



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**  
**MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA,**  
**GEOQUÍMICA E IMPLICAÇÃO TECTÔNICA DO**  
**ORTOGNAISSE TRONDHJEMÍTICO RESENDE COSTA,**  
**ESTADO DE MINAS GERAIS**

**VICTOR HUGO PROENÇA SOUZA**

**ORIENTADOR: Prof. CIRO ALEXANDRE ÁVILA**  
(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional – UFRJ)

**CO-ORIENTADOR: Prof. EVERTON MARQUES BONGIOLO**  
(Departamento de Geologia – Instituto de Geociências UFRJ)

**PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia**  
(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu nacional – UFRJ)

**FEVEREIRO, 2013**  
**RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA,  
GEOQUÍMICA E IMPLICAÇÃO TECTÔNICA DO  
ORTOGNAISSE TRONDHJEMÍTICO RESENDE COSTA,  
ESTADO DE MINAS GERAIS**

**VICTOR HUGO PROENÇA SOUZA**

**APROVADA EM \_\_\_\_\_ DE \_\_\_\_\_ DE 2013.  
POR:**

---

**Orientador: Dr. Ciro Alexandre Ávila**

---

**Co-orientador: Dr. Everton Marques Bongioio**

---

**Dra. Beatriz Paschoal Duarte**

---

**Dr. Júlio Cezar Mendes**

PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia  
(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu nacional – UFRJ)

**FEVEREIRO, 2013  
RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL**

## FICHA CATALOGRÁFICA

**SOUZA, Victor Hugo Proença.**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E  
IMPLICAÇÃO TECTÔNICA DO ORTOGNAISSE TRONDHJEMÍTICO  
RESENDE COSTA, ESTADO DE MINAS GERAIS.**

XIX, 119p., 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ,  
Monografia de Graduação, 2013 (IGLU04)).

Monografia: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia

- 1 - Ortognaisse
- 2 - Trondhjemitó
- 3 - Petrografia
- 4 – Geoquímica
- 5 - Sideriano
- 6 - Cinturão Mineiro
- 7 - Cráton São Francisco

I – IGEO/UFRJ

II – Título (série)

## RESUMO

Souza, V.H.P. **Mapeamento geológico, petrografia, geoquímica e implicação tectônica do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, estado de Minas Gerais.** Ano 2013, 119p. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A região estudada está inserida na borda meridional do cráton São Francisco, cuja evolução tem sido tradicionalmente explicada pela convergência de placas tectônicas e formação de arcos magmáticos durante o riaciano. Porém, um arco magmático de idade sideriana foi caracterizado recentemente, sendo o mesmo tipificado pelas rochas da suíte TTG Lagoa Dourada. Associada a este contexto foi identificado um novo corpo desta suíte, representado pelo ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.

De modo geral, além do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, a região mapeada é composta pelo ortognaisse tonalítico Ramos; por um pacote de rochas anfíbolíticas intercaladas com rochas metassedimentares, sendo ambos agrupados no *greenstone belt* Rio das Mortes; por corpos intrusivos no referido *greenstone belt*. tipificados pelos gnaisse granodiorítico e granitóide Ritápolis e por diques de diabásio que cortam todas as unidades supracitadas.

O estudo faciológico/textural do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa possibilitou a separação de suas rochas em duas diferentes fácies texturais (fina/média e média/grossa). Em relação à petrografia, suas rochas correspondem a tonalitos hololeucocráticos constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita<sub>1</sub>, microclina<sub>1</sub>, apatita, allanita, minerais opacos, rutilo, titanita<sub>1</sub>, zircão, epidoto<sub>1</sub>, epidoto<sub>2</sub>, zoisita/clinozoisita, titanita<sub>2</sub>, titanita<sub>3</sub>, muscovita, biotita<sub>2</sub>, carbonatos, microclina<sub>2</sub> e sericita. Quimicamente, são rochas trondhjemíticas, peraluminosas, que se alinham ao longo do *trend* de diferenciação trondhjemítico, mostram enriquecimento relativo de ETRL em relação a ETRP, plotam no campo dos trondhjemitos de alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e no campo dos granitóides de arco vulcânico. Apresentam idade de cristalização U-Pb (LA-IPCMS) em zircão de 2.358±10 Ma, idade T<sub>DM</sub> de 2,5Ga e ε<sub>Nd</sub> de +1,6, indicando a participação de uma fonte juvenil paleoproterozóica com pouco tempo de residência crustal. Seus dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos apontam para um modelo genético baseado na fusão parcial de uma crosta oceânica subductada, que foi metamorfisada e fundida, gerando um magma que evoluiu por cristalização fracionada de plagioclásio e hornblenda, principalmente.



As rochas do ortognaisse trondhjemitico Resende Costa possuem poucas relações de campo com os outros litótipos mapeados, sendo a geocronologia de fundamental importância para o seu posicionamento estratigráfico. Dessa forma, a idade de cristalização de  $2.358 \pm 10$  Ma é crucial para estabelecer esta unidade como a mais antiga da área mapeada (excetuando-se o ortognaisse tonalítico Ramos), já que as outras unidades estão associadas à evolução riaciana do cinturão Mineiro.

## **AGRADECIMENTOS**

A toda minha família, principalmente meu pai e minha mãe, por todos os ensinamentos, apoio e incentivo a minha formação profissional.

Aos professores do curso de graduação em geologia, pelos ensinamentos passados ao longo destes quatro anos. Agradeço especialmente ao professor Ciro Alexandre Ávila, por todo o conhecimento a mim transmitido e pelo apoio dado desde o início da graduação.

A todos os meus amigos, pelos bons momentos que me proporcionaram.

<b>SUMÁRIO</b>	<b>Pág.</b>
<b>CAPA</b>	<b>I</b>
<b>CONTRA CAPA</b>	<b>II</b>
<b>FICHA CATALOGRÁFICA</b>	<b>III</b>
<b>RESUMO</b>	<b>IV</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b>	<b>VI</b>
<b>SUMÁRIO</b>	<b>VII</b>
<b>ÍNDICE DE TABELAS</b>	<b>IX</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	<b>XI</b>
<b>1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS</b>	<b>2</b>
<b>3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO</b>	<b>3</b>
<b>4 - MÉTODOS DE TRABALHO</b>	<b>5</b>
4.1 – ETAPA PRÉ – CAMPO	5
4.2 – ETAPA DE CAMPO	5
4.2.1 – COLETA DE AMOSTRAS DE ROCHA	6
4.3 – PETROGRAFIA	7
4.4 – GEOQUÍMICA	7
4.5 – ETAPA DE ESCRITÓRIO	8
<b>5 - NOMECLATURA ADOTADA</b>	<b>9</b>
<b>6 - GEOLOGIA REGIONAL</b>	<b>14</b>
6.1 – CRÁTON SÃO FRANCISCO	14
6.2 – QUADRILÁTERO FERRÍFERO	15
6.3 – CINTURÃO MINEIRO	17
6.4 – ROCHAS METASSEDIMENTARES MESO E NEOPROTEROZÓICAS	20
<b>7 – DEFINIÇÃO E GÊNESE DE TRONDHJEMITOS</b>	<b>21</b>
<b>8 - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA</b>	<b>25</b>
8.1 – INTRODUÇÃO	25
8.2 – ROCHAS ANFIBOLÍTICAS COM PIROXÊNIO	25
8.3 – GNAISSE TONALÍTICO RAMOS	26
8.3.1 – ASPECTOS DE CAMPO	26
8.4 – ORTOGNAISSE TRONDHJEMÍTICO RESENDE COSTA	29
8.4.1 – ASPECTOS DE CAMPO	29
8.4.2 – PETROGRAFIA	35
8.4.3 – GEOQUÍMICA	47
8.4.4 – GEOCRONOLOGIA E DADOS ISOTÓPICOS	58
8.5 – <i>GREENSTONE BELT</i> RIO DAS MORTES	59
8.5.1 – Rochas Anfíbolíticas	60
8.5.2 – Rochas Metassedimentares	61
8.5.2.1 – Filitos amarronzados e carbonosos	62
8.5.2.2 – Gondito	64
8.5.2.3 – Biotita granada xisto	65
8.5.2.3.1 – Petrografia	66
8.6 – GNAISSE GRANODIORÍTICO	69
8.6.1 – ASPECTOS DE CAMPO	69
8.6.2 – PETROGRAFIA	72
8.6.3 – GEOQUÍMICA	80
8.6.4 – GEOCRONOLOGIA	86

8.7 – GRANITÓIDE RITÁPOLIS	87
8.7.1 – ASPECTOS DE CAMPO	87
8.7.2 – PETROGRAFIA	89
8.8 – DIQUES DE DIABÁSIO	100
8.8.1 – ASPECTOS DE CAMPO	100
<b>9 – METAMORFISMO</b>	<b>103</b>
<b>10 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES</b>	<b>106</b>
<b>11- REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS</b>	<b>114</b>
<b>12 – ANEXOS</b>	
ANEXO I-MAPA GEOLÓGICO	
ANEXO II- MAPA DE PONTOS	
ANEXO III – SEÇÕES GEOLÓGICAS	

## ÍNDICE DE TABELAS

	Pág.
<b>Tabela 1</b> – Listagem das amostras coletadas e laminadas*.	6
<b>Tabela 2</b> – Listagem das amostras coletadas e laminadas pela equipe que trabalhou previamente na área em estudo.	7
<b>Tabela 3</b> – Índice de cor segundo Le Maitre (2002).	10
<b>Tabela 4</b> – Classificação da granulação das rochas ígneas (Williams <i>et al.</i> , 1982).	10
<b>Tabela 5</b> - Nomenclatura dos diversos tipos de enclaves e suas principais características segundo Didier & Barbarin (1991).	12
<b>Tabela 6</b> – Principais diferenças químicas entre os trondhjemitos arqueanos de alto Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e os adakitos cenozoicos (Martin, 1999; Martin, 2004).	24
<b>Tabela 7</b> – Contagem modal (em %) das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.	36
<b>Tabela 8</b> – Principais diferenças entre as rochas das fácies média/grossa e fina/média do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.	38
<b>Tabela 9</b> – Ordem de cristalização e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.	47
<b>Tabela 10</b> – Análises químicas (% em peso) dos elementos maiores, relação entre os elementos e norma CIPW das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e da fase félsica intrusiva neste corpo.	48
<b>Tabela 11</b> – Análise química (em ppm) dos elementos traços das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e da fase félsica intrusiva neste corpo.	49
<b>Tabela 12</b> – Análise química (em ppm) dos elementos terras raras e relação entre os elementos das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e da fase félsica intrusiva neste corpo.	50
<b>Tabela 13</b> – Análise modal (em %) das rochas do gnaisse granodiorítico.	73
<b>Tabela 14</b> – Ordem de cristalização e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais do gnaisse granodiorítico.	80
<b>Tabela 15</b> – Análises químicas (% em peso) dos elementos maiores, relação entre os elementos e norma CIPW das rochas do gnaisse granodiorítico.	81
<b>Tabela 16</b> – Análise química (em ppm) dos elementos traços e razão Sr/Y das amostras do gnaisse granodiorítico.	82

<b>Tabela 17</b> – Análise modal (em %) das rochas do granitóide Ritápolis.	90
<b>Tabela 18</b> – Ordem de cristalização e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais do granitóide Ritápolis.	100
<b>Tabela 19</b> – Características dos eventos tectono-deformacionais representados em rochas do cinturão Mineiro, Minas Gerais.	103
<b>Tabela 20</b> – Síntese dos eventos metamórficos ocorridos na região estudada.	105
<b>Tabela 21</b> - Análises químicas (% em peso) dos elementos maiores das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada (Seixas <i>et al.</i> , 2012).	108
<b>Tabela 22</b> - Análises químicas (em ppm) dos elementos traços das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada (Seixas <i>et al.</i> , 2012).	108
<b>Tabela 23</b> - Análises químicas (em ppm) dos elementos terras raras das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada.	109

## ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

- Figura 1** – Articulação geográfica da região estudada em relação às folhas topográficas 1:50.000 do IBGE. 3
- Figura 2** – Imagem modificada do Google Earth mostrando trajeto (em azul) da cidade de São João del Rei até Resende Costa. Em destaque a serra de São José e em vermelho, a região estudada. 4
- Figura 3** – Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para as rochas plutônicas. 1 – Quartzolito; 2 – Álcali-feldspato granito; 3a – Sienogranito; 3b – Monzogranito; 4 – Granodiorito; 5 – Tonalito; 6 – Álcali-feldspato quartzo sienito; 7 – Quartzo Sienito; 8 – Quartzo monzonito; 9 – Quartzo monzodiorito/ quartzo monzogabro; 10 – quartzo diorito/ quartzo gabro; 11 – Álcali-feldspato sienito; 12 – Sienito; 13 – Monzonito; 14 – Monzodiorito/monzogabro; 15 – Diorito/gabro. Destacam-se as rochas granitóides que plotam entre os campos 2 e 5. 9
- Figura 4** – Classificação dos interrescimentos peritíticos proposta por Spry (1969). 11
- Figura 5** – Diagrama triangular Ab-Na-Or (O'Connor, 1965). 12
- Figura 6** – Mapa geológico simplificado do cráton São Francisco e seus limites (modificado de Alkmin *et al.*, 2003). 14
- Figura 7** - Geologia simplificada da porção sul do CSF (Modificado de Campos, 2004). Legenda: 1 – Complexos metamórficos indiferenciados; 2 – Sequências supracrustais arqueanas (*greenstone belt*); 3 – Metaultramáficas do tipo sequência acamadada Ribeirão dos Motas; 4 – Granitóides neoarqueanos; 5 – Supergrupo Minas; 6 – Sequências supracrustais paleoproterozóicas do tipo *greenstone belt*; 7 – Granitóides paleoproterozóicos; 8 – Sequências supracrustais paleoproterozóicas indiferenciadas; 9 – Sequências supracrustais paleo-mesoproterozóicas pelíticas; 10 – Contatos geológicos; 11 – Lineamentos e falhas e 12 – Cidades. 15
- Figura 8** - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Alkmin, 1998). 16
- Figura 9** - Mapa geológico da porção extremo-sul do Cráton do São Francisco, mostrando o cinturão Mineiro, o Complexo Mantiqueira, plutons Proterozóicos e sequências metassedimentares Proterozóicas (Teixeira *et al.*, 2008). **I.** Crosta Arqueana parcialmente retrabalhada durante o Paleoproterozóico; **II.** *Greenstone belt* Rio das Velhas (Arqueano); **III.** *Greenstone belts* do Arqueano/Paleoproterozóico: A. Rio das Mortes, B. Nazareno e C. Dores de Campos. **IV.** Granitóides Arqueanos; **V.** Supergrupo Minas (Paleoproterozóico). **VI.** Plutons félsicos and máficos Paleoproterozóicos; **VII.** Sequências Supracrustais São João del Rei (Paleoproterozóico), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico); **VIII.** Estruturas Regionais (exemplo:

Zona de Cisalhamento Lenheiro; LSZ); <b>IX.</b> Limite da Província Sul Mineira; <b>1-29.</b> Plutóns Proterozóicos.	18
<b>Figura 10</b> – Evolução do cinturão Mineiro mostrando a formação dos arcos magmáticos Ritápolis e Serrinha e a colisão com os arcos Mantiqueira e Juiz de Fora (Ávila <i>et al.</i> , 2010) Legenda : J – Lineamento Jeceaba – Bom Sucesso.	19
<b>Figura 11</b> – Diagrama de Barker & Arth (1976) com as hipóteses para a gênese de trondhjemitos.	22
<b>Figura 12</b> – Gráfico compilado de Arth & Barker (1976) mostrando os coeficientes de partição dos elementos terras raras nos fenocristais de plagioclásio, hornblenda e granada em rochas dacíticas.	23
<b>Figura 13</b> – Lajedo do gnaiss tonalítico Ramos no ponto VH-75.	26
<b>Figura 14</b> – Dobra apertada com charneira angulosa nas rochas do gnaiss tonalítico Ramos (Ponto VH-75).	27
<b>Figura 15</b> – Veios aplíticos quartzo feldspáticos concordantes à foliação do gnaiss tonalítico Ramos. Os veios discordantes apresentam dobras ptigmáticas, mostrando a presença de 2 fases de deformação. Foliação do gnaiss, evidenciada pela presença de bandas félsicas e máficas milimétricas (Ponto VH-75).	28
<b>Figura 16</b> – Veios aplíticos quartzo feldspáticos concordantes (em preto) e discordante (em azul) à foliação do gnaiss tonalítico Ramos. Presença de um dique granítico mais novo cortando todos os outros litótipos e a foliação do gnaiss tonalítico Ramos (Ponto VH-75).	28
<b>Figura 17</b> – Forma de exposição em grandes lajedos das rochas do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-131).	29
<b>Figura 18</b> – Blocos “ <i>in situ</i> ” do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-93).	30
<b>Figura 19</b> – Saprólito marrom avermelhado oriundo da alteração intempérica das rochas do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-121).	30
<b>Figura 20</b> – Aspecto geral de amostra do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa em um corte paralelo a foliação, onde se destacam os aglomerados de biotita (Ponto VH-131).	31
<b>Figura 21</b> – Mapa mostrando a subdivisão faciológica do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa.	32
<b>Figura 22</b> – Veios de quartzo concordantes e discordantes (delimitados em branco) nas rochas da fácies média/grossa do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-131).	33



<b>Figura 23</b> – Pegmatito e fase félsica cortando as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa. Legenda: peg – pegmatito; gn – ortogneisse trondhjemítico Resende Costa; fel – fase félsica (Ponto RF-3).	33
<b>Figura 24</b> – Veio de quartzo (delimitado em branco) concordante às rochas da fácies fina/média do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-53).	33
<b>Figura 25</b> – Pegmatito intrusivo nas rochas da fácies média/grossa do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa. Legenda: gn – ortogneisse trondhjemítico Resende Costa; peg – pegmatito (Ponto VH-131).	34
<b>Figura 26</b> – Dique aplítico centimétrico cortando rocha da fácies média/grossa do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa. Legenda: apl – aplito; gn – ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-114).	34
<b>Figura 27</b> – Veio de quartzo originado por segregação metamórfica observada em afloramento da fácies média/fina do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-53).	34
<b>Figura 28</b> – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa.	35
<b>Figura 29</b> – Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa (fácies média/grossa), onde se torna evidente seu baixo índice de cor. (Amostra RF-11 – nicól descruzado)	37
<b>Figura 30</b> - Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa (fácies média/grossa), mostrando a granulação média e a textura inequigranular seriada xenoblástica. (Amostra RF-11 – nicól cruzado)	37
<b>Figura 31</b> – Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa (fácies fina/média), mostrando a granulação fina e textura inequigranular seriada xenoblástica. (Amostra VH-53 – nicól cruzado).	37
<b>Figura 32</b> – Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa (fácies fina/média), evidenciando seu índice de cor mais elevado que o da fácies média/grossa. (Amostra VH-53 – nicól descruzado)	38
<b>Figura 33</b> – Grão de plagioclásio saussuritizado. (Amostra RF-08 – nicól cruzado).	39
<b>Figura 34</b> – Plagioclásio com crescimento de microclina. (Amostra RF-12 – nicól cruzado)	40
<b>Figura 35</b> – Grão de plagioclásio (Plag) (da fácies média/grossa) quase límpido mostrando o sobrecrecimento de muscovita (Musc). (Amostra RF-08 – nicól cruzado).	40

<b>Figura 36</b> – Grão de plagioclásio (da fácies média/grossa) mostrando o sobrecrecimento de carbonato (Car).(Amostra RF-26 – nicól cruzado)	40
<b>Figura 37</b> – Grão de zircão idiomórfico (da fácies média/grossa) incluso em cristal de quartzo. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)	41
<b>Figura 38</b> – Cristal de quartzo (da fácies média/grossa) exibindo extinção ondulante. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)	41
<b>Figura 39</b> - Epidoto(ep) crescendo ao redor de cristal de allanita (All) (Amostra RF-20 – nicól descruzado).	42
<b>Figura 40</b> – Grão hipidiomórfico de biotita (Bio) (da fácies média/grossa) mostrando em sua borda sul o crescimento de titanita (Tit) xenoblástica. (Amostra RF-12 – nicól cruzado)	42
<b>Figura 41</b> – Grão xenoblástico de biotita (Bio) em associação metamórfica com epidoto (Ep) e zoisita/clinozoisita. (Amostra RF-08 – nicól descruzado)	43
<b>Figura 42</b> – Grão de plagioclásio (Plag), da fácies média/grossa, alterado na borda para epidoto (Ep), com birrefringência rosada, sendo este substituído por zoisita/clinozoisita com birrefringência azulada. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)	43
<b>Figura 43</b> – Grão de titanita magmática (titanita <sub>1</sub> ) da fácies média/grossa com contornos idiomórficos e forma losangular. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)	44
<b>Figura 44</b> – Grão de mineral opaco (Op), da fácies média/grossa, parcialmente substituído por titanita <sub>2</sub> (Tit) xenoblástica associada com biotita. (Amostra RF-08 – nicól descruzado)	45
<b>Figura 45</b> – Grão de biotita (Bio) da fácies média/grossa mostrando crescimento de titanita <sub>3</sub> (Tit) ao longo de sua direção de clivagem. (Amostra RF-11 – nicól cruzado)	45
<b>Figuras 46 a 49</b> : Diagramas discriminantes para as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa e da fase félsica intrusiva no mesmo corpo. <b>Figura 46</b> : An-Ab-Or (O'Connor, 1965); <b>Figura 47</b> : AFM (Irvine & Baragar, 1971); <b>Figura 48</b> : CaO-Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O (Barker & Arth, 1976); <b>Figura 49</b> : Índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989).	51 e 52
<b>Figura 50</b> – Diagrama de variação de Harker <i>versus</i> elementos maiores para as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa: SiO <sub>2</sub> x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; SiO <sub>2</sub> x CaO; SiO <sub>2</sub> x Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; SiO <sub>2</sub> x P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ; SiO <sub>2</sub> x Na <sub>2</sub> O; SiO <sub>2</sub> x K <sub>2</sub> O; SiO <sub>2</sub> x MgO; SiO <sub>2</sub> x TiO <sub>2</sub> .	53

<b>Figura 51:</b> Diagramas de variação de variação de Harker <i>versus</i> elementos traços para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa: SiO <sub>2</sub> x Ba; SiO <sub>2</sub> x Rb; SiO <sub>2</sub> x Sr; SiO <sub>2</sub> x Zr; SiO <sub>2</sub> x Y.	54
<b>Figura 52:</b> Diagrama de separação dos trondhjemitos de alto Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e de baixo Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> utilizado para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa (Barker <i>et al.</i> , 1976).	55
<b>Figura 53:</b> Diagrama de separação dos trondhjemitos de alto Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e de baixo Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Arth, 1979) utilizado para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa.	55
<b>Figura 54:</b> Diagrama de distribuição dos elementos terras raras normalizado para condrito (Nakamura, 1974) utilizado para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa.	56
<b>Figura 55:</b> <i>Spidergram</i> normalizado para o condrito (Thompson, 1982) utilizado para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa.	57
<b>Figura 56:</b> <i>Spidergram</i> normalizado para ORG (Pearce <i>et al.</i> , 1984) utilizado para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa.	57
<b>Figura 57:</b> Diagrama discriminante de ambiência tectônica: Y + Nb x Rb (Pearce <i>et al.</i> , 1984).	58
<b>Figura 58</b> – Diagrama <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U x <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U, mostrando idade U-Pb (LA-ICPMS) do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa (Ávila <i>et al.</i> , 2011; Teixeira <i>et al.</i> , 2012).	59
<b>Figura 59</b> – Gnaisse granodiorítico, admitido como intrusivo, em contato irregular com o pacote metassedimentar do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes (Ponto RF-45).	60
<b>Figura 60</b> – Enxame de diques do granitoide Ritápolis cortando rochas anfíbolíticas do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes (Ponto VH-11).	60
<b>Figura 61</b> – Dique dobrado correlato ao granitoide Ritápolis (GR) intrudindo rocha anfíbolítica afanítica do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes (Ponto VH-10).	61
<b>Figura 62</b> – Amostra de quartzito intercalado nos filitos amarronzado e carbonoso (Ponto VH-37).	62
<b>Figura 63</b> – Intercalação de filitos amarronzados (em marrom) e filitos carbonosos (em preto) (Ponto VH-3).	62
<b>Figura 64</b> – Rocha filítica saprolitizada (FIL) cortada por pegmatito (PEG) correlato ao granitoide Ritápolis (Ponto VH-4).	63
<b>Figura 65</b> – Foliação metamórfica das rochas filíticas (Ponto VH-36).	63

<b>Figura 66</b> – Gondito em detalhe, onde se observa sua coloração preta devido a alteração da espessartita para pirolusita/psilomelana (Ponto VH-58).	64
<b>Figura 67</b> – Afloramento de gondito em leito de estrada vicinal (Ponto VH-58).	64
<b>Figura 68</b> – Biotita granada xisto do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes cortado por aplito correlato ao granitoide Ritápolis, que se encontra <i>boudinado</i> .(Ponto RF – 46).	65
<b>Figura 69</b> – Aspecto geral de lâmina do biotita granada xisto mostrando grãos de granada (GR) e clorita (CLO) orientadas conforme a foliação (Amostra RF-68C– nicól descruzado).	66
<b>Figura 70</b> – Plagioclásio fortemente sericitizado. (Amostra RF-68C - nicól cruzado).	67
<b>Figura 71</b> – Grãos de biotita (BIO) intensamente substituídos por clorita (CLO) (Amostra RF-68C - nicól descruzado).	67
<b>Figura 72</b> – Grão de granada com microfraturas preenchidas por clorita (Amostra RF-68C - nicól descruzado).	68
<b>Figura 73</b> – Mineral opaco (Op), provavelmente ilmenita, circundado por titanita (Tit) (Amostra RF-68C - nicól descruzado).	68
<b>Figura 74</b> – Lajedo do gnaiss granodiorítico (Ponto VH-91).	70
<b>Figura 75</b> – Amostra do gnaiss granodiorítico evidenciando seus principais aspectos texturais (Ponto VH-91).	70
<b>Figura 76</b> – Gnaiss granodiorítico (Gn) cortado por um dique da fase félsica (Ff) (Ponto VH-91).	71
<b>Figura 77</b> – Xenólito de biotita xisto (Bx) da sequência metassedimentar do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes no gnaiss granodiorítico (Gn) (Ponto RF-47).	71
<b>Figura 78</b> - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do gnaiss granodiorítico e corpos associados.	72
<b>Figura 79</b> – Visão geral da lâmina do gnaiss granodiorítico, evidenciando ser uma rocha leucocrática com biotita como mineral máfico predominante (Amostra RF-44A – nicól descruzado).	73
<b>Figura 80</b> – Plagioclásio (Plag) fortemente sericitizado e epidotizado com face sendo invadida por microclima (Mic) (Amostra RF-46B – nicól cruzado).	74
<b>Figura 81</b> – Cristal de feldspato com intercrescimento pertítico do	

tipo <i>flame</i> , que inclusive penetra na face do plagioclásio. (Amostra RF-45 – nicól cruzado)	75
<b>Figura 82</b> - Cristal de feldspato com intercrescimento pertítico do tipo <i>flame</i> . (Amostra RF-46B – nicól cruzado).	75
<b>Figura 83</b> - Cristal de feldspato com intercrescimento pertítico do tipo <i>stringlet</i> evidenciando suas duas direções de clivagem (Amostra RF-44A – nicól cruzado).	75
<b>Figura 84</b> – Reação entre microclima (Mic) e plagioclásio (Plag) formando borda de álcali-feldspato (Alc-feld.) no último. (Amostra RF-60A – nicól cruzado)	76
<b>Figura 85</b> – Grãos de titanita (Tit) crescendo a partir da substituição de cristais xenoblásticos de biotita (Bio) (Amostra RF-45 – nicól descruzado).	76
<b>Figura 86</b> – Grão de epidoto (Ep) em associação com grãos xenoblásticos de biotita(Bio) (Amostra RF-45 – nicól descruzado).	77
<b>Figura 87</b> – Cristal de zircão (Zir) com halo pleocróico incluso na biotita (Bio) (Amostra RF-60A – nicól descruzado).	77
<b>Figura 88</b> – Cristal hipidiomórfico de apatita (Ap) em contato com grão de biotita (Amostra RF-60A – nicól descruzado).	78
<b>Figura 89</b> – Cristal alongado de allanita (All) envolto por epidoto (Ep) (Amostra RF-46B – nicól descruzado).	78
<b>Figura 90</b> – Grão de mineral opaco (Op) parcialmente substituído por titanita <sub>2</sub> (Tit) xenoblástica associada com biotita. (Amostra RF-44A – nicól descruzado)	79
<b>Figuras 91 a 95:</b> Diagramas discriminantes para as rochas do gnaiss granodiorítico. <b>Figura 91:</b> An-Ab-Or (O'Connor, 1965); <b>Figura 92:</b> SiO <sub>2</sub> x K <sub>2</sub> O (Peccerillo & Taylor, 1976); <b>Figura 93:</b> AFM (Irvine & Baragar, 1971); <b>Figura 94:</b> Índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989); <b>Figura 95:</b> CaO-Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O (Barker & Arth, 1976).	83
<b>Figura 96:</b> Diagrama de variação de Harker <i>versus</i> elementos maiores para as rochas do gnaiss granodiorítico: SiO <sub>2</sub> x TiO <sub>2</sub> , SiO <sub>2</sub> x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> x Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> x MnO, SiO <sub>2</sub> x MgO, SiO <sub>2</sub> x CaO, SiO <sub>2</sub> x Na <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub> x K <sub>2</sub> O, SiO <sub>2</sub> x P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .	84 e 85
<b>Figura 97:</b> Diagramas de variação de Harker <i>versus</i> elementos traços para as rochas do gnaiss granodiorítico: SiO <sub>2</sub> x Rb, SiO <sub>2</sub> x Ba, SiO <sub>2</sub> x Sr, SiO <sub>2</sub> x Zr.	85
<b>Figura 98:</b> Diagrama discriminante de ambiência tectônica: Y + Nb x Rb para as rochas do gnaiss granodiorítico (Pearce <i>et al.</i> , 1984).	86
<b>Figura 99</b> – Diagrama <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U x <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U, mostrando idade U-Pb	

(LA-ICPMS) do gnaiss granodiorítico (Ávila, informação verbal).	87
<b>Figura 100</b> – Bloco onde foi possível observar o granitóide Ritápolis em contato com rocha anfibolítica (Ponto VH-10).	88
<b>Figura 101</b> – Aplitos correlatos ao granitóide Ritápolis (RIT) cortando anfibolitos do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes (GBR). (Ponto VH-10)	89
<b>Figura 102</b> - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do granitóide Ritápolis.	90
<b>Figura 103</b> - Visão geral de lâmina do granitóide Ritápolis, mostrando a textura inequigranular seriada. (Amostra VH-11C – nicól cruzado)	91
<b>Figura 104</b> – Intercrescimentos pertíticos do tipo <i>flame</i> em cristais de álcali-feldspato. (A, B– VH-11C; C- VH-10E; D- VH-11D – nicóis cruzados).	92
<b>Figura 105</b> – Cristal de granada com faces bem definidas e com fraturas preenchidas por biotita (Amostra VH-11F – nicól descruzado).	92
<b>Figura 106</b> – Cristal de plagioclásio com geminação polissintética defletida (Amostra VH-11B – nicól cruzado).	93
<b>Figura 107</b> – Cristal de plagioclásio sendo substituído por microclina (Mic) em suas bordas (Amostra VH-11D – nicól cruzado).	93
<b>Figura 108</b> – Cristal de plagioclásio com zoneamento composicional concêntrico (Amostra VH-11I – nicól cruzado).	93
<b>Figura 109</b> – Plagioclásio alterado para grãos xenoblásticos de zoisita/clinozoisita (Zoi) (Amostra VH-11C – nicól cruzado).	94
<b>Figura 110</b> – Reação entre plagioclásio e microclina formando mirmequita (Amostra VH-11C – nicól cruzado).	94
<b>Figura 111</b> – Cristal de quartzo com extinção ondulante (Amostra VH-11D – nicól cruzado).	95
<b>Figura 112</b> – Cristal de plagioclásio com bolhas de quartzo (Amostra VH-10E – nicól cruzado).	95
<b>Figura 113</b> – Aglomerados de grãos de quartzo dispostos em fitas (Amostra VH-11F – nicól cruzado).	95
<b>Figura 114</b> – Cristal de muscovita (Mus) crescendo a partir de grão de biotita (Bio) (Amostra VH-11D – nicól cruzado).	96
<b>Figura 115</b> – Associação entre biotita (Bio), titanita (Tit), epidoto (Ep) e clorita (Clo), onde destaca-se que o grão de biotita está parcialmente substituído por clorita (Amostra VH-11D – nicól descruzado).	96

<b>Figura 116</b> – Grãos de titanita (Tit) alinhados ao longo dos plano de clivagem dos grãos de biotita (Bio), que por sua vez estão substituídos pseudomorficamente por clorita (Clo) (Amostra VH-11B – nicól descruzado).	97
<b>Figura 117</b> – Grão de plagioclásio parcialmente substituído por cristais xenoblásticos de zoisita/clinozoisita (círculo vermelho) (Amostra VH-11D – nicól cruzado).	98
<b>Figura 118</b> – Visão geral do milonito, onde destaca-se a presença de porfiroclastos de quartzo e de plagioclásio (Amostra VH-11H – nicól cruzado).	98
<b>Figura 119</b> – Diferença na cor do solo oriundo do intemperismo do ortognaisse Resende Costa (claro) e de um dique de diabásio (marrom).	101
<b>Figura 120</b> – Bloco arredondado de diabásio devido a processos de esfoliação esferoidal (Ponto VH-124).	102
<b>Figura 121</b> – Aspecto do diabásio alterado mostrando a impossibilidade de identificação de sua mineralogia (Ponto VH-124).	101
<b>Figuras 122 a 127:</b> Diagramas comparativos entre as rochas do ortognaisse trondhjémítico Resende Costa e as rochas da suíte TTG Lagoa Dourada. <b>Figura 122:</b> An-Ab-Or (O’Connor, 1965). <b>Figura 123:</b> AFM (Irvine & Baragar, 1971). <b>Figura 124:</b> CaO-Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O (Barker & Arth, 1976). <b>Figura 125:</b> Índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989). <b>Figura 126:</b> Diagrama de sepearação dos trondhjemitos de alto Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e de baixo Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Barker <i>et al.</i> , 1976) <b>Figura 127:</b> Diagrama de sepearação dos trondhjemitos de alto Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> e de baixo Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Arth, 1979).	109 e 110
<b>Figura 128</b> – Evolução da borda meridional do cráton São Francisco mostrando a formação dos arcos magmáticos “Lagoa Dourada”, Ritápolis e Serrinha e a colisão com os arcos Mantiqueira e Juiz de Fora (Modificada de Ávila <i>et al.</i> , 2010).	113

## 1 – INTRODUÇÃO

Rochas da suíte TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) são a chave para a compreensão da evolução e crescimento da crosta continental primordial, tendo em vista que grande parte destas representam material arqueano e paleoproterozóico de fonte juvenil (Martin, 2002; Martin, 2004). Baseando-se nesta premissa, inúmeros trabalhos envolvendo o estudo de TTGs vêm sendo realizados ao redor do mundo, utilizando as mais variadas ferramentas da geologia, dentre elas a petrografia, a geoquímica, a geocronologia e a isotopia.

No Brasil, a região da borda meridional do cráton São Francisco é caracterizada pela presença de complexos granítico-gnáissicos Arqueanos com rochas pertencentes a suíte TTG, tipificados pelos complexos Bação, Campo Belo, Bonfim e Belo Horizonte (Teixeira *et al.*, 1996; Teixeira *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000). Tais complexos representam um período de formação de crosta juvenil entre 2860 e 2700Ma, inclusive com evidências de retrabalhamento de crosta siálica mais antiga (Teixeira *et al.*, 1998). A sul de tais complexos ocorrem as rochas do cinturão mineiro, inseridas em um contexto de formação de arcos magmáticos durante o paleoproterozóico, com geração de granitóides de fonte juvenil, sendo tais arcos tradicionalmente associados ao riaciano (Teixeira *et al.*, 2000; Ávila, 2000; Alkmin, 2004; Ávila *et al.*, 2006; Ávila *et al.*, 2010;). Recentemente, pesquisas na região apontam evidências da existência de pelo menos um arco magmático sideriano, com idade de aproximadamente 2350Ma, tipificado pelas rochas da suíte TTG Lagoa Dourada. Esta suíte representa um período de formação de crosta continental de fonte juvenil na borda sul do cráton São Francisco em um período de pouco crescimento crustal ao redor do mundo (Condie *et al.*, 1986).

Trabalhando nesta região desde a década de 90, o grupo de pesquisa coordenado pelo professor Dr. Ciro Alexandre Ávila, do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional, da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) vêm realizando um mapeamento geológico sistemático dos corpos plutônicos e das rochas que os circunscrevem. Dentro deste contexto, foi elaborado um mapa de semi-detalle (escala 1:25.000) da região entre as cidades de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, com ênfase na delimitação de corpos com afinidade química trondhjemítica. A presente monografia apresentou ainda como proposta reunir o material já descrito por Costa (2010) e Guimarães (2010), obtido pelo grupo de pesquisa supracitado em região próximo à cidade de Resende Costa (vizinha de Lagoa Dourada) com os obtidos no presente trabalho.



## **2 – OBJETIVOS**

O presente estudo tem como objetivo a caracterização geológica de três corpos plutônicos félsicos aflorantes na região entre as cidades de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, estado de Minas Gerais.

Para atingir o objetivo proposto foram realizados: i) mapeamento geológico na escala 1:25000 de uma área de cerca de 120Km<sup>2</sup>, visando o estabelecimento da cronologia relativa entre os principais litótipos; ii) análise petrográfica em luz transmitida de lâminas dos diferentes corpos plutônicos; iii) caracterização geoquímica dos corpos plutônicos félsicos com ênfase no ortognaisse trondhjemítico Resende Costa; iv) utilização da idade U-Pb e de dados Sm-Nd obtidos pelo grupo de pesquisa e relativos ao ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e ao gnaisse granodiorítico; v) inserção da área estudada no contexto regional da borda meridional do cráton São Francisco.

No que tange os corpos plutônicos félsicos, a principal problemática reside em conhecer a gênese dos tonalitos/trondhjemitos, o que envolveria a caracterização de seu protólito e os processos magmáticos (assimilação crustal, cristalização fracionada e fusão parcial) envolvidos em sua gênese.

Dessa forma, o estudo em questão dará continuidade aos trabalhos desenvolvidos na borda meridional do cráton São Francisco, contribuindo para o entendimento de seu contexto geotectônico e de sua evolução geológica.

### 3 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada na presente monografia localiza-se na porção sudeste do estado de Minas Gerais, apresenta cerca de 120km<sup>2</sup> e engloba a porção sudoeste da carta topográfica Resende Costa (SF-23-X-A-V-4) (Figura 1), mais especificamente a região entre as cidades de Resende Costa, Coronel Xavier Chaves e Lagoa Dourada. Geomorfologicamente, a região é caracterizada pela presença de morros suaves e por situar-se a norte da serra de São José (Figura 2) e a sul da serra das Vertentes.

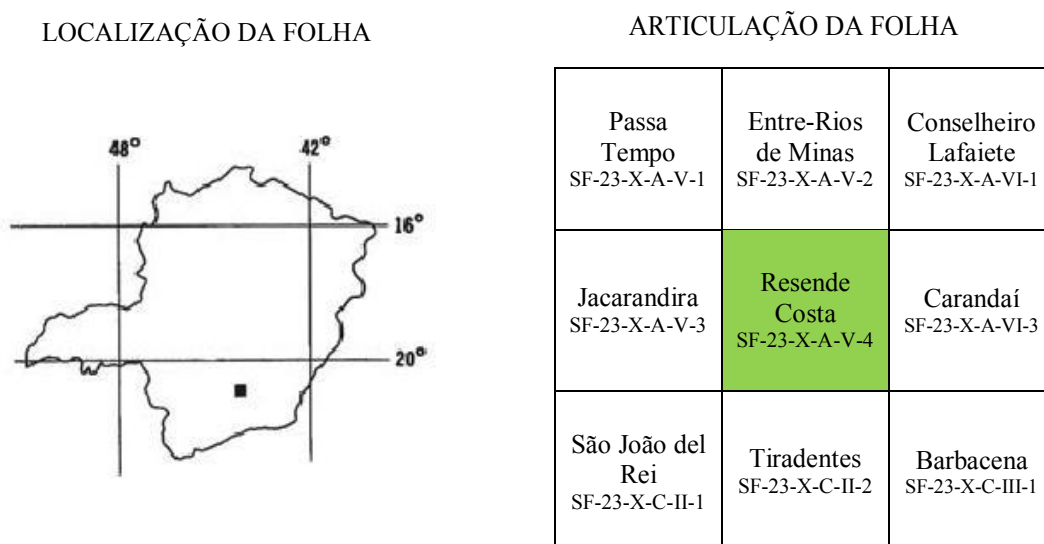
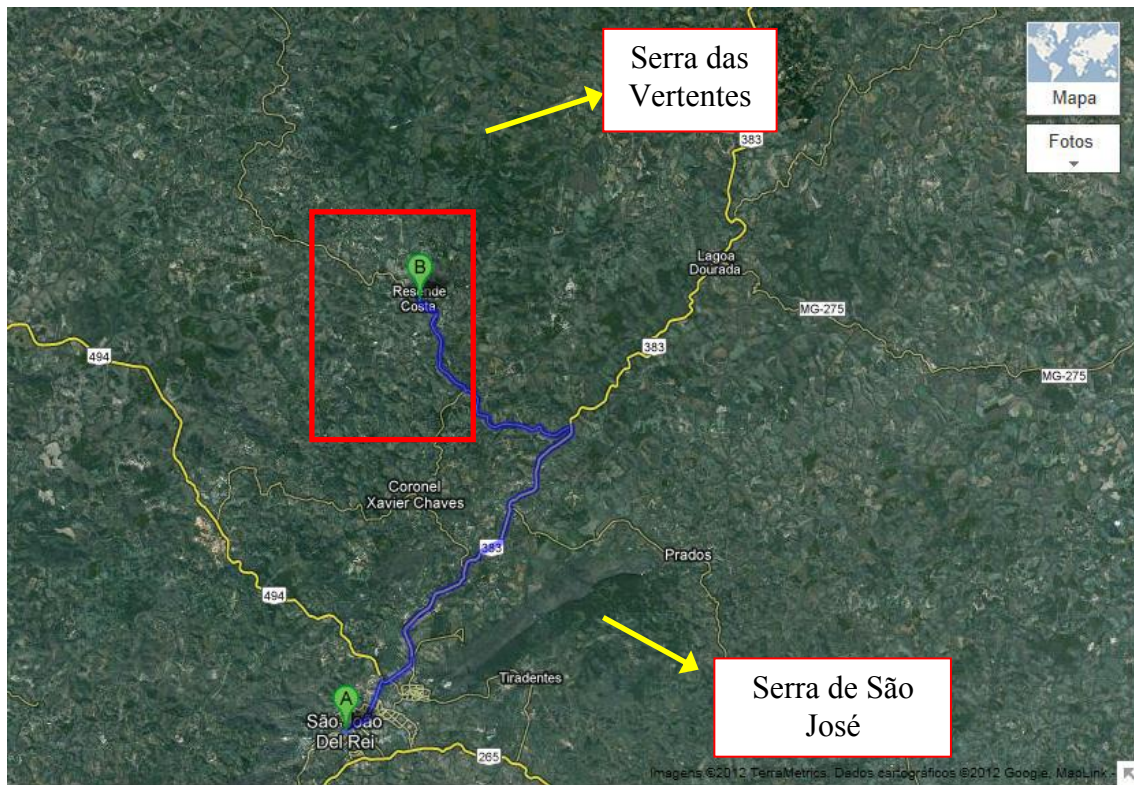


Figura 1 – Articulação geográfica da região estudada em relação às folhas topográficas 1:50.000 do IBGE.

O acesso a região estudada a partir do Rio de Janeiro pode ser feito utilizando a rodovia BR-040, que passa ao longo das cidades de Petrópolis, Juiz de Fora e Barbacena. Logo após esta, segue-se pela BR-265 passando pelas cidades de Barroso, Tiradentes e São João del Rei, que corresponde ao principal centro sócio-econômico da região. A partir de São João del Rei, o acesso é realizado através da BR-383, que liga esta até a cidade de Lagoa Dourada. Na altura do Km 22 da BR-383, segue-se pela MG-839, que dá acesso à cidade de Resende Costa. A partir daí, podem ser utilizadas estradas menores e trilhas (Figura 2).



**Figura 2** – Imagem modificada do Google Earth mostrando trajeto (em azul) da cidade de São João del Rei até Resende Costa. Em destaque a serra de São José e em vermelho, a região estudada.

## 4 – MÉTODOS DE TRABALHO

No presente capítulo serão abordadas as diferentes etapas (campo, petrografia, geoquímica e escritório) envolvidos na elaboração desta monografia, assim como os principais métodos de trabalho utilizados com o intuito de atingir os objetivos previamente assinalados.

### 4.1 – ETAPA PRÉ-CAMPO

Antes de ir ao campo foi realizada ampliação na escala 1:25.000 da folha topográfica Resende Costa (SF-23-X-A-V-4 – escala 1:50.000). Em seguida, os mapas ampliados foram colados em cartolina, entelados e marcados de acordo com suas coordenadas UTM. Além disso, as unidades litológicas mapeadas por Costa (2010) e Guimarães (2010), situadas a oeste da área mapeada no presente trabalho, foram compiladas para se obter uma melhor integração do mapa geológico a ser produzido.

### 4.2 – ETAPA DE CAMPO

Foi confeccionado um mapa geológico (**Anexo I – Mapa geológico**) na escala de 1:25.000 a partir de 3 campanhas, que totalizaram 12 dias de campo. A primeira campanha foi realizada entre os dias 22 e 26 de fevereiro de 2011, a segunda entre os dias 14 e 18 de março de 2012 e a terceira entre os dias 19 e 26 de novembro de 2012. Durante estas campanhas foram utilizadas a MG-839, bem como estradas menores e trilhas. Foram marcados, no total, 146 pontos geológicos (**Anexo II – Mapa de pontos**), os quais foram plotados na ampliação 1:25.000 da folha topográfica Resende Costa (escala original – 1:50.000), a partir do uso de um GPS Garmin Etrex, utilizando o *datum* Córrego Alegre. A localização destes pontos foi confirmada a partir da observação das principais feições geomorfológicas existentes na área. Além disso, alguns afloramentos das principais unidades litológicas mapeados por Costa (2010) e Guimarães (2010) foram revisitados, visando o estudo macroscópico das rochas e de suas feições deformacionais.

A descrição dos pontos foi realizada em campo, a partir da observação do modo de ocorrência (lajedo, corte de estrada ou blocos), do tamanho dos afloramentos (comprimento e largura), do grau de intemperismo das rochas (fresca, alterada, saprolitizada), das relações entre os litótipos em escala de afloramento (concordante, discordante) e das principais características megascópicas, identificadas com o auxílio de uma lupa de 15X (mineralogia, estruturas e texturas). As estruturas de deformação

observadas, tais como lineação, foliação e bandamento foram caracterizadas e quantificadas utilizando-se a bússola Eclipse Pro 8099 da Bruton com declinação de 22°W, sendo as medidas utilizadas em *dip-dip*.

#### 4.2.1 – COLETA DE AMOSTRAS DE ROCHA

A coleta de amostras tinha como intuito a confecção de lâminas petrográficas e, a partir daí, selecionar material que seria preparado para análise química. Nesse sentido, foram coletadas 39 amostras de rochas, sendo 14 de rochas anfibolíticas, 4 do ortogneisse tonalítico Ramos, 10 de granitóides correlatos ao granitoide Ritápolis, 1 do ortogneisse Resende Costa ( fácies fina/média), 8 do ortogneisse Resende Costa ( fácies média/grossa) e 2 do gnaiss granodiorítico (Tabela 1). Existem ainda amostras de rochas previamente coletadas por Costa (2010) e Guimarães (2010) (Tabela 2), que foram utilizadas para a confecção de lâminas petrográficas e para o estudo geoquímico.

A amostragem de rochas levou em consideração a representatividade do fragmento coletado, bem como seu grau de intemperismo. Além disso, foram evitadas amostras contendo veios de quartzo, de epidoto e pegmatitos.

**Tabela 1 – Listagem das amostras coletadas e laminadas\*.**

Código da amostra	Litologia	Código da amostra	Litologia
VH-10A*	Anfibolito fresco com veios dobrados	VH-24B*	Centro do dique de granitóide (Ritápolis)
VH-10B*	Anfibolito com biotitização	VH-24C*	Contato do dique de granitóide (Ritápolis)
VH-10C*	Anfibolito estirado cortado por veio	VH-32*	Anfibolito
VH-10D*	Gnaiss em contato com granitoide	VH-53*	Ortogneisse Resende Costa (fino/médio)
VH-10E*	Granitóide fêlsico (Ritápolis)	VH-73*	Ortogneisse tonalítico Ramos
VH-10F*	Anfibolito coeso	VH-75 <sup>a</sup>	Ortogneisse tonalítico Ramos cortado por aplitos
VH-11 <sup>a</sup> *	Anfibolito	VH-75B*	Ortogneisse tonalítico Ramos
VH-11B*	granitóide médio (Ritápolis)	VH-75C*	Ortogneisse tonalítico Ramos
VH-11C*	granitóide Ritápolis	VH-90*	Anfibolito
VH-11D*	granitóide Ritápolis	VH-91A*	Gnaiss granodiorítico
VH-11E*	Anfibolito com veio de quartzo	VH-91B	Gnaiss granodiorítico cortado por aplito
VH-11F*	granitóide Ritápolis	VH-93	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-11G*	Anfibolito	VH-96	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-11H*	granitóide fino (Ritápolis)	VH-113	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-11I*	granitóide bem foliado (Ritápolis)	VH-115	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-15*	Anfibolito	VH-118A*	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-18*	Anfibolito epidotizado	VH-118B	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-20*	Anfibolito	VH-123*	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-23*	Anfibolito com minerais estirados	VH-131	Ortogneisse Resende Costa (médio/grosso)
VH-24A*	Anfibolito		

**Tabela 2** – Listagem das amostras coletadas e laminadas pela equipe que trabalhou previamente na área em estudo.

Código da amostra	Litologia	Código da amostra	Litologia
RF-02	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-43B	Sienogranito
RF-08	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-43C	Sienogranito
RF-11	Ortognaisse Resende Costa (fino/médio)	RF-44A	Gnaiss granodiorítico
RF-12	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-44B	Tonalito
RF-20	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-45	Gnaiss granodiorítico
RF-21	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-46B	Gnaiss granodiorítico
RF-25	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-60A	Gnaiss granodiorítico
RF-26	Ortognaisse Resende Costa (médio/grosso)	RF-66A	Gnaiss granodiorítico
RF-40A(2)	Gnaiss granodiorítico	RF-68C	Granada biotita xisto
RF-40B	Granodiorito	RF-68D	Tonalito
RF-43A	Gnaiss granodiorítico	RF-68E	Gnaiss granodiorítico

### 4.3 – PETROGRAFIA

As amostras selecionadas em campo foram lavadas, numeradas e enviadas para o Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN), onde foram confeccionadas as lâminas em uma seção de corte de acordo com feições de interesse, tais como foliação e bandamento metamórfico.

Para a descrição petrográfica, utilizou-se o microscópio petrográfico Carl Zeiss Axioskop 40 do laboratório de petrografia-mineralogia do Museu Nacional (LMP-MN), onde procurou-se analisar as estruturas e texturas existentes nas rochas, bem como as paragêneses e associações minerais ali estabelecidas.

### 4.4 – GEOQUÍMICA

Foram obtidas 17 análises químicas de elementos maiores e traços e 6 análises dos elementos terras raras, referentes aos corpos granitóides presentes na área em questão.

A análise química dos elementos maiores e menores de tais amostras foi realizada no Laboratório de Fluorescência de Raios-X da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) a partir do uso de um espectrômetro de fluorescência de raios-X Phillips modelo PW 2400 com tubo de Rh. Já a análise química dos elementos terras raras foi realizada no laboratório Acme Labs no Canadá,.

A perda ao fogo foi determinada através da comparação do peso da amostra antes e depois da mesma ser aquecida por 30 minutos a 950°C. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2g de pó do material com tetraborato de lítio. Os elementos traços foram determinados com 7g do pó da amostra, prensada com 1g de aglutinante *wax*. Os elementos leves foram aferidos com as seguintes condições: detector de fluxo, cristal analisador PET/Ge e potência do tubo de 40KV – 70mA. Os

elementos pesados foram analisados com detector selado, cristais analisadores LIF200/LIF200 e potência do tubo de 50KV – 50mA. Com base em análises padrões, o erro analítico relativo estimado foi: Si, Al (<1%); Fe, Mg e Ca (1-2%); Ti, Na e K (3-5%); P e outros elementos traços ( $\leq$  6%). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise dos seguintes padrões internacionais: NIM-P, 521-84n, GBW07112, GIT-IWG, ANRT, BE-N GIT, PM-S GIT, CRPG BR, NA-G GIT, GBW07104, GBW07110, GBW07111, AC-E, GS-N, MA-N e CRPG GH.

Os resultados obtidos foram tratados no *software GcdKit 2.3* (Janousek *et al.*, 2006), sendo apresentados em diagramas binários e ternários para os elementos maiores e traços, segundo Harker (1909), Irvine & Baragar (1971), Barker & Arth (1976), Maniar & Picolli (1989) e Arth (1979). Para a confecção dos diagramas de Harker foi utilizado o *software* Microsoft Excel 2010, onde os *trends* foram gerados com retas de ajuste linear. Os cálculos normativos foram feitos no *software GcdKit 2.3* através da norma CIPW e os teores de ortoclásio, albita e plagioclásio foram plotados no diagrama de O'Connor (1965). Os padrões de elementos terras raras e os *spidergrams* normalizados para o condrito e para os granitos de crista oceânica seguiram a proposta de normalização de Nakamura (1974), Thompson (1982) e Pearce *et al.*(1984), respectivamente.

#### 4.5 – ETAPA DE ESCRITÓRIO

Após o campo, foi confeccionado um mapa geológico, um mapa de pontos e duas seções geológicas no *software CorelDRAW Graphics Suite X6* através da digitalização do mapa de campo e da plotagem dos pontos. A presente monografia foi confeccionada no *software* Microsoft Office Word 2010, as tabelas no Microsoft Excel 2010 e as referências bibliográficas foram organizadas de acordo com as normas da Revista Brasileira de Geociências, tendo como base o volume 40, número 1 de março de 2010.

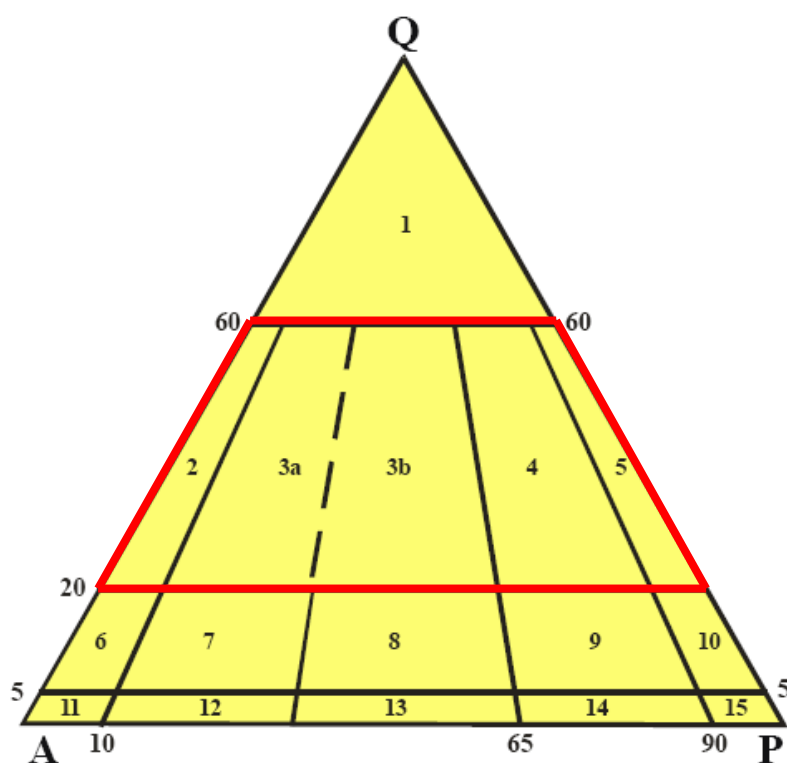


## 5 – NOMENCLATURA ADOTADA

Este capítulo destina-se a apresentar as terminologias utilizadas na presente monografia, buscando facilitar a compreensão das mesmas por parte dos leitores.

A nomenclatura das unidades mapeadas foi definida de acordo com as normas do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), onde o primeiro nome corresponde ao tipo de rocha de acordo com sua classificação petrográfica, seguido por um nome que corresponde a uma localidade tipo ou a um ponto geográfico de referência presente na área da unidade mapeada.

A classificação petrográfica e nomenclatura das rochas ígneas plutônicas foi realizada utilizando o diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 3), onde foram considerados os teores modais de quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio.



**Figura 3** – Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para as rochas plutônicas. 1 – Quartzolito; 2 – Álcali-feldspato granito; 3a – Sienogranito; 3b – Monzogranito; 4 – Granodiorito; 5 – Tonalito; 6 – Álcali-feldspato quartzo sienito; 7 – Quartzo sienito; 8 – Quartzo monzonito; 9 – Quartzo monzodiorito/ quartzo monzogabro; 10 – quartzo diorito/ quartzo gabro; 11 – Álcali-feldspato sienito; 12 – Sienito; 13 – Monzonito; 14 – Monzodiorito/monzogabro; 15 – Diorito/gabro. Destacam-se as rochas granitóides que plotam entre os campos 2 e 5.

Os principais aspectos texturais das rochas também são de fundamental importância para sua classificação. Nesse sentido, a determinação do índice de cor (Tabela 3) obedeceu a proposta de Le Maitre (2002), enquanto a granulção (Tabela 4)



foi classificada de acordo com a proposta de Williams *et al.* (1982). Para o grau de desenvolvimento dos cristais, também foi utilizada a classificação de Williams *et al.* (1982), na qual os grãos idiomórficos apresentam suas faces cristalinas bem desenvolvidas; os hipidiomórficos as possuem desenvolvidas parcialmente; e os xenomórficos as apresentam mal desenvolvidas. A trama na rocha envolve a relação entre as propriedades anteriormente citadas, onde a variação na granulação e no grau de desenvolvimento dos cristais irá gerar texturas como afanítica, fanerítica fina, média e grossa; fanerítica equigranular, fanerítica inequigranular seriada e fanerítica porfirítica.

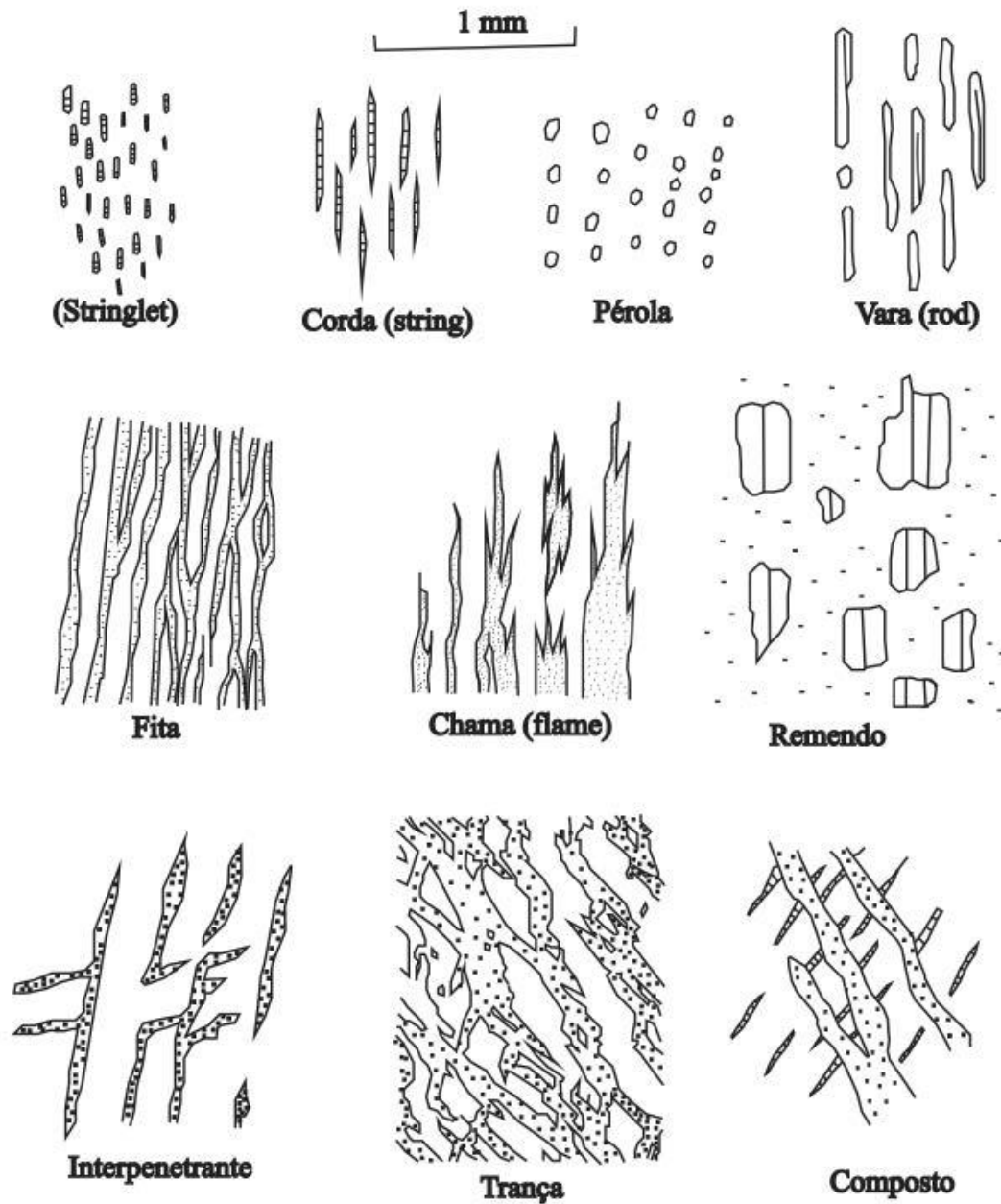
**Tabela 3** – Índice de cor segundo Le Maitre (2002).

Índice de cor	Teor de minerais máficos
Hololeucocrática	0-10%
Leucocrática	10-30%
Mesocrática	30-60%
Melanocrática	60-90%
Holomelanocrática	90-100%

**Tabela 4** – Classificação da granulação das rochas ígneas (Williams *et al.*, 1982).

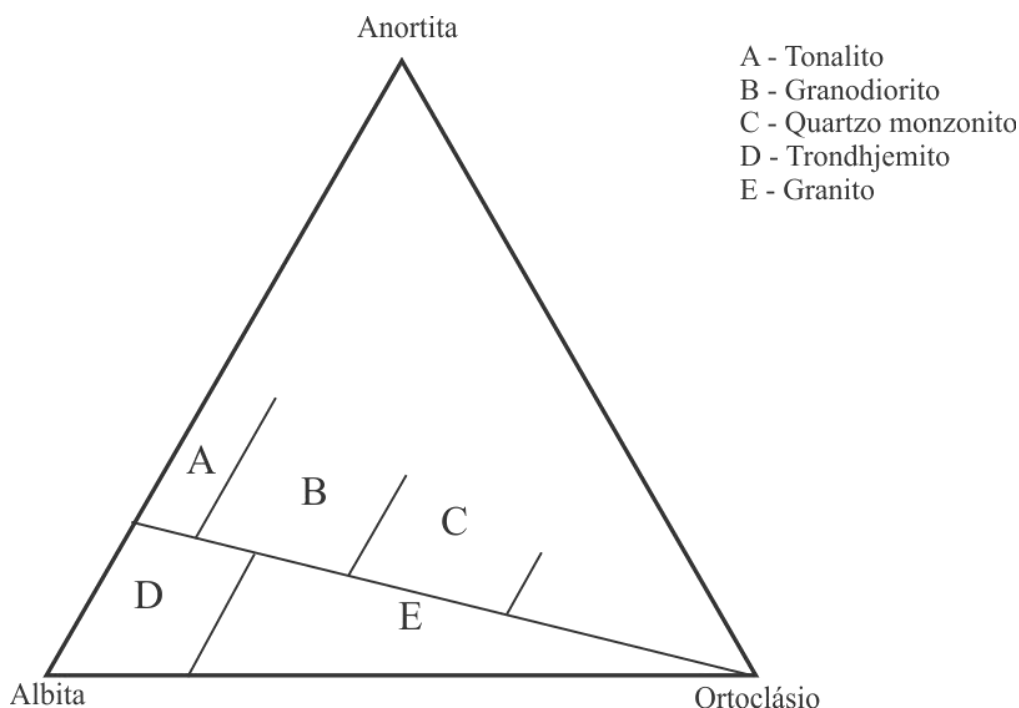
Granulação	Tamanho dos cristais
Muito grossa	>3 cm
Grossa	5 mm a 3 cm
Média	1 a 5 mm
Fina	< 1 mm

A identificação e a classificação em relação ao intercrescimento perítico presente nos feldspatos alcalinos se baseou na proposta de Spry (1969), que considerou a ocorrência, a forma e o tamanho dos “*blebs*” para justificar sua classificação (Figura 4).



**Figura 4** – Classificação dos intercrescimentos períticos proposta por Spry (1969).

A classificação geoquímica e a nomenclatura das rochas ígneas plutônicas foi realizada utilizando o diagrama ternário Ab-An-Or (O'Connor, 1965) (Figura 5), onde são considerados os teores normativos de albita, anortita e ortoclásio calculados de acordo com a norma CIPW.



**Figura 5** – Diagrama triangular Ab-An-Or (O'Connor, 1965)

Os fragmentos de rochas ou minerais inclusos em outras rochas de gênese posterior ou de mesma gênese foram designados por Lacroix, em 1890, de enclaves (Didier & Barbarin, 1991). Seguindo esta proposta, Didier & Barbarin (1991) sugeriram uma subdivisão dos mesmos de acordo com sua natureza e tipo de contato, que se encontra exposta na **tabela 5**.

**Tabela 5** - Nomenclatura dos diversos tipos de enclaves e suas principais características segundo Didier & Barbarin (1991).

	Termo	Natureza	Contato
ENCLAVE	Xenolítico	Pedaço de rocha encaixante	Brusco, anguloso
	Xenocristal	Cristal isolado estranho à rocha	Brusco, anguloso
	Surmicáceo	Resíduo de fusão (restito)	Brusco, com uma crosta de biotita
	<i>Schlieren</i>	Enclave “triturado”, “brechado”	Gradual
	Microgranular fêlsica	Dilaceração de margens mais finas	Brusco ou gradual
	Microgranular máfica	Bolhas de magmas coesos	Brusco e enguloso
	Cumulático	Ruptura e dilatação de cumalados	Predominantemente gradual

Ulbrich *et al.* (2001) sugeriram que o mapeamento de rochas ígneas plutônicas pode ser subdividido em fácies de significado bastante diferente da usada para rochas sedimentares ou metassedimentares de baixo grau. Dessa forma, foi possível a separação de duas fácies texturais distintas dentro do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, sendo estas as fácies equigranular fina/média e equigranular média/grossa; e a separação do granitóide Ritápolis nas fácies, fina, média, média foliada e grossa.

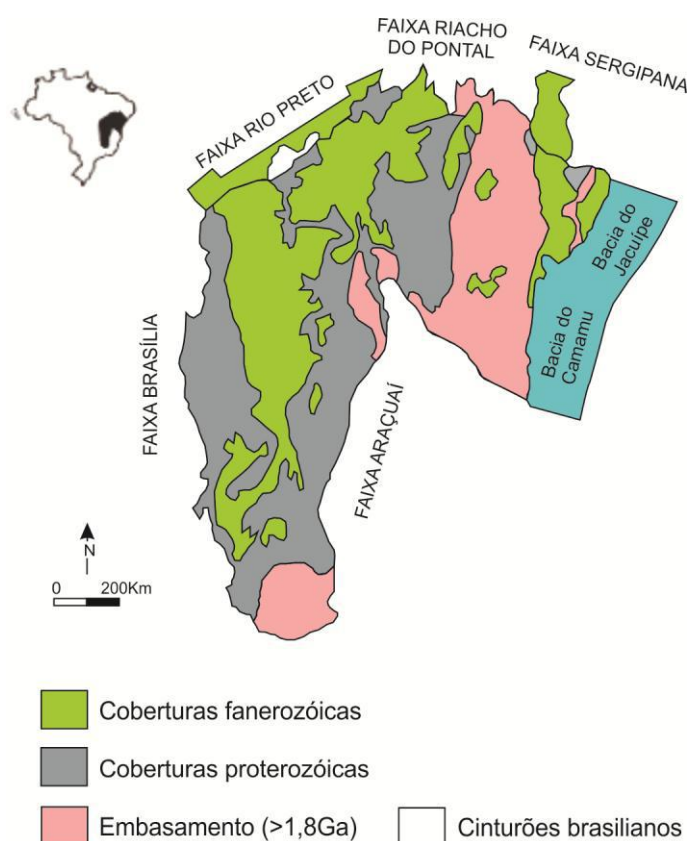
A classificação das rochas metamórficas foi realizada baseando-se na proposta de Yardley (1991), onde utilizou-se o prefixo **para** para rochas de protólito sedimentar e **orto** para rochas de protólito ígneo. Quanto a classificação metamórfica textural, que envolve o tamanho dos grãos e as feições planares existentes, este autor propõe as seguintes denominações:

- I) Filito - rocha com clivagem pronunciada, cujos filossilicatos não são identificados a olho nu;
- II) Xisto - rocha caracterizada por alinhamento paralelo de filossilicatos, os quais são visíveis a olho nu;
- III) Gnaisse - rocha com estrutura planar, tal como xistosidade ou bandamento composicional;
- IV) Anfibolito - utilizado para rochas constituídas essencialmente de hornblenda e plagioclásio, e que apresentam foliação metamórfica;
- V) Quartzito - rochas com mais de 90% de quartzo.
- VI) Gondito - rocha constituída de quartzo e espessartita oriunda do metamorfismo de precipitados químicos manganésíferos.

## 6 – GEOLOGIA REGIONAL

### 6.1 – CRÁTON SÃO FRANCISCO

O cráton São Francisco é uma porção interior e estável de uma placa tectônica que, ao final do Neoproterozóico, durante a tectogênese Brasileira, foi amalgamada com o cráton do Congo através de colisão do tipo continente-continente para formar a porção ocidental do Gondwana. Dessa forma, o interior das placas foi poupado de tal evento deformacional, enquanto suas margens e os terrenos a elas adicionados correspondem aos cinturões orogênicos brasileiros-panafricanos (Almeida, 1977; Alkmin, 2004). Seus limites coincidem com a faixa Brasília (a oeste), Rio Preto (a noroeste), Riacho do Pontal e Sergipana (a norte), Araçuaí (a sudeste) e Ribeira (a sul) (Alkmin, 2004) (Figura 6).



**Figura 6** – Mapa geológico simplificado do cráton São Francisco e seus limites (modificado de Alkmin *et al.*, 2004).

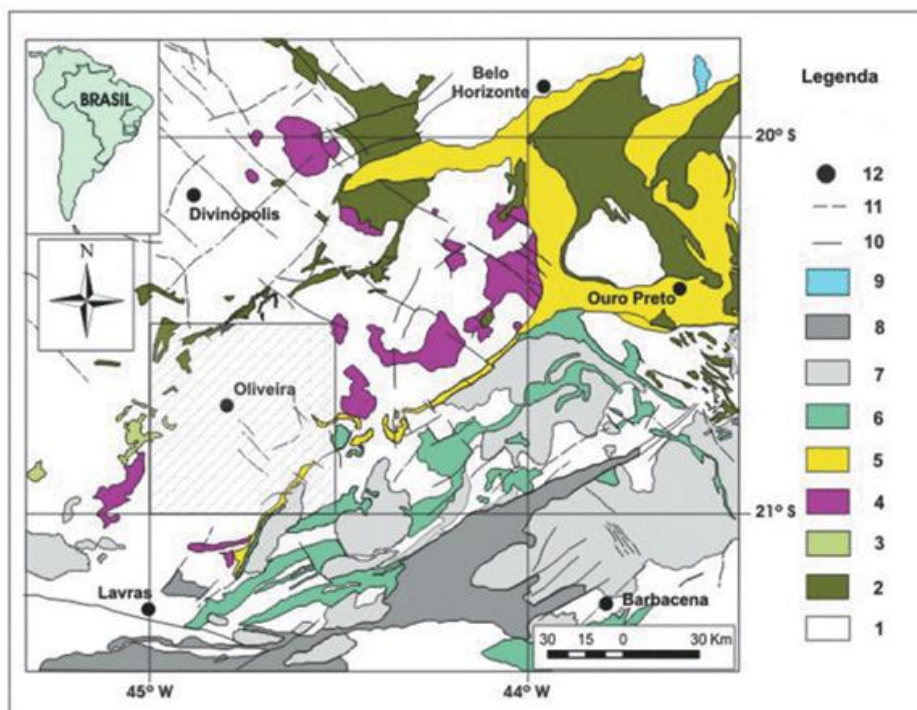
O antecessor do cráton São Francisco, estabilizado no final do ciclo Jequié (Neoarqueano), foi designado por Almeida (1977) de cráton do Paramirim. A evolução tectônica de tal cráton envolveu a convergência e aglutinação de fragmentos mesoarqueanos entre 2,9 e 2,7 Ga, seguido de desestabilização e fragmentação durante o limite entre o neoarqueano e o sideriano (~2,55-2,36 Ga), onde teria ocorrido a

formação de bacias plataformais. No Riacciano, mais precisamente entre 2,25-2,1Ga, estas margens sofreram inversão tectônica, ocasionando a formação de bacias *foreland* e a evolução dos arcos magmáticos denominados cinturões Mineiro e Bahia Oriental (Teixeira *et al.*, 2000).

O substrato do cráton São Francisco aflora apenas nas porções sul e leste, já que grande parte do interior do cráton é coberto por rochas sedimentares pertencentes as bacias Sanfranciscana e São Francisco. Neste contexto, a extremidade sul compreende a porção desenvolvida na faixa marginal a plataforma Arqueana, englobando parte do Quadrilátero Ferrífero e o cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 1985).

## 6.2 – QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O Quadrilátero Ferrífero envolve diversas unidades litológicas de diferentes idades, representadas pelos complexos metamórficos arqueanos, constituídos predominantemente por gnaisses e migmatitos pertencentes a suíte TTG, além de rochas dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas. (Alkmin, 2004) (Figuras 7 e 8).



**Figura 7** - Geologia simplificada da porção sul do CSF (Modificado de Campos, 2004).  
 Legenda: 1 – Complexos metamórficos indiferenciados; 2 – Sequências supracrustais arqueanas (*greenstone belt*); 3 – Metaultramáficas do tipo sequência acamadada Ribeirão dos Motas; 4 – Granitóides neoarqueanos; 5 – Supergrupo Minas; 6 – Sequências supracrustais paleoproterozóicas do tipo *greenstone belt*; 7 – Granitóides paleoproterozóicos; 8 – Sequências supracrustais paleoproterozóicas indiferenciadas; 9 – Sequências supracrustais paleo-mesoproterozóicas pelíticas; 10 – Contatos geológicos; 11 – Lineamentos e falhas e 12 – Cidades.



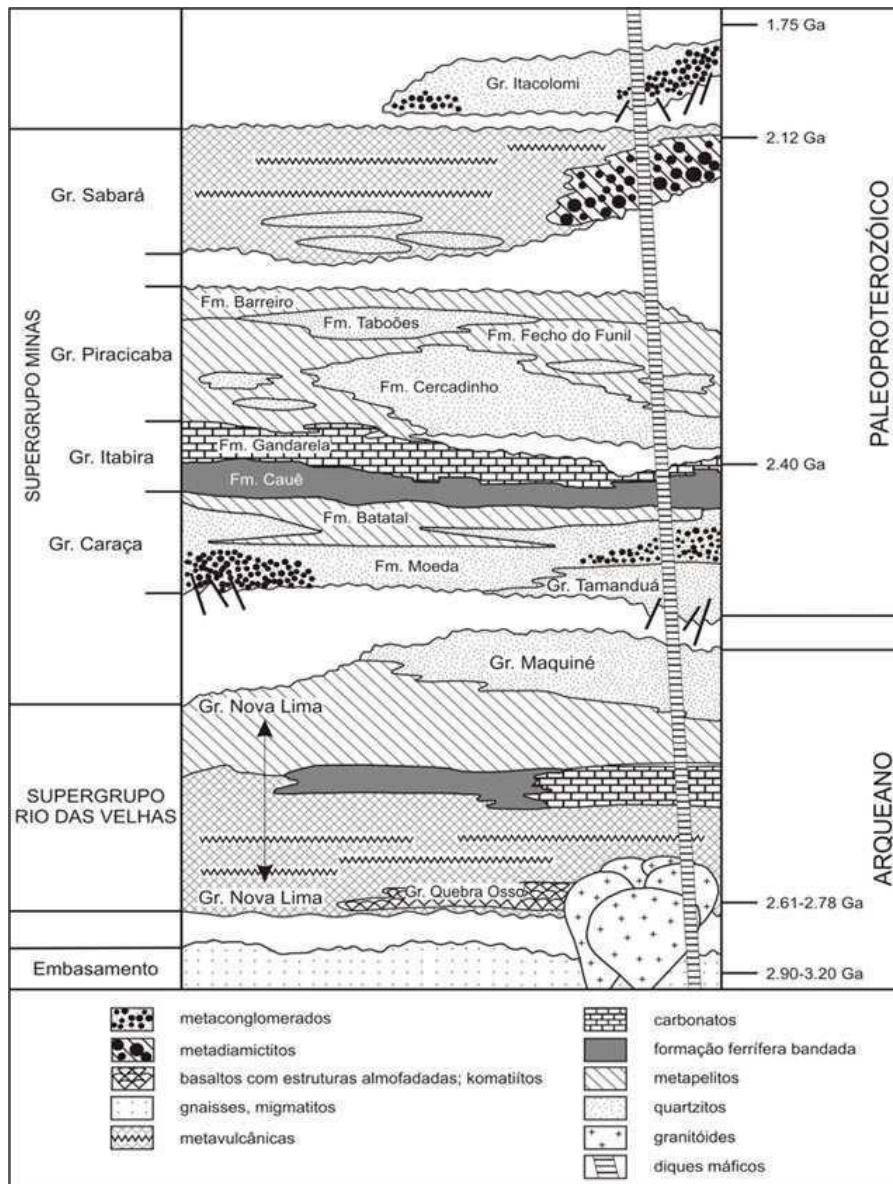


Figura 8 - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Alkmin, 1998).

Os complexos metamórficos arqueanos englobam os complexos do Bação, Campo Belo, Bonfim, Belo Horizonte e Passa Tempo, além dos corpos de anfibolitos e metaultramáficas mesoarqueanas que se aglutinaram entre 2,9 e 2,7 Ga. Tal complexo encontra-se associado ao Supergrupo Rio das Velhas, representado por sucessões *greenstone belts*, constituídas principalmente por rochas metavulcânicas, BIFs e sedimentos carbonáticos e terrígenos (Alkmin, 2004).

O Supergrupo Minas representa a margem passiva implantada no cráton do Paramirim durante o Sideriano, sendo tipificado por quartzitos, filitos, rochas carbonáticas e por formações ferríferas do tipo Lake Superior (Alkmin, 2004).

A inversão tectônica da margem continental sul do cráton do Paramirim durante o Riáciano transforma a bacia de margem passiva Minas em uma bacia de margem ativa, onde se depositaram os sedimentos dos Grupos Sabará e Itacolomi. Tais grupos são considerados sin e pós-tectônicos em relação ao orógeno riáciano e são representados, respectivamente, por terrígenos e por metarenitos e metaconglomerados aluviais dispostos em discordância sobre os depósitos do Supergrupo Minas (Alkmin & Marshak, 1998)

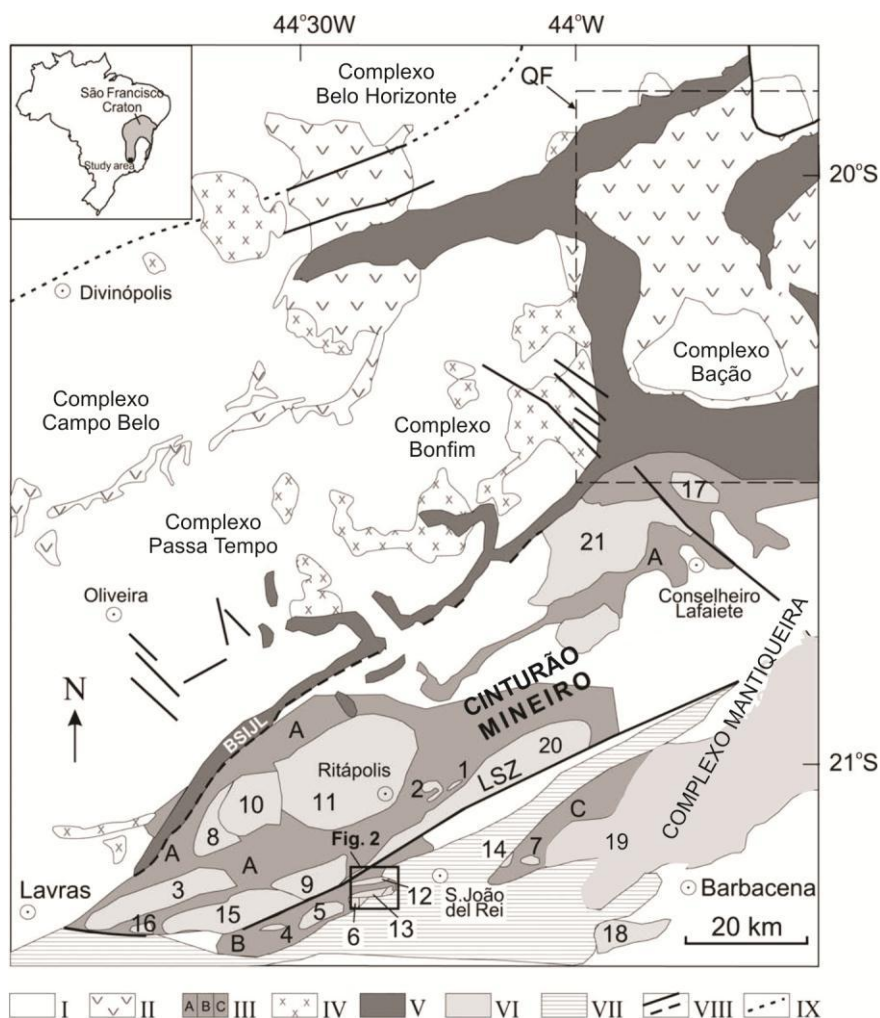
### 6.3 – CINTURÃO MINEIRO

A definição do cinturão Mineiro utilizada na presente monografia baseia-se em Teixeira & Figueiredo (1991) e Teixeira *et al.* (1996, 2000) que consideraram o cinturão Mineiro apenas como um arco magmático riáciano, representando-o em mapa como uma estreita faixa NE-SW a sul do Quadrilátero Ferrífero, sendo a zona de sutura com as rochas arqueanas representada pelo lineamento Jeceaba-Bom Sucesso. Entendido dessa forma, o cinturão Mineiro se posicionaria estratigraficamente entre os Grupos Piracicaba e Sabará (Figura 8).

Ao contrário de Teixeira & Figueiredo (1991) e Teixeira *et al.* (1996, 2000, 2005), Alkmin (2004) utiliza um conceito geotectônico mais amplo para o cinturão Mineiro, incorporando todos os terrenos que sofreram tectonogênese durante a edificação do orógeno riáciano, o que também incluiria os complexos metamórficos arqueanos e o Quadrilátero Ferrífero e não apenas o arco magmático riáciano.

Baseando-se na proposta de Teixeira *et al.* (2005), o cinturão Mineiro engloba principalmente gnaisses, granitóides, gabros e dioritos riácianos intrusivos em sequências *greenstone belts* (Figura 9). As rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares associadas aflorantes no cinturão Mineiro, desde Lavras até Conselheiro Lafaiete foram designadas por Pires (1978) de *greenstone belt* Barbacena. Porém, o mesmo foi subdividido por Ávila *et al.* (2004, 2006, 2010) nas faixas Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos, sendo esta proposta adotada na presente monografia.



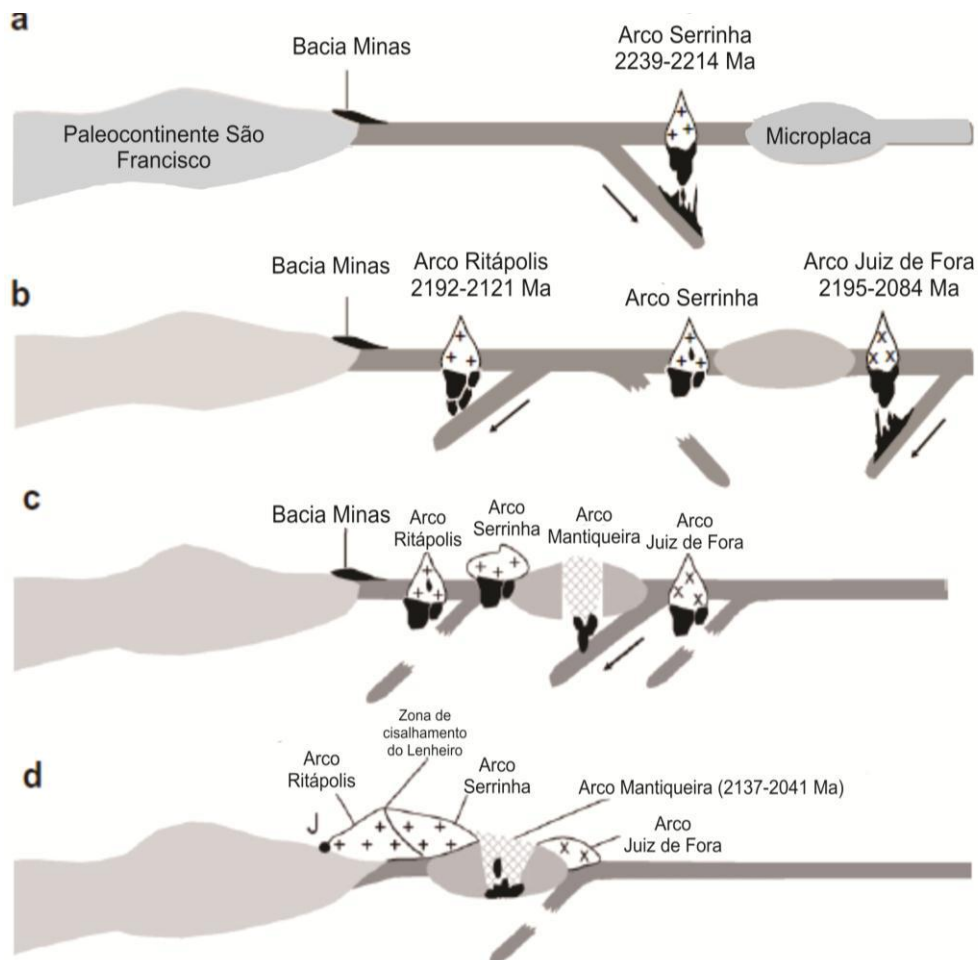


**Figura 9** - Mapa geológico da porção extremo-sul do Cráton do São Francisco, mostrando o cinturão Mineiro, o Complexo Mantiqueira, plutons Proterozóicos e seqüências metassedimentares Proterozóicas (Teixeira *et al.*, 2008). **I.** Crosta Arquenana parcialmente retrabalhada durante o Paleoproterozóico; **II.** *Greenstone belt* Rio das Velhas (Arqueano); **III.** *Greenstone belts* do Arqueano/Paleoproterozóico: A. Rio das Mortes, B. Nazareno e C. Dores de Campos. **IV.** Granitóides Arqueanos; **V.** Supergrupo Minas (Paleoproterozóico). **VI.** Plutons félsicos e máficos Paleoproterozóicos; **VII.** Sequências Supracrustais São João del Rei (Paleoproterozóico), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico); **VIII.** Estruturas Regionais (exemplo: Zona de Cisalhamento Lenheiro; LSZ); **IX.** Limite da Província Sul Mineira; **1-29.** Plutões Proterozóicos.

Ávila *et al.* (2010) refinaram as propostas de Teixeira & Figueiredo (1991) e Teixeira *et al.*, (1996, 2000), a partir da proposição de uma evolução tectônica policíclica baseada na colagem de sucessivos arcos magmáticos durante o Riáciano, tipificados pelos arcos intra-oceânicos Serrinha e Ritápolis. Tais arcos apresentam idades de 2,22-2,2 Ga e 2,16-2,12 Ga e poderiam subdividir o cinturão Mineiro.

Além dos arcos Ritápolis e Serrinha, o arco magmático continental Mantiqueira e o arco intra-oceânico Juiz de Fora se desenvolveram a sudeste do cinturão Mineiro e

foram incorporados diacronicamente na borda do paleocontinente São Francisco entre 2,137 Ga e 2,04 Ga (Figura 10). Hoje, as rochas desses arcos se encontram expostas como *inliers* ao longo da faixa Ribeira (Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010).



**Figura 10** – Evolução do cinturão Mineiro mostrando a formação dos arcos magmáticos Ritápolis e Serrinha e a colisão com os arcos Mantiqueira e Juiz de Fora (Ávila *et al.*, 2010). Legenda : J – Lineamento Jeceba – Bom Sucesso.

Seixas *et al.* (2012) propuseram a existência um novo pulso magmático félsico de caráter trondhjémítico com idade ao redor 2350Ma na região a sul do Quadrilátero Ferrífero. Tal magmatismo estaria associado às rochas da suíte TTG Lagoa Dourada, as quais teriam sido geradas em um contexto que incluiria fusão parcial de crosta oceânica subductada e produção de magmas análogos aos adakitos em um ambiente de arco magmático. Esta suíte representaria um novo episódio de crescimento crustal sideriano na margem sudeste do cráton São Francisco e sua inserção no contexto evolutivo do cinturão Mineiro ainda permanece incerta.

A sucessão de colisões de microcontinentes supracitadas e principalmente, a colisão dos paleocontinentes arqueanos do cráton São Francisco-Congo com outros

blocos continentais em torno de 2,1-2,0 Ga para formar o paleocontinente Atlântica geraram os principais traços estruturais na região, de orientação NE-SW e vergência para NW. Tal deformação foi seguida de colapso extensional ao redor de 2,06 Ga, gerando as estruturas em domos e quilhas que hospedam as unidades supracrustais na região do Quadrilátero Ferrífero (Alkmin & Marshak, 1998).

#### 6.4 – ROCHAS METASSEDIMENTARES MESO E NEOPROTEROZÓICAS

Sobre as rochas arqueanas e paleoproterozóicas do sul do cráton São Francisco afloram as megassequências São João del Rei e Carandaí, além das unidades neoproterozóicas da bacia Andrelândia (Ribeiro *et al.*, 1995).

Segundo Alkmin & Marshak (1998), o substrato do cráton São Francisco consumou sua estabilização tectônica no final do Riaciano. Porém, no final do mesoproterozóico esta região foi submetida a processos extensionais e de adelgaçamento crustal promovidos durante a orogênese Estateriana (~1,75 Ga). Tais processos levaram a formação de riftes abortados nas bordas meridional e setentrional do cráton São Francisco, onde se depositaram os sedimentos pertencentes as megassequências São João del Rei e Espinhaço, respectivamente (Alkmin, 2004).

Após esta etapa, novos processos distensivos afetaram a região, formando uma depressão alongada na direção NE-SW, onde se depositaram os calcários e pelitos da bacia Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995). No entanto a individualização da placa São Francisco-Congo ocorreu apenas no Toniano (ca. 1Ga), quando os riftes Estaterianos foram reativados e alguns ramos evoluíram para margens passivas, onde se depositaram os sedimentos da bacia Andrelândia. O fechamento desta bacia ocorreu apenas durante os estágios colisionais da orogênese Brasiliana, onde foram estabelecidas as condições de cratogênese para o cráton São Francisco (Alkmin, 2004; Paciullo, 2000).

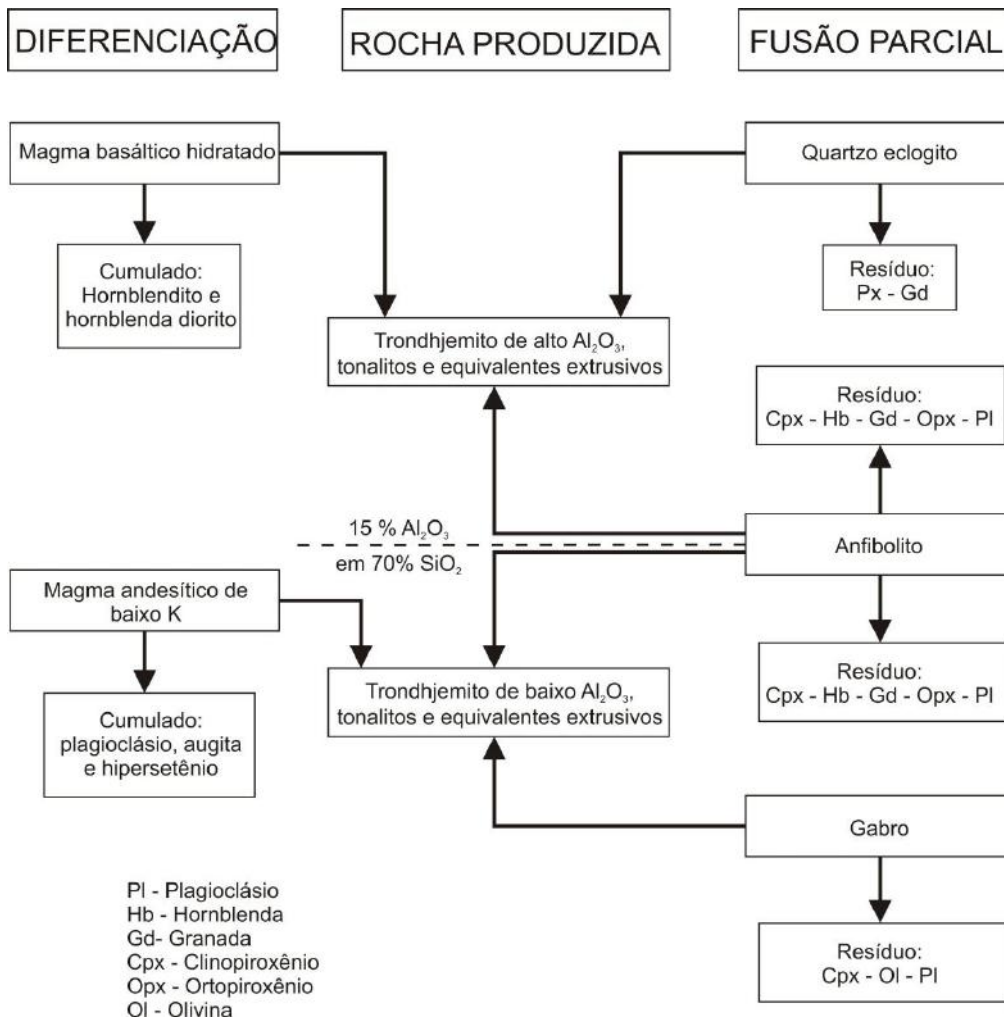
## 7 – DEFINIÇÃO E GÊNESE DE TRONDHJEMITOS

O termo trondhjemitos foi definido por Goldschmidt em 1916 (O'Connor, 1965) como uma rocha leucocrática, onde o plagioclásio varia de oligoclásio a andesina e a principal fase máfica constituinte corresponderia à biotita ou a hornblenda e, mais raramente, ao diopsídio. Uma nova definição foi proposta por Streckeisen (1976), na qual rochas trondhjemíticas foram designadas como leucotonalitos, onde o plagioclásio também variaria de oligoclásio a andesina, o conteúdo de quartzo seria maior que 20% dos minerais félsicos, o álcali-feldspato constitui menos de 10% do feldspato total e o índice de cor é menor que 10%. Streckeisen (1976) também sugere que os leucotonalitos com andesina sejam chamados de trondhjemitos cálcicos, enquanto os leucotonalitos com albita ou oligoclásio seriam designados apenas de trondhjemitos.

Baseando-se na análise química de elementos maiores, Barker (1979) redefiniu os principais critérios para a classificação dos trondhjemitos, sendo estes: I) teores de  $\text{SiO}_2 > 68\%$  e  $< 75\%$ ; II)  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$  para  $\text{SiO}_2$  em torno de  $70\%$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 14\%$  para  $\text{SiO}_2$  em torno de  $75\%$ ; III)  $(\text{FeO}^* + \text{MgO}) < 3,4\%$  e  $\text{FeO}^*:\text{MgO}$  comumente entre 2 e 3; IV)  $\text{CaO}$  entre 4,4-4,5% nos trondhjemitos cálcicos e entre 1,5-3,0% nos trondhjemitos típicos; V)  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 4,0-5,5%; VI)  $\text{K}_2\text{O} < 2,5\%$ , e tipicamente  $< 2\%$ .

Baker & Arth (1976) estabeleceram a subdivisão dos trondhjemitos em trondhjemitos de baixo e de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . As rochas do primeiro grupo possuem teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  menores que 15%, baixas abundâncias de Rb e Sr, anomalias negativas de Eu, enriquecimento nos ETRL e incipiente fracionamento dos ETRP. Já os trondhjemitos de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$  exibem teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  maiores que 15%, baixa abundância de Rb, porém contém moderado a alto conteúdo de Sr, não exibem anomalia de Eu e o padrão de distribuição dos ETR é fracionado, com enriquecimento em ETRL e depleção nos ETRP (Figura 11). Tais líquidos, de baixo e de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , seriam gerados, segundo estes autores, pela fusão parcial de rochas basálticas, de eclogitos e de granulitos básicos, ou ainda, pela cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado ou de um magma andesítico de baixo potássio. O comportamento do plagioclásio na fusão parcial da fonte ou na cristalização do magma determinaria o teor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  das rochas trondhjemíticas. Os trondhjemitos de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$  estariam associados a fracionamentos de basaltos hidratados ou a fusão parcial de um magma basáltico parental (Figura 11), onde pouco ou nenhum plagioclásio permanece no resíduo, gerando suítes diferenciadas que, quando completas, incluem hornblenditos, hornblenda gabros, hornblenda biotita dioritos, hornblenda/biotita tonalitos e trondhjemitos. Já as rochas trondhjemíticas de

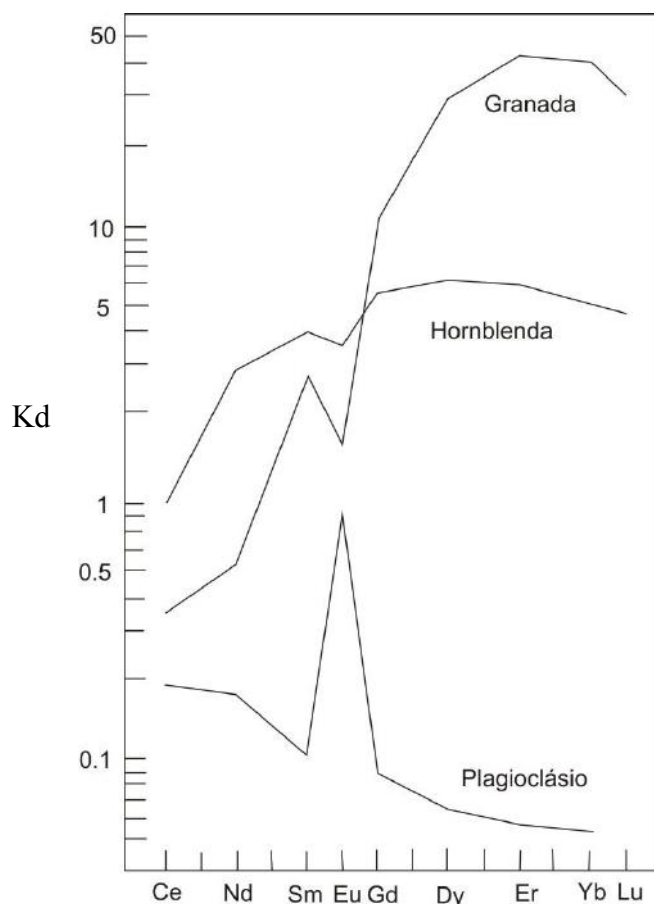
baixo  $Al_2O_3$  relacionam-se com processos onde parte do plagioclásio permanece no resíduo.



**Figura 11** – Diagrama de Barker & Arth (1976) com as hipóteses para a gênese de trondhjemitos.

Baker & Arth (1976) propuseram que o padrão de depleção de elementos terras raras pesados (ETRP) nos líquidos trondhjemíticos estaria relacionado a presença de granada e/ou hornblenda no resíduo. Estes minerais apresentam um padrão de distribuição de elementos terras raras côncavo com valores de ETRP maiores que os de ETRL (Figura 12), devido as semelhanças nos valores dos coeficientes de partição destes para as rochas dacíticas. Ao contrário do observado no plagioclásio, a hornblenda apresenta coeficiente de partição de Eu menor que seus vizinhos, Sm e Gd, sugerindo que as rochas mais diferenciadas deveriam possuir anomalias positivas de Eu. A ausência de tal anomalia, ou até mesmo a presença de uma incipiente anomalia negativa

de Eu deve sugerir a participação do plagioclásio conjuntamente com a hornblenda nos processos de diferenciação do líquido trondhjemítico.



**Figura 12** – Gráfico compilado de Arth & Barker (1976) mostrando os coeficientes de partição dos elementos terras raras nos fenocristais de plagioclásio, hornblenda e granada em rochas dacíticas.

A gênese dos trondhjemitos arqueanos foi explicada por Martin (1999) e Martin (2004) a partir da fusão parcial de basaltos toleíticos e subsequente cristalização fracionada deste magma, onde hornblenda, plagioclásio e ilmenita, em menor proporção, permaneceriam no resíduo. Tal modelo genético seria coincidente com uma zona de subducção, onde o gradiente geotérmico fosse elevado o suficiente para permitir a fusão parcial do basalto toleítico da crosta oceânica ao invés de ocorrer metassomatismo mantélico.

Na maioria das zonas de subducção cenozóicas, a crosta é velha (> 60 Ma) e fria causando o rebaixamento das geotermas ao longo do plano de Benioff. Tal fenômeno acarreta a desidratação da placa subductada antes de sua fusão e consequente liberação de fluidos que metassomatizam a cunha mantélica e geram os magmas cálcio-alcálicos. Já em zonas de subducção onde a crosta é quente e jovem (<20 Ma), o rebaixamento das geotermas é menor e a fusão da placa subductada ocorre antes de sua desidratação,

gerando os magmas trondhjemiticos e adakíticos (Martin, 1999; Martin, 2004; Defant & Drummond, 1996).

A similaridade composicional entre as rochas adakíticas cenozóicas e os trondhjemitos Arqueanos levaram Martin (1999) e Martin (2004) a sugerir que estas últimas se formaram a partir da fusão de uma placa oceânica subductada. As principais diferenças entre os adakitos e os trondhjemitos residem no enriquecimento de Mg, Ni e Cr nas rochas do primeiro, indicando que a interação entre o magma gerado e o manto eram mais eficientes devido a maior espessura da cunha mantélica no Cenozóico. Além disto, as incipientes anomalias positivas de Sr nos trondhjemitos indica que sua gênese deve ter ocorrido em menores profundidades que os adakitos. Tal fato seria uma consequência direta da cunha mantélica menos espessa, que possibilitou que o plagioclásio fosse uma fase residual durante a formação destas rochas Arqueanas. As principais diferenças entre os adakitos e os trondhjemitos de alto  $Al_2O_3$ , segundo Martin (1999) e Martin (2004), estão listadas na tabela a seguir (Tabela 6).

**Tabela 6** – Principais diferenças químicas entre os trondhjemitos arqueanos de alto  $Al_2O_3$  e os adakitos cenozoicos (Martin, 1999; Martin, 2004).

	Trondhjemitos de alto $Al_2O_3$	Adakitos
$SiO_2$	>64 wt.%	>56 wt.%
$Na_2O$	3 wt.% - 7 wt.%	3,5 wt.% - 7,5 wt.%
$Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2$	<5 wt.%	~7 wt.%
$K_2O/Na_2O$	<0,5	~0,42
MgO	~0,43 wt.%	~0,51 wt.%
Ni	~14 ppm	~24 ppm
Cr	~29 ppm	~36 ppm
$(La/Yb)_N$	>150	>10



## 8 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

### 8.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo destina-se a apresentação do mapa geológico confeccionado (Anexo I – Mapa geológico) envolvendo a região entre as cidades de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, juntamente com a integração dos dados de Costa (2010) e Guimarães (2010), referentes a porção oeste da área estudada. Neste sentido, foram caracterizadas durante o levantamento de campo e estudos laboratoriais 7 unidades de mapeamento na escala 1:25.000 (Anexo I – Mapa geológico), sendo estas:

- 1 – Rochas anfibolíticas com piroxênio;
- 2 – Gnaise tonalítico Ramos;
- 3 – Ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, sendo este subdivido em duas fácies de granulação distintas: i) fácies média/grossa; ii) fácies fina/média;
- 4 – *Greenstone belt* Rio das Mortes, sendo este composto por: i) rochas anfibolíticas; ii) rochas metassedimentares tipificadas por filitos amarronzado, filitos carbonosos, gonditos e biotita granada xisto;
- 5 – Gnaise granodiorítico;
- 6 – Granitóide Ritópolis ( $2121 \pm 7$  Ma): fácies média, média foliada e grossa;
- 7 – Diques de metagabro/metadiabásio.

### 8.2 – ROCHAS ANFIBOLÍTICAS COM PIROXÊNIO

As rochas desta unidade foram caracterizadas por Guimarães (2010), sendo delimitadas, em mapa, como uma estreita faixa NW-SE com cerca de 8Km<sup>2</sup>. Tais anfibolitos são expostos, sobretudo, sob a forma de saprólitos de coloração vermelha escura e de blocos que, quando frescos, são representados por rochas verde escuras, holocristalinas, equigranulares finas, com texturas granoblástica, nematoblástica e granonematoblástica; índice de cor variando entre 60 e 70 % e constituição mineralógica definida por hornblenda, plagioclásio, diopsídio, epidoto, zircão, apatita, quartzo, rutilo, minerais opacos e titanita.

Em termos de posicionamento estratigráfico, Guimarães (2010) agrupou estas rochas no *greenstone belt* Rio das Mortes e sugeriu que as mesmas fossem mais antigas que as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa. Contudo, dados recentes publicados por Ávila *et al.* (2011) e Teixeira *et al.* (2012) apontam para uma idade sideriana, ao redor de 2,36 Ga, para a formação de tais anfibolitos, sendo estes contemporâneos ao ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.



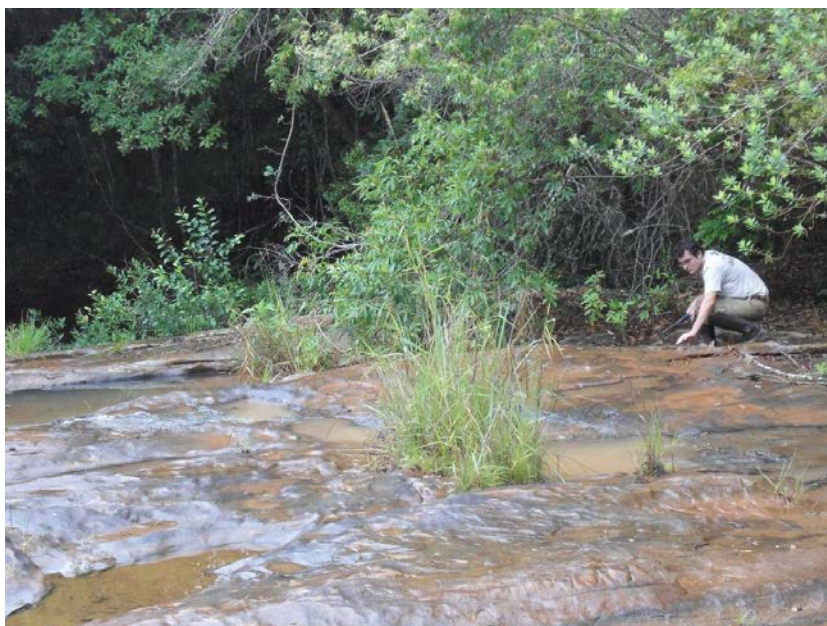
Guimarães (2010) sugere que a presença de clinopiroxênio na paragênese metamórfica deste litótipo estaria associada a condições de pressão e temperatura mais elevadas, provavelmente associadas ao metamorfismo em fácies anfibolito médio a superior.

### 8.3 – GNAISSE TONALÍTICO RAMOS

O gnaiss tonalítico Ramos foi identificado, descrito e delimitado em mapa por Guimarães (2010), sendo encontrada novas exposições deste corpo em área adjacente, que foi mapeada e delimitada na presente monografia.

#### 8.3.1 – ASPECTOS DE CAMPO

Este litótipo aflora na porção sul da área mapeada (**Anexo I – Mapa geológico**), ocorrendo em uma área restrita com poucos afloramentos frescos, onde se destaca o lajedo do ponto VH-75 (**Figura 13**). As rochas deste corpo apresentam bandamento gnáissico, com bandas milimétricas a centimétricas, ora mais máficas, ora mais félsicas, onde as primeiras são compostas por biotita, plagioclásio e epidoto secundário e as félsicas por plagioclásio, quartzo e biotita em menor proporção. A formação do bandamento gnáissico estaria relacionada a uma fase de deformação designada  $D_n$ . Este bandamento foi dobrado por uma fase  $D_{n+1}$ , originando dobras apertadas com charneiras angulosas e medidas de plano axial e eixo de 012/70 e 067/65, respectivamente (**Figura 14**).



**Figura 13** – Lajedo do gnaiss tonalítico Ramos no ponto VH-75.



**Figura 14** – Dobra apertada com charneira angulosa nas rochas do gnaíse tonalítico Ramos (Ponto VH-75).

As rochas deste gnaíse apresentam aplitos quartzo feldspáticos concordantes e discordantes à sua foliação. Os aplitos concordantes são mais antigos e envolvem corpos centimétricos, que estão dobrados com o gnaíse. Os discordantes cortam os aplitos concordantes e por vezes apresentam dobras ptigmáticas (Figura 15). Dessa forma, conclui-se que a família de pegmatitos concordantes intruiu a rocha antes do evento deformacional  $D_n$ , enquanto os pegmatitos discordantes se formaram após a fase do dobramento do gnaíse  $D_{n+1}$ .

O gnaíse tonalítico Ramos também é cortado por mais uma família de diques, de espessura centimétrica, composição granítica, granulação fina e são constituídos por quartzo, feldspato tabular e biotita orientada segundo a foliação  $D_{n+1}$  (Figura 16). Os diques graníticos foram interpretados como correlatos ao granitóide Ritápolis e indicam que o gnaíse tonalítico Ramos é mais velho do que o referido corpo.





**Figura 15** – Veios aplíticos quartzo feldspáticos concordantes à foliação do gnaise tonalítico Ramos. Os veios discordantes apresentam dobras ptigmáticas, mostrando a presença de 2 fases de deformação. Foliação do gnaise, evidenciada pela presença de bandas félsicas e máficas milimétricas (Ponto VH-75).



**Figura 16** – Veios aplíticos quartzo feldspáticos concordantes (em preto) e discordante (em azul) à foliação do gnaise tonalítico Ramos. Presença de um dique granítico mais novo cortando todos os outros litótipos e a foliação do gnaise tonalítico Ramos (Ponto VH-75).

#### 8.4 – ORTOGNAISSE TRONDHJEMÍTICO RESENDE COSTA

O ortognaisse trondhjemítico Resende Costa encontra-se distribuído, em mapa, na forma de um stock, de direção NEE – SWW, localizado ao redor da cidade de Resende Costa. Compreende desde a porção sudoeste da folha topográfica Resende Costa até a porção sudeste da folha Jacarandira, se estendendo por cerca de 66 Km<sup>2</sup>. É circundado a leste e a sul pelas rochas anfíbolíticas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes, enquanto a porção oeste, mapeada por Guimarães (2010) e Costa (2010), é delimitada por um contato tectônico rúptil com o granitóide Ritápolis.

##### 8.4.1 – ASPECTOS DE CAMPO

Os principais tipos de ocorrência deste corpo são lajedos acinzentados (Figura 17), blocos “*in situ*” (Figura 18) e saprólitos marrom avermelhados (Figura 19). Na área cartografada sem afloramentos, o mapa geológico foi produzido através da observação da coloração branco avermelhada do solo, interpretado como originado a partir da alteração intempérica das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, que contrasta com o solo amarronzado proveniente do intemperismo das rochas anfíbolíticas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes.



**Figura 17** – Forma de exposição em grandes lajedos das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-131).





**Figura 18** – Blocos “*in situ*” do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-93).



**Figura 19** – Saprólito marrom avermelhado oriundo da alteração intempérica das rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-121).

As rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa são holocristalinas, de coloração acinzentada, granulação variando de fina a grossa, constituição mineralógica essencial definida por quartzo e feldspato esbranquiçado e acessória por biotita, epidoto e allanita. Os grãos de quartzo ocorrem na forma de fitas milimétricas, os cristais de



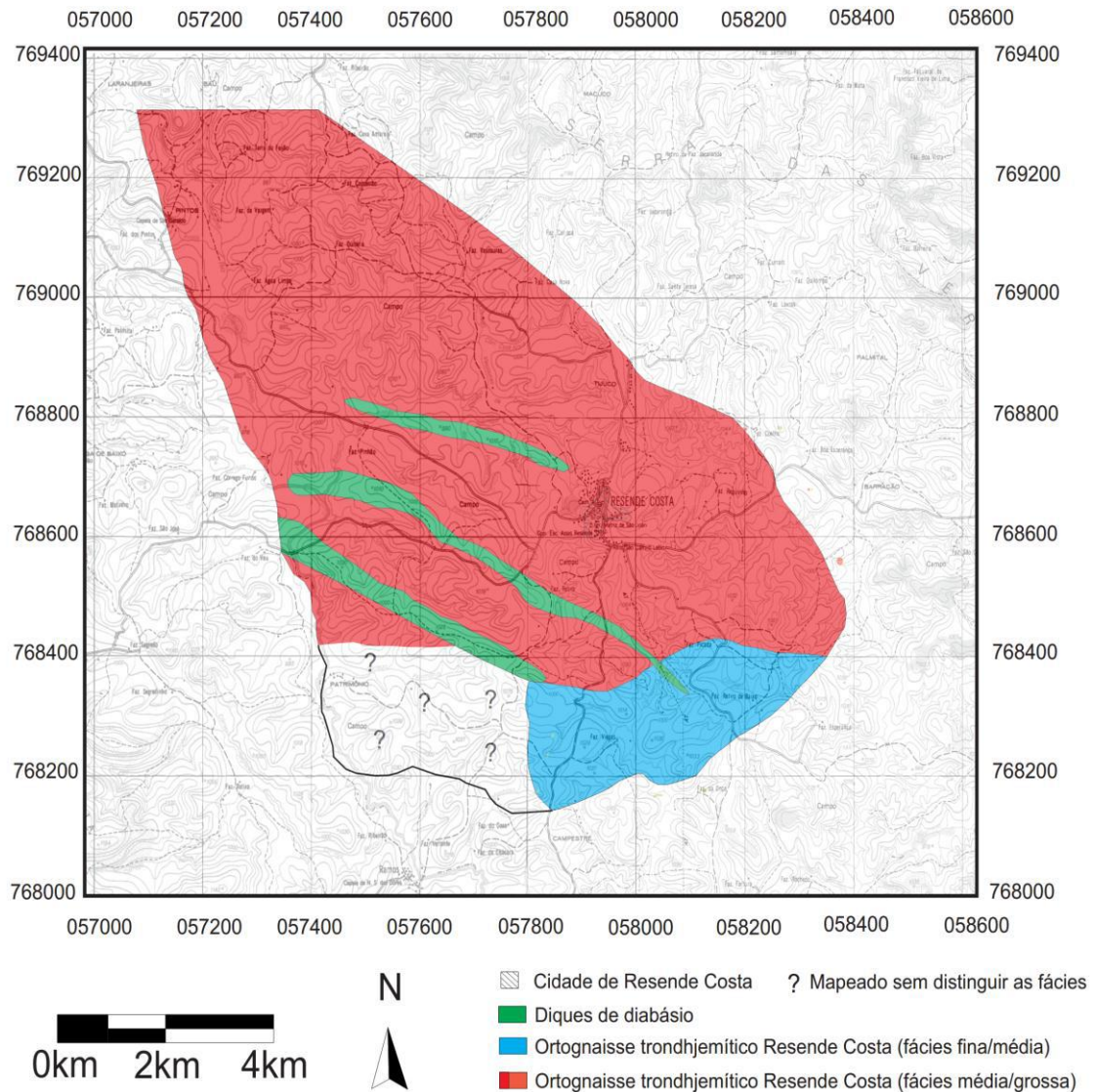
feldspato apresentam forma desde hipidiomórfica até amendoada e, em alguns casos, estão substituídos parcialmente por epidoto, indicando que correspondem, na grande maioria, a grãos de plagioclásio. Além disso, observa-se uma forte foliação tectono-metamórfica, tipificada pela orientação da biotita ao longo do *strike* preferencial NE-SW (Figura 20).



**Figura 20** – Aspecto geral de amostra do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa em um corte paralelo a foliação, onde se destacam os aglomerados de biotita (Ponto VH-131).

Os principais aspectos megascópicos do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa permitiram a subdivisão das suas rochas em duas fácies de granulação distintas (fácies média/grossa e fácies fina/média). As rochas da fácies média/grossa são predominantemente hololeucocráticas (I.C. entre 1 e 5%), apresentam granulação média e se encontram na porção centro-norte da área mapeada. Já as rochas da fácies fina/média são hololeucocráticas (I.C. entre 3 e 7%), possuem granulação predominantemente fina e são encontradas a sul da fácies média/grossa, perfazendo o contato do referido corpo com as rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes.

Na **figura 21**, que se encontra a seguir, mostra a subdivisão das fácies texturais do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa observadas em campo. Destaca-se, neste mapa, que a porção oeste não apresenta subdivisão faciológica, já que tal porção foi mapeada por Guimarães (2010) e Costa (2010) e estes não trabalharam com esta proposta.



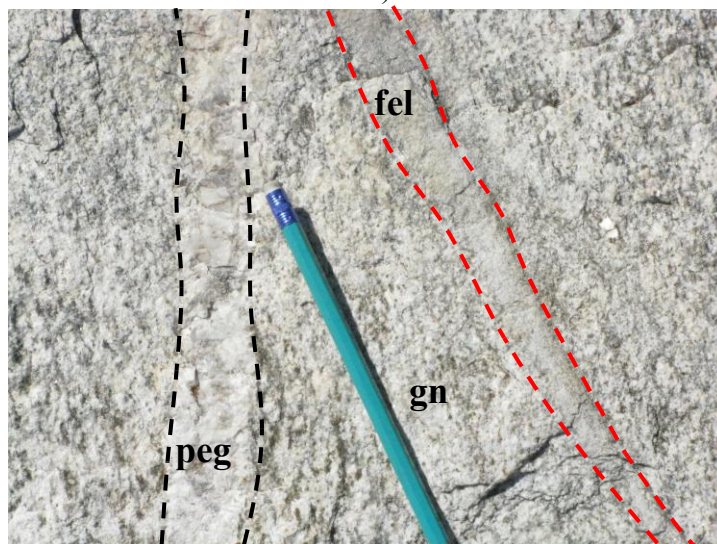
**Figura 21** – Mapa mostrando a subdivisão faciológica do ortognaisse trondhjemitico Resende Costa.

O ortognaisse trondhjemitico Resende Costa apresenta veios de quartzo e pegmatitos discordantes e concordantes à sua foliação, que variam em espessura desde centimétricos até cerca de 2 metros (Figuras 22, 23, 24 e 25), além de aplitos centimétricos que truncam sua foliação (Figura 26). Também foram constatadas fitas de quartzo provavelmente originadas por segregação metamórfica, sendo estas observadas apenas nas rochas da fácies fina/média (Figura 27).





**Figura 22** – Veios de quartzo concordantes e discordantes (delimitados em branco) nas rochas da fácies média/grossa do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-131).

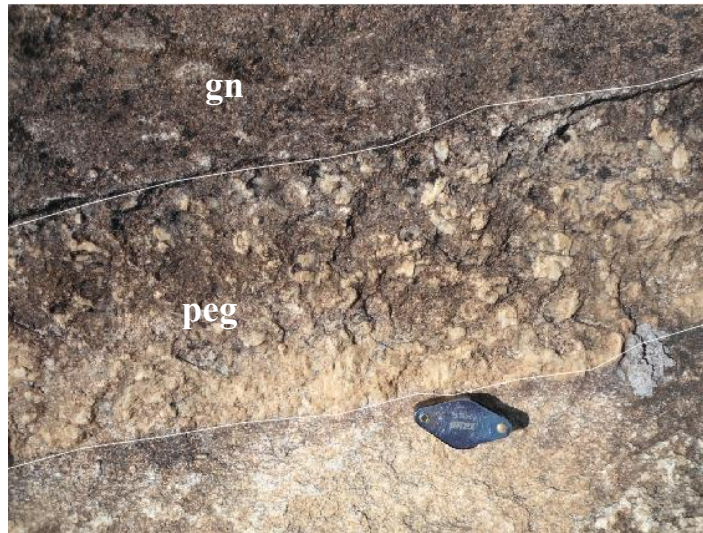


**Figura 23** – Pegmatito e fase félsica cortando as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa. Legenda: peg – pegmatito; gn – ortogneisse trondhjemítico Resende Costa; fel – fase félsica (Ponto RF-3).

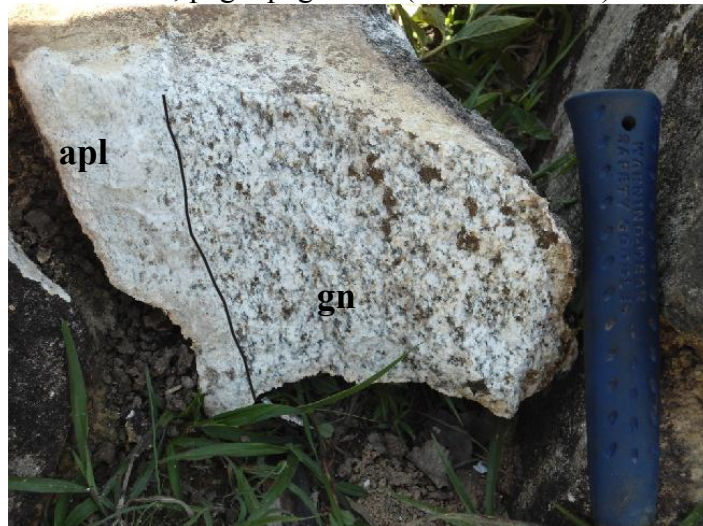


**Figura 24** – Veio de quartzo (delimitado em branco) concordante às rochas da fácies fina/média do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-53).





**Figura 25** – Pegmatito intrusivo nas rochas da fácies média/grossa do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa. Legenda: gn – ortogneisse trondhjemítico Resende Costa; peg – pegmatito (Ponto VH-131).



**Figura 26** – Dique aplítico centimétrico cortando rocha da fácies média/grossa do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa. Legenda: apl – aplito; gn – ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-114).



**Figura 27** – Veio de quartzo originado por segregação metamórfica observada em afloramento da fácies fina/média do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (Ponto VH-53).

A falta de afloramentos com relações de corte entre as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa e os diferentes litótipos que o circundam, bem como a ausência de enclaves neste corpo ocasionam uma grande dificuldade de estabelecer seu posicionamento cronoestratigráfico, especialmente em relação ao gnaiss tonalítico Ramos, ao gnaiss granodiorítico e a sequência *greenstone belt* Rio das Mortes. Porém, a relação cronoestratigráfica do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa com o granitóide Ritápolis é bem estabelecida, já que o primeiro é cortado por diversas gerações de corpos graníticos félsicos, em grande parte, correlacionados ao granitóide Ritápolis.

#### 8.4.2 – PETROGRAFIA

As rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa plotam no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) no campo dos tonalitos (Figura 28), apresentando quartzo e plagioclásio como minerais essenciais; enquanto biotita<sub>1</sub>, microclina<sub>1</sub> apatita, allanita, minerais opacos, rutilo, titanita<sub>1</sub> e zircão são minerais acessórios; e epidoto<sub>1</sub>, epidoto<sub>2</sub>, zoisita/clinozoisita, titanita<sub>2</sub>, titanita<sub>3</sub>, muscovita, biotita<sub>2</sub>, carbonatos, microclina<sub>2</sub> e sericita são minerais secundários (Tabela 7).

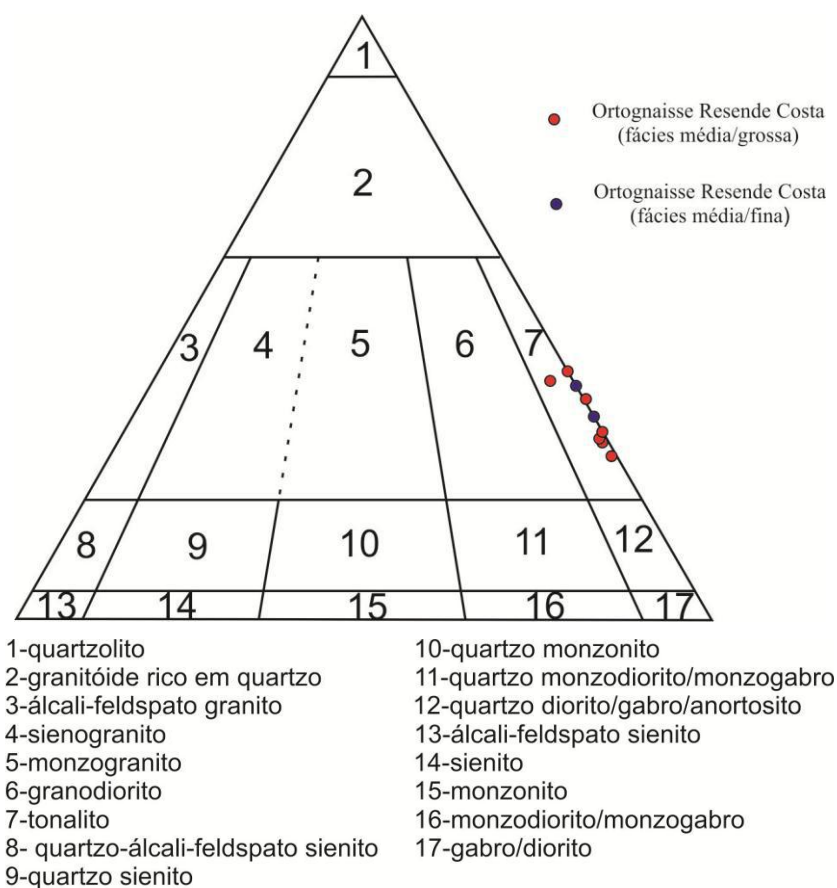


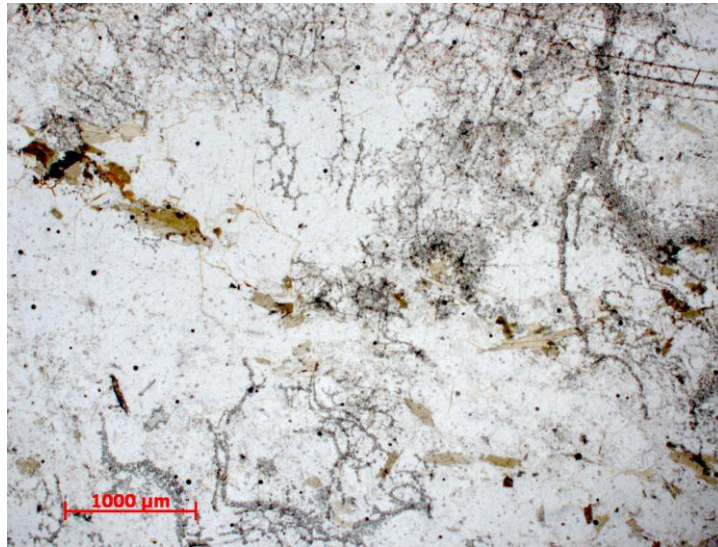
Figura 28 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do ortogneisse trondhjémítico Resende Costa.

**Tabela 7** – Contagem modal (em %) das rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa.

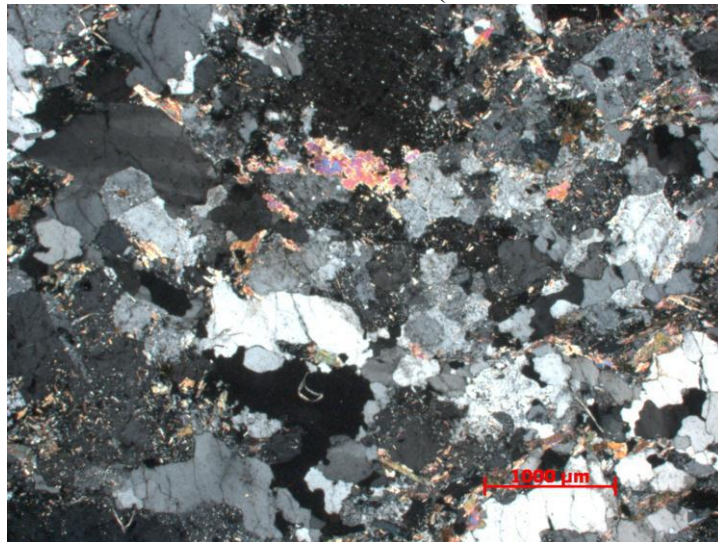
Lâmina	RF-08	VH-53	RF-02	RF-11	RF-12	RF-20	RF-21	RF-25	RF-26
Fácies	fina/ média	fina/ média	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa
Quartzo	39,7	36,4	34,1	32,5	30,2	29,1	30,6	35,7	29,2
Plagioclasio	55,1	54,6	60,3	60,8	64,8	63,5	67,4	51,3	60,8
Microclina <sup>1</sup>	0	0	0	0	0	0	0	3,6	0
Microclina <sup>2</sup>	tr	1,2	tr	tr	0	tr	0	0,8	0
Biotita	2,7	6,8	1,8	4,6	2,6	3,8	0,5	5,4	5,3
Epidoto	1,5	1	1,8	1,1	2,4	1,6	1,5	3,2	4,7
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Zircão	tr	0	tr	tr	tr	tr	0	tr	tr
Allanita	tr	tr	0	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Titanita	tr	tr	1,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Min.opacos	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
(clino)zoisita	0,9	tr	0,9	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Clorita	0	0	0	tr	0	0	0	tr	0
Muscovita	tr	0	0	0	0	0	0	0	tr
Carbonatos	0	0	0	0	tr	0	0	tr	tr
Sericita	tr	tr	tr	1	tr	2	tr	tr	tr
Rutilo	tr	0	0	0	0	0	0	tr	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

A subdivisão das rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa em fácies de granulação diferente (fácies média/grossa e fácies fina/média) se baseia, principalmente, no tamanho dos grãos de quartzo e feldspato. As rochas da fácies média/grossa são hololeucocráticas (índice de cor variando de 0,5 a 5 %), apresentam textura fanerítica equigranular hipidioblástica a xenoblástica, sendo localmente inequigranular seriada, com cristais de tamanho variando de 1,5 a 2,5mm (Figuras 29 e 30). As rochas da fácies fina/média são hololeucocráticas (índice de cor variando de 5 a 7 %), apresentam textura equigranular xenoblástica e seus cristais variam em tamanho de 0,7 a 1,0mm (Figuras 31 e 32). Observa-se, nas rochas das duas fácies, a presença de plagioclásio recristalizado, cujos tamanho não ultrapassa 0,4mm.

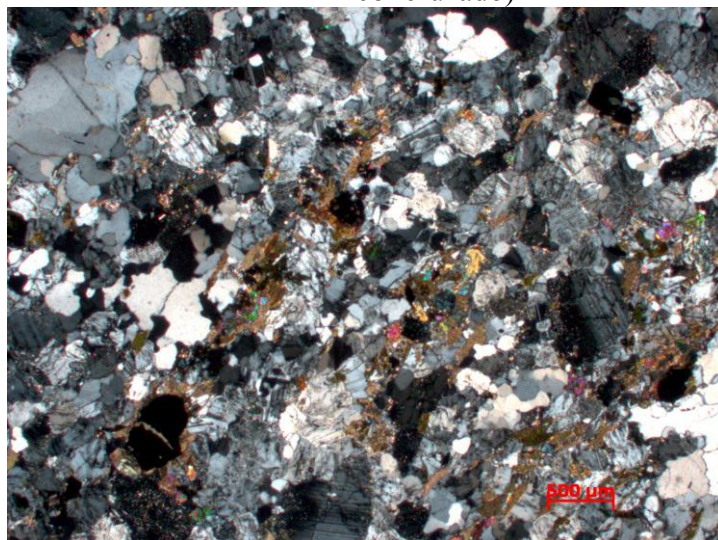




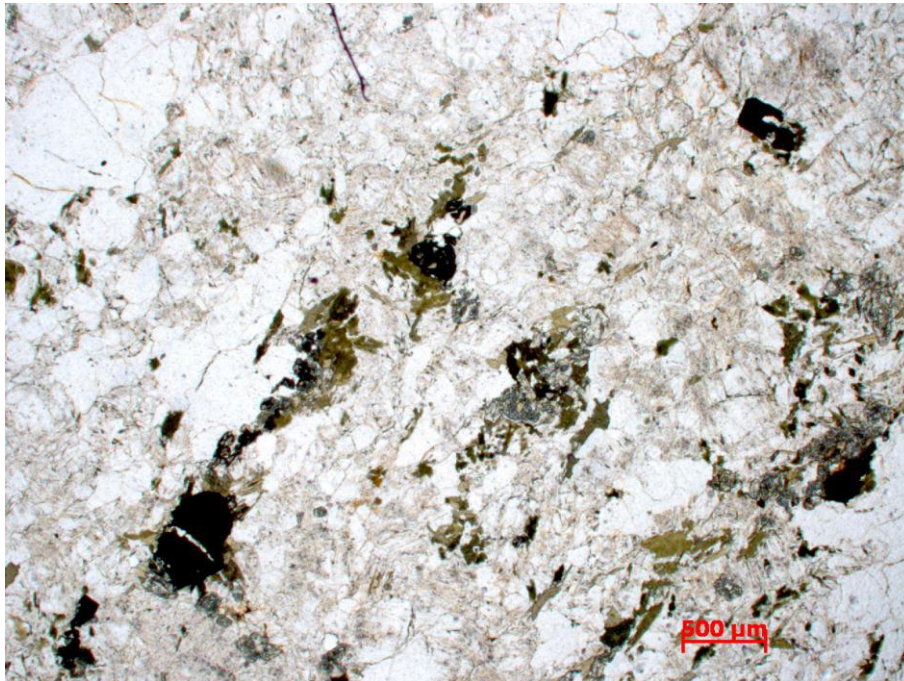
**Figura 29** – Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa ( fácies média/grossa), onde se torna evidente seu baixo índice de cor. (Amostra RF-11 – nicól descruzado)



**Figura 30** - Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa ( fácies média/grossa), mostrando a granulação média e a textura inequigranular seriada xenoblástica. (Amostra RF-11 – nicól cruzado)



**Figura 31** – Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa ( fácies fina/média), mostrando a granulação fina e textura inequigranular seriada xenoblástica. (Amostra VH-53 – nicól cruzado).



**Figura 32** – Visão geral de lâmina do ortogneisse Resende Costa ( fácies fina/média), evidenciando seu índice de cor mais elevado que o da fácies média/grossa. (Amostra VH-53 – nicól descruzado)

Fora as diferenças citadas (**Tabela 8**), as duas fácies granulométricas texturais deste corpo são muito semelhantes, estando suas feições primárias modificadas por metamorfismo e metassomatismo, gerando os minerais secundários supracitados. Desta forma, daqui em diante a descrição petrográfica das duas fácies texturais será realizada baseando-se na fácies média/grossa, já que pela quantidade e qualidade das lâminas produzidas, esta fácies é mais representativa do referido corpo.

**Tabela 8** – Principais diferenças entre as rochas das fácies média/grossa e fina/média do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa.

Característica/fácies	Média/grossa	Fina/média
Índice de cor	0,5 a 5%	5 a 7%
Granulação	1,5 a 2,5mm	0,7 a 1mm

O plagioclásio andesina ( $An_{32}$  até  $An_{43}$ ) apresenta tamanho variando desde 1 a 5mm e grãos de contorno desde hipidioblástico até xenoblástico. Possui inclusões de zircão, apatita e minerais opacos e ocorre fortemente saussuritizado, alterando-se principalmente para sericita e, mais raramente, para epidoto e zoisita/clinozoisita (**Figura 33**). Tais substituições mascaram fortemente a geminação polissintética, dificultando sua distinção em relação ao feldspato potássico e a determinação de sua composição. Localmente, o plagioclásio pode ser substituído por minerais decorrentes



de processos de microclinização (Figura 34), muscovitização (Figura 35) e carbonatação (Figura 36).

A microclina<sub>1</sub> é rara nas rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa, estando presente apenas na lâmina da amostra coletada no ponto RF-25. Seus cristais apresentam geminação tartan, tamanho variando tamanho desde 0,8 até 1,7mm e contorno desde hipidiomórfico até xenomórfico. A microclina<sub>2</sub> exibe geminação tartan, tamanho variando desde submilimétrico até 0,5mm, contornos xenoblásticos e ocorre substituindo os cristais de plagioclásio (Figura 34).

A muscovita apresenta tamanho médio ao redor de 0,9mm, contornos xenoblásticos, clivagem unidirecional e, assim como a microclina<sub>2</sub> ocorre substituindo os grãos de plagioclásio (Figura 35). Tanto a microclina<sub>2</sub> quanto a muscovita devem ter sua gênese relacionada a processos de metassomatismo, que envolvam a entrada de fluidos ricos em potássico e a consequente alteração do plagioclásio.

A sericita apresenta tamanho submilimétrico, hábito alongado, contorno xenoblástico e ocorre como diminutos cristais substituindo os grãos de plagioclásio (Figura 33).

Os grãos de carbonatos exibem relevo variável, contornos xenoblásticos, tamanho variando desde submilimétrico até 0,3mm e ocorrem substituindo os cristais de plagioclásio (Figura 36).

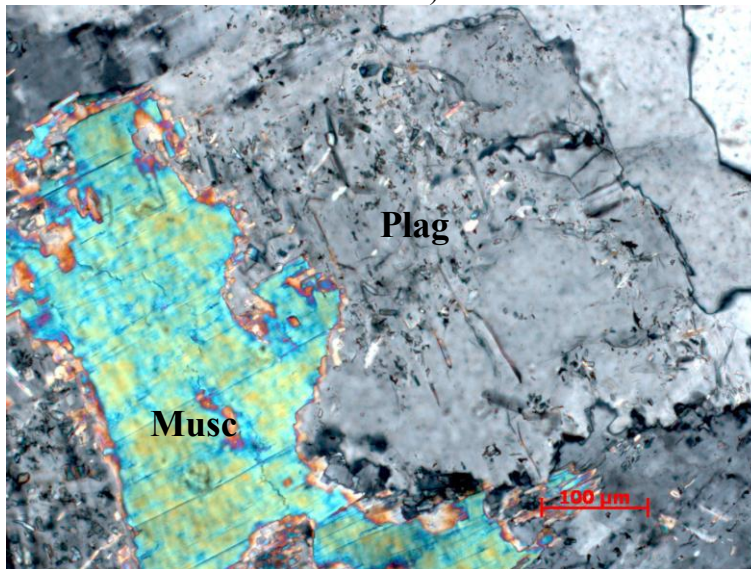
O rutilo apresenta cor castanho avermelhada, contornos xenomórficos, tamanho submilimétrico, ocorrendo disseminado nas rochas, sob a forma de grãos minúsculos.



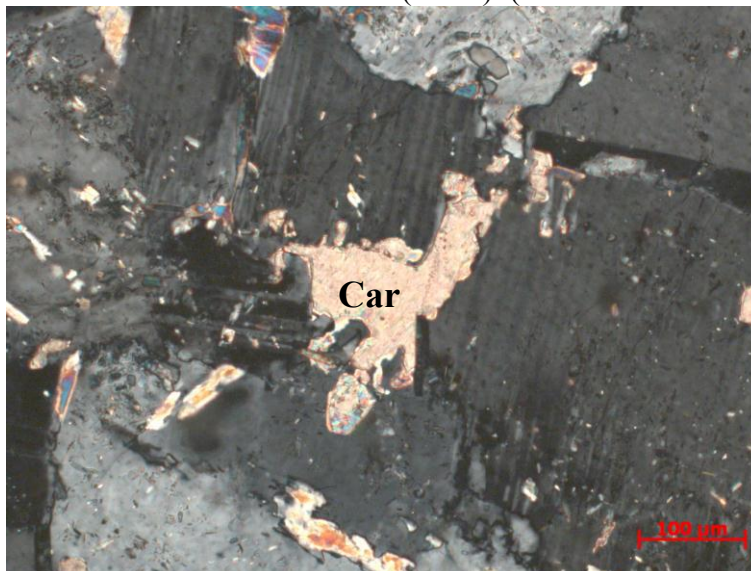
Figura 33 – Grão de plagioclásio saussuritizado. (Amostra RF-08 – nicól cruzado)



**Figura 34** – Plagioclásio com crescimento de microclina. (Amostra RF-12 – nicól cruzado)



**Figura 35** – Grão de plagioclásio (Plag) (da fácies média/grossa) quase límpido mostrando o sobrecrecimento de muscovita (Musc). (Amostra RF-08 – nicól cruzado).



**Figura 36** – Grão de plagioclásio (da fácies média/grossa) mostrando o sobrecrecimento de carbonato (Car). (Amostra RF-26 – nicól cruzado)



O  $\text{quartzo}_1$  ocorre, principalmente, na forma de grãos xenomórficos, estando raramente com bordas poligonizadas, que variam em tamanho desde 0,2 até 4,4mm. Possui inclusões de zircão (Figura 37), apatita e minerais opacos, além de exibir defeitos em sua rede cristalina, representados pela extinção ondulante (Figura 38).

O zircão apresenta contornos idiomórficos (Figura 37), tamanho inferior a 0,4mm e forma halo pleocróico quando incluso na biotita. A apatita também é submilimétrica, seus cristais são idiomórficos, apresenta hábito granular ou prismático e ocorre como inclusão nos grãos de quartzo e plagioclásio. A allanita exibe tamanho médio em torno de 1,8mm, cor amarela, hábito granular, feição metamítica, contornos idiomórficos e, comumente, encontra-se envolta por grãos de epidoto (Figura 39).

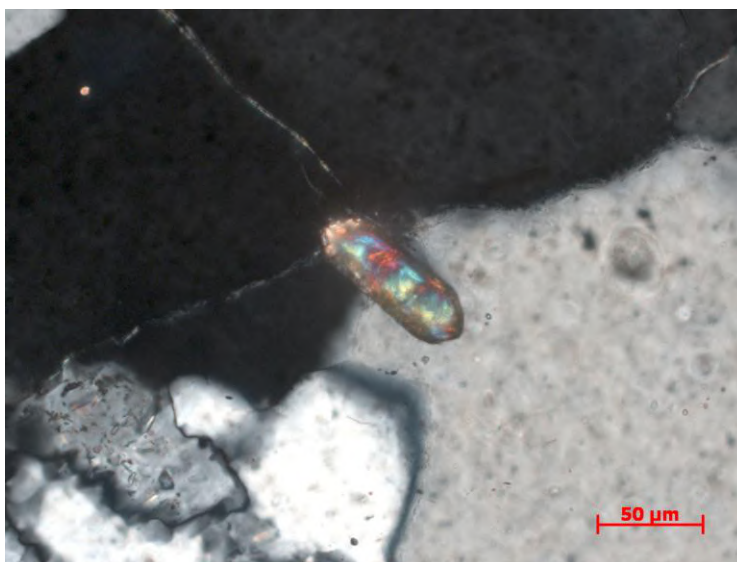


Figura 37 – Grão de zircão idiomórfico (da fácies média/grossa) incluso em cristal de quartzo. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)

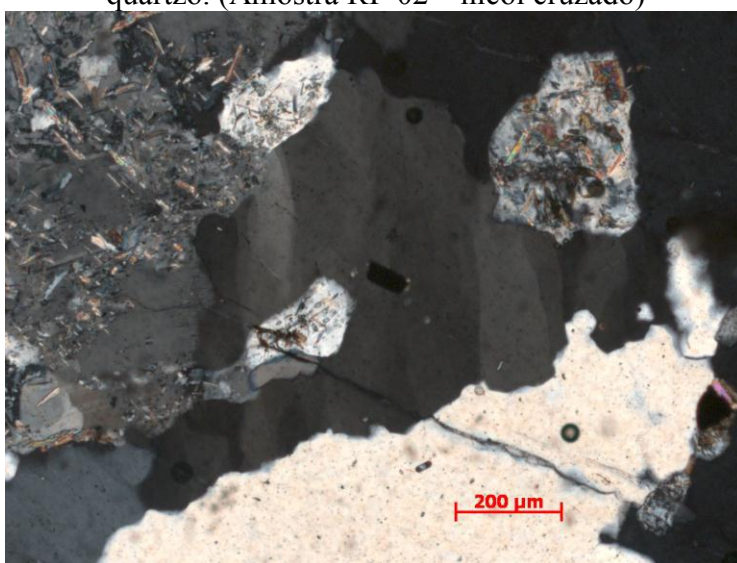


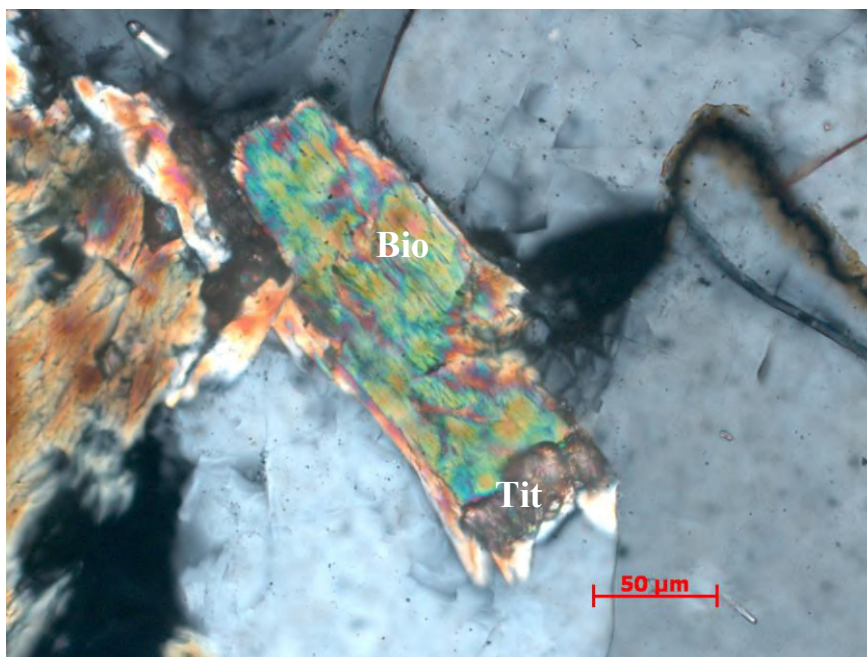
Figura 38 – Cristal de quartzo (da fácies média/grossa) exibindo extinção ondulante. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)



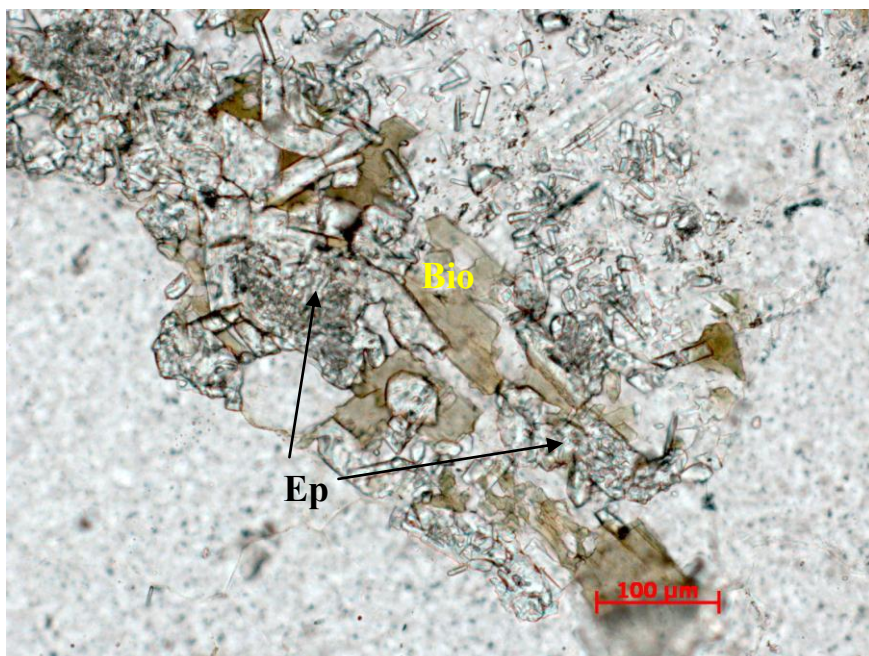


**Figura 39**- Epidoto(ep) crescendo ao redor de cristal de allanita (All). (Amostra RF-20 – nicól descruzado)

A biotita apresenta grãos hipidiomórficos, quando estes são magmáticos (biotita<sub>1</sub>) e, contornos xenoblásticos, quando seus grãos são metamórficos (biotita<sub>2</sub>). Exibem clivagem unidirecional, tamanho variando desde 0,4 a 2,6mm, inclusões de apatita e zircão e encontra-se associada com titanita<sub>3</sub> (**Figura 40**), epidoto<sub>2</sub> e zoisita/clinozoisita (**Figura 41**). Esses minerais se originam a partir da sua substituição e ocorrem preenchendo espaços ao longo dos planos de clivagem da biotita, ou ainda, crescendo em seu centro.

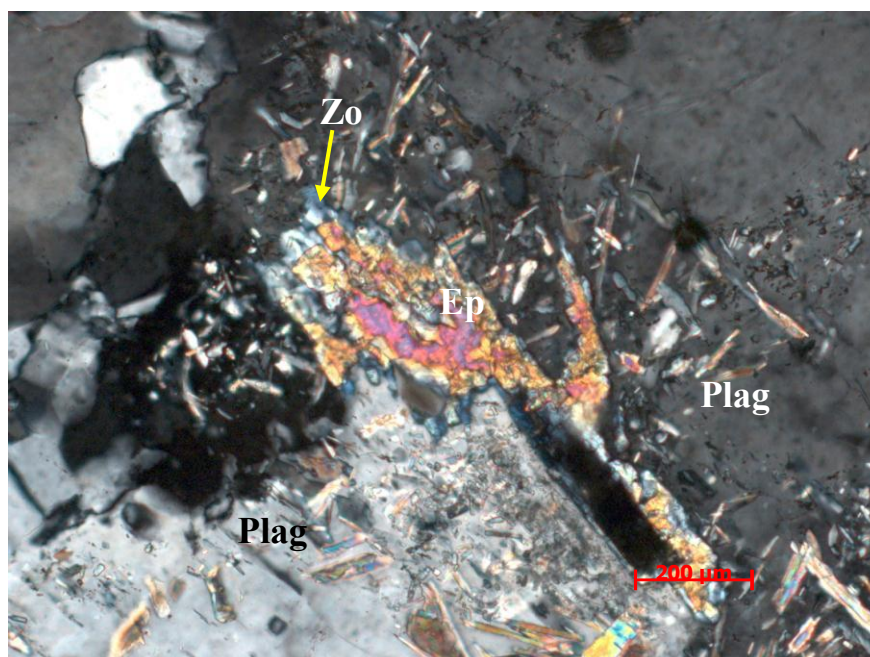


**Figura 40** – Grão hipidiomórfico de biotita (Bio) (da fácies média/grossa) mostrando em sua borda sul o crescimento de titanita (Tit) xenoblástica. (Amostra RF-12 – nicól cruzado)



**Figura 41** – Grão xenoblástico de biotita (Bio) em associação metamórfica com epidoto (Ep) e zoisita/clinozoisita. (Amostra RF-08 – nicól descruzado)

O epidoto apresenta tamanho variando desde submilimétrico até cerca de 0,4mm e pode ser observado das seguintes formas: i) envolvendo os cristais idiomórficos de allanita (epidoto<sub>1</sub>) (**Figura 39**); ii) grãos desde idioblásticos até xenoblásticos intercrescidos com cristais de biotita (epidoto<sub>2</sub>) (**Figura 41**). Em alguns grãos, observou-se uma continua transformação de epidoto para zoisita/clinozoisita (**Figura 42**).



**Figura 42** – Grão de plagioclásio (Plag), da fácies média/grossa, alterado na borda para epidoto (Ep), com birrefringência rosada, sendo este substituído por zoisita/clinozoisita com birrefringência azulada. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)



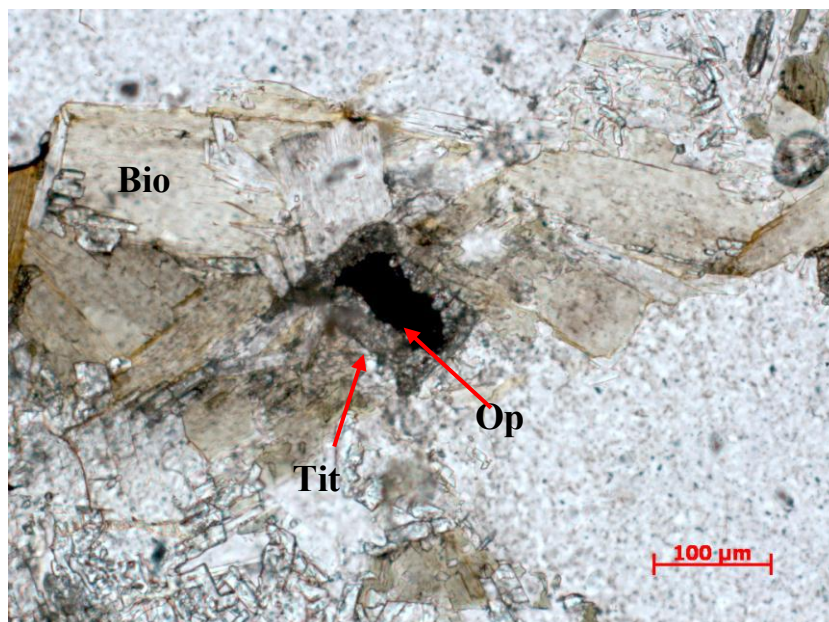
A zoisita/clinozoisita exibe cor de interferência azul, contornos xenoblásticos, tamanhos variando desde submilimétrico até 0,2mm e ocorrem substituindo os cristais de plagioclásio (Figura 33) ou então, ao redor dos grãos de epidoto (Figura 42).

A titanita exibe tamanho de até 0,9mm e pode ser observada de três formas: i) em sua forma magmática, com contornos idiomórficos e formato losangular (titanita<sub>1</sub>) (Figura 43); ii) envolvendo minerais opacos, o que evidencia a presença de titânio na estrutura destes, sugerindo se tratar de ilmenita (titanita<sub>2</sub>) (Figura 44); iii) intercrescida com biotita, desenvolvendo-se na forma de grãos xenoblásticos, tanto no centro quanto ao longo da direção de clivagem da biotita (titanita<sub>3</sub>) (Figura 45).

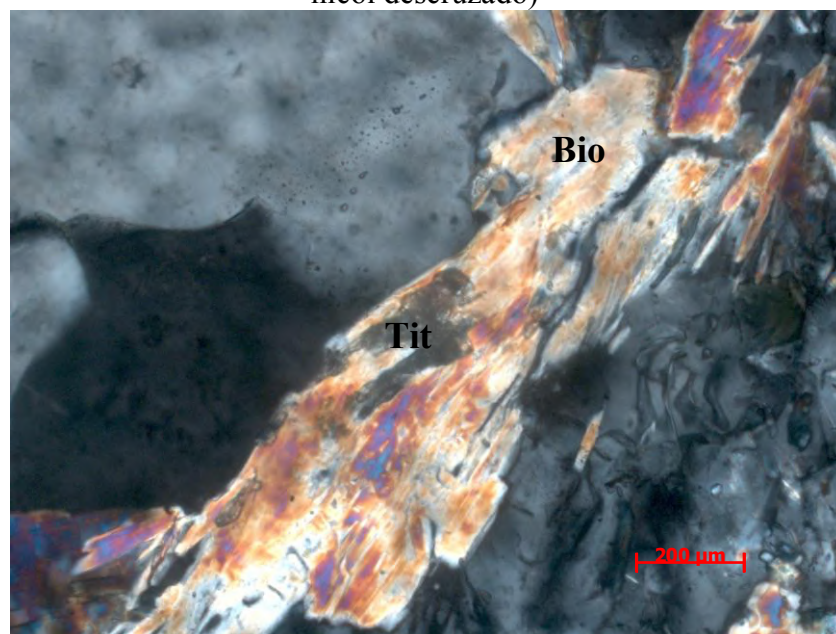
Os minerais opacos apresentam coloração preta, contornos xenomórficos, tamanho variando desde 0,1 até 0,3mm e ocorrem como inclusões nos cristais de quartzo e plagioclásio ou então, bordejados por grãos xenoblásticos de titanita (Figura 44).



Figura 43 – Grão de titanita magmática (titanita<sub>1</sub>) da fácies média/grossa com contornos idiomórficos e forma losangular. (Amostra RF-02 – nicól cruzado)



**Figura 44** – Grão de mineral opaco (Op), da fácies média/grossa, parcialmente substituído por titanita<sub>2</sub> (Tit) xenoblástica associada com biotita. (Amostra RF-08 – nicól descruzado)



**Figura 45** – Grão de biotita (Bio) da fácies média/grossa mostrando crescimento de titanita<sub>3</sub> (Tit) ao longo de sua direção de clivagem. (Amostra RF-11 – nicól cruzado)

Quanto à ordem de cristalização dos minerais durante a formação do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa supõe-se que: zircão, apatita, rutilo, allanita, titanita<sub>1</sub> e os minerais opacos foram os primeiros a se cristalizar, pois os três primeiros possuem forma idiomórfica e todos ocorrem na forma de inclusões em outros minerais primários da rocha. Após a cristalização dos minerais acessórios supracitados, sucedeu-se a formação dos outros minerais primários que compõem a rocha, representados por plagioclásio, biotita, quartzo e microclina<sub>1</sub>.

A caracterização petrográfica também apontou que epidoto<sub>1</sub>, epidoto<sub>2</sub>, titanita<sub>2</sub>, titanita<sub>3</sub> e biotita<sub>2</sub> constituem uma paragênese metamórfica. Neste sentido, admite-se que o epidoto<sub>2</sub> e a titanita<sub>3</sub> advêm de reação metamórfica envolvendo biotita<sub>1</sub>; o epidoto<sub>1</sub> se formou a partir da desestabilização da allanita, crescendo ao redor da mesma; e titanita<sub>2</sub> provem da substituição metamórfica dos minerais opacos. A existência de uma fase deformacional impressa nas rochas do ortognaisse trondhjemítico comprova que pelo menos um pulso metamórfico afetou as rochas deste corpo, gerando a paragênese metamórfica supracitada, que associada ao plagioclásio andesina (An<sub>32-43</sub>) aponta para um metamorfismo em fácies anfibolito inferior a médio.

Já microclina<sub>2</sub>, sericita, muscovita, zoisita/clinozoisita e os carbonatos são produtos de alteração do plagioclásio, formando nuvens destes minerais secundários substituindo os grãos de plagioclásio. Neste processo, a atuação de fluidos ricos em sódio e potássio permitiriam a cristalização de microclina<sub>2</sub>, sericita e muscovita substituindo o plagioclásio, enquanto a formação de zoisita/clinozoisita e dos carbonatos estaria associada a desestabilização do plagioclásio durante este processo e a consequente liberação de cálcio. A fonte para tal alteração pode estar associada à liberação de fluidos pelas rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa quando estas foram submetidas ao metamorfismo ou então, relacionada a fluidos tardi-magmáticos provenientes dos corpos granitóides formados posteriormente ao ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (2358 Ma) como por exemplo, o gnaisse granodiorítico (2146 Ma) e o granitóide Ritápolis (2121 Ma).

Na **tabela 9** se observa uma representação esquemática da ordem de cristalização e das transformações metamórficas e metassomáticas desenvolvidas nos minerais das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.

**Tabela 9** – Ordem de cristalização e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa.

Fase mineral	Cristalização ígnea	Metamorfismo	Metassomatismo
Allanita	■		
Apatita	■		
Zircão	■		
Minerais opacos	■		
Rutilo	■		
Titanita <sub>1</sub>	■		
Biotita <sub>1</sub>		■	
Plagioclásio		■	
Quartzo		■	
Microclina <sub>1</sub>		■	
Biotita <sub>2</sub>		■	
Epidoto <sub>1</sub>		■	
Epidoto <sub>2</sub>		■	
Titanita <sub>2</sub>		■	
Titanita <sub>3</sub>		■	
Zoisita/clinozoisita			■
Microclina <sub>2</sub>			■
Muscovita			■
Sericita			■
Carbonatos			■

#### 8.4.4 – GEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa envolveu a análise química de elementos maiores, menores, traços e terras raras de doze amostras, sendo seis pertencentes a fácies média/grossa do referido corpo (EL-194B, EL-255C1, EL-256, EL-257, EL-258A, EL-259A), três à fácies fina/média (RF-20, RF-12, EL-163A), além de três amostras pertencentes a uma fase félsica intrusiva no ortogneisse trondhjemítico Resende Costa (EL-255B, EL-263C, RF-46B), sendo estas últimas plotadas apenas nos diagramas de classificação (Tabelas 10, 11 e 12).

**Tabela 10** – Análises químicas (% em peso) dos elementos maiores, relação entre os elementos e norma CIPW das rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa e da fase fêlsica intrusiva neste corpo.

Análise química dos elementos maiores												
	EL-194B	EL-255C1	EL-256	EL-257	EL-258A	EL-259A	RF-20	RF-12	EL-163A	EL-255B	EL-263C	RF-46B
fácies/ litologia	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	fina/ média	fina/ média	fina/ média	fase fêlsica	fase fêlsica	fase fêlsica
SiO <sub>2</sub>	69,08	70,49	70,65	70,98	69,60	70,41	70,79	71,16	72,48	75,74	73,42	65,75
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,17	0,15	0,16	0,20	0,18	0,18	0,18	0,11	0,03	0,06	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,45	16,02	16,01	15,84	16,39	16,05	16,08	15,80	15,63	13,26	15,23	16,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,15	1,66	1,56	1,68	1,91	1,74	1,67	1,79	1,21	0,60	0,65	3,75
MnO	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,04	0,05
MgO	0,44	0,29	0,28	0,30	0,30	0,31	0,28	0,26	0,20	0,00	0,06	1,14
CaO	2,82	2,81	2,92	2,71	3,25	2,81	2,81	2,92	2,45	0,90	2,09	3,67
Na <sub>2</sub> O	5,64	5,61	5,60	5,32	5,56	5,33	5,77	5,34	5,42	3,49	4,93	4,74
K <sub>2</sub> O	1,34	1,42	1,15	1,47	1,07	1,55	0,93	1,07	1,17	5,00	2,22	1,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,01	0,02	0,17
LOI	0,54	0,48	0,52	0,48	0,58	0,46	0,48	0,52	0,14	0,30	0,10	0,66
Total	98,80	99,06	98,93	99,05	98,95	98,94	99,07	99,12	98,89	99,34	98,82	98,77
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,24	0,25	0,21	0,28	0,19	0,29	0,16	0,20	0,22	1,43	0,45	0,42
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	4,21	3,95	4,87	3,62	5,20	3,44	6,20	4,99	4,63	0,70	2,22	2,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + MgO	2,59	1,95	1,84	1,98	2,21	2,05	1,95	2,05	1,41	0,60	0,71	4,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /MgO	4,89	5,72	5,57	5,60	6,37	5,61	5,96	6,88	6,05	N.D.	10,83	3,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO +MnO+TiO <sub>2</sub>	2,86	2,17	2,03	2,19	2,45	2,27	2,16	2,26	1,56	0,64	0,81	5,51
Norma CIPW												
Quartzo	24,64	26,11	27,14	28,32	25,89	27,16	27,37	29,50	31,04	34,41	31,74	21,56
Coríndon	0,76	0,27	0,36	0,70	0,31	0,63	0,60	0,66	1,10	0,50	0,97	0,11
Ortoclásio	7,92	8,39	6,80	8,69	6,32	9,16	5,50	6,32	6,91	29,55	13,12	11,64
Albita	47,72	47,47	47,39	45,02	47,05	45,10	48,82	45,19	45,86	29,53	41,72	40,11
Anortita	13,53	13,60	14,17	13,09	15,77	13,58	13,60	14,18	11,87	4,39	10,23	17,08
Hyperstênio	1,10	0,72	0,70	0,75	0,75	0,77	0,70	0,65	0,50	0,00	0,15	2,84
Ilmenita	0,12	0,10	0,09	0,11	0,08	0,09	0,07	0,07	0,09	0,03	0,09	0,11
Hematita	2,15	1,66	1,56	1,68	1,91	1,74	1,67	1,79	1,21	0,60	0,65	3,75
Rutilo	0,15	0,12	0,11	0,11	0,16	0,13	0,15	0,14	0,06	0,01	0,01	0,52
Apatita	0,17	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,11	0,10	0,03	0,05	0,41
Total	98,27	98,57	98,42	98,58	98,36	98,49	98,59	98,61	98,74	99,05	98,72	98,12



**Tabela 11** – Análise química (em ppm) dos elementos traços das rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa e da fase fêlsica intrusiva neste corpo.

Análise química dos elementos traços												
	EL-194B	EL-255C1	EL-256	EL-257	EL-258A	EL-259A	RF-20	RF-12	EL-163A	EL-255B	EL-263C	RF-46B
fácies/ litologia	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	média/ grossa	fina/ média	fina/ média	fina/ média	fase fêlsica	fase fêlsica	fase fêlsica
Cr	48	148	84	92	95	323	N.D.	N.D.	143	103	29	19
Ni	31	26	30	29	24	24	31	N.D.	21	23	37	22
Co	71	57	60	68	58	56	71	38	53	54	92	46
V	12	14	10	10	10	20	13	15	9	N.D.	N.D.	52
Cu	N.D.	2	1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	17
Pb	14	3	2	12	10	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	43	N.D.	17
Zn	57	30	42	39	38	39	37	42	36	11	17	58
Rb	69	42	29	54	27	43	24	31	86	114	51	77
Ba	1017	775	787	903	493	793	508	519	611	367	1147	869
Sr	880	858	883	768	975	709	724	806	690	187	492	665
Y	9	11	4	6	11	9	6	6	6	3	7	11
Zr	133	97	101	105	131	107	121	130	84	33	69	167
Nb	3	10	4	3	2	0	0	0	0	1	9	9
Hf	3	4	3	3	3	0	0	0	0	3	N.A.	4
Ga	18	19	17	16	17	16	17	17	15	19	14	18
Au (em ppb)	N.D.	2	2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.A.	N.A.	N.A.
Be	N.D.	2	1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.A.	N.A.	N.A.
Cs	3	1	1	8	1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	4	N.A.	6
Ta	N.D.	1	1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.A.	N.A.	N.A.
Th	9	3	2	4	5	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	12	N.D.	11
U	2	2	1	1	1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	7	N.D.	3
W	N.D.	426	549	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr/Y	96	77	205	133	89	79	123	134	125	57	67	58

N.D. – Não detectado; N.A. – Não analisado



**Tabela 12** – Análise química (em ppm) dos elementos terras raras e relação entre os elementos das rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e da fase félsica intrusiva neste corpo.

	EL-194B	EL-255C1	EL-256	EL-257	EL-258A	EL-259A
fácies/litologia	média/grossa	média/grossa	média/grossa	média/grossa	média/grossa	média/grossa
La	50,92	12,00	8,80	10,34	16,79	17,40
Ce	64,43	23,40	15,10	23,20	30,29	29,30
Pr	8,85	2,41	1,62	2,16	3,71	3,30
Nd	31,22	8,50	4,60	7,60	13,67	10,00
Sm	4,16	1,77	1,00	1,39	2,65	2,03
Eu	0,88	0,57	0,49	0,60	0,80	0,52
Gd	3,49	1,87	0,77	1,29	2,47	1,75
Tb	0,32	0,28	0,12	0,17	0,35	0,27
Dy	1,41	1,89	0,90	0,94	2,03	1,57
Ho	0,24	0,38	0,13	0,19	0,41	0,34
Er	0,65	0,99	0,38	0,53	1,03	0,98
Tm	0,08	0,17	0,06	0,08	0,14	0,16
Yb	0,53	1,08	0,52	0,54	0,88	1,23
Lu	0,08	0,17	0,07	0,08	0,12	0,20
Total <sub>REE</sub>	167,26	55,48	34,56	49,10	75,35	69,05
(La/Sm) <sub>N</sub>	7,55	4,18	5,43	4,58	3,90	5,29
(Dy/Lu) <sub>N</sub>	1,71	1,12	1,31	1,13	1,25	0,82
Eu/Eu*	0,71	0,96	1,72	1,38	0,95	0,85
(La/Yb) <sub>N</sub>	64,55	7,43	11,32	12,91	12,75	9,46

As rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa apresentam conteúdo de SiO<sub>2</sub> (69,08 – 72,48), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,63 – 16,45), MgO (0,20 – 0,44), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO (1,41 – 2,59), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO (4,89 – 6,88) CaO (2,45 – 3,25), Na<sub>2</sub>O (5,32 – 5,77), K<sub>2</sub>O ( 0,93 – 1,55) e Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (3,95 -6,20). No geral, esses valores são compatíveis com os propostos por Barker (1979) para as rochas trondhjemíticas típicas, exceto alguns valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO que são mais elevados e condizem com os teores propostos por Martin (1987).

As rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa se posicionam, principalmente, no campo dos trondhjemitos no diagrama Ab-An-Or (Figura 46), são subalcalinas, situam-se no diagrama AFM no campo das rochas cálcio-alcalinas (Figura 47) e formam um *cluster* no *trend* diferenciação trondhjemítico no diagrama de Barker & Arth (1976) (Figura 48), mostrando progressivo enriquecimento em Na<sub>2</sub>O conforme evoluem os processos de diferenciação magmática. Quanto ao índice de aluminosidade

(Figura 49), tais rochas são classificadas como levemente peraluminosas, plotando próximo ao limite dos campos das rochas peraluminosas com as metaluminosas. Tal proximidade limita a possível existência de fases fortemente aluminosas, tal como granada, no protólito e sugere que o principal mineral fracionado na evolução magmática do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa foi a biotita.

As rochas da fase félsica intrusiva no ortognaisse trondhjemítico Resende Costa plotam dispersamente em todos os diagramas de classificação, se posicionando próximo ao limite dos campos dos tonalitos, dos granodioritos e dos granitos no diagrama triangular dos feldspatos normativos (O'Connor, 1965) (Figura 46). São rochas subalcalinas, plotam no campo das rochas da série cálcio-alcalina no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 47), parecem estar alinhadas ao *trend* de diferenciação cálcio-alcalino no diagrama de Baker & Arth (1976) (Figura 48) e, em relação ao índice de aluminosidade, variam desde levemente metaluminosas a levemente peraluminosas (Figura 49). Os dados geoquímicos sugerem que os corpos da fase félsica intrusiva nas rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa seriam distintos entre si conforme sugerido pelos dados de campo. Além disso, a falta de afinidade química entre as rochas ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e as rochas da fase félsica que o intrudem atestam que estas últimas não são produto do final de cristalização do referido ortognaisse e que correspondem, na verdade, a corpos félsicos mais jovens associado a um pulso magmático mais novo que o ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.

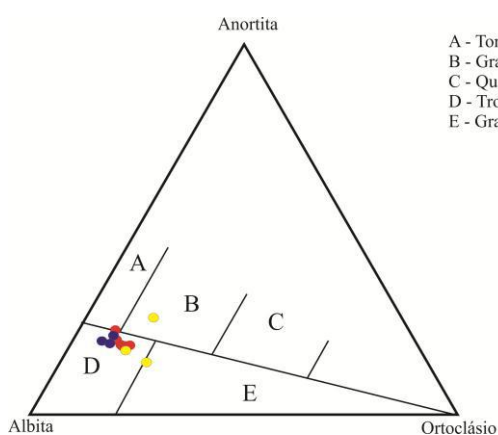


Figura 46

- A - Tonalito
- B - Granodiorito
- C - Quartzo monzonito
- D - Trondhjemito
- E - Granito

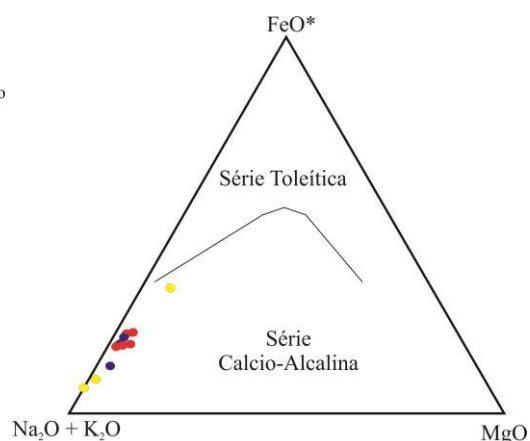


Figura 47

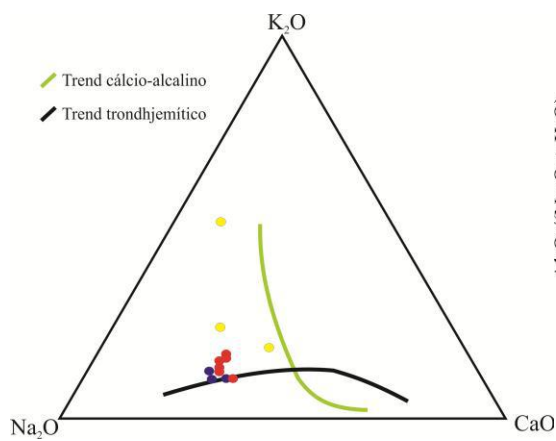


Figura 48

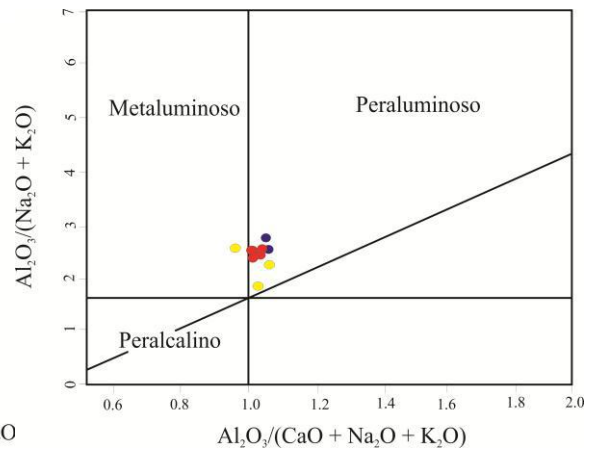


Figura 49

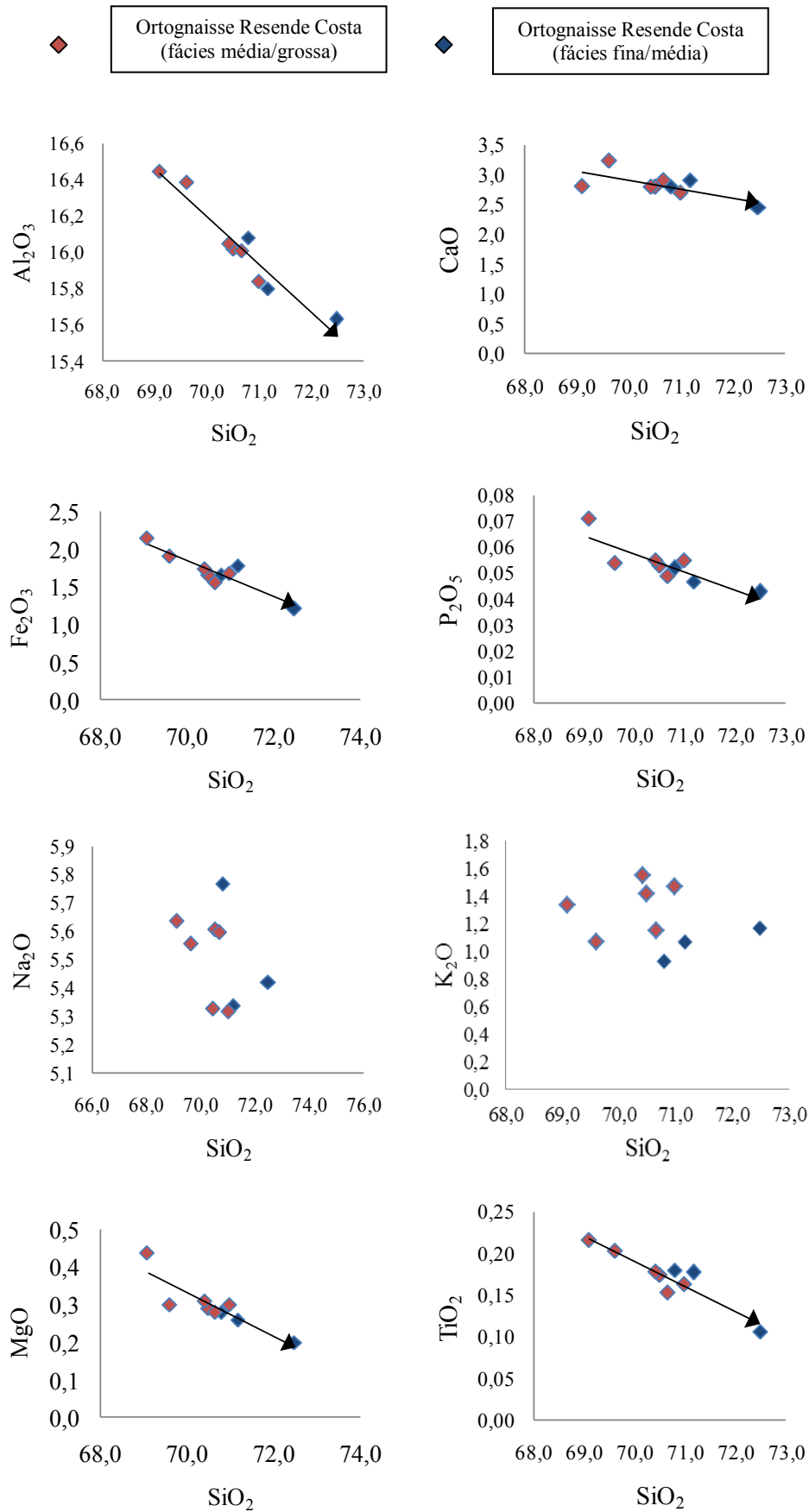
- Ortognaisse Resende Costa ( fácies média/grossa)
- Ortognaisse Resende Costa ( fácies média/fina)
- Fase félsica intrusiva

Figuras 46 a 49: Diagramas discriminantes para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e da fase félsica intrusiva no mesmo corpo.

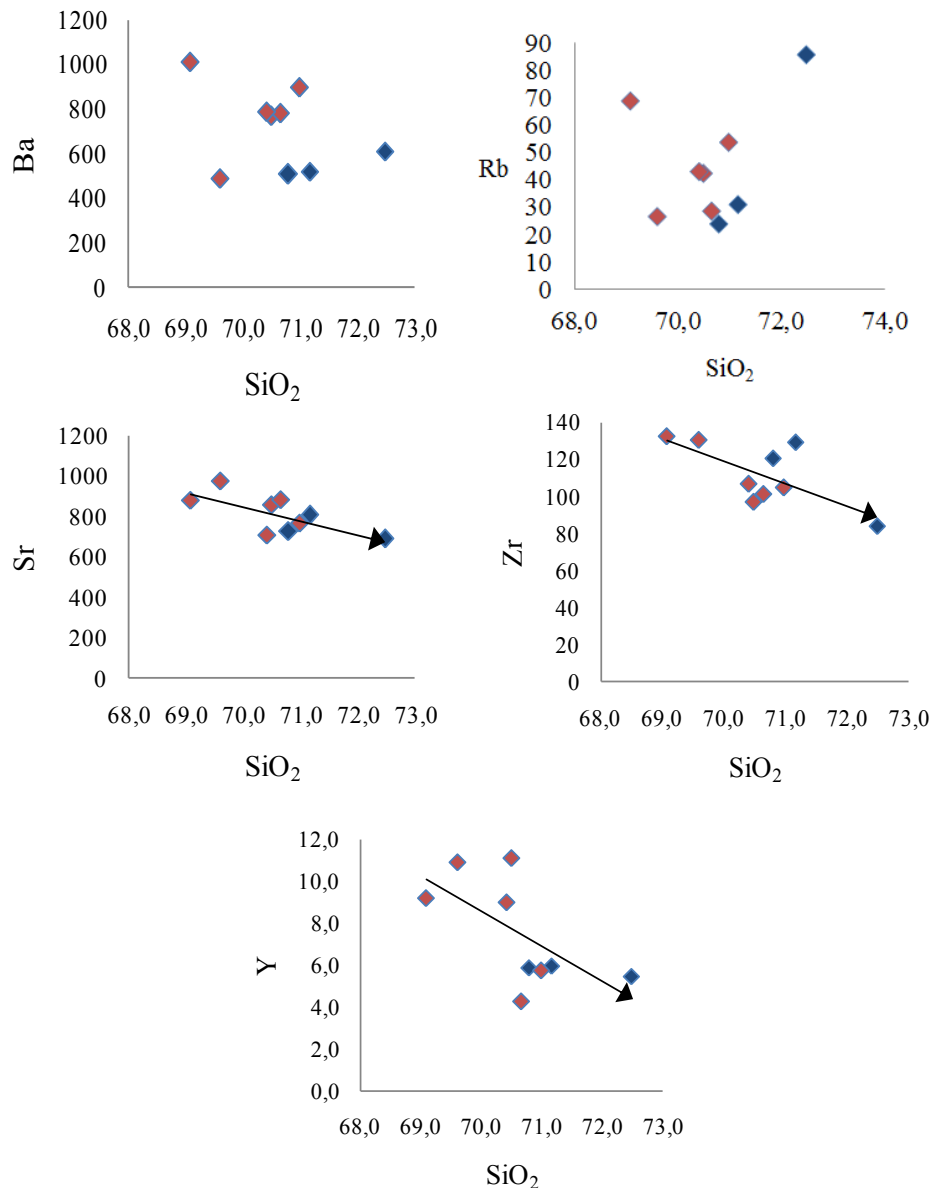
Figura 46: An-Ab-Or (O'Connor, 1965); Figura 47: AFM (Irvine & Baragar, 1971);  
 Figura 48: CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (Barker & Arth, 1976); Figura 49: Índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989).

Nos diagramas de variação de SiO<sub>2</sub> de Harker foram observadas correlações negativas bem definidas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Sr e Y (Figuras 50 e 51). Os *trends* de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO, Ba e Rb não estavam bem definidos e por isso não estão representados nos diagramas de Harker.

As correlações negativas de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> e Zr indicam, respectivamente, o fracionamento de apatita, ilmenita ou titanomagnetita e zircão. De forma semelhante, o decréscimo de MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> apontam que biotita também foi um mineral que fracionou durante a evolução do magma que cristalizou as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa. Os *trends* negativos de CaO e Sr nos diagramas de Harker (Figuras 50 e 51) apontam o fracionamento de plagioclásio durante a evolução do magma gerador do ortognaisse .



**Figura 50** – Diagrama de variação de Harker *versus* elementos maiores para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa: SiO<sub>2</sub> x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; SiO<sub>2</sub> x CaO; SiO<sub>2</sub> x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; SiO<sub>2</sub> x P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; SiO<sub>2</sub> x Na<sub>2</sub>O; SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O; SiO<sub>2</sub> x MgO; SiO<sub>2</sub> x TiO<sub>2</sub>.



**Figura 51:** Diagramas de variação de variação de Harker *versus* elementos traços para as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa: SiO<sub>2</sub> x Ba; SiO<sub>2</sub> x Rb; SiO<sub>2</sub> x Sr; SiO<sub>2</sub> x Zr; SiO<sub>2</sub> x Y.

Barker *et al.* (1976) propuseram a divisão dos trondhjemito em dois grupos: o dos de alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e os de baixo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, sendo os o primeiro grupo de origem associada a evolução de um arco magmático e os do segundo grupo de origem oceânica (plagiogranitos oceânicos). Baseando-se nesta proposta, as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa estão incluídas no grupo dos trondhjemitos de origem continental de alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, pois apresentam conteúdo de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> maior que 15 % e de SiO<sub>2</sub> maior que 68% (Figura 52). A distinção entre trondhjemitos continentais e plagiogranitos oceânicos também foi proposta por Arth (1979), utilizando-se o gráfico Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x Yb. Neste diagrama, observa-se claramente que as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa plotam no campo dos trondhjemitos continentais, pois

apresentam teores de Yb menor que 1,5ppm e conteúdo de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  maior que 14,5 % (Figura 51).

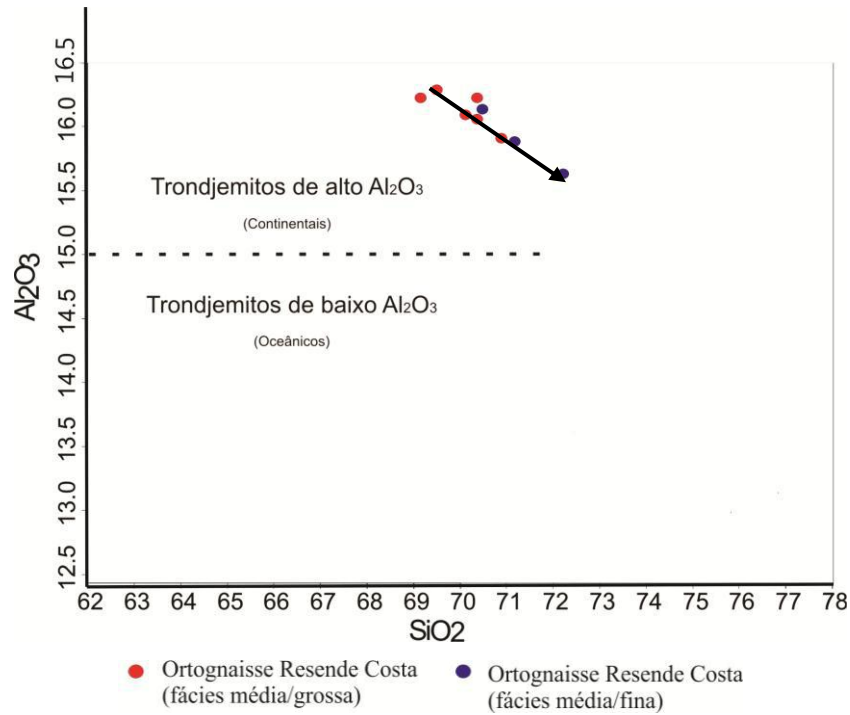


Figura 52: Diagrama de separação dos trondjemitos de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e de baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$  utilizado para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (Barker *et al.*, 1976)

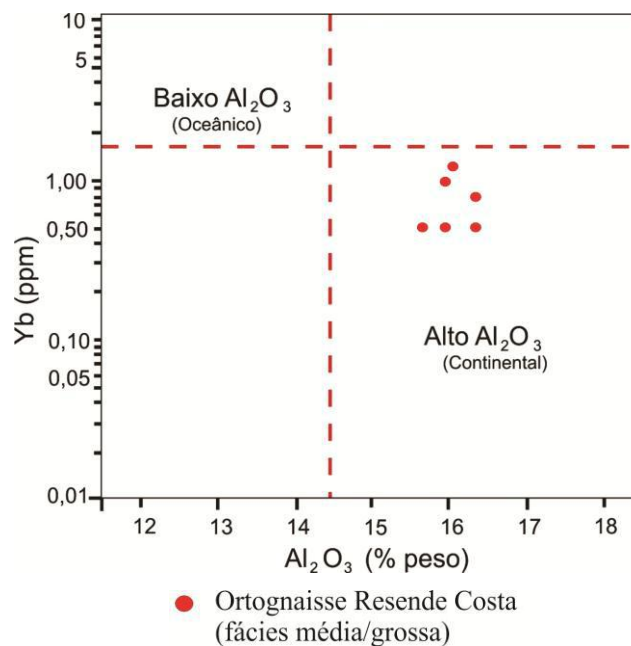
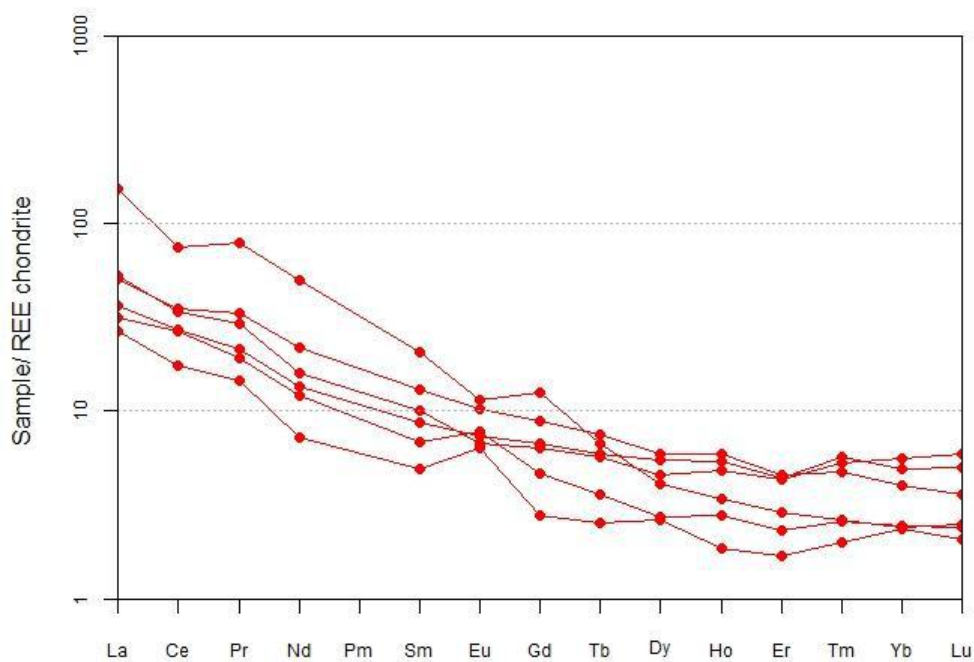


Figura 53: Diagrama de separação dos trondjemitos de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e de baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Arth, 1979) utilizado para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.

Foram analisadas seis amostras de rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa para elementos terras raras (ETRs) (Figura 54), as quais apresentam elevado grau

de fracionamento dos ETRs ( $La/Yb_N$  variando de 7,4 a 64,5) com enriquecimento nos ETRL em relação aos ETRP. Segundo Arth (1979), esse padrão é típico dos trondhjemitos continentais, onde os ETRP seriam retidos na fonte em minerais como a hornblenda e a granada. Os elevados teores de ETRL podem estar associados a presença de allanita e monazita (esta última identificada com o auxílio do estereomicroscópico), já que estes dois minerais influenciam diretamente o comportamento dos mesmos sem afetar o compartimento dos elementos maiores (Arth & Barker, 1976). No mesmo diagrama foram caracterizadas anomalias tanto positivas, quanto negativas de Eu ( $Eu/Eu^*$  variando de 0,71 a 1,72) indicando a participação conjunta de plagioclásio e hornblenda nos processos de fracionamento magmático, já que o coeficiente de partição do Eu em fenocristais de plagioclásio e de hornblenda de rochas dacíticas é respectivamente, positivo e negativo (Arth & Barker, 1976).



**Figura 54:** Diagrama de distribuição dos elementos terras raras normalizado para condrito (Nakamura, 1974) utilizado para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.

O *spidergram* normalizado para condrito obtido para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa mostram um padrão típico de rochas pertencentes a série trondhjemítica, onde ocorre enriquecimento em LILE em relação aos HFSE, além de fortes anomalias negativas de Nb, P e Ti (Figura 55). Tais anomalias indicam um ambiente de subducção, onde o Nb ficou retido na fonte e minerais como apatita, titanita e titanomagnetita foram pouco incorporados ao magma, retendo o P e o Ti, respectivamente.

O *spidergram* normalizado para ORG mostra um padrão de distribuição que confirma as principais características observadas no *spidergram* normalizado para os condritos como, por exemplo, enriquecimento nos LILE em relação aos HFSE e anomalia negativa de Nb (Figura 56).

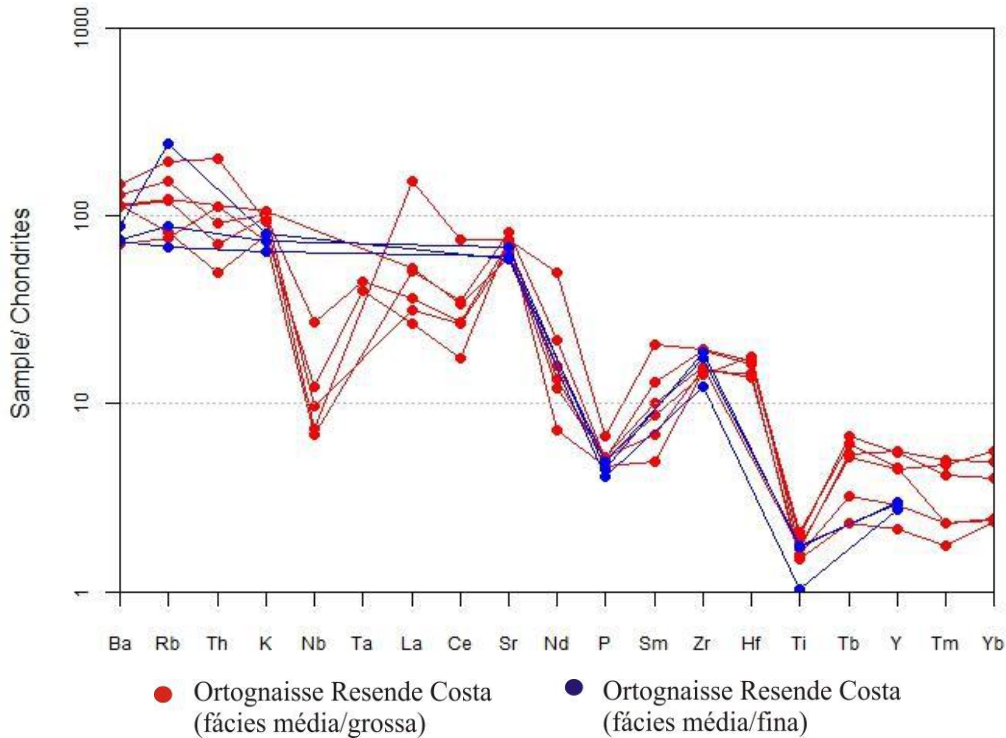


Figura 55: *Spidergram* normalizado para o condrito (Thompson, 1982) utilizado para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.

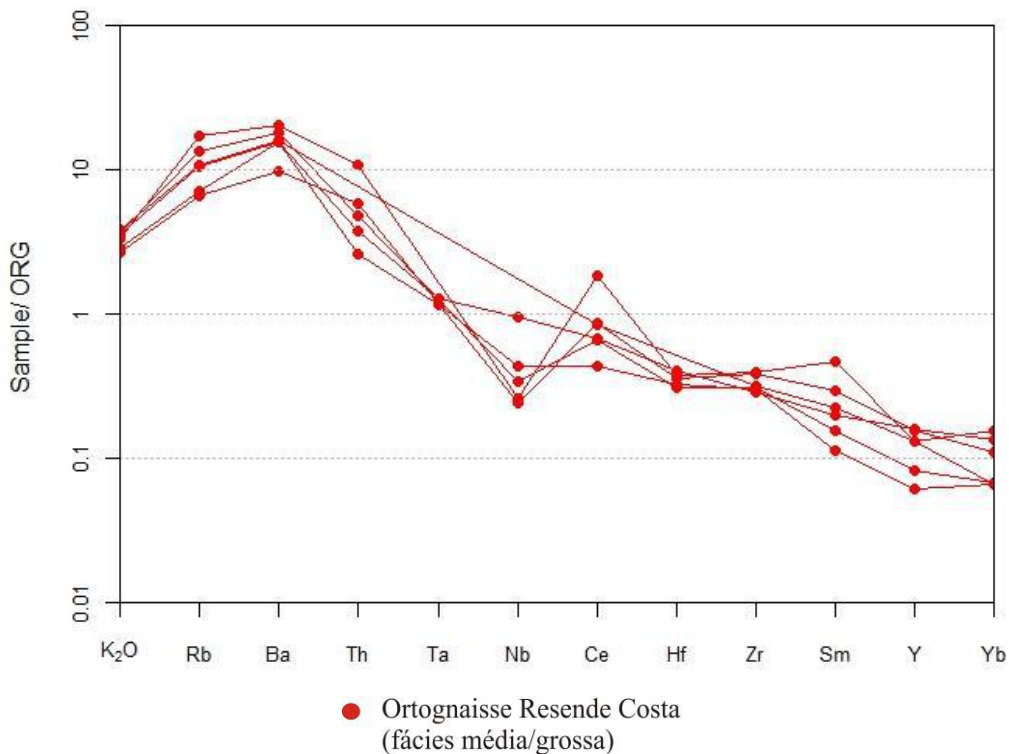


Figura 56: *Spidergram* normalizado para ORG (Pearce *et al.*, 1984) utilizado para as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa.



Quanto à ambiência tectônica de formação, as rochas do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa se posicionam no campo dos granitoides de arco vulcânico devido, principalmente, aos baixos valores relativos de Rb, Y e Nb (Figura 57).

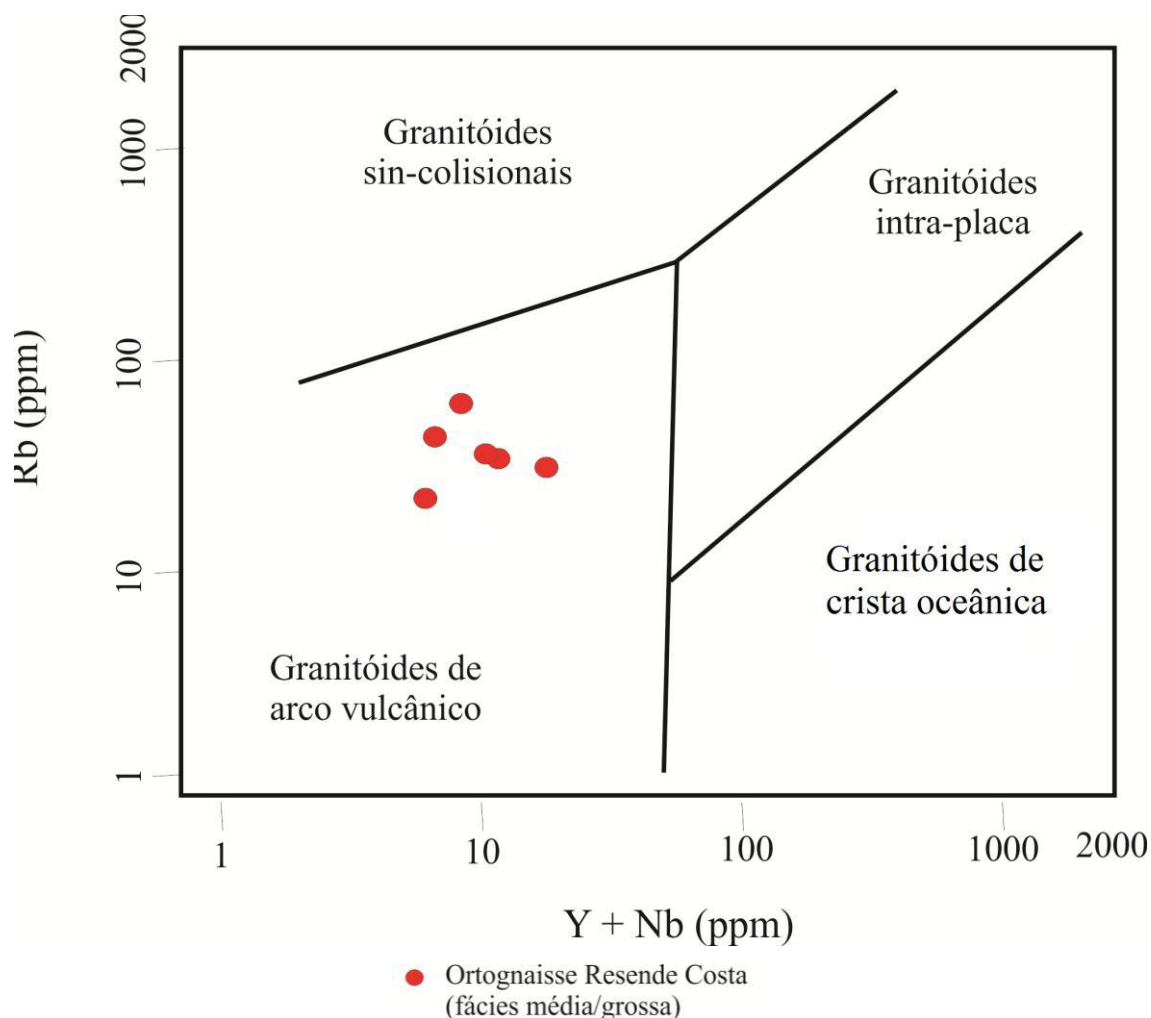
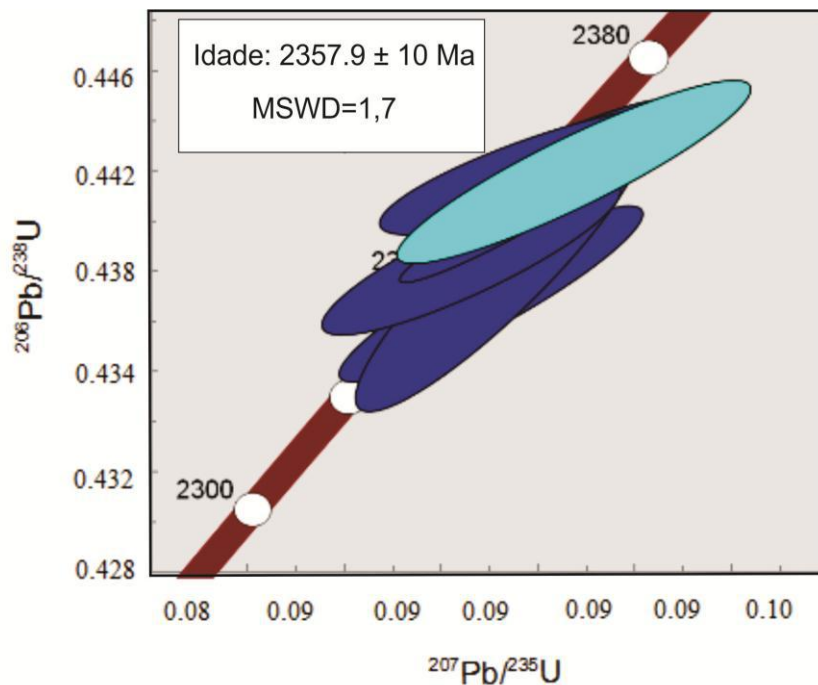


Figura 57: Diagrama discriminante de ambiência tectônica: Y + Nb x Rb (Pearce *et al.*, 1984).

#### 8.4.4 – GEOCRONOLOGIA E DADOS ISOTÓPICOS

Dados geocronológicos e isotópicos do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa foram obtidos pelo grupo de pesquisa no qual esta monografia está inserida, sendo publicados por Ávila *et al.* (2011) e Teixeira *et al.* (2012). A datação do referido corpo, feita pelo método U-Pb (LA-IPCMS), apontou para uma idade de concórdia de  $2358 \pm 10$  Ma (Figura 58), enquanto os dados de Sm/Nd apontam para uma idade  $T_{DM}$  de 2,5 Ga e para um  $\epsilon_{Nd}$  de +1,6. Tais valores indicam que o magma progenitor do ortogneisse trondhjemítico Resende Costa possui uma fonte juvenil paleoproterozóica e que este teve pouco tempo de residência crustal.



**Figura 58** – Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  x  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , mostrando idade U-Pb (LA-ICPMS) do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (Ávila *et al.*, 2011; Teixeira *et al.*, 2012).

#### 8.5 – GREENSTONE BELT RIO DAS MORTES

Pires *et al.* (1990) denominaram de *greenstone belt* Barbacena a sequência metavulcanossedimentar representada por anfibolitos, quartzitos, gonditos, filitos e filitos carbonosos que afloram desde Lavras até Conselheiro Lafaiete. Porém, Ávila *et al.* (2004, 2006, 2010), baseando-se em diferenças litológicas, propuseram a subdivisão deste *greenstone belt* nas faixas Nazareno, Dores de Campo e Rio das Mortes.

O presente trabalho foi realizado na região onde afloram rochas anfibolíticas e metassedimentares (gonditos, filitos amarronzados, filitos carbonosos e biotita granada xisto) atribuídas ao *greenstone belt* Rio das Mortes. Rochas metaultramáficas não foram mapeadas no atual levantamento de campo, embora Vasques (2009) descreva raras ocorrências destas associadas a esse *greenstone* na região próximo a cidade de Cassiterita. Dentro deste contexto, Vasques (2009) admite que os anfibolitos corresponderiam a antigos basaltos toleíticos metamorfisados, enquanto as rochas sedimentares pelíticas foram transformadas nos filitos amarronzados, filitos carbonosos e biotita granada xisto.

Na área mapeada, o *greenstone belt* Rio das Mortes é admitido como a unidade mais antiga após as rochas anfibolíticas com piroxênio, o gnaisse tonalítico Ramos e o ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, já que o gnaisse granodiorítico intrude as rochas metassedimentares (Figura 59), os anfibolitos são cortados pelo granitóide

Ritápolis (Figura 60) e pelos diques de metagrabo/metadiabásio (Anexo I – Mapa geológico).



Figura 59 – Gnaisse granodiorítico, admitido como intrusivo, em contato irregular com o pacote metassedimentar do *greenstone belt* Rio das Mortes (Ponto RF-45).

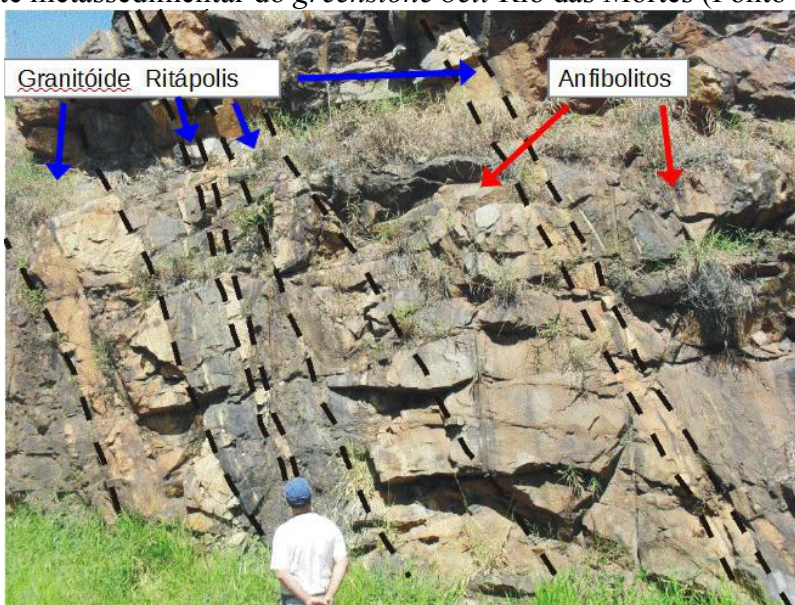


Figura 60 – Enxame de diques do granitoide Ritápolis cortando rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes (Ponto VH-11).

#### 8.5.1 – Rochas anfibolíticas

Os anfibolitos constituem a unidade litológica mais representativa do *greenstone belt* Rio das Mortes na região mapeada (Anexo I – Mapa geológico). São encontrados, sobretudo, na forma de blocos, de saprólitos em avançado estágio de alteração intempérica e em afloramentos frescos, principalmente em cortes ao longo da ferrovia do Aço, onde são cortados por pegmatitos, aplitos dobrados e diques correlatos ao granitoide Ritápolis (Figura 61). Quando alterados, os anfibolitos originam uma capa de



alteração alaranjada e um solo amarronzado, mais escuro que o solo originado a partir da alteração dos gnaisses e dos granitóides presentes na área mapeada.



**Figura 61** – Dique dobrado correlato ao granitoide Ritápolis (GR) intrudindo rocha anfibolítica afanítica do *greenstone belt* Rio das Mortes (Ponto VH-10).

As rochas anfibolíticas apresentam coloração preto esverdeada, índice de cor variando de 52 a 71 % e são constituídas por anfibólio, feldspato esbranquiçado, pirita e epidoto secundário. No geral, são rochas afaníticas e isotrópicas, exceto quando seus cristais, principalmente os de feldspato estão estirados e alinhados definindo uma foliação. Neste caso, os cristais de feldspato exibem formato do tipo *augen*, podendo atingir até 2,4mm de comprimento e os grãos de anfibólio apresentam formato tabular, estando todos orientados.

A foliação das rochas anfibolíticas acompanha, majoritariamente, a orientação das rochas metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes a qual estão relacionadas. Na porção centro-sul da área mapeada apresentam *strike* NEE-SWW, enquanto na porção nordeste o *strike* preferencial é NNE-SSW.

A associação em campo das rochas anfibolíticas com os filitos, xistos e gonditos sugere a ocorrência de vulcanismo básico e intervalos sem vulcanismo, onde ocorreria a deposição de pelitos e a precipitação de níveis manganésíferos que após metamorfisados originariam os filitos, xistos e o gondito.

#### 8.5.2 – Rochas metassedimentares

As rochas metassedimentares, representadas por filitos amarronzados, filitos carbonosos, gonditos e biotita granada xisto foram agrupadas na mesma unidade litológica, tendo em vista a complexa intercalação destes litótipos entre si e a

dificuldade de individualização dos mesmos em campo. Tal unidade encontra-se associada as rochas anfibolíticas, sendo agrupada juntamente com as mesmas no *greenstone belt* Rio das Mortes.

#### 8.5.2.1 – Filitos: amarronzados e carbonosos

Na região mapeada, os filitos constituem o litótipo mais representativo da unidade metassedimentar. Estas rochas ocorrem em blocos ou afloram em cortes de estrada vicinais e podem ser subdivididos em filitos amarronzados e filitos carbonosos. Os dois tipos são laminados, apresentam níveis quartzíticos centimétricos (Figura 62) e ocorrem intercalados, onde suas camadas, no geral, não ultrapassam 30cm de espessura (Figura 63). Ambos são cortados por corpos pegmatíticos correlatos ao granitoide Ritápolis (Figura 64) e a diferença entre os dois tipos de filitos reside fundamentalmente na coloração, já que os filitos carbonosos são acinzentados devido ao maior teor de carbono em sua composição (Figura 65).

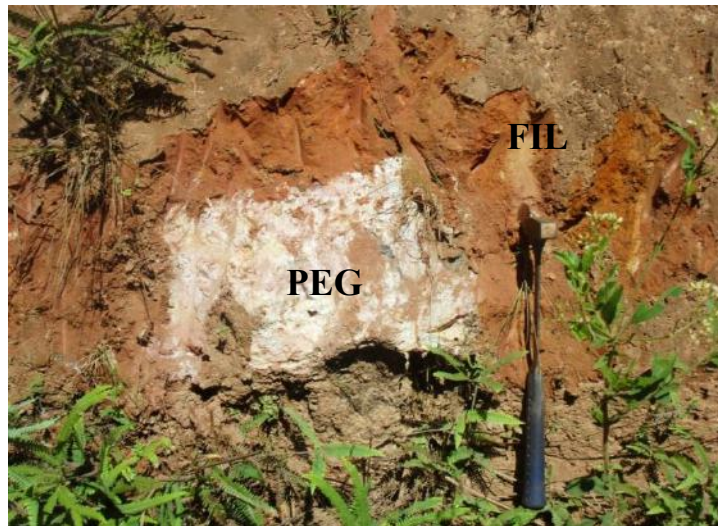


Figura 62 – Amostra de quartzito intercalado nos filitos amarronzado e carbonoso (Ponto VH-37).



Figura 63 – Intercalação de filitos amarronzados (em marrom) e filitos carbonosos (em preto) (Ponto VH-3).





**Figura 64** – Rocha filítica saprolitizada (FIL) cortada por pegmatito (PEG) correlato ao granitoide Ritápolis (Ponto VH-4).

A intercalação dos filitos amarronzados com os filitos carbonosos definem um acamamento sedimentar paralelo a foliação metamórfica (**Figura 65**). Estas foliações, assim como as das rochas anfibolíticas, variam acentuadamente, já que apresentam *strike* NEE-SWW na porção centro-sul da área mapeada, enquanto a nordeste o *strike* preferencial é NNE-SSW.



**Figura 65** – Foliação metamórfica das rochas filíticas (Ponto VH-36).

A alteração intempérica das rochas filíticas origina um solo marrom alaranjado parecido com o solo originado a partir da alteração intempérica das rochas anfibolíticas. Devido a semelhança na cor dos solos, torna-se problemática a utilização deste critério para distinguir estas duas unidades litológicas, sendo útil apenas para individualizá-las dos corpos granitóides.

#### 8.5.2.2 – Gondito

O gondito é uma rocha de coloração preta (Figura 66), constituída por grãos de quartzo e por pirolusita/psilomena substituindo grãos de espessartita. Este litótipo ocorre em blocos, muitas vezes em meio à colúvios, bem como aflora em camadas de até 60 cm de espessura em cortes de estradas vicinais (Figura 67), onde estão intercalados nos filitos amarronzados e filitos carbonosos.



Figura 66 – Gondito em detalhe, onde se observa sua coloração preta devido a alteração da espessartita para pirolusita/psilomelana (Ponto VH-58).



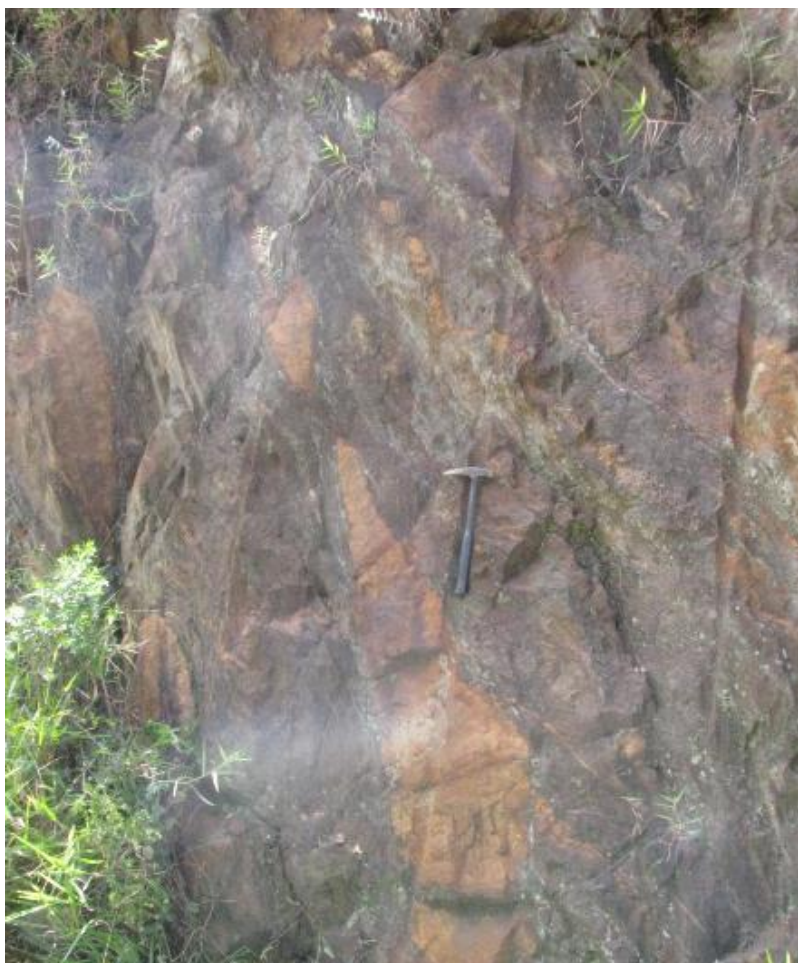
Figura 67 – Afloramento de gondito em leito de estrada vicinal (Ponto VH-58).



O gondito apresenta acamamento sedimentar paralelo à foliação  $S_n$  das rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e constitui um *datum* estratigráfico para o mesmo, sendo utilizado como camada guia para a delimitação das unidades litológicas pertencentes a este *greenstone belt*.

#### 8.5.2.3 – Biotita granada xisto

O biotita granada xisto apresenta distribuição bastante restrita e ocorre intercalado com as rochas anfibolíticas em cortes da ferrovia do Aço. Caracteriza-se por apresentar coloração preta, granulação em torno de 1 mm, constituição mineralógica megascópica definida por quartzo, biotita, granada e clorita e por exibir uma orientação preferencial dos minerais definida, principalmente, pelos agregados de biotita. Além disso, esta rocha é cortada por pegmatitos e aplitos correlatos ao granitóide Ritápolis, inclusive por alguns que se encontram *boudinados* (Figura 68).

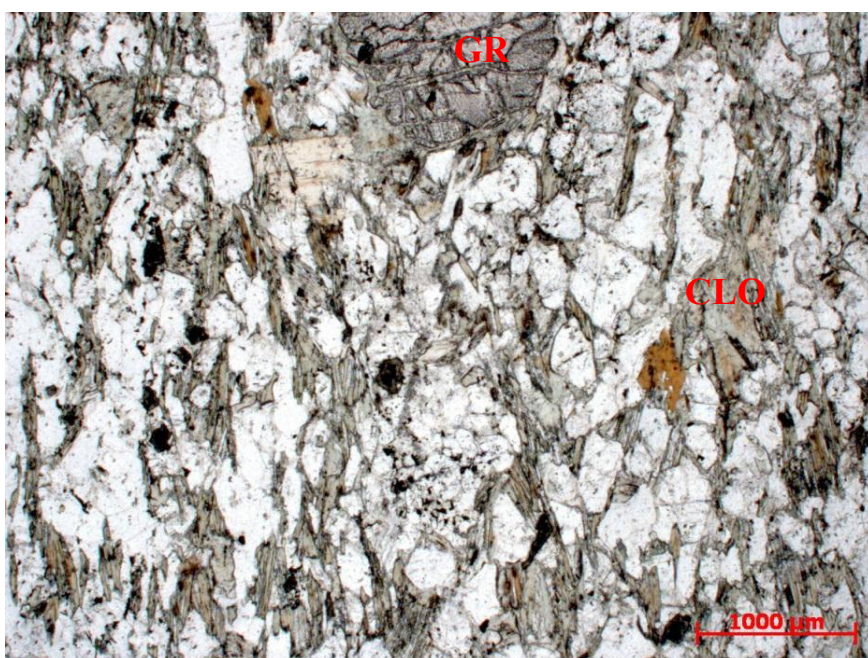


**Figura 68** – Biotita granada xisto do *greenstone belt* Rio das Mortes cortado por aplito correlato ao granitóide Ritápolis, que se encontra *boudinado*. (Ponto RF – 46).

A existência de amostras frescas deste litótipo possibilitou a confecção de duas lâminas petrográficas, as quais foram utilizadas para descrever detalhadamente sua mineralogia e os principais processos metamórficos que o afetaram.

#### 8.5.2.3.1 – Petrografia do biotita granada xisto

As rochas do biotita granada xisto apresentam grãos com tamanho em torno de 0,8mm e constituição mineralógica microscópica definida por: granada (6%), biotita (5%), quartzo (49%), muscovita (3%), minerais opacos (5%), clorita (28%) e plagioclásio (4%). Texturalmente, são rochas granolepidoblásticas caracterizadas pela orientação dos cristais de biotita e pelo crescimento dos grãos de granada e biotita durante o metamorfismo (Figura 69).



**Figura 69** – Aspecto geral de lâmina do biotita granada xisto mostrando grãos de granada (GR) e clorita (CLO) orientadas conforme a foliação. (Amostra RF-68C – nicól descruzado)

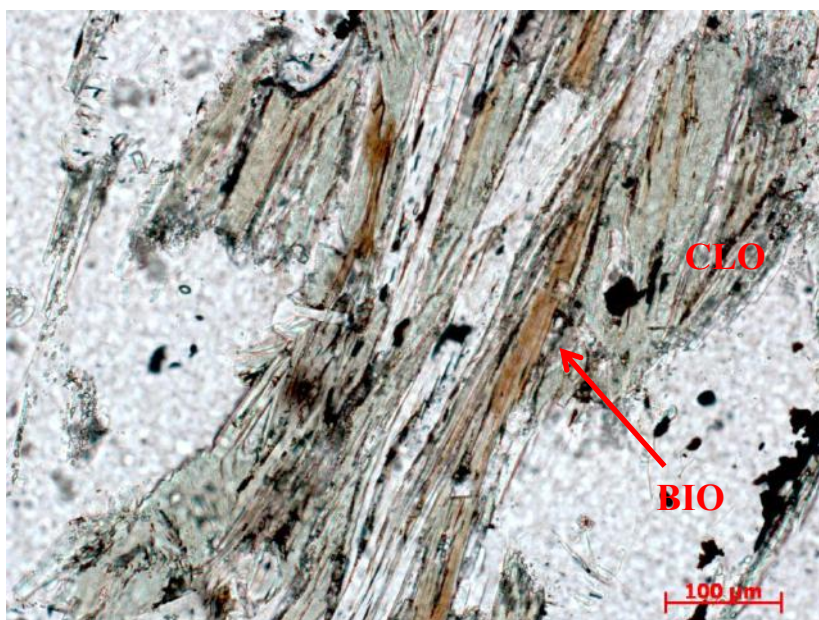
O quartzo exibe extinção ondulante, tamanho de até 1,1mm e bordas poligonais. Os grãos de plagioclásio encontram-se fortemente sericitizados (Figura 70), apresentam tamanhos de até 0,9mm e bordas irregulares. A muscovita exibe hábito prismático, tamanho médio em torno de 1mm e encontra-se orientada segundo a foliação principal da rocha.





**Figura 70** – Plagioclásio fortemente sericitizado. (Amostra RF-68C - nicól cruzado).

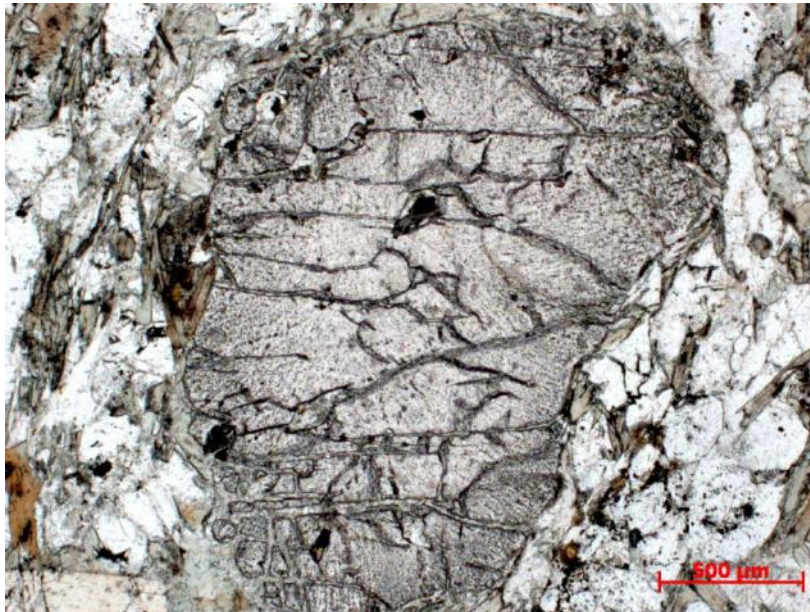
Os grãos de biotita apresentam hábito prismático, tamanho em torno de 0,8mm e encontram-se intensamente substituídos por cristais de clorita (**Figura 71**). Além disso, definem a xistosidade da rocha e são sin-deformacionais a fase deformacional que origina tal xistosidade.



**Figura 71** – Grãos de biotita (BIO) intensamente substituídos por clorita (CLO) (Amostra RF-68C - nicól descruzado).

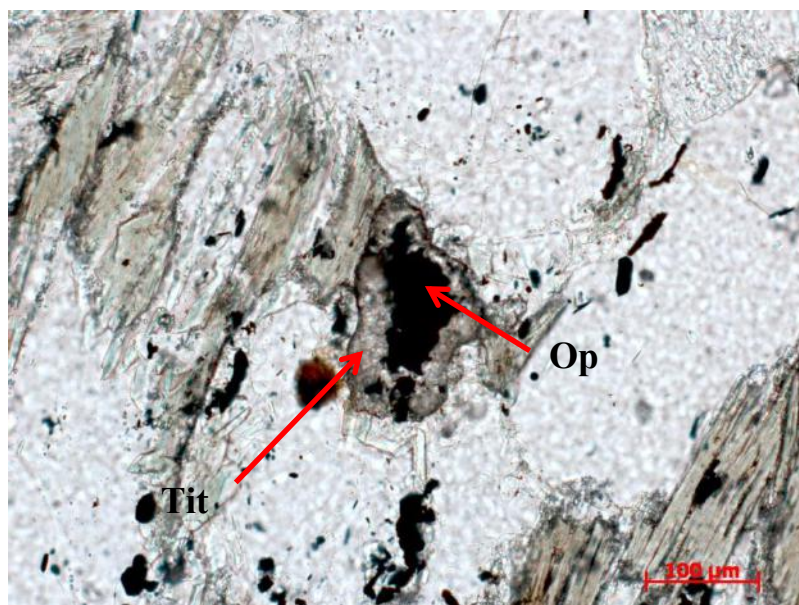
A granada exibe forma granular, tamanho variando desde 4 até 7mm e seus grãos apresentam microfraturas preenchidas por clorita (**Figura 72**). Seus cristais não estão orientados segundo a foliação principal da rocha, não a defletem e nem apresentam grande quantidade de inclusões de outros minerais, sendo classificados como sin-deformacionais a fase deformacional  $D_n$ .





**Figura 72** – Grão de granada com microfraturas preenchidas por clorita (Amostra RF-68C - nicól descruzado).

Os minerais opacos apresentam tamanho variando desde 0,1mm até 1,2mm, podem exibir forma granular ou estarem alongados segundo a foliação da rocha e, comumente, se encontram envoltos por grãos de titanita, sugerindo que possam ser cristais de ilmenita ou titanomagnetita (Figura 73).



**Figura 73** – Mineral opaco (Op), provavelmente ilmenita, circundado por titanita (Tit) (Amostra RF-68C - nicól descruzado).

A partir da análise petrográfica, conclui-se que o biotita granada xisto apresenta uma paragênese metamórfica prógrada definida por quartzo + plagioclásio + biotita + granada + muscovita + minerais opacos + titanita e uma paragênese metamórfica

retrógrada caracterizada pela clorita substituindo os grãos de biotita e granada, bem como pela sericita substituindo o plagioclásio.

A existência apenas de granada, muscovita e biotita como minerais índices do metamorfismo prógrado impossibilita a definição da fácies metamórfica, tendo em vista que estes minerais não delimitam um campo fechado de pressão e temperatura a qual esta rocha foi submetida.

O protólito do biotita granada xisto deve ter sido uma rocha pelítica, tendo em vista o desenvolvimento de fases aluminosas durante o metamorfismo, tais como biotita, granada e plagioclásio sódico.

## 8.6 – GNAISSE GRANODIORÍTICO

O gnaiss granodiorítico encontra-se distribuído, em mapa, na forma de um *stock* de direção E-W, localizado ao sul da folha topográfica Resende Costa. Compreende cerca de 2Km<sup>2</sup> e é circundado pelas rochas anfibolíticas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes.

### 8.6.1 – ASPECTOS DE CAMPO

Este litótipo ocorre em lajedos acinzentados, onde seus afloramentos estão em bom estado de preservação (Figura 74), em cortes ao longo da ferrovia do Aço, bem como em blocos e saprólitos. Suas rochas são holocristalinas, variam de hololeucocráticas a leucocráticas (I.C. entre 8 e 15%), apresentam textura equigranular hipidiomórfica, granulação média, onde o tamanho megascópico dos grãos de quartzo e feldspato varia entre 2 e 3mm e sua constituição mineralógica é definida por quartzo, feldspato esbranquiçado com forma amendoada e biotita em aglomerados orientada (Figura 75). Quando alteradas, originam um solo esbranquiçado, típico da alteração de granitóides, semelhante ao solo originado a partir do intemperismo dos outros corpos granitóides presentes na região mapeada.

Vale destacar a semelhança megascópica entre as rochas do gnaiss granodiorítico e do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa, a qual gerou dúvidas se estes eram o mesmo litótipo ou não. Para caracterizar melhor tal proposta, optou-se pela realização de um estudo petrográfico e geoquímico mais abrangente no presente corpo.



**Figura 74** – Lajedo do gnaiss granodiorítico (Ponto VH-91).



**Figura 75** – Amostra do gnaiss granodiorítico evidenciando seus principais aspectos texturais (Ponto VH-91).

O gnaiss granodiorítico é cortado por pegmatitos centimétricos e por diques de fases félsicas com até 50 cm de espessura (Figura 76), cuja constituição mineralógica é definida por quartzo e feldspato esbranquiçado de até 1mm e por cristais de biotita com até 3,5mm. Além disso, as rochas do gnaiss granodiorítico exibem enclaves xenolíticos



de biotita xistos correlatos a aqueles presentes na unidade metassedimentar do *greenstone belt* Rio das Mortes (Figura 77), indicando que as rochas do gnaiss granodiorítico são mais jovens do que aquelas da sequência metassedimentar do referido *greenstone*.



**Figura 76** – Gnaiss granodiorítico (Gn) cortado por um dique da fase félsica (Ff) (Ponto VH-91).



**Figura 77** – Xenólito de biotita xisto (Bx) da sequência metassedimentar do *greenstone belt* Rio das Mortes no gnaiss granodiorítico (Gn) (Ponto RF-47).

### 8.6.2 – PETROGRAFIA

Petrograficamente, as rochas do gnaiss granodiorítico plotam no campo dos granodioritos no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) (Figura 78). Sua constituição mineralógica é definida por quartzo, plagioclásio, microclina<sub>1</sub> e biotita<sub>1</sub> como minerais essenciais; apatita, allanita, minerais opacos e zircão como minerais acessórios; e epidoto<sub>1</sub>, epidoto<sub>2</sub>, zoisita/clinozoisita, titanita<sub>1</sub>, titanita<sub>2</sub>, microclina<sub>2</sub>, biotita<sub>2</sub> e sericita como minerais secundários (Tabela 13).

As rochas félsicas intrusivas no gnaiss granodiorítico também foram analisadas petrograficamente, sendo identificado três litótipos principais (Figura 78): i) tonalito com biotita e muscovita; ii) sienogranito hololeucocrático médio com textura equigranular xenomórfica; iii) granodiorito leucocrático médio com textura equigranular hipidiomórfica.

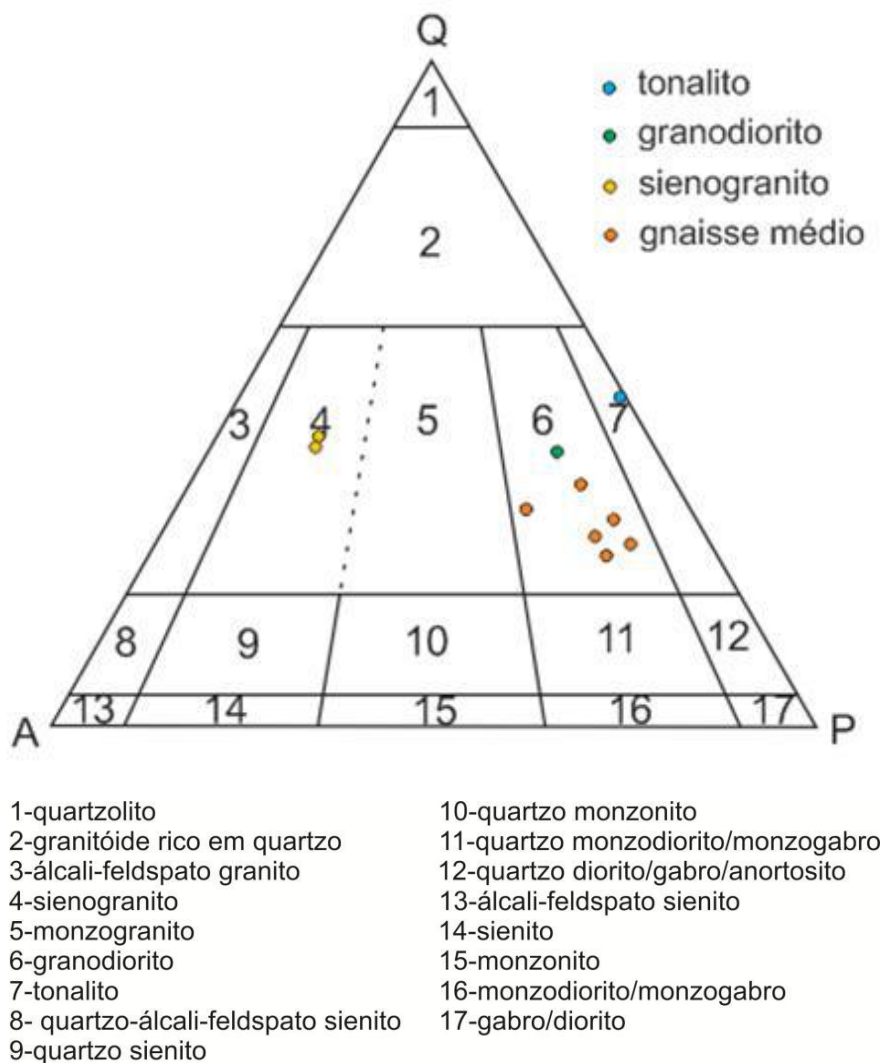


Figura 78 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do gnaiss granodiorítico e corpos associados.



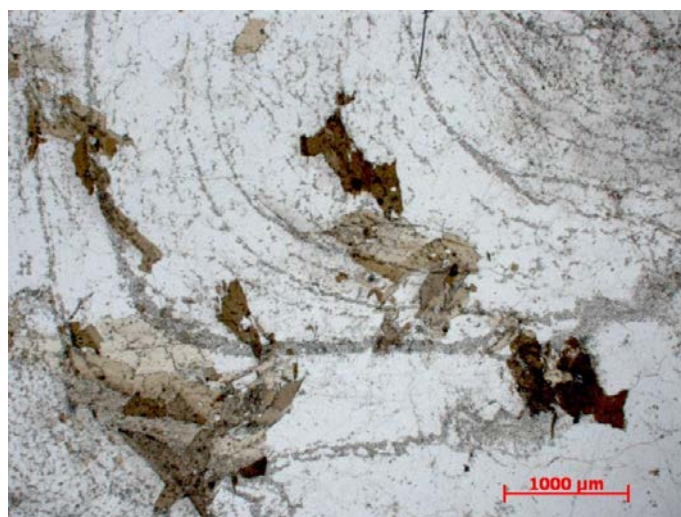
**Tabela 13** – Análise modal (em %) das rochas do gnaiss granodiorítico.

Lâmina	RF-44A	RF-40A	RF-43A	RF-45	RF-66A	RF-60A	RF-43B	RF-43C	RF-40B	RF-68D
Litologia	GGD	GGD	GGD	GGD	GGD	GGD	SG	SG	GD	TO
Quartzo	25,3	32,8	27,5	21,5	24,9	27,1	40,1	36,3	33,2	41,4
Plagioclasio	48,3	42,9	39,8	45,2	53,2	48,9	12,3	10,5	39,2	43,1
Microclina <sub>1</sub>	13,6	11,6	18,9	11,6	9,4	11,1	43,2	38,2	11,8	tr
Microclina <sub>2</sub>	tr	0	0	0	tr	1,3	0	0	0	0
Biotita	12,1	11,7	10,3	14,9	9,5	10,9	1,2	12,1	10	1,1
Epidoto	0,7	0,6	1,1	1,5	2	0,7	1,2	0,9	2,1	tr
Apatita	tr	tr	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Zircão	tr	tr	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0
Allanita	tr	0,2	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0
Titanita	tr	tr	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos	tr	0,2	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
(clino)zoisita	tr	tr	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	1,2	tr
Muscovita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13,5
Carbonatos	0	0	0	0	0	0	1	1	1,1	0
Granada	0	0	0	0	0	0	tr	tr	0	0
Sericita	tr	tr	2,4	5,3	1	tr	1	1	1,4	0,9
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Legenda: GGD – gnaiss granodiorítico; SG – sienogranito; GD – granodiorito; TO – tonalito.

As rochas do gnaiss médio variam de hololeucocráticas a leucocráticas (I.C. variando de 8 e 15 %) (Figura 79), apresentam textura equigranular hipidiomórfica e granulação média, onde os cristais de quartzo e feldspato exibem tamanho entre 1,7 e 2,9mm. Localmente, podem exibir textura inequigranular seriada, onde seus grãos exibem tamanhos que variam desde 1 até 5mm.

O contraste entre o índice de cor das rochas leucocráticas do gnaiss granodiorítico com as rochas hololeucocráticas do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa corresponde ao principal critério de individualização em campo e petrográfico entre os dois corpos.



**Figura 79** – Visão geral da lâmina do gnaiss granodiorítico, evidenciando ser uma rocha leucocrática com biotita como mineral máfico predominante. (Amostra RF-44A – nicól descruzado)

Os grãos de quartzo exibem contorno xenomórfico, extinção ondulante, tamanho variando de 1,7 a 3mm e inclusões de apatita, zircão e minerais opacos. Quando sofrem processos de recristalização, ocorre a formação de subgrãos com bordas poligonais de até 0,5mm de tamanho.

O plagioclásio apresenta tamanho variando desde 2 a 3mm, contorno hipidiomórfico, inclusões de apatita, zircão e minerais opacos e é substituído por zoisita/clinozoisita, microclina<sub>2</sub> e sericita (Figura 80). A microclina<sub>1</sub> exibe geminação tartan, contorno xenomórfico, tamanho médio em torno de 2 mm e intercrescimento pertítico do tipo *flame* (Figuras 81 e 82) e do tipo *stringlet* (Figura 83). Quando cristais de plagioclásio e de microclina estão em contato, podem se desestabilizar e ocorrer processos de desmistura de feldspato, ocasionando a formação de mirmequitas ou de álcali-feldspato na borda dos grãos de plagioclásio (Figura 84).

A microclina<sub>2</sub> exibe geminação tartan, tamanho variando desde submilimétrico até 0,3mm, contorno xenoblástico e ocorre substituindo os cristais de plagioclásio (Figura 80).

A sericita apresenta tamanho submilimétrico, hábito alongado, contorno xenoblástico e ocorre como diminutos cristais substituindo os grãos de plagioclásio (Figura 80).

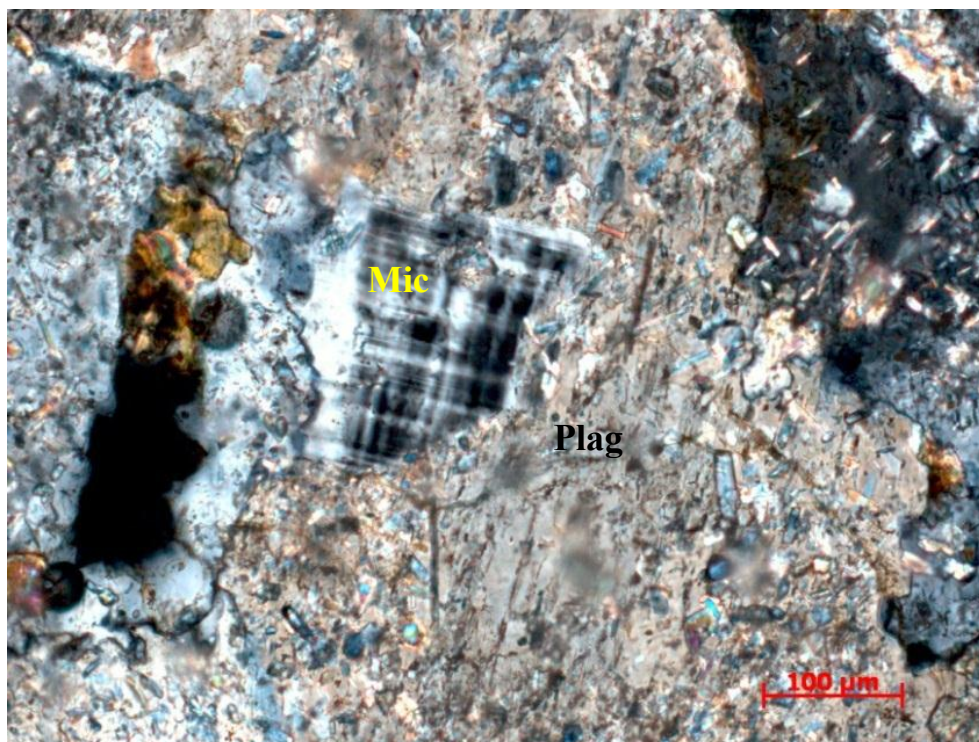
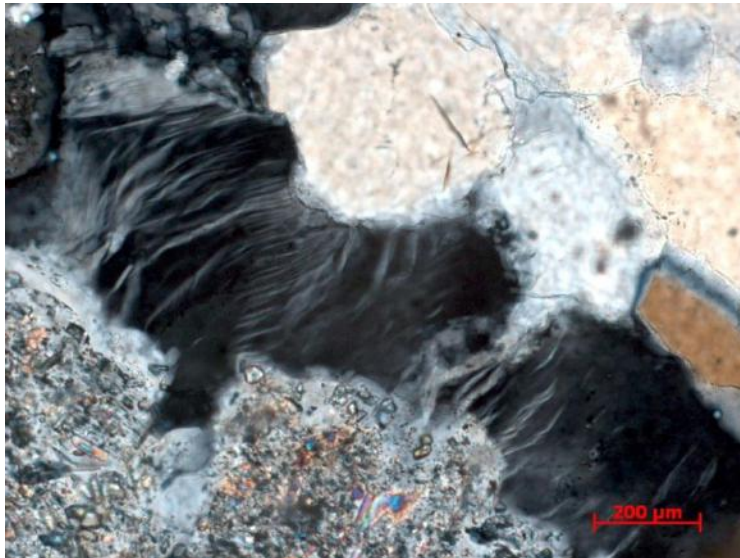


Figura 80 – Plagioclásio (Plag) fortemente sericitizado e epidotizado com face sendo invadida por microclina (Mic) . (Amostra RF-46B – nicól cruzado)





**Figura 81** – Cristal de feldspato com intercrescimento perítico do tipo *flame*, que inclusive penetra na face do plagioclásio. (Amostra RF-45 – nicól cruzado)

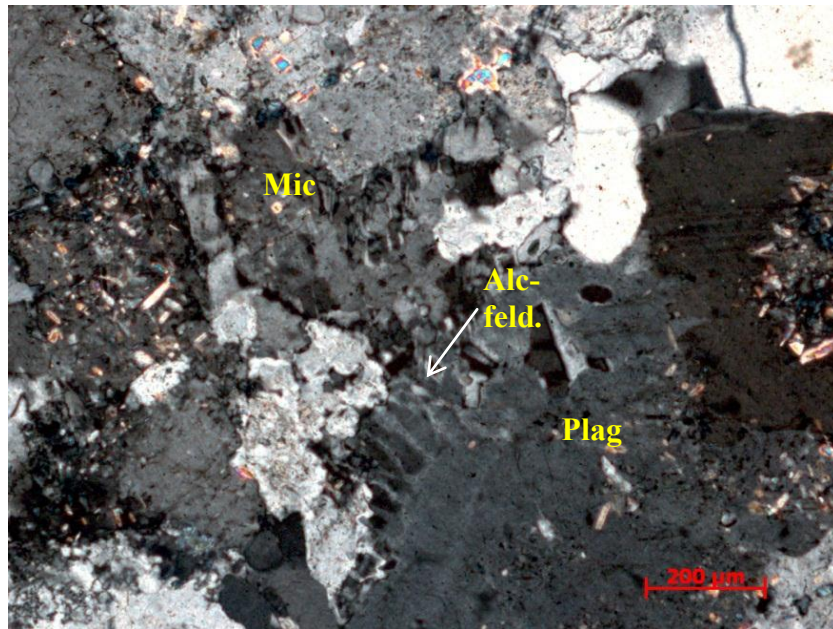


**Figura 82** - Cristal de feldspato com intercrescimento perítico do tipo *flame*. (Amostra RF-46B – nicól cruzado).



**Figura 83** - Cristal de feldspato com intercrescimento perítico do tipo *stringlet* evidenciando suas duas direções de clivagem (Amostra RF-44A – nicól cruzado).





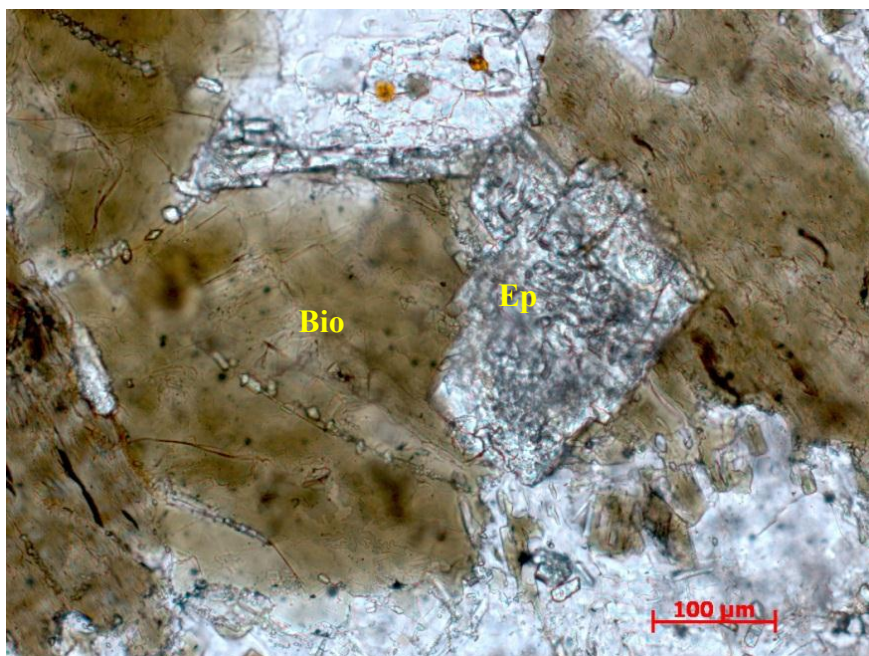
**Figura 84** – i Reação entre microclima (Mic) e plagioclásio (Plag) formando borda de álcali-feldspato (Alc-feld.) no último. (Amostra RF-60A – nicól cruzado)

Os cristais de biotita<sub>1</sub> são predominantemente hipidiomórficos, de hábito prismático, apresentam tamanho variando desde 1,5 até 2,8mm, possuem conspícua orientação preferencial e exibem inclusões de apatita e zircão. Quando metamórficos, os grãos de biotita (biotita<sub>2</sub>) são xenoblásticos, apresentam paragênese metamórfica com titanita<sub>2</sub> (Figura 85), epidoto<sub>2</sub> (Figura 86) e zoisita/clinozoisita, que crescem ao longo de seus planos de clivagem.



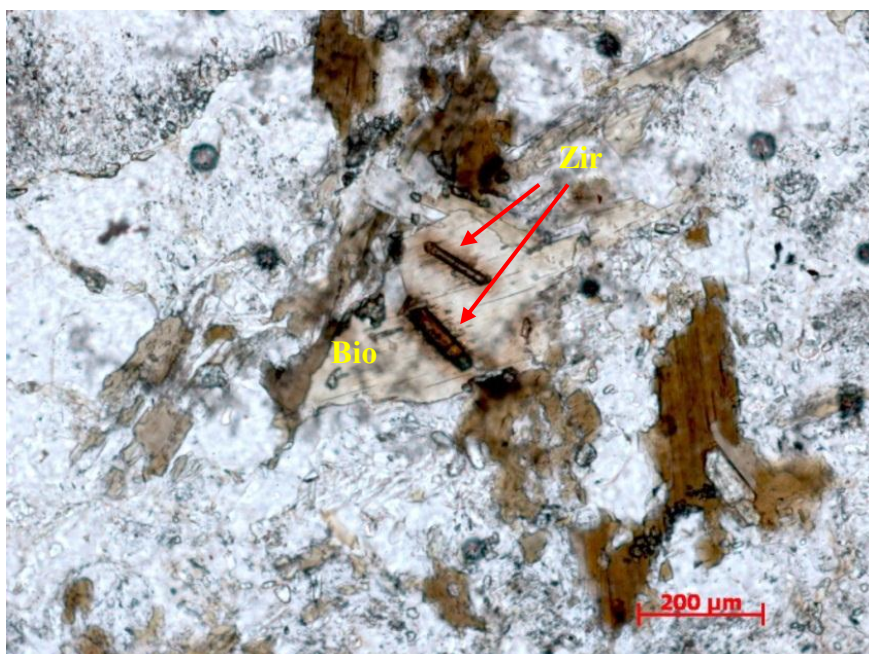
**Figura 85** – Grãos de titanita (Tit) crescendo a partir da substituição de cristais xenoblásticos de biotita (Bio) (Amostra RF-45 – nicól descruzado).





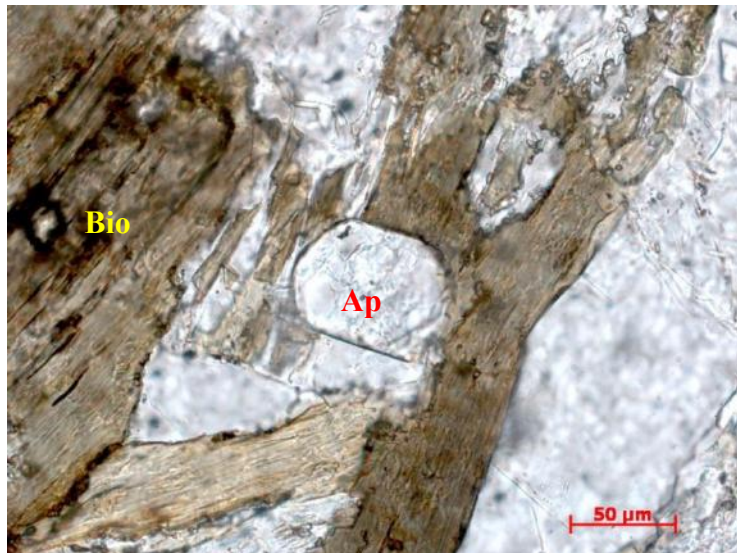
**Figura 86** – Grão de epidoto (Ep) em associação com grãos xenoblásticos de biotita(Bio) (Amostra RF-45 – nicól descruzado).

O zircão apresenta contorno idiomórfico, hábito prismático, tamanho inferior a 0,5mm e gera halo pleocróico quando incluído na biotita (Figura 87). A apatita possui tamanho de até 0,4mm, exibe contorno idiomórfico, hábito prismático e ocorre como inclusão nos grãos de quartzo, plagioclásio e biotita (Figura 88). Os cristais de allanita variam em tamanho desde 1 até 3,6mm, exibem cor amarela, contorno idiomórfico, feição metamáptica, hábito granular e, comumente, encontram-se envoltos por grãos de epidoto (Figura 89).

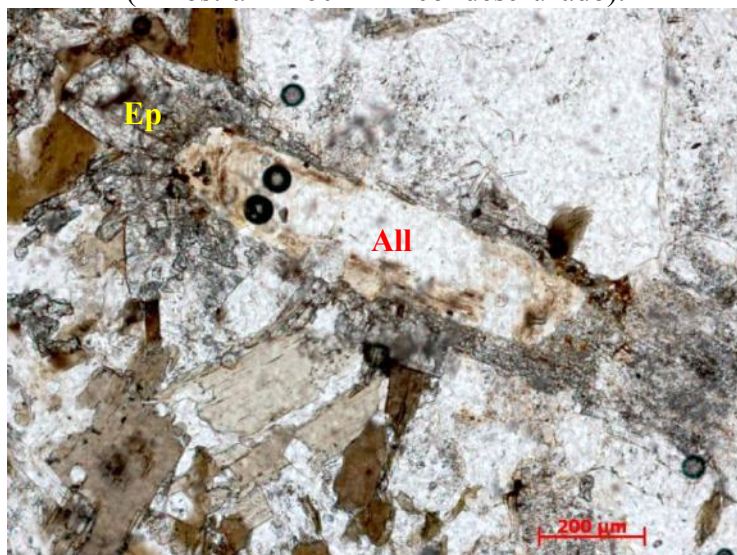


**Figura 87** – Cristal de zircão (Zir) com halo pleocróico incluído na biotita (Bio) (Amostra RF-60A – nicól descruzado).





**Figura 88** – Cristal hipidiomórfico de apatita (Ap) em contato com grão de biotita (Amostra RF-60A – nicól descruzado).



**Figura 89** – Cristal alongado de allanita (All) envolto por epidoto (Ep) (Amostra RF-46B – nicól descruzado).

O epidoto apresenta tamanho variando desde 0,3 até 2,8 mm e, assim como no ortognaisse trondhjemítico Resende Costa pode ser observados das seguintes maneiras: i) envolvendo os cristais idiomórficos de allanita (epidoto<sub>1</sub>) (**Figura 89**); iii) grãos em paragênese com cristais de biotita (epidoto<sub>2</sub>) (**Figura 86**). A zoisita/clinozoisita apresenta tamanho submilimétrico, cristais prismáticos de contorno hipidiomórfico e ocorre principalmente saussuritizando o plagioclásio (**Figura 80**).

A titanita exhibe tamanho de até 1,1mm e pode ser observada das seguintes formas: i) cristais de contorno xenoblástico envolvendo minerais opacos, o que evidencia a presença de titânio na estrutura destes, sugerindo se tratar de ilmenita (titanita<sub>1</sub>) (**Figura 90**); iii) intercrescida com biotita, desenvolvendo-se na forma de

grãos xenoblásticos, tanto no centro quanto ao longo da direção de clivagem da biotita (titanita<sub>2</sub>) (Figura 85).

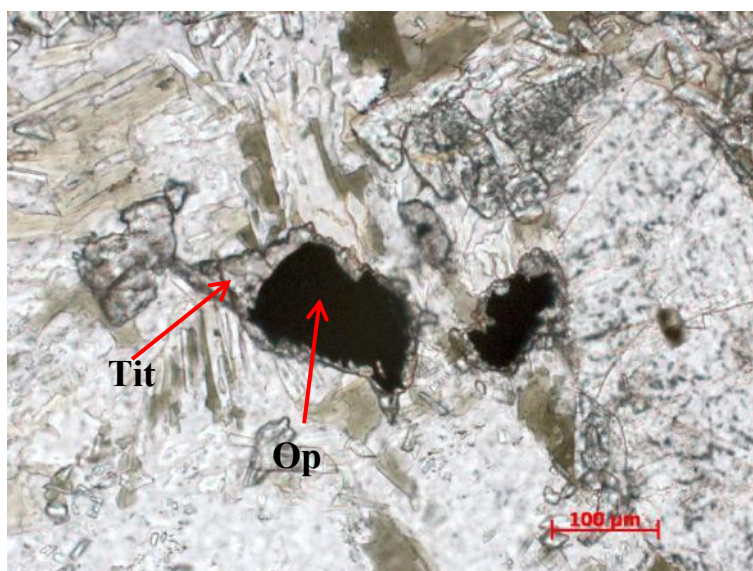


Figura 90 – Grão de mineral opaco (Op) parcialmente substituído por titanita<sub>2</sub> (Tit) xenoblástica associada com biotita. (Amostra RF- 44A – nicól descruzado)

Os minerais opacos apresentam coloração preta, contorno xenomórfico, tamanho variando desde 0,1 até 0,4mm e ocorrem como inclusões nos cristais de quartzo e plagioclásio ou então, bordejados por grãos xenoblásticos de titanita (Figura 90).

A ordem de cristalização estimada para o gnaiss granodiorítico teve início com a formação de zircão, allanita, apatita e minerais opacos, já que estes apresentam contornos bem definidos e ocorrem como inclusões em outros minerais primários da rocha. Posteriormente, ocorreu a formação dos minerais essenciais, representados por plagioclásio, biotita<sub>1</sub> e quartzo, além de microclina<sub>1</sub>.

A caracterização petrográfica também apontou que epidoto<sub>1</sub>, epidoto<sub>2</sub>, titanita<sub>1</sub>, titanita<sub>2</sub> e biotita<sub>2</sub> constituem uma paragênese metamórfica. Neste sentido, admite-se que o epidoto<sub>2</sub> e a titanita<sub>3</sub> advêm de reação metamórfica envolvendo biotita<sub>1</sub>; o epidoto<sub>1</sub> se formou a partir da desestabilização da allanita, crescendo ao redor da mesma e titanita<sub>2</sub> provem da substituição metamórfica dos minerais opacos. A existência de pelo menos um pulso metamórfico afetando as rochas do gnaiss granodiorítico é atestada pela presença de uma fase deformacional impressa em suas rochas.

Já microclina<sub>2</sub>, sericita, zoisita/clinozoisita são produtos de alteração do plagioclásio, formando nuvens destes minerais secundários substituindo os grãos de plagioclásio. Neste processo, a cristalização de microclina<sub>2</sub> e sericita substituindo o plagioclásio estaria relacionada a percolação de fluidos ricos em sódio e potássio, enquanto a formação de zoisita/clinozoisita estaria relacionada a desestabilização do

plagioclásio durante este processo e a consequente liberação de cálcio. A fonte para tal alteração pode estar associada a fluidos liberados pelo gnaiss granodiorítico quando suas rochas foram submetidas ao metamorfismo ou então, a fluidos tardi-magmáticos liberados pelo granitóide Ritápolis (2121 Ma), já que este é o único corpo mais jovem que o gnaiss granodiorítico (2146 Ma) presente na área estudada.

Na **tabela 14** se observa uma representação esquemática da ordem de cristalização e das transformações posteriores das rochas do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa.

**Tabela 14** – Ordem de cristalização e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais do gnaiss granodiorítico.

Fase mineral	Cristalização ígnea	Metamorfismo	Metassomatismo
Allanita	■		
Apatita	■		
Zircão	■		
Minerais opacos	■		
Biotita <sub>1</sub>		■	
Plagioclásio		■	
Quartzo			■
Microclina <sub>1</sub>		■	
Biotita <sub>2</sub>		■	
Epidoto <sub>1</sub>		■	
Epidoto <sub>2</sub>		■	
Titanita <sub>1</sub>		■	
Titanita <sub>2</sub>		■	
Microclina <sub>2</sub>			■
Zoisita/clinozoisita			■
Sericita			■

### 8.6.3 – GEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica do gnaiss granodiorítico envolveu a análise de elementos maiores, menores e traços de cinco amostras do referido corpo (Amostras RF-40A, RF-43A, RF-44A, RF-45, RF-66) (**Tabelas 15 e 16**), sendo os dados obtidos plotados em diagramas de classificação e tectônicos visando, sobretudo, a individualização deste litótipo em relação ao ortognaiss trondhjemítico Resende Costa.

**Tabela 15** – Análises químicas (% em peso) dos elementos maiores, relação entre os elementos e norma CIPW das rochas do gnaiss granodiorítico.

Análise química dos elementos maiores					
	RF-40A	RF-43A	RF-44A	RF-45	RF-66
SiO <sub>2</sub>	69,48	71,99	69,44	69,75	70,55
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,23	0,46	0,38	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,70	14,94	14,96	15,96	15,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	1,63	3,020	2,47	2,63
MnO	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04
MgO	0,56	0,34	1,08	0,67	0,53
CaO	2,25	2,08	1,46	2,35	2,36
Na <sub>2</sub> O	5,18	5,03	5,45	5,03	4,97
K <sub>2</sub> O	2,41	2,31	2,26	2,12	2,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,06	0,13	0,11	0,11
LOI	0,52	0,36	0,68	0,64	0,34
Total	99,02	98,99	98,99	99,52	99,04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,46	0,46	0,42	0,42	0,42
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,14	2,18	2,41	2,37	2,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO+TiO <sub>2</sub> +MnO	3,37	2,22	4,61	3,56	3,56
Norma CIPW					
	RF-40A	RF-43A	RF-44A	RF-45	RF-66
Quartzo	25,14	29,51	25,15	26,95	28,54
Coríndon	0,74	0,54	1,24	1,39	0,61
Ortoclásio	14,46	13,84	13,59	12,67	12,39
Albita	44,50	43,15	46,91	43,04	42,61
Anortita	10,65	10,05	6,48	11,08	11,15
Hyperstênio	1,42	0,86	2,74	1,69	1,34
Ilmenita	0,07	0,050	0,09	0,09	0,08
Rutilo	0,35	0,21	0,43	0,34	0,36
Apatita	0,25	0,15	0,32	0,26	0,26
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



**Tabela 16** – Análise química (em ppm) dos elementos traços e razão Sr/Y das amostras do gnaiss granodiorítico.

	RF-40A	RF-43A	RF-44A	RF-45	RF-66
Cr	0,00	0,00	14,00	14,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	22,00	43,00	31,00	20,00	23,00
V	14,00	14,00	25,00	26,00	22,00
Cu	10,00	5,00	8,00	0,00	0,00
Pb	10,00	12,00	0,00	11,00	9,00
Zn	60,00	40000	68,00	42,00	71,00
Rb	105,00	69,00	100,00	92,00	73,00
Ba	839,00	819,00	723,00	885,00	568,00
Sr	465,00	428,00	259,00	451,00	462,00
Y	6,00	5,00	5,00	4,00	12,00
Zr	137,00	105,00	173,00	140,00	129,00
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga	23,00	21,00	21,00	24,00	24,00
Sc	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Th	11,00	0,00	10,00	7,00	7,00
U	4,00	0,00	5,00	4,00	3,00
Sr/Y	77,50	85,60	51,80	112,75	38,50

As rochas do gnaiss granodiorítico apresentam conteúdos de SiO<sub>2</sub> (69,44 – 71,99), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,94 – 15,96), MgO (0,53 – 1,08), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO (1,97 – 4,10), CaO (1,46 – 2,35), Na<sub>2</sub>O (4,97 – 5,18), K<sub>2</sub>O (2,07 – 2,41), Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (2,18 – 2,41). Estes valores não são compatíveis com os propostos por Barker (1979) para as rochas trondjemíticas típicas, sendo possível diferenciar o gnaiss granodiorítico do ortognaiss trondjemítico Resende Costa pelos teores mais elevados de MgO, pela menor razão Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O e pelo maior conteúdo de K<sub>2</sub>O nas rochas do primeiro.

As rochas do gnaiss granodiorítico se posicionam próximo ao limite dos campos dos trondjemitos com os granitos no diagrama Ab-An-Or (Figura 91), são subalcalinas (Figura 92), pertencem à série cálcio-alcalina (Figura 93) e são peraluminosas (Figura 94). No diagrama CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (Baker & Arth, 1976), as rochas do gnaiss granodiorítico não apresentam alinhamento preferencial com os *trends* estabelecidos (Figura 95), ao contrário das rochas do ortognaiss trondjemítico Resende Costa que seguem o *trend* de diferenciação trondjemítico (vide capítulo 8.4)

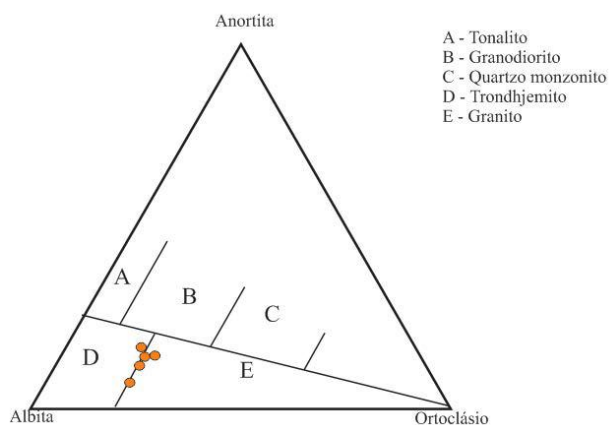


Figura 91

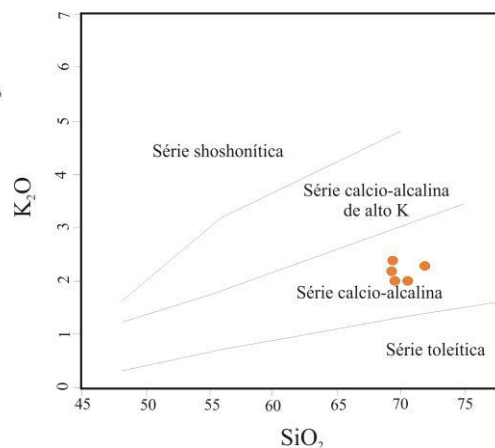


Figura 92

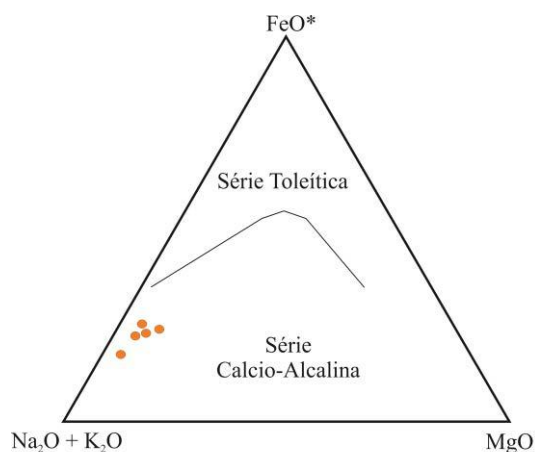


Figura 93

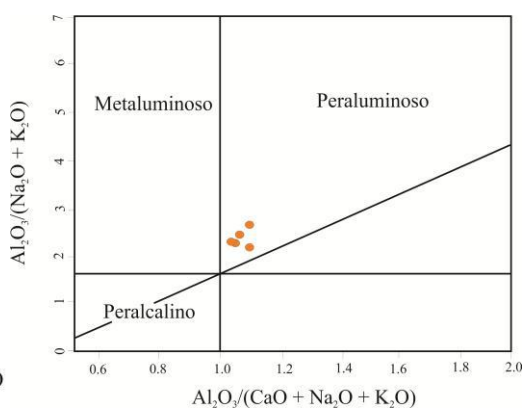


Figura 94

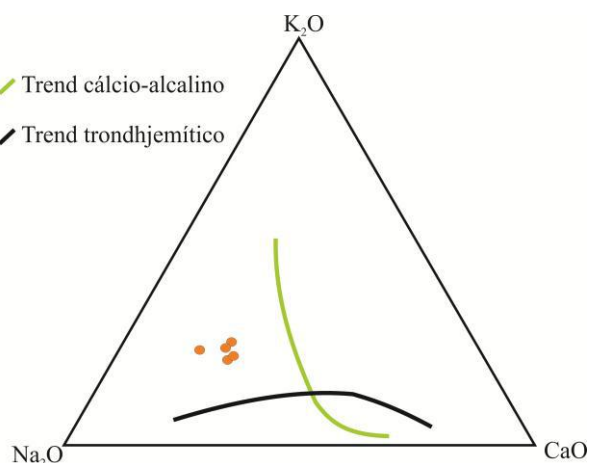


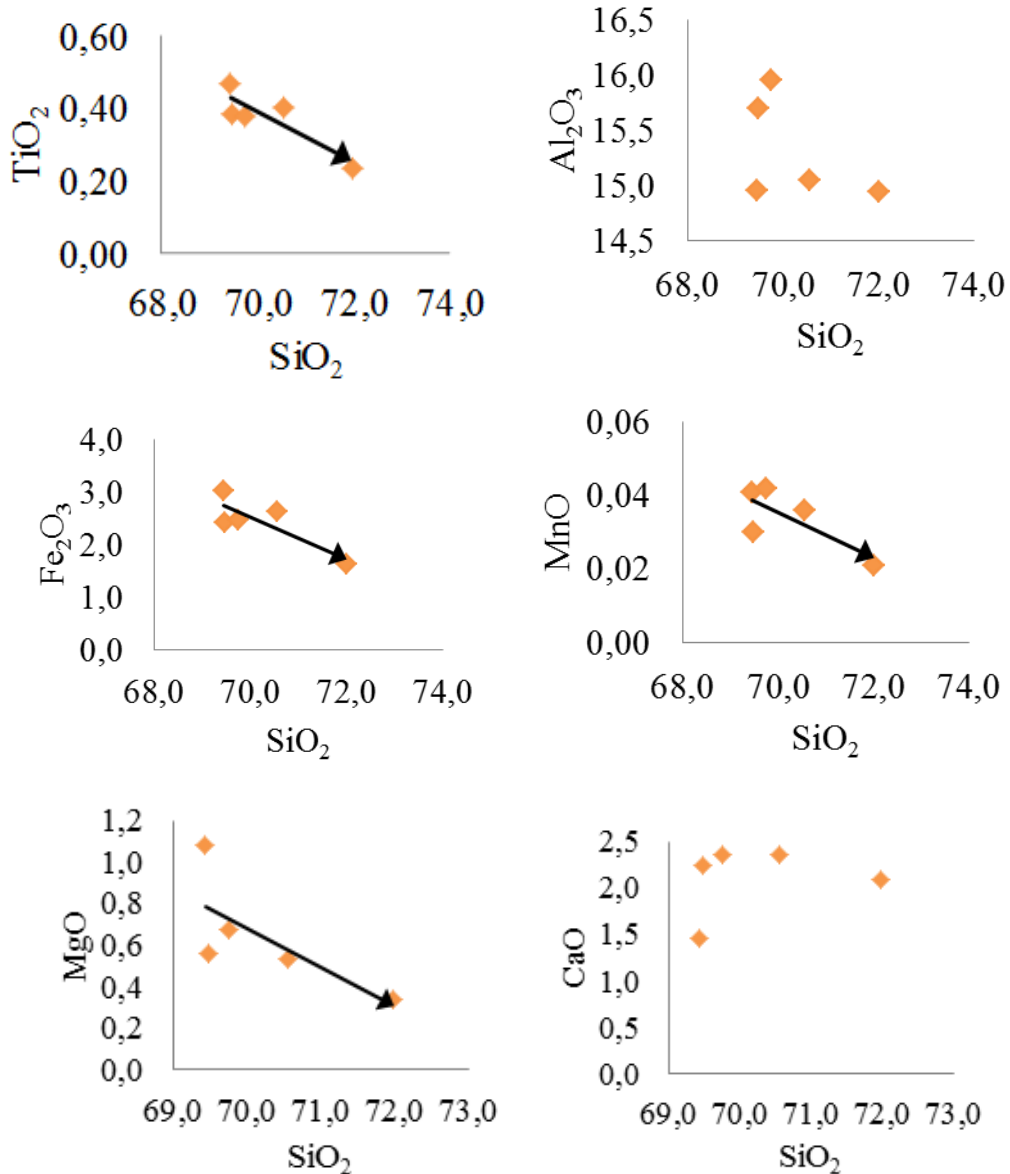
Figura 95

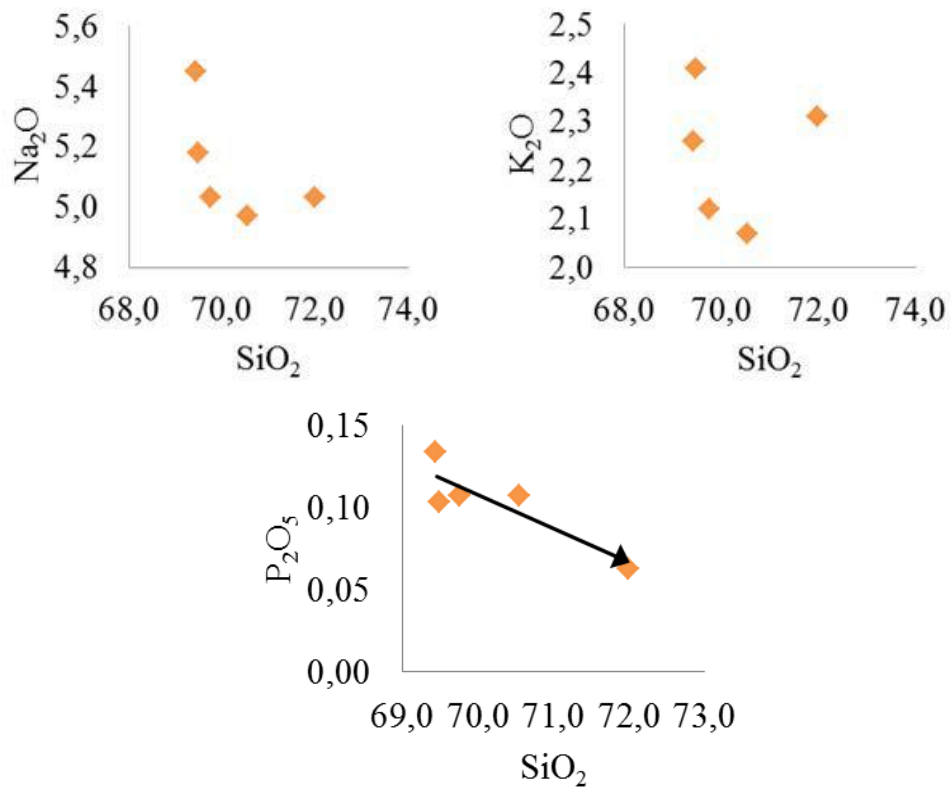
**Figuras 91 a 95:** Diagramas discriminantes para as rochas do gnaiss granodiorítico. **Figura 91:** An-Ab-Or (O'Connor, 1965); **Figura 92:**  $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo & Taylor, 1976); **Figura 93:** AFM (Irvine & Baragar, 1971); **Figura 94:** Índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989); **Figura 95:**  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$  (Barker & Arth, 1976).

Nos diagramas de variação de  $\text{SiO}_2$  de Harker, apesar de poucas amostras terem sido analisadas, foram observadas correlações negativas bem definidas de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Rb}$  e  $\text{Zr}$ , além de correlação positiva de  $\text{Sr}$ . Os *trends* de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,

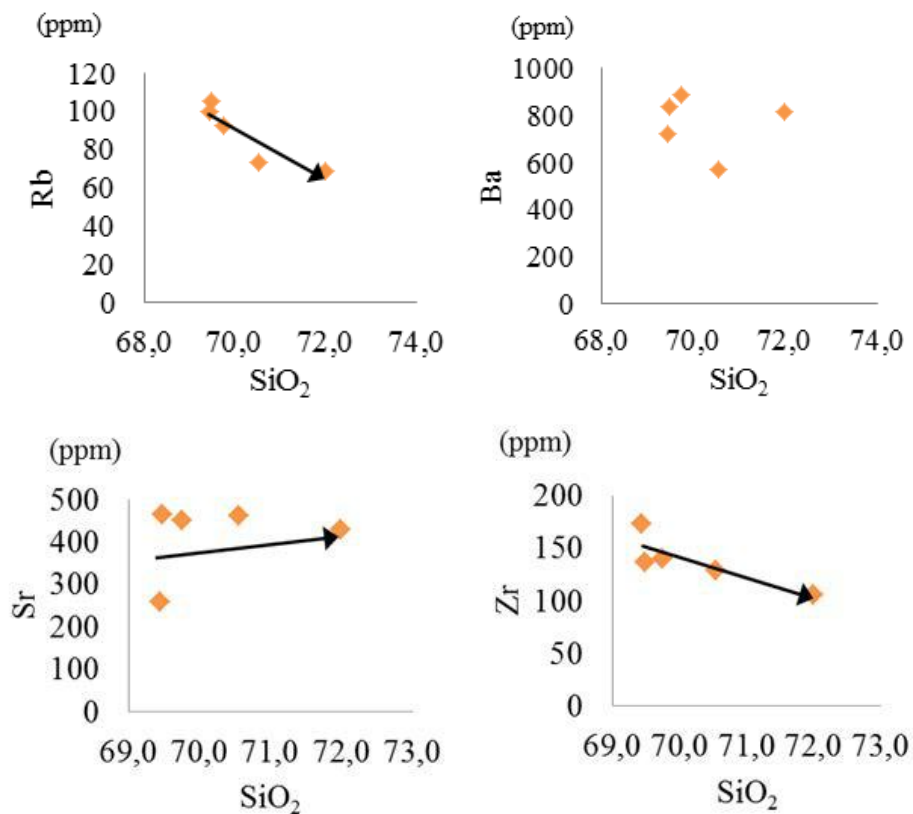
Na<sub>2</sub>O, CaO e Ba não estão bem definidos e por isso não estão representados nos diagramas de Harker (Figuras 96 e 97).

As correlações negativas de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> e Zr indicam, respectivamente, o fracionamento de apatita, ilmenita ou titanomagnetita e zircão, enquanto as correlações também negativas de MnO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> associado ao caráter peraluminoso das rochas do gnaiss granodiorítico sugere que a principal fase máfica fracionante deve ter sido a biotita.





**Figura 96:** Diagrama de variação de Harker *versus* elementos maiores para as rochas do gnaiss granodiorítico: SiO<sub>2</sub> x TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> x MnO, SiO<sub>2</sub> x MgO, SiO<sub>2</sub> x CaO, SiO<sub>2</sub> x Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> x P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.



**Figura 97:** Diagramas de variação de variação de Harker *versus* elementos traços para as rochas do gnaiss granodiorítico: SiO<sub>2</sub> x Rb, SiO<sub>2</sub> x Ba, SiO<sub>2</sub> x Sr, SiO<sub>2</sub> x Zr.



Em relação à ambiência tectônica de formação, as rochas do gnaiss granodiorítico plotam no campo dos granitóides de arco vulcânico, próximo ao campo dos granitóides colisionais, principalmente por causa dos baixos valores relativos de Y e Nb (Figura 98). Já em relação aos valores de Rb, estes são mais elevados nas rochas do gnaiss granodiorítico do que nas rochas do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa.

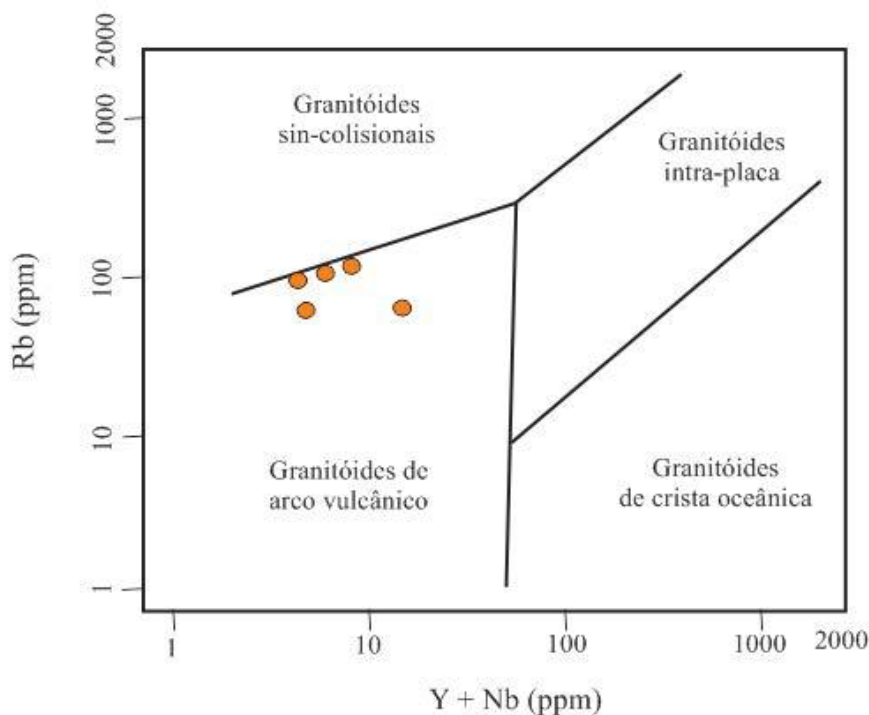
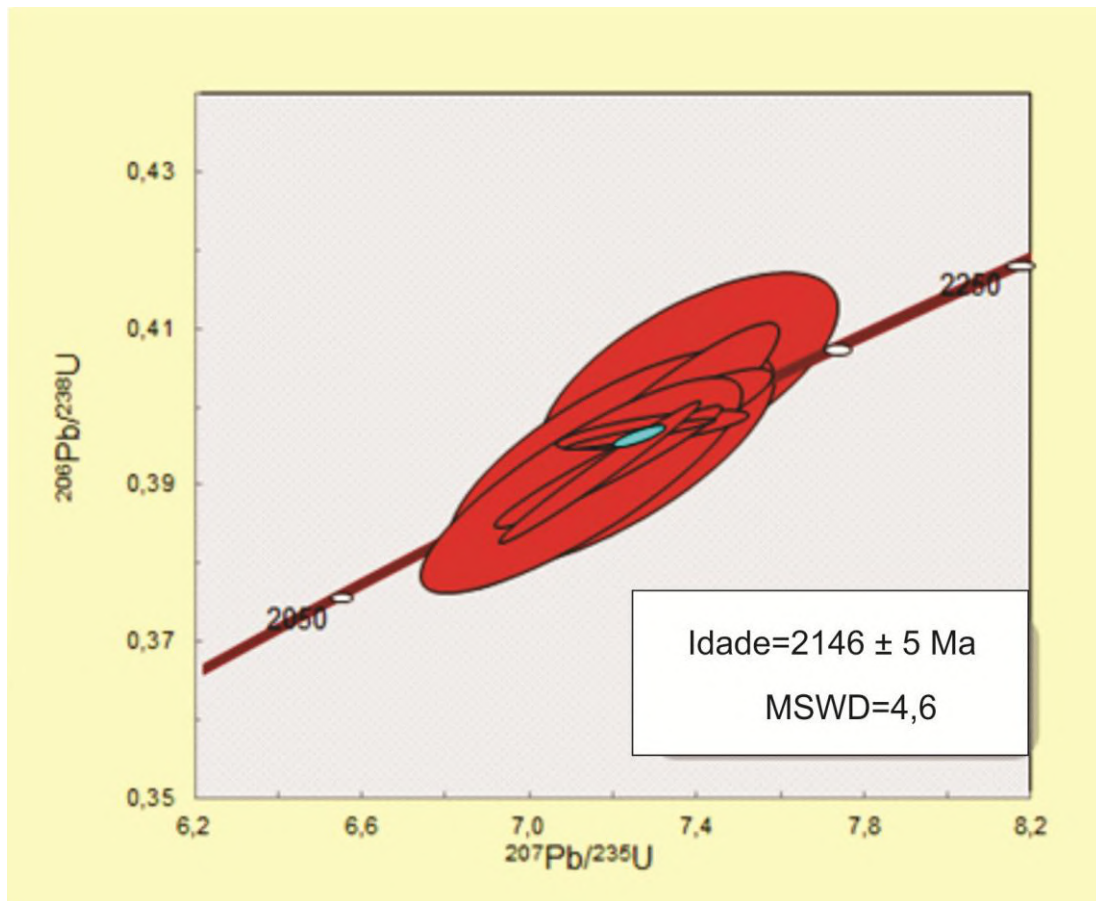


Figura 98: Diagrama discriminante de ambiência tectônica: Y + Nb x Rb para as rochas do gnaiss granodiorítico (Pearce *et al.*, 1984)

#### 8.6.4 – GEOCRONOLOGIA

Dados geocronológicos do gnaiss granodiorítico foram obtidos pelo grupo de pesquisa no qual esta monografia está inserida. A datação do referido corpo foi feita através do método U-Pb (LA-ICPMS) e apontou para uma idade de concórdia de  $2.146 \pm 5$  Ma (Ávila, informação verbal) (Figura 99). Dessa forma, as rochas do gnaiss granodiorítico são cerca de 212 Ma mais recentes do que aquelas do ortognaiss trondhjemítico Resende Costa.



**Figura 99** – Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  x  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , mostrando idade U-Pb (LA-ICPMS) do gnaisse granodiorítico (Ávila, informação verbal).

## 8.7 – GRANITÓIDE RITÁPOLIS

### 8.7.1 – ASPECTOS DE CAMPO

Quémeneur & Baraud (1982) designaram este corpo de granito Ritápolis, enquanto Pires & Porto Júnior (1986) o denominaram de granito Santa Rita. A designação granitóide Ritápolis foi proposta por Ávila (1992) para reunir rochas deste batólito, que variam composicionalmente de sienogranito a tonalito no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) e que afloram com grande expressividade na cidade homônima e em seus arredores.

O mapeamento geológico deste corpo foi realizado a partir de uma compartimentação faciológica, onde foram utilizadas variações texturais e de granulação para subdividir o mesmo em diferentes fácies, as quais foram designadas de: inequigranular fina, inequigranular fina/média, inequigranular média, e inequigranular média/grossa (Ávila *et al.*, 2006). Posteriormente, Souza (2007) modificou essas designações, utilizando apenas fácies fina, fácies média e fácies grossa.

Na presente monografia foi mapeada uma pequena porção do granitóide Ritápolis, de aproximadamente 4km<sup>2</sup> (Anexo I – Mapa geológico), na qual este corpo ocorre em saprólitos, blocos (Figura 100) e principalmente sob a forma de aplitos e diques cortando as rochas anfibolíticas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes (Figuras 60 e 101). Destaca-se que alguns destes diques também contém enclaves xenolíticos de rochas máficas. A maior parte das ocorrências do granitóide Ritápolis na região mapeada corresponde a rochas da fácies média, estando a fácies fina subordinada.

As rochas do granitóide Ritápolis apresentam tonalidade acinzentada, são holocristalinas, variam de hololeucocráticas a leucocráticas (I.C. entre 2 e 12%), são constituídas por quartzo, feldspato esbranquiçado de hábito tabular e rara biotita. Texturalmente, são rochas inequigranulares com granulação desde fina até média, sendo as rochas de granulação média mais proeminentes, onde o tamanho dos cristais varia desde submilimétrico até cerca de 2mm. Por vezes, apresentam incipiente foliação metamórfica, decorrente da orientação dos grãos de feldspato e de biotita e ocorrem dobradas (Figura 61). Sua alteração origina um solo quartzoso, de coloração esbranquiçada diferente do solo originado a partir da alteração das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes.



Figura 100 – Bloco onde foi possível observar o granitóide Ritápolis em contato com rocha anfibolítica (Ponto VH-10).





**Figura 101** – Aplitos correlatos ao granitóide Ritápolis (RIT) cortando anfibolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes (GBR). (Ponto VH-10)

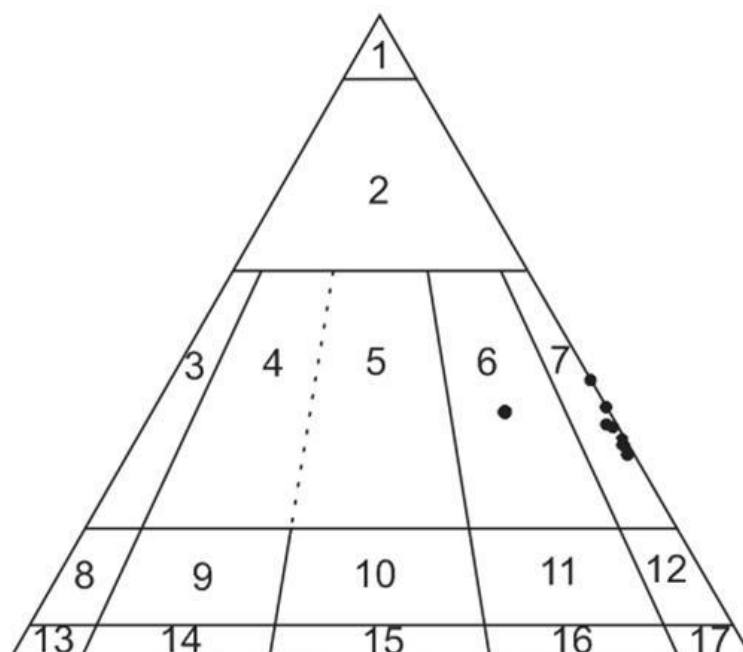
#### 8.7.2 – PETROGRAFIA

As rochas do granitóide Ritápolis, na região mapeada, plotam no campo dos tonalitos, com somente uma amostra plotando no campo dos granodioritos no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) (**Figura 102**). São rochas holocristalinas, hololeucocráticas a leucocráticas (I.C. entre 2 e 12 %), com textura predominante inequigranular seriada (**Figura 103**) e granulação variando entre fina e média, onde o tamanho da maior parte dos grãos varia entre 0,6 e 1,8mm. Na **tabela 17** encontram-se as análises modais para as rochas do granitóide Ritápolis.

Os tonalitos são constituídos por quartzo, plagioclásio e biotita<sub>1</sub> como minerais essenciais; zircão, apatita, microclina<sub>1</sub>, granada e minerais opacos como minerais acessórios; e microclina<sub>2</sub>, epidoto, zoisita/clinozoisita, clorita, sericita e carbonato são minerais secundários.

Os granodioritos diferem dos tonalitos pela presença de microclina<sub>1</sub> como mineral essencial, na qual esta ocorre em porcentagem de cerca de 15% e pela ocorrência de granada como mineral acessório.



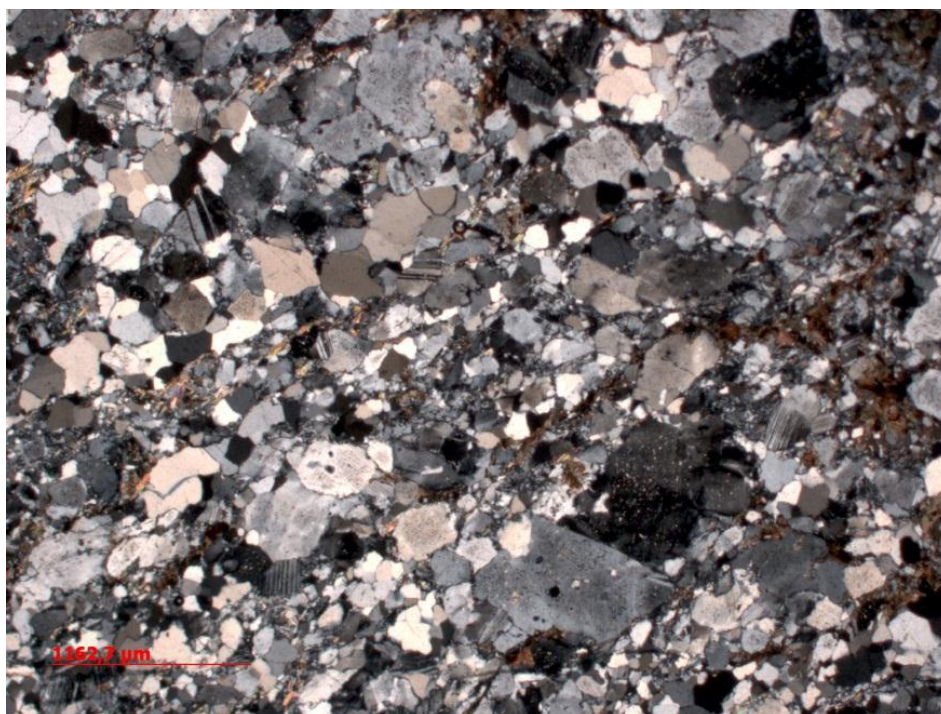


- |                                     |                                     |
|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 1-quartzolito                       | 10-quartzo monzonito                |
| 2-granitóide rico em quartzo        | 11-quartzo monzodiorito/monzogabro  |
| 3-álcali-feldspato granito          | 12-quartzo diorito/gabro/anortosito |
| 4-sienogranito                      | 13-álcali-feldspato sienito         |
| 5-monzogranito                      | 14-sienito                          |
| 6-granodiorito                      | 15-monzonito                        |
| 7-tonalito                          | 16-monzodiorito/monzogabro          |
| 8- quartzo-álcali-feldspato sienito | 17-gabro/diorito                    |
| 9-quartzo sienito                   |                                     |

Figura 102 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do granitóide Ritápolis.

Tabela 17 – Análise modal (em %) das rochas do granitóide Ritápolis.

Lâmina	VH-10E	VH-10D	VH-11D	VH-11B	VH-11F	VH-11H	VH-11I	VH-11C
Quartzo	29	39	36	36	44	32	39	35
Plagioclasio	62	41	56	64	53	55	54	59
Microclina <sub>1</sub>	0	15	0	0	0	0	0	0
Microclina <sub>2</sub>	tr	0	tr	0	tr	0	tr	0
Biotita	5	3	7	tr	tr	13	7	4
Epidoto	3	tr	1	tr	2	tr	tr	2
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Allanita	0	0	0	0	tr	0	tr	0
Titanita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
(clino)zoisita	tr	tr	tr	tr	tr	0	tr	tr
Clorita	1	0	0	tr	0	0	0	0
Muscovita	0	1	0	tr	0	0	0	tr
Carbonatos	0	1	tr	tr	tr	tr	0	tr
Granada	0	tr	tr	0	0	0	0	0
Sericita	tr	tr	tr	tr	1	0	0	tr
Total	100	100	100	100	100	100	100	100



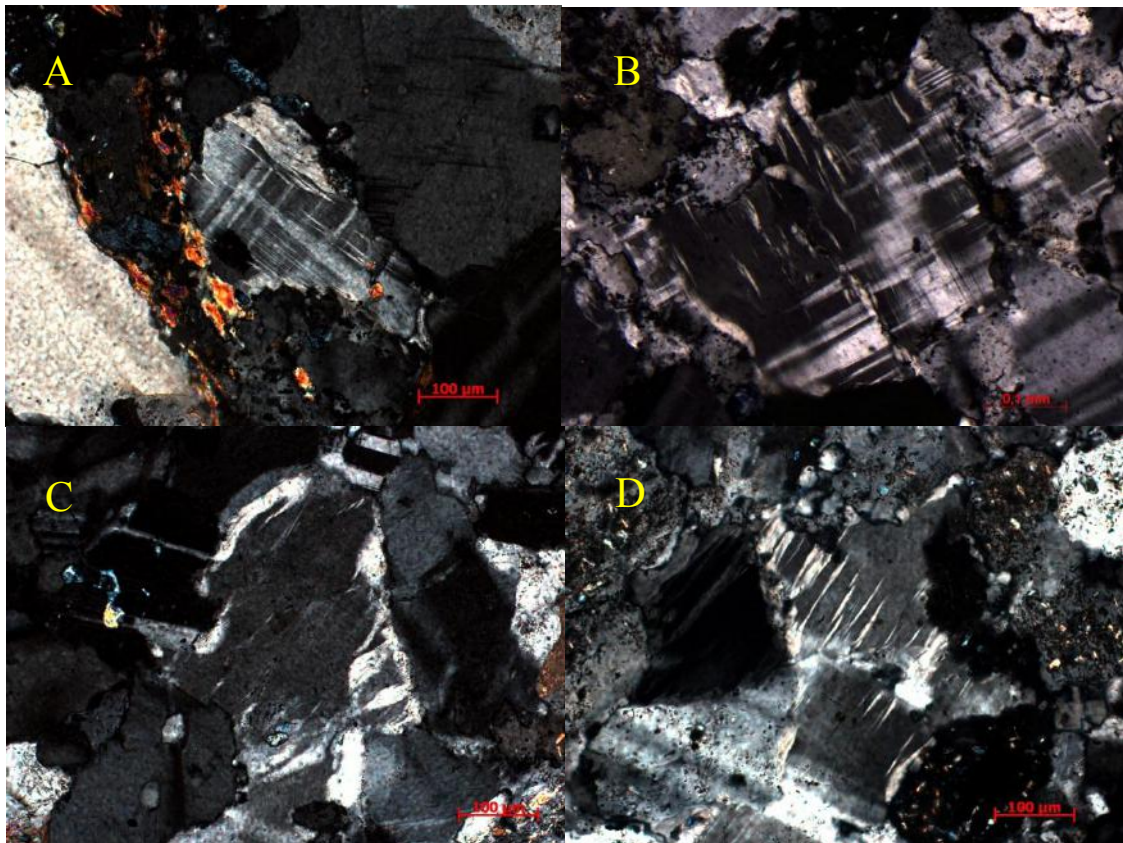
**Figura 103** - Visão geral de lâmina do granitóide Ritápolis, mostrando a textura inequigranular seriada. (Amostra VH-11C – nicól cruzado)

A microclina<sub>1</sub> apresenta contorno hipidiomórfico, tamanho médio de 1,1mm, geminação tartan, inclusões de minerais opacos e intercrescimentos pertíticos do tipo *flame* (Figura 104). Os cristais de granada são hipidiomórficos, apresentam hábito granular, tamanhos de aproximadamente 0,4mm e encontram-se intensamente fraturados, sendo preenchidos por biotita<sub>2</sub> (Figura 105).

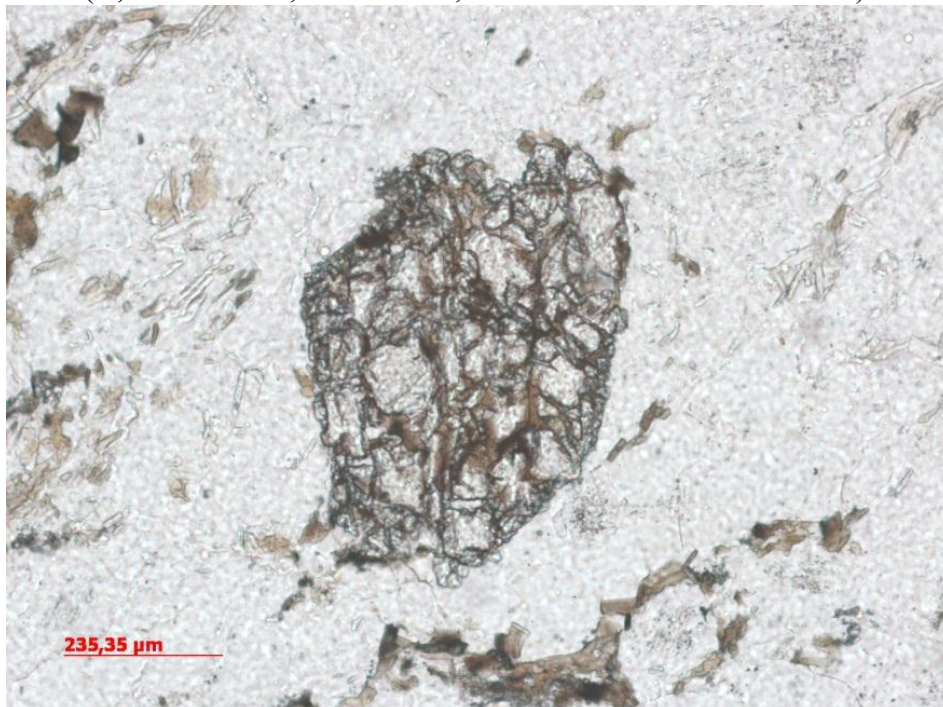
O plagioclásio exibe geminação polissintética, por vezes defletida (Figura 106), tamanho máximo de 2,5mm, contorno hipidiomórfico e ocorre em prismas curtos. Por vezes, são substituídos por grãos xenoblásticos de microclina<sub>2</sub> (Figura 107), apresentam zoneamento composicional, o que indica que se formaram em condições de instabilidade (Figura 108) e se alteram para carbonato, zoisita/clinozoisita (Figura 109) e sericita. Quando em contato com cristais de microclina<sub>1</sub>, apresentam feições de crescimento vermiforme de quartzo, ocasionando a formação de mirmequita (Figura 110).

A sericita apresenta tamanho submilimétrico, hábito alongado e contorno xenoblástico, enquanto os grãos de carbonatos exibem relevo variável, contornos xenoblásticos, tamanho variando desde submilimétrico até 0,3mm. Tanto a sericita quanto os carbonatos ocorrem alterando cristais de plagioclásio.





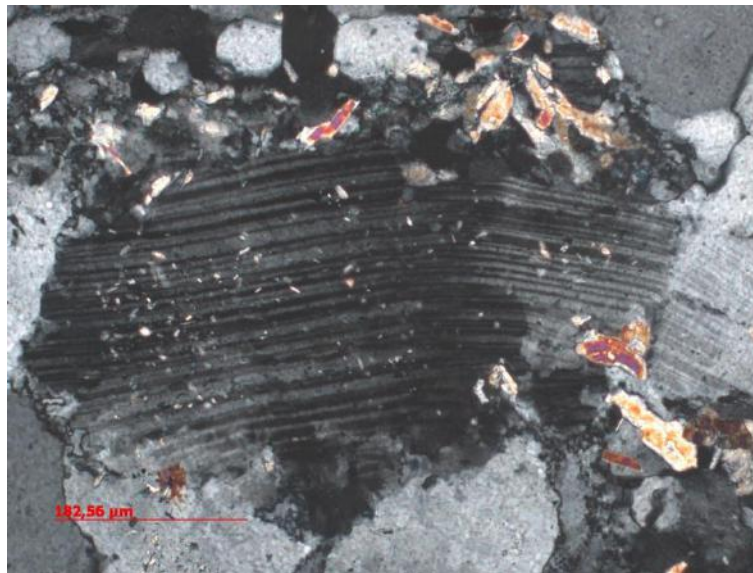
**Figura 104** – Intercrescimentos peritíticos do tipo *flame* em cristais de álcali-feldspato. (A, B– VH-11C; C- VH-10E; D- VH-11D – nicóis cruzados).



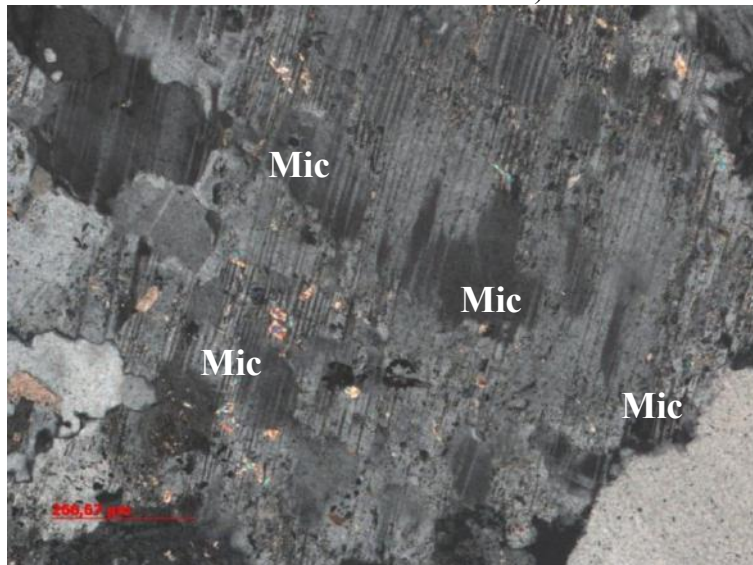
**Figura 105** – Cristal de granada com faces bem definidas e com fraturas preenchidas por biotita. (Amostra VH-11F – nicól descruzado)

A microclina<sub>2</sub> exibe geminação tartan, tamanho variando desde submilimétrico até 0,3mm, contornos xenoblásticos e ocorre substituindo os cristais de plagioclásio (Figura 107).





**Figura 106** – Cristal de plagioclásio com geminação polissintética defletida (Amostra VH-11B – nicól cruzado).

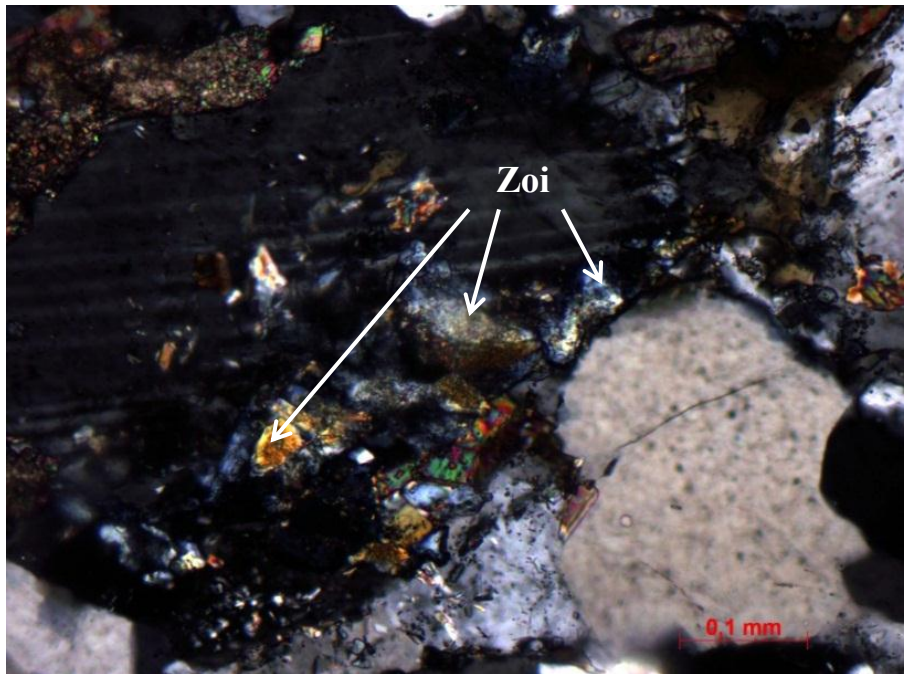


**Figura 107** – Cristal de plagioclásio sendo substituído por microclina (Mic) em suas bordas (Amostra VH-11D – nicól cruzado).



**Figura 108** – Cristal de plagioclásio com zoneamento composicional concêntrico (Amostra VH-11I – nicól cruzado).



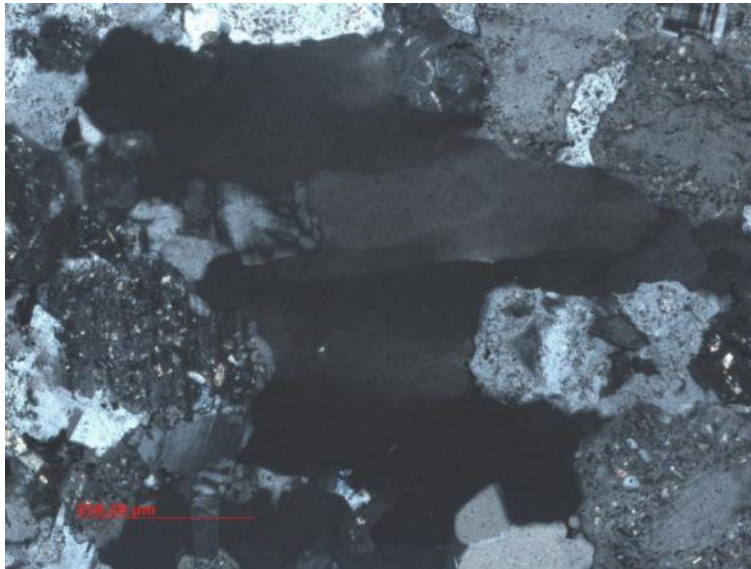


**Figura 109** – Plagioclásio alterado para grãos xenoblásticos de zoisita/clinozoisita (Zoi) (Amostra VH-11C – nicól cruzado).

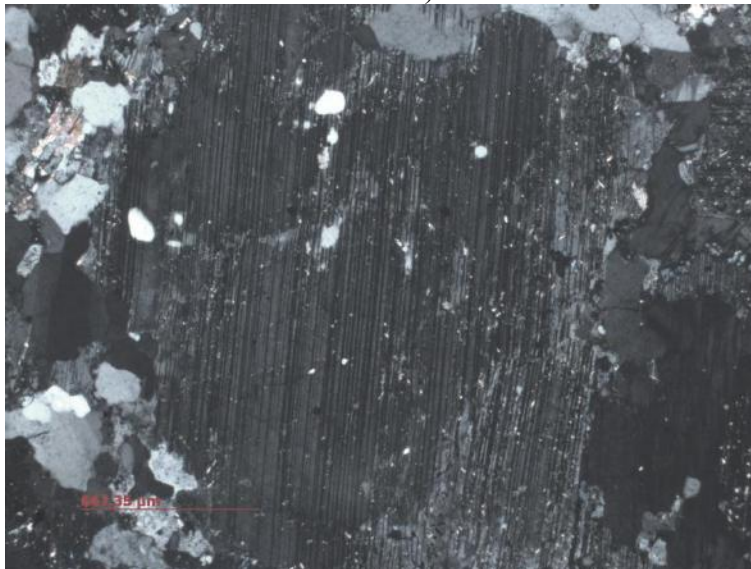


**Figura 110** – Reação entre plagioclásio e microclina formando mirmequita (Amostra VH-11C – nicól cruzado).

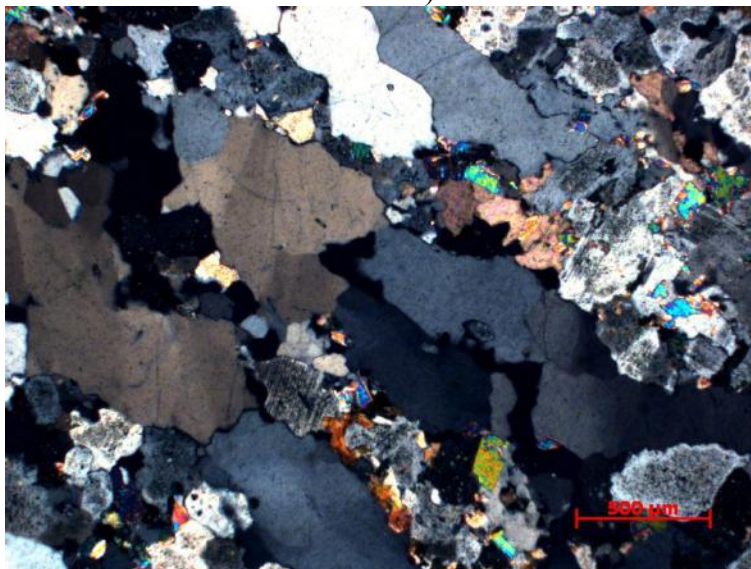
Os grãos de quartzo são xenomórficos, apresentam extinção ondulante (**Figura 111**), tamanho variando entre 0,4 e 1,2mm, inclusões de apatita e zircão e, por vezes, exibem bordas poligonizadas. Também ocorrem como bolhas incluídas em grãos de feldspato (**Figura 112**), indicando um desequilíbrio entre as duas fases, bem como podem estar dispostos em fitas (**Figura 113**) devido a processos deformacionais.



**Figura 111** – Cristal de quartzo com extinção ondulante (Amostra VH-11D – nicól cruzado).



**Figura 112** – Cristal de plagioclásio com bolhas de quartzo (Amostra VH-10E – nicól cruzado).



**Figura 113** – Aglomerados de grãos de quartzo dispostos em fitas (Amostra VH-11F – nicól cruzado).



A biotita apresenta contorno hipidiomórfico quando seus cristais são magmáticos (biotita<sub>1</sub>) e contorno xenoblástico quando estes são metamórficos (biotita<sub>2</sub>). Exibem hábito prismático, clivagem unidirecional, tamanho máximo de 0,8mm e perfazem de 2 a 12% dos minerais das rochas. Por vezes, é substituída por cristais de clorita ou muscovita (Figura 114) e encontra-se em associação com epidoto, zoisita/clinozoisita e titanita (Figura 115).

A clorita apresenta coloração verde clara, contornos xenoblásticos, tamanho variando de 0,2 até 0,8mm e ocorre substituindo os grãos de biotita (Figura 116).

A muscovita apresenta tamanho médio ao redor de 0,4mm, contornos xenoblásticos, clivagem unidirecional e ocorre substituindo os grãos de biotita (Figura 114).

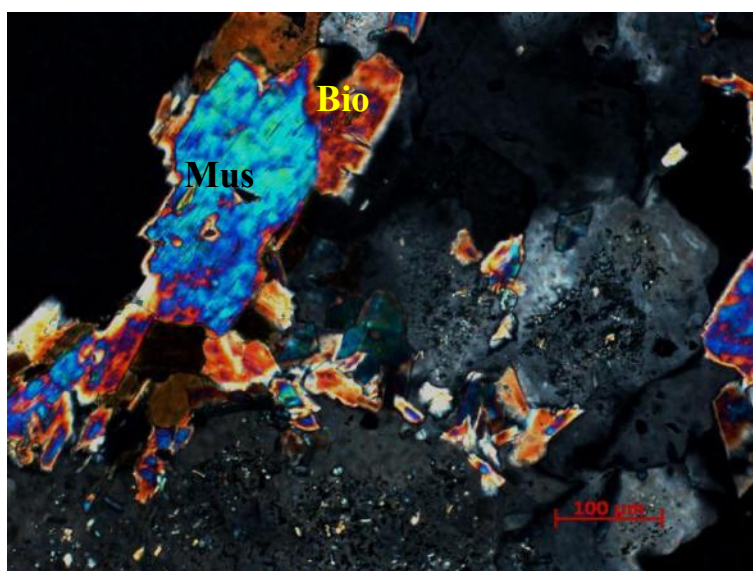


Figura 114 – Cristal de muscovita (Mus) crescendo a partir de grão de biotita (Bio) (Amostra VH-11D – nicól cruzado).



Figura 115 – Associação entre biotita (Bio), titanita (Tit), epidoto (Ep) e clorita (Clo), onde destaca-se que o grão de biotita está parcialmente substituído por clorita (Amostra VH-11D – nicól descruzado).

Os grãos de titanita são xenoblásticos, de birrefringência elevada, hábito granular e podem ocorrer orientados segundo os planos de clivagem da biotita (Figura 116) ou então, associados com epidoto, zoisita/clinozoisita e plagioclásio.

O zircão é hipidiomórfico, apresenta tamanho máximo de 0,3mm e encontra-se incluso nos cristais de biotita e quartzo. Os cristais de apatita são hipidiomórficos, apresentam tamanho máximo de 0,3mm, hábito granular ou prismático, podem exibir forma hexagonal e encontram-se inclusos nos grãos de quartzo, plagioclásio e biotita. A allanita exibe tamanho médio em torno de 1,1mm, hábito granular, coloração amarelada, feição metamíctica e contorno hipidiomórfico. Os minerais opacos são hipidiomórficos, apresentam tamanho variando de 0,2 até 0,6mm e encontram-se inclusos nos grãos de quartzo e plagioclásio. O zircão apresenta contorno idiomórfico, tamanho inferior a 0,3mm e forma halo pleocróico quando incluso na biotita.

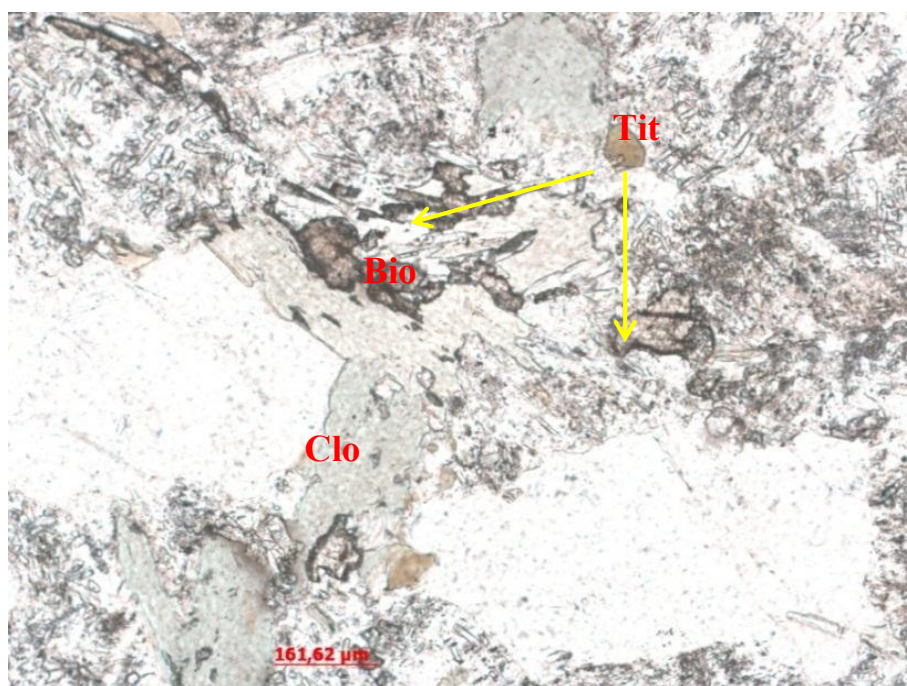
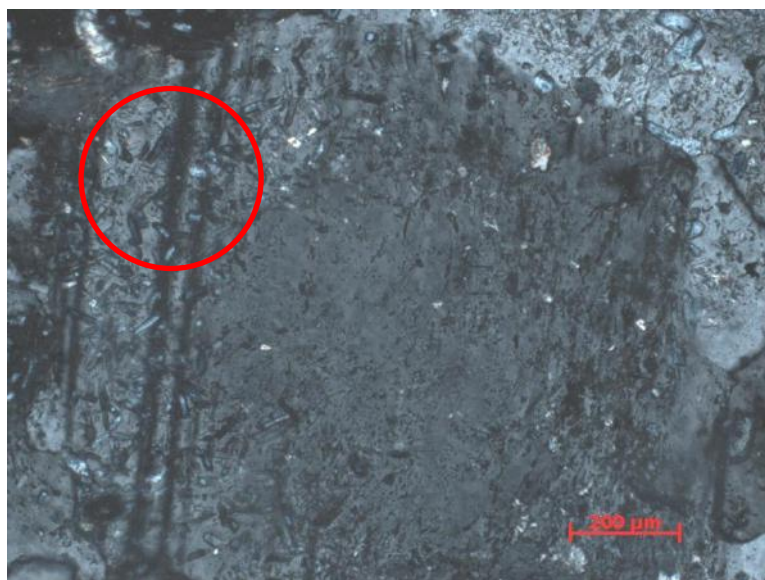


Figura 116 – Grãos de titanita (Tit) alinhados ao longo dos plano de clivagem dos grãos de biotita (Bio), que por sua vez estão substituídos pseudomorficamente por clorita (Clo) (Amostra VH-11B – nicól descruzado).

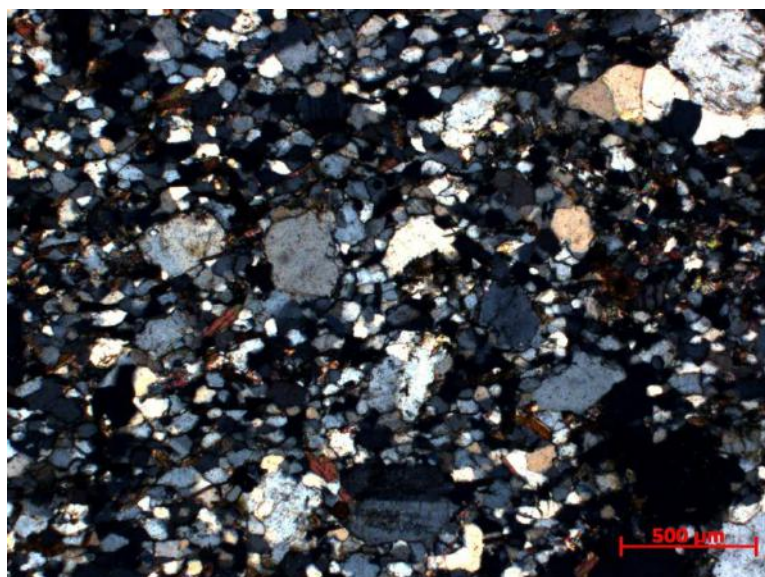
O epidoto varia desde submilimétrico até cerca de 0,3mm e ocorre, principalmente, intercrescido com grãos de biotita. A zoisita/clinozoisita aparece na forma de diminutos cristais xenoblásticos substituindo o plagioclásio (Figura 117).





**Figura 117** – Grão de plagioclásio parcialmente substituído por cristais xenoblásticos de zoisita/clinozoisita (círculo vermelho) (Amostra VH-11D – nicól cruzado).

Em algumas lâminas foram descritos processos deformacionais expressivos, responsáveis pela recristalização de 50 a 60% da rocha original e consequente formação de textura milonítica. Tais processos geraram minúsculos subgrãos de quartzo e preservaram porfiroclastos de quartzo e, principalmente, de plagioclásio (Figura 118).



**Figura 118** – Visão geral do milonito, onde destaca-se a presença de porfiroclastos de quartzo e de plagioclásio (Amostra VH-11H – nicól cruzado).

A sequência de cristalização do granitóide Ritápolis teve início com a formação de zircão, apatita, minerais opacos, allanita e granada já que boa parte destes apresentam contornos bem definidos e ocorrem como inclusões em outros minerais primários da rocha. Posteriormente, ocorreu a formação dos minerais essenciais, representados por plagioclásio, biotita<sub>1</sub>, quartzo e por final a microclina<sub>1</sub>.

A caracterização petrográfica também apontou que epidoto, clorita, titanita e biotita<sub>2</sub> constituem uma paragênese metamórfica. Neste sentido, admite-se que o epidoto, a clorita e a titanita advêm de reação metamórfica envolvendo biotita<sub>1</sub>. A existência de tal metamorfismo afetando as rochas do granitóide Ritápolis é atestada pela presença de uma fase deformacional impressa em suas rochas, sendo esta responsável pela geração de clivagem e pela formação de dobras apertadas (Figura 61).

Já microclina<sub>2</sub>, sericita, zoisita/clinozoisita, muscovita e os carbonatos são produtos de alteração do plagioclásio, ocorrendo sob a forma de nuvens destes minerais secundários substituindo os grãos de plagioclásio, enquanto a muscovita é gerada pelo metassomatismo da biotita<sub>1</sub>. Neste processo, a atuação de fluidos ricos em sódio e potássio permitiriam a cristalização de microclina<sub>2</sub> e sericita substituindo o plagioclásio; e de muscovita substituindo a biotita<sub>1</sub>. Já a formação de zoisita/clinozoisita estaria associada à desestabilização do plagioclásio durante este processo e a consequente liberação de cálcio.

A origem dos processos metassomáticos supracitados pode estar associada a liberação de fluidos pelas rochas do granitóide Ritápolis quando estas foram submetidas ao metamorfismo ou então, a fluidos tardi-magmáticos provenientes de corpos granitóides mais jovens que o granitóide Ritápolis. Porém, como tais corpos ainda não foram identificados, a hipótese de liberação de fluidos metassomatizantes a partir do metamorfismo do próprio corpo é mais plausível.

Na **tabela 18** se observa uma representação esquemática da ordem de cristalização e das transformações metamórficas e metassomáticas desenvolvidas nos minerais das rochas do granitóide Ritápolis.

**Tabela 18** – Ordem de cristalização e transformações metamórficas e metassomáticas dos minerais do granitóide Ritápolis.

Fase mineral	Cristalização ígnea	Metamorfismo	Metassomatismo
Allanita	■		
Apatita	■		
Zircão	■		
Minerais opacos	■		
Granada	■		
Biotita <sub>1</sub>		■	
Plagioclásio		■	
Quartzo		■	
Microclina <sub>1</sub>		■	
Titanita		■	
Biotita <sub>2</sub>		■	
Epidoto		■	
Clorita		■	
Zoisita/clinozoisita			■
Microclina <sub>2</sub>			■
Muscovita			■
Sericita			■
Carbonatos			■

## 8.8 – DIQUES DE DIABÁSIO

Costa (2010) e Guimarães (2010) individualizaram, em mapa, dois diques de diabásio de geometria tabular e espessura relativa entre 10 e 30 metros cortando as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e da fácies grossa do granitóide Ritápolis.

### 8.8.1 – ASPECTOS DE CAMPO

Durante o mapeamento geológico realizado para a confecção da presente monografia, foi identificado mais um dique de diabásio, representado por rochas bastante alteradas, que formam espessos saprólitos ou solos de coloração avermelhada, parecidos com o solo originado a partir da alteração das rochas anfíbolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes e diferente do solo claro oriundo do intemperismo do ortognaisse Resende Costa e do granitóide Ritápolis (Figura 119).





**Figura 119** – Diferença na cor do solo oriundo do intemperismo do ortogneisse Resende Costa (claro) e de um dique de diabásio (marrom).

Os diques de diabásio ocorrem principalmente sob a forma de blocos ou *boulders* arredondados (Figura 120), devido a processos de esfoliação esférica. São rochas afaníticas fortemente alteradas, onde não é possível identificar sua mineralogia (Figura 121).



**Figura 120** – Bloco arredondado de diabásio devido a processos de esfoliação esférica (Ponto VH-124).





**Figura 121** – Aspecto do diabásio alterado mostrando a impossibilidade de identificação de sua mineralogia (Ponto VH-124).

Não foram encontrados bons afloramentos deste litótipo, não sendo possível medir estruturas como o rumo do dique, porém a forma deste corpo em mapa apontou para um *strike* NW-SE, compatível com os diques mapeados por Guimarães (2010).

## 9 – METAMORFISMO

O estudo do metamorfismo procurou levar em conta os eventos já estabelecidos regionalmente por outros autores, os quais encontram-se sintetizados na **tabela 19**, compilada de Ávila *et al.* (2008).

**Tabela 19** – Características dos eventos tectono-deformacionais representados em rochas do cinturão Mineiro, Minas Gerais.

Idade do evento metamórfico	Fácies metamórfica	Paragênese	Rochas e processos envolvidos
Neoproterozóico entre 604 e 567 Ma (Sollner & Trouw, 1997; Trouw & Pankhurst, 1993)	Xisto verde (pressão alta) a anfibolito	Cianita + biotita + clorita + granada + cloritóide + quartzo + estauroлита (Ribeiro <i>et al.</i> , 1995)	Quartzitos, xistos e filitos das megassequências São João del Rei e Carandaí. Falhas e zonas de cisalhamento como reflexo nas rochas do embasamento.
Paleoproterozóico II entre 2131 e 2101 Ma (Ávila, 2000)	Xisto verde e/ou anfibolito inferior	Actinolita ± albita ± epidoto ± biotita ± titanita (Ávila, 1992; Silva, 1996).	Rochas dos <i>greenstones belts</i> Nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognaisses, trondhjemitos, granodioritos, granitos e dioritos do cinturão Mineiro.
Paleoproterozóico I entre 2250 e 2170 Ma	Anfibolito médio	Mg-Fe hornblenda + oligoclásio-andesina ± clorita ± epidoto ± biotita ± titanita ± ilmenita (Cherman, 1999; Toledo, 2002)	Anfibolitos, metakomatiitos, xistos, filitos, gonditos e quartzitos dos <i>greenstone belts</i> Nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognaisses do cinturão Mineiro.

As rochas mais antigas presentes no mapa confeccionado (**Anexo I – Mapa geológico**) são representadas pelos anfibolitos com clinopiroxênio (ca. 2360 Ma) (Ávila, informação verbal), os quais estão presentes na porção do mapa que foi compilada de Guimarães (2010) e Costa (2010). A paragênese metamórfica descrita por estes autores para as rochas desta unidade é representada por hornblenda + andesina (An<sub>40-42</sub>) + diopsídio + epidoto + titanita, apontando para metamorfismo em fácies anfibolito superior. Um evento metamórfico em fácies anfibolito superior que afete rochas desta idade ainda não havia sido descrito no cinturão Mineiro, devendo este estar posicionado antes do evento Paleoproterozóico I descrito por Ávila *et al.* (2008) (**Tabela 19**).

Não foram descritas lâminas do ortognaisse tonalítico Ramos, não sendo possível caracterizar sua paragênese mineral e a fácies metamórfica no qual se encontra.

O ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, com idade de  $2358 \pm 10$  Ma, apresenta uma paragênese metamórfica definida por epidoto + biotita + titanita + zoisita + clinozoisita + andesina ( $An_{32-43}$ ), enquanto os anfibolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes exibem hornblenda + andesina ( $An_{32-36}$ ) + titanita + clinozoisita (Guimarães, 2010). Tais associações mineralógicas descritas para os dois litótipos apontam para um evento metamórfico em fácies anfibolito inferior/médio, podendo este ser correlacionado com o evento paleoproterozóico I de Ávila *et al.* (2008) (Tabela 19).

A diferença entre a fácies metamórfica anfibolito superior observada nas rochas anfibolíticas com piroxênio e a fácies anfibolito inferior/médio identificada no ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e nos anfibolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes implica na necessidade de um evento metamórfico-deformacional de mais alta temperatura e de idade mais antiga que o evento Paleoproterozóico I.

Tanto o gnaisse granodiorítico (2146 Ma), quanto o granitoide Ritápolis (2121 Ma) possuem paragênese metamórfica definida por epidoto + titanita + biotita + zoisita + clinozoisita + sericita, indicando metamorfismo em fácies xisto verde, sendo este correlacionável ao metamorfismo do evento paleoproterozóico II. A tabela 20, que encontra-se a seguir, apresenta uma síntese do metamorfismo ocorrido na região estudada.

**Tabela 20** – Síntese dos eventos metamórficos ocorridos na região estudada.

Unidade litológica	Fácies metamórfica	Paragênese	Fases de deformação
Granitóide Ritápolis (2121Ma)	Xisto verde (Pulso 4)	Epidoto + titanita + biotita + zoisita + clinozoisita + sericita	D <sub>n+5</sub> (foliação fraca e dobras pontuais)
Gnaise granodiorítico (2146 Ma)	Xisto verde (Pulso 3)	Epidoto + titanita + biotita + zoisita + clinozoisita + sericita	D <sub>n+4</sub> (foliação do gnaise granodiorítico).
Anfibolitos do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes	Anfibolito inferior/médio (Pulso 2)	Hornblenda + andesina (An <sub>32-36</sub> ) + titanita + clinozoisita (Guimarães, 2010)	D <sub>n+3</sub> (foliação dos anfibolitos)
Ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (2358 ± 10 Ma)	Anfibolito inferior/médio (Pulso 2)	Epidoto + biotita + titanita + zoisita + clinozoisita + andesina (An <sub>32-43</sub> )	D <sub>n+3</sub> (foliação do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa).
Ortognaisse tonalítico Ramos	Sem análise petrográfica	Sem análise petrográfica	D <sub>n+2</sub> (dobras com plano axial NW-SE pontuais) D <sub>n+1</sub> (dobras com plano axial 012/70) D <sub>n</sub> (bandamento gnáissico)
Anfibolitos com clinopiroxênio (2360 Ma)	Anfibolito médio a superior (Pulso 1)	Hornblenda marrom + andesina (An <sub>40-42</sub> ) + diopsídio + epidoto + titanita	D <sub>n</sub> (foliação dos anfibolitos com piroxênio)



## 10 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A partir dos estudos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos foi possível estabelecer uma provável sequência estratigráfica entre as unidades estudadas. As rochas anfíbolíticas com piroxênio apresentam idade em torno de 2,36 Ga (Ávila *et al.*, 2011; Teixeira *et al.*, 2012) e paragênese metamórfica típica de fácies anfíbolito médio a superior. Um evento metamórfico compatível com tais condições de P<sub>x</sub>T estabelecidas ainda não foi caracterizado no cinturão Mineiro, devendo este estar situado cronologicamente antes do evento paleoproterozóico I proposto por Ávila *et al.* (2008).

Juntamente com as rochas anfíbolíticas com piroxênio, o ortognaisse tonalítico Ramos e o ortognaisse trondhjemítico Resende Costa foram interpretados como as unidades mais antigas da área mapeada, baseando-se, sobretudo, nos dados geocronológicos obtidos por Ávila *et al.* (2011) e Teixeira *et al.* (2012) que apontam idades siderianas para a formação dos mesmos. A geocronologia foi de fundamental importância para a determinação da cronoestratigrafia do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, tendo em vista a ausência de xenólitos e relações de corte, o que dificultava seu posicionamento estratigráfico, principalmente em relação às rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes. A paragênese metamórfica impressa nas rochas deste corpo aponta para condições P<sub>x</sub>T de fácies anfíbolito inferior/médio correlacionável ao evento paleoproterozóico I proposto por Ávila *et al.* (2008).

O posicionamento cronoestratigráfico do ortognaisse tonalítico Ramos foi realizado de acordo com as fases deformacionais presentes em suas rochas, que parecem não estar impressas nas outras unidades mapeadas.

A semelhança megascópica das rochas do gnaisse granodiorítico com as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa apontou, inicialmente, que o primeiro corpo poderia corresponder a um apófise do segundo. Porém, os estudos petrográficos e geoquímicos estabeleceram que as rochas do gnaisse granodiorítico variam de hololeucocráticas a leucocráticas, plotam no campo dos granodioritos no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) e no campo dos tonalitos no diagrama triangular dos feldspatos normativos (O'Connor, 1965), enquanto as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa são hololeucocráticas e caem no campo dos tonalitos e dos trondhjemitos nos respectivos diagramas. Além disso, o gnaisse granodiorítico apresenta xenólitos de rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e sua idade é de 2146Ma, o que contrasta com a ausência de xenólitos do *greenstone belt* Rio das Mortes e a idade de 2360 Ma do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa. Dessa forma,

propõe-se a individualização entre estes dois litótipos, dados os diferentes aspectos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos entre suas rochas.

Quanto ao granitóide Ritápolis foram encontrados diques correlatos ao mesmo cortando as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes, do ortognaisse tonalítico Ramos e do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa, bem como xenólitos centimétricos de rochas anfibolíticas relacionadas ao *greenstone belt* Rio das Mortes. Foram caracterizados ainda, diques de diabásio cortando as rochas do referido corpo. Além disso, as rochas do granitóide Ritápolis apresentam estruturas deformacionais incipientes, contrastando com a forte foliação presentes nos outros corpos da área mapeada.

Dessa forma, torna-se evidente o posicionamento temporal do granitóide Ritápolis na estratigrafia da região mapeada, sendo o mesmo mais novo que todas as outras unidades de mapeamento, excetuando-se os diques de diabásio, que cortam as suas rochas.

A proximidade geográfica e a possibilidade de correlação entre o ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e as rochas da suíte TTG Lagoa Dourada, estudadas por Seixas *et al.* (2012) levaram a confecção de diagramas geoquímicos comparando as rochas das duas unidades (Figuras 122 a 127). Nas tabelas 21, 22 e 23 se encontram as análises químicas das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada (Seixas *et al.*, 2012), que foram utilizadas no presente trabalho.

**Tabela 21** - Análises químicas (% em peso) dos elementos maiores das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada (Seixas *et al.*, 2012).

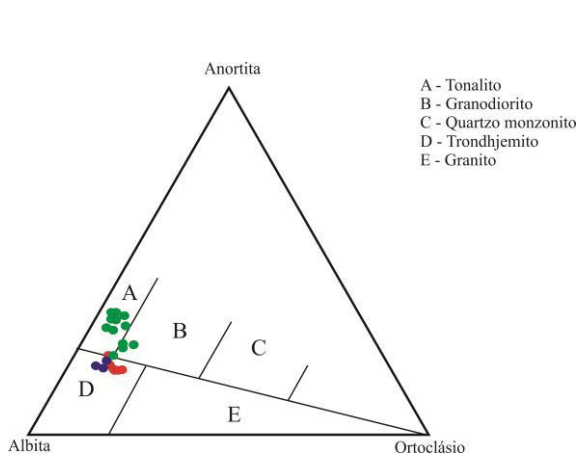
	LD1A	LD2A	LD2B	LD3A	LD3B	LD4A	LD4B	LD4C	LD5A	LD5B	LD5C	LD1D
SiO <sub>2</sub>	62,19	63,4	63,59	66,7	67,77	66,86	68,65	69,99	71,29	72,66	71,05	64
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,75	0,78	0,47	0,47	0,53	0,46	0,47	0,33	0,33	0,27	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,56	16,54	16,67	16,62	16,46	16,25	15,87	15	14,91	14,6	15,57	16,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	6,22	5,52	5,55	3,67	3,58	4,46	3,75	4,07	3,07	3,01	2,67	5,08
MnO	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05
MgO	2,25	1,92	1,92	1,2	1,15	1,32	1,16	1,18	0,84	0,8	0,62	1,66
CaO	5,72	5,32	5,41	4,18	4,24	4,27	4,22	3,95	3,31	3,29	3,27	4,7
Na <sub>2</sub> O	4,85	4,82	4,67	5,24	5,07	4,95	4,76	4,43	4,43	4,23	4,9	4,78
K <sub>2</sub> O	0,34	0,61	0,51	1,06	1,08	0,63	0,48	0,56	1,16	1,2	1	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,21	0,25	0,14	0,16	0,17	0,15	0,16	0,11	0,12	0,1	0,25
LOI	0,50	0,70	0,67	0,60	0,50	0,40	0,40	0,10	0,40	0,52	0,40	0,70
Total	99,81	99,86	100,08	99,93	100,53	99,90	99,95	99,97	99,91	100,80	99,90	99,78

**Tabela 22** - Análises químicas (em ppm) dos elementos traços das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada (Seixas *et al.*, 2012)..

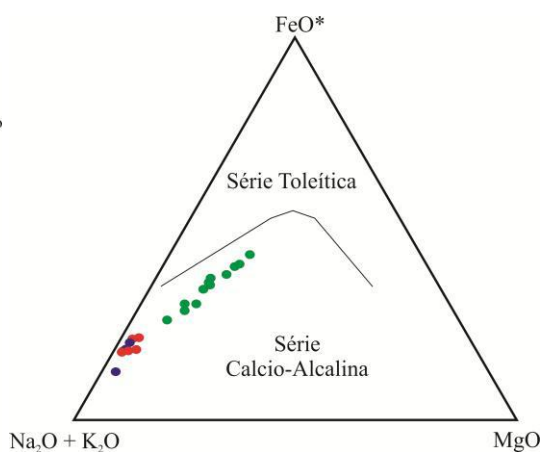
	LD1A	LD2A	LD2B	LD3A	LD3B	LD4A	LD4B	LD4C	LD5A	LD5B	LD5C	LD1D
Ba	98	145	148	244	243	131	113	120	198	188	217	422
Rb	4	10	11	23	22	9	30	56	23	22	23	29
Sr	466	461	452	366	361	400	390	375	343	323	367	650
Y	11	9	11	8	8	5	5	6	8	6	6	11
Zr	182	221	261	129	170	154	173	160	155	140	154	190
Nb	8,2	6,9	7	5,6	5	8,3	6,8	7,3	6,8	6	5,2	4,5
Th	0,2	1	0,7	1,9	1,8	1,3	2,6	2,4	2,5	2	2,6	9,9
Ni	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	91	53	60	55	52	51	40	42	30	29	17	113
Sc	9	8	8	5	5	4	4	4	3	3	2	7
Hf	4,3	5,1	5,3	3,3	3,8	3,9	4,2	4,6	4,3	3,3	3,7	4,6
Ta	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,9	0,9	0,5	0,2
U	0,3	0,3	0,3	0,6	0,5	0,7	0,4	0,5	1,1	0,8	0,7	0,8

**Tabela 23** - Análises químicas (em ppm) dos elementos terras raras das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada.

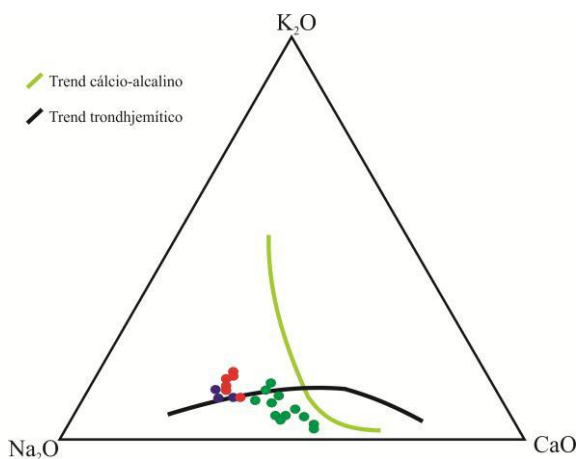
	LD1A	LD2A	LD2B	LD3A	LD3B	LD4A	LD4B	LD4C	LD5A	LD5B	LD5C	LD1D
La	14,8	11,9	14	11,6	12,6	14,5	28,8	25,7	13,7	13	16,3	26,7
Ce	29,6	25,6	27,4	25	24,4	28,3	52,2	45,2	27,6	24	31,1	64,8
Pr	3,97	3,21	3,87	2,8	3,07	2,99	5,25	4,62	2,97	2,98	3,23	6,33
Nd	17,1	13,8	13,4	10,9	10,4	10,7	18,6	16,7	10,9	9,4	11,3	25,4
Sm	3,44	2,77	2,8	2,14	2,2	1,82	2,6	2,4	1,82	1,7	1,86	4,25
Eu	1,19	1,02	1,1	0,8	0,94	0,88	1,02	0,93	0,76	0,84	0,67	1,28
Gd	2,96	2,35	2,6	1,93	1,9	1,51	1,41	1,5	1,47	1,4	1,44	3,34
Tb	0,44	0,36	0,35	0,29	0,3	0,21	0,19	0,2	0,24	0,2	0,22	0,43
Dy	2,19	1,76	1,9	1,5	1,5	1	0,87	1,03	1,17	1,2	1,06	2,05
Ho	0,41	0,34	0,35	0,27	0,3	0,19	0,16	0,17	0,24	0,23	0,2	0,35
Er	1,09	0,91	1	0,7	0,8	0,49	0,38	0,44	0,67	0,6	0,56	0,89
Tm	0,15	0,13	0,13	0,1	0,11	0,07	0,06	0,06	0,1	0,09	0,08	0,13
Yb	1	0,79	0,8	0,67	0,65	0,45	0,42	0,48	0,67	0,6	0,57	0,83
Lu	0,14	0,11	0,125	0,1	0,105	0,07	0,05	0,08	0,11	0,09	0,08	0,12



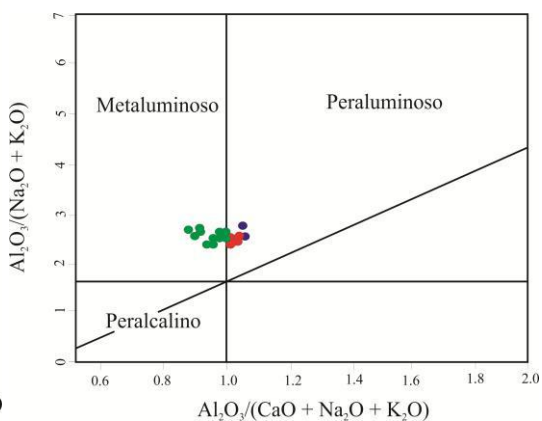
**Figura 122**



**Figura 123**



**Figura 124**



**Figura 125**



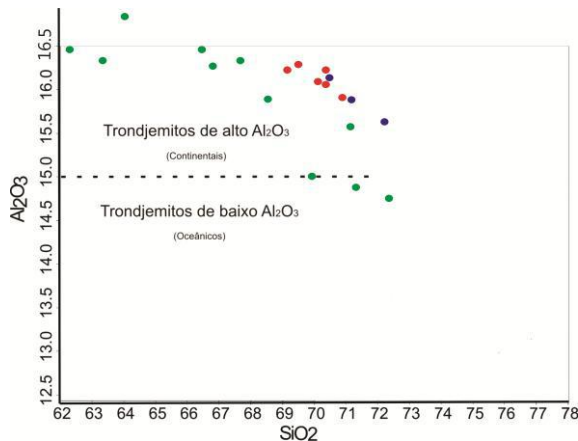


Figura 126

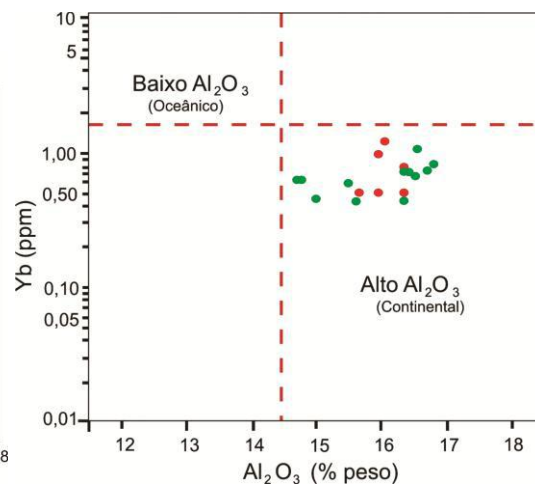


Figura 127

- Amostras Seixas *et al.* 2012
- Ortognaisse Resende Costa ( fácies média/grossa)
- Ortognaisse Resende Costa ( fácies média/fina)

**Figuras 122 a 127:** Diagramas comparativos entre as rochas do ortognaisse trondhjêmico Resende Costa e as rochas da suíte TTG Lagoa Dourada. **Figura 122:** An-Ab-Or (O'Connor, 1965). **Figura 123:** AFM (Irvine & Baragar, 1971). **Figura 124:** CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (Barker & Arth, 1976). **Figura 125:** Índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989). **Figura 126:** Diagrama de separação dos trondjemitos de alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e de baixo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Barker *et al.*, 1976) **Figura 127:** Diagrama de separação dos trondjemitos de alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e de baixo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Arth, 1979).

As principais diferenças observadas entre os trondjemitos paleoproterozóicos análogos a adakitos estudados por Seixas *et al.* (2012) e o ortognaisse trondhjêmico Resende Costa são representadas nos diagrama de O'Connor (1965) e no diagrama de Maniar & Picolli (1989). No primeiro, os análogos a adakitos plotam no campo dos tonalitos, enquanto as rochas do ortognaisse trondhjêmico Resende Costa plotam no campo dos trondjemitos. No segundo, os análogos a adakitos são metaluminosos, enquanto as rochas do ortognaisse trondhjêmico Resende são peraluminosas. A diferença em relação ao índice de aluminosidade aponta para uma possível presença de hornblenda nas rochas análogas a adakitos, bem como para a diferença no seu magma progenitor em relação ao magma que originou o ortognaisse trondhjêmico Resende Costa. Além destas diferenças, destaca-se também os teores de MgO mais elevados nas rochas da suíte TTG Lagoa Dourada (MgO entre 0,62 e 2,25) em relação as rochas do ortognaisse trondhjêmico Resende Costa (MgO entre 0,2 e 0,44). Segundo Martin (1999) e Martin (2004), tais valores de MgO são compatíveis com o proposto para as rochas adakíticas, o que evidencia a contaminação mantélica sofrida pelos trondjemitos da suíte TTG Lagoa Dourada.

Apesar das diferenças supracitadas, propõe-se o enquadramento das rochas do ortognaisse trondhjêmico Resende Costa na suíte TTG Lagoa Dourada, tendo em vista a semelhança de idade entre os dois (2358 ±10 Ma para o ortognaisse trondhjêmico

Resende Costa e  $2356 \pm 3$  Ma para as rochas da suíte TTG Lagoa Dourada), a afinidade química entre as suas rochas e a semelhança de modelo genético entre trondhjemitos paleoproterozóicos típicos e trondhjemitos paleoproterozóicos correlatos a adakitos.

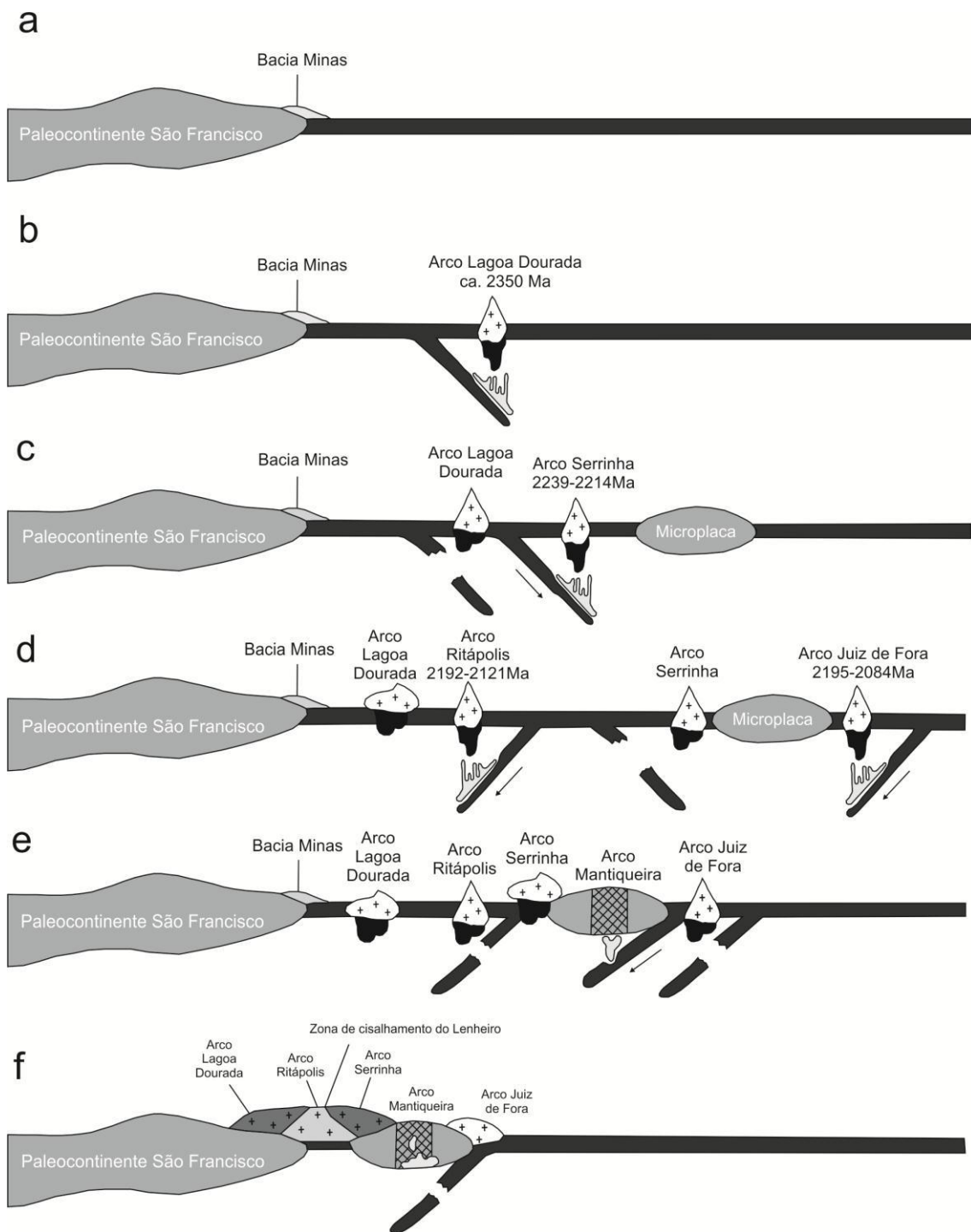
A partir dos dados obtidos, a proposição de um modelo para explicar a gênese do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa envolveria quatro estágios:

- i) o cráton do Paramirim sofre desestabilização durante o neoarqueano, sendo afetado por processos de rifteamento que culminam na formação de uma bacia de margem passiva (bacia Minas) e na geração de uma crosta oceânica (Figura 128 – estágio a);
- ii) durante o sideriano, parte da crosta oceânica gerada no processo descrito acima se torna fria e densa, se desestabiliza, entra em subducção e forma um arco intra-oceânico, denominado arco “Lagoa Dourada” (Figura 128 – estágio b);
- iii) conforme o modelo para a gênese de trondhjemitos explicitado no capítulo 7 da presente monografia, as rochas máficas da crosta oceânica que são subductadas sofrem metamorfismo, se transformam em anfíbolito e sofrem processos de fusão parcial, gerando um magma trondhjemítico (rico em  $\text{Na}_2\text{O}$ , cuja cristalização seria controlada pela formação de hornblenda e plagioclásio, principalmente);
- iv) este magma evolui, deixando um restito composto por hornblenda e Ca-plagioclásio e um magma rico em Na-plagioclásio. Dessa forma, o líquido gerado e removido apresentaria composição trondhjemítica e sua depleção nos ETRP seria explicada pelo elevado coeficiente de partição deste elementos na hornblenda do restito.

Sugere-se que a crosta oceânica subductada e metamorfisada que originou o magma progenitor do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa seja correlata às rochas anfíbolíticas com piroxênio, já que estes corpos apresentam idades de formação bem próximas, em torno de 2,36 Ga. A diferença entre a fácies metamórfica anfíbolito médio a superior das rochas anfíbolíticas com piroxênio e anfíbolito inferior a médio do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa pode ser explicada pela posição crustal que estes litótipos ocupavam durante o metamorfismo, já que por se tratar de crosta oceânica subductada, as primeiras podem ter atingido temperaturas maiores durante a sua acreção ao terreno que contém as rochas do arco “Lagoa Dourada”.

A hipótese sugerida acima, onde ocorreria fusão parcial direta da crosta oceânica subductada (*slab melting*) ao invés de metassomatismo mantélico pressupõe que as condições geotérmicas da Terra seriam suficientes para realizar tal fusão e que a crosta subductada seria jovem e quente. Situações como esta foram propostas para corpos meso-cenozóicos por Drummond & Defant (1996) e Martin (1986).

Entendido como tal, o modelo genético para as rochas do ortognaisse trondhjêmico Resende Costa e das rochas da suíte TTG Lagoa Dourada implicaria na existência de um arco magmático sideriano, com magmatismo de caráter trondhjêmico a cerca de 2350 Ma na borda meridional do cráton São Francisco. Tal arco foi proposto por Seixas *et al.* (2012), sendo esquematizado na presente monografia a partir da proposição de mudanças no modelo de Ávila *et al.* (2010) (Figura 128). Este modelo se baseia na proposição de uma evolução tectônica policíclica baseada na colagem de sucessivos arcos magmáticos durante o Riachão, tipificados pelos arcos intra-oceânicos Serrinha (Figura 128 – estágio c) e Ritápolis (Figura 128 – estágio d); que apresentam idades de 2,22-2,2 Ga e 2,16-2,12 Ga, respectivamente. Além dos arcos Ritápolis e Serrinha, o arco magmático continental Mantiqueira (Figura 128 – estágio e) e o arco intra-oceânico Juiz de Fora (Figura 128 – estágio c) se desenvolveram a sudeste do cinturão Mineiro e foram incorporados diacronicamente na borda do paleocontinente São Francisco entre 2,137 Ga e 2,04 Ga (Figura 128 – estágio f). Estes últimos encontram-se expostos como *inliers* ao longo da faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2010).



**Figura 128** – Evolução da borda meridional do cráton São Francisco mostrando a formação dos arcos magmáticos “Lagoa Dourada”, Ritápolis e Serrinha e a colisão com os arcos Mantiqueira e Juiz de Fora (Modificada de Ávila *et al.*, 2010).



## 11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmin F.F. & Marshak S., 1998 – Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, Amsterdam, **90**(1):29-58.

Alkmin F.F., 2004 O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (orgs.). *In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, p. 17-35.

Almeida F.F.M., Hasuy H., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, *Atas*, p.363-391..

Arth J.G., Barker F., 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, **4**:534-536.

Arth J.G., 1979. Some trace elements in trondhjemites-their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In: Barker, F. (ed.). Trondhjemites, dacites and related rocks*. New York, Elsevier, p.123-132.

Ávila C.A. & Valença J.G., 1992. Rochas intrusivas pré-cambrianas na região de São João del Rei, Minas Gerais. Unidade metadiorítica Ibitutinga, definição, posicionamento estratigráfico e características petrográficas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, *Atas*, p.59-60.

Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 401 p.

Ávila C.A., Teixeira W., Pereira R.M. 2004. Geologia e petrografia do Quartzo Monzodiorito Glória, cinturão Mineiro, porção sul do cráton São Francisco, Minas Gerais. Rio de Janeiro. *Arquivos do Museu Nacional*, **62**:83-98.

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Barrueto H.R., Pereira R.M., Martins V.T.S., Danyi L. 2006. The Glória quartz-monzodiorite isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**: 543-556.

Ávila C.A., Cherman A.F., Valença J.G. 2008. Metamorfismo paleoproterozóico do cinturão Mineiro: Considerações petrográficas a partir dos dioritos Brumado e Rio Grande. *Arquivos do Museu Nacional*, **66**(3-4): 631-660.

Ávila C.A., Teixeira W, Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 464-482.

Ávila C. A., Teixeira W., Dussin I., Bongioiolo, E. M., Souza V. H. P. Implicação tectônica da caracterização geoquímica e da idade sideriana do ortognaisse Resende Costa, Estado de Minas Gerais. 2011. *In: Simpósio de Geologia do Sudeste*, 1, *Atas*, p.

Barker F., Arth J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.

Barker F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. *In: Barker, F. (ed.). Trondhjemites, dacites and related rocks*. New York, Elsevier, p.1-12.

Campos J.C.S. 2004. *O lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: evidências geológicas, geoquímicas (Rocha Total) e geocronológicas (U-Pb)*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 190p.

Cherman A.F. 2004. *Geologia e petrografia de áreas dos greenstone belt Rio Capivari-Rio das Mortes e Itumirim-Tiradentes e rochas granitóides associadas entre Nazareno e Lavras, Minas Gerais*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 161p.

Condie K.C. 1986. Origin and early growth rate of continents. *Precambrian research*, **14**:125-132.

Costa L.B.F. 2010. *Geologia da porção nordeste do granitóide Ritápolis entre Resende Costa e Ritápolis, estado de Minas Gerais*. Monografia de graduação, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 101 p.

Defant M.J., Drummond M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**:662-665.

Didier J. & Barbarin B.1991. The different types of enclaves in granites – Nomenclature. *In: Didier J. & Barbarin B. (eds.) Enclaves and Granite Petrology*. Netherlands, Elsevier, p.19-23.

Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K., 1996. The petrogenesis of slab derives trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**:205-215.

Guimarães E.H.A. 2010. *Anfibolitos do greenstone belt Rio das Mortes e diques de metagabro-diabásio da região de Resende Costa, estado de Minas Gerais*. Monografia de graduação, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 100 p.

Harker A. 1909. The natural history of igneous rocks. *London: Methuen*, 384 p.

Heilbron M., Duarte B.P., Valeriano C.M., Simonetti A., Machado N., Nogueira J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, **178**: 136-148.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.

Janousek V., Farrow C. M. & Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**(6): 1255-1259.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova J., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmidt R., Sorensen H., Woolley A.R. 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Cambridge University Press, Cambridge*, 252 pp.

Maniar P.D., Picolli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.

Martin H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction zone magmas. *Geology*, **14**:753-756.

Martin H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, **46**: 411-429.

Martin H., Moyen J.F., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, **30**(4):319-322.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. 2004. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**:1-24.

Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim.Cosmochim.Acta.*, **38**:757-775.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implication of Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78.

O'Connor J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Prof.*, **525**(2):79-84.

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

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindall A. G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Geology*, **25**(4):956-983.

Peccerillo R. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamou area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **58**(1):63-81.

Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):376-415.

Pires F.R.M. 1978. The Archean greenstone belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **59**: 599-600.

Pires F.R.M., Porto Jr. R. 1986. A mineralização de Sn-Ta-Li e o Granito Santa Rita, São João Del Rei, Minas Gerais. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia Goiás, 1, *Atas*, p.43.

Quémeneur J.J.G. & Baraud E.R. 1982. Geologia da área pegmatítica de São João del Rey, Minas Gerais, Brazil. In: SBG, Congresso latino Americano de Geologia da Argentina, 5, *Atas*, p.39-53.

Ribeiro A., Trow R.A.J., Andreis R.R., Paciullo F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 235-248.

Seixas L.A.R., David J., Stevesnsson R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research*, **196-197**: 61-80.

Silva M.A. 1996. *Geologia e petrografia do corpo metagabroico pré-cambriano de São Sebastião da Vitória, Minas Gerais*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 125p.

Sollner F. & Trow R.A.J. 1997. The Andrelandia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-transamazonian sequence south of the San Francisco Craton: Evidence from U-Pb dating on zircons of a Metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**: 21-28.

Souza A.N. 2007. *Mapeamento faciológico do Granitóide Ritópolis e geoquímica preliminar da fácies média, região de Ritópolis – Cassiterita – São Tiago, Minas Gerais*. Monografia de graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 71p.

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

Spry A. 1969. *Metamorphic Texture (first edition)*. Austrália. Pergamo Press, 350p.

Teixeira W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de doutorado, Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, 207p.



- Teixeira W.; Cordani U.G.; Nutman A.P.; Sato K. 1998. Poliphase archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, southern São Francisco Cráton, Brazil: shrimp and U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Science*, **11**(3):279-289.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of early proterozoic crustal evolution in the San Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**(1): 1-22.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr, Nd isotope constrains on the archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**(1/3): 151-164.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the San Francisco Craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p.101-137.
- Teixeira W., Ávila C.A., Cordani U.G., Martin V.T.S., Valença J. 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco, 3, *Atas*, p.174-177.
- Teixeira W., Ávila C.A., Nunes L.C. 2008. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **8**(1):53-74.
- Teixeira W., Ávila C. A., Souza V. H. P., Dussin, I., Bongioiolo, E. M., Rigueti, A. L. ; Pinho R. E. 2012. Caracterização de arco magmático sideriano no cinturão Mineiro a partir do ortognaisse Resende Costa e rochas coevas. In: SBG, 46º Congresso Brasileiro de Geologia, *Atas*, 1., p. 1-2.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*., **18**:49-107.
- Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no greenstone belt Barbacena, na região de Nazareno, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 307p.
- Trouw R.A.J. & Pankhust R.J., 1993. Idades radiométricas ao sul do cráton do São Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio sobre o cráton do São Francisco, 2, *Anais*, p.260-262.
- Ulbrich H.H.G.J., Vlach S.R.F., Janasi V.A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2):163-172.
- Vasques F.S.G. 2009. Mapeamento geológico, petrografia, geoquímica das rochas anfíbolíticas do greenstone belt Rio das Mortes e estudo de diques metabásicos e de gabro-diabásio, região de Cassiterita – Ritópolis, estado de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 109p.

Williams H., Turner F., Gilbert C.M.1982. *Petrography (Second Edition)*. San Francisco, W.H.Freeman and Company. 626p.

Yardley B.W.D. 1989. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 432 p.



057000 057200 057400 057600 057800 058000 058200 058400 058600



# Anexo I Mapa Geológico

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
AUTOR: Victor Hugo Proença Souza

Orientador: Ciro Alexandre Ávila; Co-orientador:  
Everton Marques Bongioiolo

## LEGENDA

- Cidade de Resende Costa
- Traço de seção geológica

### Coluna cronoestratigráfica

#### Granitóide Ritápolis

- Fácies grossa
- Fácies média (2121 ± 7 Ma)
- Fácies média foliada
- Gnaise granodiorítico (2146 ± 5 Ma)

#### Greenstone belt Rio das Mortes

- Filitos
- Gondito
- Quartzito
- Biotita granada xisto
- Anfibolitos

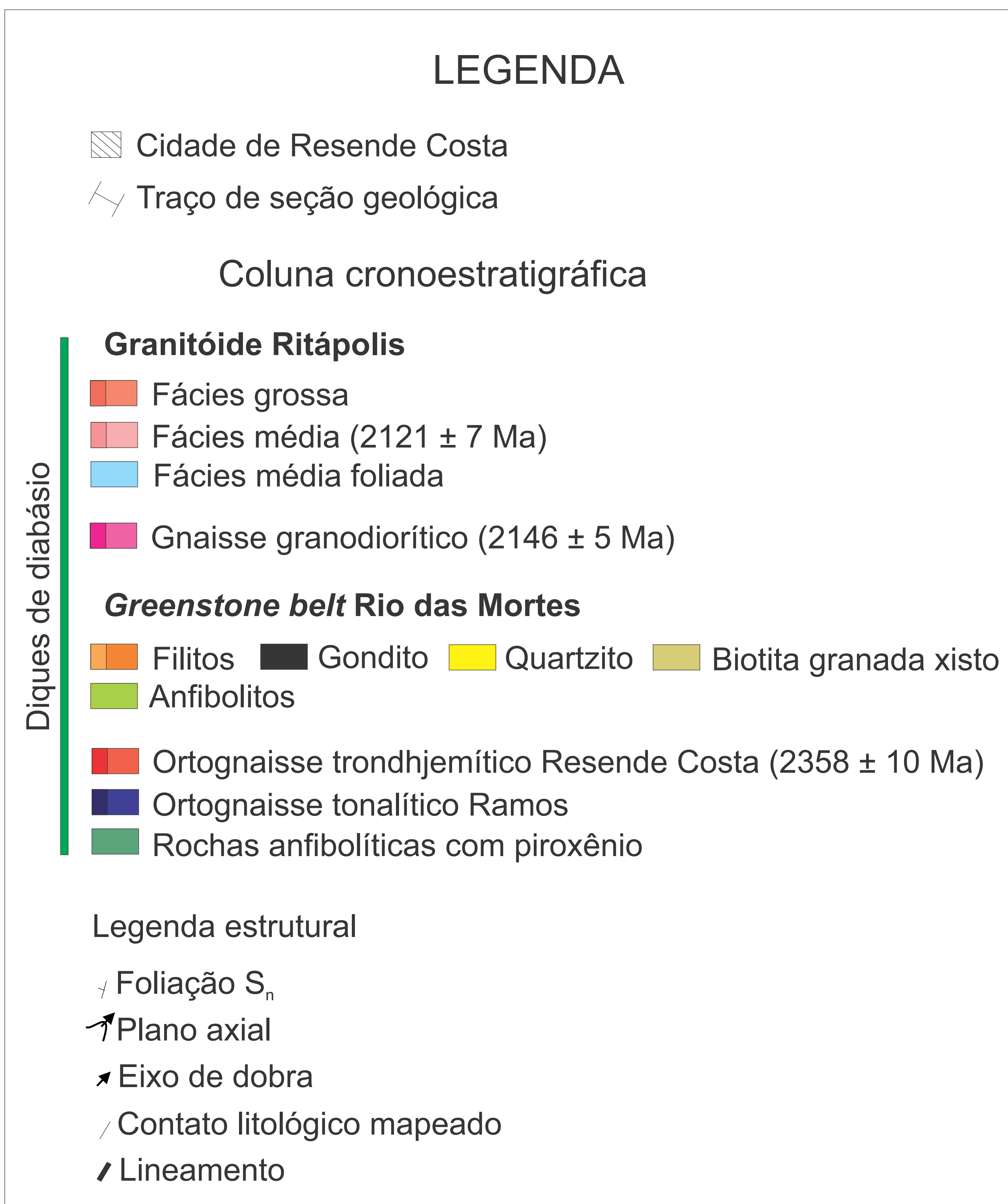
- Ortognaisse trondhjemitico Resende Costa (2358 ± 10 Ma)

- Ortognaisse tonalítico Ramos

- Rochas anfibolíticas com piroxênio

#### Legenda estrutural

- Foliação  $S_n$
- Plano axial
- Eixo de dobra
- Contato litológico mapeado
- Lineamento

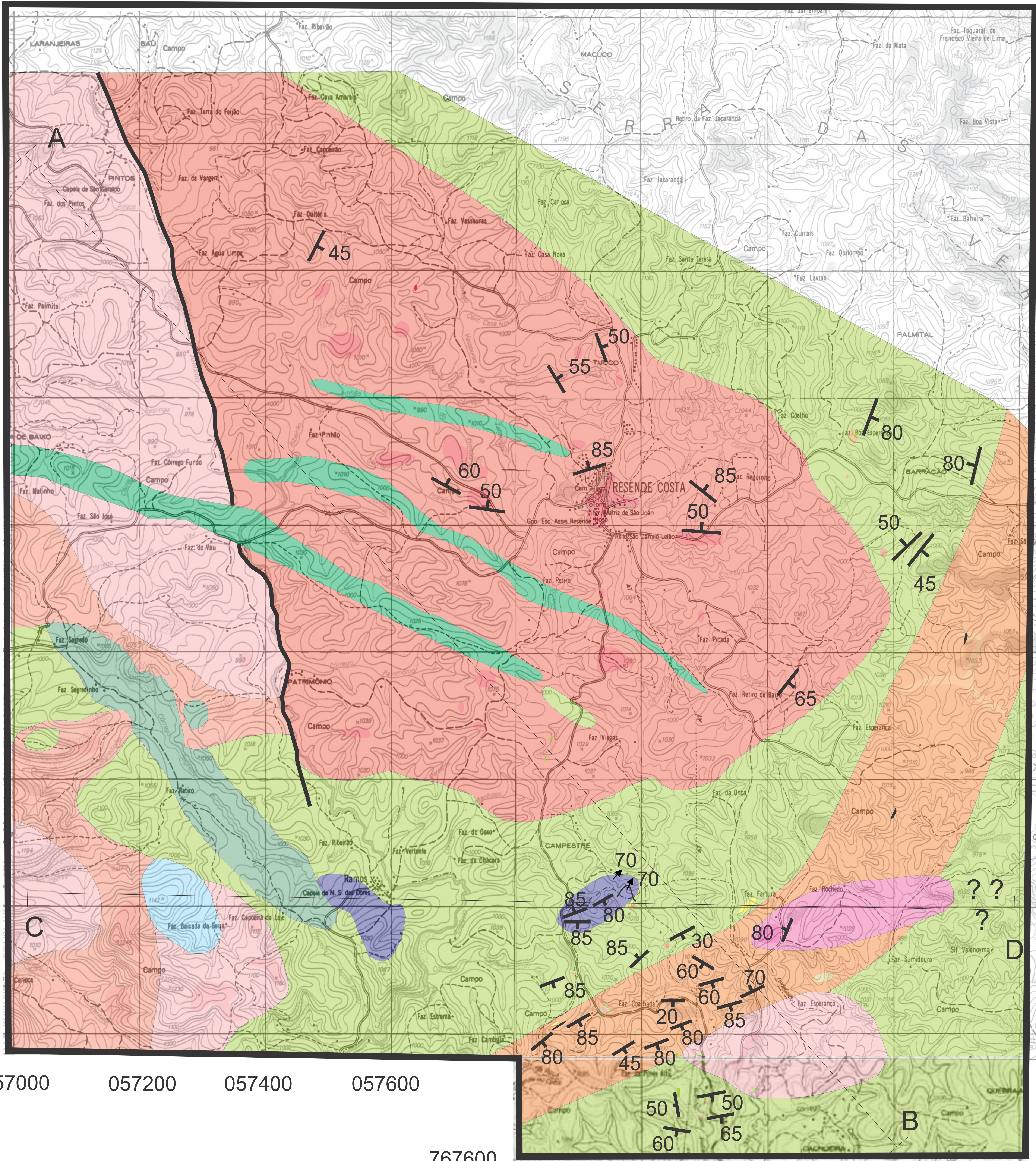
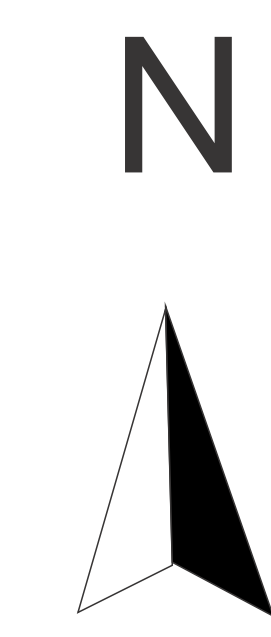


769400  
769200  
769000  
768800  
768600  
768400  
768200  
768000  
767800

769400  
769200  
769000  
768800  
768600  
768400  
768200  
768000  
767800

057000 057200 057400 057600

057800 058000 058200 058400 058600





057000 057200 057400 057600 057800 058000 058200 058400 058600



# Anexo II Mapa de pontos

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
AUTOR: Victor Hugo Proença Souza

Orientador: Ciro Alexandre Ávila; Co-orientador:  
Everton Marques Bongioiolo

## LEGENDA

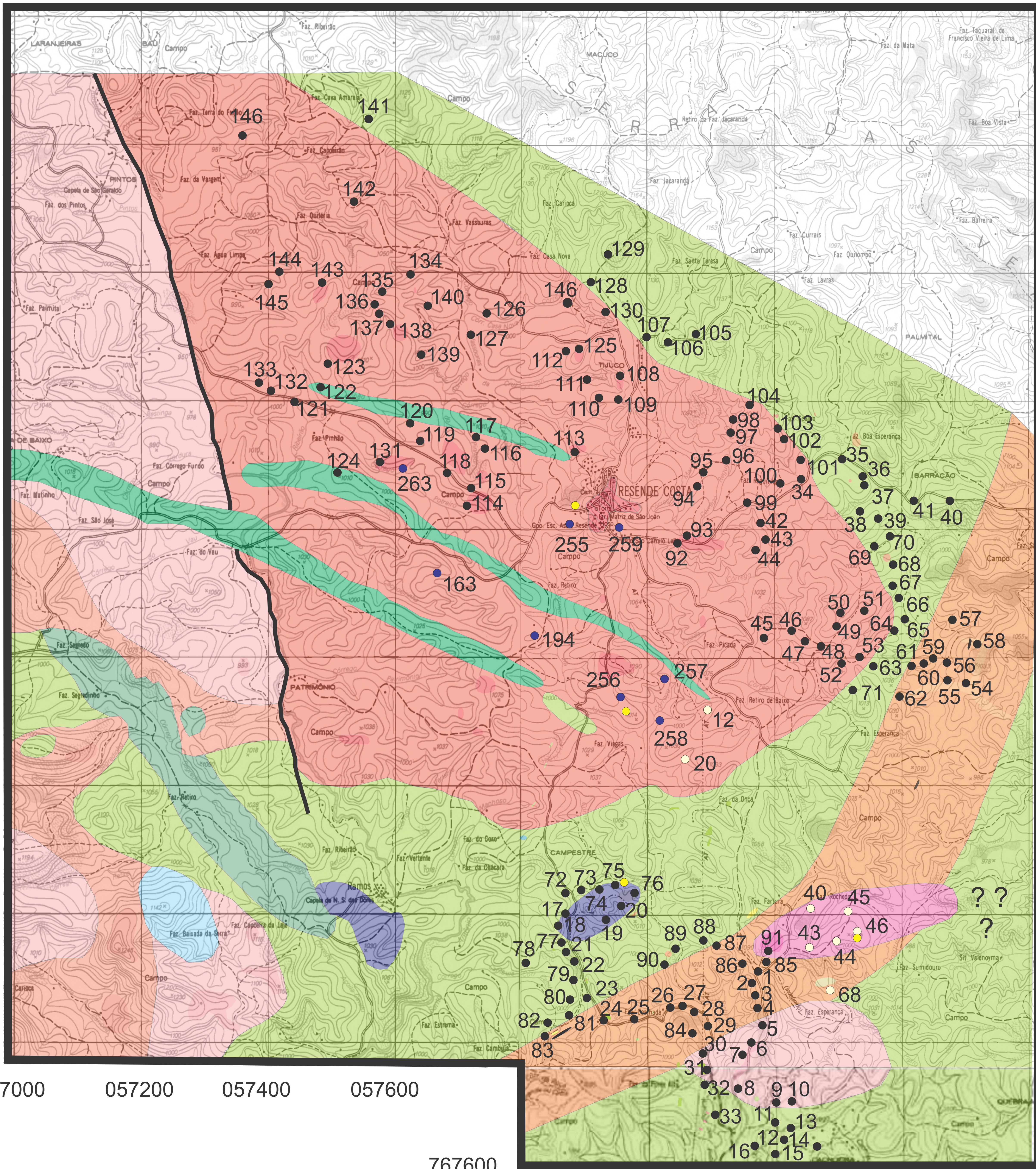
- Cidade de Resende Costa
- Pontos com amostragem geocronológica
- Pontos com amostragem geoquímica
- Pontos RF
- Pontos EL

### Coluna cronoestratigráfica

- Granitóide Ritápolis**
- Fácies grossa
  - Fácies média (2121 ± 7 Ma)
  - Fácies média foliada
  - Gnaiss granodiorítico (2146 ± 5 Ma)
- Greenstone belt Rio das Mortes**
- Filitos
  - Gondito
  - Quartzito
  - Biotita granada xisto
  - Anfibolitos
- Diques de diabásio**
- Ortognaisse trondhjemitico Resende Costa (2358 ± 10 Ma)
  - Ortognaisse tonalítico Ramos
  - Rochas anfibolíticas com piroxênio

### Legenda estrutural

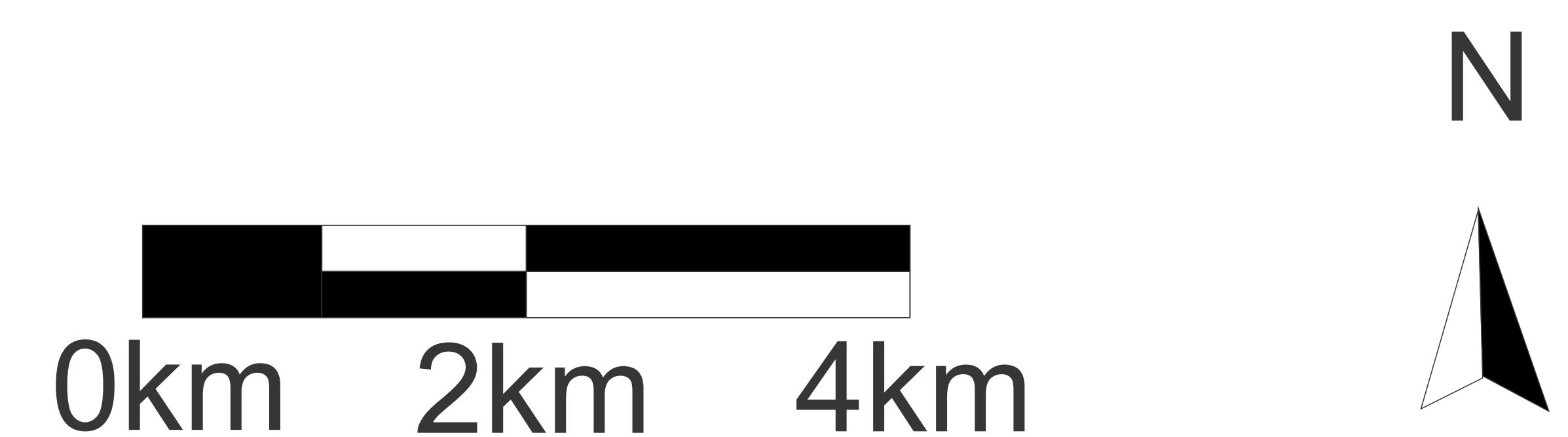
- Contato litológico mapeado
- Lineamento



057000 057200 057400 057600

767600

057800 058000 058200 058400 058600



0km 2km 4km





# Anexo III

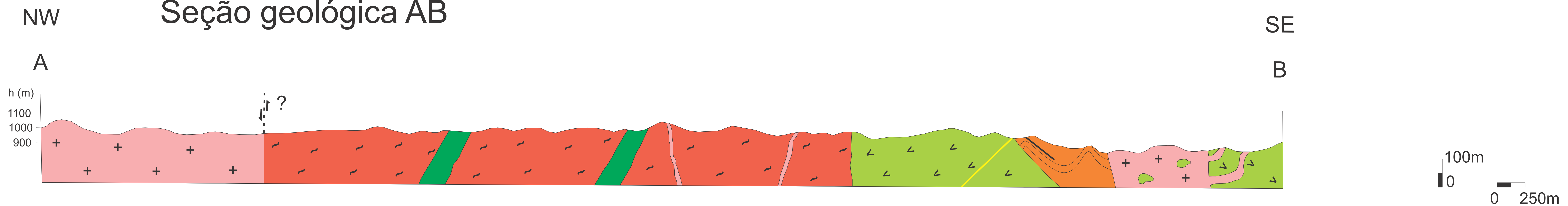
## Seções geológicas



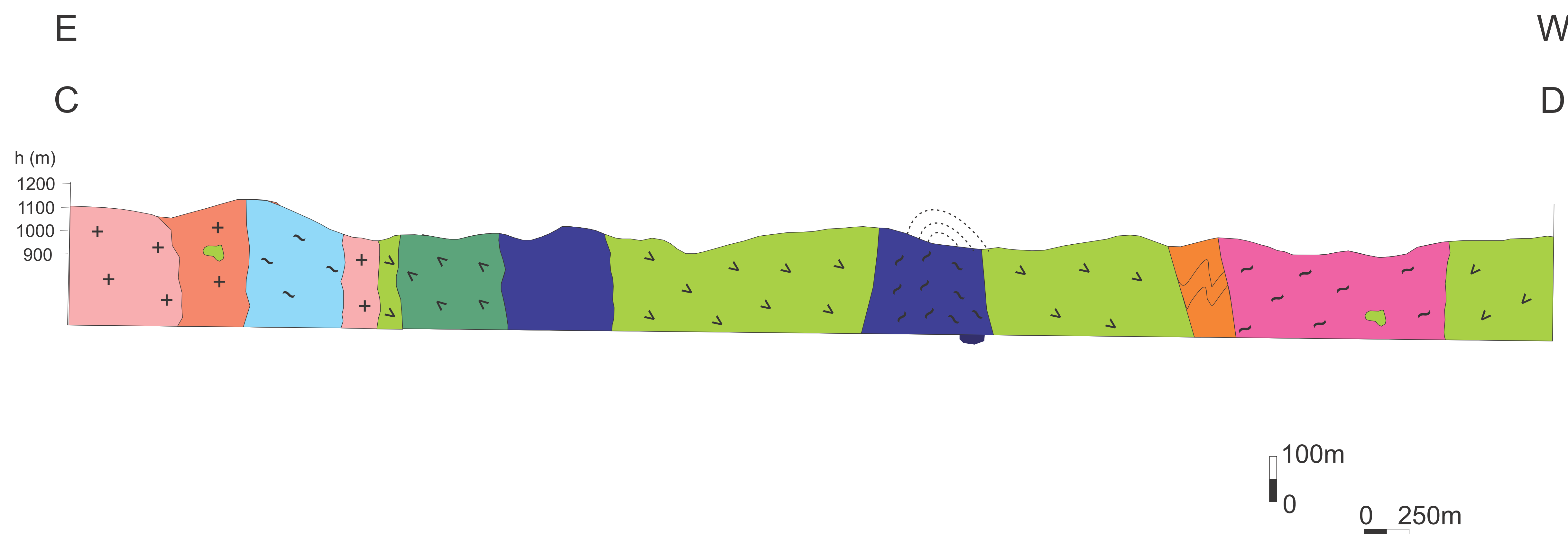
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
AUTOR: Victor Hugo Proença Souza

Orientador: Ciro Alexandre Ávila; Co-orientador:  
Everton Marques Bongioiolo

### Seção geológica AB



### Seção geológica CD



### LEGENDA

Falha geológica Dobras

Coluna cronoestratigráfica

#### Granitóide Ritápolis

- Fácies grossa
- Fácies média (2121 ± 7 Ma)
- Fácies média foliada
- Gnaise granodiorítico (2146 ± 5 Ma)

#### Greenstone belt Rio das Mortes

- Filitos
- Gondito
- Quartzito
- Biotita granada xisto
- Anfibolitos

- Ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (2358 ± 10 Ma)
- Ortognaisse tonalítico Ramos
- Rochas anfibolíticas com piroxênio

Diques de diabásio