprimento (Figura 8.10). Sua seção basal mostra hexágonos quase perfeitos. Ocorrem inclusas em todos os demais minerais, algumas vezes em agregados.



Figura 8.9: Fotomicrografia exibindo grande número de cristais aciculares de apatita de diferentes tamanhos inclusos em cristal de quartzo. Nicóis cruzados, amostra DB-54B.

O zircão ocorre euédrico a subédrico, em cristais prismáticos alongados submilimétricos com alto relevo e altíssima cor de interferência (Figura 8.11). Sempre aparece totalmente ou parcialmente incluso nos demais minerais constituintes da rocha.



Figura 8.10: Fotomicrografia de cristal de zircão, com alta birrefringência (no centro). Nicóis cruzados. Amostra DB45.

A Tabela 02 apresenta a ordem de cristalização proposta a partir das relações de contato e de inclusão entre os minerais observados na rocha.

Mineral	Cristalização Primária
Zircão	-----
Apatita	-----
Minerais Opacos	-----
Titanita	-----
Allanita	-----
Hornblenda	-----
Biotita	-----
Plagioclásio	-----
K-feldspato	-----
Quartzo	-----

Tabela 02: Ordem de cristalização primária proposta para a Unidade (hornblenda) biotita gnaiss

A composição modal observada nas lâminas descritas é apresentada na Tabela 3.

Mineral	DB41	DB45	DB54	DB54B	DB95	DB98	AF 105-1
Quartzo	17,7	13,3	17,2	26,5	12,8	17,6	21,2
K-feldspato	35,1	26,7	15,8	8,2	11	33,5	3,7
Plagioclásio	15,8	18,9	23,8	31,7	31,6	16,5	27,2
Biotita	27,5	30,8	27,5	25,5	34	23	39,7
Hornblenda	-	tr	7,4	1,7	4,1	3,3	-
Zircão	-	tr	tr	-	tr	-	TR
Apatita	tr	tr	2,1	tr	tr	1,7	2
Titanita	1,8	6,7	5,6	5	5,5	4,4	5,5
Opacos	TR	2,2	tr	1,2	tr	-	TR
Allanita	-	-	tr	-	-	-	-

Tabela 3: Composição modal em porcentagem dos minerais em cada lâmina petrográfica..

A partir da mineralogia e composição modal, definiu-se para a Unidade (hornblenda) biotita gnaiss a composição variando de sienogranito a granodiorito, como observado na Figura 8.13. Também foram plotadas nuvens de densidade de pontos de trabalhos pretéritos (Coelho, 2012).

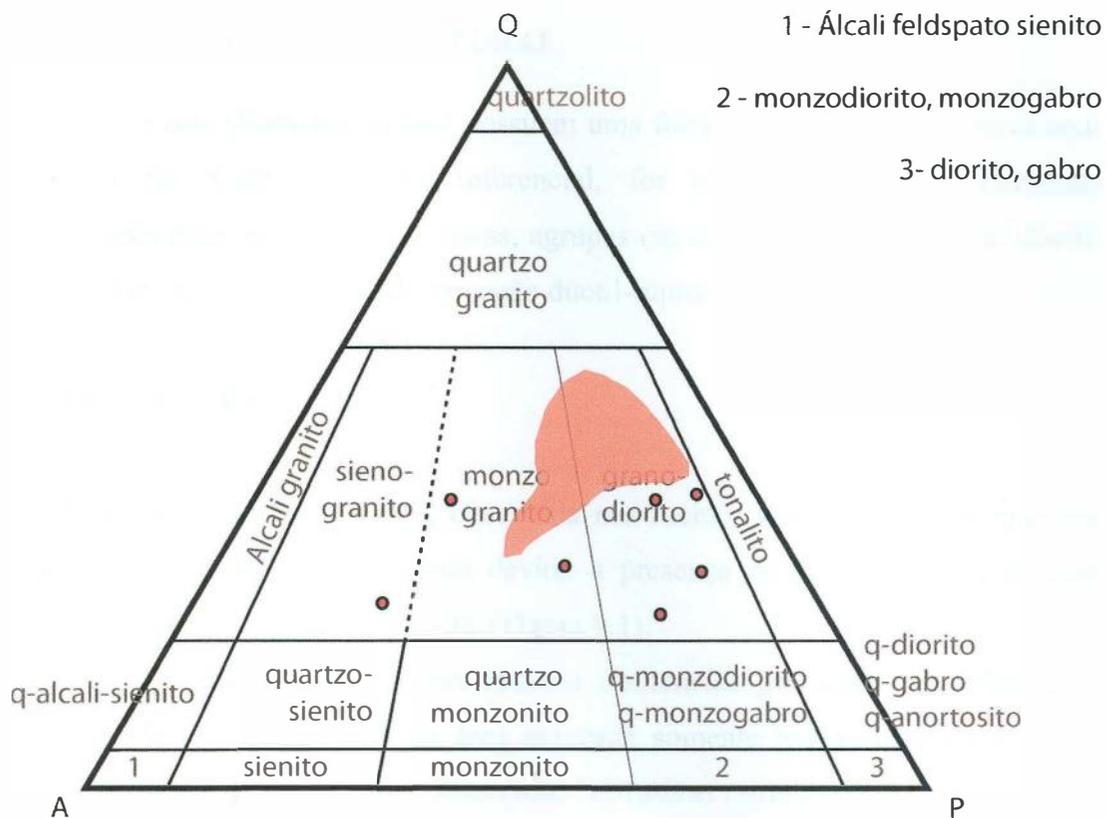


Figura 8.12: Diagrama QAP de Streckeisen (1976) indicando composição sienogranítica a granodiorítica. Os pontos significam contagens do presente trabalho. Em vermelho, as amostras de (hornblenda) biotita gnaiss. A nuvem representa composições plotadas por Coelho (2012).

## 9. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Os gnaisses aflorantes na área possuem uma foliação tectônica penetrativa aqui denominada  $S_n$ . Com  $S_n$  como referencial, foi possível identificar estruturas deformacionais mais antigas e mais novas, agrupadas em três fases de deformação dúctil:  $D_{n-1}$ ,  $D_n$  e  $D_{n+1}$ ; e uma fase de deformação dúctil-rúptil:  $D_{n+2}$ .

### 9.1 Fase $D_{n-1}$

Pretérita a foliação principal observada nas rochas, a foliação  $S_{n-1}$  gerada por esta fase pode ser identificada apenas devido a presença de dobras intrafoliais com plano axial subhorizontal e eixo NW-SE (Figura 9.1).

Tais estruturas foram em sua maioria obliteradas por fases de deformação posteriores. Elas são observadas na área mapeada somente nos metassedimentos da Unidade Palmital. Também são observadas estruturas similares nos ortognaisses paleoproterozoicos, denominados Unidade Região dos Lagos, que servem de embasamento a Unidade Palmital, encontrados ao sul da área mapeada. Com isso pode-se inferir uma restrição de tal fase deformacional ao Domínio Tectônico Cabo Frio (Schmitt, 2003).

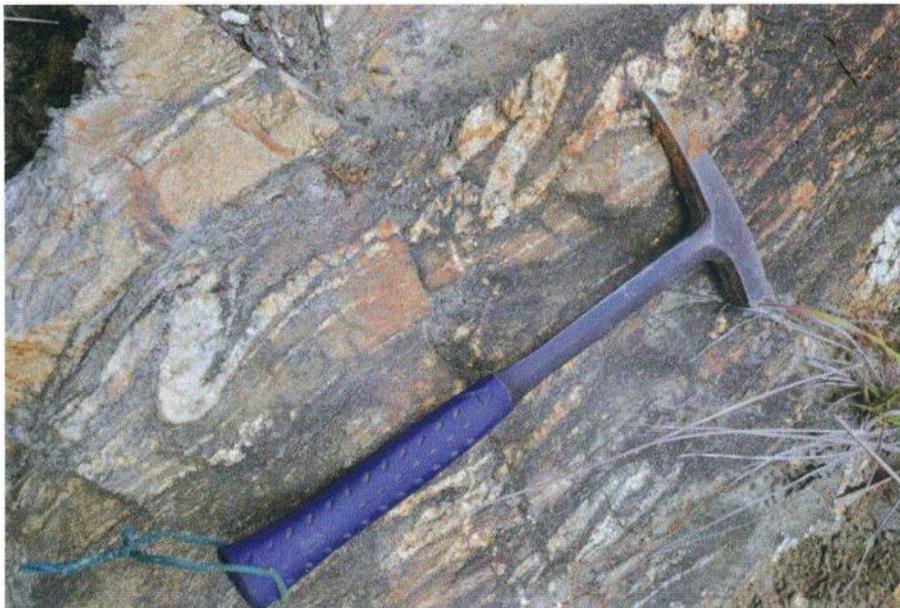


Figura 9.1: Dobras intrafoliais em leucossomas da Unidade (granada) sillimanita biotita gnaisse, denotando fase de deformação anterior a foliação ( $D_{n-1}$ ). Ponto fora do mapa.

## 9.2. Fase $D_n$

A fase deformacional denominada  $D_n$  deu origem à foliação principal que ocorre em todas as unidades gnáissicas mapeadas. A Figura 9.2 expõe os polos das foliações observadas e medidas. Elas possuem direção principal *strike* NW-SE, embora ocorram em todas as direções, talvez pela influência de fases de deformação posteriores. Possuem atitude média variando de  $40^\circ$  a  $70^\circ$ .

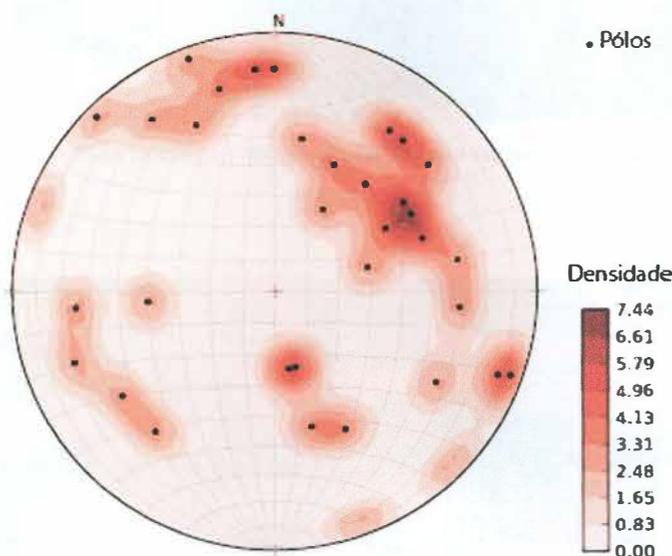


Figura 9.2: Estereograma de densidade, a partir dos pólos de foliação  $S_n$ . N = 33.

Nas rochas ortoderivadas afetadas por tal fase, a foliação  $S_n$  é marcada pela orientação da biotita e dos fenocristais de feldspato. Já nas unidades paraderivadas,  $S_n$  pode ser considerada paralela as intercalações entre bandas quartzo-feldspáticas e bandas ricas em biotita (mais granada e sillimanita, quando as mesmas se fazem presentes).

Também é relacionada a essa fase, *boudinage* em planos paralelos a foliação  $S_n$ . (Figura 9.3) e localmente, exibe uma lineação de estiramento no quartzo, em observadaveios quartzo-feldspáticos (Figura 9.4).

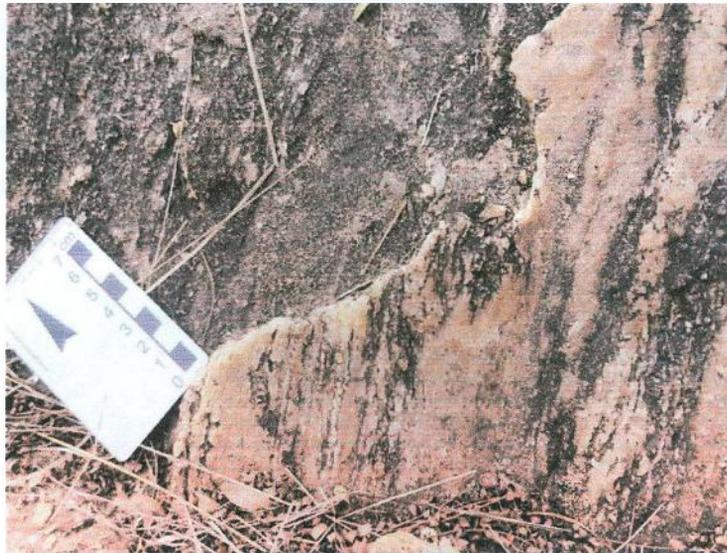


Figura 9.3: Fotografia exibindo lineação de estiramento em veios pegmatíticos. Ponto fora do mapa.

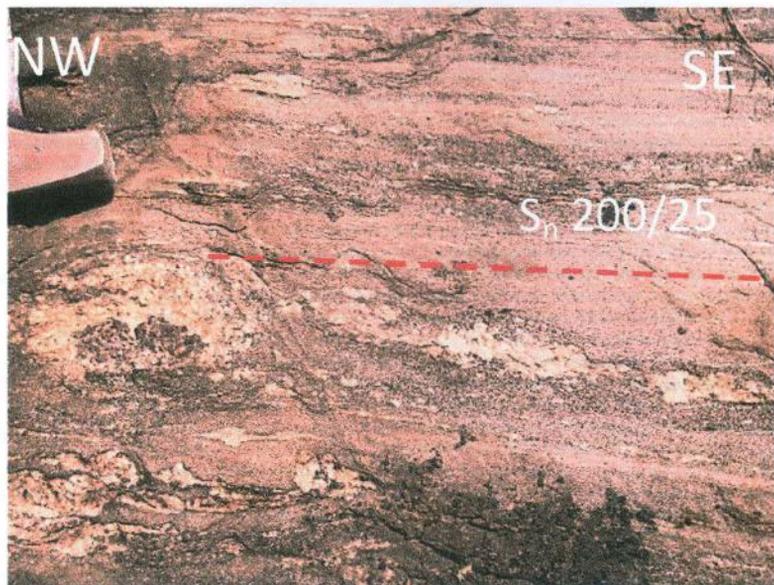


Figura 9.4: Afloramento de (granada) sillimanita gnaiss com *boudins* quartzo-feldspáticos associados a granada. Ponto fora do mapa.

### 9.3. Fase $D_{n+1}$

Esta fase é caracterizada por dobras na foliação. Rocha (2002) definiu esta fase denominada  $D_{n+1}$  que gerou dobras abertas a apertadas com flancos mergulhando NW e SE, planos axiais mergulhando para SE e eixos com caimentos de até 30° para SW (ANEXO III – Seção Geológica).

Em campo, foram encontradas dobras  $D_{n+1}$  eixos com caimento também para SE (Figura 9.4), embora a maioria destas estruturas não estejam bem preservadas devido à saprolitização dos afloramentos de (granada) sillimanita biotita gnaiss, principal Unidade onde esta fase de deformação é observada;



Figura 9.5: Dobra na foliação na Unidade (granada) sillimanita biotita gnaiss. Medida dip/dip do eixo:  $166^\circ/20^\circ$ . Ponto fora do mapa.

#### 9.4. Fase $D_{n+2}$

Esta fase é representada por zonas de cisalhamento, geralmente N-S ou NE-SW – em direções paralelas ao contato tectônico que separa as unidades (hornblenda) biotita gnaiss e (granada) sillimanita gnaiss (Figura 9.5). Ocorrem localmente, embora muito mal preservados devido a saprolitização dos afloramentos.

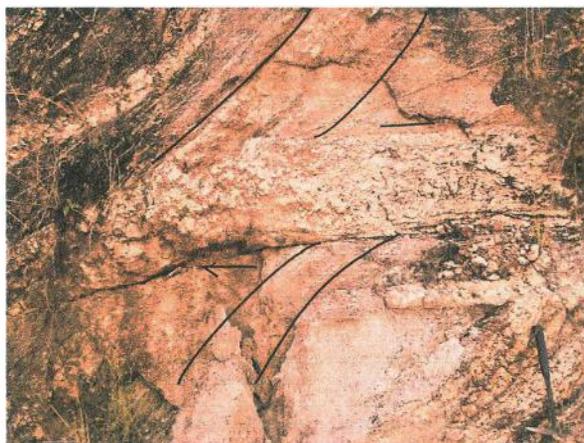


Figura 9.6: Zona de cisalhamento preenchida por veio quartzo-feldspático. Ponto fora do mapa.

## 10. METAMORFISMO

O metamorfismo na área de estudo atingiu a fácies anfibolito, durante as fases deformacionais  $D_{n-1}$  a  $D_n$ . Para a inferência das condições de metamorfismo, foram critérios: a ausência de muscovita primária e presença de feldspático potássico em equilíbrio com sillimanita, nos paragnaisses da unidade Palmital e a presença fusão parcial em todas as unidades neoproterozoicas.

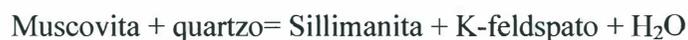
Os ortognaisses Neoproterozoicos apresentam estruturas migmatíticas (Figura 10.1), evidenciando temperaturas que caracterizam o pico de metamorfismo.



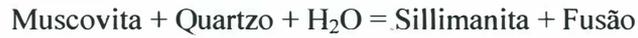
Figura 10.1: Fusão *in situ* observada na unidade Ortognaisse Porfírico em uma pedreira. Notar as bordas máficas do melanossoma envolvendo o leucossoma quartzo-feldspático. Ponto fora do mapa.

Em lâmina, são observadas texturas granoblástica e granolepidoblástica, bordas de recristalização de quartzo e extinção ondulante; todos estes desenvolvidos durante o metamorfismo.

Nos metassedimentos da unidade (granada) sillimanita biotita gnaiss, o equilíbrio entre sillimanita e K-feldspato refletiria a reação (Yardley, 1989):



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



Ou,



Logo, a presença de sillimanita e veios leucossomáticos relacionados à fusão parcial *in situ* sugerem um auge da temperatura do metamorfismo no campo da sillimanita com anatexia (Figura 10.2).

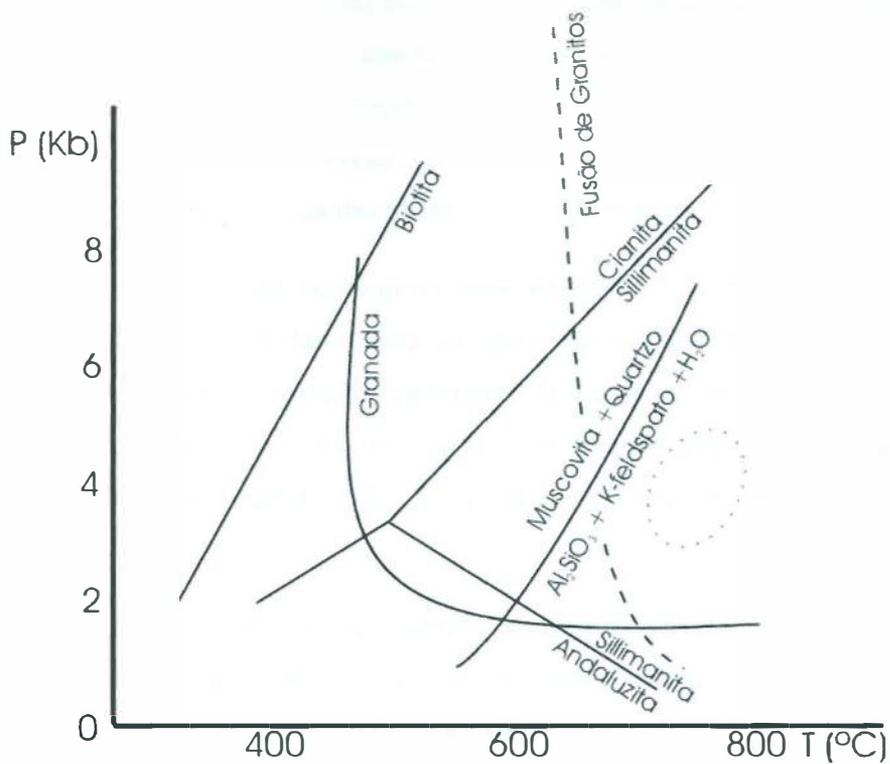


Figura 10.2: Campo P x T de estabilidade aproximado dos sillimanita gnaisses. Yardley, 1989.

## 11. DISCUSSÕES

O empilhamento estratigráfico da área levou em conta as relações intrusivas observadas em campo e no mapa geológico, além de datações pretéritas realizadas por outros autores.

A história geológica proposta inicia-se com a deposição dos sedimentos aluminosos que dariam origem a unidade (granada) sillimanita biotita gnaïsse. Em seguida, ocorre deformação e metamorfismo de alta temperatura relacionados à fase  $D_{n-1}$ , uma vez que tal fase só é identificada nas rochas desta sucessão.

Em seguida, ocorrem a colocação das rochas compostas pela unidades Ortognaïsse Porfirítico e (hornblenda) biotita gnaïsse, embora as relações de idade entre as duas não sejam visíveis em afloramento. Interpreta-se pelo mapa geológico e seção geológica confeccionados que o (hornblenda) biotita gnaïsse, por bordejar a outra unidade, seja mais antiga. Após o evento de magmatismo, uma nova fase de deformação ( $D_n$ ) gera a foliação principal vista nas rochas da área de mapeamento.

Em uma próxima etapa, ocorrem intrusões de caráter bimodal representadas pela unidade Metatonalito Fino. Estas rochas não possuem foliação metamórfica, embora seja visível uma orientação mineral decorrente de fluxo magmático. Além disto, a unidade corta as demais, inclusive os leucossomas gerados por fusão parcial, o que indicaria que o evento gerador destas foi posterior ao metamorfismo de alto grau ocorrente.

Por último, há a intrusão de granitos isotrópicos representados pela unidade Granito Leucocrático Equigranular, que não possuem evidências de deformação ou metamorfismo e são intrusivas em todas as demais rochas..

Acredita-se que o paragnaisse (**granada**) (**sillimanita**) **biotita gnaïsse** teria como protólito sucessões sedimentares depositadas à margem do paleocontinente do Congo, e portanto, pertenceriam ao Domínio Tectônico Cabo Frio. Zircões detríticos datados por Schmitt *et. al* (2003, 2004) corroboram com esta hipótese, já que revelam idades de cristalização de 2,6, 2,0, 1,2, 1,0, 0,8 e 0,6 Ga para as rochas fonte, sendo que as mesmas com idade 1,2 e 1,0 somente são reconhecidas no continente africano, e não nos terrenos brasileiros adjacentes. A idade máxima de deposição dos sedimentos é de

620 Ma – idade do zircão detrítico mais novo da sucessão, provavelmente relacionado às rochas do Arco Rio Negro.

Já os ortognaisses - tanto o **ortogneisse porfirítico** quanto o **(hornblenda) titanita biotita gnaiss** – poderiam ser caracterizados como parte de um arco magmático decorrente da subducção com vergência para NW (Schmitt *et al.*, 2008). Sugere-se que ambos estejam relacionados, uma vez que há intercalações das duas unidades de forma dispersa na área. O **ortogneisse porfirítico**, relacionado neste trabalho à Unidade Maricá, foi datado (Schmitt *et al.*, 2012) em 540 Ma (cristalização) e 520 Ma (metamorfismo). Estas idades podem ser correlacionadas com, respectivamente, a magmatogênese Brasileira e a Orogenia Búzios. Em relação à unidade **(hornblenda) biotita gnaiss**, não existem dados cronológicos no presente, e somente com eles se obteriam relações entre os dois litotipos.

A Unidade Metatonalito Fino, devido a sua composição, poderia ser relacionada com o *break-off* da placa oceânica após a subducção, que ocasionaria a subida da astenosfera e conseqüente fusão do manto, e portanto, resultaria em magmas mais máficos ascendendo em pulsos variados no fim do evento colisional.

Quanto ao granito leucocrático, este seria posterior a todos os demais, uma vez que não se encontra metamorfizado ou mesmo deformado expressivamente. Seria um representante de magmatismo tardi a pós-colisional.

Uma vez que o contato entre a unidade (granada) sillimanita gnaiss e as demais unidades mapeadas (ver Anexos I e II – Mapa Geológico e Seção Geológica) também representaria o contato entre o Terreno Oriental e o DTCF, este representaria a sutura aproximada da colisão dos dois terrenos, sendo um contato tectônico importantíssimo para o entendimento do evento.

## 12 .CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com o presente trabalho foi possível individualizar 5 unidades diferentes nas imediações da Serra Redonda e Serra do Tingui, em Saquarema, sendo elas: (granada) sillimanita gnaissé, um paragnaisse com lentes de calciossilicática relacionado a Unidade Palmital; ortognaisse porfirítico, com fenocristais de até 8 centímetros, relacionado à Unidade Maricá; (hornblenda) biotita gnaissé, um gnaissé mesocrático com muita titanita e apatitas aciculares, relacionado à Unidade Tingui; metatonalito intrusivo, correspondente a diques de material básico com aglomerados máficos; e por último, um granito leucocrático equigranular, correspondente ao Granito Caju.

Também ocorrem na área depósitos alúvio-lagunares de idade Quaternária.

O granito leucocrático equigranular é intrusivo em todas as demais unidades e não possui evidências de deformação e metamorfismo, sendo originário de um magmatismo pós-colisional.

As unidades ortoderivadas – ortognaisse porfirítico, (hornblenda) biotita gnaissé e metatonalito – são tectonicamente justapostas a unidade (granada) sillimanita biotita gnaissé. Entre si, só se pode confirmar a relação de corte do metatonalito (que inclusive, corta os pegmatitos da fusão parcial das demais unidades) com o restante, pois as relações de idade do ortognaisse porfirítico e o (hornblenda) biotita gnaissé não puderam ser observadas em afloramento.

A unidade (hornblenda) biotita gnaissé, foco deste trabalho, é a rocha dominante da área mapeada, compondo mais da metade do mapa geológico. Ela faz contato interdigitado com o ortognaisse porfirítico, contato tectônico com o (granada) sillimanita gnaissé a sul e a leste, e é intrudido pelo metatonalito e o granito leucocrático equigranular.

Ele corresponde a gnaisses mesocráticos, com índice de cor variando de 30 a 40%, e sua composição varia de sienogranítica a granodiorítica, de acordo com a petrografia.

Sua mineralogia essencial é composta por, em ordem de abundância: plagioclásio, biotita, K-feldspato, quartzo e anfíbólio (hornblenda), quando presente. Os minerais acessórios são, também em ordem decrescente de abundância: titanita, apatita, allanita, opacos e zircão. A assembléia mineral secundária é composta por argilominerais, mica branca, calcita, clorita e opacos.

A rocha possui foliação pouco marcada, por vezes incipiente, denotada pela biotita e pelo anfibólio. A única fase de deformação encontrada nestas rochas foi a  $D_n$ .

Esta fase de deformação é a principal fase encontrada na área, que gerou a foliação presente em quase todas as rochas. Ocorreram fases de deformação posteriores, que geraram dobras na foliação ( $D_{n+1}$ ) e zonas de cisalhamento paralelas ao contato tectônico entre o Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio ( $D_{n+2}$ ).

O metamorfismo atingiu a fácies anfibolito alto, durante as fases deformacionais dúcteis  $D_{n-1}$  e  $D_n$ , caracterizado sobretudo por paragêneses metamórficas nas unidades metassedimentares. A unidade (hornblenda) biotita gnaissé exhibe localmente evidências de fusão parcial *in situ*, além de estruturas migmatíticas estromáticas, *schlieren* e *nebulíticas*, que corroboram com tais condições metamórficas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M ; HEILBRON, M., TROUW, R. 200 8. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, *In: Anais Congresso Brasileiro Geologia, Belo Horizonte, 39,pp. 32.*
- COELHO, A. C. M. Q. 2012. Mapeamento geológico da região de Tomascár. *Trabalho de Conclusão de Curso. FGEL-UERJ. 73p.*
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1966. *Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução. 3ª Ed. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 727 pp.*
- FERRARI, A.L.; BRENNER, T.L.; DALCOLMO, M.T.; NUNES, H.R.C. 1982. O Pré-cambriano das folhas de Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. *In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 32, Salvador (BA) Anais... 1: 103-114.*
- HEILBRON M. & MACHADO N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *In: Precambrian Res., 125: 87-112.*
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C.da, TROUW, R.A.J., JANASLI, V.A. 2004. Província Mantiqueira. *In: Mantesso-Neto et al. (2004), Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida.p. 203-234.*
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., TASSINARI, C.C.G., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., SIGA Jr, O., TROUW, R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *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: 211-237.*
- ROCHA, F.P. 2002. Mapeamento geológico da região de Maricá, estado do Rio de Janeiro. *Tese de Mestrado. IG-UFRJ. 90p.*

SANTINI, M. V. F. T. 2011. Mapeamento Geológico e Petrografia do Ortognaisse Maricá, Maricá, Rio de Janeiro. *Trabalho de Conclusão de Curso*. IG-UFRJ. 60p

SCHMITT, R.S. 2003. Orogenia Búzios – Um evento tectono-metamórfico cambroordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil. *Tese de Doutorado*, IG/UFRJ. 273p.

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

SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., SCHMUS, W.R.V., PASSCHIER, C.W. 2008. 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.

SCHMITT, R.S., MENDES, C.Z., PETERNEL, R., SILVA, L.C., DANTAS, E.L.; 2012. Dating high-grade syn-orogenic plutons and supracrustal rocks in a hot orogen – Ribeira belt case-study. In: *VII South American Symposium on Isotope Geology (SSAGI), Medellin, Colombia*. Abstracts.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, vol. 12, p. 1-33..

TROUW, R., HEILBRON, M., RIBEIRO, R., PACIULLO, F., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani et al. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Special Publication for the IGC/2000. p: 287-310.

TUPINAMBÁ, M., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. 1998. The Pan African/Brasiliano Arc-related Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt,

southeastern Brazil, In: *Abstract of the 14th International Conference on Precambrian and Craton Tectonics*, Ouro Preto, MG, 12-14.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C., ALMEIDA, A., SILVA, L.G.E., MEDEIROS, S.R., AMEIDA, C.G., MIRANDA, A., RAGATKY, C.D., MENDES, J., LUDKA, I., 2007. Geologia da Faixa Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos, revista de geociências*, Volume XV, Número 1, pag.67-79.

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

## ANEXOS

### ANEXO I

#### TABELA DE PONTOS

Ponto	Código	X	Y	Unidade	Medida Sn	Mergulho Sn
1	DB-1	740912	7468745	Caju		
2	DB-2	740895	7468965	Caju		
3	DB-3	740997	7468957	Tingui		
4	DB-4	741331	7469339	Tingui		
5	DB-5	741616	7469462	Ponto de Controle		
6	DB-6	742715	7468855	Tingui	145	70
7	DB-7	742798	7468779	Tingui	205	45
8	DB-8	742925	7468753	Tingui	165	70
9	DB-9	743093	7468836	Tingui	160	85
10	DB-10	743525	7469840	Tingui		
11	DB-11	743869	7470116	Caju		
12	DB-12	743218	7470502	Tingui		
13	DB-13	742944	7471580	Caju		
14	DB-14	745105	7472020	Tingui	320	55
15	DB-15	745973	7472549	Maricá	295	70
16	DB-16	736913	7468970	Caju		
17	DB-17	737831	7469700	Maricá	290	85
18	DB-18	738548	7469952	Caju		
19	DB-19	738613	7470035	Maricá		
20	DB-20	738648	7470105	Caju		
21	DB-21	737947	7469780	Maricá		
22	DB-22	737762	7469804	Caju		
23	DB-23	736673	7468625	Tingui		
24	DB-24	735275	7467555	Tingui		
25	DB-25	735281	7467712	Tingui		
26	DB-26	735384	7467796	Tingui		
27	DB-27	735547	7468101	Tingui	220	65
28	DB-28	735848	7468545	Tingui		
29	DB-29	735016	7474147	Tingui		
30	DB-30	735076	7473804	Maricá		
31	DB-31	734938	7473594	Maricá		
32	DB-32	734717	7473063	Tingui	70	70
33	DB-33	734611	7473010	Tingui	220	45
34	DB-34	734653	7472790	Tingui		
35	DB-35	734538	7472726	Caju		
36	DB-36	734442	7472658	Caju		

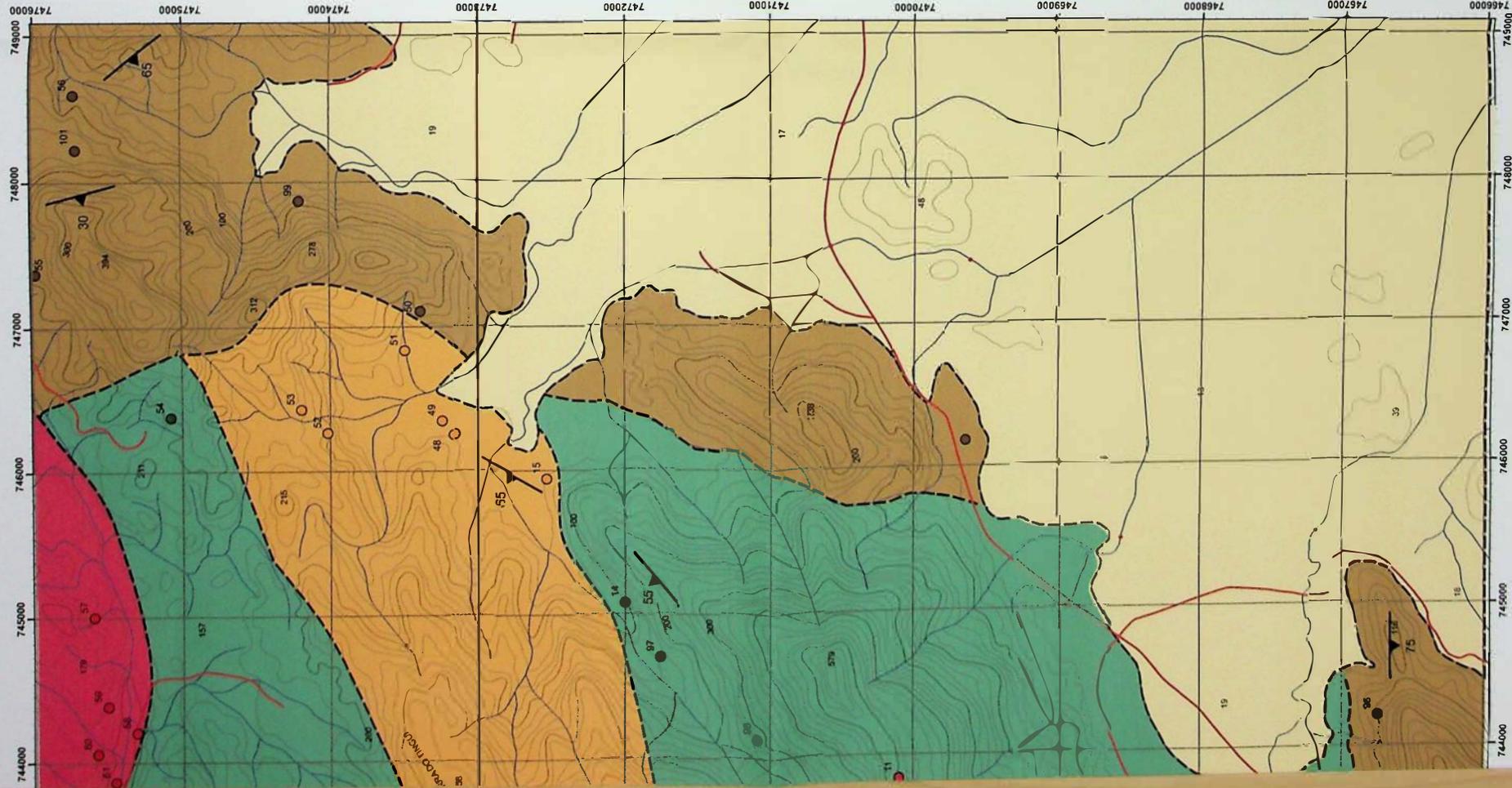
37	DB-37	734770	7472645	Tingui		
38	DB-38	734449	7471521	Tingui		
39	DB-39	734619	7472619	Caju		
40	DB-40	734577	7472455	Tingui		
41	DB-41	734769	7474726	Tingui	240	50
42	DB-42	734994	7474703	Caju		
43	DB-43	734971	7474575	Caju		
44	DB-44	735230	7474272	Caju		
45	DB-45	735286	7474084	Tingui	240	40
46	DB-46	735871	7474013	Tingui		
47	DB-47	735871	7474013	Tingui		
48	DB-48	746281	7473181	Maricá		
49	DB-49	746376	7473262	Maricá		
50	DB-50	747095	7473416	Tingui		
51	DB-51	746866	7473514	Maricá		
52	DB-52	746296	7474037	Maricá		
53	DB-53	746458	7474216	Maricá		
54	DB-54	746406	7475098	Tingui		
55	DB-55	747401	7476000	Palmital		
56	DB-56	748624	7475737	Palmital	230	65
57	DB-57	745031	7475624	Caju		
58	DB-58	744235	7475335	Caju		
59	DB-59	744416	7475530	Caju		
60	DB-60	744090	7475603	Caju		
61	DB-61	743895	7475481	Caju		
62	DB-62	743604	7475494	Tingui	275	60
63	DB-63	743066	7475744	Caju		
64	DB-64	743017	7475147	Maricá		
65	DB-65	742564	7474186	Caju		
66	DB-66	741178	7473325	Tingui	333	50
67	DB-67	740838	7473754	Tingui		
68	DB-68	740514	7473686	Tingui		
69	DB-69	739968	7470997	Maricá		
70	DB-70	740125	7470900	Maricá		
71	DB-71	739185	7471818	Caju		
72	DB-72	739619	7472313	Caju		
73	DB-73	740155	7472986	Maricá		
74	DB-74	740405	7473080	Maricá		
75	DB-75	740491	7473237	Tingui	350	25
76	DB-87	738402	7473843	Maricá	40	60
77	DB-88	738255	7473941	Maricá		
78	DB-89	738269	7473808	Maricá	55	60
79	DB-90	738101	7473764	Caju		
80	DB-91	738301	7473671	Ponto de Controle		

81	DB-92	739471	7473302	Caju		
82	DB-93	738326	7473229	Caju		
83	DB-94	738730	7473273	Caju		
84	DB-95	738842	7473313	Tingui		
85	DB-96	738763	7473195	Tingui		
86	DB-97	739109	7473709	Maricá		
87	DB-98	738391	7472846	Tingui	190	50
88	DB-99	738305	7472814	Tingui		
89	DB-100	737945	7472484	Tingui		
90	DB-101	737961	7472612	Tingui		
91	DB-102	738169	7472628	Caju		
92	DB-103	738605	7473090	Caju		
93	DB-104	741905	7466389	Palmital		
94	DB-105	740639	7466235	Palmital	135	85
95	DB-106	741273	7466438	Palmital		
96	DB-107	744233	7466766	Palmital	180	75
97	DB-108	744725	7471777	Tingui		
98	DB-109	744160	7471110	Tingui		
99	DB-110	747900	7474225	Palmital		
100	DB-111	742813	7468858	Tingui	155	60
101	DB-112	748253	7475725	Palmital	255	30
102	DB-113	758201	7474185	Palmital	235	50
103	DB-114	735816	7468482	Tingui	291	80
104	DB-115	736108	7468999	Tingui		
105	DB-116	736149	7469185	Tingui	215	65
106	DB-117	735949	7469330	Tingui	250	50
107	AM-020	735875	7467989	Granito Cajú		
108	AM-021	735960	7467978	Tingui		
109	AM-051	734021	7469743	Maricá		
110	AM-052	734426	7470069	Maricá		
111	AM-055	734681	7467478	Maricá		
112	AM-056	735238	7467499	Tingui		
113	AM-057	735325	7467746	Tingui	175	75
114	AM-064	736176	7469389	Tingui		
115	AM-073	734500	7466980	Tingui		
116	AM-074	734420	7467545	Caju		
117	AM-075	734313	7467682	Caju		
118	AM-076	734311	7467417	Caju		
119	AM-077	734055	7467554	Tingui		
120	GP-013	735861	7474014	Tingui	260	60
121	GP-014	736032	7473793	Tingui		
122	GP-015	736514	7473456	Tingui	300	60
123	GP-016	737030	7473070	Tingui		
124	GP-049	737385	7475355	Tingui		
125	GP-050	737888	7471771	Granito Cajú		

126	GP-051	738000	7472019	Granito Cajú		
127	GP-052	737800	7472182	Tingui		
128	GP-053	737884	7475452	Tingui	345	25
129	GP-097	722893	7473575	Granito Cajú		
130	GP-112	735067	7474198	Tingui (intrusao)		
131	GP-113	735048	7473901	Tingui		
132	GP-114	734968	7473705	Tingui		
133	GP-115	734956	7473527	Granito Cajú		
134	GP-116	734928	7473840	Tingui	210	30
135	GP-144	735263	7471854	Tingiu		
136	GP-145	735618	7471769	Tingui		
137	GP-160	737351	7475297	Tingui	345	45
138	GP-170	734776	7475333	Tingui	85	40
139	GP-171	734655	7475483	Tingui	85	65

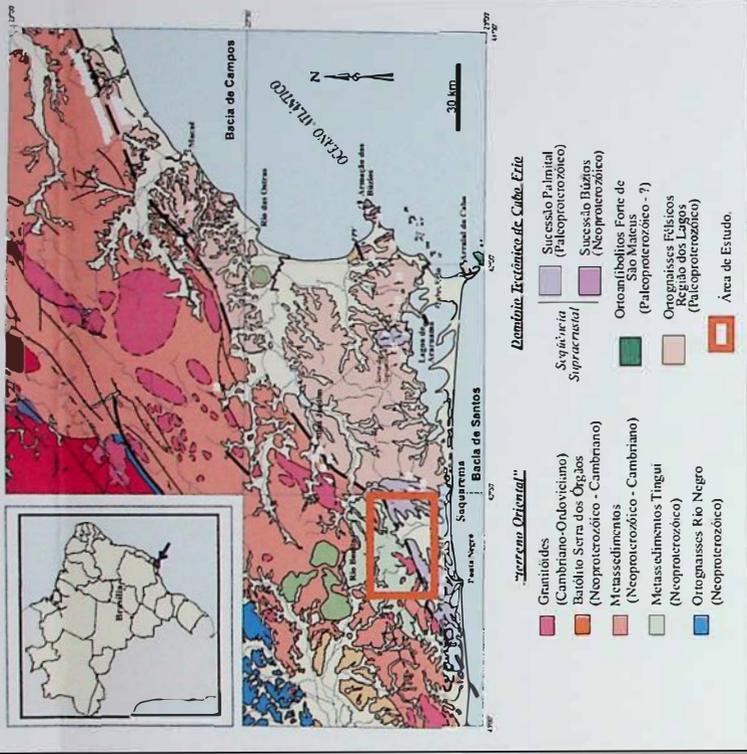
Tingui e arredores, Saquarema, RJ.  
 Zortolotti Batista  
 Dr.<sup>a</sup> Renata da Silva Schmitt  
 Prof. Dr. Julio Cezar Mendes

# MAPA GEOLÓGICO



## GEOLÓGIA REGIONAL E LOCALIZAÇÃO

MAPA GEOLÓGICO DO DOMÍNIO TECTÔNICO DE CABO FRIO (DTCF) e parte do "terreno Oriental" (modificado de Reis, 1995; Fonseca, 1998; Schmitt et al., 2004).



## Legenda

### Unidades

- Cobertura Quaternária
- Granito Leucocrático Equigranular (Granito Caju)
- Intrusão de Metatonalito
- Ortogneisse Porfírico (Unidade Maricá)
- (hornblenda) biotita gnaíse (Unidade Tingui)
- (granada) sillimanita biotita gnaíse (Unidade Palmital)

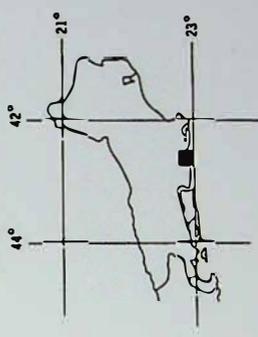
### Simbologia

- Lineação (L-n)
- Foliação (Sn)
- Afloramento
- Contato Tectônico
- Contato Inferido
- Rios e Drenagens
- Rodovia
- Estrada
- Trilha
- Curvas de nível

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

ITABORAÍ MI-2746/1	RIO BONITO MI-2746/2	SILVA JARDIM MI-2747/1
MARICÁ MI-2746/3	SACUAREMA MI-2746/4	ARARUAMA MI-2747/3

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO



MAPA GEOLÓGICO  
 ESCALA 1:25.000

PROJEÇÃO UTM  
 DATUM WGS84  
 FUSO 23K

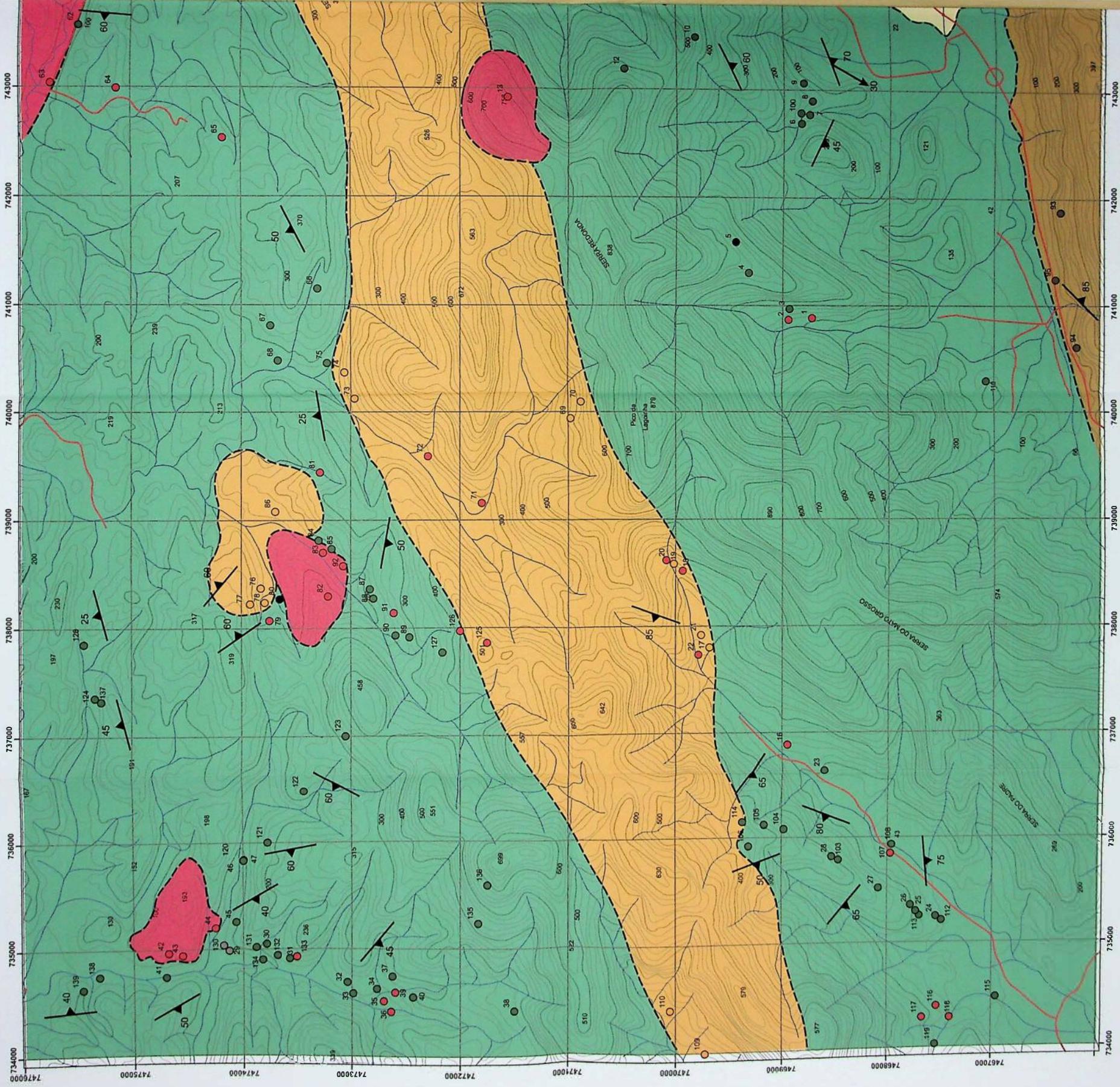




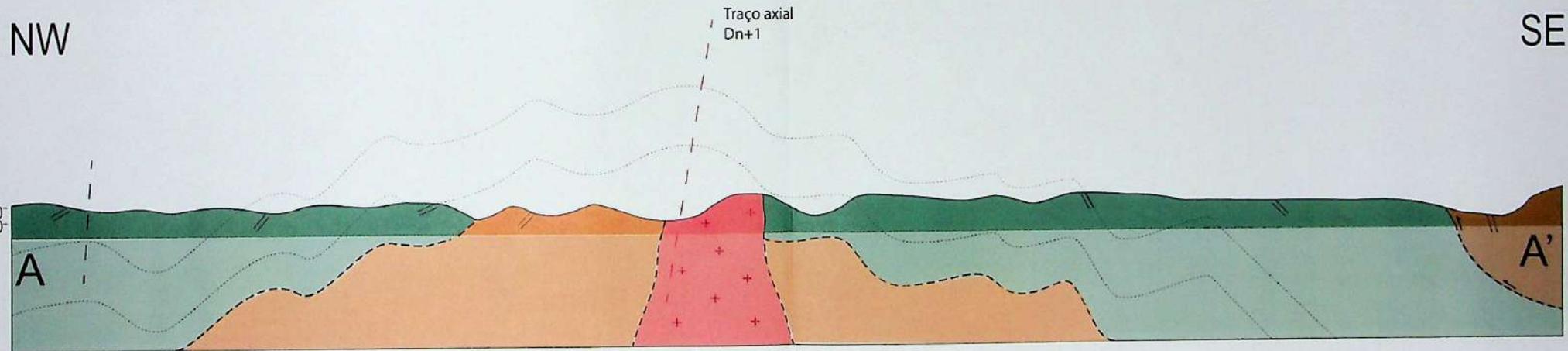
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geologia  
Setor de Geologia Regional e Econômica

Geologia da Serra do  
Davi  
Orientadora: Prof.  
Coorientador: P.

# ANEXO II - MA



# ANEXO III - SEÇÃO GEOLÓGICA

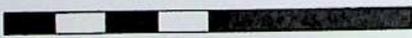


## Legenda

### Unidades

-  Granito Leucocrático Equigranular (Granito Caju)
-  Ortognaisse Porfírtico (Unidade Maricá)
-  (hornblenda) biotita gnaiss (Unidade Tingui)
-  (granada) sillimanita biotita gnaiss (Unidade Palmital)

-  Contato Inferido
-  Traço axial Dn+1
-  Zona de empurrão

 Quilômetros  
0 0,5 1 2

Escala 1:25000