



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 E
GEOQUÍMICA PRELIMINAR DO ORTOGNÁISSE
GRANODIORÍTICO RIBEIRÃO DOS MOSQUITOS**

FELIPE GRIPP VIEIRA DE MENEZES GUERRA

ORIENTADORES: Prof. Ciro Alexandre Ávila
(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional – UFRJ)

Prof. Everton Marques Bongiolo
(Departamento de Geologia – Instituto de Geociências – CCMN – UFRJ)

PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia
(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)

**NOVEMBRO, 2014
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 E
GEOQUÍMICA PRELIMINAR DO ORTOGNÁISSE
GRANODIORÍTICO RIBEIRÃO DOS MOSQUITOS**

FELIPE GRIPP VIEIRA DE MENEZES GUERRA

APROVADA EM 02 DE DEZEMBRO DE 2014 POR:

Orientador: Dr. Ciro Alexandre Ávila (Museu Nacional)

Co-orientador: Dr. Everton Marques Bongiolo (UFRJ)

Rudolph Allard Johannes Trouw (UFRJ)

Beatrix Pascoal Duarte (UERJ)

**DEZEMBRO, 2014
RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL**

FICHA CATALOGRÁFICA

GUERRA, Felipe Gripp Vieira de Menezes Guerra

MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR DO ORTOGNASSE GRANODIORÍTICO RIBEIRÃO DOS MOSQUITOS

XVII, 113 p., 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ, Monografia de Graduação, 2014).

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

Anexo I- Mapa Geológico

Anexo II - Mapa de Pontos

1 – Ortognaisse

2 – Paleoproterozoico

3 – Petrografia

4 – Geoquímica

5 – Cinturão Mineiro

6 – Cráton São Francisco

I – IGEO/UFRJ

II – Título (série)

RESUMO

Guerra, F.G.V.M. **Mapeamento Geológico, petrografia e geoquímica preliminar do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.** Ano 2014, XVII, 113p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A borda meridional do Cráton do São Francisco vem sendo intensamente estudada em relação à cartografia geológica, levantamento litogegeoquímico-isotópico e geocronologia dos corpos félscos paleoproterozoicos, principalmente daqueles com estrutura gnáissica. Nesse contexto, uma área de 72 km² foi mapeada entre as cidades de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, sendo caracterizadas as seguintes unidades geológicas (em ordem cronológica): 1) ortognaisse Resende Costa; 2) sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes; 3) Ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos; 4) granitoide Ritápolis; 5) Diques de metadiabásio.

O ortognaisse Granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos apresenta em mapa uma forma elíptica orientada segundo o *trend* ENE-WSW e é envolvido por rochas da faixa metavulcanosedimentar Rio das Mortes. Esse corpo é cortado por diversos corpos pegmatíticos e diques félscos que truncam a foliação gnáissica que foram associados ao granitoide Ritápolis. Petrograficamente suas rochas correspondem a granodioritos hololeucocráticos a leucocráticos, equigranulares, de granulação média, constituídos por quartzo, plagioclásio, microclina₁, biotita₁, zircão, allanita, apatita, titanita₁, minerais opacos. Epidoto₁, epidoto₂, titanita₂, titanita₃, biotita₂ são minerais interpretados como metamórficos, enquanto epidoto₃, zoisita, clinozoisita, clorita, microclina₂, carbonato e sericita são minerais hidrotermais relacionados a fluidos tardios oriundos do processo de cristalização magmática do granitoide Ritápolis. No corpo em questão predomina uma estrutura gnáissica, onde os grãos de feldspato e quartzo são alongados, orientados e envolvidos de forma descontínua por grãos de biotita.

O estudo geoquímico revelou que as rochas do ortognaisse Granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos apresentam córindon e quartzo normativo, caráter peraluminoso, filiação cálcio-alcalina e padrões típicos de rochas formadas em ambiente de arco magmático. O padrão dos elementos terras raras (ETR) é caracterizado pelo enriquecimento dos ETRL em relação ao ETRP com util anomalia negativa e positiva de Eu (Eu/Eu* variando de 0,89 a 1,04). Quanto aos elementos traços observa-se um enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE e anomalias negativas em Nb, P e Ti. Este corpo apresenta idade de cristalização U-Pb (LA-ICPMS) de 2146 ± 5 Ma e foi proposto que o mesmo foi submetido a pelo menos dois

eventos metamórficos-deformacionais regionais, onde o primeiro imprimiu a foliação gnáissica, enquanto o segundo foi responsável pela geração de uma incipiente orientação que está marcada nos diques félscos que o cortam, não sendo tão evidente nas rochas do próprio ortognaisse.

Através da comparação dos resultados de campo, das análises petrográficas e da caracterização geoquímica foi possível separar as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (2146 ± 5 Ma) das rochas do ortognaisse trondjemítico Resende Costa (2358 ± 10 Ma) e do granitoide Ritápolis (2123 ± 33 Ma), sendo que esta proposta é corroborada pelas diferentes idades apresentadas por cada um desses corpos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha família por me ensinar, apoiar, incentivar e fornecer todos os meios para atingir meus objetivos.

A todos os meus amigos que me acompanharam, ajudaram e proporcionaram ótimas lembranças, especialmente à minha amiga de longa data Patrícia, que me aguenta a tempo suficiente para ser citada.

E a todos que durante esses anos de faculdade me ensinaram sobre geologia e sobre a vida, com apreço especial ao meu orientador e amigo professor Ciro Alexandre Ávila, tanto pelos ensinamentos quanto pela paciência com que me conduziu a formação.

SUMÁRIO

| | Pag. |
|--|-------------|
| CAPA | I |
| CONTRA CAPA | II |
| FICHA CATALOGRÁFICA | III |
| RESUMO | IV |
| AGRADECIMENTOS | VI |
| SUMÁRIO | VII |
| ÍNDICE DE TABELAS | IX |
| ÍNDICE DE FIGURAS | X |
| | |
| 1 – INTRODUÇÃO | 1 |
| | |
| 2 – OBJETIVO | 2 |
| | |
| 3 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO | 3 |
| | |
| 4 – MÉTODOS DE TRABALHO | 5 |
| 4.1 – ETAPA PRÉ – CAMPO | 5 |
| 4.2 – ETAPA DE CAMPO | 5 |
| 4.2.1 – Coleta de amostras de rocha | 6 |
| 4.2.2 – Coleta de saprolito | 6 |
| 4.3 – ETAPA DE LABORATÓRIO | 8 |
| 4.3.1 – Preparação da amostra e estudo em estereomicroscópio | 8 |
| 4.3.2 – Petrografia | 10 |
| 4.3.3 – Geoquímica | 11 |
| 4.3.4 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS) | 12 |
| 4.4 – ETAPA DE ESCRITÓRIO | 13 |
| | |
| 5 – NOMECLATURA ADOTADA | 14 |
| | |
| 6 – GEOLOGIA REGIONAL | 18 |
| 6.1 – INTRODUÇÃO | 18 |
| 6.2 – CRÁTON SÃO FRANCISCO | 19 |
| 6.3 – CINTURÃO MINEIRO | 20 |
| | |
| 7 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA | 23 |
| 7.1 – INTRODUÇÃO | 23 |
| 7.2 – ORTOGNALISSE TRONDHJEMÍTICO RESENDE COSTA | 24 |
| 7.3 – GREENSTONE BELT RIO DAS MORTES | 25 |
| 7.3.1 – Unidade Metassedimentar | 26 |
| 7.3.1.1 – Filitos | 26 |
| 7.3.1.2 – Gondito | 28 |
| 7.3.2 – Rochas Metaultramáficas | 30 |
| 7.3.3 – Corpos félscicos associados ou intrusivos | 31 |
| 7.3.3.1 – Ortognaisse granítico | 31 |
| 7.3.3.2 – Ortognasses tonalíticos | 31 |
| 7.3.3.3 – Metavulcânica dacítica | 36 |
| 7.4 – GNAISSE GRANODIORÍTICO RIBEIRÃO DOS MOSQUITOS | 40 |
| 7.4.1 – Aspectos de campo | 40 |
| 7.4.2 – Petrografia | 46 |

| | |
|---|------------|
| 7.4.3 – Petrografia dos corpos intrusivos | 55 |
| 7.4.3.1 – Tonalitos | 56 |
| 7.4.3.2 – Granodioritos | 59 |
| 7.4.3.3 – Monzogranitos | 60 |
| 7.4.3.4 – Sienogranitos | 62 |
| 7.4.4 – Xenólitos | 62 |
| 7.4.5 – Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS) | 64 |
| 7.4.6 – Metamorfismo | 69 |
| 7.4.7 – Geoquímica | 71 |
| 7.4.8 – Geocronologia | 78 |
| 7.5 – GRANITOIDE RITÁPOLIS | 80 |
| 7.5.1 – Características de campo | 80 |
| 7.5.2 – Petrografia | 84 |
| 7.5.3 – Metamorfismo | 96 |
| 7.6 – DIQUES DE METADIABÁSIO | 98 |
| 7.6.1 – Aspectos de campo | 98 |
| 7.6.2 – Petrografia | 98 |
| 8 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES | 102 |
| 9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS | 109 |
| 10 – ANEXOS | |
| Anexo I | |
| Anexo II | |

ÍNDICE DE TABELAS

| | Pág. |
|---|------|
| Tabela 1 – Lista das lâminas já existente na área da presente monografia, indicando tipo litológico, unidade geológica e presença ou não de análise química. | 5 |
| Tabela 2 – Índice de cor de acordo com Le Maitre (2002). | 15 |
| Tabela 3 – Classificação da granulação de rochas ígneas segundo Williams <i>et al.</i> (1970). | 15 |
| Tabela 4 - Nomenclatura dos diversos tipos de enclaves e suas principais características segundo Didier & Barbarin (1991). | 16 |
| Tabela 5 – Estimativa modal das rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. GD – granodiorito; QMZ – quartzo monzodiorito; TO – tonalito; --- mineral não observado. | 47 |
| Tabela 6 – Estimativa modal dos corpos intrusivos no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. Xnl – xenólito; GD – granodiorito; MG – monzogranito; TO – tonalito; SG – sienogranito; --- mineral não observado. | 57 |
| Tabela 7 – Composição dos grãos de zircão por MEV-EDS. Gz – grão de zircão analisado (o número entre parênteses corresponde ao número da análise química representada na Figura 92). | 64 |
| Tabela 8 - Composição dos grãos de ilmenita por MEV-EDS. GI – grão de ilmenita analisado (o número entre parênteses corresponde ao número da análise química representada na Figura 94). | 66 |
| Tabela 9 – Principais características dos três eventos metamórficos – deformacionais representados em rochas da região de Lavras – São João del Rei, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. | 70 |
| Tabela 10 – Analise geoquímica (% em peso) dos elementos maiores das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e de dois granitoides intrusivos no mesmo (GR-11B e GR-20B). | 71 |
| Tabela 11 – Norma CIPW das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e dos granitoides intrusivos no mesmo (GR-11B e GR-20B). | 71 |
| Tabela 12 – Análise química (em ppm) dos elementos traços e razão Sr/Y das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 72 |
| Tabela 13 - Análise química (em ppm) dos elementos terras raras das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 72 |
| Tabela 14 – Parâmetros para definição dos trondhjemitos propostos por Barker (1979) em comparação com os valores encontrados para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 75 |
| Tabela 15 – Estimativa modal das rochas do granitoide Ritápolis. GD – granodiorito; TO – tonalito; --- mineral não observado. | 86 |
| Tabela 16 – Comparação dos corpos plutônicos: ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e Granitoide Ritápolis. | 103 |
| Tabela 17 - Parâmetros para a definição dos trondhjemitos proposta por Barker (1979) em comparação com os limites encontrados para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa. (FeO* - Ferro total). | 105 |
| Tabela 18 – Principais características dos três eventos metamórficos – deformacionais representados em rochas da região de Lavras – São João del Rei, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais e possível associação dos eventos com as rochas mapeadas na presente monografia (Tabela modificada de Ávila <i>et. al.</i> , 2008). | 106 |

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 <i>Google Maps</i> destacando a área estudada (vermelho) e as principais vias de acesso (azul), utilizando-se como ponto de partida a cidade de São João del Rei (A) e de chegada a cidade de Resende Costa (B). | 4 |
| Figura 3 – Etapas de coleta da amostra de saprólito em campo. a – Limpeza do afloramento; b – Amostragem de cerca de 20 kg de saprólito. | 7 |
| Figura 4 – Deslamagem do saprólito na drenagem. a – Homogeneização da amostra em água; b – Eliminação da argila e do silte. | 7 |
| Figura 5 – Separação granulométrica com peneira. a - Processo de peneiramento para a retirada do material menor que 2 mm. ; b - Resíduo maior que 2 mm. | 7 |
| Figura 6 – Utilização da bateia para concentração gravimétrica dos minerais pesados. a – Inicio do processo com o material menor que 2 mm separado com o uso da peneira; b – Concentrado parcial. | 8 |
| Figura 7 – Concentrado final em um recipiente plástico (cerca de 10 g). | 8 |
| Figura 8 – a – Limpeza da amostra com uso do ultrassom, extraíndo a fração argila e eliminando os grãos de limonita; b – Separação dos minerais pesados por gravidade. O bromofórmio ($d=2,89$) fica no funil superior, enquanto os grãos são inseridos em seguida. Os minerais pesados afundam, sendo possível separá-los do restante da amostra e então recolhê-los no filtro de papel (d = densidade). | 9 |
| Figura 9 – Separação magnética. a -Pelo imã de mão; b – Pelo separador eletromagnético Frantz. | 9 |
| Figura 10 – Analise e separação dos minerais de interesse em estereomicroscópio. | 10 |
| Figura 11 - Seções polidas confeccionadas dos minerais selecionados em estereomicroscopia. | 10 |
| Figura 12 – Microscópio eletrônico de varredura com microanálise por dispersão de energia (MEV–EDS) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) onde foi realizado o estudo. | 12 |
| Figura 13 – Diagrama QAPF de Streckeisen (1976) : 1a- Quartzolito (silexito); 1b- Granitoide rico em quartzo; 2- Álcali-feldspato granito; 3a- Sienogranito; 3b- Monzogranito; 4- Granodiorito; 5- Tonalito; 6*- Quartzo alcali-feldspato sienito; 7*- Quartzo sienito; 8*- Quartzo monzonito; 9*- Quartzo monzodiorito / quartzo monzogabro; 10*- Quartzo diorito / quartzo gabro / quartzo anortositico; 6- Álcali-feldspato sienito; 7- Sienito; 8- Monzonito; 9- Monzodiorito / monzogabro; 10- Diorito / gabro / anortositico; 6'- Álcali-feldspato sienito com feldspatoide; 7'- Sienito com feldspatoide; 8'- Monzonito com feldspatoide; 9'- Monzodiorito / monzogabro com feldspatoide; 10'- Diorito / gabro com feldspatoide; 11- Feldspatoide-sienito; 12- Feldspatoide-monzosienito; 13- Feldspatoide monzodiorito / feldspatoide monzogabro; 14- Feldspatoide diorito / feldspatoide gabro; 15- Foidito. | 14 |
| Figura 14 - Esquema representando cinco casos típicos de distribuição da granulação em rochas ígneas cristalinas, independente do tamanho dos grãos (Dorado, 1989). | 15 |
| Figura 15 – Mapa com os grandes domínios geológicos da América do Sul. A Plataforma Sul-Americana é formada pelo embasamento arqueano-proterozoico exposto (escudos, em rosa) e a cobertura de plataforma (em amarelo). A linha vermelha contínua é o limite da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida (2004); a linha pontilhada é o prolongamento inferido do limite. | 18 |
| Figura 16 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (modificado de Alkmin, 2004). | 19 |
| Figura 17 - Mapa geológico da porção extremo-sul do Cráton do São Francisco. I . Crosta Arquenana parcialmente retrabalhada durante o Paleoproterozóico; II . <i>Greenstonebelts</i> Rio das Velhas (Arqueano); III . <i>Greenstonebelts</i> do Arqueano/Paleoproterozóico: (A) Rio das Mortes, (B) Nazareno e (C) Dores de Campos. IV . Granitoides Arqueanos; V . Supergupo Minas (Paleoproterozóico - Sideriano). VI . Plutonsfélscos e máficos Paleoproterozóicos; VII . Sequências Supracrustais São João del Rei (Paleoproterozóico), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico); VIII . Estruturas Tectônicas de Grande Porte (exemplo: Zona de Cisalhamento Lenheiro; LSZ); IX . Limite aproximado do Cinturão Mineiro Paleoproterozóico.; 1-29 . Plutóns Paleoproterozóicos. QF – Quadrilátero Ferrífero. BSIJL – Lineamento Bom Sucesso – Ibituruna – Jeceaba. (Ávila <i>et al.</i> , 2010). | 21 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 18 - 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. | 22 |
| Figura 19 – Mapa mostrando a subdivisão faciológica do ortognaisse trondjemítico Resende Costa (Souza, 2013). A área destacada em preto é relativa à parte representada no mapa da presente monografia (Anexo I - Mapa geológico). | 24 |
| Figura 20 – Saprolito de “filito amarronzado” apresentando uma grande variedade de tons relacionados ao intemperismo ou a pequenas variações compostionais. (Ponto GR-28). | 27 |
| Figura 21 – Saprolito de filito amarronzados intercalados com filito carbonoso (mais escuro) (Ponto GR-21). | 27 |
| Figura 22 – Saprolito de “filito amarronzado” cortado discordantemente a sua foliação por um delgado dique centimétrico de um granitoide com coloração esbranquiçada. (Ponto GR-28). | 28 |
| Figura 23 - Saprolito de rocha metamáfica maciça sem quartzo que ocorre intercalada aos filitos. (Ponto GR-79). | 28 |
| Figura 24 - Dique centimétrico de um granitoide fino cortando rocha metamáfica alterada que ocorre intercalada aos filitos. (Ponto GR-139). | 29 |
| Figura 25 – Dique centimétrico de um granitoide fino cortando rocha metamáfica alterada que ocorre intercalada aos filitos. (Ponto GR-119). | 29 |
| Figura 26 – Trincheira abandonada em gondito. (Ponto GR-38). | 30 |
| Figura 27 – Cristais de tremolita (Trm) orientados conforme a foliação em meio à serpentina (Spn). Lâmina GR-31A – Nicóis cruzados. | 30 |
| Figura 28 – Visão geral evidenciando a sombra de um pseudomorfo de olivina (Olv) substituído por serpentina, envolto por clorita e tremolita e alterado intempericamente. Lâmina GR-32A – Nicóis cruzados. | 31 |
| Figura 29 – Zona de cisalhamento centimétrica no ortognaisse tonalítico. (Ponto GR-113). | 32 |
| Figura 30 – Na parte inferior da foto destaca-se a presença de veios de quartzo paralelos à foliação principal e a direita um <i>boudin</i> de pegmatito. Ampliado da parte superior da foto destaca-se um veio de pegmatito formando uma dobra cerrada (Ponto GR-113). Pg – pegmatito; Gna – gnaisse | 32 |
| Figura 31 – Foliação do ortognaisse com dobras suaves e veios de quartzo boudinados. (Ponto GR-113). | 33 |
| Figura 32 – Foliação do ortognaisse tonalítico dobrada junto com um veio de quartzo rompido na charneira da dobra. (Ponto GR-113). | 33 |
| Figura 33 – Visão geral da amostra GR- 113A evidenciando um fenocristal de 3,6mm. | 34 |
| Figura 34 - Grãos de quartzo estirados, ondulado e recristalizados. Lâmina GR-113A – Nicóis cruzados. | 34 |
| Figura 35 – Visão geral da lâmina GR-113B destacando a orientação dos minerais. Nicóis cruzados e paralelos. | 35 |
| Figura 36 – Aglomerado de grãos de biotita e um cristal de allanita com corona de epidoto. Lâmina GR113 – Nicóis paralelos. | 35 |
| Figura 37 – Afloramento do metadacito no corte do morro no ponto GR-131. A esquerda presença de um pegmatito. | 36 |
| Figura 38 – Foliação bem marcada em parte do afloramento apresentando uma leve crenulação (quadrado vermelho). (Ponto GR -131). | 36 |
| Figura 39 – Amostra da rocha evidenciando a cor cinza escura e granulação subafanítica. | 37 |
| Figura 40 – Visão geral do metadacito com granulação muito fina e presença de granada (Gr) na parte direita superior da foto, junto com cristais maiores de quartzo. Lâmina GR-131 – Nicóis cruzados. | 37 |
| Figura 41 - Visão geral evidenciando uma leve orientação dos cristais. Lâmina GR-132 – Nicóis cruzados. | 37 |

| | |
|---|-----------|
| Figura 42 – Biotita secundária (Bt) substituindo cristais de anfibólio fibroso (Anf). Lâmina GR-131 – Nicóis paralelos. | 38 |
| Figura 43 – Cristais aciculares de anfibólio. Lâmina GR-132 – Nicóis cruzados. | 39 |
| Figura 44 – Cristais de anfibólio granulares exibindo clivagem com angulos de 60°/120°. Lâmina GR-132 – Nicóis cruzados e paralelos. | 39 |
| Figura 45 – Cristais de anfibólio fibroso. Lâmina GR-131 – Nicóis cruzados. | 39 |
| Figura 46 – Cristais de granada com inclusões de quartzo. Lâmina GR-32A – Nicóis cruzados e paralelos. | 40 |
| Figura 47 – Lajedo do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Ponto GR-20). | 41 |
| Figura 48 – Afloramento do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos no leito de uma drenagem (Ponto GR-42). | 41 |
| Figura 49 - Afloramento do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos em corte da Ferrovia do Aço (Ponto GR-66). | 42 |
| Figura 50 – Ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos com sua aparência típica destacando a foliação metamórfica marcada principalmente pela orientação dos grãos de biotita e as fitas de minerais félsicos, incluindo quartzo e feldspato. (Ponto GR-107). | 42 |
| Figura 51 – Amostra de mão do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos evidenciando seus aspectos texturais, bem como a foliação e as fitas de quartzo (Ponto GR-66). | 42 |
| Figura 52 – Dique de metagranitoide fino (Mgr) com borda retilínea e concordante com a foliação do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Ponto GR – 107). | 43 |
| Figura 53 – Dique de metagranitoide hololeucocrático (em vermelho) cortando o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e truncando a foliação do mesmo, bem como o contato ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos com uma outra geração de metagranitoide leucocrático (Mgr). (Ponto GR – 107). | 43 |
| Figura 54 – Contato sinuoso e irregular entre o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) e um metagranitoide (Mgr) leucocrático fino (Ponto GR-56). | 44 |
| Figura 55 – Pegmatito (Peg) e um dique de metagranitoide (Mgr) subparalelos e cortando o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) sob a forma de diques (Ponto GR-06). | 44 |
| Figura 56 – Xenólito do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) em um dique de metagranitoide (Mgr) leucocrático fino (Ponto GR – 56). | 45 |
| Figura 57 – Xenólito do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (~) em um dique de metagranitoide (+). Destaca-se que o xenólito encontra-se rotacionado, o que é facilmente notado pela foliação oblíqua do xenólito em relação a foliação do ortognaisse encaixante (Ponto GR-62). | 45 |
| Figura 58 – Xenólito de um gnaisse cinza escuro (Gna) com índice de cor em torno de 25% no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) em corte da Ferrovia do Aço (ponto GR-66). | 45 |
| Figura 59 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. 1 - Quartzolito; 2 - Granitoide rico em quartzo; 3 - Alcali-feldspato granito, 4 - Sienogranito; 5 - Monzogranito; 6 - Granodiorito; 7 - Tonalito; 8 - Quartzo alcali-feldspato sienito; 9 - Quartzo sienito; 10 - Quartzo monzonito; 11 - Quartzo monzodiorito-monzogabro; 12 - Quartzo diorito-gabro; 13 - Alcali-feldspato sienito; 14 - Sienito; 15 - Monzonito; 16 - Monzodiorito-monzogabro; 17 - Diorito-gabro. | 46 |
| Figura 60 – Textura hipidiomórfica equigranular do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, destacando-se cristais de quartzo xenomórficos e recristalizados e grãos de plagioclásio equigranulares hipidiomórficos, podendo apresentar contorno xenoblástico resultante da saussuritização ou deformação. Lâmina GR-02A – Nicóis cruzados. | 46 |
| Figura 61 - Grãos de plagioclásio (Plg) com baixo grau de saussuritização e acima deste um cristal de biotita quase completamente cloritizado. Bt – Biotita; Qtz – Quartzo; Cl – Clorita. Lâmina GR-01A – Nicóis cruzados. | 48 |
| Figura 62 – Grão de plagioclásio intensamente saussuritizado, ou seja, substituído nas bordas por sericita, epidoto, biotita e zoisita/clinozoisita. Lâmina GR-20A – Nicóis cruzados. | 48 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 63 – Grão de plagioclásio com bordas irregulares e com o desenvolvimento de intercrescimento mirmequítico no contato com grão de microclina. Plg – Plagioclásio; Mcl - Microclina. Lâmina GR-66A – Nicóis cruzados. | 49 |
| Figura 64 – Grãos de quartzo hipidioblásticos e recristalizados em subgrãos com contatos poligonais tríplices. Lâmina GR-02A – Nicóis cruzados. | 49 |
| Figura 65 – Cristal de microclina ₁ com geminação tartan e intercrescimento pertítico insipiente. Lâmina GR-11A – Nicóis cruzados. | 50 |
| Figura 66 – Cristal de microclina ₁ com intercrescimento pertítico abundante. Lâmina GR-107C – Nicóis cruzados. | 50 |
| Figura 67 – Microclina ₂ (destacada no círculo vermelho) substituindo o plagioclásio junto com cristais de sericita e zoisita/clinozoisita. Lâmina GR-107C – Nicóis cruzados. | 50 |
| Figura 68 – Cristais hipidiomórficos e bem formados de biotita primária (biotita ₁) com inclusões de zircão e allanita. Bt – biotita; Al – allanita; Zr – zircão. Lâmina GR-01A – Nicóis paralelos. | 51 |
| Figura 69 – Aglomerado de grãos biotita hipidiomórfica primária (biotita ₁) em paragênese com biotita metamórfica (biotita ₂), epidoto e titanita. Bt – biotita; Ep – epidoto; Ti – titanita. Lâmina GR-65 – Nicóis cruzados. | 51 |
| Figura 70 – Grãos de biotita metamórfica (biotita ₂) em paragênese com titanita xenoblástica e com epidoto crescendo nas suas bordas. Bt – biotita; Ti – titanita. Lâmina RF-43A – Nicóis paralelos. | 52 |
| Figura 71 – Cristal de apatita com formato circular e grãos de minerais opacos substituídos parcialmente nas suas bordas por titanita ₂ . Ap – apatita. Lâmina GR-65 – Nicóis paralelos. | 52 |
| Figura 72 – Cristais de zircão idiomórficos inclusos na biotita primária e gerando halos pleocróicos nas mesmas. Lâmina RF-40 – Nicóis paralelos. | 53 |
| Figura 73 – Cristais de allanita envoltos por epidoto (formam coronas nestas) associados a biotita ₂ metamórfica. Bt – biotita; Ep – epidoto; Al – allanita. Lâmina GR-01a – Nicóis cruzados. | 53 |
| Figura 74 – Cristal de titanita ígnea idiomórfica. Lâmina GR-137 – Nicóis paralelos. | 54 |
| Figura 75 – Cristal de epidoto ₁ hipidioblástico em paragênese com cristais de biotita. Bt – biotita; Ep – epidoto. Lâmina GR-48 – Nicóis cruzados. | 54 |
| Figura 76 – Cristal de clinozoisita idiooblástico crescendo associado a biotita e ao plagioclásio. Bt – biotita; Czs – clinozoisita. Lâmina GR-65 – Nicóis cruzados. | 54 |
| Figura 77 – Cristal de clorita pseudomórfico de antigo grão de biotita. Lâmina GR-48 - Nicóis paralelos. | 55 |
| Figura 78 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) dos corpos intrusivos no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. 1 - Quartzolito; 2 - Granitoide rico em quartzo; 3 - Álcali-feldspato granito, 4 - Sienogranito; 5 - Monzogranito; 6 - Granodiorito; 7 - Tonalito; 8 - Quartzo álcali-feldspato sienito; 9 - Quartzo sienito; 10 - Quartzo monzonito; 11 - Quartzo monzodiorito-monzogabro; 12 - Quartzo diorito-gabro; 13 - Álcali-feldspato sienito; 14 - Sienito; 15 - Monzonito; 16 - Monzodiorito-monzogabro; 17 - Diorito-gabro. | 56 |
| Figura 79 - Visão geral da Lâmina GR-01B (metagranitoide tonalítico leucocrático - I.C.=16,6%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 57 |
| Figura 80 - Visão geral da Lâmina GR-20B, (metagranitoide tonalítico leucocrático - I.C.=20,6%) com granulação fina (< 0,5mm) e textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 58 |
| Figura 81 - Visão geral da Lâmina GR-11B, (metagranitoide tonalítico hololeucocrático - I.C.=4,4%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Destaca-se a orientação dos cristais de biotita. Nicóis cruzados e paralelos. | 58 |
| Figura 82 - Visão geral da Lâmina GR-56D (metagranitoide tonalítico hololeucocrático - I.C.=6,6%) com granulação fina a média (até 2mm) e textura equigranular hipidiomórfica, porém com parte dos cristais primários deformados, apresentando contorno hipidioblástico ou xenoblástico. Nicóis cruzados e paralelos. | 59 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 83 - Visão geral da Lâmina GR-62D (metagranitoide tonalítico hololeucocrático - I.C.=6,2%) com granulação fina a média (até 2mm) e textura equigranular hipidiomorfica, porém com parte dos cristais primários deformados apresentando um contorno hipidioblástico ou xenoblástico. Nicóis cruzados e paralelos. | 59 |
| Figura 84 - Visão geral da Lâmina GR-02B (metagranitoide granodiorítico hololeucocrático - I.C.=1%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 60 |
| Figura 85 - Visão geral da Lâmina GR-66B (metagranitoide granodiorítico hololeucocrático - I.C.=3,8%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 60 |
| Figura 86 - Visão geral da Lâmina GR-107B, (metagranitoide monzogranítico leucocrático - I.C.=23%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica, destacando a distribuição uniforme da biotita. Nicóis cruzados e paralelos. | 61 |
| Figura 87 - Visão geral da Lâmina GR-137B, (metagranitoide monzogranítico hololeucocrático - I.C.=5%) com granulação fina a média e textura inequigranular xenomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 61 |
| Figura 88 - Visão geral da Lâmina RF-43B (metagranitoide sienogranítico hololeucocrático - I.C.=0,6%) com granulação fina e textura equigranular xenomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 62 |
| Figura 89 – Xenólito de um ortognaisse tonalítico cortado por microveios de epidoto. Lâmina GR-56C - Nicóis cruzados e paralelos. | 63 |
| Figura 90 – Visão geral do xenólito de gnaisse granodiorítico leucocrático (I.C. = 30) onde a biotita encontra-se fortemente orientada segundo a foliação. Lâmina GR-66C – Nicóis cruzados e paralelos. | 63 |
| Figura 91 – Visão geral do xenólito de uma rocha metassedimentar mostrando a presença de porfiroblastos de carbonato com textura poiquilitica. Ca – Calcita. Lâmina GR-56B - Nicóis cruzados. | 63 |
| Figura 92 – Grãos de zircão idiomórficos com zoneamento magmático do cristal e inclusões de ilmenita, apatita e uraninita no grão da figura 92C (detalhe na figura 92D). Os números em vermelho nos grãos são referentes às análises químicas realizadas e apresentadas na Tabela 7 . | 65 |
| Figura 93 - Gráfico indicando a classificação dos cristais de zircão– hafnão analisados de acordo com a razão Hf/(Hf+Zr) proposta por Correia Neves <i>et al.</i> (1974). | 66 |
| Figura 94 – Cristais de ilmenita com acentuado processo de alteração intempérica para um óxido de titânio no centro dos grãos (parte mais escura). Presença de inclusões interpretadas como de uraniopirocloro (Figura 94B - detalhe da 94A) e itriobetafita (Figura 94F detalhe da 94E). Os números em vermelho nos grãos são referentes às análises químicas realizadas e apresentadas na Tabela 8 . | 67 |
| Figura 95 – Cristais de ilmenita com inclusões de scheelita (Figura 95A) e zircão (Figura 95B) e substituição para titanita (Figura 95B). Os números em vermelho nos grãos são referentes às análises químicas realizadas e apresentadas na Tabela 8 . | 68 |
| Figura 96 – Diagrama triangular composicional. Ilmenita (Fe) - pyrofanita (Mn) - geikielita (Mg). | 68 |
| Figura 97 – Diagrama TAS (Cox <i>et al.</i> , 1979) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (RM) e para os granitoides intrusivos. | 73 |
| Figura 98 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos no mesmo. A – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F – FeO_{tot} ; M – MgO . | 73 |
| Figura 99 – Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Percerillo & Taylor, 1976) para rochas dos ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos no mesmo. | 74 |
| Figura 100 – Diagrama discriminante do índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos. | 74 |

| | |
|---|-----------|
| Figura 101 – Diagrama triangular de feldspatos normativos (An-Ab-Or) de O'Connor (1965) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos no mesmo. | 75 |
| Figura 102 – Diagrama K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e intrusivas no mesmo. | 75 |
| Figura 103 a - Diagrama de Harker <i>versus</i> elementos maiores (Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , MnO , P_2O_5) e Zr das rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 76 |
| Figura 103 b - Diagrama de Harker <i>versus</i> elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O) das rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 77 |
| Figura 104 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras normalizado pelo condrito (Nakamura, 1974) para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 78 |
| Figura 105 – <i>Spidergram</i> normalizado pelo condrito (Thompson, 1982) para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. | 78 |
| Figura 106 - Diagrama discriminante de ambiência tectônica (Pearce <i>et al.</i> 1984) para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos: Syn-COLG – granito sincolisional; WPG – granito intraplaca; VAG – granito de arco vulcânico; ORG – granito de dorsal oceânica. | 79 |
| Figura 107 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, mostrando idade U-Pb (LA – ICPMS) do ortognaisse granodiorítico de 2146 ± 5 Ma e de grãos de zircão herdados com idade de 2360 ± 33 Ma (Ávila informação verbal). | 79 |
| Figura 108 – Lajedo do granitoide Ritápolis próximo à drenagem. (Ponto GR-89). | 81 |
| Figura 109 – Afloramento em corte de estrada. (Ponto GR-32). | 81 |
| Figura 110 – Rocha do granitoide Ritápolis cortada por injeções pegmatíticas e falhas. <i>i</i>) Veios mais novos, paralelos à foliação da rocha; <i>ii</i>) Veio relacionado a falha dextral que corta transversalmente os veios mais novos; <i>iii</i>) Veios relacionados a falhas sinistrais que cortam ambos os veios. Ponto GR-89. | 81 |
| Figura 111 – Bloco com quatro fácies diferentes do granitoide Ritápolis e um xenólito de rocha metamáfica (Xnl). A – Granitoide fino cinza; B - granitoide fino a médio branco acinzentado; C - granitoide médio esbranquiçado; D – Pegmatito hololeucocrático. (Ponto GR-32). | 82 |
| Figura 112 - Bloco com diferentes tipos de granitoides relacionadas ao pluton Ritápolis. (A) Granitóde leucocrático fino cinza cortado dois granitoides médios hololeucocráticos (B - branco acinzentado e C - granitoide médio esbranquiçado). O dique B aparentemente trunca o dique C , que possui bordas de granulação mais grossa (seta azul) e mais clara e zonas ricas em biotita que podem estar relacionadas a um xenólito. (Ponto GR-32). | 82 |
| Figura 113 – Pegmatito com mais de 1m de espessura cortando rochas do granitoide Ritápolis (martelo de escala no meio da parte inferior da foto). (Ponto GR-32). | 83 |
| Figura 114 -Xenólito deformado de rocha metamáfica presente em rochas de um granitóide fino a médio correlacionado ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32). | 83 |
| Figura 115 - <i>Schlieren</i> biotítico alongado e curvilíneo observado em granitóide fino a médio correlacionado ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32). | 84 |
| Figura 116 – Xenólito de rocha metamáfica intensamente dobrado, repleto de veios de epidoto e cortado por injeções félsicas variadas correlacionadas ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32). | 84 |
| Figura 117 – Enclave centimétrico de um granitoide hololeucocrático médio em um granitoide fino, cinza e leucocrático correlacionado ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32) | 84 |
| Figura 118 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do granitoide Ritápolis. 1 - Quartzolito; 2 - Granitoide rico em quartzo; 3 - Alcali-feldspato granito, 4 - Sienogranito; 5 - Monzogranito; 6 - Granodiorito; 7 - Tonalito; 8 - Quartzo alcali-feldspato sienito; 9 - Quartzo sienito; 10 - Quartzo monzonito; 11 - Quartzo monzodiorito-monzogabro; 12 - Quartzo diorito-gabro; 13 - Alcali-feldspato sienito; 14 - Sienito; 15 - Monzonito; 16 - Monzodiorito-monzogabro; 17 - Diorito-gabro. | 85 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 119 – Visão geral da lâmina GR-39 onde destaca-se a granulação fina da rocha e a presença de um fenocristal de microclina. Nicóis cruzados e paralelos. | 86 |
| Figura 120 – Visão geral da lâmina GR-89 evidenciando uma textura equigranular fina. Nicóis cruzados e paralelos. | 86 |
| Figura 121 – Visão geral da amostra GR-32F exibindo textura inequigranular porfirítica com fenocristal de plagioclásio com fácies arredondadas devido a corrosão magmática e a deformação. Nicóis cruzados e paralelos. | 87 |
| Figura 122 - Visão geral da amostra GR-32G exibindo textura inequigranular seriada com fenocristal de microclina. Nicóis cruzados e paralelos. | 87 |
| Figura 123 - Visão geral da amostra GR-32H exibindo textura inequigranular porfirítica com fenocristal de quartzo recristalizado em sub-grãos. Nicóis cruzados e paralelos. | 88 |
| Figura 124 - Visão geral da amostra GR-32I exibindo uma textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos. | 88 |
| Figura 125 - Visão geral da amostra GR-32E evidenciando sua granulação média e a presença de quartzo (Qtz) intersticial entre os grãos de plagioclásio (Plg). Nicóis cruzados. | 89 |
| Figura 126 – Agregado de grãos de biotita da lâmina GR-32E com até 2,5mm. Nicóis cruzados. | 89 |
| Figura 127 – Cristal de quartzo alongado, deformado e com a forma de fita e em torno de um grão de plagioclásio. Lâmina GR-39 – Nicóis cruzados. | 89 |
| Figura 128 – Cristal de plagioclásio com geminação polissintética contornado por cristais de biotita em paragênese com titanita e substituído por muscovita. Mv –muscovita; Bt – Biotita; Ti – Titanita. Lâmina GR-32I – Nocóis cruzados. | 90 |
| Figura 129 – Cristais de microclina ₂ substituindo o plagioclásio. Lâmina GR-32F - Nicóis cruzados. | 90 |
| Figura 130 – Titanita ₁ crescendo ao longo de vários cristais de biotita ₁ . Bt – biotita; Ti – Titanita. Lâmina GR-32G – Nicóis cruzados. | 91 |
| Figura 131 – Cristais de epidoto ₁ e biotita ₂ associados. Presença de cristais de zoisita no contado entre os cristais de biotita primária e os de plagioclásio. Lâmina GR-89 – Nicóis cruzados. | 91 |
| Figura 132 – Cristais pseudomorfos de clorita que estão substituindo a biotita. Lâmina GR-32G – Nicóis cruzados. | 91 |
| Figura 133 – Titanita ₂ substituindo parcialmente mineral opaco. Lâmina GR-39 – Nicóis paralelos. | 92 |
| Figura 134 – Agregado de quartzo, plagioclásio e k-feldspato recristalizados em grão menores que 0,5mm. Lâmina GR-32K – Nicóis cruzados. | 93 |
| Figura 135 – Amostras de alguns dos xenólitos de rocha metamáfica presentes no granitoide Ritápolis. Destaca-se a coloração preta esverdeada relativa a presença de hornblenda, biotita e epidoto. Amostras GR-32A e GR-32C. | 94 |
| Figura 136 – Visão geral da lâmina GR -32A. Na lâmina com nícois cruzados (à esquerda) observa-se a presença de um anfibólio com birrefrigência mais baixa na porção oeste, enquanto na porção leste predomina o anfibólio com birrefrigência mais elevada. Na lâmina com nícois paralelos (à direita) o anfibólio com birrefrigência mais baixa apresenta pleocroísmo verde musgo (hornblenda), enquanto o anfibólio com birrefrigência mais elevada apresenta pleocroísmo verde claro (actinolita). | 94 |
| Figura 137 – Amostras de xenólitos no granitoide Ritápolis. a - Amostra GR-32 B com os três litótipos acima descritos. A parte verde escura próxima à escala corresponde ao xenólito rico em anfibólio. A porção verde mais clara é extremamente enriquecida em epidoto e zoisita/clinozoisita, enquanto o restante da amostra faz parte de um xenólito muito rico em biotita; b – Amostra GR-32D com o xenólito metaultramáfico composto por mais de 90% de biotita. | 95 |
| Figura 138 – Visão geral da lâmina GR-32B onde na parte verde da amostra destaca-se a presença de anfibólio na parte direita, enquanto na porção a esquerda destaca-se uma zona com predomínio de epidoto. Presença de um microveio de quartzo entre as duas zonas. Nicóis cruzados e paralelos. | 95 |

| | |
|--|------------|
| Figura 139 – Visão geral da porção do xenólito rico em biotita (parte mais escura) da amostra GR-32B. A foto evidencia a presença de níveis mais máficos ricos em biotita e níveis mais felsicos. Nicóis paralelos. | 95 |
| Figura 140 – Visão geral do xenólito metaultramáfico da lâmina GR-32D que é composto por mais de 90% de biotita hipidioblástica e menos de 10% quartzo. | 96 |
| Figura 141 – Visão geral da lâmina do dique de metadiabásio evidenciando textura subofítica, onde os cristais de anfibólito (pseudomorfos do piroxênio) apresentam aspecto "sujo" no interior (anfibólito_1) e bordas esverdeadas (anfibólito_2). Lâmina GR-89B – Nicóis paralelos. | 98 |
| Figura 142 – Visão geral do dique de metadiabásio evidenciando os cristais de plagioclásio formando textura subofítica com o anfibólito_1 (pseudomorfo do piroxênio). Lâmina GR-89B – Nicóis cruzados. | 99 |
| Figura 143 – No centro destaca-se a presença de cristal de anfibólito_1 com aspecto "sujo" (devido a presença de inclusões muito finas) interpretado como relicito da substituição pseudomórfica do piroxênio. Este é substituído nas bordas por um anfibólito_2 , hipidioblástico, muito fino e com pleocroísmo verde claro. Presença de grãos xenoblástico de biotita sobrecrecendo o anfibólito_2 . Lâmina GR-89 – Nicóis cruzados. | 99 |
| Figura 144 – Cristal de mineral opaco ígneo intercumulático presente entre grãos de anfibólito_1 pseudomórfico de piroxênio. Destaca-se a presença do anfibólito_2 com cor verde clara nas bordas do anfibólito_1 . Lâmina GR-89 – Nicóis paralelos. | 100 |
| Figura 145 – Mineral opaco intercumulático com textura poiquilitica e envolto por anfibólito_2 com coloração verde clara. Lâmina GR-59 – Nicóis paralelos. | 100 |
| Figura 146 – Cristais de anfibólito e de plagioclásio envolvidos em suas bordas por massas compostas de minerais opacos. Lâmina GR-59 - Nicóis paralelos. | 100 |
| Figura 147 – Grão tabular de plagioclásio substituído parcialmente por cristais idiomásticos e muito finos de zoisita/clinozoisita. Lâmina GR-89 – Nicóis cruzados | 101 |
| Figuras 148 a 151 – Diagramas comparativos entre as rochas do ortognaisse trondjemítico Resende Costa e as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. Figura 148 – AFM (Irvine & Barangar, 1971). Figura 149 – Diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965). Figura 150 – Diagrama K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976); em vermelho <i>trend</i> cálcio-alcalino e em preto <i>trend</i> trondjemítico. Figura 151 – Diagrama com índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989). | 104 |

1 - INTRODUÇÃO

O Brasil apresenta um grande problema em relação ao conhecimento geológico do seu território, principalmente quando envolvemos áreas na escala de maior detalhe como 1:50.000 e 1:25.000. A porção centro-sul do Estado de Minas Gerais também pode ser citada neste contexto, principalmente aquela que envolve a parte meridional do cráton do São Francisco, onde o conhecimento mais detalhado do cinturão Mineiro vem sendo realizado nas duas últimas décadas. Nesta região afloram diversos corpos plutônicos paleoproterozoicos, os quais eram muitas vezes englobados em uma mesma unidade litológica (Quéméneur & Baraud, 1982 e 1983; Pires & Porto Júnior, 1986; Trouw *et al.*, 1986; Pires *et al.*, 1990). Nos últimos anos, diversos estudos têm sido realizados nessa área, o que tem possibilitado a individualização dessas rochas, assim como um posicionamento estratigráfico preliminar das mesmas, desenvolvendo assim um maior entendimento da evolução geológica - tectônica do cinturão Mineiro.

Nesse contexto, a presente monografia faz parte das atividades desenvolvidas pelo grupo de pesquisa coordenado pelo professor Ciro Alexandre Ávila, do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), que tem trabalhado desde a década de 90 nesta região, desenvolvendo um trabalho de mapeamento geológico de detalhe dos corpos plutônicos (escala 1:25.000), assim como das rochas circunvizinhas, em conjunto com a caracterização das mesmas por meio de estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos.

Dentre os diversos corpos plutônicos aflorantes entre as cidades de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, destaca-se o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, um corpo ortognáissico, até então desconhecido, que foi o principal alvo de estudo da presente monografia. Neste sentido, o presente trabalho visa propor a separação do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos dos demais corpos plutônicos presentes e descritos na região, bem como apresentar suas principais feições de campo, petrográficas, geoquímicas e isotópicas, favorecendo a inserção do mesmo no contexto evolutivo do cinturão Mineiro.

2 - OBJETIVO

O presente trabalho tem por objetivo o estudo geológico do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e das rochas que ocorrem ao redor do mesmo, visando inserir o referido ortognaisse no contexto evolutivo do cinturão Mineiro. Para atingir tal objetivo foram realizadas as seguintes etapas:

- a) Mapeamento geológico de uma área de cerca de 72 km² na escala 1:25.000, a qual está localizada entre as cidades de Coronel Xavier Chaves e Resende Costa;
- b) Caracterização dos minerais pesados de um saprolito do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos em estereomicroscópio e por microscopia eletrônica de varredura com análise por energia dispersiva (MEV-EDS);
- c) Estudo petrográfico em luz transmitida das principais feições mineralógicas e petrográficas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos;
- d) Caracterização geoquímica preliminar de amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos;
- e) Comparação mineralógica e química do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos com o ortognaisse trondjemítico Resende Costa e com o granitoide Ritápolis.

3 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada está localizada na porção sudeste do estado de Minas Gerais, mais precisamente entre as cidades Coronel Xavier Chaves e Resende Costa. Esta apresenta cerca de 72 km², está limitada pelas coordenadas UTM 7686000 e 7676000 S e 0594000 e 0580000 W e encontra-se inserida na parte sul-sudeste da carta topográfica Resende Costa (IBGE- escala 1:50.000) (Figura 1).

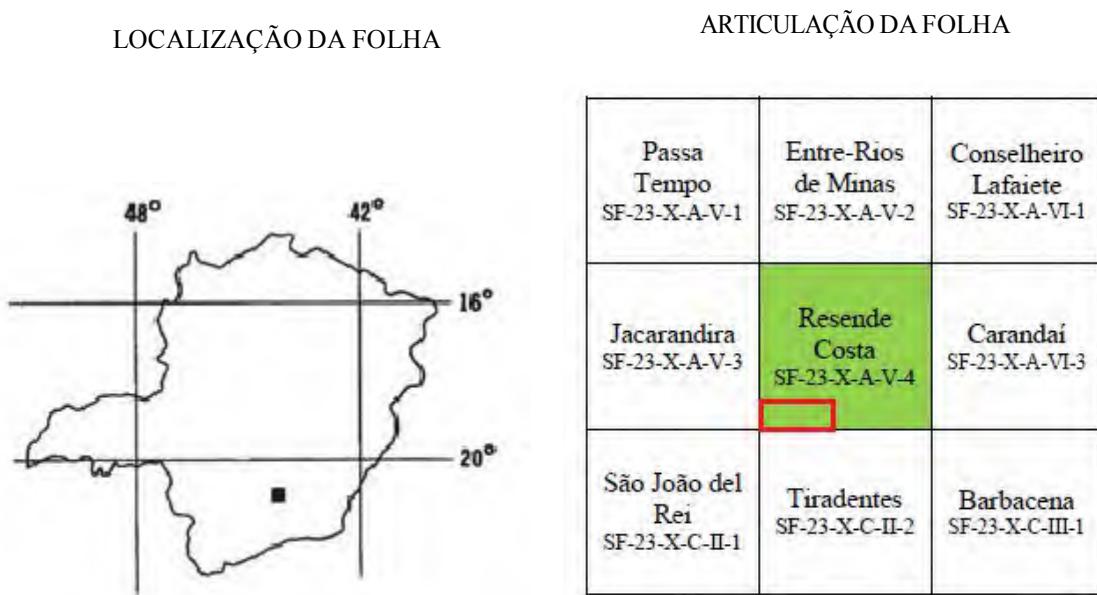


Figura 1 – Articulação geográfica da região estudada em relação às folhas topográficas 1:50.000 do IBGE.

Tendo como referencial a Cidade Universitária localizada na cidade do Rio de Janeiro, o principal acesso a região estudada pode ser realizado a partir da Via Presidente João Goulart (Linha Vermelha), que leva até a rodovia BR-040 (Rio de Janeiro – Belo Horizonte), passando pelas cidades de Petrópolis, Três Rios, Juiz de Fora e Barbacena, de onde, segue-se pela rodovia BR-265 (Barbacena - Lavras) até a cidade de São João del Rei. A partir de São João del Rei, o acesso é realizado através da BR-383 (São João del Rei - Conselheiro Lafaiete) onde na altura do Km 22, segue-se pela MG-839 que dá acesso à cidade de Resende Costa e corta transversalmente a área estudada. Para se acessar os principais afloramentos estudados podem ser utilizadas a Ferrovia do Aço, bem como estradas não pavimentadas, trilhas e caminhos secundários (Figura 2).

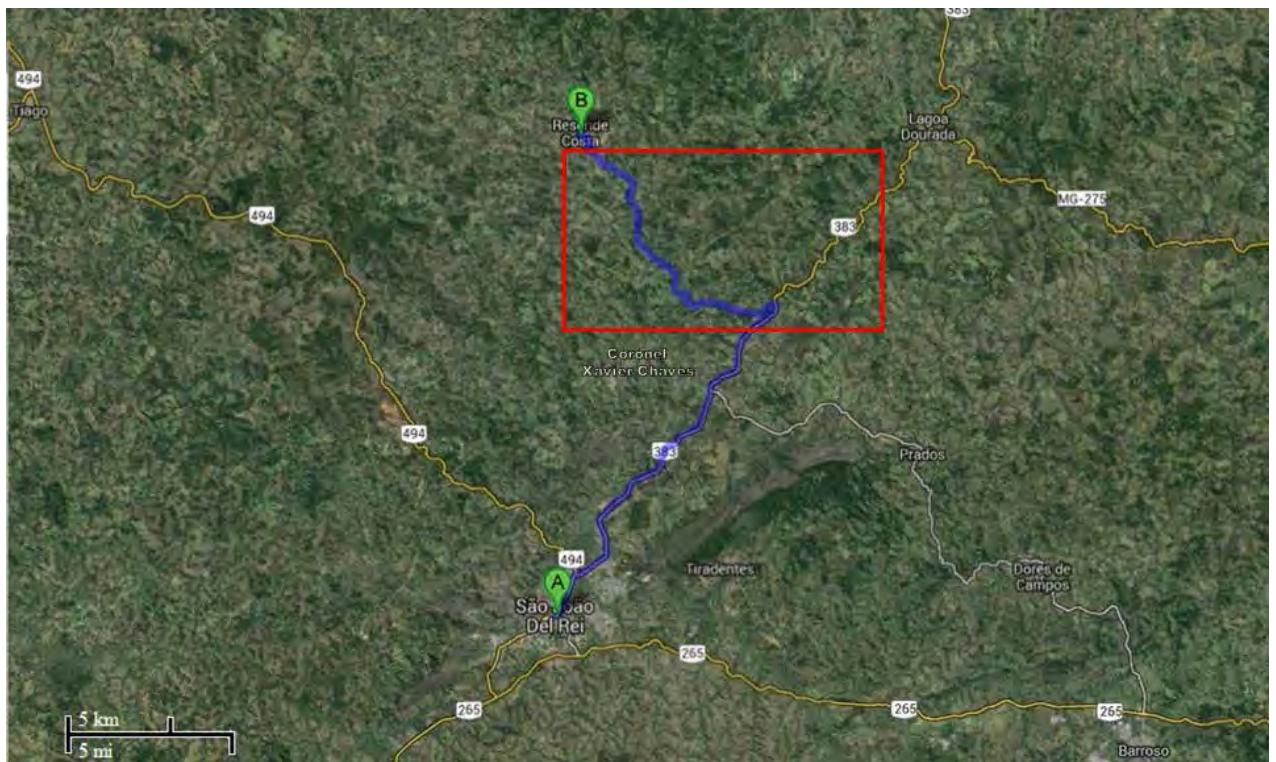


Figura 2 – Imagem modificada do *Google Maps* destacando a área estudada (vermelho) e as principais vias de acesso (azul), utilizando-se como ponto de partida a cidade de São João del Rei (A) e de chegada a cidade de Resende Costa (B).

4 – MÉTODOS DE TRABALHO

Neste capítulo serão abordadas as diferentes etapas realizadas (pré-campo, campo, laboratório e escritório) e os respectivos métodos adotados para o desenvolvimento da presente monografia.

4.1 – ETAPA PRÉ – CAMPO

Primeiramente, antes da realização do trabalho de campo, foi definida a área alvo na carta topográfica Resende Costa (IBGE na escala 1: 50.000), tendo em vista a presença de diversos corpos plutônicos adjacentes, que foram caracterizados preliminarmente na monografia de Souza (2013). Tendo sido escolhido a área alvo em mapa, esta foi ampliada da escala de 1:50.000 para a escala de 1:25.000 (dobro do tamanho original) a partir da folha Resende Costa do IBGE e, em seguida, foram xerocadas duas cópias. Uma das cópias foi reservada como mapa de escritório, enquanto a outra foi recortada, colada em papel cartão e entelada para ser utilizada como mapa de campo. Em ambos os mapas foram colocados os contatos e as litologias adjacentes, previamente cartografadas por Souza (2013), assim como o traçado da MG-839 e da Ferrovia do Aço.

Nesta etapa também foi confeccionada uma listagem com as lâminas já existentes da área em questão (**Tabela 1**), destacando-se o tipo litológico e a presença ou não de análise química.

Tabela 1 – Lista das lâminas já existente na área da presente monografia, indicando tipo litológico, unidade geológica e presença ou não de análise química.

| Numero da Lâmina | Tipo Litológico | Unidade Geológica | Análise química |
|------------------|------------------------|------------------------|-----------------|
| RF - 40A | Gnaisse Granodiorítico | Ribeirão dos Mosquitos | X |
| RF - 43A | Gnaisse Granodiorítico | Ribeirão dos Mosquitos | X |
| RF - 44A | Gnaisse Granodiorítico | Ribeirão dos Mosquitos | X |
| RF - 45 | Gnaisse Granodiorítico | Ribeirão dos Mosquitos | X |
| RF - 66 | Gnaisse Granodiorítico | Ribeirão dos Mosquitos | X |
| RF - 43B | Sienogranito | Ribeirão dos Mosquitos | --- |

4.2 – ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo envolveu a realização do mapeamento geológico, a descrição dos litótipos encontrados e a coleta de amostras de rocha e de material saprolítico. O mapa geológico foi elaborado na escala 1:25.000 a partir de duas campanhas totalizando 10 dias de campo. A primeira campanha foi realizada do dia 9 ao 13 de abril de 2013 e a segunda do dia 17 ao dia 21 de fevereiro de 2014. Os pontos de campo foram plotados com ajuda de uma régua, através das coordenadas UTM, obtidas a partir de um GPS *Garmin* utilizando o *datum*

Córrego Alegre. A localização dos pontos também foi realizada utilizando-se de referenciais estáticos como rios, córregos, estradas, fazendas, ferrovia e mudanças no relevo. Ainda foram realizados desenhos esquemáticos de algumas das principais feições dos afloramentos.

Os pontos foram descritos na caderneta de campo, a partir da observação do modo de ocorrência do afloramento (lajedo, corte de estrada, corte de ferrovia, blocos), tamanho, grau de intemperismo do litótipo (rocha fresca, alterada ou saprólico), da presença de relações intrusivas e/ou xenólitos. As características megascópicas dos litótipos foram observadas com a ajuda de uma lupa de 10X, como mineralogia, textura e estruturas primárias e secundárias, as quais foram medidas utilizando uma bússola *Bruton Eclipse Pro* 8099.

4.2.1 – Coleta de Amostras de Rocha

As rochas da região trabalhada apresentam um elevado grau de alteração intempérica, o que torna os afloramentos frescos escassos (exceções na Ferrovia do Aço), dificultando a coleta desse tipo de amostra. Por esse motivo as amostras são geralmente tiradas dos afloramentos com maior nível de preservação, levando-se em consideração as características relevantes (corpo intrusivo e/ou presença de um xenólito e/ou mudança textural da rocha).

As amostras foram extraídas com a utilização de um martelo ou marreta *Estwing*, com o cuidado de se obter um tamanho próximo de um punho, para facilitar assim a confecção das lâminas petrográficas. Esse tipo de amostra foi coletada tanto para as lâminas, quanto para análise geoquímica.

4.2.2 – Coleta de Saprólico

A coleta do material saprolítico baseou-se na escolha de um afloramento com feições homogêneas, ou seja, sem a presença de diques, veios ou xenólitos. Em seguida foi realizada a limpeza da área, retirando com uma pá, a parte superior envolvendo a cobertura vegetal ou solo, para que não houvesse contaminação ([Figura 3a](#)). Logo depois foi amostrado cerca de 20 kg do material saprolítico ([Figura 3b](#)), que foi levado para uma drenagem ativa para o processo de deslamagem e concentração dos minerais pesados. Esse procedimento foi realizado com balde, peneira e bateia, onde o balde foi utilizado para homogeneizar o material e para a retirada das frações argila e silte ([Figura 4a-b](#)). O material restante foi peneirado com uma peneira de 2 mm, onde a fração mais grossa foi descartada ([Figura 5a-b](#)). Por fim o material mais fino foi concentrado gravimetricamente com a utilização da bateia ([Figura 6a-b](#)), fazendo com que os minerais de maior densidade permanecessem na bateia, o que proporcionou ao final do processo, um material com cerca de 10 g rico em minerais pesados, o

qual foi inserido em um recipiente plástico (Figura 7) e reservado para posterior processamento em laboratório.



Figura 3 – Etapas de coleta da amostra de saprólito em campo. **a** – Limpeza do afloramento; **b** – Amostragem de cerca de 20 kg de saprólito.



Figura 4 – Deslamagem do saprólito na drenagem. **a** – Homogeneização da amostra em água; **b** – Eliminação da argila e do silte.



Figura 5 – Separação granulométrica com peneira. **a** - Processo de peneiramento para a retirada do material menor que 2 mm. ; **b** - Resíduo maior que 2 mm.



Figura 6 – Utilização da bateia para concentração gravimétrica dos minerais pesados. **a** – Início do processo com o material menor que 2 mm separado com o uso da peneira; **b** – Concentrado parcial.



Figura 7 – Concentrado final em um recipiente plástico (cerca de 10 g).

4.3 – ETAPA DE LABORATÓRIO

Essa etapa inclui os procedimentos responsáveis pela obtenção da maioria dos dados utilizados para atingir os objetivos deste trabalho, servindo como base o material coletado no campo.

4.3.1 – Preparação da amostra e estudo em estereomicroscópio

A amostra de minerais pesados passou primeiramente pelo ultrassom (USC – 700) com o intuito de liberar a fração argila e eliminar os grão de limonita, bem como o material incrustado ou agregado nos minerais, limpando-se a amostra (**Figura 8a**). Em seguida a amostra foi seca em estufa a 80° e processada em bromofórmio, líquido com densidade de 2,89, ocasionando a separação dos minerais leves (como quartzo e feldspato) dos minerais pesados (**Figura 8b**). Posteriormente foram retirados os minerais magnéticos com um imã de

mão (Figura 9a) para facilitar o processamento do material no separador eletromagnético Frantz (Figura 9b) nas seguintes amperagens: 0,3A, 0,5A, 0,6A, 0,8A, 1,0A e $>1,0\text{A}$.

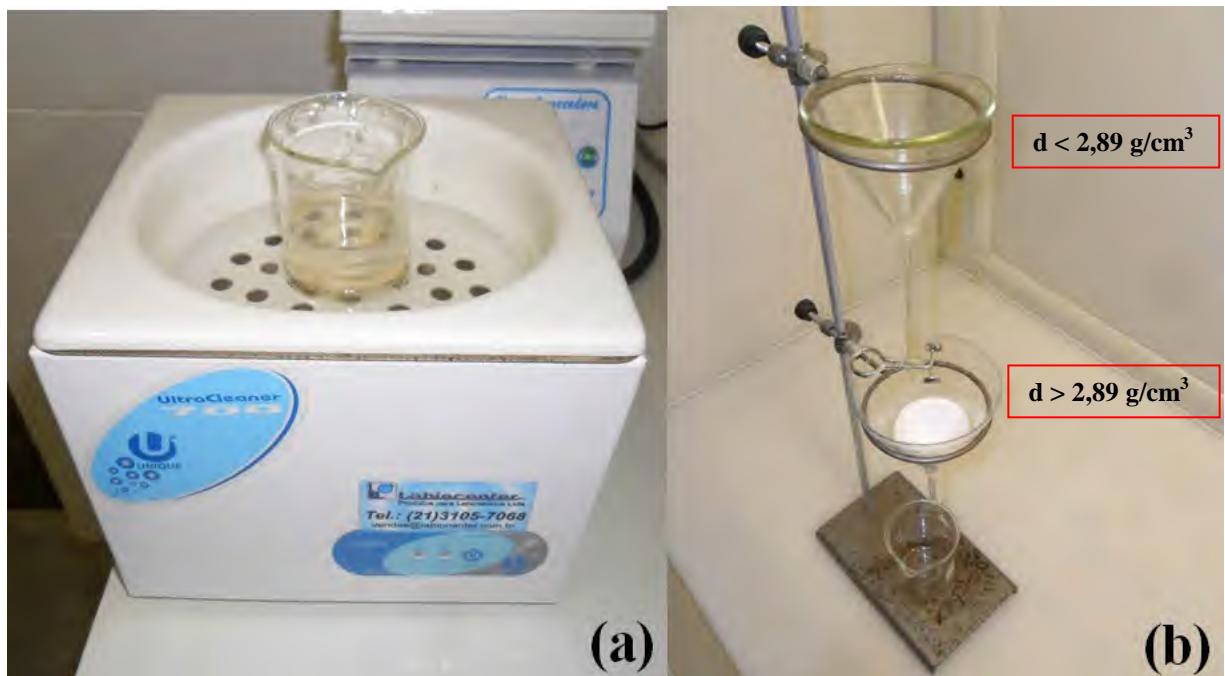


Figura 8 – a – Limpeza da amostra com uso do ultrassom, extraíndo a fração argila e eliminando os grãos de limonita; **b** – Separação dos minerais pesados por gravidade. O bromofórmio ($d=2,89$) fica no funil superior, enquanto os grãos são inseridos em seguida. Os minerais pesados afundam, sendo possível separá-los do restante da amostra e então recolhê-los no filtro de papel (d = densidade).

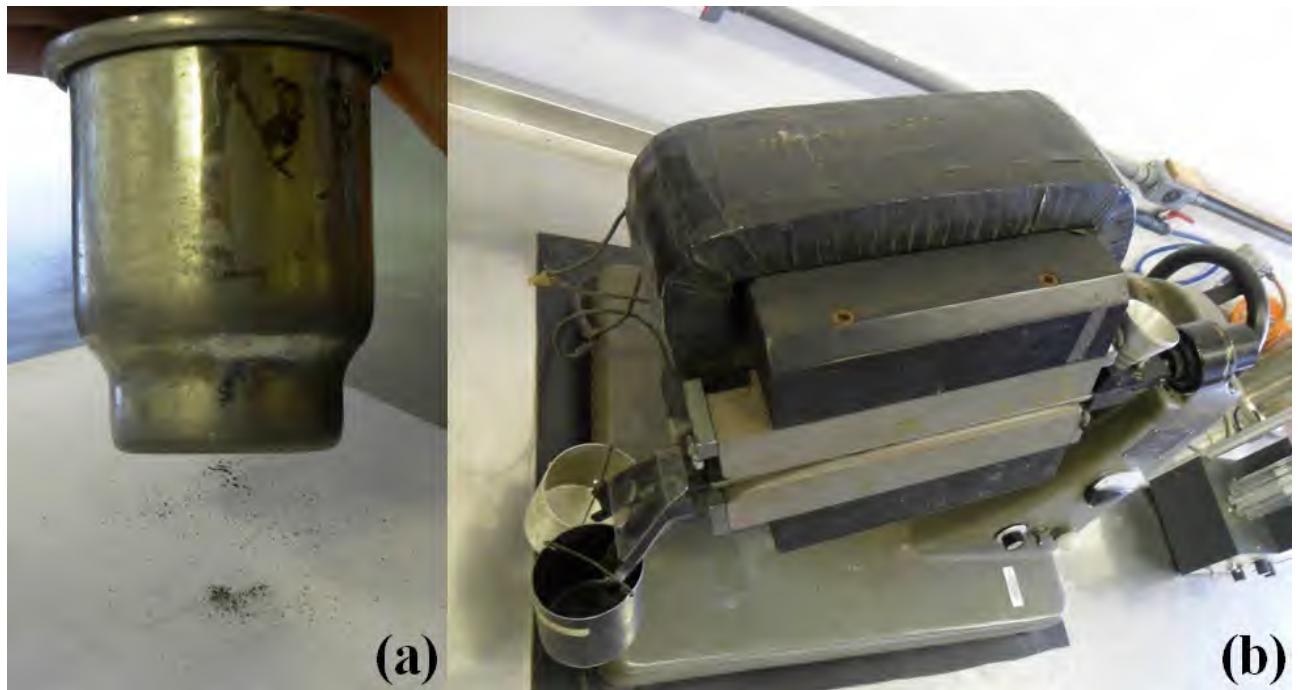


Figura 9 – Separação magnética. **a** -Pelo imã de mão; **b** – Pelo separador eletromagnético Frantz.

Cada uma dessas frações foi analisada em estereomicroscópio (Figura 10), identificando-se os minerais a partir de algumas propriedades como cor, brilho, clivagem, fratura, forma cristalina e dureza. Dessa maneira foi estimada uma porcentagem dos minerais

em cada uma das frações obtidas no Frantz. Após essa fase foram separados alguns minerais de interesse, tais como ilmenita e zircão, os quais foram encaminhados para a confecção de seções polidas (Figura 11) para posterior estudo por microscopia eletrônica de varredura com análise por energia dispersiva (MEV-EDS) visando obter a composição química do mineral, bem como de suas inclusões sólidas.



Figura 10 – Analise e separação dos minerais de interesse em estereomicroscópio.



Figura 11- Seções polidas confeccionadas dos minerais selecionados em estereomicroscopia.

4.3.2 – Petrografia

As amostras de rocha coletadas em campo foram lavadas, identificadas e encaminhadas para o Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN), onde foram

realizados as lâminas delgadas polidas, priorizando uma seção de corte de acordo com feições de interesse, tais como foliação e bandamento metamórfico.

As descrições das lâminas foram realizadas no microscópio petrográfico Carl Zeiss Axioskop 40, identificando e descrevendo a mineralogia essencial, acessória e secundária, suas texturas e estruturas de interesse, bem como a realização da análise modal, com o objetivo de caracterizar o nome da rocha, assim como os processos pós-magmáticos desenvolvidos. A análise modal foi efetuada por análise semiquantitativa através da visada de 6 partes não superpostas em uma lâmina, cada parte sendo examinados 4 quadrantes, com um total 24 quadrantes. A média das modas examinadas nos 24 quadrantes representou o resultado final da análise modal.

4.3.3–Geoquímica

Após a observação em microscópio petrográfico, foram selecionadas as amostras para geoquímica, dando-se preferência a rochas com baixo grau de alteração intempérica e hidrotermal. Porém o primeiro problema encontrado refere-se em como diferenciar fitas de quartzo metamórfico de veios de quartzo, que encontram-se espalhados por grande parte das amostras. Posteriormente as amostras selecionadas foram reencaminhadas para o Laboratório de Laminação e cortadas em briquetes com cerca de 7 cm (comprimento) x 5 cm (altura) x 3 cm (largura), tendo-se o cuidado de não incluir veios, contatos ou xenólitos. Os briquetes foram quebrados em pedaços menores com ajuda de um martelo e posteriormente pulverizados no moinho de bola até tamanhos inferiores a 200 *mesh* (0,074mm).

No laboratório de fluorescência de raios-X da Universidade Federal do Rio de Janeiro foi realizada a análise química dos elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{Tot}$, MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5) usando um espectrometrômetro de fluorescência Phillips PW2400 (com tubo de Rh).

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 (LiBr). Os elementos traços foram determinados com 7g do pó da amostra, que foi 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, AN-G GIT, GBW07104, GBW07110, GBW07111, AC-E, GS-N, MA-N e CRPG GH.

4.3.4 – MEV-EDS

As seções polidas foram confeccionadas após a seleção dos minerais por estereomicroscopia. Estas foram analisadas posteriormente em um microscópio eletrônico de varredura FEI Quanta400 (MEV) (Figura 12), com um sistema acoplado de microanálise química por dispersão de energia (EDS) *Bruker XFlash 4030*, tecnologia SSD (*silicon drift detector*) que, com uma janela de 30mm², permite contagens da ordem de 150kcps com tempo morto de 8 a 10% e resolução espectral melhor que 137eV para Mnka. O microscópio eletrônico de varredura foi operado em alto vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 20kV e *spot size* de 5.

As composições químicas quantitativas dos minerais foram medidas por EDS, no sistema *Bruker Quantax* no modo quantitativo sem padrões, com auto-calibração a partir da radiação de fundo da análise (*Bremstrahlung*) e correção ZAF por parâmetros fundamentais. A resolução da microanálise por EDS é da ordem de 1µm de raio em superfície e em uma profundidade da ordem de 1,5 a 5µm, dependendo da densidade do material no ponto analisado. Todas as análises de elementos ou substâncias analisadas em MEV-EDS apresentam-se em porcentagem peso (% p).



Figura 12 – Microscópio eletrônico de varredura com microanálise por dispersão de energia (MEV-EDS) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) onde foi realizado o estudo.

As imagens do microscópio eletrônico de varredura foram geradas predominantemente por detector de elétrons retro-espalhados (*backscatter electrons detector*-BSD), no qual os níveis de cinza são proporcionais ao peso atômico médio dos elementos excitados pelo feixe de elétrons durante a varredura. Nas imagens compostionais os tons mais claros e escuros representam, respectivamente, as fases de pesos atômicos médios mais ou menos elevados.

4.4 – ETAPA DE ESCRITÓRIO

Nesta etapa foi confeccionado um mapa geológico utilizando-se o *software* ArcMap 10.1 da suíte ArcGIS 10.1, através da digitalização do mapa de campo e plotagem de pontos com uso de uma tabela com as coordenadas UTM e respectivas medidas estruturais. A presente monografia foi redigida utilizando o *software* Microsoft Office Word 2010 e as tabelas confeccionadas no Microsoft Excel 2010. A interpretação dos dados geoquímicos envolveu a utilização do programa GCDKit da R[®] para definição do tipo de magma envolvido e para a classificação geoquímica, bem como para a caracterização tectônica.

As referências bibliográficos foram formatadas segundo as normas propostas pela Revista Brasileira de Geociências (Brasilian Journal of Geology) que podem ser encontradas no volume 44, número 2, nas instruções para os autores.

5 – NOMENCLATURA ADOTADA

Este capítulo tem por objetivo facilitar a compreensão das terminologias adotadas na presente monografia, possibilitando assim um melhor entendimento da mesma.

No que se refere à nomenclatura das unidades mapeadas, foi utilizado o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986), onde define-se que a denominação formal de uma corpo deve conter um termo litológico seguido de um nome geográfico, sendo o primeiro, referente ao tipo de rocha dominante classificada pela análise petrográfica.

A classificação petrográfica e nomenclatura das rochas ígneas plutônicas félscicas foi realizada a partir da utilização do diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) (**Figura 13**), que define a rocha de acordo com conteúdo de quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e feldspatoides.

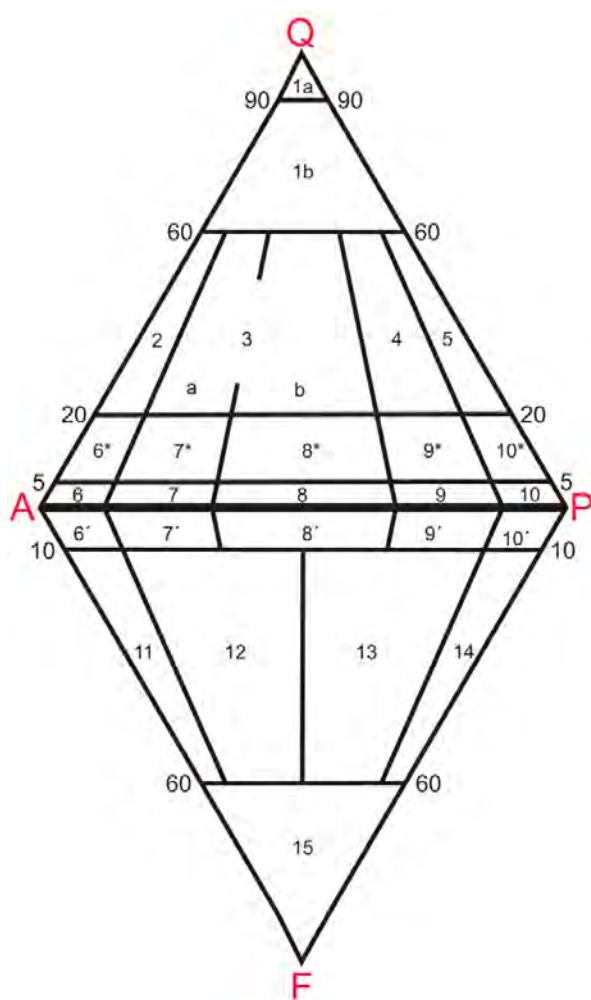


Figura 13 – Diagrama QAPF de Streckeisen (1976) : 1a- Quartzolito (silexito); 1b- Granitoide rico em quartzo; 2- Álcali-feldspato granito; 3a- Sienogranito; 3b- Monzogranito; 4- Granodiorito; 5- Tonalito; 6*- Quartzo alcali-feldspato sienito; 7*- Quartzo sienito; 8*- Quartzo monzonito; 9*- Quartzo monzodiorito / quartzo monzogabro; 10*- Quartzo diorito / quartzo gabro / quartzo anortositico; 6- Álcali-feldspato sienito; 7- Sienito; 8- Monzonito; 9- Monzodiorito / monzogabro; 10- Diorito / gabro / anortositico; 6'- Álcali-feldspato sienito com feldspatoide; 7'- Sienito com feldspatoide; 8'- Monzonito com feldspatoide; 9'- Monzodiorito / monzogabro com feldspatoide; 10'- Diorito / gabro com feldspatoide; 11- Feldspatoide-sienito; 12- Feldspatoide-monzosienito; 13- Feldspatoide monzodiorito / feldspatoide monzogabro; 14- Feldspatoide diorito / feldspatoide gabro; 15- Foidito.

Em relação ao índice de cor, as rochas ígneas foram classificadas segundo a proposta de Le Maitre (2002), de acordo com a porcentagem de minerais máficos, conforme representado na **Tabela 2**. Para a granulação foi adotada a classificação segundo Willian *et al.* (1970) onde as rochas são descritas como afaníticas, quando os minerais não são visíveis a olho nu ou com uma lupa simples, e faneríticas quando visíveis (**Tabela 3**).

Foi utilizado o termo equigranular para rochas com grãos aproximadamente na mesma faixa de tamanho e inequigranular quando a rocha apresenta uma variação expressiva no tamanho dos grãos, sendo que esta última pode ser subdividida em seriada, bimodal, unimodal e porfirítica (**Figura 14**).

Tabela 2 – Índice de cor de acordo com Le Maitre (2002).

| Índice de Cor | Teor de Minerais Máficos |
|--------------------|--------------------------|
| Hololeucocrático | 0 - 10% |
| Leucocrático | 10 - 35% |
| Mesocrático | 35 - 65% |
| Melanocrático | 65 - 90% |
| Hipermelanocrático | 90 - 100% |

Tabela 3 – Classificação da granulação de rochas ígneas segundo Williams *et al.* (1970).

| Granulação | Tamanho dos Cristais |
|--------------|----------------------|
| Muito grossa | > 30mm |
| Grossa | 5 a 30mm |
| Média | 1 a 5mm |
| Fina | < 1mm |

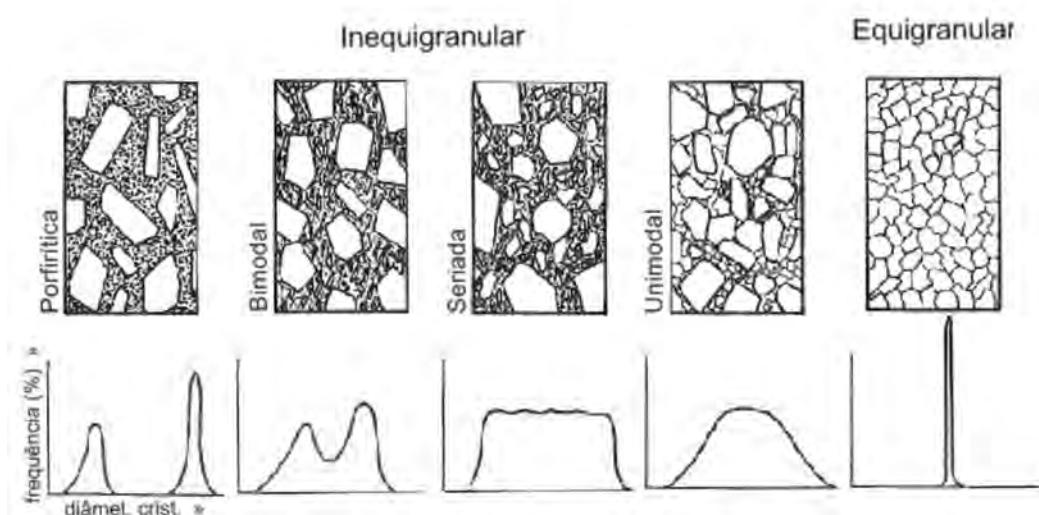


Figura 14 - Esquema representando cinco casos típicos de distribuição da granulação em rochas ígneas cristalinas, independente do tamanho dos grãos (Dorado, 1989).

Em relação ao grau de desenvolvimento dos cristais, a classificação adotada baseia-se na proposta de William *et al.* (1970), onde o uso do termo idiomórfico está associado a

cristais com faces bem desenvolvidas, enquanto cristais hipidiomórficos apresentam faces parcialmente bem desenvolvidas. Já o termo xenomórfico está associado a ausência de faces bem desenvolvidas. Quando os cristais são de origem metamórfica, os termos idioblásticos, hipidioblásticos e xenoblásticos são respectivamente equivalentes. A partir dos termos mencionados, as texturas das rochas foram classificadas como afanítica, fanerítica fina, média e grossa; fanerítica equigranular, fanerítica inequigranular seriada e fanerítica porfirítica.

Quanto aos minerais que compõem a rocha, estes foram divididos em três grupos:

- i) Minerais essenciais – compõem a mineralogia dominante e atribuem o nome à rocha;
- ii) Minerais acessórios – ocupam menos de 5% em volume na rocha;
- iii) Minerais secundários – não apresentam origem magmática, podendo corresponderem ao produto de metamorfismo, hidrotermalismo ou intemperismo.

O termo enclave é utilizado no presente trabalho para fragmentos de rochas ou minerais, inclusos em outras rochas de gênese posterior ou de mesma gênese. Seguindo a proposta de Didier & Barbarin (1991), estes fragmentos foram classificados de acordo com sua natureza e tipo de contato (**Tabela 4**).

Tabela 4 - Nomenclatura dos diversos tipos de enclaves e suas principais características segundo Didier & Barbarin (1991).

| ENCLAVE | Termo | Natureza | Contato |
|---------|------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| | Xenólítico | 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 |
| | Schlieren | Enclave "triturado", "brechado" | Gradual |
| | Microgranular félscica | Dilaceração de margens mais finas | Brusco ou gradual |
| | Microgranular máfica | Bolhas de magmas coesos | Brusco e anguloso |
| | Cumulático | Ruptura de dilatação de cumulados | Predominantemente gradual |

Tendo em vista a classificação metamórfica textural, que envolve o tamanho dos grãos e as feições planares existentes, Yardley (1991) propõe as seguintes denominações:

- a) Filito - rocha com clivagem pronunciada, cujos filossilicatos não são identificados a olho nu;
- b) Xisto - rocha caracterizada por alinhamento paralelo de grãos, usualmente visíveis a olho nu. Esse tipo de estrutura é conhecido como xistosidade onde a deformação é suficientemente intensa, podendo ser desenvolvida por outros minerais além dos filossilicatos, tal como a hornblenda;

- c) Gnaisse - rocha com estrutura planar, tal como xistosidade ou bandamento composicional onde o prefixo **para** está associado à rochas de protólito sedimentar e o prefixo **orto** à rochas de protólito ígneo;
- d) Anfibolito - utilizado para rochas constituídas essencialmente de hornblenda e plagioclásio, e que apresentam foliação metamórfica;
- e) Quartzito - rochas com mais de 90% de quartzo e com foliação e/ou clivagem metamórfica.
- f) Gondito - rocha constituída de quartzo e espessartita oriunda do metamorfismo de um protólito derivado de precipitados químicos manganesíferos. Posteriormente a granada pode se alterar intempericamente para óxidos e hidróxidos de Mn.

Ainda foi utilizado o termo “meta” na frente do nome da rocha quando esta, embora já tendo passado por processos metamórficos com substituições e deformações, ainda mantém a identidade do protólito como cristais e texturas primárias.

6 – GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo tem por objetivo contextualizar regionalmente a área estudada na presente monografia, destacando as principais características das regiões e unidades que a englobam. Neste sentido, esta encontra-se situada na Plataforma Sul-Americana, na borda meridional do cráton do São Francisco, mais especificamente, em um terreno denominado de cinturão Mineiro.

6.1 – INTRODUÇÃO

Descartando uma pequena porção na Venezuela que faz parte da Placa do Caribe, o restante do continente Sul-Americano foi dividido em três grandes domínios tectônicos: Andes; Plataforma Patagônica; Plataforma Sul-Americana (Hasui *et al.* 2012) (Figura 15). Almeida *et al.* (1977) subdividiram o embasamento arqueano-proterozoico da plataforma em três grandes escudos: Guiana, Brasil Central e Atlântico (Figura 15). O conceito de Plataforma Sul-Americana corresponde à fração continental da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que se processavam a abertura e o desenvolvimento do Atlântico Sul, no Meso-Cenozóico (Bizzi *et al.*, 2003).



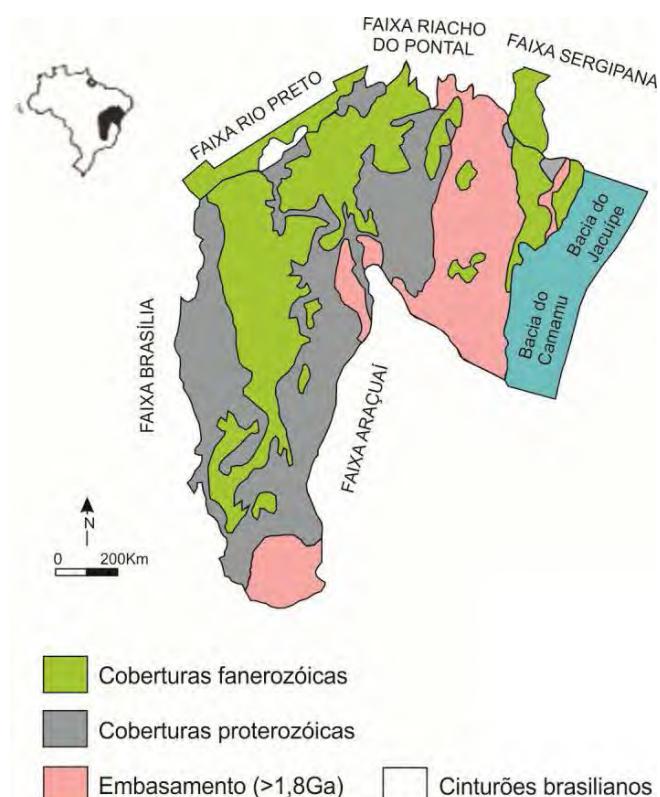
Figura 15 – Mapa com os grandes domínios geológicos da América do Sul. A Plataforma Sul-Americana é formada pelo embasamento arqueano-proterozoico exposto (escudos, em rosa) e a cobertura de plataforma (em amarelo). A linha vermelha contínua é o limite da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida (2004); a linha pontilhada é o prolongamento inferido do limite.

6.2 – CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Segundo Alkmim (2004), o conceito básico de cráton consiste em uma porção continental que permaneceu estável durante um longo evento tectônico. Nesse sentido, o cráton do São Francisco corresponde a um bloco, que no final do Neoproterozóico, durante a tectogênese Brasiliiana, atuou como antepaís para os cinturões orogênicos brasileiros, que se desenvolveram às suas bordas (Almeida 1977).

O cráton do São Francisco compreende a maior parte do Estado da Bahia, e se estende as regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. Apresenta como limites os sistemas orogênicos Borborema (Faixa Sergipana e Riacho do Pontal), ao norte, Tocantins (Faixa Brasília), a oeste, Mantiqueira (Faixa Araçuaí) a sudeste e a noroeste a Faixa Rio Preto ([Figura 16](#)). A leste, o cráton vai de encontro a Margem Continental, que hospeda as bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamu e Jacuípe (Alkmim, 2004).

Os dados geológicos e geocronológicos de diversos trabalhos sugerem que a região foi afetada por uma evolução tectônica policíclica com idades isotópicas de 3,1-2,6 Ga (Arqueano) e 2,4-1,8 Ga (Proterozóico) (Teixeira & Figueiredo, 1991) tendo, desta forma, o substrato do cráton São Francisco se consolidado ao término do Ciclo Transamazônico. O embasamento Arqueano - Paleoproterozóico apresenta-se exposto principalmente nas porções sul e norte e parcialmente encoberto no restante do cráton por rochas metassedimentares Neoproterozóicas e sedimentares Fanerozóicas.



[Figura 16](#) – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (modificado de Alkmin, 2004).

A borda meridional deste cráton é formada por um bloco Arqueano parcialmente circundado por um cinturão Paleoproterozóico relacionado à Orogenia Transamazônica (Noce *et al.*, 2000). Esta região é representada principalmente por gnaisses bandados e migmatitos dos complexos metamórficos arqueanos (Texeira *et al.*, 2000) e por rochas metaultramáficas, komatiíticas, anfibolíticas e metassedimentares pertencentes aos *greenstone belts* Rio das Velhas e Barbacena (Pires *et al.* 1990; Schrank & Silva, 1993). Diversos corpos plutônicos paleoproterozóicos, que variam em composição desde gabros até granitos, cortam as rochas do *greenstone belt* Barbacena (Ávila *et al.* 2004).

6.3 - CINTURÃO MINEIRO

O cinturão Mineiro aflora no setor sul do cráton do São Francisco, em torno da margem leste de um grande núcleo Arqueano, embora alguns fragmentos mais antigos também tenham sido identificados dentro dele (Cordani & Teixeira, 1979; Teixeira, 1982; Teixeira *et al.*, 1987a, b). Segundo Texeira & Figueiredo (1991), o cinturão Mineiro é composto por terrenos gnáissicos-migmatíticos e granitoides com *trends* estruturais N-S a NNE-SSW particularmente distintos. Este foi interpretado por Texeira *et al.* (2000) como um cinturão transamazônico que teria evoluído como um cinturão marginal para a plataforma arqueana e incluiria uma grande área do embasamento arqueano retrabalhado. Ávila *et al.* (2010) interpretaram o cinturão Mineiro como formado a partir da aglutinação de diversos arcos magnáticos paleoproterozóicos, que englobam rochas do embasamento Arqueano, parcialmente retrabalhadas no Paleoproterozóico.

Segundo Ávila *et al.* (2010; 2014), a geologia da região do cinturão Mineiro é representada principalmente por faixas metavulcanossedimentares, corpos plutônicos máficos e félsicos e por rochas subvulcânicas e vulcânicas félsicas. As rochas das sequências metavulcanosedimentares são intrudidas por volumoso plutonismo paleoproterozóico, representado por corpos de composição gabróica, diorítica, trondjemítica, granodiorítica e granítica (Ávila, 2000; Ávila *et al.*, 2003, 2004, 2006a, 2006b). As rochas metavulcanosedimentares da região foram designados por Pires (1978) e Pires *et al.* (1990) de *greenstone belt* Barbacena e posteriormente este *greenstone belt* foi subdividido por Ávila *et al.* (2004, 2006a, 2010) em três faixas: Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos (Figura 17).

Segundo Ávila *et al.* (2010) a evolução Paleoproterozóica da borda meridional do cráton do São Francisco teria se iniciado com uma bacia de margem continental passiva relacionada com a deposição do Supergrupo Minas a cerca de 2,5 - 2,6 Ga, que evoluiria para a formação de crosta oceânica. Esta etapa seria sucedida por ruptura da litosfera oceânica

com desenvolvimento e coalescência de progressivos arcos magmáticos mais jovens, durante o Riaciano. Este mesmo autor relacionou o modelo evolutivo dos arcos Mantiqueira e Juiz de Fora proposto por Noce *et al.* (2007) à evolução policíclica do Cinturão Mineiro, tipificada pelos arcos Ritápolis e Serrinha (**Figura 18**). O arco Mantiqueira (2137-2041 Ma) teria se formado na borda oriental de um microcontinente, enquanto o restante dos arcos seriam intraoceânicos. O arco Serrinha (2239-2214 Ma) representa um dos primeiros arcos magmáticos riacianos e teria sido originado a partir de uma ruptura precoce da litosfera oceânica paleoproterozóica. O arco Ritápolis (2192 – 2121 Ma), que teve sua evolução ao longo da margem ativa do paleocontinente São Francisco, engloba os corpos plutônicos mais jovens do cinturão mineiro. Este, por sua vez, teria evolução aproximadamente contemporânea com o arco Juiz de Fora (2195 – 2084 Ma), que posteriormente teria sido acresionado a borda oriental do arco Mantiqueira entre 2137 e 2041 Ma (**Figura 18**).

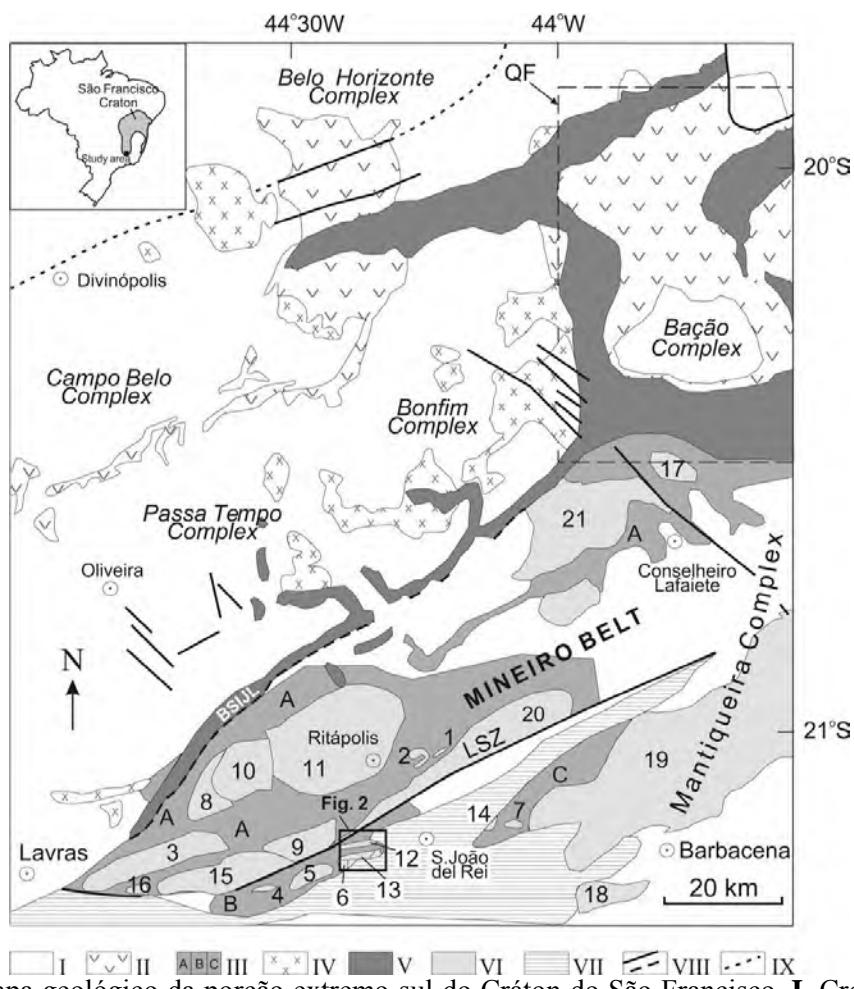


Figura 17 - Mapa geológico da porção extremo-sul do Cráton do São Francisco. **I.** Crosta Arquenana parcialmente retrabalhada durante o Paleoproterozóico; **II.** Greenstonebelt Rio das Velhas (Arqueano); **III.** Greenstonebelts do Arqueano/Paleoproterozóico: (A) Rio das Mortes, (B) Nazareno e (C) Dores de Campos. **IV.** Granitoides Arqueanos; **V.** Supergrupo Minas (Paleoproterozóico - Sideriano). **VI.** Plutonsfélscicos e máficos Paleoproterozóicos; **VII.** Sequências Supracrustais São João del Rei (Paleoproterozóico), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico); **VIII.** Estruturas Tectônicas de Grande Porte (exemplo: Zona de Cisalhamento Lenheiro; LSZ); **IX.** Limite aproximado do Cinturão Mineiro Paleoproterozóico.; **1-29.** Plutóns Paleoproterozóicos. QF – Quadrilátero Ferrífero. BSIJL – Lineamento Bom Sucesso – Ibituruna – Jeceaba. (Ávila *et al.*, 2010).

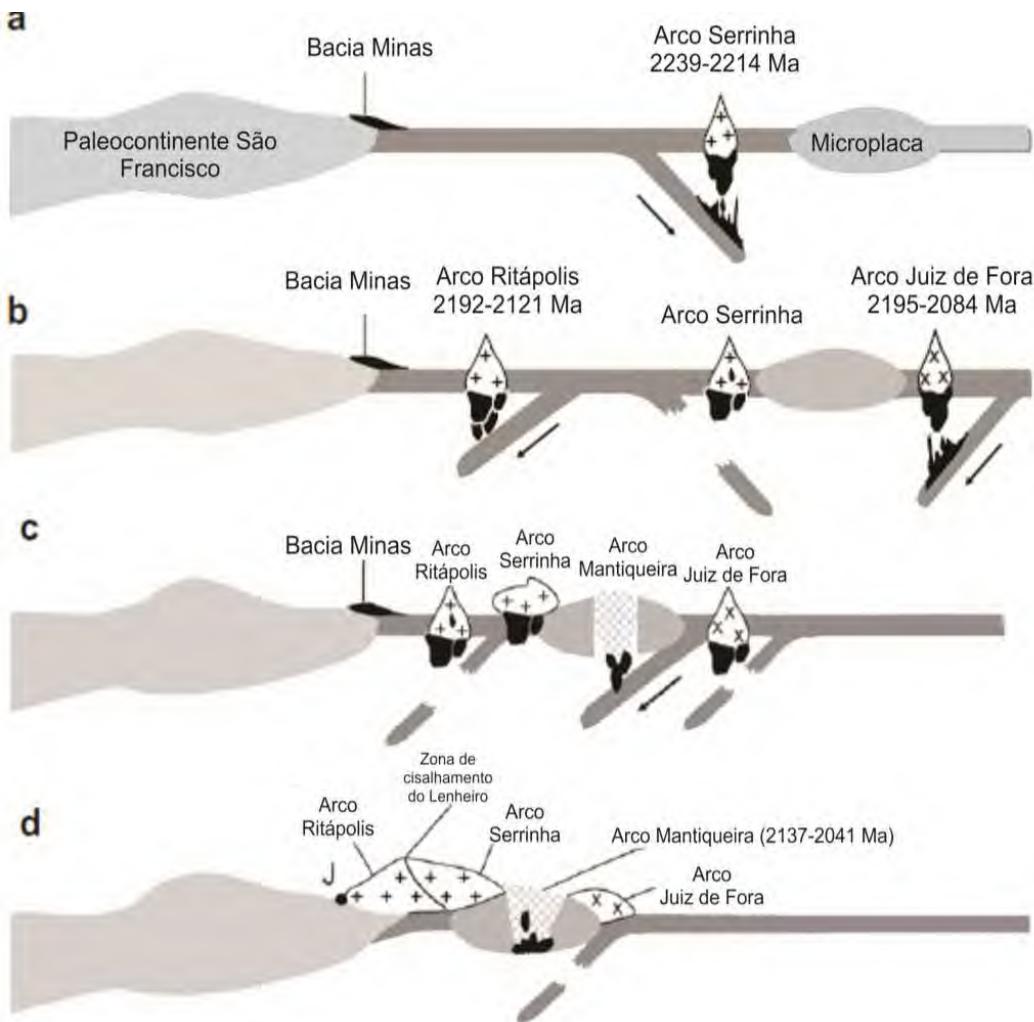


Figura 18 - Evolução do cinturão Mineiro mostrando a formação dos arcos magnéticos Ritiápolis e Serrinha e a colisão com os arcos Mantiqueira e Juiz de Fora (Ávila *et al.*, 2010). Legenda : J – Lineamento Jeceaba – Bom Sucesso.

Dados estruturais e geocronológicos sugerem que os *greenstone belts* são tectonicamente relacionados com os arcos magnéticos riacianos e que a sua colagem foi controlada por zonas de cisalhamento regionais e falhas transcorrentes. A colagem tectônica dos arcos Serrinha e Ritiápolis produziu a zona de cisalhamento do Lenheiro cuja orientação preferencial é NE-SW (Ávila *et al.* 2010), enquanto segundo Campos *et al.* (2008) o lineamento Bom Sucesso – Jaceaba separa rochas Arqueanas (a NW do lineamento) das rochas essencialmente Paleoproterozóicas (a SE do lineamento), as quais estariam associadas ao cinturão Mineiro (Figura 17). O bloco tectônico ao norte da zona de cisalhamento do Lenheiro engloba a faixa metavulcanossedimentar Rio das Mortes, enquanto o bloco ao sul da zona de cisalhamento comprehende as faixas metavulcanossedimentares Nazareno e Dores de Campo (Ávila *et al.*, 2010).

7 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

7.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo tem por objetivo descrever as características de campo e laboratoriais das unidades litológicas representadas no mapa geológico elaborado entre as cidades de Coronel Xavier Chaves e Resende Costa ([Anexo I – Mapa geológico](#)). O mapa foi confeccionado a partir da compilação do mapeamento previamente realizado por Souza (2013) em conjunto com a área mapeada na presente monografia. Dessa forma foram definidas cinco unidades de mapeamento representadas por:

- 1 – Ortognaisse trondhjemítico Resende Costa: este corpo foi caracterizado na monografia de Souza (2013) como um *stock* de direção WNW–ESE, localizado ao redor da cidade de Resende Costa, tendo sido subdividido em duas fácies texturais: fácie equigranular média/grossa e fácie equigranular fina/média. Apresenta idade de cristalização de 2358 ± 10 Ma (Ávila *et al.* 2011; Teixeira *et al.*, 2012).
- 2 – Unidade metavulcanosedimentar Rio das Mortes: representada por rochas metaultramáticas, metamáficas e metassedimentares que foram divididas em duas subunidades: uma composta principalmente por rochas anfibolíticas com idade de cristalização U-Pb de 2.231 ± 5 Ma e 2202 ± 7 Ma (Ávila *et al.* 2012); e a outra predominantemente marcada por rochas metassedimentares tipificadas por filitos amarronzados, filitos carbonosos e gonditos.
- 3 – Gnaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos: este corpo destaca-se no mapa como um *stock* alongado com direção NE-SW que é intrusivo nas rochas metassedimentares da unidade metavulcanosedimentar Rio das Mortes, inclusive apresentando xenólitos da mesma. Apresenta idade de cristalização U-Pb (LA-ICPMS) de 2146 ± 5 Ma (Ávila informação verbal).
- 4 – Granitoide Ritápolis: a designação “granitoide Ritápolis” foi proposta por Ávila (1992) para reunir rochas que variavam composicionalmente de sienogranito a tonalito no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) e que afloram com grande expressividade na cidade homônima e em seus arredores. Nesta monografia este corpo é representado por pequenos *stocks* de no máximo 9 km^2 , bem como diques e pegmatitos que cortam os demais litótipos da região. Apresenta idade mínima de cristalização Pb-Pb (evaporação de monocristais de zircão de 2121 ± 7 Ma (Ávila, 2000) e U-Pb (SHRIMP) de 2123 ± 33 Ma (Ávila informação verbal).
- 5 – Diques de metadiabásio: correspondem a corpos tabulares de diabásio metamorfizados, os quais foram interpretados como intrusivos nas demais unidades mapeadas.

7.2 - ORTOGNAISSE TRONDHJEMÍTICO RESENDE COSTA

O ortognaisse trondhjemítico Resende Costa foi estudado por Souza (2013), o qual representou o mesmo com a forma de um *stock* de direção NWW–SEE, localizado ao redor da cidade de Resende Costa (Figura 19). No mapa da presente monografia, o referido corpo é observado somente na parte nordeste deste (Anexo I – Mapa geológico), englobando a sua porção mais a sul (Figura 19), sendo o mesmo circundado pelas rochas anfibolíticas e metassedimentares da unidade metavulcanossedimentar Rio das Mortes.

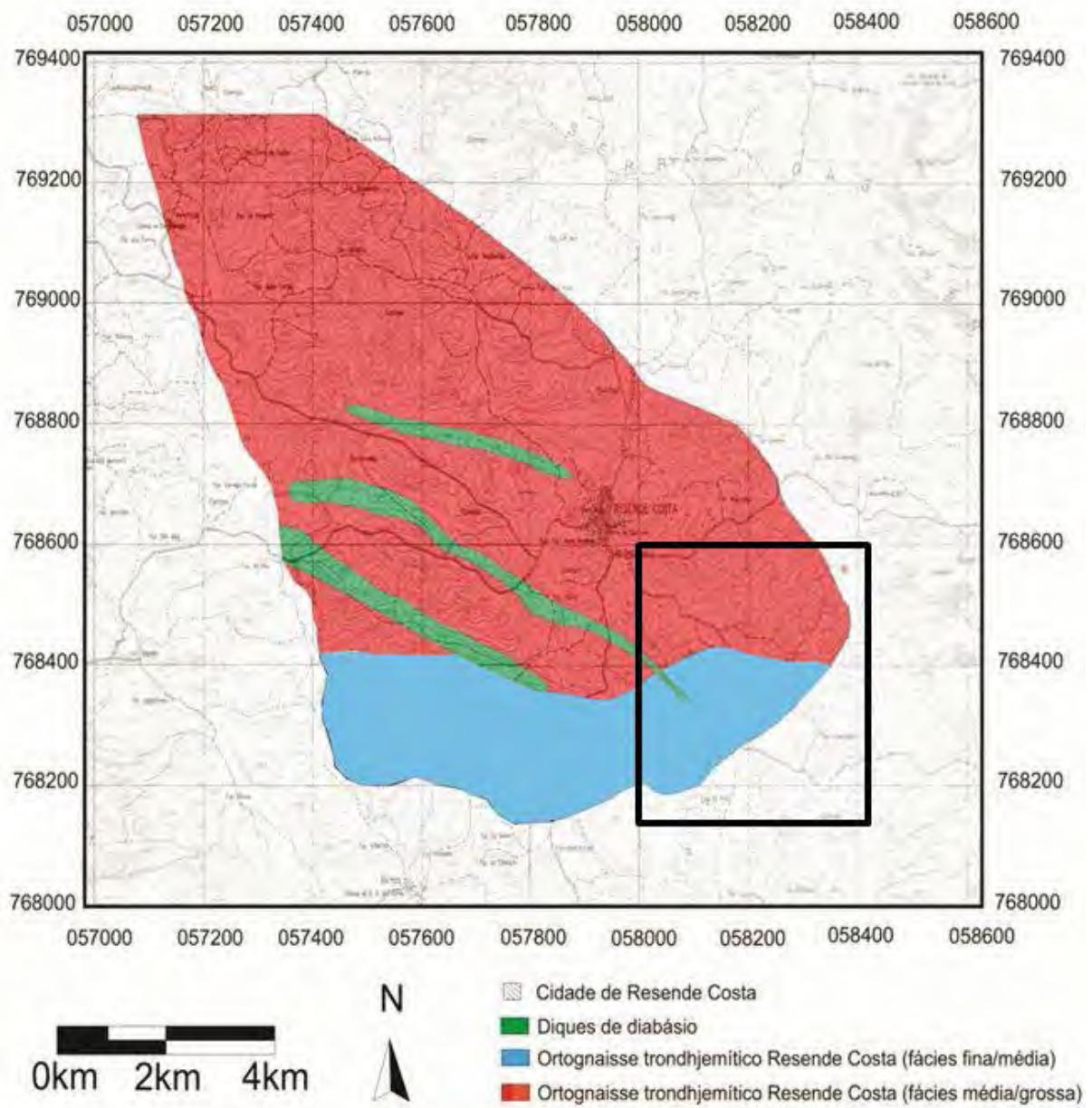


Figura 19 – Mapa mostrando a subdivisão faciológica do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (Souza, 2013). A área destacada em preto é relativa à parte representada no mapa da presente monografia (Anexo I - Mapa geológico).

As rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa estão expostas principalmente em lajedos, blocos “*in situ*” e saprólitos marrom avermelhados. Estas são holocrystalinas, de

coloração acinzentada e variam de finas a grossas. Em campo são marcadas principalmente pela presença de quartzo, que ocorre na forma de fitas milimétricas, feldspato esbranquiçado apresentando forma desde hipidiomórfica até amendoada, enquanto biotita representa a fase máfica. Além disso, observa-se uma forte foliação tectono-metamórfica, tipificada pela orientação da biotita, do quartzo e do feldspato ao longo do *strike* preferencial NE-SW. Souza (2013) subdividiu as rochas deste corpo em duas fácies texturais e de granulação distintas: fácies equigranular média/grossa, hololeucocrática (I.C. entre 1 e 5%) com granulação predominantemente média; e fácies equigranular fina/média, também hololeucocrática (I.C. entre 3 e 7%), porém com granulação predominantemente fina.

Segundo Souza (2013), as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa plotam no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) no campo dos tonalitos e apresentam composição mineralógica definida por quartzo, plagioclásio, biotita, rara microclina, apatita, allanita, minerais opacos, rutilo, titanita, zircão, epidoto, zoisita/clinozoisita, muscovita, carbonatos e sericita. Quimicamente apresentam caráter levemente peraluminoso, filiação cálcio-alcalina, alinhando-se segundo o *trend* de diferenciação trondhjemítico e são incluídas no grupo dos trondhjemitos de alto Al₂O₃. No diagrama discriminante de ambiente tectônico (Pearce *et al.* 1984) as rochas do ortognaisse Resende Costa plotam no campo dos granitoides de arco vulcânico.

Segundo dados geocronológicos e isotópicos (Ávila *et al.*, 2011; Teixeira *et al.*, 2012) o ortognaisse trondhjemítico Resende Costa possui idade de cristalização de 2358 ± 10 Ma, enquanto os dados Sm/Nd apontam para uma idade T_{DM} de 2,5 Ga e para ε_{Nd} de +1,6 indicando que o magma progenitor deste corpo é oriundo de uma fonte juvenil paleoproterozoica.

7.3 – UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR RIO DAS MORTES

A unidade metavulcanossedimentar Rio das Mortes ocorre na região como uma larga faixa orientada segundo a direção NE-SW, sendo a mesma intrudida por diversos corpos plutônicos ([Anexo I - Mapa geológico](#)). Regionalmente esta unidade é composta por níveis máficos-ultramáficos e por níveis metassedimentares, que apresentam camadas de anfibolitos e rochas metaultramáficas intercaladas. Na região estudada esta unidade foi dividida em dois grandes conjuntos: *i*) rochas anfibolíticas que foram descritas por Souza (2013); *ii*) unidade metassedimentar representada por filitos e gonditos com intercalações de rochas metamáficas e metaultramáficas.

Neste contexto, Souza (2013) descreve que as rochas anfibolíticas são encontradas em afloramentos muito alterados (saprólitos), blocos *in situ* e em exposições frescas em cortes da

Ferrovia do Aço, onde as mesmas são cortadas por pegmatitos, aplitos e diques correlatos ao granitoide Ritápolis. Os anfibolitos apresentam coloração preta esverdeada, índice de cor variando de 52 a 71% e macroscopicamente são constituídos por anfibólito, feldspato esbranquiçado, pirita e epidoto secundário.

A unidade metassedimentar é tipificada por filitos carbonosos, filitos amarronzados e/ou alaranjados e gonditos. Porém, menos frequentemente, foram encontradas rochas metaultramáficas, dacitos, gnaisses e saprolitos de rochas metamáficas associadas ao pacote metassedimentar, onde os gnaisses corresponderiam a antigos granitóides (intrusivos nas mesmas) que foram posteriormente deformados.

Destaca-se que a unidade metavulcanossedimentar Rio das Mortes na área estudada é escassa em afloramentos devido ao elevado grau intempérico que a maioria dos litótipos foram expostos. Quando rochas frescas são encontradas, normalmente as mesmas correspondem a blocos, o que dificulta a identificação e a obtenção de medidas estruturais. Ressalta-se que o solo associado a essa unidade apresenta coloração marrom avermelhado e contrasta fortemente com os solos associados ao ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e ao granitoide Ritápolis, que são muito brancos e com grande quantidade de quartzo.

7.3.1 - Unidade metassedimentar

7.3.1.1 - Filitos

Os filitos correspondem aos litótipos predominantes nesta unidade e podem ser encontrados como saprolitos em cortes de estrada, na ferrovia do Aço e nas encostas de morros. Estes apresentam *strike* variando de NNE-SSW a NEE-SWW e uma foliação metamórfica bem marcada, muitas vezes com planos de crenulação superimpostos. Os “filitos amarronzados” apresentam uma grande variedade de tons, desde roxo até alaranjado ([Figura 20](#)), são mais abundantes que os filitos carbonosos ([Figura 21](#)), os quais aparecem em camadas centimétricas intercalando com os filitos amarronzados.

Os filitos carbonosos são mais escuros e cinzentos, provavelmente devido ao maior teor de carbono em sua composição. A intercalação entre os filitos permite identificar um acamamento sedimentar que é paralelo a foliação metamórfica. Além disso, em alguns afloramentos são observados numerosos veios milimétricos de quartzo concordante com a foliação, podendo serem confundidos com delgados níveis quartzosos. Esses filitos são cortados por diques félsicos e pegmatitos, geralmente discordantes à foliação ([Figura 22](#)), que foram interpretados como relacionados ao granitoide Ritápolis. Em alguns afloramentos os

diques são abundantes caracterizando-se intercalações de fases graníticas com rochas metassedimentares.



Figura 20 – Saprolito de “filito amarronzado” apresentando uma grande variedade de tons relacionados ao intemperismo ou a pequenas variações compostionais. (Ponto GR-28).



Figura 21 – Saprolito de filito amarronzados intercalados com filito carbonoso (mais escuro) (Ponto GR-21).

Ainda foram observadas rochas metamáficas maciças (Figura 23) que ocorrem intercaladas com os filitos, cujos saprolitos apresentam tonalidades esverdeadas ou alaranjadas. Nestas destaca-se: a ausência ou presença rara de quartzo; o feldspato encontra-se alterado para caulinita; e ocorrem alguns cristais de clorita. As rochas metamáficas também são cortadas por diques de granitóide (Figura 24).



Figura 22 – Saprolito de “filito amarronzado” cortado discordantemente a sua foliação por um delgado dique centimétrico de um granitoide com coloração esbranquiçada. (Ponto GR-28).



Figura 23 - Saprolito de rocha metamáfica maciça sem quartzo que ocorre intercalada aos filitos. (Ponto GR-79).

7.3.1.2 – Gondito

O gondito está associado aos filitos, ocorre geralmente em saprolitos na encosta de morros ou em cortes de estrada (Pontos GR-19, GR-37, GR-38, GR-119, GR-130, GR-133, GR 134 e GR-135), onde normalmente a espessura da camada é inferior a 1m (**Figura 25**), porém podem ocorrer pontos com alguns metros de espessura devido a fenômenos de deformação e dobramento. O gondito apresenta cor preta e é composto de quartzo e óxidos-hidróxidos de Mn, que substituíram a granada espessartita. Esse litótipo já foi anteriormente explorado na região, como evidenciado no afloramento em um morrote, no qual se observa

uma antiga trincheira de cerca de 6m, provavelmente com intuito de amostragem do material (Figura 26). Suas exposições, assim como dos outros litótipos da região, são descontínuas e pouco expressivas na escala do mapa, o que dificulta uma caracterização mais precisa de sua orientação. Porém aparentemente apresentam uma direção preferencial NE-SW, concordante com o restante da unidade, como inferido no mapa (Anexo I - Mapa geológico).



Figura 24 - Dique centimétrico de um granitoide fino cortando rocha metamáfica alterada que ocorre intercalada aos filitos. (Ponto GR-139).



Figura 25 – Saprólito de gondito (coloração preta) em corte de estrada associado a filito amarronzado. (Ponto GR-119).



Figura 26 – Trincheira abandonada em gondito. (Ponto GR-38).

7.3.2 – Rochas metaultramáficas

As rochas metaultramáficas ocorrem em campo predominantemente como blocos *in situ* menores que 0,5m, os quais estão fortemente alterados intempéricamente, sendo possível caracterizar a presença de talco e mica em sua composição. São encontrados também como matacões de até 3m com maior nível de preservação, cor natural cinza esverdeada, apresentando serpentina e pseudomorfos de olivina. Foram analisadas petrograficamente duas amostras dessa unidade (GR-31A e GR-31B), que apresentaram serpentina, tremolita, restos de olivina e minerais opacos. Estes litótipos apresentam xistosidade marcada principalmente pela orientação da tremolita que é observada em cristais fibrosos ou prismáticos menores que 0,5mm (Figura 27). A olivina encontra-se transformada para serpentina (que corresponde a 80% da rocha) ou alterada intempericamente (Figura 28), restando apenas grãos menores que 0,1mm, enquanto os minerais opacos são principalmente magnetita e estão associados a essa transformação metamórfica.

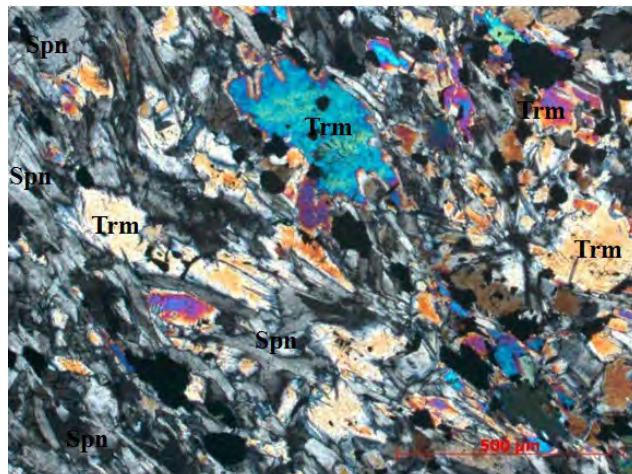


Figura 27 – Cristais de tremolita (**Trm**) orientados conforme a foliação em meio à serpentina (**Spn**). Lâmina GR-31A – Nicóis cruzados.

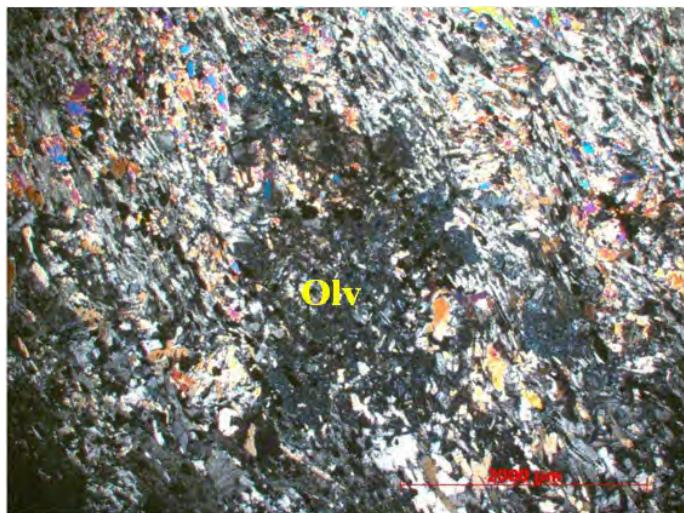


Figura 28 – Visão geral evidenciando a sombra de um pseudomorfo de olivina (**Olv**) substituído por serpentina, envolto por clorita e tremolita e alterado intempericamente. Lâmina GR-32A – Nicóis cruzados.

7.3.3 – Corpos félsicos associados ou intrusivos

7.2.3.1 - Ortognaisse granítico

Essa rocha ocorre em mapa como um corpo pontual, englobado na unidade metavulcanossedimentar ([Anexo I - Mapa geológico](#)). A rocha em campo foi encontrada na encosta de um morro sob a forma de diversos blocos *in-situ* de até 7m, com moderada alteração intempérica. Apresenta estrutura gnáissica com feldspato amendoado, quartzo estirado e biotita marcando a foliação.

Petrograficamente a rocha foi classificada como um ortognaisse granítico apresentando quartzo, plagioclásio, biotita e microclina como minerais essenciais, enquanto allanita, apatita, opacos e zircão são minerais acessórios e epidoto, titanita, zoisita/clinozoisita e sericita são secundários. Essa rocha em campo foi associada ao ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, devido à semelhança textural e estrutural. Porém devido a sua composição granítica optou-se por classificá-la como uma ocorrência a parte.

7.2.3.2 – Ortognaisses tonalíticos

Esses litótipos foram observados em um afloramento inserido entre as rochas da unidade metavulcanosedimentar ([Anexo I - Mapa geológico](#)), onde dois tipos de rochas tonalíticas ocorrem associadas com pegmatitos e veios de quartzo, inclusive dobrados conjuntamente. O afloramento possui cerca de 300m², destacando-se a presença de zonas de cisalhamento centimétricas com *strike* preferencial NE/SW ([Figura 29](#)).

Os veios de quartzo tendem a ser paralelos a foliação principal da rocha, enquanto os pegmatitos ocorrem tanto paralelos, como cortando a foliação, ou ainda dobrados com plano axial paralelo a foliação principal ([Figura 30](#)). Sugere-se que a foliação estaria relacionada a

uma fase de deformação D_n . Esta foliação aparece dobrada segundo uma fase deformacional posterior D_{n+1} , originando dobras com plano axial e eixo de 03/75 e 90/30, respectivamente (Figura 32). Próximo as dobras ou em suas charneiras são observados veios de quartzo boudinados ou rompidos (Figura 31 e 32).



Figura 29 – Zona de cisalhamento centimétrica no ortognaisse tonalítico. (Ponto GR-113).



Figura 30 – Na parte inferior da foto destaca-se a presença de veios de quartzo paralelos à foliação principal e a direita um *boudin* de pegmatito. Ampliado da parte superior da foto destaca-se um veio de pegmatito formando uma dobra cerrada (Ponto GR-113). **Pg** – pegmatito; **Gna** – gnaisse.



Figura 31 – Foliação do ortognaisse com dobras suaves e veios de quartzo boudinados. (Ponto GR-113).

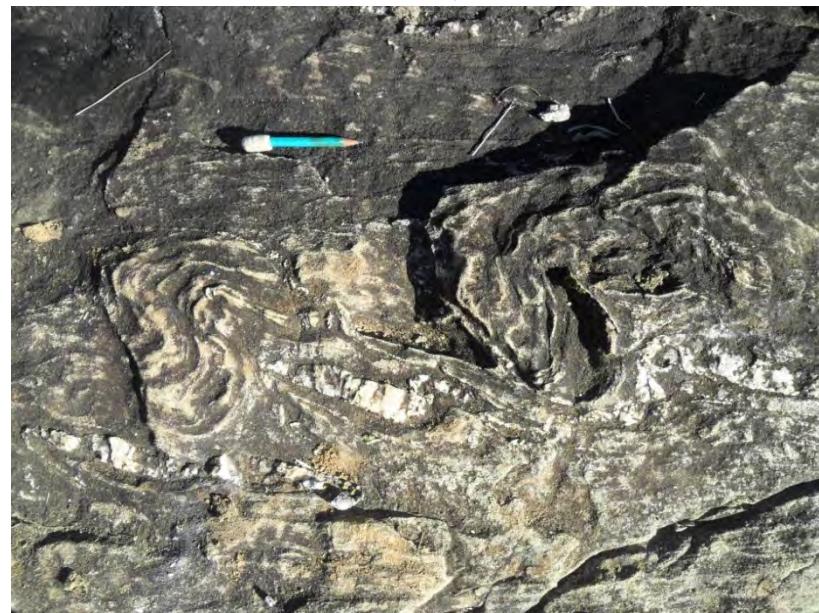


Figura 32 – Foliação do ortognaisse tonalítico dobrada junto com um veio de quartzo rompido na charneira da dobra. (Ponto GR-113).

Duas amostras do gnaisse tonalítico foram analisadas petrograficamente (GR-113A e GR-113B). A amostra GR-113A (**Figura 33**) é leucocrática, varia de fina a média, apresenta índice de cor de 19,6% e textura inequigranular porfirítica com escassos fenocristais que variam de 1,8 a 3,6mm. Sua matriz apresenta granulação fina menor que 1mm, predominando grãos em torno de 0,5mm. Apresenta como minerais essenciais quartzo, feldspato e biotita, enquanto opacos, apatita e zircão são acessórios. Sericita, epidoto, zosita/clinozoisita, titanita e clorita são minerais secundários.

O quartzo aparece geralmente estirado com faixas de até 1,5mm, com contorno xenoblástico, recristalizado em subgrãos hipidioblásticos e apresenta extinção ondulante

(Figura 34). São cristais que apresentam formas secundárias relacionadas à deformação e ao metamorfismo. O plagioclásio ocorre como fenocristal ou na matriz, apresenta-se em cristais hipidiomórficos ou levemente amendoados, que podem exibir geminação polissintética e leve substituição por sericita e zosita/clinozoisita. A biotita apresenta-se como grãos hipidiomórficos com certa orientação preferencial e tende a estar substituída parcialmente por grãos menores que 0,3mm de titanita e epidoto ou estar completamente substituída por clorita. Cristais idiomórficos de apatita e zircão, menores que 0,2mm, aparecem como inclusões nos minerais essenciais, enquanto os minerais opacos ocorrem como cristais xenomórficos substituídos parcialmente ou completamente por titanita.

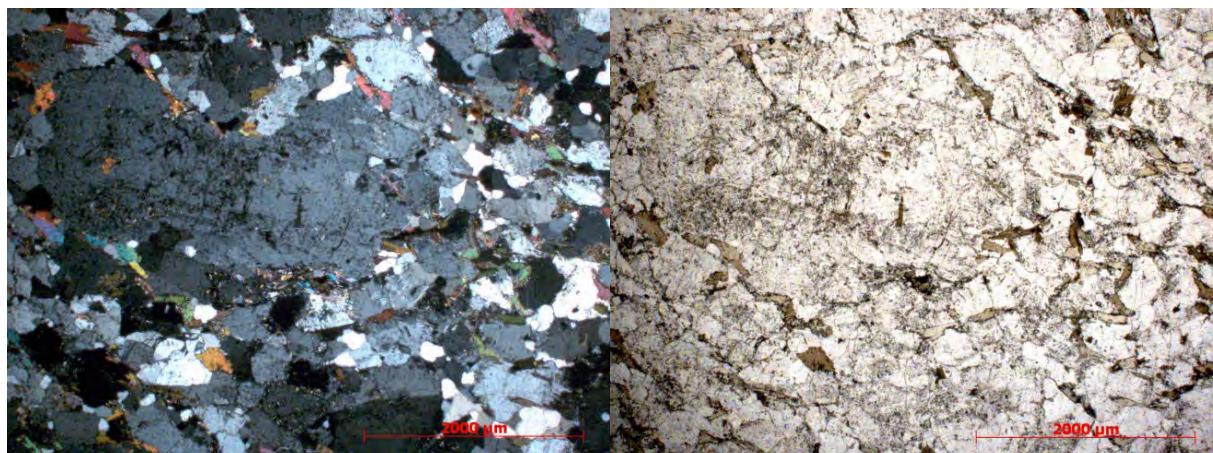


Figura 33 – Visão geral da amostra GR-113A evidenciando um fenocristal de 3,6mm.

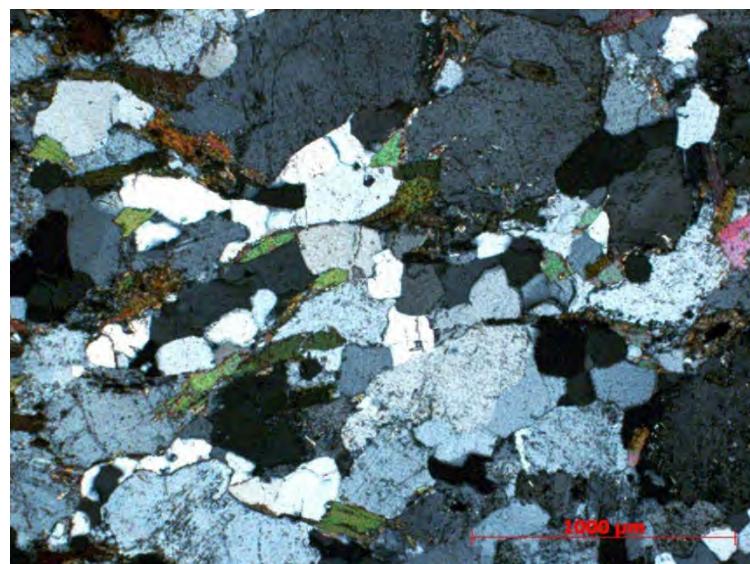


Figura 34 - Grãos de quartzo estirados, ondulado e recristalizados. Lâmina GR-113A – Nicóis cruzados.

A amostra GR-113B também é lecocrática, porém com I.C. mais elevado (39,6%). Esta apresenta granulação fina em torno de 0,5mm e textura equigranular hipidiomórfica, com grãos de biotita orientados segundo uma direção preferencial, formando a foliação (Figura 35). A mineralogia do ortognaisse é representada por quartzo, plagioclásio e biotita, tendo

como minerais acessórios apatita, zircão e allanita e como minerais secundários epidoto, zoisita/clinozoisita, titanita e sericita.

O quartzo ocorre preferencialmente em cristais xenomórficos, porém os mesmos podem estar estirados e orientados segundo uma direção preferencial. Apresenta extinção ondulante e por vezes encontra-se recristalizado em subgrãos hipidioblásticos. O plagioclásio é observado em cristais hipidiomórficos com geminação polissintética, levemente substituídos por sericita, podendo apresentar uma orientação preferencial. Os cristais de biotita são hipidiomórficos e ocorrem geralmente bem distribuídos na lâmina, porém podem formar aglomerados (Figura 36). A biotita comumente aparece substituída por grão menores que 0,1mm de epidoto e titanita, além de apresentar zoisita/clinozoisita no contato com o plagioclásio. O zircão e a apatita estão presentes como inclusões em todos os minerais essenciais, enquanto a allanita pode ocorrer inclusa no quartzo e na biotita e apresentar sobrecrecimento de epidoto ao seu redor formando coronas (Figura 36).

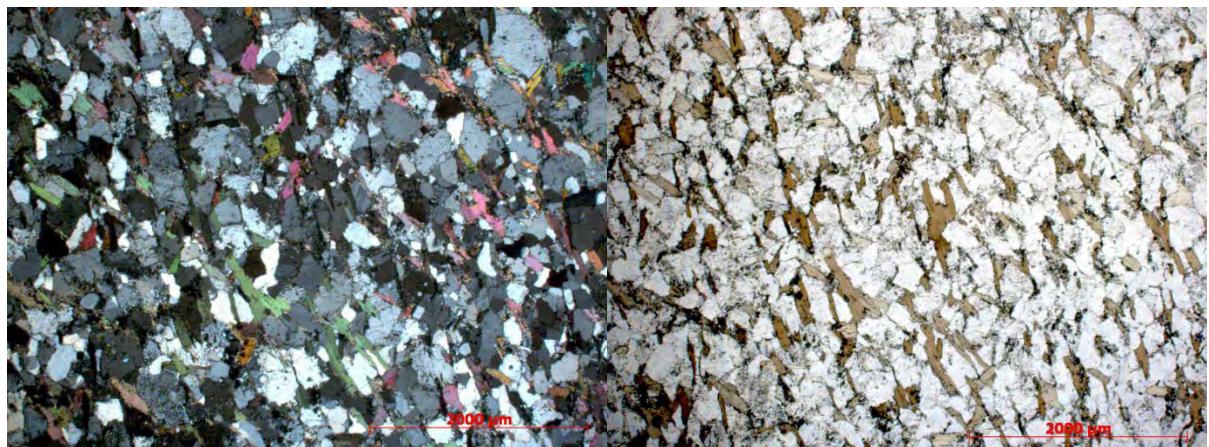


Figura 35 – Visão geral da lâmina GR-113B destacando a orientação dos minerais. Nicóis cruzados e paralelos.

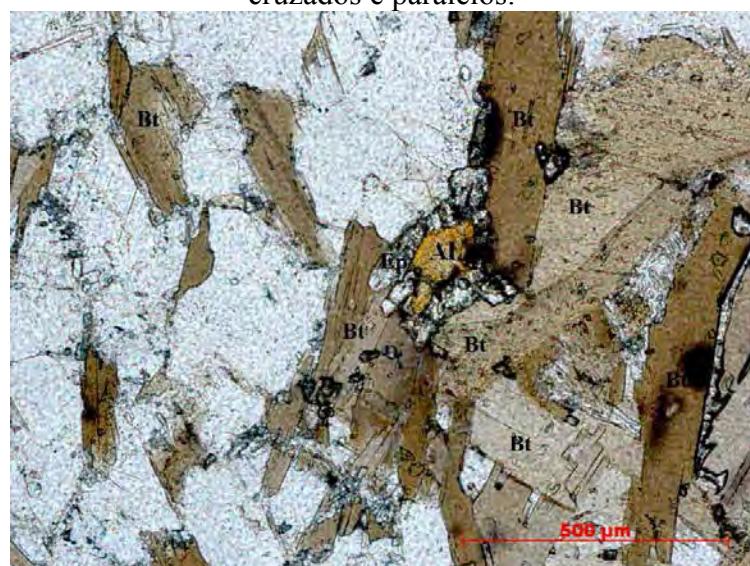


Figura 36 – Aglomerado de grãos de biotita e um cristal de allanita com corona de epidoto. Lâmina GR113 – Nicóis paralelos.

7.3.3.3 – Metavulcânica dacítica

Dois afloramentos dessa rocha foram encontrados nessa unidade, ambos a norte do gnaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos próximo ao centro do mapa ([Anexo I - Mapa geológico](#)). Estas rochas encontram-se próximas a afloramentos saprolíticos de filitos, gonditos e das rochas metamáficas. Um dos afloramentos consiste em um barranco parcialmente intemperizado ([Figura 37](#)), mas com porções frescas da rocha (Ponto GR-131), enquanto o outro ocorre como blocos *in-situ* razoavelmente preservados (Ponto GR-132). A rocha exibe uma leve foliação, porém em parte do afloramento é observada uma foliação mais marcada com suave crenulação ([Figura 38](#)). Sua cor natural é cinza escuro, apresenta textura afanítica ([Figura 39](#)), sendo possível, com ajuda de uma lupa, observar a presença de quartzo, feldspato e minerais maficos. O afloramento ainda encontra-se cortado por um pegmatito com cerca de 2m de espessura ([Figura 37](#)).



[Figura 37](#) – Afloramento do metadacito no corte do morro no ponto GR-131. A esquerda presença de um pegmatito.

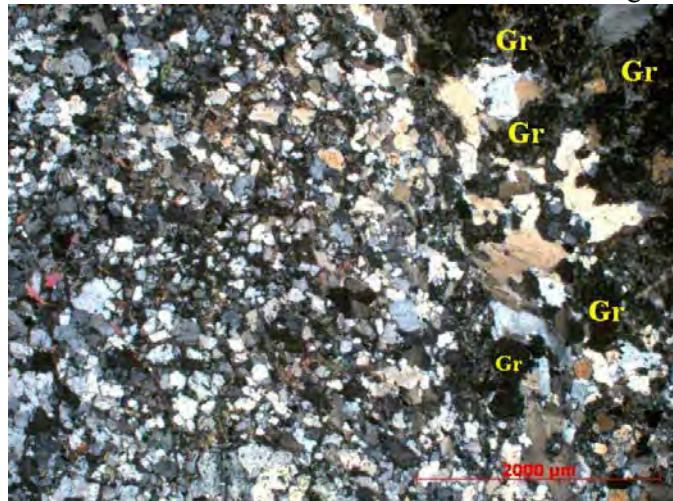


[Figura 38](#) – Foliação bem marcada em parte do afloramento apresentando uma leve crenulação (quadradinho vermelho). (Ponto GR -131).

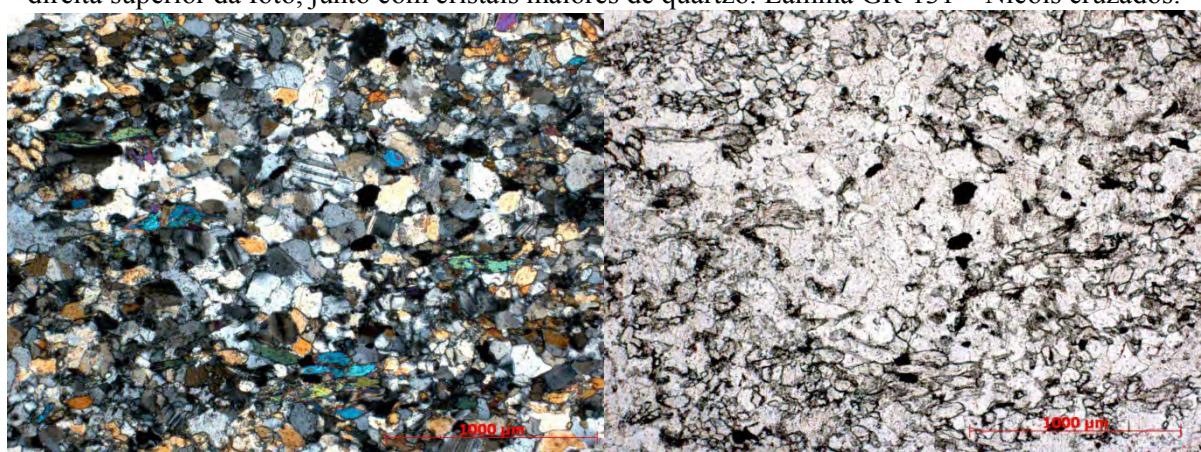
Foram analisadas petrograficamente duas lâminas dessa unidade (GR-131 e GR-132), cada uma correspondente a um dos afloramentos. Essas amostras são mesocráticas (com cerca de 40% de minerais máficos), apresentam composição tonalítica e granulação muito fina menor que 0,3mm ([Figura 40](#)). São holocrystalinas e podem apresentar uma orientação preferencial de seus minérios ([Figura 41](#)). A lâmina GR-131 apresenta quartzo, plagioclásio, biotita₁, biotita₂, anfibólito₁, anfibólito₂, apatita, opacos, granada e clorita, enquanto a lâmina GR 132 só não apresenta granada e biotita.



[Figura 39](#) – Amostra da rocha evidenciando a cor cinza escura e granulação subafanítica.

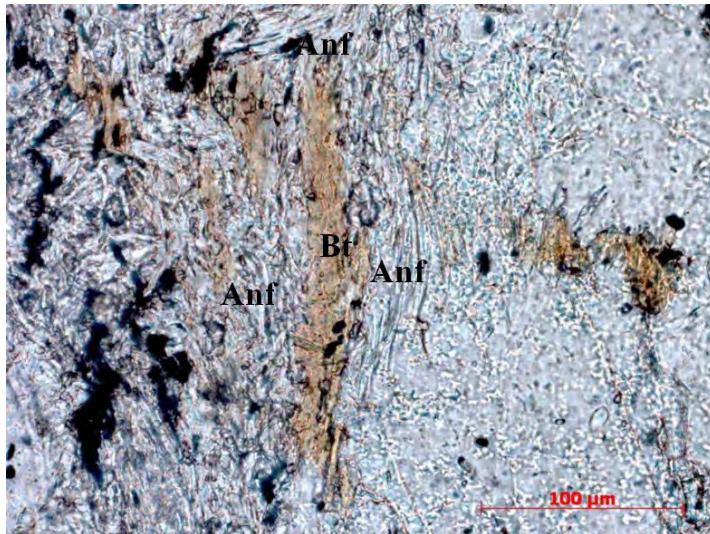


[Figura 40](#) – Visão geral do metadacito com granulação muito fina e presença de granada (**Gr**) na parte direita superior da foto, junto com cristais maiores de quartzo. Lâmina GR-131 – Nicóis cruzados.



[Figura 41](#)- Visão geral evidenciando uma leve orientação dos cristais. Lâmina GR-132 – Nicóis cruzados.

Os grãos de quartzo são xenoblásticos, apresentam extinção ondulante e no contato com os grãos de granada podem apresentar tamanho superior a 1mm ([Figura 40](#)). O plagioclásio exibe contorno desde hipidiomórfico a xenomórfico e tende a apresentar geminação polissintética. A biotita₁ corresponde a possíveis cristais primários, geralmente hipidiomórficos, finos e por vezes alongados, enquanto a biotita₂ é secundária, apresenta contorno xenoblástico e ocorre substituindo cristais de anfibólito ([Figura 42](#)).



[Figura 42](#) – Biotita secundária (Bt) substituindo cristais de anfibólito fibroso (Anf). Lâmina GR-131 – Nicóis paralelos.

O anfibólito ocorre de duas maneiras: *i*) cristais incolores, aciculares ([Figura 43](#)) e granulares, que em cortes de baixa refringência podem apresentar a clivagem típica de anfibólito ([Figura 44](#)); *ii*) cristais incolores, fibrosos (semelhante a fibrolita, como fiapos) ([Figuras 42 e 45](#)). Ambos aparecem nas duas lâminas, porém o primeiro é mais abundante na lâmina GR-132, enquanto o segundo predomina na GR-131. Nesse tipo de rocha é comum a presença de hornblenda, porém o anfibólito incolor pode se tratar de tremolita-actinolita. O anfibólito granular/acicular parece ter origem a partir da substituição do anfibólito primário, enquanto o anfibólito fibroso corresponderia a uma fase posterior, que seria produto da alteração metamórfica do anfibólito secundário. Destaca-se que esse anfibólito fibroso ainda teria sido substituindo parcialmente por cristais de biotita₂ e clorita. Os minerais opacos ocorrem como inclusões nos cristais de quartzo, feldspato e anfibólito ou como produto secundário dos anfibólitos, o que pode estar relacionado a perda de Fe dos mesmos. Os cristais de apatita são menores que 0,1mm, idiomórficos a hipidiomórficos e ocorrem inclusos nos grãos de quartzo, plagioclásio e anfibólito. A granada é provavelmente de origem secundária, ocorrendo como cristais de até 6mm com inclusões de quartzo ([Figura 46](#)) ou como aglomerados de grão menores. A clorita aparece com hábito fibroso substituindo os anfibólitos.

Devido à textura muito fina dessa rocha e a sua composição petrográfica (rica em quartzo e plagioclásio), o protólito dessa rocha foi classificado como um dacito rico em anfibólito, apontando para a presença de rochas metavulcânicas félscicas entre a sequência metavulcanossedimentar.



Figura 43 – Cristais aciculares de anfibólito. Lâmina GR-132 – Nicóis cruzados.

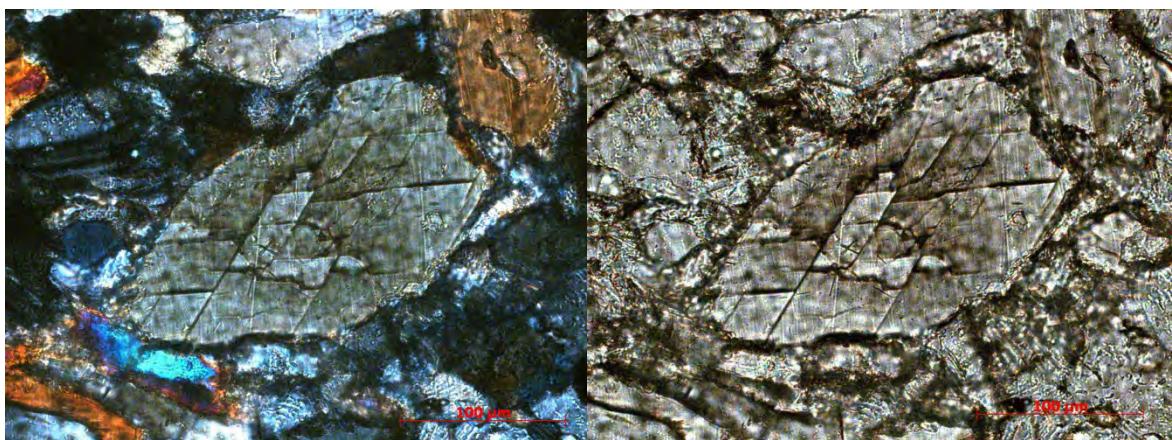


Figura 44 – Cristais de anfibólito granulares exibindo clivagem com angulos de 60°/120°. Lâmina GR-132 – Nicóis cruzados e paralelos.

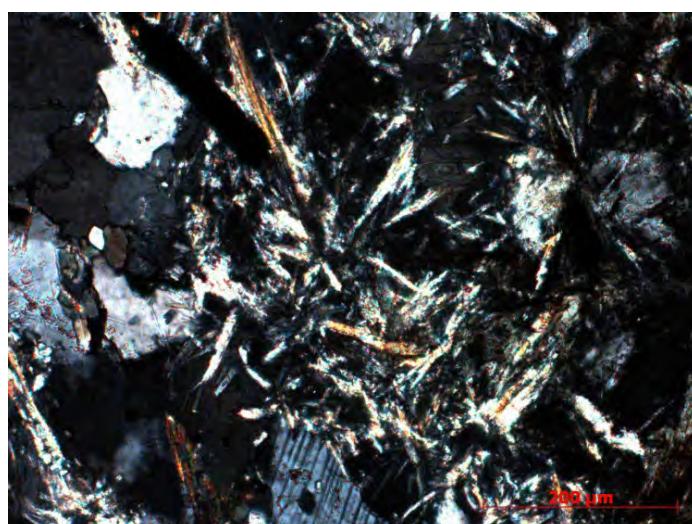


Figura 45 – Cristais de anfibólito fibroso. Lâmina GR-131 – Nicóis cruzados.

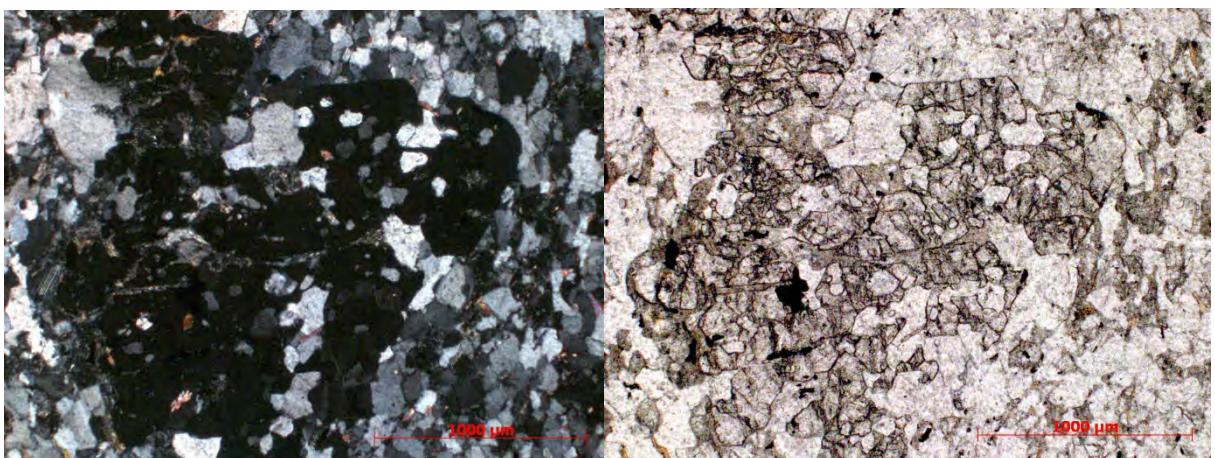


Figura 46 – Cristais de granada com inclusões de quartzo. Lâmina GR-32A – Nicóis cruzados e paralelos.

7.4 – ORTOGNASSE GRANODIORÍTICO RIBEIRÃO DOS MOSQUITOS

7.4.1 – Aspectos de Campo

Esta unidade ocorre na parte SW da carta topográfica Resende Costa do IBGE na escala de 1:50.000 e localiza-se aproximadamente no centro da área mapeada na presente monografia. No mapa confeccionado o ortognasse granodiorítico apresenta-se como um *stock* alongado com direção NE-SW englobando xenólitos de rochas metassedimentares associadas à unidade metavulcanossedimentar Rio das Mortes, as quais também o circundam ([Anexo I – Mapa geológico](#)).

Suas rochas afloram em lajedos na encosta de morros ([Figura 47](#)), drenagens ([Figura 48](#)), corte de estradas e, principalmente, na Ferrovia do Aço ([Figuras 49](#)). São poucos os afloramentos de rocha fresca, levando-se em consideração o tamanho da área mapeada. Quando este litótipo encontra-se em estado avançado de alteração intempérica, seu saprolito apresenta cor rosa esbranquiçada, onde é realçada a sua foliação, assim como o tamanho dos grãos. Quando não ocorrem afloramentos, a unidade foi caracterizada por estar associada a um solo esbranquiçado que contrasta fortemente com o solo marrom avermelhado produzido pela intemperização das rochas da unidade metavulcanosedimentar.

A designação “ortognasse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos” encontra-se associada aos seguintes pontos: *i*) o termo “ortognasse” foi utilizado devido à rocha ser oriunda de um protólito ígneo, apresentar foliação tectônica anastomosada e ser composta predominantemente por feldspato e quartzo; *ii*) o termo “granodiorítico” é referente a sua composição petrográfica predominante; e *iii*) o termo “Ribeirão dos Mosquitos” provém de um rio homônimo que corta a respectiva área.



Figura 47 – Lajedo do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Ponto GR-20).

As rochas deste corpo apresentam cor natural cinza e caracterizam-se por uma estrutura gnáissica apresentando foliação metamórfica com *strike* NE-SW, marcada principalmente por agregados de grãos de biotita e de quartzo em fitas (Figura 50). Estas apresentam textura equigranular hipidioblástica, granulação média variando de 2 a 3mm e índice de cor geralmente maior que 10%, porém podendo variar de 5% a 15%. Sua mineralogia essencial é composta por quartzo, feldspato esbranquiçado e biotita, tendo em alguns casos como mineral acessório, visível a olho nu, a titanita. O feldspato tende a aparecer amendoado e o quartzo encontra-se por vezes estirado, o que dificulta a distinção entre estes e micro veios de quartzo, abundantes nessa rocha (Figura 51).



Figura 48 – Afloramento do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos no leito de uma drenagem (Ponto GR-42).



Figura 49- Afloramento do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos em corte da Ferrovia do Aço (Ponto GR-66).



Figura 50 – Ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos com sua aparência típica destacando a foliação metamórfica marcada principalmente pela orientação dos grãos de biotita e as fitas de minerais félsicos, incluindo quartzo e feldspato. (Ponto GR-107).



Figura 51 – Amostra de mão do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos evidenciando seus aspectos texturais, bem como a foliação e as fitas de quartzo (Ponto GR-66).

As rochas deste corpo encontram-se cortadas por diversos diques de metagranitoides (Figura 52, 53, 54) e corpos pegmatíticos (Figura 55), com espessuras que variam de centímetros a alguns metros, podendo os mesmos serem concordantes (Figura 52) ou não (Figura 53) a foliação da rocha. Os pegmatitos apresentam granulação desde grossa até muito grossa, são hololeucocráticos e formados praticamente por quartzo e feldspato com raros cristais de biotita (Figura 55), enquanto os diques apresentam granulação fina, índice de cor variando de 2% até 15% e mineralogia composta por quartzo, feldspato e biotita. Ocorrem também veios de quartzo, milimétricos a centimétricos que, assim como os diques, apresentam contatos retilíneos ou sinuosos.

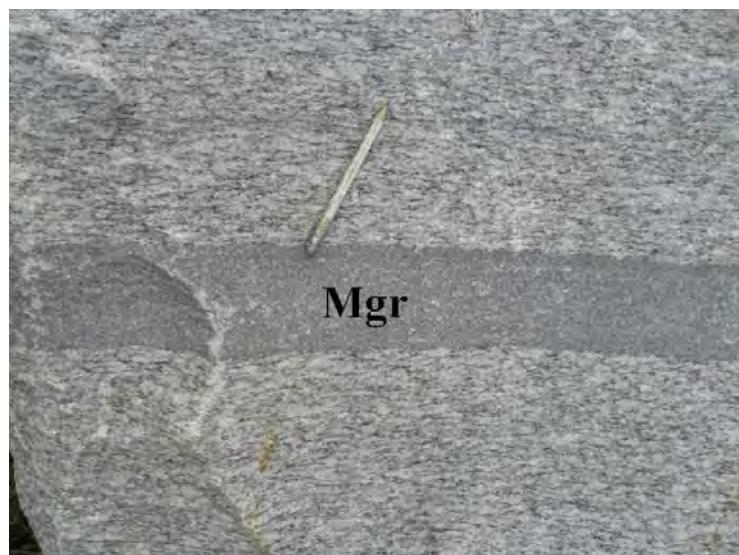


Figura 52 – Dique de metagranitoide fino (Mgr) com borda retilínea e concordante com a foliação do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Ponto GR – 107).

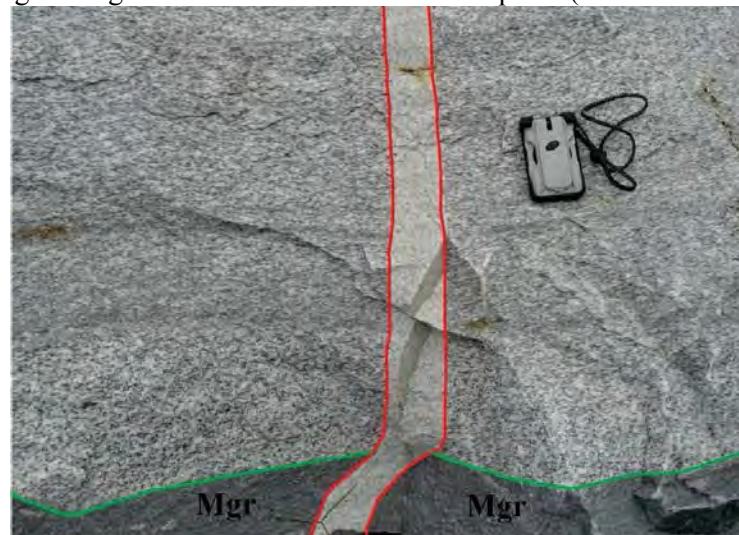


Figura 53 – Dique de metagranitoide hololeucocrático (em vermelho) cortando o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e truncando a foliação do mesmo, bem como o contato ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos com uma outra geração de metagranotóide leucocrático (Mgr). (Ponto GR – 107).



Figura 54 – Contato sinuoso e irregular entre o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) e um metagranitoide (Mgr) leucocrático fino (Ponto GR-56).

Em alguns diques, principalmente dos metagranitoides, identifica-se uma foliação incipiente, próxima da foliação principal do ortognaisse, porém levemente discordante, levando a crer que a foliação do metagranitoide corresponde a um evento deformacional posterior, que aparentemente não modificou a direção da foliação principal das rochas do ortognaisse. No interior de alguns diques de metagranitoide encontramos xenólitos do ortognaisse (Figura 56) que podem estar rotacionados (Figura 57), reafirmando que a foliação principal do ortognaisse foi formada em um evento tectônico anterior a intrusão dos diques. Esses diques foram relacionados ao granitoide Ritápolis, levando em consideração que esse tipo de relação já foi descrita, em diversos outros locais e em trabalhos anteriores (Ávila, 2000; Souza, 2013). Xenólitos de gnaisses com índice de cor superior a 20% (Figura 58) e de rocha metamáfica são encontrados em alguns afloramentos e podem estar relacionados a unidade metavulcanossedimentar Rio das Mortes, indicando que as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos são mais novas do que aquelas da unidade metavulcanosedimentar.

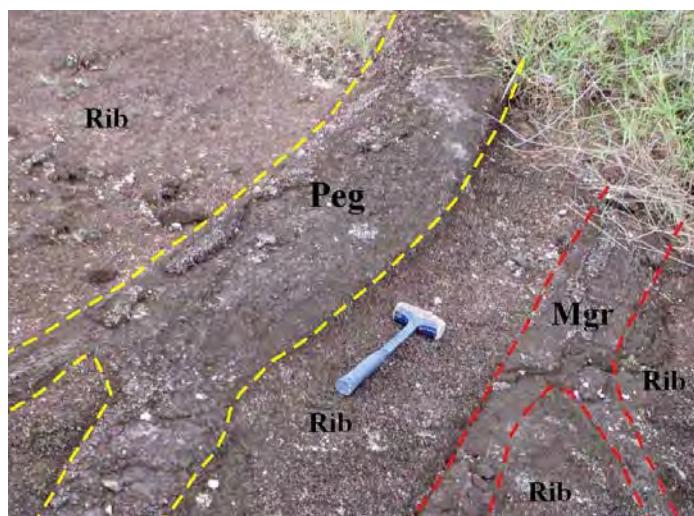


Figura 55 – Pegmatito (Peg) e um dique de metagranitoide (Mgr) subparalelos e cortando o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) sob a forma de diques (Ponto GR-06).

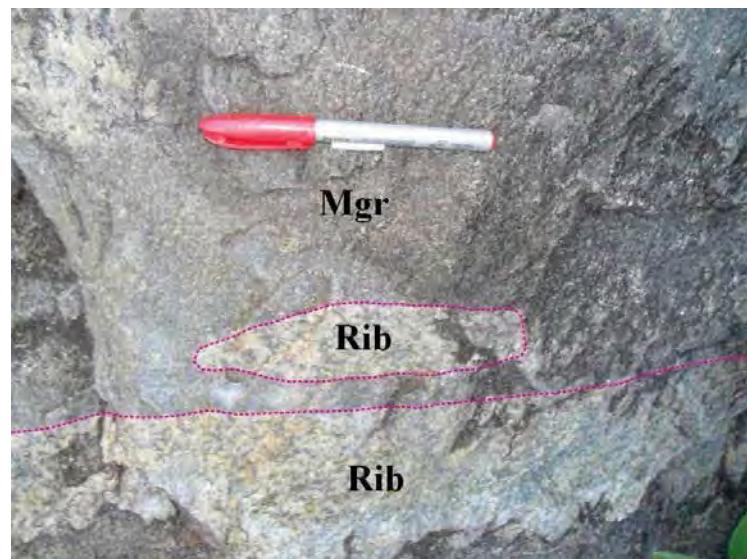


Figura 56 – Xenólito do ortognaissse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) em um dique de metagranitoide (Mgr) leucocrático fino (Ponto GR – 56).

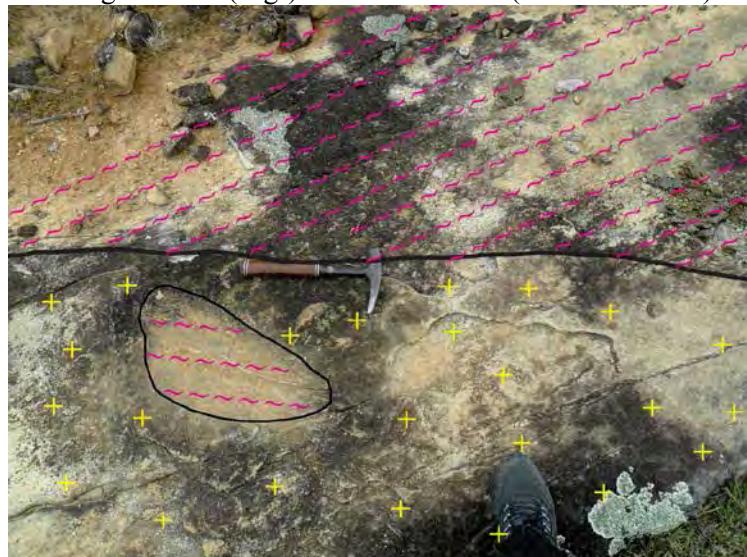


Figura 57 – Xenólito do ortognaissse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (~) em um dique de metagranitoide (+). Destaca-se que o xenólito encontra-se rotacionado, o que é facilmente notado pela foliação oblíqua do xenólito em relação a foliação do ortognaissse encaixante (Ponto GR-62).



Figura 58 – Xenólito de um gnaisse cinza escuro (Gna) com índice de cor em torno de 25% no ortognaissse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Rib) em corte da Ferrovia do Aço (ponto GR-66).

7.4.2– Petrografia

As rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos plotam no diagrama QAP predominantemente no campo dos granodioritos (Figura 59), sendo que apenas duas amostras posicionam-se, respectivamente, nos campos dos tonalitos e dos quartzo monzodioritos. As amostras variam de hololeucocráticas a leucocráticas (I.C. entre 5% a 17%), possuem granulação fina a média, textura hipidiomórfica equigranular (Figura 60), podendo ser localmente hipidiomórfica inequigranular seriada, apresentando em sua maioria cristais primários, que devido a reações metamórficas e deformação, podem apresentar contatos irregulares e lobados. Além disso, o grau de deformação e a substituição metamórfica dos seus minerais são variáveis entre as amostras.

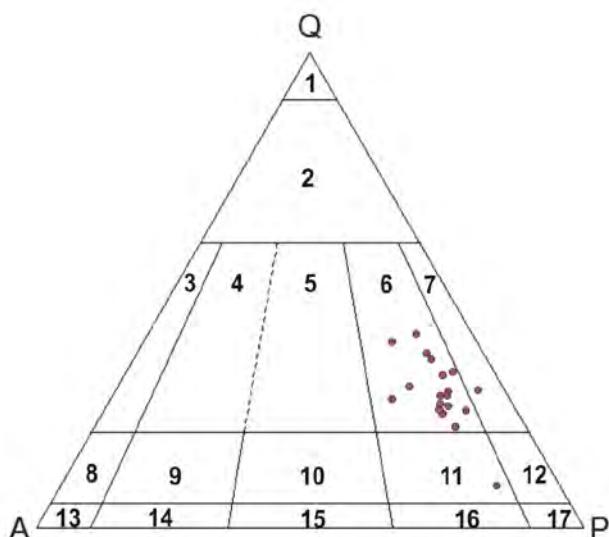


Figura 59 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. 1 - Quartzolito; 2 - Granitoide rico em quartzo; 3 - Alcali-feldspato granito, 4 - Sienogranito; 5 - Monzogranito; 6 - Granodiorito; 7 - Tonalito; 8 - Quartzo alcali-feldspato sienito; 9 - Quartzo sienito; 10 - Quartzo monzonito; 11 - Quartzo monzodiorito-monzogabro; 12 - Quartzo diorito-gabro; 13 - Alcali-feldspato sienito; 14 - Sienito; 15 - Monzonito; 16 - Monzodiorito-monzogabro; 17 - Diorito-gabro.



Figura 60 – Textura hipidiomórfica equigranular do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, destacando-se cristais de quartzo xenomórficos e recristalizados e grãos de plagioclásio equigranulares hipidiomórficos, podendo apresentar contorno xenoblástico resultante da saussuritização ou deformação. Lâmina GR-02A – Nicóis cruzados.

A mineralogia essencial do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos é representada por plagioclásio, quartzo, microclina₁ e biotita₁, enquanto apatita, zircão, allanita, titanita₁ e opacos são minerais acessórios. Epidoto₁, epidoto₂, epidoto₃, zoisita/clinozoisita, titanita₂, titanita₃, sericita, clorita e carbonato são minerais secundários (**Tabela 5**).

Tabela 5 – Estimativa modal das rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. **GD** – granodiorito; **QMZ** – quartzo monzodiorito; **TO** – tonalito; --- mineral não observado.

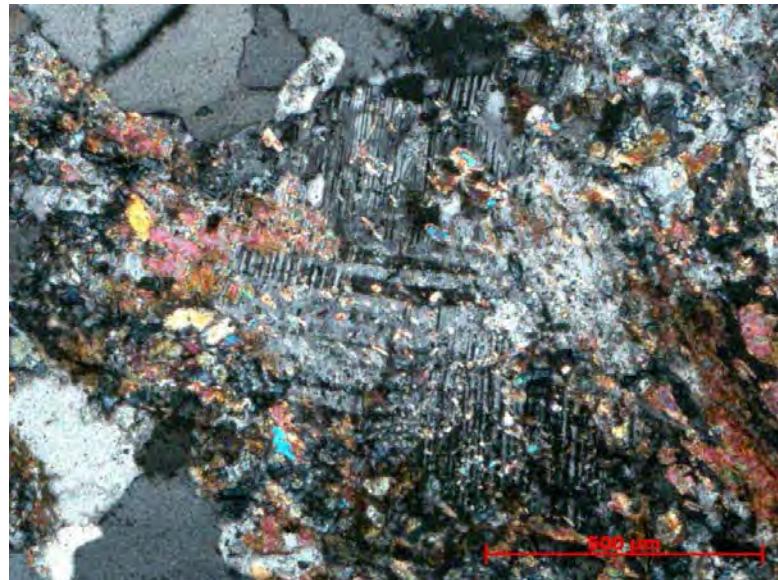
| Lâmina | GR-01A | GR-02A | GR-11A | GR-20A | GR-20C | GR-48 | GR-49A | GR-56E | GR-64 | GR-65 |
|----------------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| QAP | GD | GD | QMZ | GD | TO | GD | GD | GD | GD | GD |
| Quartzo | 21,2 | 30,0 | 8,0 | 26,0 | 25,0 | 23,0 | 35,4 | 33,0 | 28,2 | 22,0 |
| Plagioclásio | 52,0 | 46,0 | 73,2 | 47,6 | 57,8 | 57,2 | 41,2 | 47,8 | 51,6 | 60,0 |
| Microclina1 | 9,8 | 8,6 | 10,6 | 6,0 | 4,2 | 13,0 | 14,0 | 9,4 | 8,6 | 8,4 |
| Microclina2 | tr | tr | 0,0 | tr | 0,0 | 0,0 | tr | tr | 0,0 | 0,0 |
| Biotita | 15,0 | 12,4 | 7,0 | 13,4 | 10,4 | 6,0 | 9,4 | 5,8 | 7,6 | 7,8 |
| Apatita | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Zircão | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Allanita | tr | tr | tr | 0,0 | 0,0 | 0,0 | tr | tr | 0,0 | 0,0 |
| Titanita | 1,0 | tr | tr | tr | 0,4 | tr | tr | tr | tr | tr |
| Opacos | tr | tr | 0,0 | 0,0 | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Epidoto | tr | 0,8 | tr | 0,4 | tr | 0,8 | tr | 0,8 | 2,0 | 1,0 |
| (Clino)zoisita | 0,5 | 0,9 | 1,2 | 5,4 | 0,4 | tr | tr | 1,0 | 1,0 | tr |
| Carbonatos | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | tr | 0,0 | 0,0 |
| Granada | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Sericita | 0,5 | 1,3 | tr | 1,2 | 1,8 | tr | tr | 2,2 | 1,0 | 0,8 |
| Clorita | tr | 0,0 | 0,0 | tr | tr | 0,0 | tr | 0,0 | tr | 0,0 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Lâmina | GR-66A | GR-107C | GR-137A | GR-147 | RF-40A | RF-43A | RF-44A | RF-45 | RF-66A | |
| Litológia | GD | GD | GD | GD | GD | GD | GD | GD | GD | |
| Quartzo | 20,2 | 26,0 | 23,3 | 36,6 | 24,0 | 23,0 | 22,0 | 18,6 | 24,4 | |
| Plagioclásio | 63,1 | 47,0 | 52,0 | 44,0 | 52,0 | 44,2 | 51,8 | 48,4 | 52,0 | |
| Microclina1 | 12,2 | 15,0 | 9,3 | 9,2 | 10,6 | 18,4 | 11,2 | 10,6 | 8,8 | |
| Microclina2 | 0,0 | tr | 0,0 | tr | 0,0 | 0,0 | tr | 0,0 | tr | |
| Biotita | 4,5 | 10,2 | 11,0 | 9,2 | 12,0 | 13,4 | 14,4 | 16,4 | 13,0 | |
| Apatita | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | |
| Zircão | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | |
| Allanita | 0,0 | tr | 0,6 | tr | tr | tr | tr | tr | tr | |
| Titanita | tr | tr | 1,0 | tr | tr | tr | tr | tr | tr | |
| Opacos | 0,0 | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | |
| Epidoto | tr | 1,2 | 2,0 | 1,0 | 0,8 | 1,0 | 0,6 | 1,0 | 1,0 | |
| (Clino)zoisita | tr | tr | 0,8 | tr | tr | tr | tr | 1,2 | tr | |
| Carbonatos | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | |
| Granada | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | |
| Sericita | tr | 0,6 | tr | tr | 0,6 | tr | tr | 3,8 | 0,8 | |
| Clorita | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | tr | |
| Total | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | |

O plagioclásio (oligoclásio) é o mineral mais abundante e ocorre em cristais geralmente hipidiomórficos com tamanhos que variam de 0,3 a 3,0mm (**Figura 60**), podendo apresentar inclusões de zircão, apatita e allanita. É comum os grãos apresentarem geminação polissintética, assim como saussuritização envolvendo a sua substituição por epidoto, zoisita/clinozoisita e sericita, que varia de baixo a alto grau de intensidade (**Figuras 61 e 62**), e mais raramente substituição por microclina e carbonatos. A sericita ocorre em praticamente todos os cristais e a zoisita/clinozoisita é mais frequente que o epidoto. A intensa substituição

por esses minerais podem tomar quase por completo o cristal e/ou gerar bordas irregulares nos mesmos. Em alguns grãos ainda são observadas bordas esbranquiçadas e “mais” límpidas, o que pode estar relacionado a um processo secundário de albitização ocasionado pela perda de cálcio em parte do cristal. Em algumas lâminas os grãos de plagioclásio exibem borda de reação no contato com a microclina, podendo inclusive formar o intercrescimento mirmequítico entre o quartzo (com forma vermicular) e o plagioclásio ([Figura 63](#)).



[Figura 61](#) - Grãos de plagioclásio (**Plg**) com baixo grau de saussuritização e acima deste um cristal de biotita quase completamente cloritizado. **Bt** – Biotita; **Qtz** – Quartzo; **Cl** – Clorita. Lâmina GR-01A – Nicóis cruzados.



[Figura 62](#) – Grão de plagioclásio intensamente saussiritizado, ou seja, substituído nas bordas por sericita, epidoto, biotita e zoisita/clinozoisita. Lâmina GR-20A – Nicóis cruzados.

O quartzo ocorre como grãos tipicamente granoblásticos, que variam de tamanho entre 0,5mm e 2,8mm, ou em agregados de até 5,5mm. Ambos estão geralmente recristalizados novos grãos hipidioblásticos em torno de 0,5mm, os quais apresentam contatos poligonais ([Figura 64](#)) e extinção ondulante ([Figura 60](#)), o que indica deformação na rocha. As amostras

do ortognaisse podem apresentar microveios de quartzo que tendem a serem confundidos com o quartzo *in situ*, pois este pode se apresentar com forma alongada decorrente da deformação, porém esses veios se caracterizam por apresentar certa continuidade na lâmina. Inclusões de zircão e apatita podem ocorrer nesse mineral.

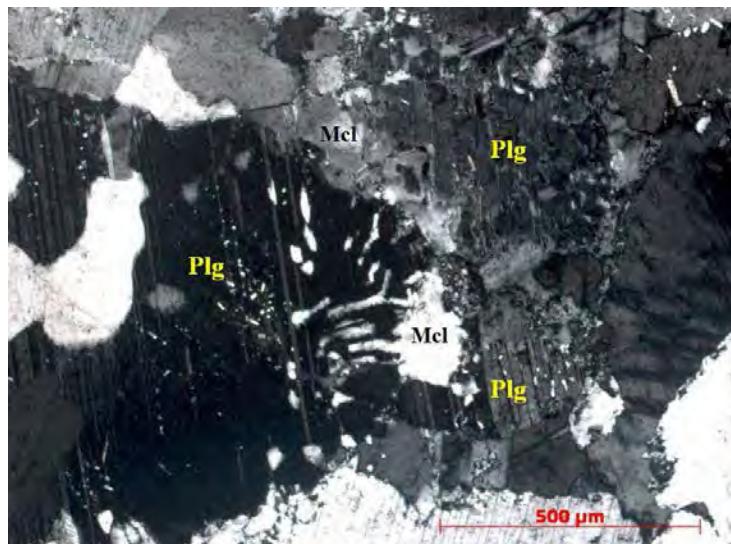


Figura 63 – Grão de plagioclásio com bordas irregulares e com o desenvolvimento de intercrescimento mirmequítico no contato com grão de microclina. **Plg** – Plagioclásio; **McI** - Microclina. Lâmina GR-66A – Nicóis cruzados.



Figura 64 – Grãos de quartzo granoblástico e recristalizados em novos grãos com contatos poligonais tríplices. Lâmina GR-02A – Nicóis cruzados.

A microclina₁ ocorre de forma constante (em torno de 10%), tendo apenas uma lâmina (GR-20C) percentual inferior (4,2%). Apresenta contorno xenomórfico, geminação *tartan* (Figura 65), intercrescimento pertítico (Figuras 65 e 66), caráter intersticial, tamanho entre 0,2 e 2mm, sendo predominantemente menor que 1mm. Localmente apresenta recristalização e formação de mirmequita no contato com grãos de plagioclásio (Figura 63). Os cristais de microclina são sempre límpidos, sem alteração, o que facilita sua distinção em relação ao plagioclásio (Figura 65), que encontra-se normalmente substituídos. A microlina₂

(metamórfica) ocorre em cristais xenoblásticos menores que 0,3mm com geminação *tartan* que aparecem estar substituindo o plagioclásio (Figura 67) ou truncando as faces do mesmo.

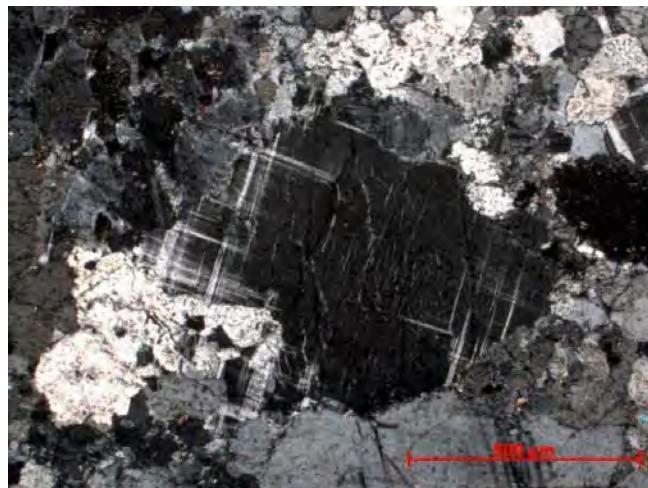


Figura 65 – Cristal de microclina₁ com geminação tartan e intercrescimento pertítico insipiente. Lâmina GR-11A – Nicóis cruzados.



Figura 66 – Cristal de microclina₁ com intercrescimento pertítico abundante. Lâmina GR-107C – Nicóis cruzados.



Figura 67 – Microclina₂ (destacada no círculo vermelho) intercrescida no plagioclásio junto com cristais de sericita e zoisita/clinozoisita. Lâmina GR-107C – Nicóis cruzados.

A biotita₁ representa a fase máfica primária da rocha, ocorre em cristais hipidiomórficos com tamanho de até 2,5mm, porém predominam grãos em torno de 1mm.

Apresenta inclusões de apatita, zircão e allanita (Figura 68) e muitas vezes forma aglomerados de grãos com epidoto e titanita (Figura 69), que podem envolver parcialmente ou totalmente grãos de quartzo ou plagioclásio. A biotita₂ ocorre em grãos menores, desde xenoblásticos até hipidioblásticos, normalmente em paragênese com epidoto e titanita (Figura 70). A biotita₁ pode estar tão intensamente substituída que torna difícil diferenciar seus relictos dos cristais de biotita₂.

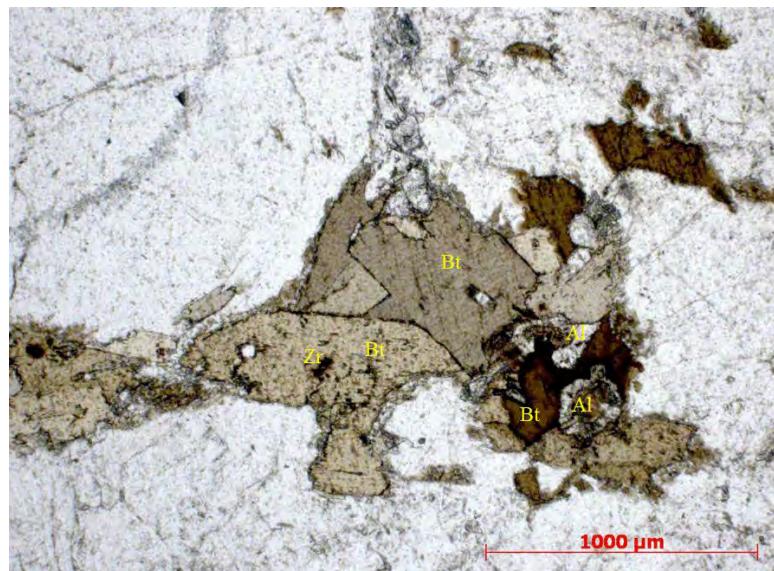


Figura 68 – Cristais hipidiomórficos e bem formados de biotita primária (biotita₁) com inclusões de zircão e allanita. **Bt** – biotita; **Al** – allanita; **Zr** – zircão. Lâmina GR-01A – Nicóis paralelos.

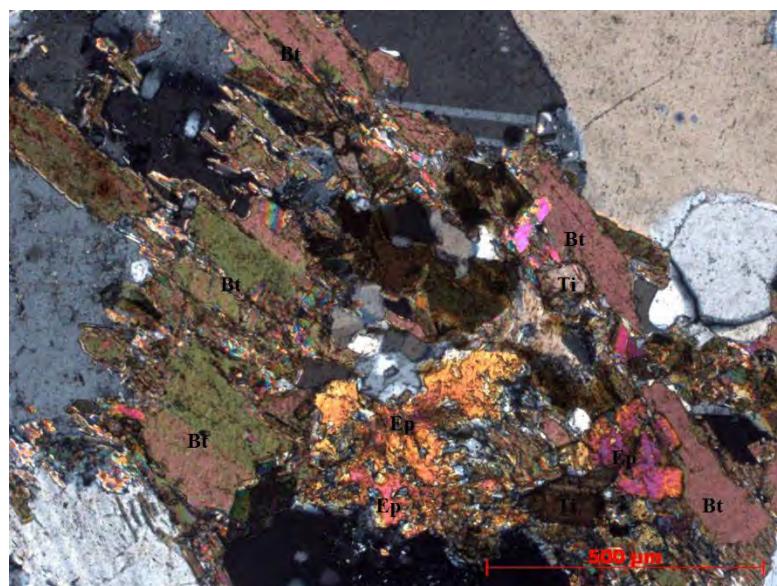


Figura 69 – Aglomerado de grãos biotita hipidiomórfica primária (biotita₁) em paragênese com biotita metamórfica (biotita₂), epidoto e titanita. **Bt** – biotita; **Ep** – epidoto; **Ti** – titanita. Lâmina GR-65 – Nicóis cruzados.

A apatita (Figura 71), o zircão (Figura 72) e a allanita (Figura 73) ocorrem em cristais idiomórficos ou hipidiomórficos, onde todos variam de 0,5mm até menos que 0,1mm, porém predominam grãos em torno de 0,2mm. O zircão tende a exibir halo pleocróico quando incluso na biotita (Figura 72), enquanto a allanita apresenta um sobrecrecimento de epidoto

ao seu redor formando coronas (Figura 73). Os minerais opacos são muito raros, ocorrem como grãos xenomórficos menores que 0,5mm e podem estar parcialmente ou completamente substituídos por titanita (Figura 71).

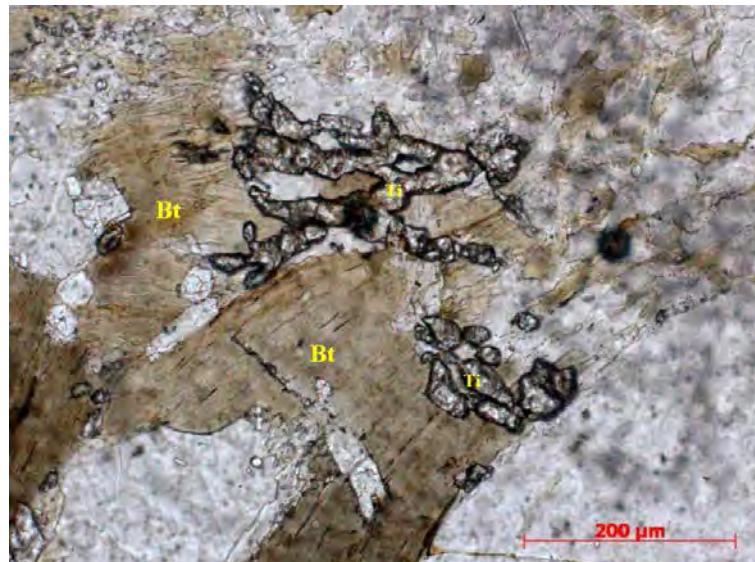


Figura 70 – Grãos de biotita metamórfica (biotita₂) em paragênese com titanita xenoblástica e com epidoto crescendo nas suas bordas. **Bt** – biotita; **Ti** – titanita. Lâmina RF-43A – Nicóis paralelos.

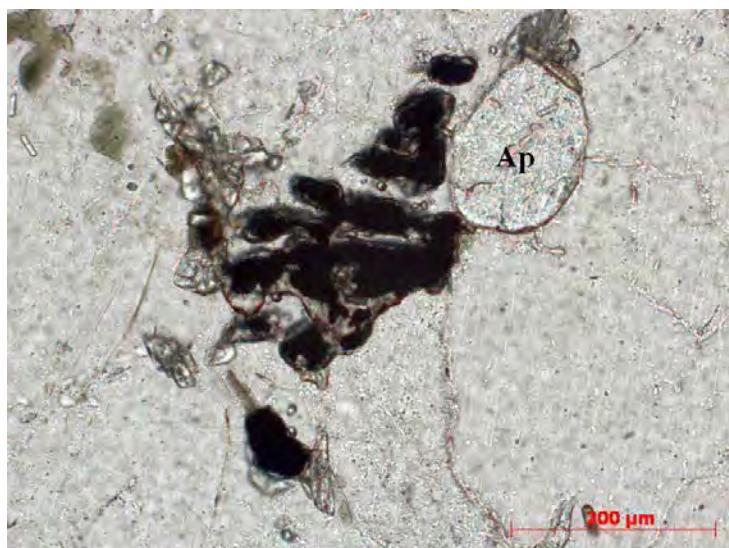


Figura 71 – Cristal de apatita com formato circular e grãos de minerais opacos substituídos parcialmente nas suas bordas por titanita₂. **Ap** – apatita. Lâmina GR-65 – Nicóis paralelos.

A titanita₁ é um mineral de origem ígnea, geralmente idiomórfico ou hipidiomórfico com formato losangular (Figura 74), ocorrendo geralmente em cristais menores que 1mm, porém cristais de até 2,3mm podem ser observados. Já a titanita₂ (Figura 70) e a titanita₃ (Figura 71) foram interpretados como produto secundários, apresentam contorno xenoblásticos ou hipidioblásticos, com tamanho inferior a 0,5mm, onde a primeira está associada a biotita e a segunda aos minerais opacos.

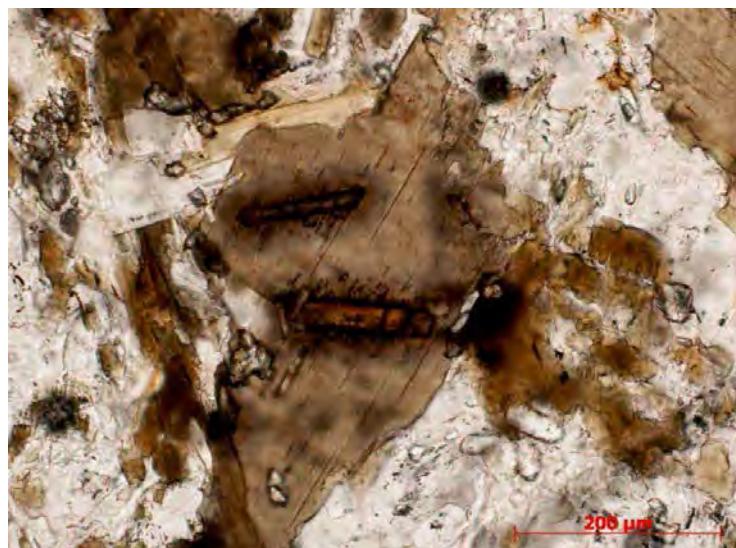


Figura 72 – Cristais de zircão idiomórficos inclusos na biotita primária e gerando halos pleocróicos nas mesmas. Lâmina RF-40 – Nicóis paralelos.

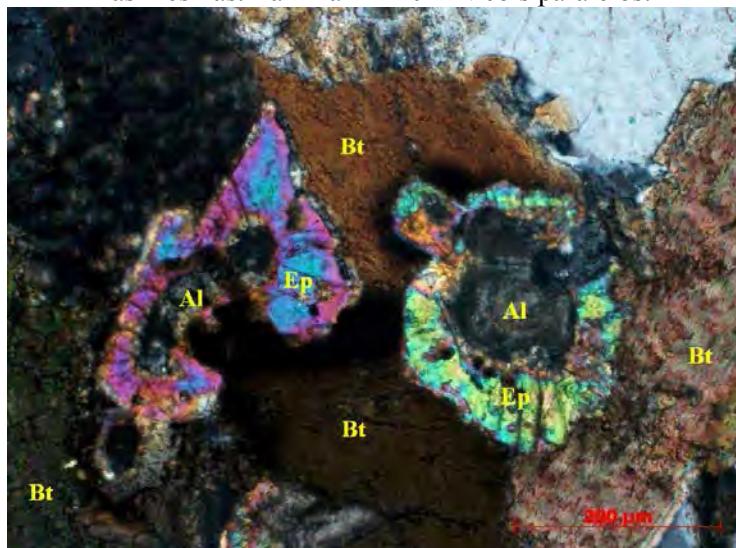


Figura 73 – Cristais de allanita envoltos por epidoto (formam coronas nestas) associados a biotita₂ metamórfica. **Bt** – biotita; **Ep** – epidoto; **Al** – allanita. Lâmina GR-01a – Nicóis cruzados.

Os grãos de epidoto variam de idioblásticos a xenoblástico e foram separados em três grupos, em decorrência do mineral que eles aparecem substituindo. O epidoto₁ é o mais abundante ocorrendo em paragênese com a biotita (Figura 75), seus cristais variam até 1mm, mas são frequentes em tamanhos menores que 0,3mm. O epidoto₂ substitui os cristais de allanita formando coronas (Figura 73), com grãos geralmente idioblásticos, enquanto o epidoto₃ ocorre substituindo o plagioclásio (Figura 62) com cristais menores que 0,4mm, sendo mais raro. Porém quando perto de um veio ou em contato com grãos de biotita podem ser mais abundantes. A zoisita/clinozoisita assim como o epidoto varia de idioblástica a xenoblástica com tamanho máximo de 1,2mm, porém ocorre principalmente em grãos menores que 0,3mm, estando relacionada à substituição do plagioclásio (Figuras 62 e 67). Pode ser abundante na região próxima ao contato entre o plagioclásio e a biotita, tendendo a formar cristais maiores (Figura 76).



Figura 74 – Cristal de titanita ígnea idiomórfica. Lâmina GR-137 – Nicóis paralelos.

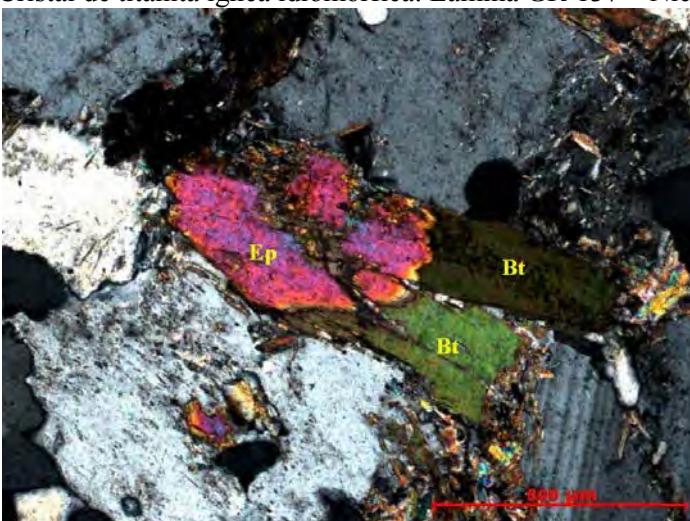


Figura 75 – Cristal de epidoto₁ hipidioblástico em paragênese com cristais de biotita. **Bt** – biotita; **Ep** – epidoto. Lâmina GR-48 – Nicóis cruzados.

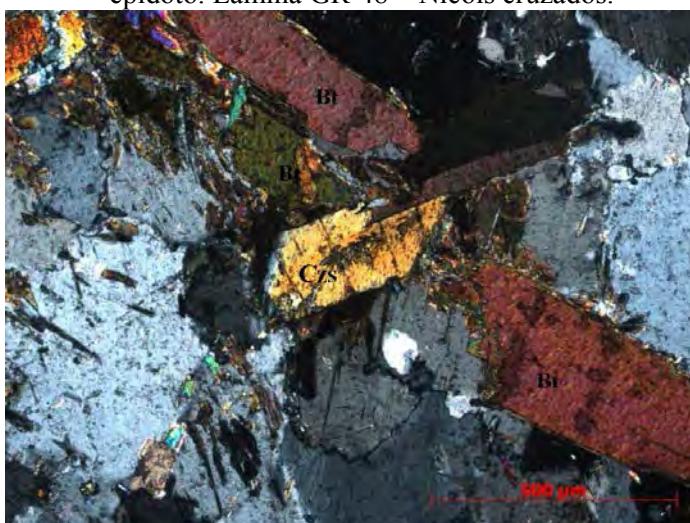


Figura 76 – Cristal de clinozoisita idiooblástico crescendo associado a biotita e ao plagioclásio. **Bt** – biotita; **Czs** – clinozoisita. Lâmina GR-65 – Nicóis cruzados.

A sericita substitui os grãos de plagioclásio ([Figuras 62 e 67](#)) com cristais geralmente menores que 0,1mm, alongados e com contorno xenoblástico. Por vezes aparece concentrada nas bordas e no centro do cristal de plagioclásio conjuntamente com a zoisita/clinozoisita,

onde a substituição pode ser muito intensa. O carbonato e a clorita são bem raros, onde o carbonato ocorre como cristais xenoblásticos menores que 0,4mm substituindo o plagioclásio, enquanto a clorita substitui completamente (Figura 77) ou parcialmente (Figura 61) alguns cristais menores que 1mm de biotita formando cristais pseudomórficos.



Figura 77 – Cristal de clorita pseudomórfico de antigo grão de biotita. Lâmina GR-48 - Nicóis paralelos.

Sugere-se que o ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos tenha a seguinte evolução mineralógica: *i)* apatita, zircão, allanita, opacos e titanita₁ foram os primeiros minerais a se formarem por ocorrerem como inclusões nos demais minerais ígneos; *ii)* em seguida cristalizaram os minerais essenciais representados por plagioclásio, biotita₁, quartzo e microclina₁. Posteriormente formaram-se os minerais metamórficos representados por epidoto₁, epidoto₂, titanita₂, titanita₃ e biotita₂, enquanto epidoto₃, zoisita/clinozoisita, microclina₂, sericita, clorita e carbonato tenha possivelmente uma gênese associada a fluidos hidrotermais de origem externa ao ortognaisse granodiorítico.

7.4.3– Petrografia dos corpos intrusivos

Os corpos intrusivos no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos variam amplamente em relação à composição petrográfica e plotam no campo dos granitoides no diagrama QAP, incluindo sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e tonalitos (Figura 78). Esses corpos podem variar de hololeucocráticos (I.C. = 0,6) até leucocráticos (I.C. = 23) e geralmente apresentam textura fanerítica equigranular hipidiomórfica com granulação predominantemente fina. Sua mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como minerais essenciais, enquanto apatita, zircão, opacos, titanita₁ e granada são os principais acessórios. Sericita, epidoto₁, epidoto₃, zoisita/clinozoisita, titanita₂, titanita₃, carbonato e clorita são minerais secundários (Tabela 6).

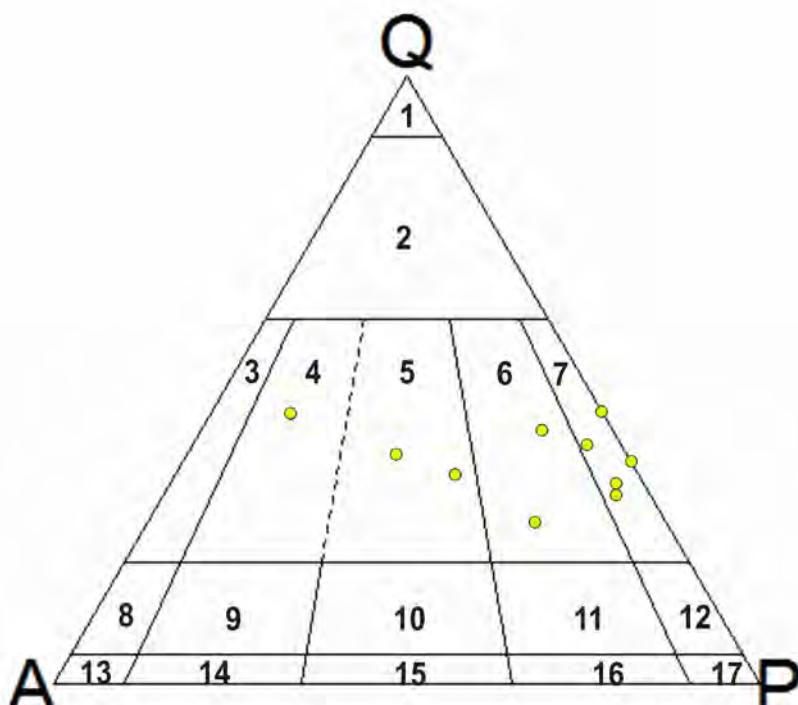


Figura 78 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) dos corpos intrusivos no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. 1 - Quartzolito; 2 - Granitoide rico em quartzo; 3 - Álcali-feldspato granito, 4 - Sienogranito; 5 - Monzogranito; 6 - Granodiorito; 7 - Tonalito; 8 - Quartzo álcali-feldspato sienito; 9 - Quartzo sienito; 10 - Quartzo monzonito; 11 - Quartzo monzodiorito-monzogabro; 12 - Quartzo diorito-gabro; 13 - Álcali-feldspato sienito; 14 - Sienito; 15 - Monzonito; 16 - Monzodiorito-monzogabro; 17 - Diorito-gabro.

Os minerais acessórios dos corpos intrusivos são mais escassos quando comparados com os presentes no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, destacando-se a ausência de allanita e presença de granada. Embora algumas amostras se encontrem no mesmo campo do diagrama QAP (Streckeisen, 1976) que as amostras do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, ressalta-se que estas nem sempre são semelhantes texturalmente e/ou nas proporções dos minerais essenciais (Tabela 6). Ainda apresentam uma variação quanto à deformação e nível de alteração metamórfica de seus minerais.

7.4.3.1 - Tonalitos

As amostras no grupo dos tonalitos são representadas pelas lâminas GR-01B, GR-11B, GR-20B, GR56D, GR-62B, onde as lâminas GR-01B e GR20B são leucocráticas com índice de cor de respectivamente 16,6% e 20,6%, bem como não apresentam microclina em sua composição. A amostra GR-01 (Figura 79) apresenta quartzo hipidiomórfico entre 0,5 e 1mm por vezes recristalizado, podendo estar deformado e orientado. A biotita ocorre em grãos hipidiomórficos e xenomórficos menores que 0,5mm, os quais são substituídos por titanita₂, epidoto₁ e zoisita. Os grãos de plagioclásio variam até 1mm e são hipidiomórficos, porém encontram-se intensamente alterados para sericita, zoisita e epidoto, o que pode gerar

contornos xenoblásticos devido às reações envolvidas. Titanita₁, apatita e zircão ocorrem como grãos idiomórficos ou hipidiomórficos inclusos nos minerais essenciais. Titanita₂ e epidoto₁ são observados em cristais menores que 0,1mm substituindo a biotita, enquanto epidoto₃, zoisita/clinozoisita e sericita estão associados a alteração do plagioclásio, sendo que a zoisita/clinozoisita pode ainda ocorrer sob forma de cristais maiores na interseção do plagioclásio com a biotita.

Tabela 6 – Estimativa modal dos corpos intrusivos no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. **Xnl** – xenólito; **GD** – granodiorito; **MG** – monzogranito; **TO** – tonalito; **SG** – sienogranito; --- mineral não observado.

| Lâmina | GR-01B | GR-02B | GR-11B | GR-20B | GR-56D | GR-62B | GR-66B | GR-107B | GR-137B | RF-43B | GR-66C (Xnl) |
|----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------------|
| Litologia | TO | GD | TO | TO | TO | TO | GD | MG | MG | SG | GD |
| Quartzo | 36,0 | 27,0 | 38,0 | 27,6 | 29,0 | 30,0 | 40,0 | 29,0 | 32,6 | 43,0 | 24,0 |
| Plagioclásio | 44,6 | 54,0 | 53,6 | 47,6 | 60,0 | 59,4 | 46,8 | 23,0 | 38,0 | 11,4 | 39,8 |
| Microclina1 | --- | 18,0 | 4,4 | --- | 4,4 | 3,4 | 9,4 | 25,0 | 24,4 | 43,0 | 9,6 |
| Microclina2 | --- | --- | --- | --- | --- | tr | --- | --- | --- | --- | --- |
| Biotita | 14,0 | 1,0 | 4,0 | 12,0 | 4,0 | 3,0 | 3,8 | 23,0 | 5,0 | 0,6 | 26,6 |
| Apatita | tr | tr | tr | tr |
| Zircão | tr | tr | tr | tr |
| Titanita | tr | --- | --- | tr | --- | tr | tr | tr | tr | --- | tr |
| Opacos | tr | tr | --- | --- | tr | --- | tr | tr | tr | tr | tr |
| Epidoto | 0,6 | tr | tr | 2,2 | 2,6 | 3,2 | tr | tr | tr | 1,2 | tr |
| (Clino)zoisita | 2,0 | tr | tr | 6,4 | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Carbonatos | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | tr | --- |
| Granada | --- | tr | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | tr | --- |
| Sericita | 2,8 | tr | tr | 4,2 | tr | 1,0 | tr | tr | tr | 0,8 | tr |
| Clorita | --- | tr | --- | --- | tr | --- | --- | --- | --- | --- | tr |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

A amostra GR-20B ([Figura 80](#)) é semelhante a GR-01B sendo diferenciada pelos seguintes aspectos: apresentar granulação menor, onde predominam grãos com tamanho inferior a 0,5mm; mostrar pouca recristalização dos grãos de quartzo; e devido aos grãos de plagioclásio apresentarem um maior grau de substituição por epidoto, zoisita/clinozoisita e sericita.

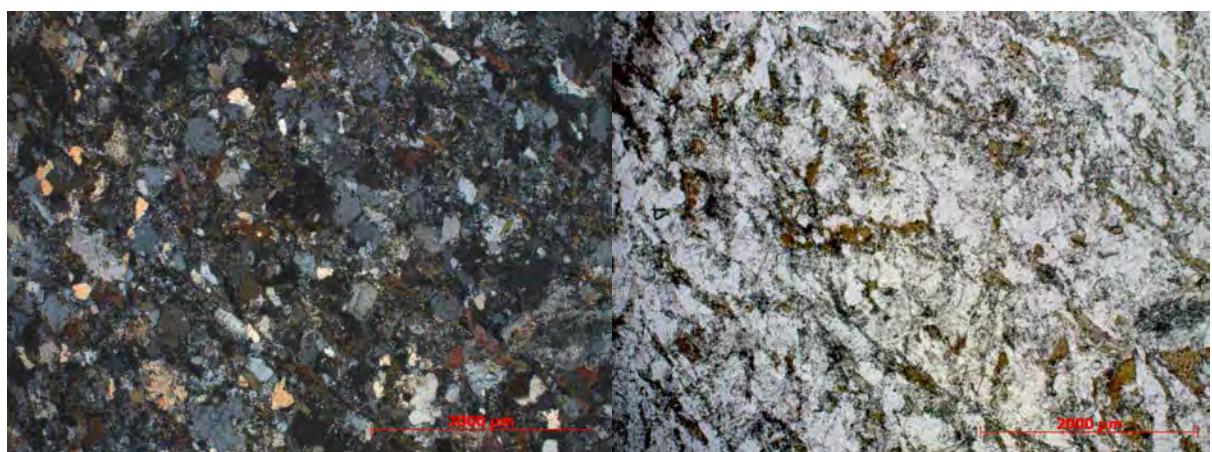


Figura 79 - Visão geral da Lâmina GR-01B (metagranitoide tonalítico leucocrático - I.C.=16,6%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos.

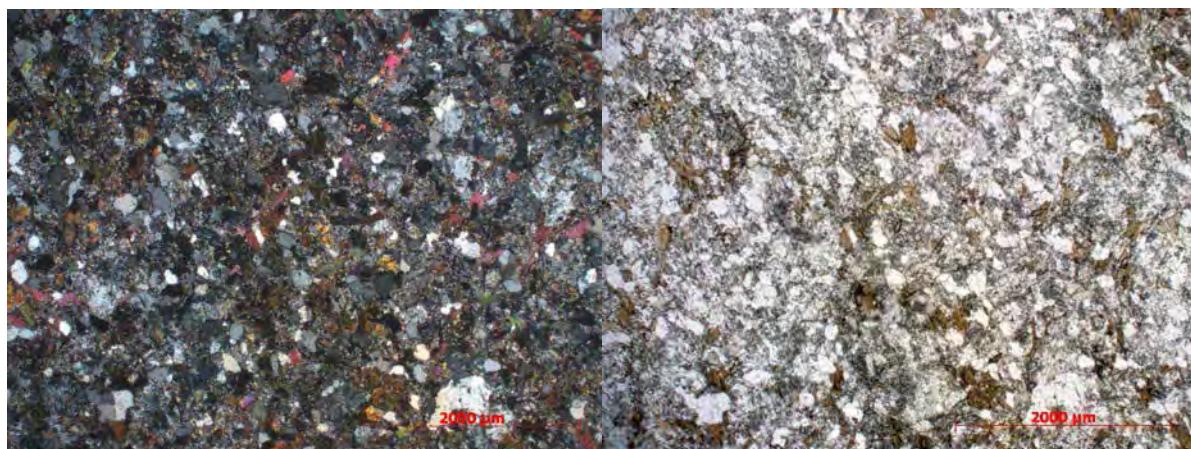


Figura 80 - Visão geral da Lâmina GR-20B, (metagranitoide tonalítico leucocrático - I.C.=20,6%) com granulação fina (< 0,5mm) e textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos.

A amostra GR-11B ([Figura 81](#)) é hololeucocrática (I.C. = 4,4%), sua textura é hipidiomórfica equigranular, destacando-se uma distribuição uniforme dos cristais de biotita. Estes são hipidiomórficos, menores que 0,5mm, raramente substituídos por minerais secundários e apresentam-se orientados marcando uma leve foliação na rocha. Os grãos de quartzo são hipidiomórficos, variam entre 0,2mm e 1,0mm, apresentam extinção ondulante e podem estar recristalizados. Podem ainda ocorrer grãos em torno de 0,1mm inclusos nos cristais de plagioclásio, que são hipidiomórficos, variam de 0,5 a 1,2mm e encontram-se levemente substituídos por sericita e zoisita/clinozoisita.

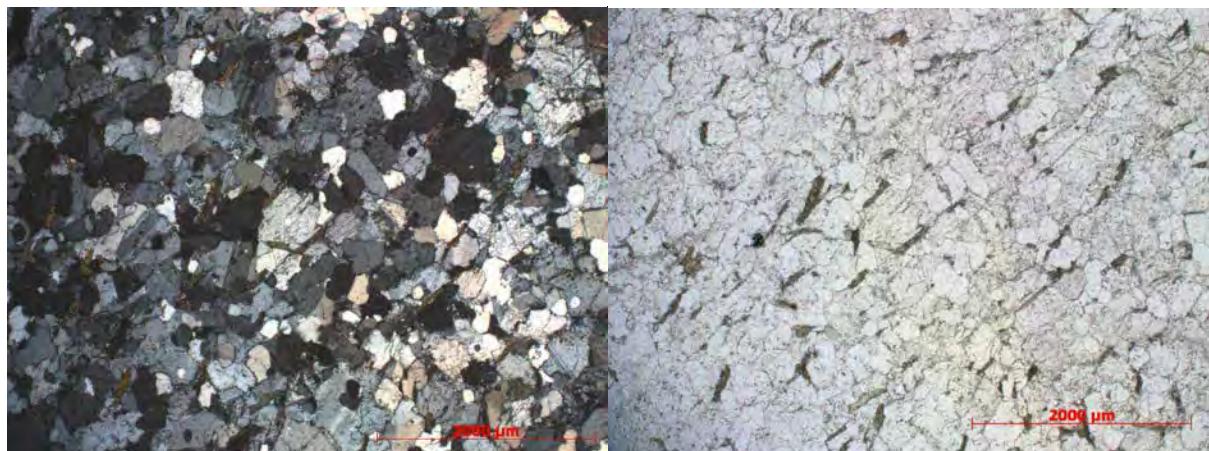


Figura 81 - Visão geral da Lâmina GR-11B, (metagranitoide tonalítico hololeucocrático - I.C.=4,4%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Destaca-se a orientação dos cristais de biotita. Nicóis cruzados e paralelos.

As lâminas GR-56D ([Figura 82](#)) e GR-62B ([Figura 83](#)) são hololeucocráticas e além de apresentarem proporções quase iguais de seus minerais essenciais, também apresentam texturas semelhantes. A granulação varia de fina a média alcançando até 2mm, os cristais de quartzo encontram-se recristalizados e deformados, muitas vezes em agregados que podem apresentar forma de fitas ou veios. Os grãos de plagioclásio são hipidiomórficos, apresentam por vezes contornos xenoblásticos e são moderadamente substituídos por sericita e

zoisita/clinozoisita, enquanto a biotita encontra-se concentrada em algumas partes da lâmina com grãos menores que 0,5mm, xenomórficos a hipidiomórficos, geralmente apresentando substituição por titanita₂ e epidoto₁.

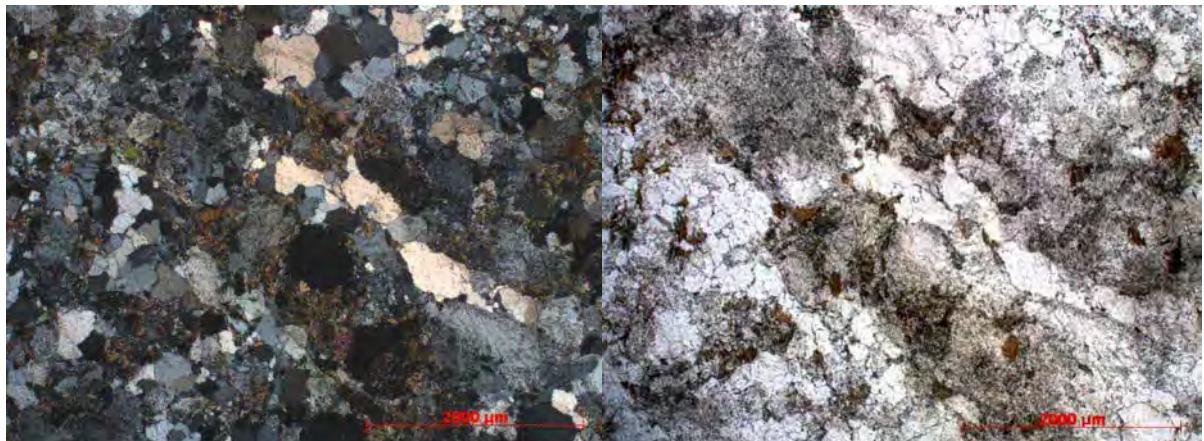


Figura 82 - Visão geral da Lâmina GR-56D (metagranitoide tonalítico hololeucocrático - I.C.=6,6%) com granulação fina a média (até 2mm) e textura equigranular hipidiomórfica, porém com parte dos cristais primários deformados, apresentando contorno hipidioblástico ou xenoblástico. Nicóis cruzados e paralelos.

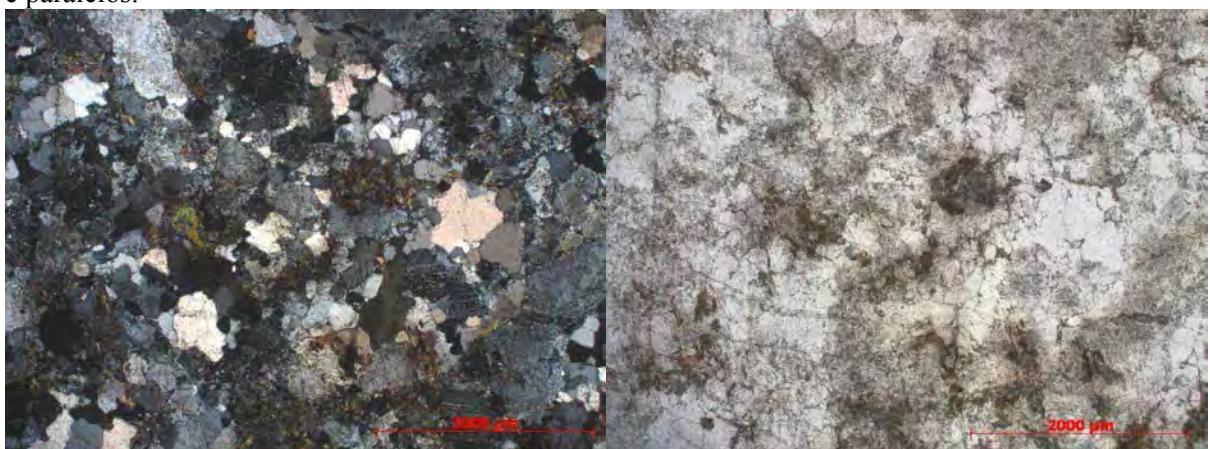


Figura 83 - Visão geral da Lâmina GR-62D (metagranitoide tonalítico hololeucocrático - I.C.=6,2%) com granulação fina a média (até 2mm) e textura equigranular hipidiomórfica, porém com parte dos cristais primários deformados apresentando um contorno hipidioblástico ou xenoblástico. Nicóis cruzados e paralelos.

7.4.3.2 – Granodioritos

As amostras GR-02B ([Figura 84](#)) e GR-66B ([Figura 85](#)) correspondem a granodioritos e assemelham-se em relação a textura e desenvolvimento dos minerais. Ambas são holeucocráticas com 1% e 3,8% de índice de cor e apresentam granulação variando de muito fina a fina, entre 0,5 e 1mm, porém com raros fenocristais de plagioclásio que chegam a 2,5mm. No entanto algumas diferenças marcantes foram observadas e estas estão relacionadas a amostra GR-02B apresentar granada e não ter titanita, ao contrário da lâmina GR-66B. O quartzo nessas lâminas varia de hipidiomórfico a xenomórfico com pouca ou nenhuma recristalização, mas com extinção ondulante, onde cristais menores que 0,3mm ocorrem como inclusões no plagioclásio e na microclina. Os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos

tanto na matriz como nos fenocristais, porém podem apresentar bordas de reação ocasionando a formação de contornos xenoblásticos aos grãos. Estes estão levemente sericitizados e apresentam substituição para zoisita/clinozoisita quando próximos aos grãos de biotita. A microclina ocorre em cristais desde xenomórficos até hipidiomórficos, apresentando geminação *tartan* e intercrescimento pertítico. A biotita é observada em cristais hipidiomórficos, menores que 0,5mm, geralmente substituída por grãos de epidoto e titanita ou completamente cloritizada.



Figura 84 - Visão geral da Lâmina GR-02B (metagranitoide granodiorítico hololeucocrático - I.C.=1%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Nicós cruzados e paralelos.

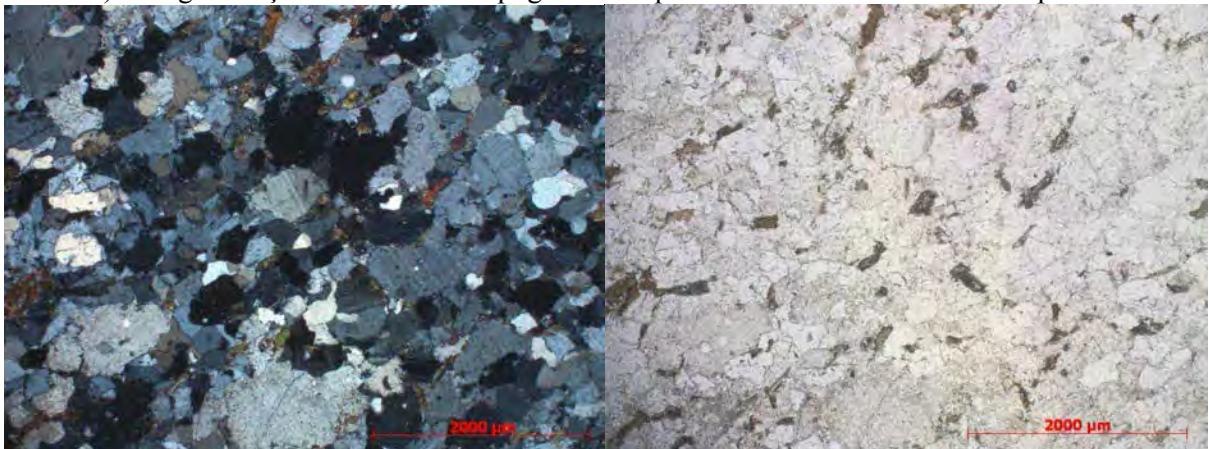


Figura 85 - Visão geral da Lâmina GR-66B (metagranitoide granodiorítico hololeucocrático - I.C.=3,8%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica. Nicós cruzados e paralelos.

7.4.3.3 - Monzogramitos

As amostras GR-107B e GR-137B correspondem a monzogramitos, porém não apresentam muitas semelhanças. A amostra GR-107B ([Figura 86](#)) é leucocrática (I.C.=23%) e sua granulação é muito fina, chegando a no máximo 1mm com predomínio de grãos em torno 0,5mm. Seus minerais são no geral hipidiomórficos e encontram-se uniformemente distribuídos pela lâmina, apresentando uma orientação preferencial dada pela biotita. Os grãos de quartzo ocorrem com extinção ondulante e raramente recristalizados, enquanto o plagioclásio encontra-se límpido, quase sem substituição para sericita. Os cristais de

microclina apresentam geminação *tartan* e intercrescimento pertítico, sendo que sua proporção na lâmina é semelhante a do plagioclásio. A titanita₂ e o epidoto₁ aparecem substituindo alguns grãos de biotita, enquanto a titanita₃ substitui os minerais opacos da rocha.

A amostra GR-137 (Figura 87) é hololeucocrática (I.C.=5%) com granulação fina a média chegando até 2mm, com predomínio de grãos em torno de 1mm. Os cristais de quartzo variam de hipidiomórficos até xenomórficos, podem alcançar até 2mm, apresentando extinção ondulante e pouca ou nenhuma recristalização. O plagioclásio é hipidiomórfico, porém pode apresentar bordas de reação, dando contornos xenoblásticos ao mesmo, além de encontrar-se incipientemente substituído por sericita, principalmente em suas bordas. A microclina é observada em cristais xenomórficos com geminação *tartan* e intercrescimento pertítico, que podem estar recristalizados e com bordas de reação. Caracterizou-se ainda a formação do intercrescimento mirmequítico no contato entre os grãos de microclina e plagioclásio. A biotita ocorre em cristais hipidiomórficos menores que 0,5mm, sendo substituída por titanita₂ e epidoto₁.

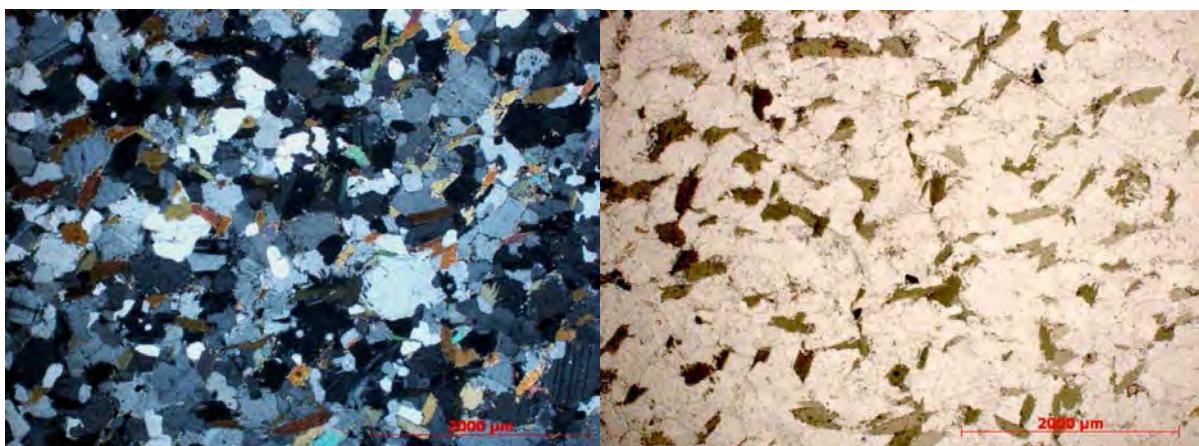


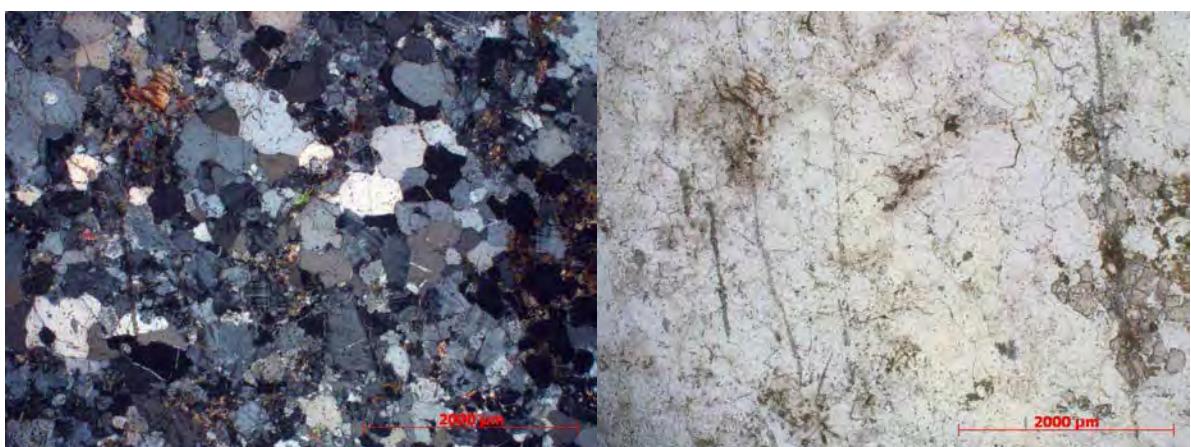
Figura 86 - Visão geral da Lâmina GR-107B, (metagranitoide monzogranítico leucocrático - I.C.=23%) com granulação fina e textura equigranular hipidiomórfica, destacando a distribuição uniforme da biotita. Nicóis cruzados e paralelos.



Figura 87 - Visão geral da Lâmina GR-137B, (metagranitoide monzogranítico hololeucocrático - I.C.=5%) com granulação fina a média e textura inequigranular xenomórfica. Nicóis cruzados e paralelos.

7.4.3.4 – Sienogranito

A amostra RF-43B ([Figura 88](#)) é a única que plota no campo dos sienogranitos. Esta é hololeucocrática (I.C.=0,6%), com granulação fina variando até 1mm, mas predominando grãos em torno de 0,5mm. O quartzo é xenomórfico, apresenta extinção ondulante e encontra-se recristalizado em subgrãos hipidioblásticos menores que 0,2mm. Os cristais de plagioclásio são geralmente xenomórficos e estão parcialmente substituídos por sericita e carbonato. A microclina, muito abundante nessa rocha, varia de xenomórfica a hipidiomórfica, apresenta geminação *tantan* e intercrescimento pertítico, podendo ainda estar recristalizada. Destaca-se que esta amostra também apresenta granada em sua composição.



[Figura 88](#) - Visão geral da Lâmina RF-43B (metagranitoide sienogranítico hololeucocrático - I.C.=0,6%) com granulação fina e textura equigranular xenomórfica. Nicóis cruzados e paralelos.

Em praticamente todas as amostras se observa uma paragênese metamórfica semelhante àquela observada no ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos: *i*) epidoto₁, titanita₂ e clorita substituindo os cristais de biotita; *ii*) titanita₃ substituindo os minerais opacos; *iii*) alteração nos grãos de plagioclásio pelos fluidos metamórficos ocasionando a formação de pequenos grãos de sericita, zoisita, clinozoisita e epidoto. Porém nessas rochas a presença desses minerais é mais variável de amostra para amostra, em relação às rochas do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, podendo em algumas lâminas estarem praticamente ausentes tais minerais secundários.

7.4.4 - Xenólitos

Ainda foram analisadas três amostras de xenólitos encontrados no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, os quais variam fortemente em relação à composição: *i*) a amostra GR-56C foi classificada como um xenólito de gnaisse tonalítico, embora, por se encontrar intensamente alterado hidrotermalmente, bem como deformado e cortado por diversos microveios de epidoto ([Figura 89](#)) torna-se difícil a identificação e estimativa dos seus minerais; *ii*) a amostra GR-66C é um xenólito de um gnaisse granodiorítico de

granulação fina com índice de cor de 30% (Figura 90); *iii*) a amostra GR-56B corresponde a um xenólito de um xisto interpretado como de origem sedimentar que foi relacionado à sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes. Este é composto de quartzo, biotita, sericita, epidoto, zoisita, allanita e porfiroblastos de calcita (Figura 91).

Ambos os enclaves de gnaisses podem se tratar de autólitos do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, sendo que a amostra GR-56C foi diferenciada das rochas do mesmo, apenas por sua possível composição tonalítica, enquanto que a amostra GR-66C devido à sua granulação mais fina e ao elevado índice de cor.

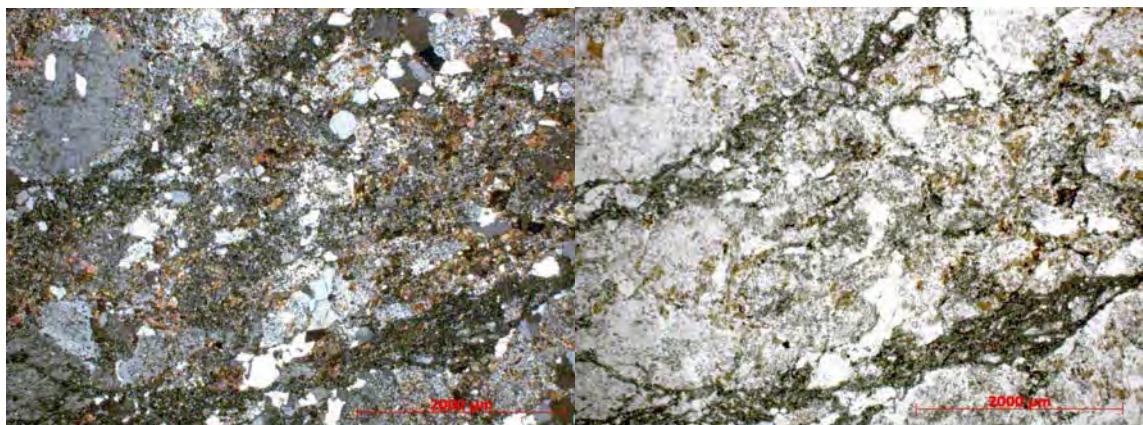


Figura 89 – Xenólito de um ortognaisse tonalítico cortado por microveios de epidoto. Lâmina GR-56C - Nicóis cruzados e paralelos.

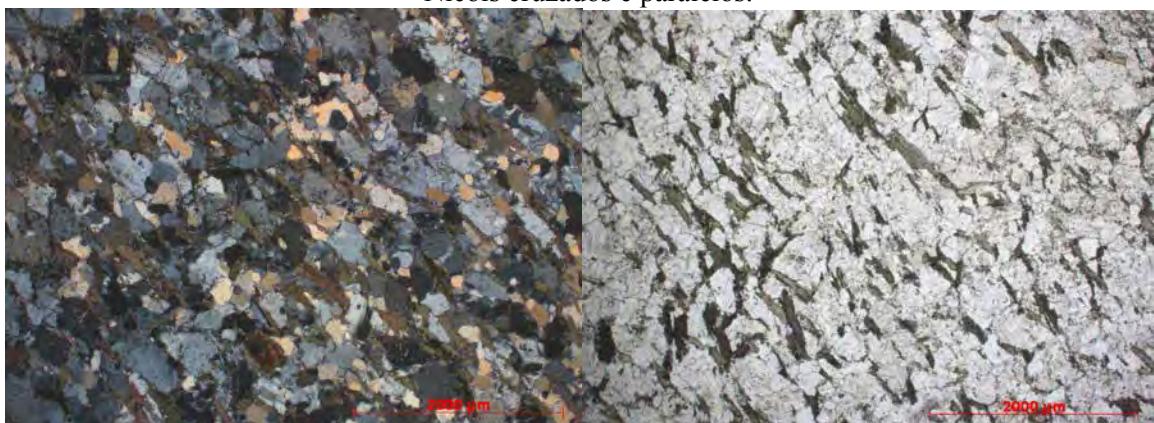


Figura 90 – Visão geral do xenólito de gnaisse granodiorítico leucocrático (I.C. = 30) onde a biotita encontra-se fortemente orientada segundo a foliação. Lâmina GR-66C – Nicóis cruzados e paralelos.



Figura 91 – Visão geral do xenólito de uma rocha metassedimentar mostrando a presença de porfiroblastos de carbonato com textura poiquilitica. **Ca** – Calcita. Lâmina GR-56B - Nicóis cruzados.

7.4.5 - Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS)

Este capítulo tem por objetivo apresentar um estudo mineralógico complementar das rochas do ortognaissse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos através da análise de minerais em grãos no microscópio eletrônico de varredura com análise microquímica por energia dispersiva (MEV-EDS). Foram estudados os cristais de zircão e ilmenita pertencentes à amostra de saprolito R-06, com o intuito de verificar a composição química aproximada dos grãos assim como de possíveis inclusões nos mesmos.

Os grãos de zircão analisados são idiomórficos, exibem zoneamento ígneo e composições semelhantes ([Tabela 7](#)). O conteúdo de SiO_2 varia de 21,05% a 30,64% nas análises realizadas nos cristais, porém os níveis mais baixos de SiO_2 (G1(2) e G2(6)) correspondem a análises realizadas em zonas mais escuras dos grãos G1 e G2 ([Figura 92](#)), sendo que essas mesmas análises ainda apresentam teores consideráveis de Al e U ([Tabela 7](#)). Em termos gerais, o zircão é um mineral resistente a processos metamórficos e tectônicos, mas sua estrutura interna sofre um processo de alteração denominado metamictização, resultante da substituição do Zr por U e Th. Esse processo provoca um intenso dano estrutural, resultado da colisão entre os átomos da rede cristalina (Garnar, 1994; Sabedot & Sampaio, 2002). Smith *et al.* (1991) verificaram que a estrutura do zircão pode acomodar íons externos com o processo de metamictização, como por exemplo substituição do Si por Al. Logo as regiões mais escuras nos grãos foram interpretadas como resultado desse processo.

Foram observadas inclusões no grão 3 de zircão e as mesmas são representadas por apatita, ilmenita e uraninita, apontando que estes minerais teriam se formado anteriormente ao zircão. A relação $\text{Hf}/(\text{Hf}+\text{Zr})$ varia de 0,01 a 0,04, permitindo, desse modo, classificá-lo como zircão *sensu strictus* ([Figura 93](#)) de acordo com a proposta de Correia Neves *et al.* (1974).

Tabela 7 – Composição dos grãos de zircão por MEV-EDS. **Gz** – grão de zircão analisado (o número entre parênteses corresponde ao número da análise química representada na [Figura 92](#)).

| Composição | Gz1 (1) | Gz1 (2) | Gz1 (3) | Gz2 (4) | Gz2 (5) | Gz2 (6) | Gz3 (7) | Gz3 (8) | Gz4 (11) | Gz5 (12) |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|----------|
| Al_2O_3 | 0,00 | 2,55 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,60 | 0,12 | 0,16 | 0,00 | 0,00 |
| SiO_2 | 30,64 | 22,00 | 29,71 | 30,61 | 30,57 | 21,05 | 30,44 | 30,13 | 30,40 | 30,58 |
| CaO | 0,00 | 0,25 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| ZrO_2 | 67,98 | 71,23 | 65,24 | 68,62 | 68,17 | 70,07 | 68,19 | 66,66 | 66,63 | 68,58 |
| HfO_2 | 1,38 | 3,43 | 5,06 | 0,77 | 1,26 | 4,99 | 1,26 | 3,04 | 2,97 | 0,83 |
| U_3O_8 | 0,00 | 0,54 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,17 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Soma | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Número de íons na base de 4 oxigênios | | | | | | | | | | |
| Al | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Si | 0,95 | 0,73 | 0,94 | 0,95 | 0,95 | 0,71 | 0,95 | 0,95 | 0,95 | 0,95 |
| Ca | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Zr | 1,03 | 1,15 | 1,01 | 1,04 | 1,03 | 1,16 | 1,04 | 1,02 | 1,02 | 1,04 |
| Hf | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,01 |
| U | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| $\text{Hf}/(\text{Hf}+\text{Zr})$ | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,01 |

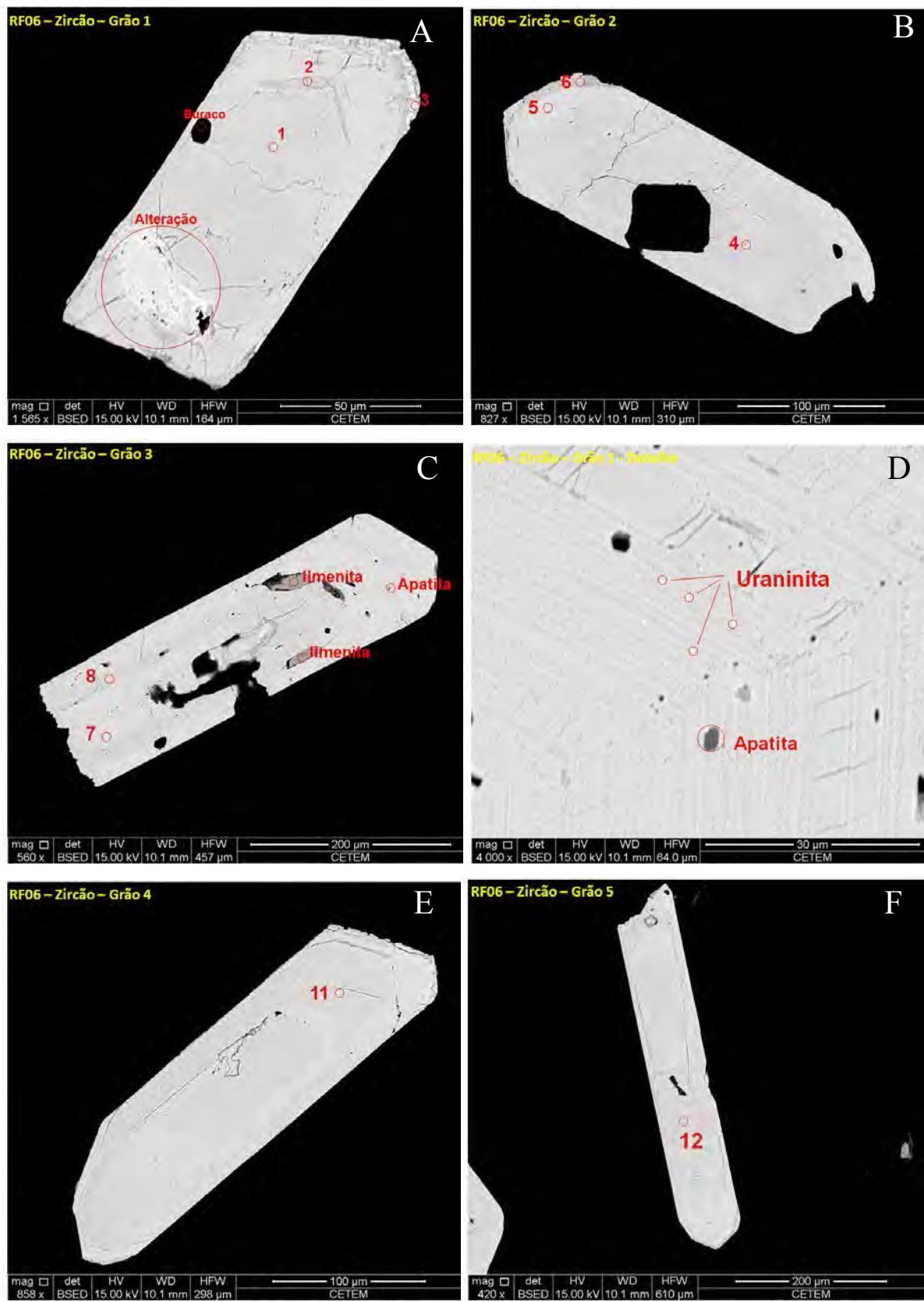


Figura 92 – Grãos de zircão idiomórficos com zoneamento magmático do cristal e inclusões de ilmenita, apatita e uraninita no grão da figura 92C (detalhe na figura 92D). Os números em vermelho nos grãos são referentes às análises químicas realizadas e apresentadas na Tabela 7.

Hf / (Hf + Zr)

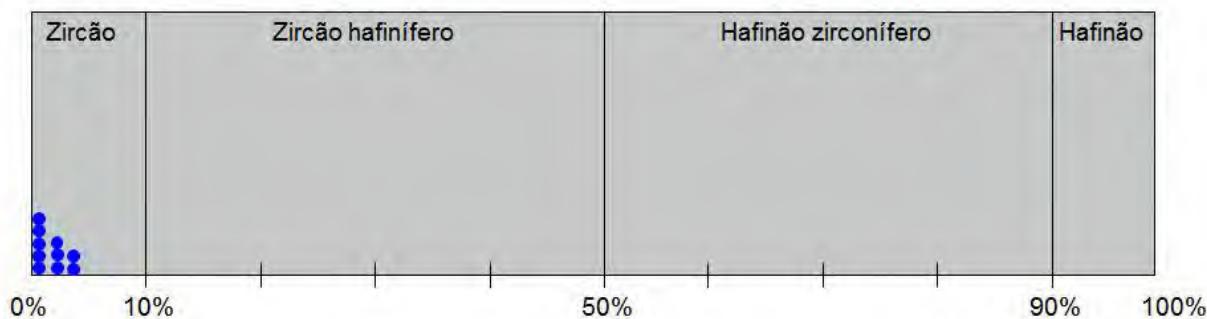


Figura 93 - Gráfico indicando a classificação dos cristais de zircão – hafnão analisados de acordo com a razão Hf/(Hf+Zr) proposta por Correia Neves *et al.* (1974).

Os grãos de ilmenita apresentam composição química muito próxima ([Tabela 8](#)), principalmente quando as análises são realizadas nas regiões mais claras ([Figuras 94 e 95](#)). Estas plotam no campo das ilmenitas no diagrama triangular ilmenita (Fe) - pyrofanita (Mn) - geikielita (Mg) ([Figura 96](#)). Porém quando foram analisadas as partes mais escuras dos grãos, caracterizou-se uma composição muita rica em TiO_2 com mais de 95% (Análises GI1(2), GI5(14), GI7(19)), indicando tratar-se de outra fase mineral, no caso um óxido de titânio. Essa transformação está associada a um processo intempérico onde ocorre a oxidação Fe^{+2} da ilmenita e posterior lixiviação, resultando em um aumento do teor de TiO_2 , sendo que o produto final dessa alteração corresponde a rutilo, anatásio ou leucoxênio (Baltar *et al.*, 2005).

Tabela 8 - Composição dos grãos de ilmenita por MEV-EDS. **GI** – grão de ilmenita analisado (o número entre parênteses corresponde ao número da análise química representada na [Figura 94](#)).

| Composição | GI1(1) | GI1(2) | GI1(3) | GI2(10) | GI3(11) | GI4(12) | GI5(13) | GI5(14) | GI6(17) | GI7(18) | GI7(19) | GI8(20) |
|--|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| MgO | 0,27 | 0,00 | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| SiO ₂ | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| TiO ₂ | 52,46 | 98,59 | 52,07 | 52,51 | 52,61 | 52,27 | 52,92 | 95,87 | 52,37 | 53,68 | 98,40 | 53,23 |
| MnO | 3,27 | 0,00 | 3,22 | 3,45 | 3,45 | 3,13 | 4,18 | 0,16 | 7,10 | 4,22 | 0,00 | 1,88 |
| FeO | 42,95 | 0,66 | 42,72 | 42,43 | 42,32 | 42,89 | 41,86 | 2,86 | 39,13 | 42,19 | 1,93 | 45,28 |
| ZnO | 0,37 | 0,31 | 0,32 | 0,66 | 1,02 | 0,54 | 0,00 | 0,00 | 1,19 | 0,63 | 0,00 | 0,00 |
| Nb ₂ O ₅ | 0,04 | 0,73 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,13 | 0,00 | 0,00 | 1,06 | 0,00 |
| Ta ₂ O ₅ | 1,29 | 0,58 | 1,68 | 1,13 | 0,62 | 0,90 | 0,61 | 0,69 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Soma | 100,66 | 100,93 | 100,23 | 100,32 | 100,20 | 99,82 | 99,56 | 100,87 | 99,79 | 100,72 | 101,39 | 100,38 |
| Número de íons na base de 6 oxigênios | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Si | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ti | 1,99 | 2,96 | 1,98 | 1,99 | 2,00 | 2,00 | 2,02 | 2,91 | 2,00 | 2,02 | 2,95 | 2,01 |
| Mn | 0,14 | 0,00 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,13 | 0,18 | 0,01 | 0,30 | 0,18 | 0,00 | 0,08 |
| Fe | 1,81 | 0,02 | 1,81 | 1,79 | 1,79 | 1,82 | 1,77 | 0,10 | 1,66 | 1,76 | 0,06 | 1,90 |
| Zn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Nb | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 |
| Ta | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Percentual das moléculas de ilmenita (Fe), pyrofanita (Mn) e geikielita (Mg) | | | | | | | | | | | | |
| FeTiO ₃ | 90,58 | 99,69 | 91,15 | 90,71 | 90,03 | 91,85 | 91,08 | 99,81 | 82,08 | 89,99 | 100,00 | 96,02 |
| MnTiO ₃ | 7,04 | 0,00 | 7,01 | 7,44 | 7,42 | 6,77 | 8,92 | 0,19 | 15,18 | 8,85 | 0,00 | 3,98 |
| MgTiO ₃ | 1,02 | 0,00 | 0,61 | 0,61 | 0,65 | 0,35 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

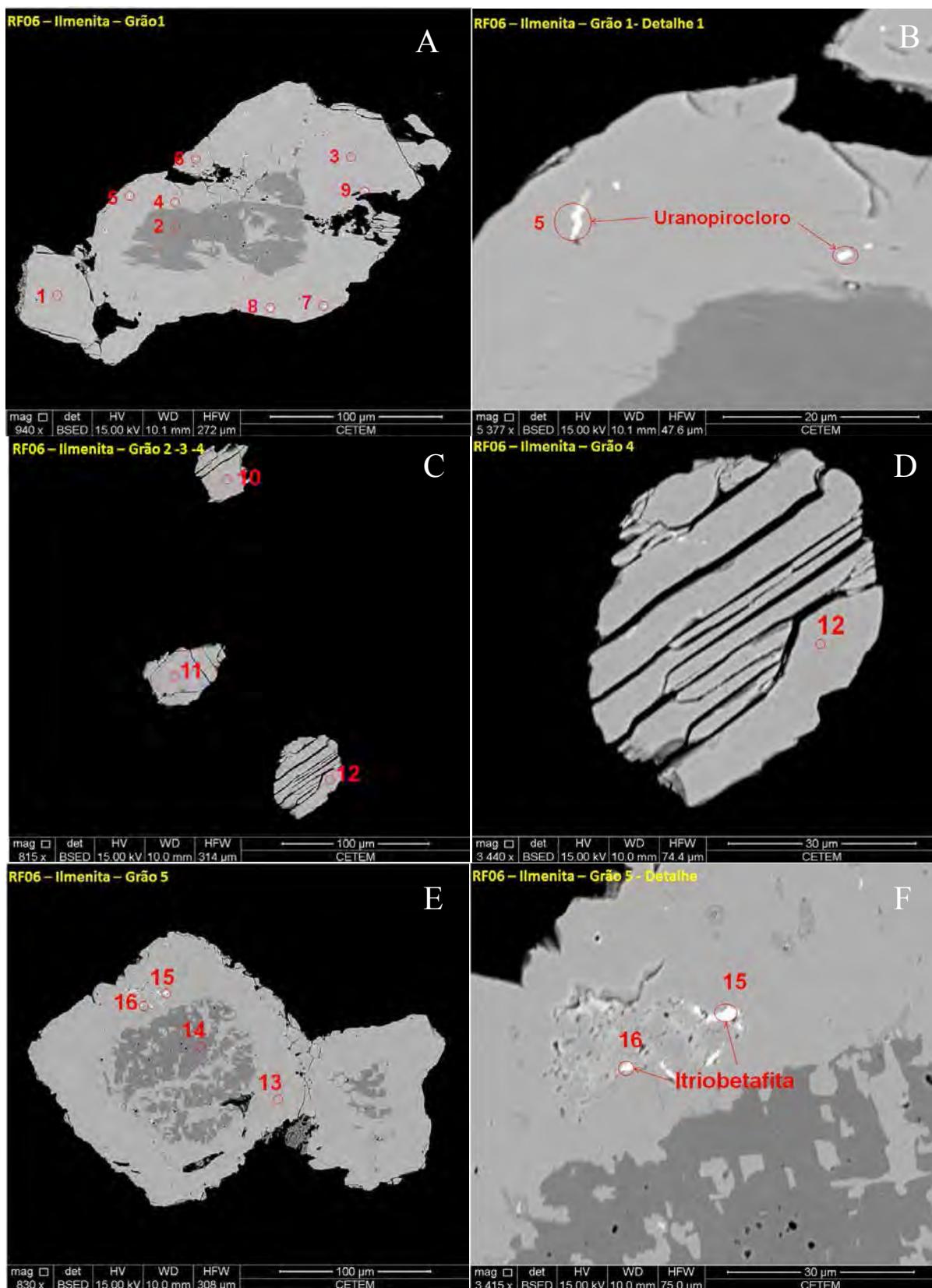


Figura 94 – Cristais de ilmenita com acentuado processo de alteração intempérica para um óxido de titânio no centro dos grãos (parte mais escura). Presença de inclusões interpretadas como de uranopirocloro (Figura 94B - detalhe da 94A) e itriobetafita (Figura 94F detalhe da 94E). Os números em vermelho nos grãos são referentes às análises químicas realizadas e apresentadas na Tabela 8.

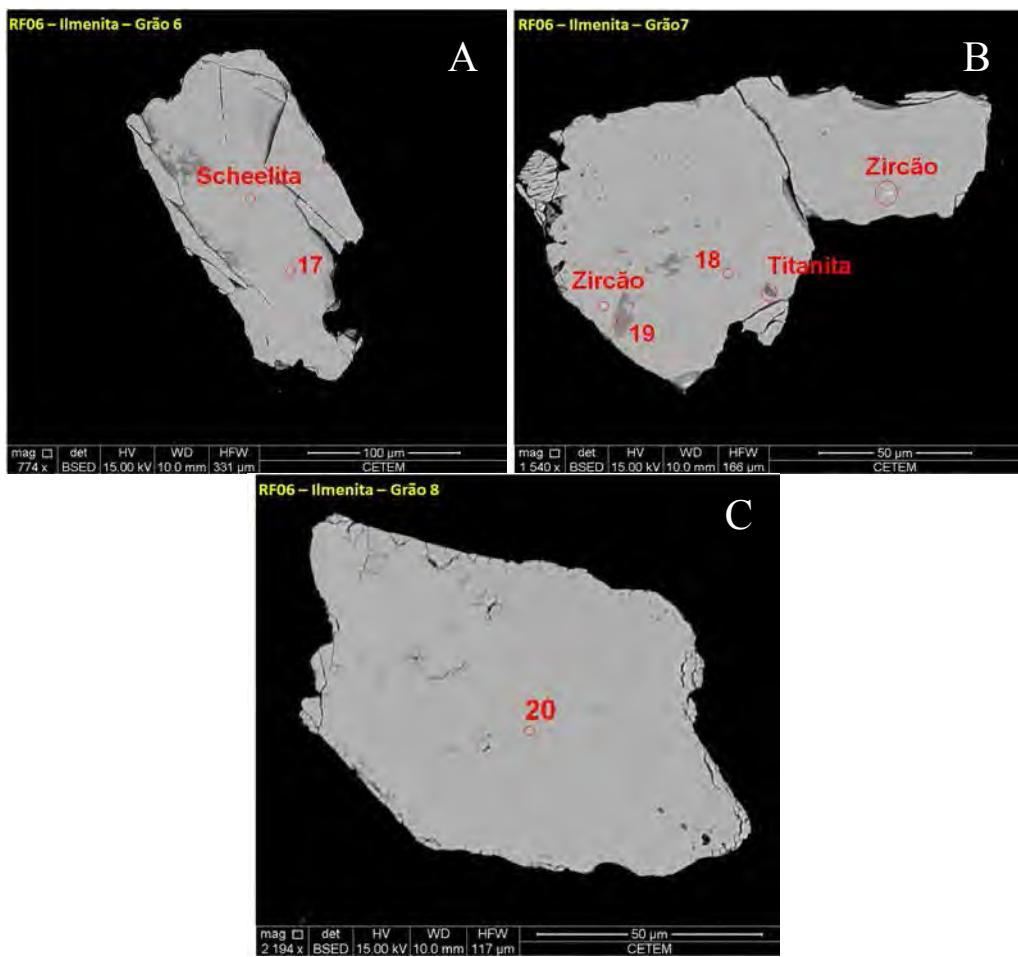


Figura 95 – Cristais de ilmenita com inclusões de scheelita (Figura 95A) e zircão (Figura 95B) e substituição para titanita (Figura 95B). Os números em vermelho nos grãos são referentes às análises químicas realizadas e apresentadas na [Tabela 8](#).

Foram observadas inclusões de uraniopirocloro, itriobetafita, zircão e scheelita que se destacam como pontos brancos ([Figuras 94 e 95](#)) em decorrência do elevado peso atômico dos principais elementos que compõem esses minerais, além de uma inclusão ou substituição para titanita que apresenta peso atômico mais baixo que da ilmenita, desse modo aparecendo com cor mais escura ([Figura 95](#)).

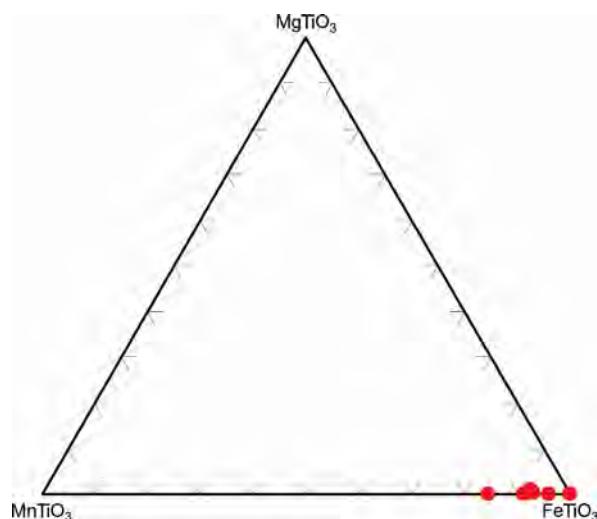


Figura 96 – Diagrama triangular composicional de minerais da série ilmenita (FeTiO_3) - pyrofanita (MnTiO_3) - geikielita (MgTiO_3).

7.4.6 – Metamorfismo

Devido à dificuldade de encontrar bons afloramentos, poucas medidas estruturais foram obtidas. Por este motivo este capítulo se limita principalmente aos processos metamórficos desenvolvidos nos minerais.

É evidente que as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos sofreram processos de deformação e substituição metamórfica, os quais são representados pela foliação gnáissica bem marcada ($Sn = 142/60$ a $178/55$) e pela presença de minerais secundários observados na caracterização petrográfica. Neste contexto, pressupõe-se que o referido corpo poderia ter passado por pelo menos dois eventos deformacionais, onde o primeiro estaria associado a sua estrutura gnáissica, enquanto o segundo a uma deformação superimposta que ocasionou uma leve foliação tanto no ortognaisse como nos diques félscos que cortam o mesmo. Neste sentido, a presença de xenólitos nos diques félscos do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos (com foliação marcante) e a ausência desta foliação nos mesmos diques implicaria que a foliação impressa no ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos foi anterior a intrusão dos referidos diques.

As análises petrográficas indicaram a cristalização secundária de epidoto₁, epidoto₂, titanita₂, titanita₃, biotita₂, epidoto₃, zoisita/clinozoisita, microclina₂, sericita, clorita e carbonato. Epidoto₁, titanita₂ e biotita₂ ocorrem em paragênese e estão associados à substituição total ou parcial da biotita₁ ígnea. Em alguns casos a titanita₃ e o epidoto₂ também entram no processo, substituindo, respectivamente, os minerais opacos e a allanita. Essas alterações metamórficas estariam associadas aos mesmos processos deformacionais que desenvolveram a foliação no ortognaisse, que com o aumento de pressão e temperatura, provocou instabilidade nos minerais primários, dando origem a outros minerais mais estáveis nessas condições, sem alterar a composição química do sistema.

A falta de minerais índices em rochas metamórficas derivadas de granitoides dificulta a definição de fácies metamórfica. Em virtude disso, esta classificação foi baseada em eventos regionais (**Tabela 9**) já estabelecidos por outros autores, que foram associadas às paragêneses metamórficas propostas por Ávila *et al* (2008). Tendo em vista que o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos apresenta idade de cristalização de 2146 ± 5 Ma (Capítulo 7.4.8), o evento deformacional-metamórfico que acarretou a foliação neste corpo, assim como a paragênese metamórfica (representada por biotita₂ + epidoto + titanita) teria que ser posterior a essa idade, sendo portanto relacionado ao evento Paleoproterozóico II de Ávila *et al.* (2008), indicando um metamorfismo em fácies xisto verde.

Tabela 9 – Principais características dos três eventos metamórficos – deformacionais representados em rochas da região de Lavras – São João del Rei, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Compilado de Ávila *et al.* (2008).

| Idade do evento metamórfico | Fácies Metamórfica | Paragênese | Rochas e Processos envolvidos |
|---|---|---|---|
| Neoproterozoico entre 604 e 567 Ma (Sollner & Trouw, 1997; Trouw & Pankhurst, 1993) | Xisto verde (pressão alta) a anfibolito | Cianita + biotita+clorita+ granada + clorítóide + quartzo + estaurolita (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 |
| Paleoproterozoico II entre 2131 e 2101 Ma (Ávila, 2000) | Xisto verde e/ou anfibolito inferior | Actinolita ± albita ± epidoto ± biotita ± titanita (Ávila, 1992; Silva, 1996) | Rochas do <i>greenstone belts</i> nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognaisses, trondhjemitos, granodioritos, granitos e dioritos do cinturão Mineiro. |
| Paleoproterozoico I entre 2250 e 2170 Ma | Anfibolito médio | Mg-Fe hornblendita + oligoclásio - andesina ± clorita ± epidoto ± biotita ± titanita ± ilmenita (Cherman, 1999; Toledo, 2002) | Anfibolitos metakomatiíticos, xistos, filitos, gonditos e quartzitos dos <i>greenstone belts</i> Nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognaisses do cinturão Mineiro |

Já a formação de sericita, zoisita, clinozoisita, carbonato, clorita, epidoto₃ e microclina₂ foi proposto, com base em trabalhos anteriores, que estaria relacionada à percolação de fluidos hidrotermais. A migração desses fluidos teriam desestabilizado os cristais de plagioclásio dando condições à remobilização de Al e Ca, tornando possível a cristalização de sericita, zoisita, clinozoisita e carbonatos, enquanto a presença de Fe e K nesses mesmos fluidos teriam ocasionado à formação de epidoto₃ e microclina₂. A clorita ocorre raramente e não aparece associada aos demais minerais metamórficos, por isso também foi associado à fase hidrotermal. A origem desses fluidos poderia estar associada a uma fase tardi-magmática relacionada ao granitoide Ritápolis como proposto por Ávila (2000) para outros corpos próximos. Porém, na análise das lâminas de diques de metadiabásio que cortam as rochas dessa área, nota-se a formação de zoisita, clinozoisita e epidoto substituindo cristais de plagioclásio, enquanto a biotita ocorre substituindo grãos de anfibólito, os quais provavelmente foram formados por processos associados a fluidos hidrotermais. Tendo em vista essa evidência, é possível que fluidos mais recentes em relação à idade de formação do granitoide Ritápolis, sejam responsáveis por essas reações no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos ou, ao menos, tiveram posterior contribuição na alteração dessas rochas.

7.4.7 – Geoquímica

Para a caracterização geoquímica preliminar dos corpos ígneos associados ao ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos foram utilizadas 8 amostras, sendo seis do próprio ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos (RF-40A, RF-43A, RF-44A, RF-45A, RF-66, GR-20C) e duas de granitoides intrusivos neste corpo (GR-11B e GR-20B). Nas análises geoquímicas foram quantificados os elementos maiores, traços das amostras RF-40A, RF-43A, RF-44A, RF-45A e RF-66 ([Tabelas 10, 11, 12 e 13](#)), enquanto das amostras GR-20C, GR-11B e GR-20B apenas os elementos maiores foram quantificados ([Tabela 10](#)).

Tabela 10 – Análise geoquímica (% em peso) dos elementos maiores das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e de dois granitoides intrusivos no mesmo (GR-11B e GR-20B).

| | RF-40A | RF-43A | RF-44A | RF-45 | RF-66 | GR-20C | GR-11B | GR-20B |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO₂ | 69,48 | 71,99 | 69,44 | 69,75 | 70,55 | 69,70 | 72,40 | 62,10 |
| TiO₂ | 0,38 | 0,23 | 0,46 | 0,38 | 0,40 | 0,45 | 0,08 | 0,61 |
| Al₂O₃ | 15,70 | 14,94 | 14,96 | 15,69 | 15,05 | 15,50 | 15,80 | 17,70 |
| Fe₂O₃ | 2,41 | 1,63 | 3,02 | 2,47 | 2,63 | 2,90 | 0,92 | 5,20 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,07 |
| MgO | 0,56 | 0,34 | 1,08 | 0,67 | 0,53 | 0,71 | 0,22 | 1,90 |
| CaO | 2,25 | 2,08 | 1,46 | 2,35 | 2,36 | 1,70 | 1,60 | 4,20 |
| Na₂O | 5,18 | 5,03 | 5,45 | 5,03 | 4,97 | 6,20 | 6,30 | 4,30 |
| K₂O | 2,41 | 2,31 | 2,26 | 2,12 | 2,07 | 1,50 | 2,20 | 2,20 |
| P₂O₅ | 0,10 | 0,06 | 0,13 | 0,11 | 0,11 | 0,14 | 0,03 | 0,19 |
| LOI | 0,52 | 0,36 | 0,68 | 0,64 | 0,34 | 0,68 | 0,27 | 1,00 |
| Soma | 99,02 | 99,00 | 98,99 | 99,25 | 99,04 | 99,48 | 99,82 | 99,40 |

Tabela 11 – Norma CIPW das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e de dois granitoides intrusivos no mesmo (GR-11B e GR-20B).

| | RF-40A | RF-43A | RF-44A | RF-45 | RF-66 | GR-20C | GR-11B | GR-20B |
|--------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| Quartzo | 25,01 | 29,40 | 24,98 | 26,85 | 28,45 | 23,71 | 23,71 | 17,47 |
| Coríndon | 0,73 | 0,54 | 1,23 | 1,11 | 0,60 | 0,93 | 0,22 | 1,07 |
| Ortoclásio | 14,38 | 13,79 | 13,49 | 12,62 | 12,35 | 8,91 | 13,03 | 13,07 |
| Albita | 44,27 | 42,99 | 46,59 | 42,89 | 42,46 | 52,72 | 53,41 | 36,58 |
| Anortita | 10,59 | 10,01 | 6,43 | 11,04 | 11,12 | 7,56 | 7,76 | 19,70 |
| Hiperstênio | 1,41 | 0,86 | 2,72 | 1,68 | 1,33 | 1,78 | 0,55 | 4,76 |
| Ilmenita | 0,07 | 0,05 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,06 | 0,00 | 0,15 |
| Hematita | 2,43 | 1,65 | 3,05 | 2,49 | 2,66 | 2,91 | 0,92 | 5,23 |
| Rutilo | 0,35 | 0,21 | 0,42 | 0,33 | 0,36 | 0,42 | 0,08 | 0,53 |
| Apatita | 0,25 | 0,15 | 0,32 | 0,26 | 0,26 | 0,33 | 0,07 | 0,45 |
| Total | 99,48 | 99,64 | 99,32 | 99,36 | 99,66 | 99,32 | 99,73 | 99,01 |

Tabela 12 – Análise geoquímica (em ppm) dos elementos traços e razão Sr/Y das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

| | RF- 40A | RF-43A | RF-44A | RF-45 | RF-66 |
|-------------|----------------|---------------|---------------|--------------|--------------|
| Cs | 5,7 | 2,1 | 0,0 | 0,0 | 2,6 |
| Rb | 97,4 | 69,4 | 99,7 | 83,6 | 72,9 |
| Ba | 915,0 | 888,0 | 723,1 | 934,0 | 568,2 |
| Th | 10,0 | 8,0 | 10,0 | 9,7 | 7,2 |
| U | 1,6 | 1,3 | 4,6 | 2,6 | 3,3 |
| Nb | 7,3 | 4,4 | 0,0 | 5,4 | 18,3 |
| Be | 7,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 0,0 |
| Co | 23,2 | 41,1 | 31,3 | 19,2 | 22,9 |
| Cr | 0,0 | 0,0 | 13,7 | 13,5 | 0,0 |
| Cu | 12,8 | 7,1 | 7,9 | 3,4 | 0,0 |
| Ga | 22,8 | 19,5 | 21,2 | 22,2 | 23,8 |
| Hf | 4,5 | 3,3 | 0,0 | 3,7 | 0,0 |
| Ni | 3,0 | 2,0 | 0,0 | 2,8 | 0,0 |
| Pb | 9,5 | 5,5 | 0,0 | 10,5 | 9,4 |
| Sc | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Sn | 7,0 | 0,0 | 1,0 | 4,0 | 0,0 |
| Sr | 537,3 | 481,3 | 258,7 | 500,3 | 462,0 |
| V | 21,0 | 15,0 | 24,9 | 26,0 | 22,0 |
| Y | 7,1 | 4,5 | 5,3 | 5,4 | 12,2 |
| Zn | 64,0 | 38,0 | 68,0 | 41,0 | 70,5 |
| Zr | 138,4 | 98,2 | 173,4 | 144,6 | 129,0 |
| Sr/Y | 77,7 | 106,9 | 48,8 | 92,6 | 37,9 |

Tabela 13 - Análise geoquímica (em ppm) dos elementos terras raras das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

| | RF-40A | RF-43A | RF-45 |
|----------------------------|---------------|---------------|--------------|
| La | 42,4 | 36,6 | 30,2 |
| Ce | 91,8 | 41,4 | 54,4 |
| Pr | 8,06 | 5,90 | 5,48 |
| Nd | 25,9 | 20,1 | 19,7 |
| Sm | 4,44 | 2,97 | 3,08 |
| Eu | 1,05 | 0,72 | 0,83 |
| Gd | 2,98 | 1,79 | 1,97 |
| Tb | 0,34 | 0,20 | 0,23 |
| Dy | 1,84 | 0,88 | 1,13 |
| Ho | 0,22 | 0,16 | 0,20 |
| Er | 0,59 | 0,32 | 0,44 |
| Tm | 0,09 | 0,05 | 0,06 |
| Yb | 0,55 | 0,27 | 0,40 |
| Lu | 0,07 | 0,04 | 0,05 |
| Soma | 180,33 | 111,40 | 118,17 |
| Eu/Eu* | 0,89 | 0,96 | 1,04 |
| (La/Yb)_N | 51,39 | 90,37 | 50,33 |

Todas as amostras apresentam quartzo e círindon normativos caracterizando o elevado conteúdo de SiO_2 e Al_2O_3 . O diagrama TAS para rochas plutônicas (**Figura 97**) aponta que as amostras do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos pertencem à série subalcalina e plotam no campo dos granitos. Essa classificação diverge da obtida pela petrografia no diagrama QAP,

mas pode ser justificada pela grande quantidade de feldspatos nessas amostras, bem como pela presença de fitas de quartzo. No diagrama AFM (Figura 98) essas amostras seguem o *trend* cálcio-alcalino, que é caracterizado pelo enriquecimento em álcalis e redução nos teores de FeO_{Tot} e MgO , assim como no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 99) essas amostras plotam no campo da série cálcio-alcalina típica com conteúdo de K_2O variando entre 1,5 e 2,4% peso. Quanto ao índice de aluminosidade (Figura 100) todas as amostras do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, são levemente peraluminosas, feição típica de ambientes de arco magmático.

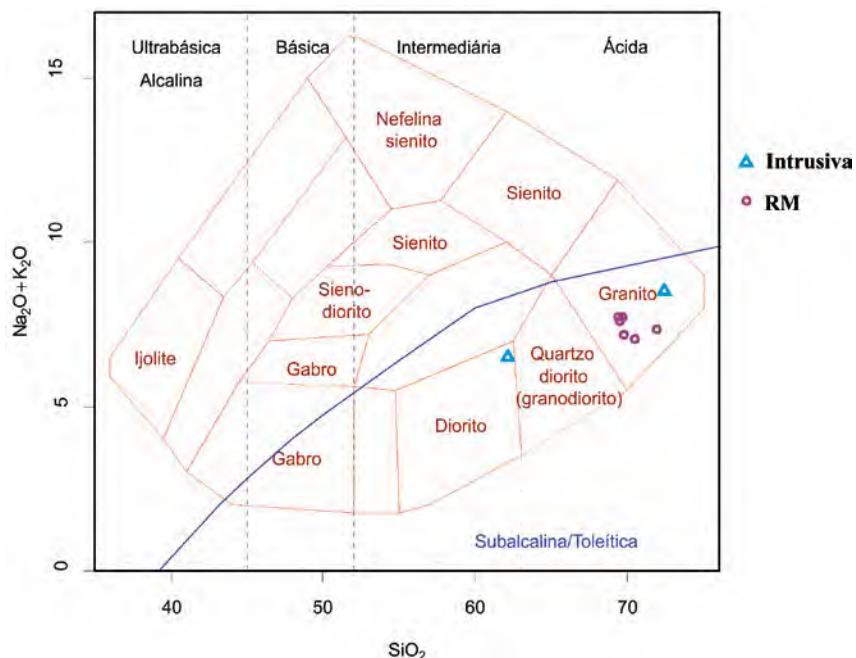


Figura 97– Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (RM) e para os granitoides intrusivos no mesmo.

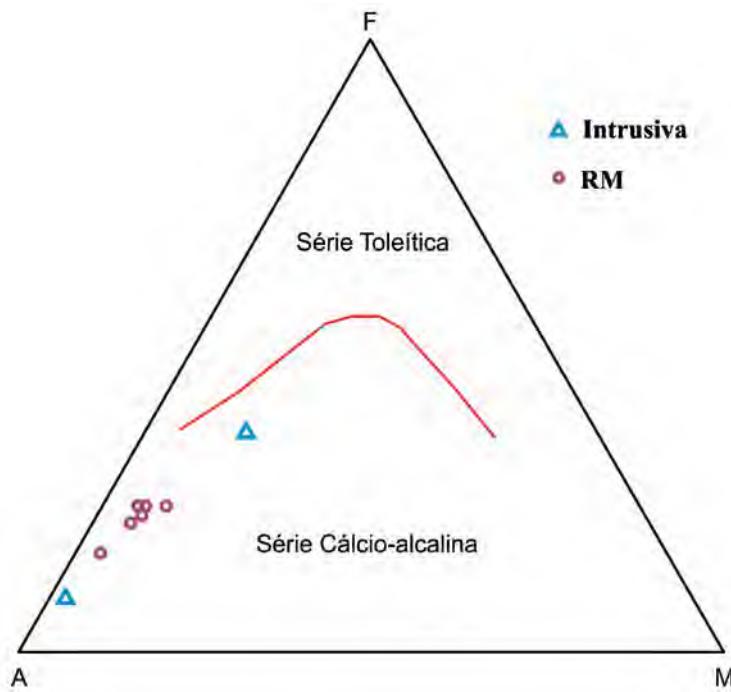


Figura 98 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos no mesmo. A – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F – FeO_{tot} ; M – MgO .

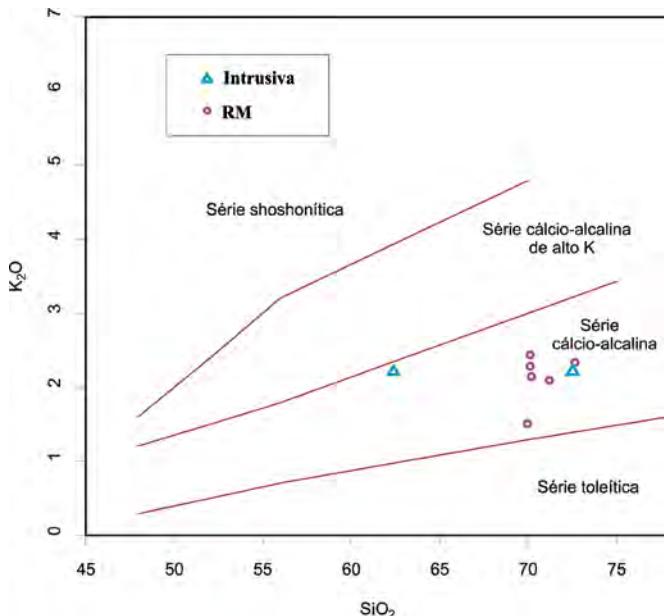


Figura 99 – Diagrama SiO₂ x K₂O (Percerillo & Taylor, 1976) para rochas dos ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos no mesmo.

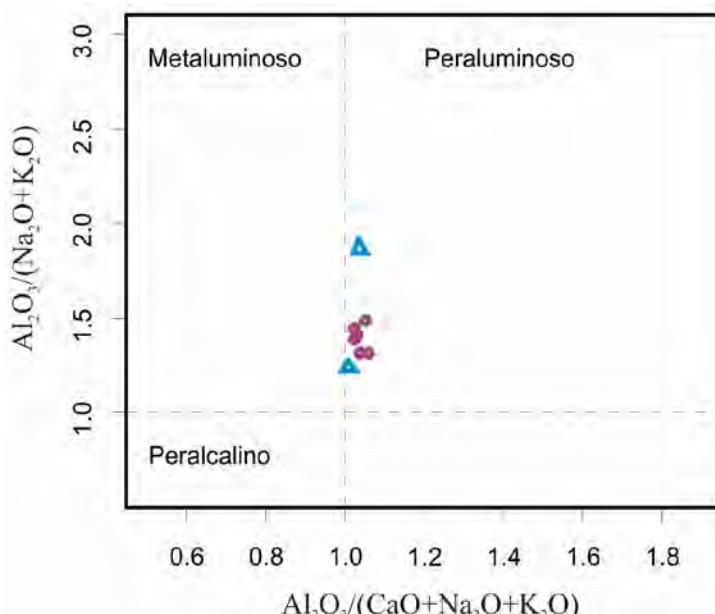


Figura 100 – Diagrama discriminante do índice de aluminosidade (Maniar & Piccoli, 1989) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos.

As composições das amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos apresentam proporções químicas dos seus elementos maiores, compatíveis ou muito próximas aos parâmetros definidos por Barker (1979) para trondhjemitos, como pode ser observado na Tabela 14. No diagrama An-Ab-Or (Figura 101) a maioria dessas amostras plotam na interseção entre os campos dos trondhjemitos e dos granitos, enquanto no diagrama K-Na-Ca (Figura 102) estas não parecem apresentar um *trend* preferencial. A amostra GR-20C destoa do restante dessas amostras por apresentar um maior conteúdo de Na₂O e menor de K₂O caindo inteiramente no campo dos trondhjemitos (Figura 101).

Tabela 14 – Parâmetros para definição dos trondhjemitos propostos por Barker (1979) em comparação com os valores encontrados para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

| Parâmetros químicos | Trondhjemitos | Ribeirão dos Mosquitos |
|-------------------------------|---|------------------------|
| SiO_2 | >68% e <75% | 69,44% - 71,99% |
| Al_2O_3 | >15% para SiO_2 em torno de 70% | 14,94% - 15,96% |
| | < 14% para SiO_2 em torno de 75% | |
| $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ | < 3,4% | 1,97% - 4,10% |
| CaO | 4,4-4,5% nos trondhjemitos cárpicos | 1,46% - 2,35% |
| | 1,5-3,0% nos trondhjemitos típicos | |
| Na_2O | 4,0-5,5% | 4,97% - 6,2% |
| K_2O | < 2,5%, e tipicamente < 2%. | 1,5% - 2,41% |



Figura 101 – Diagrama triangular de feldspatos normativos (An-Ab-Or) de O'Connor (1965) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e para os granitoides intrusivos no mesmo.

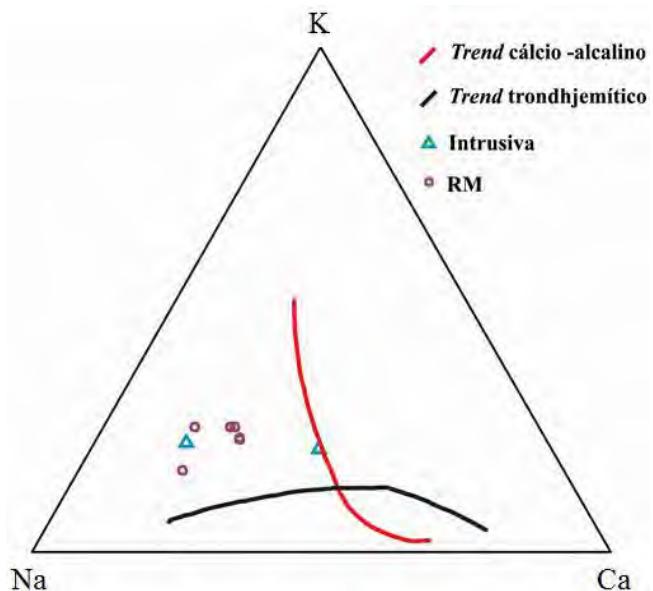


Figura 102 – Diagrama K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976) para as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e intrusivas no mesmo.

As amostras das corpos intrusivos são subalcalinas (Figura 97), sendo que a GR-11B plota no campo dos granitos e a GR-20B no campo dos dioritos próximo do campo dos granodioritos. Ambas as amostras são da série cálcio-alcalina (Figura 98 e 99) e no diagrama de feldspato normativo a amostra GR-11B cai no campo dos trondhjemitos, enquanto a GR-20B no dos granodioritos (Figura 101). Percebe-se que a amostra GR-20B apresenta um conteúdo superior de CaO, Fe₂O₃ e MgO, porém esses valores podem estar relacionados a um enriquecimento secundário, pois petrograficamente essa amostra apresentam elevada quantidade de minerais secundários, tais como epidoto, zoisita, clinosozita, sericita e biotita.

Apesar do pequeno número de amostras analisadas, os diagramas de variação de Harker (Figura 103a e b) apresentam *trends* razoavelmente definidos para Fe₂O₃, MgO, TiO₂, MnO, P₂O₅ e Zr, enquanto Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O não apresentam *trends* bem definidos.

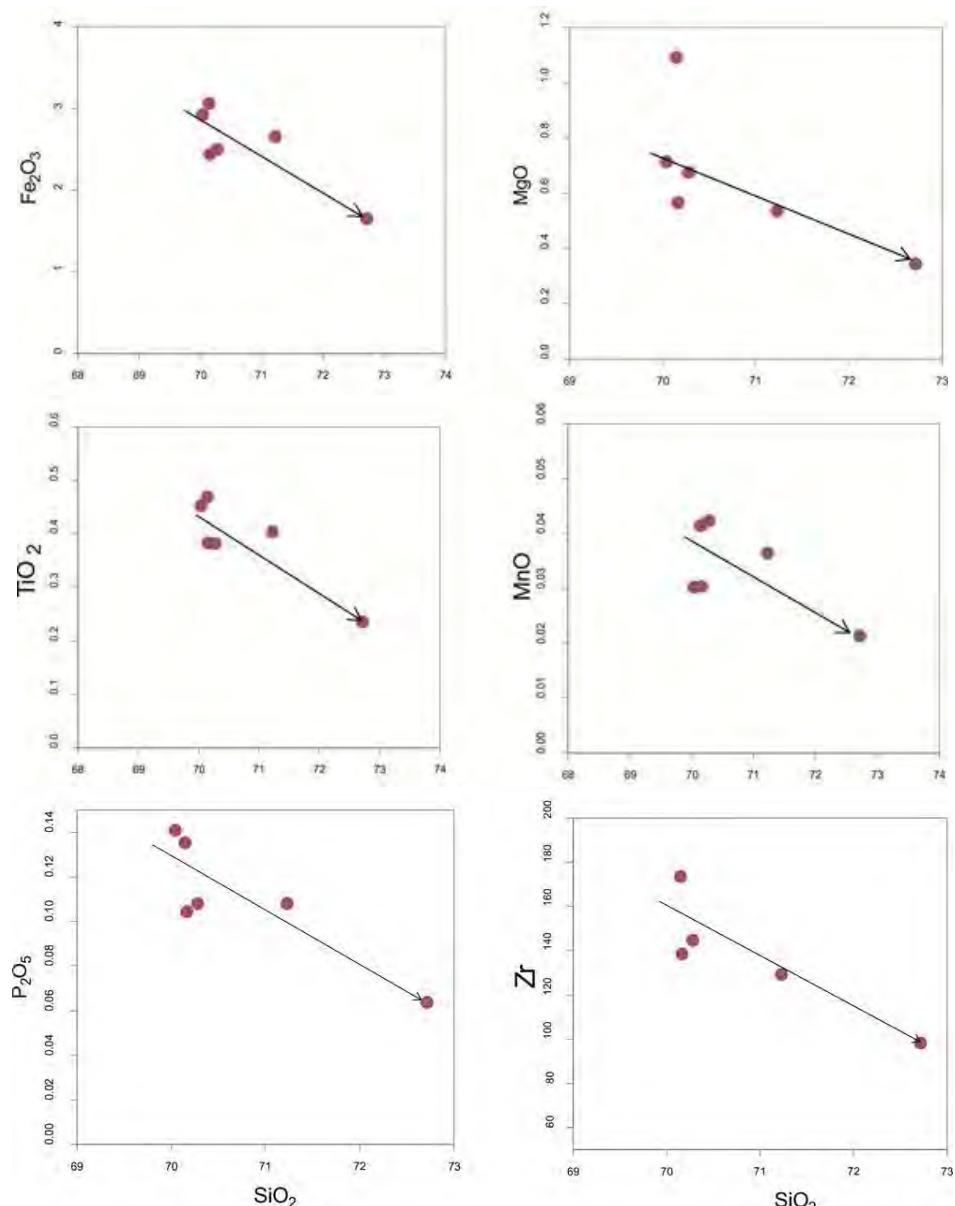


Figura 103 a - Diagrama de Harker *versus* elementos maiores (Fe₂O₃, MgO, TiO₂, MnO, P₂O₅) e Zr das rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

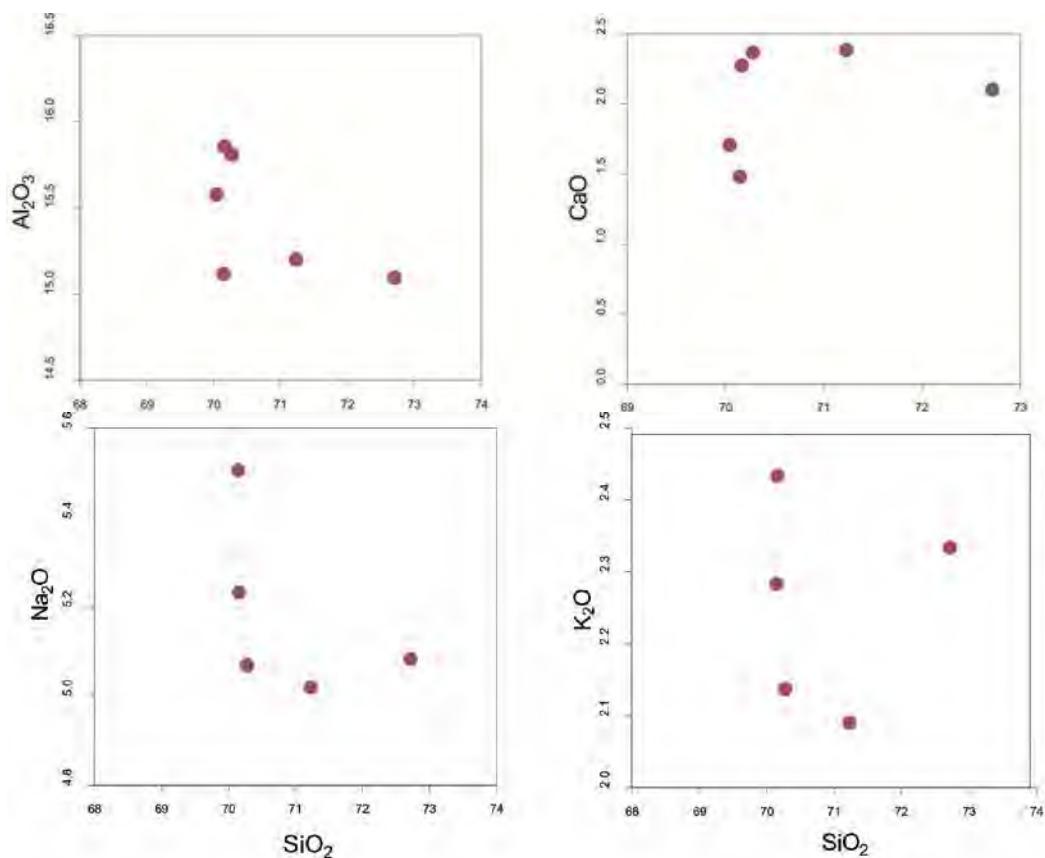


Figura 103 b - Diagrama de Harker *versus* elementos maiores (Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O) das rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

A correlação negativa do Fe_2O_3 , MgO , MnO com o Si_2O deve estar relacionada ao fracionamento da fase máfica da rocha (no caso a biotita); já TiO_2 e P_2O_5 estariam possivelmente associados ao fracionamento de ilmenita, titanita e apatita. Os elementos menores apresentaram-se muito dispersos e por isso apenas o Zr foi representado no diagrama de variação onde nota-se uma correlação negativa do elemento, o que indicaria o fracionamento de zircão nessas rochas. .

Cinco amostras do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos foram analisadas para elementos traços (Tabela 12), sendo que três destas (RF-40A, RF-43A e RF-45) tiveram análises dos elementos terras raras (Tabela 13). As amostras analisadas para ETR (Tabela 13) apresentaram elevado grau de fracionamento destes elementos ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ variando de 50,33 a 90,37) com enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. Essas amostras exibem sutil anomalia de Eu (Eu/Eu^* variando de 0,89 a 1,04) (Figura 104). O controle dos ETR nessa rocha estaria relacionado às fases acessórias representadas por apatita, titanita e principalmente allanita, a qual apresenta forte relação com o enriquecimento nos ETRL. Esta relação pode ser reafirmada a partir da petrografia, pois na lâmina RF-40 foi observada uma

maior quantidade de cristais de allanita do que nas lâminas RF-43A e RF-45, condizente com os maiores teores de Ce e La da amostra RF-40.

No *spidergram* normalizado para condrito (Figura 105) as amostras apresentam um enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, típico de rochas cálcio-alcalinas geradas em ambiente de subducção, além de anomalias negativas em Nb, P e Ti atribuídas à retenção desses elementos nas fases refratárias (ilmenita, apatita e titanita). Nos termos de ambiência tectônica, no diagrama discriminante ($Y + Nb$) x Rb (Figura 106) as amostras plotam no campo de granitos de arco vulcânico (VAG), pois apresentam baixo conteúdo de Y e Nb, enquanto o Rb é mais elevado.

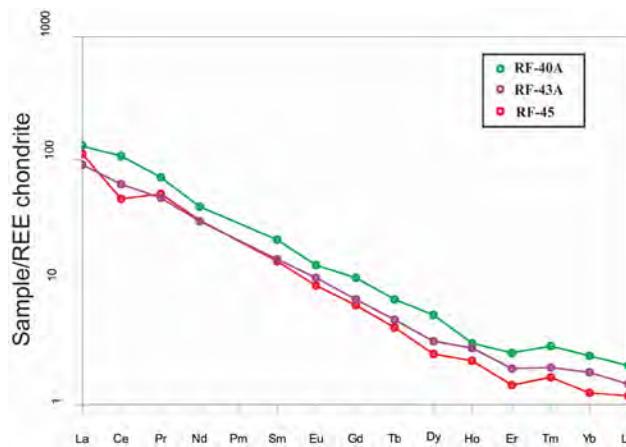


Figura 104– Diagrama de distribuição dos elementos terras raras normalizado pelo condrito (Nakamura, 1974) para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

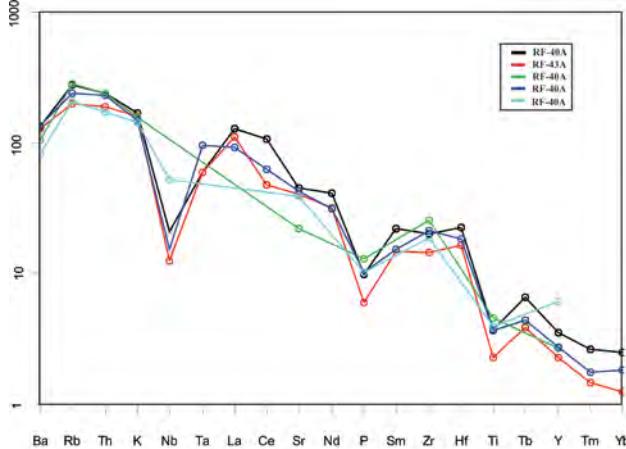


Figura 105 – *Spidergram* normalizado pelo condrito (Thompson, 1982) para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos.

7.4.8 - Geocronologia

Dados geocronológicos do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos foram obtidos pelo grupo de pesquisa no qual a área desta monografia está inserida. A datação do referido corpo foi realizada através do método U-Pb (LA-ICPMS) e apontou para uma idade de cristalização de 2146 ± 5 Ma com diversos grãos herdados de 2360 ± 33 Ma (Figura 107). Dessa maneira é possível de se caracterizar que as rochas do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos são cerca de 212 Ma mais recentes do que aquelas do ortognaisse Resende Costa

que apresenta idade de cristalização de 2358 ± 10 Ma (Ávila *et al.* 2011, 2013) e mais antigas, cerca de 20 Ma, que as do granitoide Ritápolis que apresenta idade de cristalização U-Pb (SHRIMP) de 2123 ± 33 Ma (Ávila informação verbal) e idade mínima de cristalização por evaporação de monocristais de zircão (^{207}Pb - ^{206}Pb) de 2121 ± 7 Ma (Ávila, 2000). Pode-se sugerir ainda que o ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos apresenta grãos herdados que são compatíveis com a idade obtida para o ortognaisse Resende Costa (Ávila *et al.*, 2011; Teixeira *et al.*, 2012).

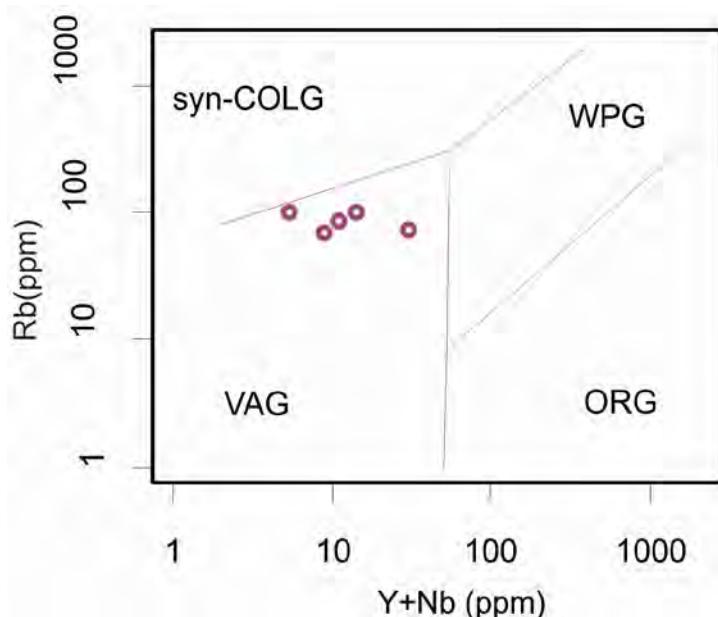


Figura 106 - Diagrama discriminante de ambiência tectônica (Pearce *et al.* 1984) para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos: **Syn-COLG** – granito sin-colisional; **WPG** – granito intraplaca; **VAG** – granito de arco vulcânico; **ORG** – granito de dorsal oceânica.

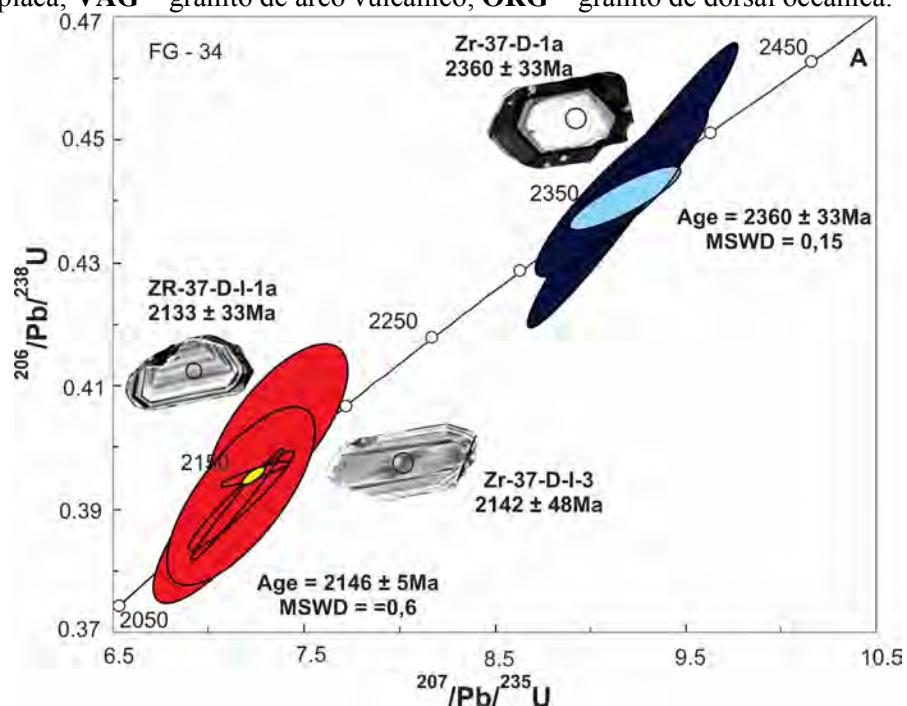


Figura 107 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (LA – ICPMS) mostrando a idade de cristalização de 2146 ± 5 Ma e de 2360 ± 33 Ma de grãos herdados do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (Ávila *et al.*, 2013).

7.5 – GRANITOIDE RITÁPOLIS

7.5.1 – Aspectos de Campo

O granitoide Ritápolis corresponde a um batólito que aflora ao longo das folhas topográficas Nazareno, São João del Rei, Jacarandira, Tiradentes e Resende Costa (Ávila, 2000; Ávila *et al.*, 2009). Na presente monografia, as rochas do granitoide Ritápolis foram observadas no limite sul da área mapeada ([Anexo I – Mapa geológico](#)) sob a forma de um corpo maior com cerca de 9 km², que é contornado pelas rochas da sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes. Porém, três corpos com dimensões menores que 1km² também foram mapeados em meio a rochas do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos e da sequência metavulcanosedimentar Rio das Mortes, bem como diques e pegmatitos correlacionados ao referido granitoide cortam todas as demais unidades mapeadas, com exceção dos diques de metadiabásio. Esse capítulo irá priorizar a descrição dos corpos de maior expressividade no mapa, tendo em vista que os diques do granitoide Ritápolis intrusivos no ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos foram descritos com maior detalhe em um capítulo anterior.

O granitoide Ritápolis aflora em lajedos nas encostas de morros, próximo a drenagens ([Figura 108](#)) ou em cortes de estrada ([Figura 109](#)), sendo muito comum nestes lugares serem encontrado junto saprólitos com tonalidade rosada. Também podem ser encontrados blocos *in situ*, com coloração acinzentada e tamanho desde centimétrico até métrico. Quando os afloramentos ou saprólitos estão ausentes essa unidade é caracterizada por apresentar um solo branco claro, diferente do solo marrom avermelhado da sequência metavulcanosedimentar Rio das Mortes. Porém é impossível de se diferenciar o solo oriundo do granitoide Ritápolis do solo proveniente das rochas do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos.

As rochas do granitoide Ritápolis apresentam cor natural em tons de cinza, variam de hololeucocráticas a leucocráticas (I.C entre 8% e 13%), apresentam granulação desde fina a média, porém predomina o intervalo fino. Exibem textura equigranular hipidiomórfica ou inequigranular seriada e porfirítica, nesse caso com fenocristais de feldspato de até 6mm. Suas rochas são constituídas principalmente por quartzo, feldspato e biotita, geralmente apresentam foliação metamórfica, relacionada à orientação incipiente da biotita e a presença de grãos de quartzo deformado. São raros os afloramentos de rocha fresca e estes podem apresentar algumas peculiaridades, onde no afloramento do ponto GR-89A caracterizou-se a presença de uma foliação mais proeminente do que aquela identificada nos demais pontos, bem como ocorre neste local abundantes injeções de corpos pegmatíticos e de veios de quartzo, dando um aspecto semelhante à de rochas que passaram por processos de anatexia ([Figura 110](#)). Neste afloramento foram observadas três gerações de veios ([Figura 110](#)): *i*) veios mais novos,

geralmente paralelos à foliação da rocha; *ii*) veios mais raros, relacionados a falhas dextrais e que cortam transversalmente os veios mais novos; *iii*) veios relacionados a falhas sinistrais que cortam ambos os veios anteriormente citados.



Figura 108 – Lajedo do granitoide Ritápolis próximo à drenagem. (Ponto GR-89).



Figura 109 – Afloramento do granitoide Ritápolis em corte de estrada. (Ponto GR-32).

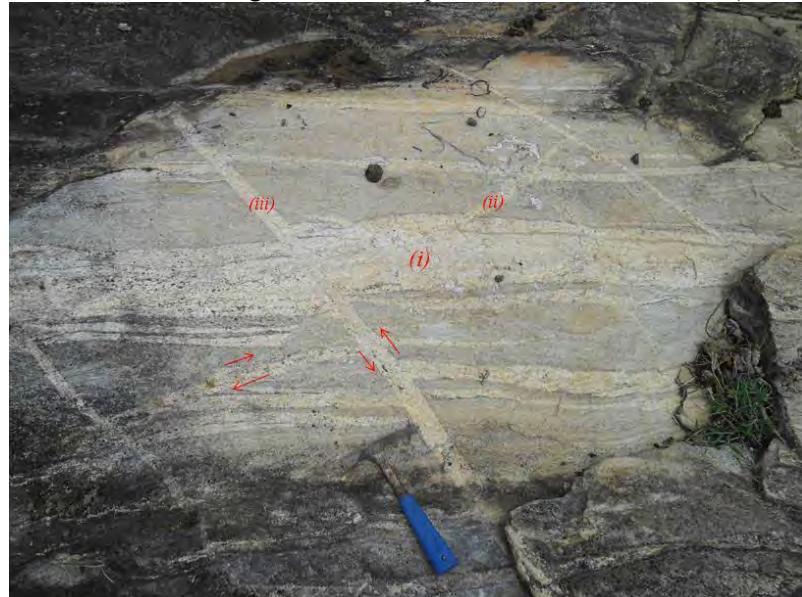


Figura 110 – Afloramento do granitoide Ritápolis onde as rochas do mesmo são cortadas por diversas injeções pegmatíticas. *i*) Veios pegmatíticos paralelos à foliação da rocha; *ii*) Veios relacionados a falhas dextrais que corta transversalmente os veios *i*; *iii*) Veios relacionados a falhas sinistrais que cortam as duas famílias de veios anteriormente descritas. Ponto GR-89.

Destaca-se que no afloramento do ponto GR-32 foram encontradas rochas em melhor estado de preservação, bem como estruturas e litologias distintas. Nesse afloramento foram coletadas 12 amostras representadas por diferentes tipos de granitoides, xenólitos e pegmatitos, sendo que a maior parte do afloramento é composta por dois tipos faciológicos distintos de granitoides com índices de cor em torno de 10%: I) granitoide fino a médio com textura inequigranular porfirítica ou seriada; II) granitoide fino com textura equigranular. Porém as rochas dessas duas fácies são intrudidas por outros tipos de rochas com diversas variedades texturais, geralmente granitoides mais grossos e hololeucocráticos (Figuras 111 e 112), bem como por pegmatitos desde centimétricos a métricos (Figura 113).

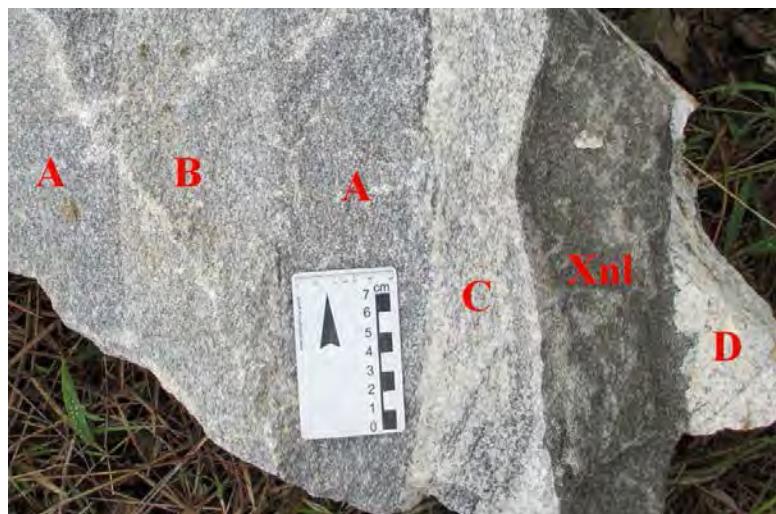


Figura 111 – Bloco com quatro diferentes fácies do granitoide Ritápolis e um xenólito de rocha metamórfica (**Xnl**). **A** – Granitoide fino cinza; **B**- granitoide fino a médio branco acinzentado; **C**- granitoide médio esbranquiçado; **D** – Pegmatito hololeucocrático. (Ponto GR-32).

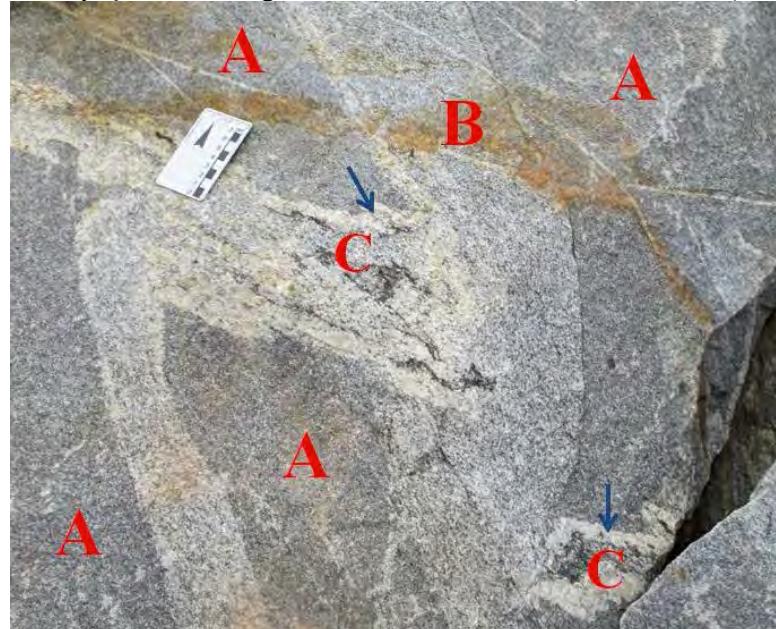


Figura 112 - Bloco com diferentes tipos de granitoides relacionadas ao plutônio Ritápolis. (**A**) Granitoide leucocrático fino cinza cortado por dois granitoides médios hololeucocráticos (**B** - branco acinzentado e **C** - granitoide médio esbranquiçado). O dique **B** aparentemente trunca o dique **C**, que possui bordas de granulação mais grossa (seta azul) e mais clara e zonas ricas em biotita que podem estar relacionadas a um xenólito. (Ponto GR-32).



Figura 113 – Pegmatito com mais de 1m de espessura (linha tracejada) cortando rochas do granitoide Ritápolis (martelo de escala no meio da parte inferior da foto). (Ponto GR-32).

Segundo Ávila (2000), Ávila *et al.* (2006) e Souza (2009) o granitoide Ritápolis envolve uma grande diversidade de tipos faciológicos e petrográficos (granitos, tonalitos e granodioritos), bem como corresponde ao último pulso magmático félsico da região em questão com idade de cristalização U-Pb (SHRIMP) de 2123 ± 33 Ma (Ávila informação verbal) e idade mínima de cristalização por evaporação de monocristais de zircão (^{207}Pb - ^{206}Pb) de 2121 ± 7 Ma (Ávila, 2000). A partir destas considerações propõe-se que os diferentes litótipos descritos neste capítulo seriam correlacionados ao granitoide Ritápolis, bem como esse corpo teria sido afetado por um processo metamórfico-deformacional tardio. Essa proposta é corroborada pelos seguintes fatos:

- a) Presença de xenólitos e *schlieren* de rochas metamáficas nos diferentes tipos de litótipos do granitoide em questão (Figura 114, 115 e 116);
- b) Presença de autólitos de rochas félsicas hololeucocráticas na fácies granítica leucocrática fina (Figura 117).

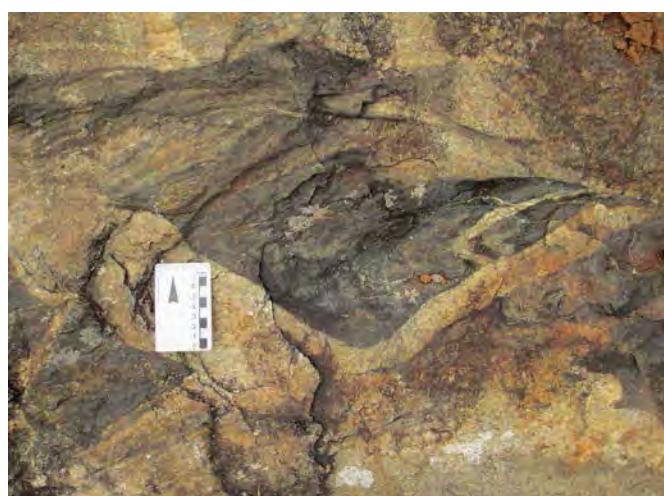


Figura 114 -Xenólito deformado de rocha metamáfica presente no granitóide fino a médio correlacionado ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32).



Figura 115 - Schlieren biotítico alongado e curvilíneo observado em granitoide fino a médio correlacionado ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32).



Figura 116 – Xenólito de rocha metamáfica intensamente dobrado, repleto de veios de epidoto e cortado por injeções félscicas variadas correlacionadas ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32).



Figura 117 – Enclave centimétrico de um granitoide hololeucocrático médio em um granitoide fino, cinza e leucocrático correlacionado ao pluton Ritápolis. (Ponto GR-32).

7.5.2 – Petrografia

As rochas do granitoide Ritápolis plotam no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) no campo dos granodioritos, sendo que apenas uma amostra posiciona-se no campo dos tonalitos (Figura

118). Estas variam de hololeucocráticas a leucocráticas (I.C. entre 8% e 12,8%), apresentam granulação predominantemente fina, podendo chegar a média e sua textura varia de equigranular hipidiomórfica a inequigranular porfirítica ou seriada.

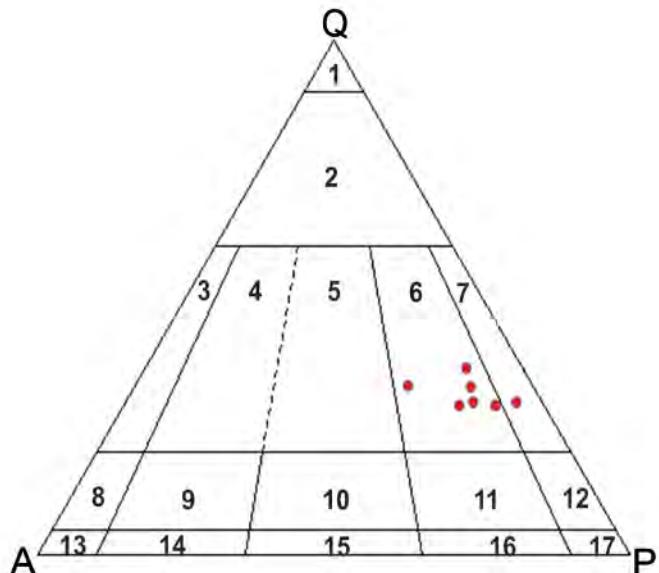


Figura 118 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do granitoide Ritápolis. 1 - Quartzolito; 2 - Granitoide rico em quartzo; 3 - Alcali-feldspato granito, 4 - Sienogranito; 5 - Monzogranito; 6 - Granodiorito; 7 - Tonalito; 8 - Quartzo alcali-feldspato sienito; 9 - Quartzo sienito; 10 - Quartzo monzonito; 11 - Quartzo monzdiorito-monzogabro; 12 - Quartzo diorito-gabro; 13 - Alcali-feldspato sienito; 14 - Sienito; 15 - Monzonito; 16 - Monzdiorito-monzogabro; 17 - Diorito-gabro.

No geral a mineralogia essencial do granitoide Ritápolis é representada por quartzo, plagioclásio, microclina₁ e biotita, enquanto apatita, zircão e opacos são os minerais acessórios. Epidoto₁, epidoto₂, zoisita/clinozoisita, biotita₂, titanita₁, titanita₂, sericita, microclina₂, clorita, muscovita e carbonatos são minerais secundários (**Tabela 15**). Foram coletadas sete amostras do granitoide Ritápolis, sendo cinco do ponto GR-32 e uma dos pontos GR-89 e GR-39.

As amostras GR-39 (Figura 119) e GR-89 (Figura 120) são texturalmente semelhantes, pois apresentam textura equigranular hipidiomórfica, porém localizadamente porfirítica com raros fenocristais de até 2,2mm. Em termos de composição, essas diferem nas proporções do álcali-feldspato e do plagioclásio, sendo a amostra GR-89 um tonalito, enquanto a GR-39 corresponde a um granodiorito. As duas amostras possuem granulação fina até 1,2mm, apresentam predomínio de grãos em torno de 0,5mm e variam de hololeucocráticas a leucocrática com índice de cor entre 8% e 12,8%. Alguns dos minerais essenciais observados apresentam forma primária com faces retilíneas, que devido às reações metamórficas e a deformação foram modificadas para contatos irregulares e/ou lobados. Ambos exibem forte

saussuritização, porém esse processo é mais intenso na lâmina GR-39, assim como a granulação tende a ser mais fina nessa amostra.

Tabela 15 – Estimativa modal das rochas do granitoide Ritápolis. **GD** – granodiorito; **TO** – tonalito; --- mineral não observado.

| Lâminas | GR-32E | GR-32F | GR-32G | GR-32H | GR-32I | GR-39 | GR-89A |
|----------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| Litologia | GD | GD | GD | GD | GD | GD | TO |
| Quartzo | 27,4 | 29,4 | 27 | 33,4 | 26,6 | 29 | 26 |
| Plagioclásio | 51,8 | 50,6 | 52 | 49,6 | 57,0 | 39,8 | 57 |
| Microclina1 | 12,8 | 9 | 10 | 8,4 | 7,6 | 18 | 3,6 |
| Microclina2 | --- | tr | tr | tr | --- | --- | tr |
| Biotita | 8 | 11 | 11 | 8,6 | 8,8 | 12,8 | 12,6 |
| Apatita | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Zircão | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Titanita | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| Opacos | tr | tr | tr | tr | --- | tr | tr |
| Epidoto | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr |
| (Clino)zoisita | tr | tr | tr | tr | tr | tr | 0,8 |
| Muscovita | --- | tr | --- | tr | --- | tr | tr |
| Sericita | tr | tr | tr | tr | tr | 0,4 | tr |
| Carbonato | tr | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Clorita | --- | tr | tr | tr | --- | --- | tr |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

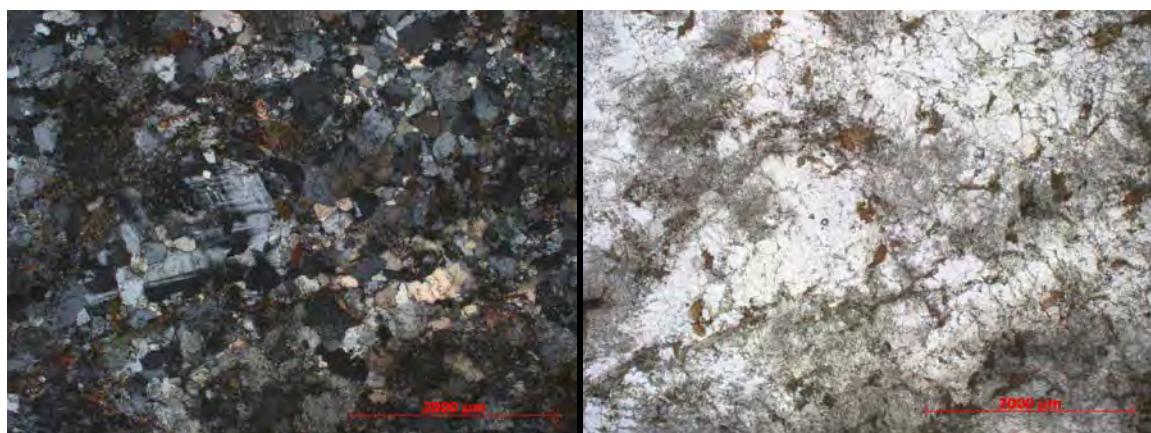


Figura 119 – Visão geral da lâmina GR-39 (IC = 12,8%) onde destaca-se a granulação fina da rocha e a presença de um fenocrstral de microclina. Nicóis cruzados e paralelos.

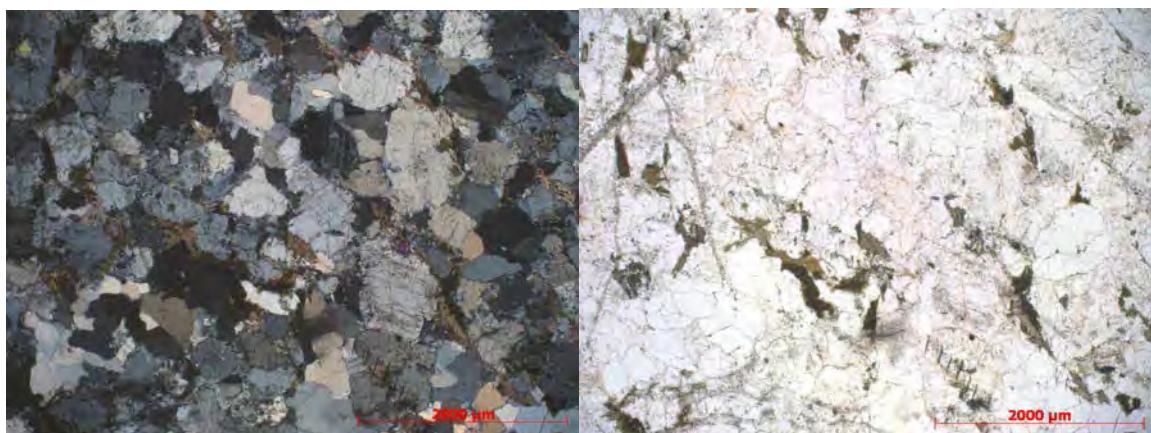


Figura 120 – Visão geral da lâmina GR-89 (IC = 12,6%) evidenciando uma textura equigranular fina. Nicóis cruzados e paralelos.

A maioria das amostras associadas a esse corpo foram coletadas no afloramento do ponto GR-32, sendo que as amostras GR-32A, GR-32B, GR-32C e GR-32D são xenólitos; as amostras GR-32E, GR-32F, GR-32G, GR-32H e GR-32I são do granitoide e as amostras GR-32J e GR-32K são de pegmatitos.

As amostras GR-32F (Figura 121), GR-32G (Figura 122) e GR-32H (Figura 123) são do granitoide Ritápolis e foram coletadas em partes diferentes do mesmo afloramento. Estas são semelhantes tanto em composição, como em textura, provavelmente pertencendo a uma mesma facies desse corpo. São granodioritos com índice de cor entre 8,6% e 11% exibindo textura inequigranular porfirítica a seriada, com matriz fina a média de até 1,5mm, com predomínio dos grãos entre 0,5 e 1mm e com fenocristais de feldspato e quartzo de até 6mm, os quais podem compor até 30% da lâmina. Embora as 3 amostras apresentem fenocristais de quartzo, plagioclásio e microclina os mesmos variam em relação a proporção. Na lâmina GR - 32F são mais comuns fenocristais de plagioclásio que chegam até 3,5mm, enquanto na lâmina GR-32G a proporção entre os feldspatos é semelhante com tamanho de no máximo 3,5mm. Já na lâmina GR-32H predominam fenocristais de quartzo de até 6,0mm.

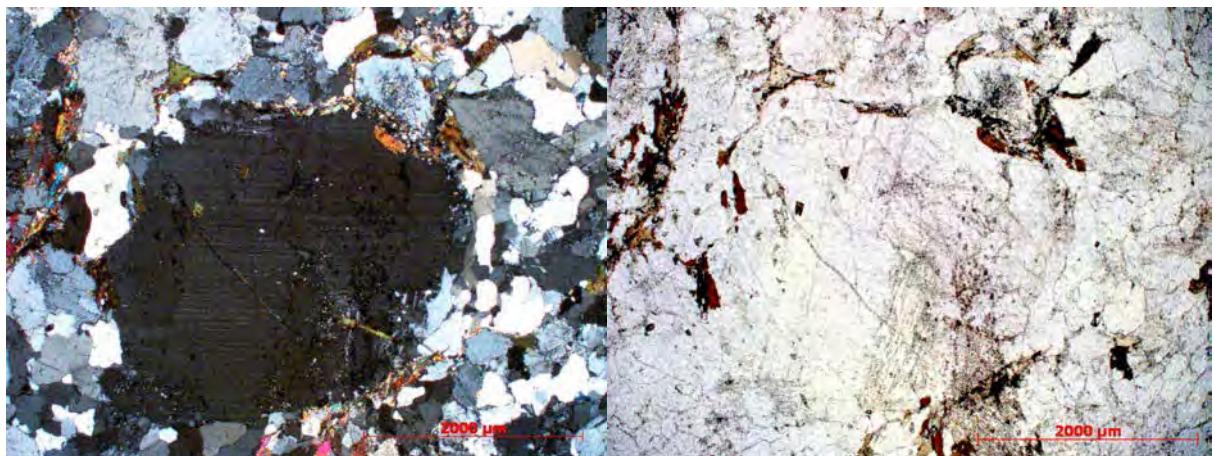


Figura 121 – Visão geral da amostra GR-32F (IC = 11%) exibindo textura inequigranular porfirítica com fenocristal de plagioclásio com fácies arredondadas devido a corrosão magmática e a deformação. Nicóis cruzados e paralelos.

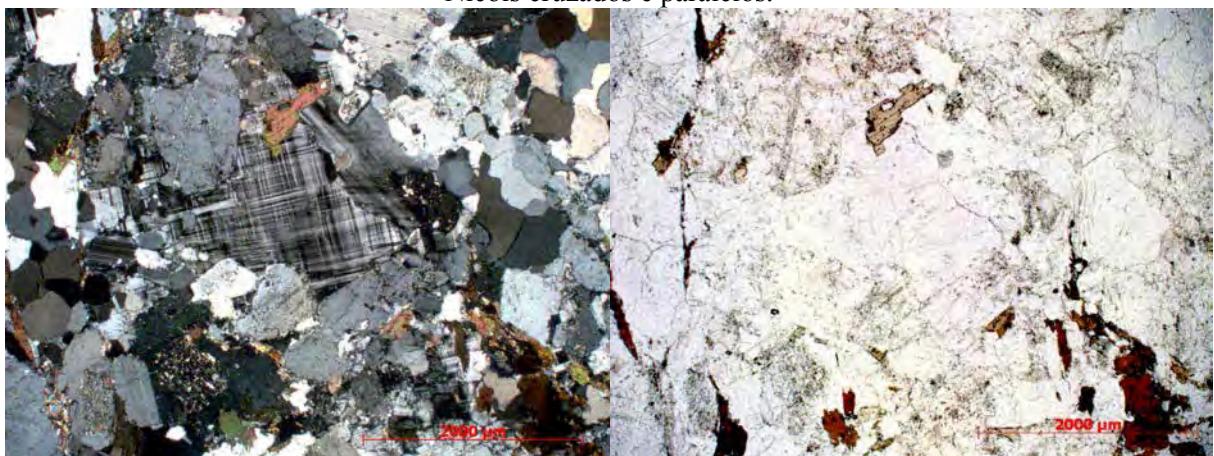


Figura 122 - Visão geral da amostra GR-32G (IC = 11%) exibindo textura inequigranular seriada com fenocristal de microclina no centro e raros grãos de biotita. Nicóis cruzados e paralelos.

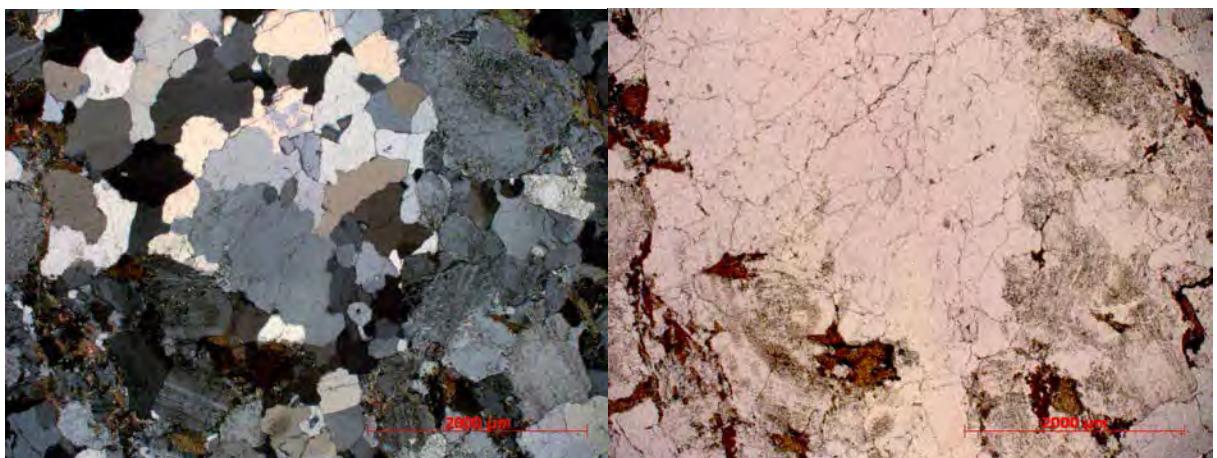


Figura 123 - Visão geral da amostra GR-32H (IC = 8,6%) exibindo textura inequigranular porfirítica com fenocristal de quartzo recristalizado. Nicóis cruzados e paralelos.

A amostra GR-32I ([Figura 124](#)) é hololeucocrática (I.C.=8,8%) com granulação fina em torno de 0,5mm e exibe textura equigranular hipidiomórfica, semelhante à matriz equigranular das demais amostras. A amostra GR-32E ([Figura 125](#)) é hololeucocrática com 8% de índice de cor e apresenta granulação média com cristais de até 3,5mm com predomínio entre 1,5 e 2,5mm. Possui textura equigranular hipidiomórfica e localizadamente inequigranular seriada, onde o quartzo é intersticial ([Figura 125](#)), ocorrendo entre grãos de plagioclásio, conjuntamente com a biotita, que pode formar pequenos agregados de grãos ([Figura 126](#)).

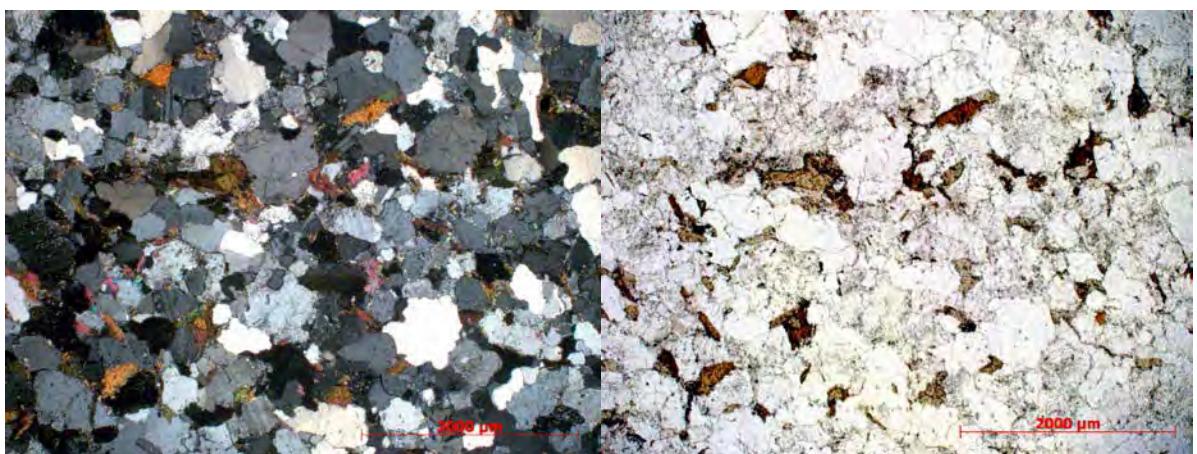


Figura 124 - Visão geral da amostra GR-32I (IC = 8,8 %)exibindo uma textura equigranular hipidiomórfica. Nicóis cruzados e paralelos.

No geral, os minerais em todas essas três amostras são semelhantes. Os cristais de quartzo são xenomórficos ou xenoblásticos devido à deformação, apresentam extinção ondulante e estão recristalizados em subgrãos poligonizados (menores que 0,5mm). Por vezes aparecem deformados em torno do plagioclásio ([Figura 127](#)), com formas alongadas ou amendooadas formando fitas de até 7mm. Os grãos de plagioclásio (oligoclásio) são hipidiomórficos, podem estar ou não com geminação polissintética ([Figuras 126 e 128](#)) e apresentam inclusões de zircão, apatita e biotita. Encontram-se substituídos por sericita e

zoisita/clinozoisita e, mais raramente, por epidoto, porém a intensidade dessas substituições varia entre as lâminas. A forte substituição por esses minerais e a presença de bordas de reação podem ocasionar a formação de contatos irregulares nos grãos de plagioclásio (Figura 128). Em alguns cristais ainda se observa as bordas esbranquiçadas e mais límpidas, o que pode estar relacionado a um processo de albitização, que é caracterizado pela perda de cálcio em parte do cristal e crescimento na borda de uma fase sódica (Figura 125).

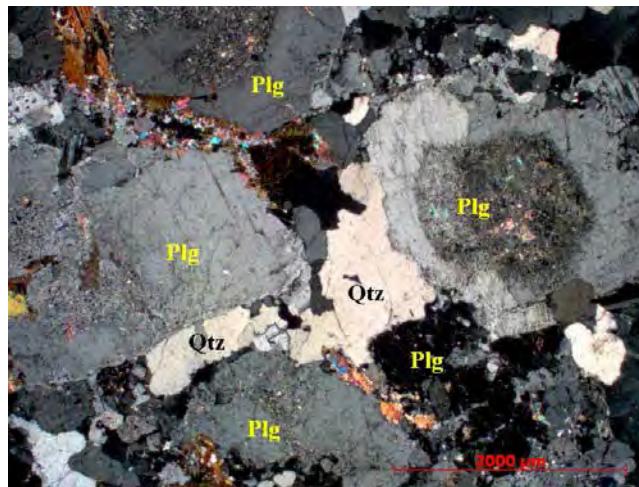


Figura 125 - Visão geral da amostra GR-32E evidenciando a granulação média e a presença de quartzo (Qtz) intersticial entre os grãos de plagioclásio (Plg). Nicóis cruzados.

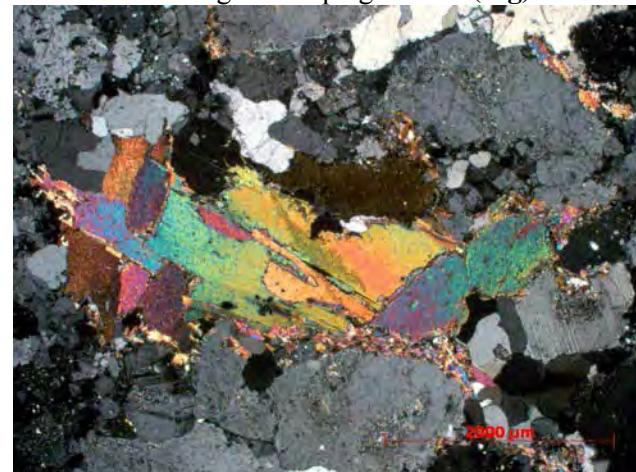


Figura 126 – Agregado de grãos de biotita da lâmina GR-32E com até 2,5mm. Nicóis cruzados.

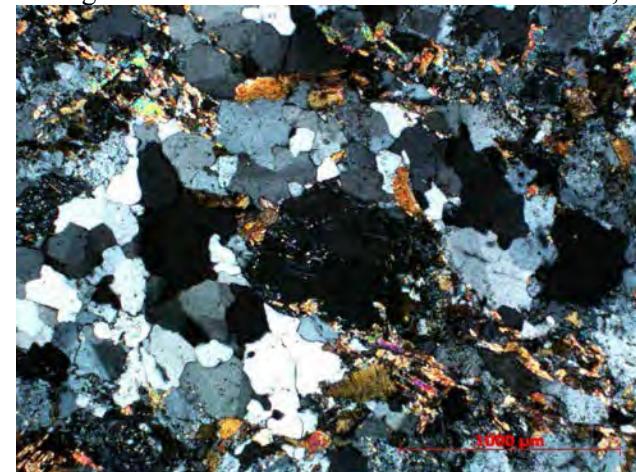


Figura 127 – Cristais de quartzo alongados, deformados em torno de um grão de plagioclásio. Lâmina GR-39 – Nicóis cruzados.

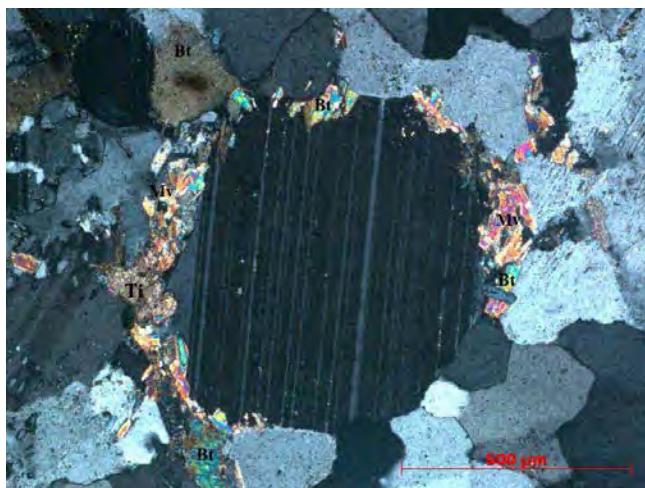


Figura 128 – Cristal de plagioclásio com geminação polissintética contornado parcialmente por cristais de biotita em paragênese com titanita e muscovita. **Mv** –muscovita; **Bt** – Biotita; **Ti** – Titanita. Lâmina GR-32I – Nocóis cruzados.

A microclina₁ é geralmente xenomórfica e pode apresentar geminação tartan e/ou intercrescimento pertítico, além de por vezes ocorrer recristalizada em grãos menores que 0,5mm. Sua distribuição nas lâminas é irregular podendo estar presente em porções com maiores quantidades e em outras ser rara. A microclina₂ ocorre como cristais xenoblásticos menores que 0,4mm e foram interpretados como substituição nos grãos de plagioclásio (Figura 129).



Figura 129 – Cristais de microclina₂ intercrescido com o plagioclásio. Lâmina GR-32F - Nicóis cruzados.

Os grãos de biotita₁ (exceto na lâmina GR-32E) são menores que 1mm, tendem a apresentar inclusões de apatita e zircão e ocorrem geralmente com hábito variando de hipidiomórfico (Figura 126) a xenomórfico. Pode ser substituída por titanita₁ (Figura 130), epidoto (Figura 131), muscovita, zoisita/clinozoisita e clorita (Figura 132). Já a biotita₂ ocorre em cristais menores que 0,5mm, exibe contorno desde hipidioblástico até xenoblástico, normalmente em paragênese com epidoto (Figura 131) e titanita, podendo também estar sendo substituída por muscovita (Figura 128). A apatita e o zircão são cristais menores que 0,1mm,

geralmente idiomórficos, que ocorrem como inclusões em cristais de quartzo, plagioclásio e biotita, sendo que o zircão quando incluso na biotita pode apresentar halo pleocróico. Já os minerais opacos são raros, exibem contornos xenomórficos e tamanhos menores que 0,1mm, sendo geralmente substituídos por titanita₂ (Figura 133).

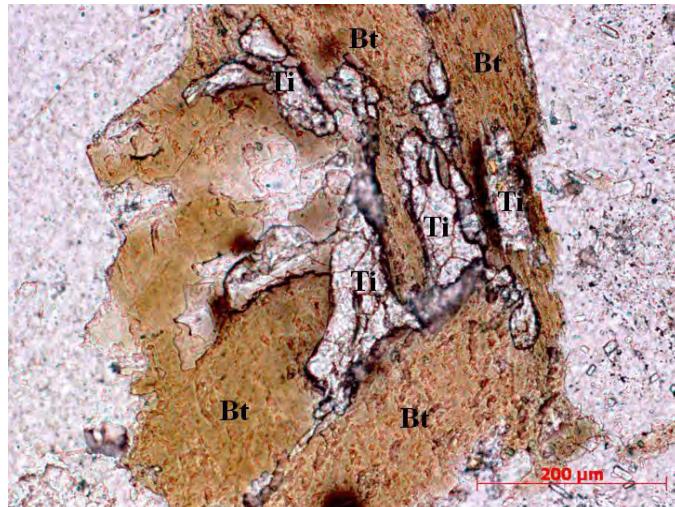


Figura 130 – Titanita₁ intercrescido com cristais de biotita₁. **Bt** – biotita; **Ti** – Titanita. Lâmina GR-32G – Nicóis cruzados.



Figura 131 – Cristais de epidoto₁ e biotita₂ associados. Presença de cristais de zoisita no contato entre os cristais de biotita primária e os de plagioclásio. Lâmina GR-89 – Nicóis cruzados.

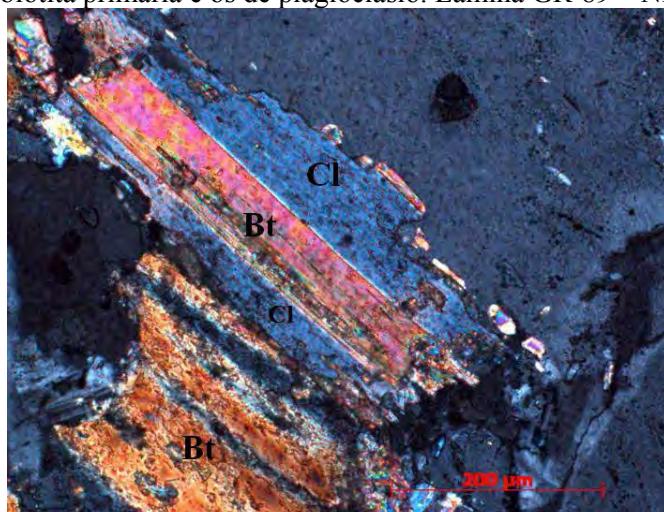


Figura 132 – Cristais pseudomorfos de clorita que estão substituindo a biotita. Lâmina GR-32G – Nicóis cruzados.

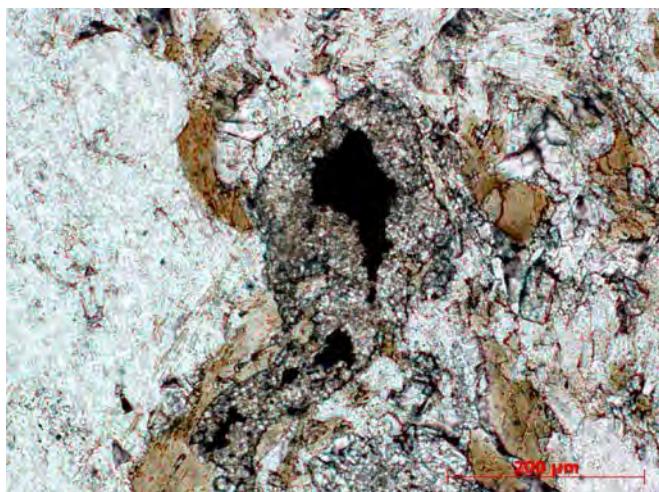


Figura 133 – Titanita₂ substituindo parcialmente mineral opaco. Lâmina GR-39 – Nicóis paralelos.

A titanita foi interpretada como produto metamórfico, onde a titanita₁ apresenta forma xenoblástica e está associada à biotita (Figura 130), enquanto a titanita₂ ocorre em grãos xenoblásticos substituindo parcialmente os minerais opacos (Figura 133). O epidoto e a zoisita/clinosoisita são observados em cristais desde idioblásticos até xenoblásticos, menores que 0,4mm, sendo que o epidoto₁ está associado a biotita₂ (Figura 132), enquanto o epidoto₂ e a zoisita/clinozoisita substituem o plagioclásio ou ocorrem nos contatos dos cristais de biotita com os de plagioclásio, onde tendem a ser abundantes. A sericita substitui os grãos de plagioclásio em cristais geralmente menores que 0,1mm (Figuras 126 e 128), com contorno xenoblástico ou hipidioblástico, enquanto grãos de muscovita em torno de 0,3mm podem estar presentes associados a biotita (Figura 128). A clorita ocorre substituindo cristais de biotita formando pseudomorfos dos mesmos (Figura 132), enquanto o carbonato é encontrado associado aos grãos de plagioclásio, porém sua ocorrência é muito rara.

O granitoide Ritápolis apresenta a seguinte ordem de cristalização: *i*) apatita, zircão e opacos foram os primeiros minerais a se formarem por ocorrerem como inclusões nos demais minerais primários; *ii*) em seguida cristalizaram os minerais essenciais representados por plagioclásio, biotita₁, quartzo e microclina₁, sendo que os cristais de biotita₁ devem ter começado a se cristalizar primeiro, pois em algumas lâminas aparecem inclusos no quartzo e no plagioclásio; *iii*) zoisita/clinozoisita, microclina₂, sericita, clorita e carbonato que podem ter sua gênese associada a fluidos tardios que foram associados ao próprio corpo ígneo; *iv*) posteriormente formaram-se os minerais metamórficos representados por epidoto₁, epidoto₂, titanita₁, muscovita, titanita₂ e biotita₂.

Foram coletadas duas amostras dos pegmatitos que cortam o afloramento do ponto GR-32. Essas rochas são hololeucocráticas ($I.C < 2\%$) e apresentam composição granítica e granulação média a grossa. Exibem quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada

e muscovita em sua composição primária, além de sericita substituindo o plagioclásio, muscovita substituindo o K-feldspato e clorita pseudomorfisando a maior parte dos grãos de biotita. A amostra GR-32J é mais grossa com grãos predominantemente maiores que 4mm apresentando cristais de até 10mm, enquanto a amostra GR-32 K apresenta cristais de até 7mm, porém predomina grãos menores que 5mm. Destaca-se que esta última apresenta granada em sua composição. Ambos os pegmatitos aparecem com intensa recristalização, principalmente nos grãos de quartzo, mas essa feição também pode ser observada em alguns cristais de plagioclásio e feldspato potássico (Figura 134).

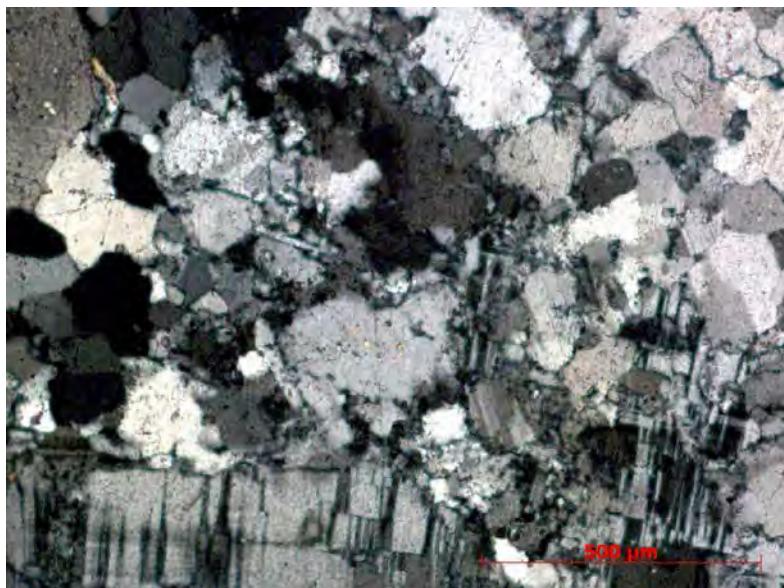


Figura 134 – Agregado de quartzo, plagioclásio e K-feldspato recristalizados em grão menores que 0,5mm. Lâmina GR-32K – Nicóis cruzados.

7.5.2 – Xenólitos

Foram realizadas análises petrográficas das amostras de xenólitos encontrados no granitóide Ritápolis (GR-32A, GR-32B, GR-32C e GR-32D). As lâminas GR-32A e GR-32C são relativas a um mesmo xenólito (Figura 135), que corresponde a uma rocha metamáfica formada principalmente por anfibólito, quartzo, plagioclásio e minerais opacos. Esta foi percolada por fluidos que ocasionaram a formação de níveis ricos em epidoto, os quais estariam associados a substituição de parte do anfibólito e plagioclásio da rocha (Figura 136). Nas zonas mais ricas em anfibólito este geralmente apresenta cor verde musgo correspondendo a uma provável hornblenda, porém nas zonas mais ricas em epidoto nota-se a presença de um anfibólito verde mais claro, provavelmente actinolita. As amostras ainda apresentam vários microveios monominerálicos de quartzo, sendo possível supor que boa parte destes seriam proveniente de fluidos metamórficos externos.

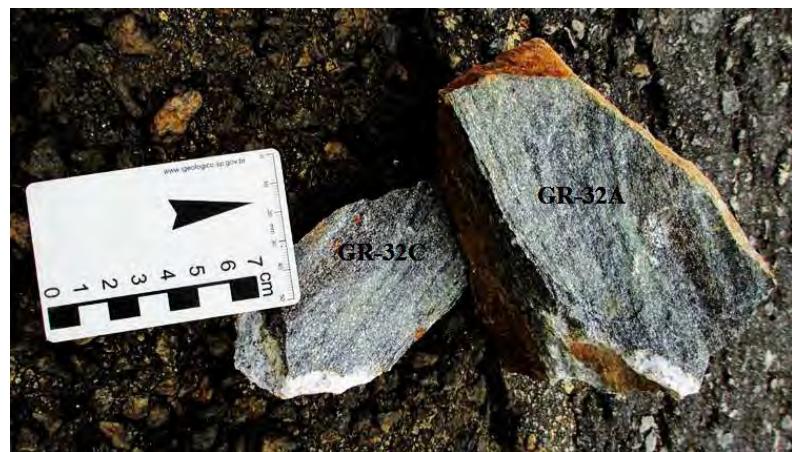


Figura 135 – Amostras de alguns dos xenólitos de rocha metamórfica presentes no granitoide Ritápolis. Destaca-se a coloração preta esverdeada relativa a presença de hornblenda, biotita e muito epidoto.

Amostras GR-32A e GR-32C.

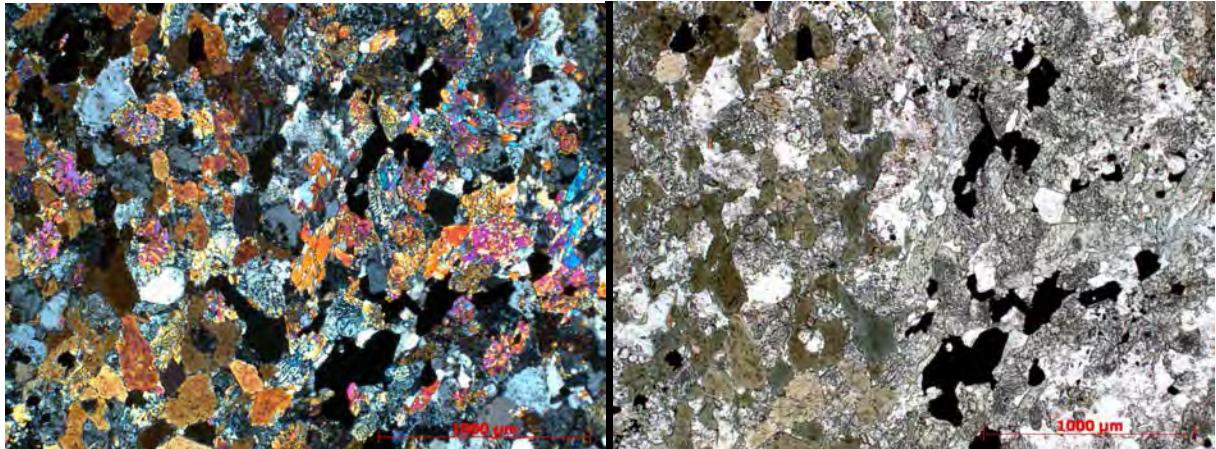


Figura 136 – Visão geral da lâmina GR -32A. Na lâmina com nícois cruzados (à esquerda) observa-se a presença de um anfibólio com birrefrigência mais baixa na porção oeste, enquanto na porção leste predomina o anfibólio com birrefrigência mais elevada. Na lâmina com nícois paralelos (à direita) o anfibólio com birrefrigência mais baixa apresenta pleocroísmo verde musgo (hornblenda), enquanto o anfibólio com birrefrigência mais elevada apresenta pleocroísmo verde claro (actinolita).

A amostra GR-32B corresponde a um xenólito que apresenta três litótipos juntos (verde claro, verde escuro e preto) que são cortados por veios félscicos e de quartzo (Figura 137a), indicando que o processo de epidotização e formação da actinolita teria transcorrido anteriormente a intrusão dos veios félscicos. Essa rocha é semelhante às amostras GR-32A e GR-32C (Figura 138), destacando-se a presença de uma intercalação de zonas verdes mais ricas em epidoto e zoisita/clinozoisita (verde clara) com zonas verdes mais ricas em anfibólio (verde escura). A porção mais preta (Figura 137a) corresponderia a um litótipo mais rico em biotita, com uma foliação fortemente marcada, onde os níveis biotíticos podem apresentar mais de 50% deste mineral, enquanto a porção félscica tem composição tonalítica, sendo formada por quartzo e plagioclásio (Figura 139). Já a amostra GR-32D consiste em um xenólito metaultramáfico (Figura 137b) com mais de 90% de biotita e menos de 10 % de quartzo (Figura 140). Todos os xenólitos estudados foram relacionados à sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes reafirmando que o granitoide Ritápolis corresponde

a um corpo intrusivo tanto no ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, quanto na referida sequência.

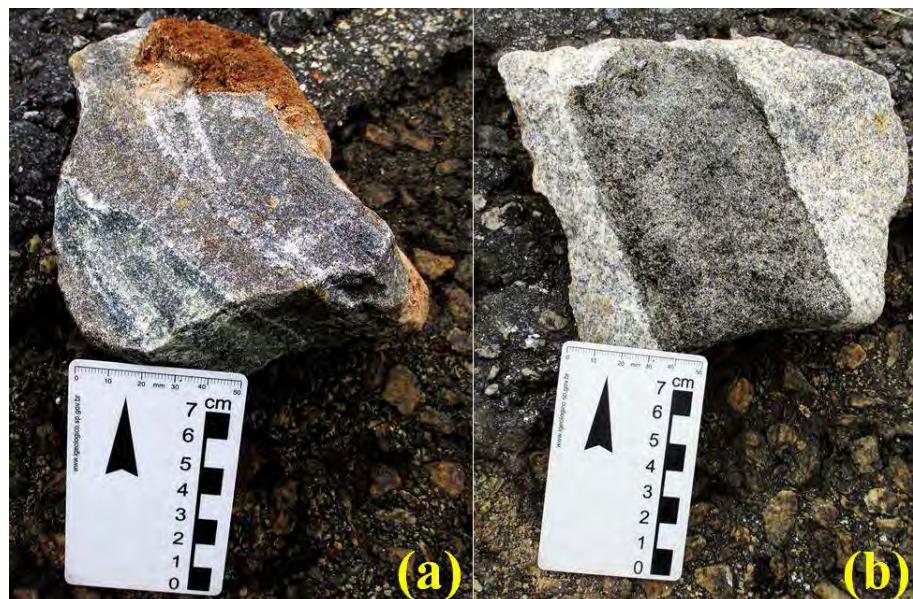


Figura 137 – Amostras de xenólitos no granitoide Ritápolis. **a** - Amostra GR-32 B com os três litótipos acima descritos. A parte verde escura próximo à escala corresponde ao xenólito rico em anfibólito. A porção verde mais clara é extremamente enriquecida em epidoto e zoisita/clinozoisita, enquanto o restante da amostra faz parte de um xenólito muito rico em biotita; **b** – Amostra GR-32D com o xenólito metaultramáfico composto por mais de 90% de biotita.

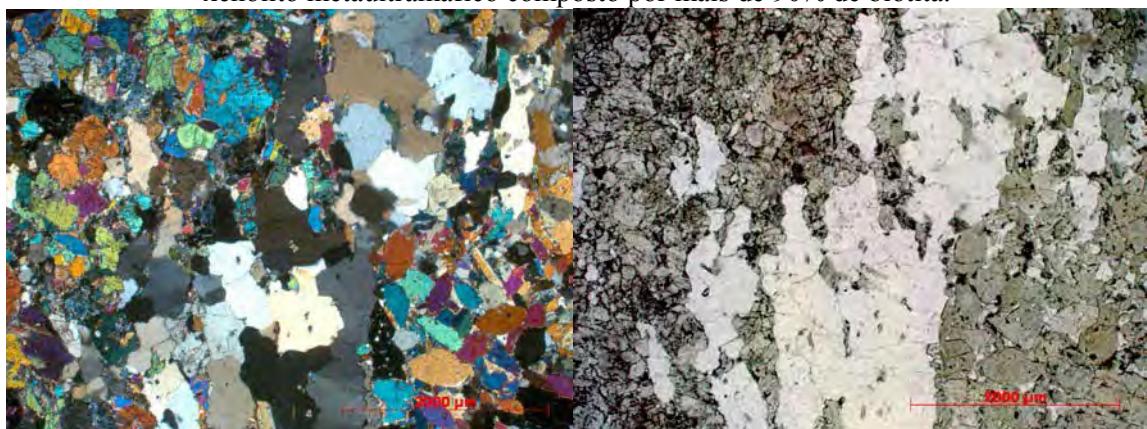


Figura 138 – Visão geral da lâmina GR-32B onde na parte verde da amostra destaca-se a presença de anfibólito na parte direita, enquanto na porção a esquerda destaca-se uma zona com predomínio de epidoto. Presença de um microveio de quartzo entre as duas zonas. Nicóis cruzados e paralelos.

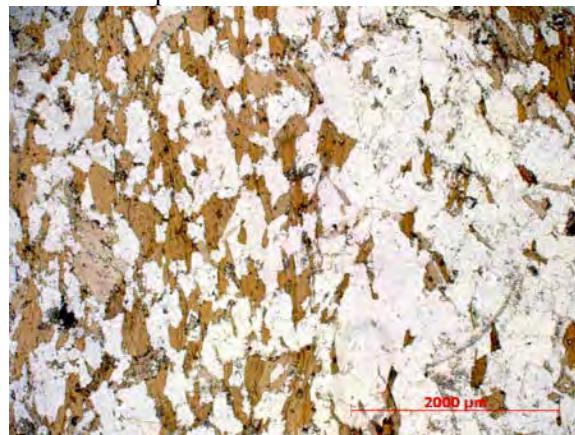


Figura 139 – Visão geral da porção do xenólito rico em biotita (parte mais escura) da amostra GR-32B. A foto evidencia a presença de níveis mais máficos ricos em biotita e níveis mais félscicos. Nicóis paralelos.

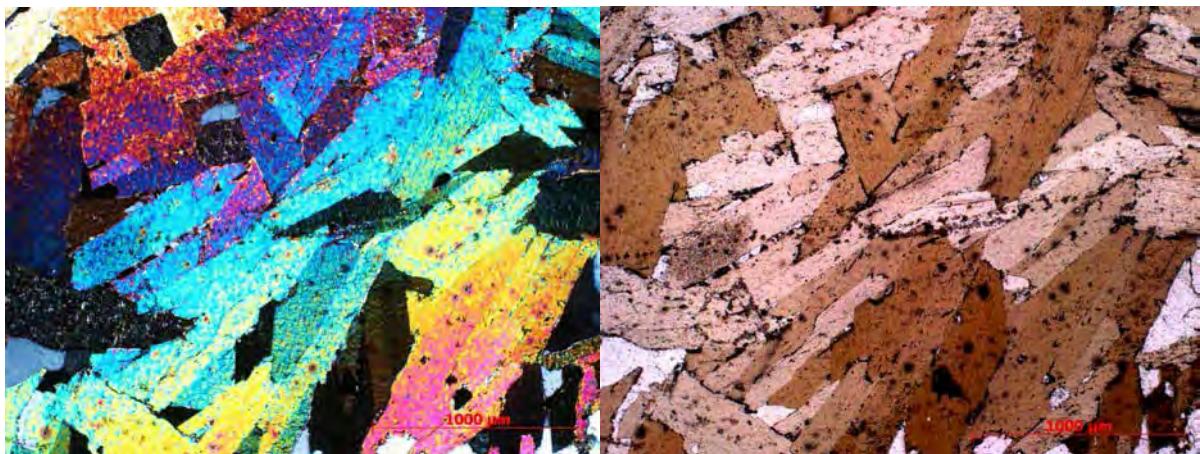


Figura 140 – Visão geral do xenólito metatamônico da lâmina GR-32D que é composto por mais de 90% de biotita hipidioblástica e menos de 10% quartzo.

7.5.3 - Metamorfismo

As feições de campo apontaram que as rochas do granitoide Ritápolis apresentam incipiente foliação tectônica, bem como a análise petrográfica caracterizou que certos minerais, representados por zoisita/clinozoisita, microclina₂, sericita, clorita, carbonatos, epidoto₁, epidoto₂, biotita₂, titanita₁, titanita₂, muscovita e clorita se formaram em condições sub-solidus, onde um conjunto estaria relacionado a um evento hidrotermal tardio, enquanto o outro a um evento metamórfico regional.

Neste contexto admite-se que a formação de zoisita/clinozoisita, sericita e dos carbonatos estaria relacionada à migração de fluidos hidrotermais tardios que tornaram menos estáveis os cristais de plagioclásio dando condições a remobilização de Al e Ca e consequentemente a formação dos mesmos. De forma semelhante a entrada de K e Fe nesse fluido (possivelmente relacionada a alteração da biotita) proporcionou a formação de microclina₂ e epidoto₂ substituindo o plagioclásio. A gênese da clorita também foi associada a fluidos, pois esta não foi observada em conjunto com os cristais da paragênese metamórfica.

De forma semelhante sugere-se que epidoto₁, titanita₁ e biotita₂ constituem uma paragênese metamórfica e estão associados à substituição total ou parcial da biotita₁ pré-existente, onde esta se recristaliza em grãos menores e xenoblásticos, os quais estão em contato com o epidoto que normalmente ocorre em grãos hipidioblásticos. A titanita é encontrada nesta paragênese em grão xenoblásticos decorrentes da saída do Ti da biotita que reage com o Ca da alteração do plagioclásio. Em alguns casos observa-se a presença de uma segunda geração de titanita que ocorre envolvendo os minerais opacos. Em comparação com trabalhos anteriores essa paragênese poderia corresponder a um metamorfismo de fácies xisto verde, associado ao evento Paleoproterozóico II proposto por Ávila (2000). Porém, devido à presença de uma foliação incipiente nesse corpo, em contraste com a foliação gnáissica do

ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, sugere-se que a referida paragênese metamórfica poderia estar relacionada a um evento metamórfico posterior, talvez relacionado ao Neoproterozóico (Sollner & Trouw, 1997; Trouw & Pankhurst, 1993), que encontra-se bem definido nas rochas metassedimentares da formação Tiradentes e da megassequência Carandaí.

Ávila (2000) propõe que fluidos semelhantes ao proposto neste trabalho estariam relacionados a uma fase hidrotermal tardia do próprio granitoide Ritápolis, que inclusive seriam responsáveis pelo mesmo tipo de alteração nas rochas das diferentes fácies deste corpo, assim como nas suas encaixantes. Baseando-se nessa proposta, entende-se, que o evento metamórfico regional, necessariamente ocorreu posteriormente a fase hidrotermal. Porém, ainda observa-se a formação de muscovita substituindo tanto cristais de biotita₁, quanto cristais de biotita₂, o que pode indicar uma alteração hidrotermal posterior ao metamorfismo regional ou apenas mais um mineral relacionada à paragênese metamórfica provocada por este evento.

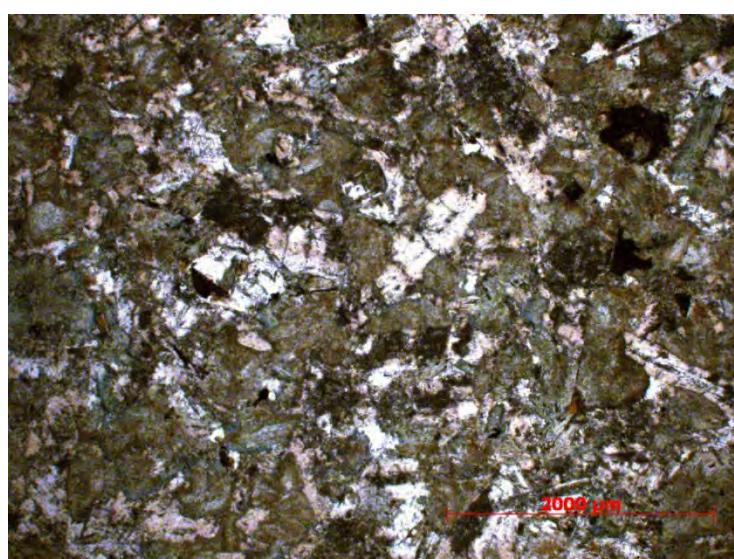
7.6 – DIQUES DE METADIABÁSIO

7.6.1 – Aspectos de Campo

Os diques de metadiabásio ocorrem como saprólitos avermelhados ou blocos *in situ*, estes últimos parcialmente alterados e com uma distribuição irregular, sendo observados na área de distribuição de todas as unidades mapeadas. As rochas dos diques mostram cor natural cinza escuro, quase preto, com cerca de 60% de minerais máficos e apresentam granulação fina menor que 1mm. A orientação dos diques é incerta devido a escassez e a descontinuidade na distribuição dos blocos, tendo sido especulado um *strike* NE-SW, através de algumas medidas muito duvidosas realizadas em alguns pontos. Essas rochas, embora reunidas em uma mesma unidade podem corresponder a famílias distintas de diques.

7.6.2 – Petrografia

Duas amostras (GR-89B e GR-59) foram analisadas e estas são rochas holocristalinas e melanocráticas com índice de cor em torno de 60%. Possuem granulação fina, geralmente entre 0,5mm e 1,2mm, porém podem chegar até 4,5mm em raros fenocristais de plagioclásio. Apresentam textura hipidiomórfica equigranular a localizadamente porfirítica e subofítica com plagioclásio intersticial aparentando estar incluso no anfibólio ([Figuras 141 e 142](#)). As texturas dos diques são primária e não foram observadas evidências de deformação, porém os mesmos apresentam feições típicas de transformações hidrotermais ou metamórficas, representadas pela presença de epidoto associado ao plagioclásio e de anfibólio substituindo pseudomorficamente o piroxênio. Em termos gerais, estas rochas são constituídas por plagioclásio, anfibólio_{1 e 2}, apatita, minerais opacos, biotita, zoisita/clinozoisita e epidoto.



[Figura 141](#) – Visão geral da lâmina do dique de metadiabásio evidenciando textura subofítica, onde os cristais de anfibólio (pseudomorfos do piroxênio) apresentam aspecto "sujo" no interior (anfibólio₁) e bordas esverdeadas (anfibólio₂). Lâmina GR-89B – Nicóis paralelos.

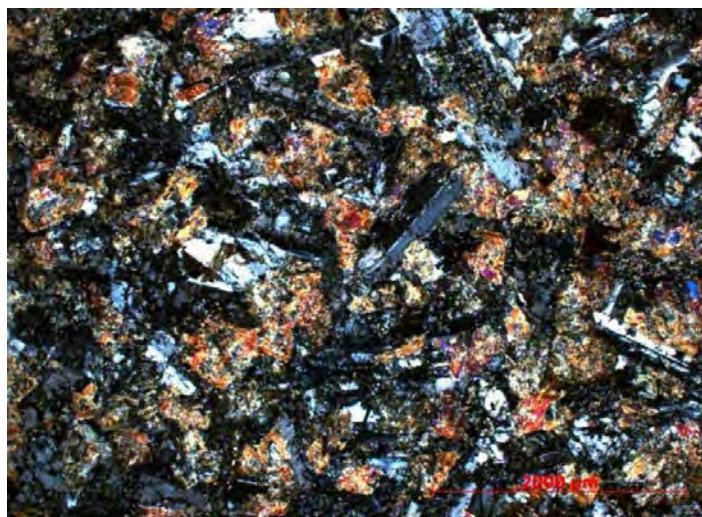


Figura 142 – Visão geral do dique de metadiabásio evidenciando os cristais de plagioclásio formando textura subofítica com o anfibólito₁ (pseudomorfo do piroxênio). Lâmina GR-89B – Nicóis cruzados.

O piroxênio que estava presente foi substituído pseudomorficamente por anfibólito₁ (Figura 141), que ocorre em grãos desde xenoblásticos até hipidioblásticos, que quanto mais para o centro do grão apresentam um aspecto "sujo" (cheio de inclusões muito finas) e sem pleocroísmo, o que dificulta sua identificação (Figura 143). Já nas bordas, se observa a presença de um sobrecrestamento de um anfibólito₂ mais límpido, hipidioblástico, com pleocroismo variando de verde claro a incolor (Figura 143) e granulação inferior a 0,1mm. Provavelmente o primeiro anfibólito corresponde a uma hornblenda e o segundo a uma ferro-actinolita, o que pode indicar que a rocha passou por dois eventos metamórficos, sendo um da fácie anfibolito e outro condizente com à fácie xisto verde. Além disso, mais raramente a biotita aparece substituindo os grãos de anfibólito₁ e ₂, ocorrendo principalmente nas bordas, como cristais hipidioblásticos menores que 0,5mm.

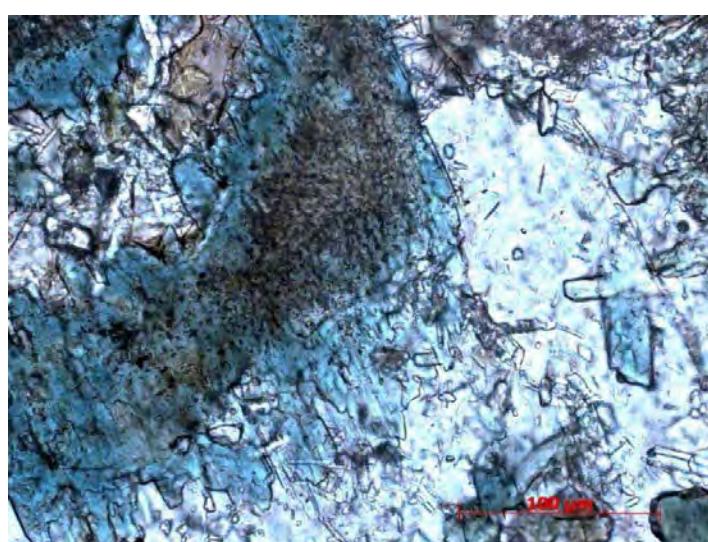


Figura 143 – No centro destaca-se a presença de cristal de anfibólito₁ com aspecto "sujo" (devido a presença de inclusões muito finas) interpretado como relicito da substituição pseudomórfica do piroxênio. Este é substituído nas bordas por um anfibólito₂, hipidioblástico, muito fino e com pleocroísmo verde claro. Presença de grãos xenoblástico de biotita sobrecrecendo o anfibólito₂. Lâmina GR-89 – Nicóis cruzados.

Os minerais opacos ocorrem de duas formas nos diques: *i*) como cristais ígneos intercumuláticos (**Figura 144**), variando de hipidiomórficos a idiomórficos, que tiveram sua cristalização quase que simultaneamente com o piroxênio primário (que foi substituído pseudomorficamente por anfibólito₁). Alguns grãos apresentam aspecto poiquilitico (**Figura 145**) repleto de microinclusões de piroxênio substituído pseudomorficamente por anfibólito₁; *ii*) massas irregulares envolvendo os grãos de anfibólito₁ nas bordas (**Figura 146**).



Figura 144 – Cristal de mineral opaco ígneo intercumulático presente entre grãos de anfibólito₁ pseudomórfico de piroxênio. Destaca-se a presença do anfibólito₂ com cor verde clara nas bordas do anfibólito₁. Lâmina GR-89 – Nicóis paralelos.



Figura 145 –Mineral opaco intercumulático com textura poiquilitica e envolto por anfibólito₂ com coloração verde clara. Lâmina GR-59 – Nicóis paralelos.

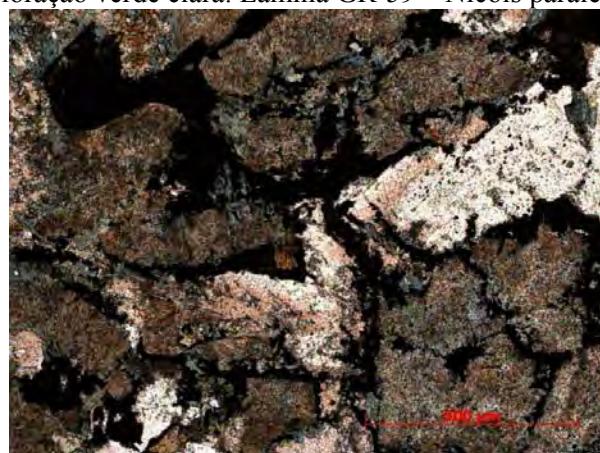


Figura 146 – Cristais de anfibólito e de plagioclásio envolvidos em suas bordas por massas compostas de minerais opacos. Lâmina GR-59 - Nicóis paralelos.

O plagioclásio ocorre como grãos tabulares desde idiomórficos até hipidiomórficos, geralmente alongados (Figura 147), com granulação variando de 0,5 a 1,0mm, porém foi observado um fenocristal de 4,5mm e outros em torno de 2mm. O plagioclásio apresenta geminação polissintética ou de *Carlsbad*, é substituído por epidoto e zoisita/clinozoisita e ocorre de modo intersticial em meio a uma massa de grãos de anfibólito pseudomórfico de piroxênio (Figura 141 e 142). A apatita é observada em cristais idiomórficos menores que 0,1mm, inclusos no anfibólito e no plagioclásio. O epidoto e a zoisita/clinozoisita ocorrem em grão menores que 1mm, geralmente idioblásticos e substituem o plagioclásio (Figura 147).

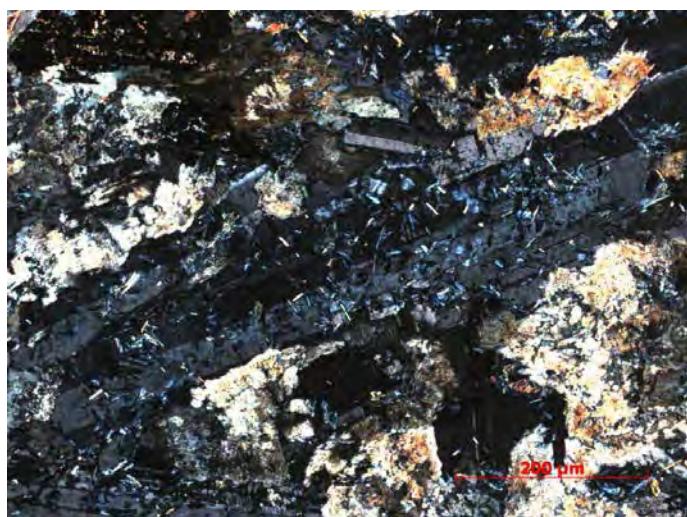


Figura 147 – Grão tabular de plagioclásio substituído parcialmente por cristais idioblásticos e muito finos de zoisita/clinozoisita. Lâmina GR-89 – Nicóis cruzados

A apatita possivelmente foi um dos primeiros minerais a se cristalizar, pois aparece como inclusão no plagioclásio e no anfibólito. O piroxênio e os minerais opacos hipidiomórficos cristalizaram-se simultaneamente e por último o plagioclásio, desenvolvendo a textura intersticial na rocha. Posteriormente formaram-se os minerais metamórficos representados pelos anfibólitos₁ e ₂, onde o anfibólito₁ substitui pseudomorficamente o piroxênio, enquanto o anfibólito₂ se desenvolve nas bordas do anfibólito₁. Biotita, epidoto, zoisita, clinozoisita e minerais opacos estariam associados a fluidos hidrotermais. A biotita estaria relacionada à entrada de K no sistema ou a remobilização deste do piroxênio e plagioclásio, enquanto a cristalização de epidoto e zoisita/clinozoisita estaria associada com a circulação de fluidos, os quais teriam desestabilizado os grãos de plagioclásio e piroxênio, dando condições à remobilização de Al e Ca do primeiro e de Ca e Fe do segundo. Os minerais opacos xenoblásticos se formaram a partir da substituição posterior do anfibólito metamórfico.

8 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A região mapeada é formada por afloramentos geralmente muito espaçados e por vezes apresentando rochas muito alteradas. Devido a descontinuidade dos afloramentos todos os contatos entre as unidades estudadas foram inferidos no mapa ([Anexo I - Mapa geológico](#)). A partir da integração das informações obtidas em campo com aquelas oriundas da petrografia, geoquímica e dos dados geocronológicos existentes, foi sugerida uma possível relação cronológica entre os litótipos.

Tanto o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, quanto o granitoide Ritápolis apresentam xenólitos de rochas metassedimentares e metamáfica que foram associados à sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes, corroborando que esta unidade foi formada anteriormente a esses dois corpos plutônicos. Além disso, diques interpretados como associados ao granitoide Ritápolis foram observados cortando litótipos de todas as unidades (exceto diques de metadiabásio). Neste contexto caracterizou-se que os diques de metadiabásio corresponderiam à unidade mais nova na área estudada de acordo com a proposta de Ávila (2000).

Em relação às rochas do ortognaisse Resende Costa, Souza (2013) descreveu que este corpo apresenta relações cronológicas bem estabelecidas apenas com as rochas do granitoide Ritápolis e com os diques de diabásio, pois estes intrudem o referido corpo rochoso. Porém Souza (2013) destaca que não foi observada nenhuma relação em escala de afloramento deste corpo com as rochas da sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes e do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos. Segundo Ávila *et al.* (2011) e Teixeira *et al.* (2012) o ortognaisse Resende Costa apresenta idade de cristalização de 2358 ± 10 Ma, enquanto o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos apresenta idade de 2146 ± 5 Ma, indicando que este último é cerca de 212 Ma mais novo. Dessa forma, considerando que a sequência metavulcanossedimentar estudada é correlacionada ao *greenstone belt* Rio das Mortes e que as rochas anfibolíticas deste *greenstone* apresentam idade de cristalização U-Pb (LA-ICPMS) de 2231 ± 5 Ma e 2202 ± 7 Ma (Ávila *et al.* 2012), foi possível propor a seguinte cronologia da unidade mais velha para a mais nova:

5 – Diques de metadiabásio

4 – Granitoide Ritápolis (2121 ± 7 Ma e 2123 ± 33 Ma)

3 - Ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (2146 ± 10 Ma)

2 - Sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes (2231 ± 5 Ma a 2202 ± 7 Ma)

1 - Ortognaisse trondhjemítico Resende Costa (2358 ± 10 Ma)

O ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, bem como outros plutons da região foram anteriormente interpretados como fazendo parte de um único corpo devido à falta de estudos de detalhe. Por isso, os corpos plutônicos félscos estudados nessa monografia (Ribeirão dos Mosquitos, Ritápolis) foram detalhadamente descritos e dessa forma tornou-se possível a individualização dos mesmos (**Tabela 16**). Cabe destacar que o granitoide Ritápolis é facilmente diferenciado do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa a partir de seus aspectos de campo, principalmente por este corpo apresentar uma orientação incipiente de seus cristais, diferentemente da forte foliação gnáissica observada nos outros dois corpos.

Tabela 16 – Comparação dos corpos plutônicos: ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos, ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e Granitoide Ritápolis.

| | Ribeirão dos Mosquitos | Resende Costa | Ritápolis |
|--|--|---|--|
| I.C. | 5% a 17% | 0,5% a 5% | 8% - 12,8% (<i>stocks</i>) 0,6% - 23% (corpos intrusivos) |
| Granulação | Fina a média, predominantemente média | Fácies média/grossa e fácies fina/média | Fina a média, predominantemente fina |
| Estrutura típica | Foliação gnáissica | Foliação gnáissica | Foliação incipiente |
| Microclina | 4,2% a 18,4% | 0 - 3,6% (apenas umas amostra apresenta microclina) | 3,6% - 18% (<i>stocks</i>) 0 - 43% (corpos intrusivos) |
| Classificação no diagrama QAP | Predominantemente granodiorito | Tonalito | Sienogranito, monzogramito, granodiorito e tonalito |
| Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 148) | <i>Trend</i> cálcio-alcalino | <i>Trend</i> cálcio-alcalino | ---- |
| Diagrama Na-Ab-Or (O'Connor, 1965) (Figura 149) | Na interseção com o campo dos trondhjemitos e granitos | Trondhjemitos | ---- |
| Diagrama K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976) (Figura 150) | Não apresenta alinhamento preferencial com os <i>trends</i> estabelecido | <i>Trend</i> trondhjemítico | ---- |
| Diagrama de Índice de Aluminosidade (Maniar & Piccoli, 1989) (Figura 151) | Levemente peraluminoso | Levemente peraluminoso | ---- |
| Geocronologia (U-Pb) | 2146 ± 5 Ma | 2358 ± 10 Ma | 2123 ± 33 Ma e 2121 ± 7 Ma (Pb-Pb) |

Já ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos foi inicialmente associado ao ortognaisse Resende Costa devido à proximidade geográfica das duas unidades e às feições macroscópicas semelhantes entre suas rochas, tais como mineralogia, foliação gnáissica e granulação. Por esse motivo foi realizada uma comparação dos dados petrográficos,

geoquímicos e geocronológicos entre os dois corpos (Tabelas 16), visando facilitar a individualização das principais diferenças.

Os dados geoquímicos entre os ortognaisses Ribeirão dos Mosquitos e Resende Costa são parecidos, tendo como principal diferença o conteúdo de K_2O (Figura 148) e $FeO^* + MgO$, que são mais elevados nas amostras do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos. Os teores de K_2O impossibilitam a classificação do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos como uma trondhjemítico, deslocando a maioria das amostras para o campo dos granitos no diagrama An-Ab-Or (Figura 149) (O'Connor, 1965) e afastando as do *trend* trondhjemítico no diagrama K-Na-Ca (Figura 150). De forma semelhante as amostras do ortognaisse Resende Costa apresentam maior relação de $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ do que as do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos (Figura 151). Porém, a maioria das amostras do ortognaisses Ribeirão dos Mosquitos apresentam proporções químicas condizentes com os parâmetros definidos por Barker (1979) para rochas trondhjemíticas (Tabela 17).



Figura 148

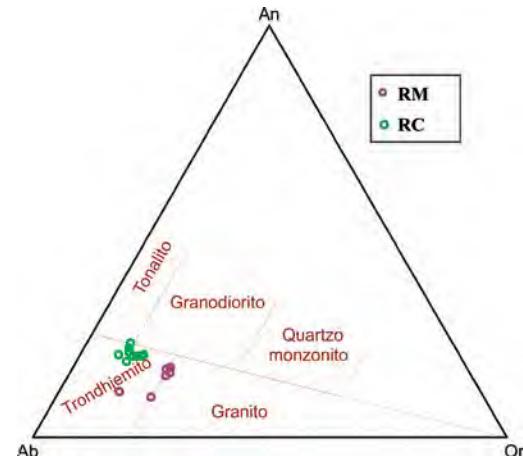


Figura 149

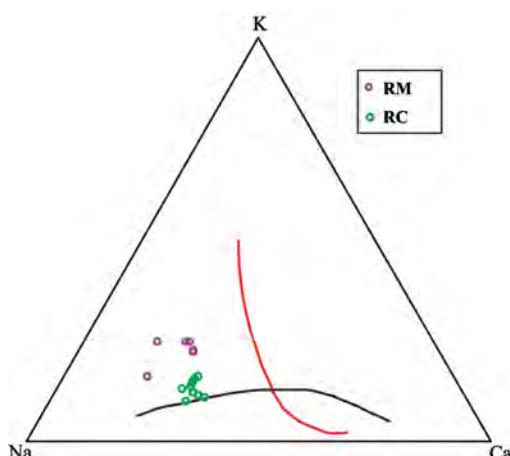


Figura 150

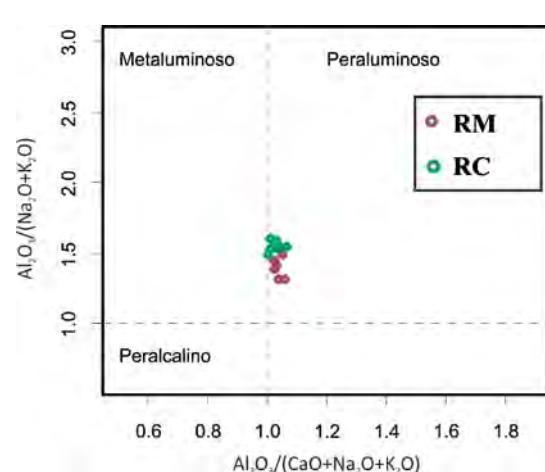


Figura 151

Figuras 148 a 151 – Diagramas comparativos entre as rochas do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa e as rochas do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. **Figura 148** – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). **Figura 149** – Diagrama An-Ab-Or (O'Connor, 1965). **Figura 150** – Diagrama K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976); em vermelho *trend* cálcio-alcalino e em preto *trend* trondhjemítico. **Figura 151** – Diagrama com índice de aluminosidade (Maniar & Picolli, 1989).

Tabela 17 - Parâmetros propostos por Barker (1979) para a definição dos trondhjemitos e comparação com os limites encontrados para as amostras do ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos e do ortognaisse trondhjemítico Resende Costa. (**FeO*** - Ferro total).

| | Composição dos Trondhjemitos | Ribeirão dos Mosquitos | Resende Costa |
|------------------------------------|---|------------------------|-----------------|
| SiO₂ | >68% e <75% | 69,44% - 71,99% | 69,08% - 72,48% |
| Al₂O₃ | >15% para SiO ₂ em torno de 70% | 14,94% - 15,96% | 15,63% - 16,45% |
| | < 14% para SiO ₂ em torno de 75% | | |
| (FeO*+MgO) | < 3,4% | 1,97% - 4,10% | 1,41% - 2,59% |
| CaO | 4,4-4,5% nos trondhjemitos cárnicos | 1,46% - 2,35% | 2,45% - 3,25% |
| | 1,5-3,0% nos trondhjemitos típicos | | |
| Na₂O | 4,0-5,5% | 4,97% - 6,2% | 5,32% - 5,77% |
| K₂O | < 2,5%, e tipicamente < 2%. | 1,5% - 2,41% | 0,93% - 1,55% |

Em relação a caracterização petrográfica, as amostras do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos (exceto a GR-20C) plotam no campo dos granodioritos no diagrama QAP e o K-feldspato ígneo ocupa mais de 10% do feldspato total da rocha, podendo chegar em torno de 30%. Esses valores não são condizentes com as definições de Streckeisen (1976) e Barker (1979) para os trondhjemitos, que propõe que o feldspato potássico deve constituir menos de 10% do feldspato da rocha. Enquanto isso, as amostras do ortognaisse Resende Costa plotam no campo dos tonalitos no diagrama QAP e no dos trondhjemitos (Figura 149) no diagrama de O'Connor (1965) e são praticamente desprovidas de K-feldspato primário. Corroborando com os aspectos de campo, petrográficos e geoquímicos, os dois corpos foram datados e apresentaram idades de cristalização bem diferentes, principalmente o ortognaisse Resende Costa que possui mais de 200 Ma de diferença em relação ao ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos (Tabela 16).

Todas as unidades apresentadas no mapa apresentaram algum tipo de influência metamórfica e hidrotermal. As rochas da sequência metassedimentar Rio das Mortes apresentam pelo menos duas fases de deformação, pois nota-se que a foliação principal dos filitos geralmente encontra-se crenulada. De forma semelhante, xenólitos de rocha metamáfica associados à sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes presentes no granitoide Ritápolis apresentaram hornblenda metamórfica e actinolita substituindo a mesma, o que pode indicar que essa rocha passou por condições de T e P condizentes com pelo menos dois pulsos metamórficos: *i*) fácies anfibolito relacionada à formação de hornblenda; *ii*) fácies xisto verde associada à formação da actinolita. Essas duas fácies podem estar relacionadas respectivamente ao evento Paleoproterozóico I (entre 2250 e 2170 Ma) e ao evento Paleoproterozóico II (entre 2131 e 2101) proposto por Ávila *et al.* (2008) (Tabela 18).

O ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos apresenta uma foliação gnáissica bem marcada e uma paragênese metamórfica composta por biotita + epidoto + titanita, que foi

correlacionada na presente monografia ao evento Paleoproterozóico II proposto por Ávila *et al.* (2008) (**Tabela 18**). Em relação ao granitoide Ritápolis, optou-se por não associar a sua deformação ao mesmo evento metamórfico que ocasionou a foliação gnáissica no Ribeirão dos Mosquitos. Dessa forma, é possível que o granitoide Ritápolis tenha sofrido influência do evento metamórfico Neoproterozóico caracterizado nas rochas metassedimentares das bacias São João del Rei, Carandaí e Andrelândia por Sollner & Trouw (1997) e Trouw & Pankhurst (1993) ou de algum pulso metamórfico entre esses dois eventos (**Tabela 18**). Corroborando essa proposta, caracterizou-se que os diques de metadiabásio apresentam mineralogia metamórfica (embora não seja visível nenhum tipo de deformação) com cristais de piroxênio pseudomorfisados para hornblenda e essa última substituída por actinolita nas bordas, indicando que essas rochas podem ter passado por um evento metamórfico da fácie anfibolito ou xisto verde. Sendo estes diques interpretados como pertencentes à unidade mais nova da área, sugere-se que um evento metamórfico afetou essa região posteriormente ao pulso Paleoproterozóico II (entre 2131Ma e 2101Ma) (**Tabela 18**).

Tabela 18 – Principais características dos três eventos metamórficos – deformacionais representados em rochas da região de Lavras – São João del Rei, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais e possível associação dos eventos com as rochas mapeadas na presente monografia (Tabela modificada de Ávila *et. al.*, 2008)

| Idade do evento metamórfico | Fácies Metamórfica | Paragênese | Rochas e Processos envolvidos | Rochas Mapeadas |
|---|--------------------------------------|--|--|--|
| Neoproterozóico entre 604 e 567 Ma (Sollner & Trouw, 1997; Trouw & Pankhurst, 1993) | Xisto verde a anfibolito | Cianita + bitita+clorita+ granada + clorítoides + quartzo + estaurolita (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 | Granitoide Ritápolis e Diques de Metadiabásio (Podem ainda estar relacionados a um evento metamórfico anterior ainda não descrito) |
| Paleoproterozoico II entre 2131 e 2101 Ma (Ávila, 2000) | Xisto verde e/ou anfibolito inferior | Actinolita ± albita ± epidoto ± biotita ± titanita (Ávila, 1992; Silva, 1996) | Rochas do greenstone belts nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognases, trondjemitos, granodioritos, granitos e dioritos do cinturão Mineiro. | Ortognasse Ribeirão dos Mosquitos e Sequencia Metavulcanossedimentar |
| Paleoproterozoico I entre 2250 e 2170 Ma | Anfibolito médio | Mg-Fe honblenda + oligoclásio - andesina ± clorita ± epidoto ± biotita ± titânita ± ilmenita (Cherman, 1999; Toledo, 2002) | Anfibolitos metakomatiíticos, xistos, filitos, gonditos e quartzitos dos greenstone belts Nazareno e Rio das Mortes; piroxenitos e dunitos; ortognases do cinturão Mineiro | Sequencia Metavulcanossedimentar |

Se o evento metamórfico Neoproterozóico foi realmente responsável pelas alterações metamórficas do granitoide Ritápolis e dos diques de metadiabásio, pode-se dizer que parte do cinturão Mineiro não funcionou como um cráton durante o Ciclo Brasiliano, pois não permaneceu totalmente estável durante este evento termo-tectônico.

Os corpos félscos estudados apresentaram uma mineralogia secundária interpretada como em parte de origem hidrotermal e em parte metamórfica. Primeiramente associa-se esse hidrotermalismo a uma fase tardi-magmática do granitoide Ritápolis, como proposto por Ávila (2000) para outros afloramentos do mesmo corpo, tendo como evidência os diversos diques félscos e pegmatitos associados ao granitoide Ritápolis, que intrudem as rochas encaixantes, os quais serviram de conduto para os fluidos hidrotermais. Porém, os diques de metadiabásio (interpretados como uma unidade mais recente que o granitoide Ritápolis) também apresentam minerais que podem estar associados a fluidos hidrotermais, permitindo, dessa forma, considerar que fluídos posteriores a cristalização do plúton Ritápolis podem ter contribuído para a alteração hidrotermal do restante dos corpos da região.

Com base nos dados encontrados foi proposto um modelo resumido da sucessão dos eventos que teriam ocorrido na área mapeada:

- 1º. Deformação das rochas da unidade metavulcanossedimentar, formação da foliação principal dos filitos e anfibolitos. Cristalização de hornblenda metamórfica observada nos xenólitos de rocha metamáfica, caracterizando um metamorfismo de fácies anfibolito (Evento Paleoproterozoico I - 2250 até 2170 Ma) (**Tabela 18**);
- 2º. Intrusão do protólito correspondente ao ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (2146 ± 5 Ma);
- 3º. Deformação responsável pela crenulação da foliação principal dos filitos, bem como pela substituição da hornblenda pela actinolita nos xenólitos de rochas metamáficas. Formação da foliação gnáissica do Ribeirão dos Mosquitos, assim como da paragênese metamórfica biotita + epidoto + titanita (Evento Paleoproterozoico II - 2131 até 2101 Ma) (**Tabela 18**);
- 4º. Intrusão de diques félscos e pegmatitos associados geneticamente ao granitoide Ritápolis (2121 ± 7 Ma e 2123 ± 33 Ma) na sequência metavulcanosedimentar (anfibolitos e filitos), bem como no ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos. Subsequente hidrotermalismo nas rochas do granitoide Ritápolis.
- 5º. Formação da foliação incipiente do granitoide Ritápolis com a consequente formação da paragênese metamórfica biotita + epidoto+titanita. Intrusão dos diques de diabásio em todas as unidades mapeadas e posterior metamorfismo dos mesmos, que poderia estar relacionado ao evento metamórfico Neoproterozóico (604 até 567 Ma) (**Tabela 18**) ou a um outro evento metamórfico entre o evento Paleoproterozóico II e Neoproterozóico.

O ortognaisse trondhjemítico Resende Costa não foi incluído nesse modelo por apresentar uma idade muito mais velha do que a das demais unidades estudadas e ter sido interpretado por Souza (2013) como pertencente a um arco magmático do Sideriano. No contexto regional da área estudada o ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos corresponde a um novo corpo plutônico do Cinturão Mineiro, que possivelmente marca o período de deformação e implementação da foliação gnáissica regional. Seus dados geoquímicos apontam para filiação cálcio-alcalina associada a ambiente de arco magmático. O fato de a área mapeada encontrar-se a norte da Zona de Cisalhamento do Lenheiro e este corpo apresentar uma idade U-Pb de 2146 ± 5 Ma, permite que essa rocha seja correlacionada ao arco Ritápolis (2192 – 2121 Ma) proposto por Ávila *et al.* (2010), portanto fazendo parte de um dos últimos pulsos magmáticos félsicos da região.

9 –REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: V.M. Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.17-35.
- Almeida F.F.M. 2004, Revisión del límite de la Plataforma Sudamericana en la Argentina. In: V.M. Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.37-40.
- Almeida F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- 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. & 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 et al. 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, Barrueto H.R., Pereira R.M., 2006a. Geochemistry of the Glória quartz-monzdiorite: implications for Paleoproterozoic evolution of the southern sector of the Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Arquivos do Museu Nacional* 64, 73–92.
- Ávila C.A., Teixeira W, Cordani U.G., Barrueto H.R., Pereira R.M., Martins V.T.S., Dunyi L., 2006b. The Glória quartz-monzdiorite isotopic and chemicalevidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Academia Brasileira de Ciências* 78, 543–556
- Ávila C. A., Teixeira W., Dussin I., Bongiolo, 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: 12º Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, *Atas*, p.
- Ávila C.A., Teixeira W, Pereira R.M. 2004. Geologia e petrografia do Quartz Monzdiorito 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., Vasques, F. S. G., Dussin, I. A., Mendes, J. C. (2012). Geoquímica e Idade U-Pb (LA-ICPMS) da Crosta Oceânica Riaciana do Cinturão Mineiro, Borda Meridional do Cráton do São Francisco. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*. Mídia eletrônica. Santos: SBG.

Ávila C.A., Valença J.G., Moura C.A.V., Pereira R.M., Klein V.C. 2003. *Geoquímica e idade do Tonalito/Trondhjemita Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais, Brasil*. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, **61**(4):267-284.

Ávila C.A., Texeira W., Bongiolo E. M., Dussin I. A., Vieira T.A.T., 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: *Precambrian Research*, **243**: 221-251.

Baltar, C. A. M., Sampaio, J. A., Andrade, M. C., 2005. . Titânia: minerais de titânio. In: Rochas & minerais industriais: usos e especificações, Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2005(2), p.655-662.

Barker F. &Arth J.G., 1976. Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basaltsuites. *Geology*, **4**: 596-600.

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

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds.) 2003. Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. CPRM, Brasília, 692p.

Campos, J.C.S., Carneiro, M.A., 2008. Genetic and tectonic implications of the Neoarchean and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso Lineament, crustal segment of the Southern São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences* **26**, 463–484.

Cordani, U.G. &teixeira, W. 1979. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). MME/DNPM, P. 175-207.

Correia Neves J.M., Lopes Nunes J.E., Sahama G. 1974. High hafnium of the zircon-hafnon series from the granite pegmatites of Zambézia, Mozambique. *Contrib. Miner. Petrol.*, **48**:73-80.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Georg Allen & Unwin Ltd, 450p.

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

Dorado, A.C. 1989. *Petrografía Básica – Texturas, Clasificación y Nomenclatura de Rocas*. Madrid, Paraninfo, 143p.

Garnar, T. E., 1994. Zirconium and hafnium minerals. In: *Industrial Minerals and Rocks*. Indiana. Donald D. Carr Editor, p. 1159-65.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M.de, Bartorelli A. eds. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900p.

Irvine T.N., &Baragar W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanicrocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.

Le Maitre R.W., Bateman P., Ducek A., Keller J. Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R. &Zanettin B. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of term*. Blackwell Scientific Pub, London, 193 p.

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

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., PiuzanaD., 2007. Evolution of polycyclicbasement complexes in the Araçuaíogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implication of Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research***159**: 60–78.

Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for evolution of the Transamazonian Orogeny.*Journal of South American Earth Sciences*, **13**:225-239.

O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios.*US Geological Survey Profissional Papers*, **525(B)**:79-84.

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

Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976.Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from theKastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology***58**:63-81.

Petri, S.; Coimbra, A.M.; Ojeda, H.O.; Fulfaro, V.J.; Ponçano, W.L. 1986. Guia de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 376-415.

Pires, F.R.M. & Porto Jr., R. 1986. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o Granito Santo Rita, São João Del Rey, Minas Gerais. In:SBG, 34º Congresso Brasileiro Geologia, Goiânia, Anais, v.5, p. 2023-2034.

Pires, F.R.M.; Ribeiro, A.; Barbosa, M.I.M., 1990. Distribuição do “Greenstone Belt” Barbacena na região de São João Del Rei, Minas Gerais In:SBG,36º Congresso Brasileiro Geologia,Natal, Anais, v.5, p. 2941-2951.

Pires F.R.M. 1978. The Archaean Barbacena Greenstone Belt in its typical development and the Minas Itabirite distribution at the Lafaiete district, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, **50**(4):599-600.

Quemeneur, J.J.G. & Baraud, E.R. 1982. Geologia da área pegmatítica de São João Del Rey, Minas Gerais, Brasil. In: 5º Congresso Latino Americano de Geologia, Argentina. *Actas*, v.1, p.39-53.

Quemeneur, J.J.G. & Baraud, E.R. 1983. Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei - MG. In: SBG, 2º Simpósio Geologia Minas Gerais, Belo Horizonte, *Anais*, v.1, p. 449-460.

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.

Sabedot, S. & Sampaio, C. H. 2002. Caracterização de zircões da Mina Guaju (PB). *Rev. Esc. Minas*, **55**(1), p. 49-53.

Schrank, A & Silva, M. G. 1993. Os greenstone belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In: J. M. L. Dominguez, A, Misi (eds) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 85-118.

Silva M.A. 1996. *Geologia e petrografia do corpo metagabróico 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.

Smith, D.G.W., Jorre L.S.T., Reed S.J.B., Long J.V.P., 1991 . Zonally metamictized and other zircons from Thor Lake, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, **29**, p. 301-309.

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

Sollner F. & Trow R.A.J. 1997. The AndrelândiaDeposicional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-transamazonic 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.

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

Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. In: SBG, 34º Congresso Brasileiro Geologia, Goiânia, *Anais*, v. 2, p. 974-986.

Teixeira W., Ávila C. A., Souza V. H. P., Dussin, I., Bongiolo, 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.

Teixeira, W; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Taylor, P.N.; VanSchmis. 1987. Archean and early proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco Craton. In: 1º International Symposiumon Granites and AssociatedMineralizations, Salvador, *Extended abstracts*, v. 1, p. 37-40.

Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**(1):1-22.

Teixeira, W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1/3):268-277.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas F.A., Campos D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of the South America. 31º International Geological Congress*. Rio de Janeiro, p. 101-137

Teixeira, W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1/3):268-277.

Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas maficas 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.

Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.

Trow R.A.J. & Pankhurst R.J. 1993. Idades radiométricas ao sul do cráton do São Francisco: região da folha Barbacena, Minas Gerais. In: SBG, 2º Simpósio sobre o cráton do São Francisco, *Anais*, p.260-262.

Williams, H., Turner, F.J., and Gilbert, C.M. 1970. *Petrografia: Uma Introdução ao Estudo das Rochas em Seções Delgadas - tradução de Ruy Ribeiro Franco*. São Paulo, Polígozo e Editora da Universidade de São Paulo, 424p.

Yardley, B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica - tradução de Reinhardt Adolfo Fuck*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 432p.



Anexo I



Mapa Geológico da região entre a cidade de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, Minas Gerais

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

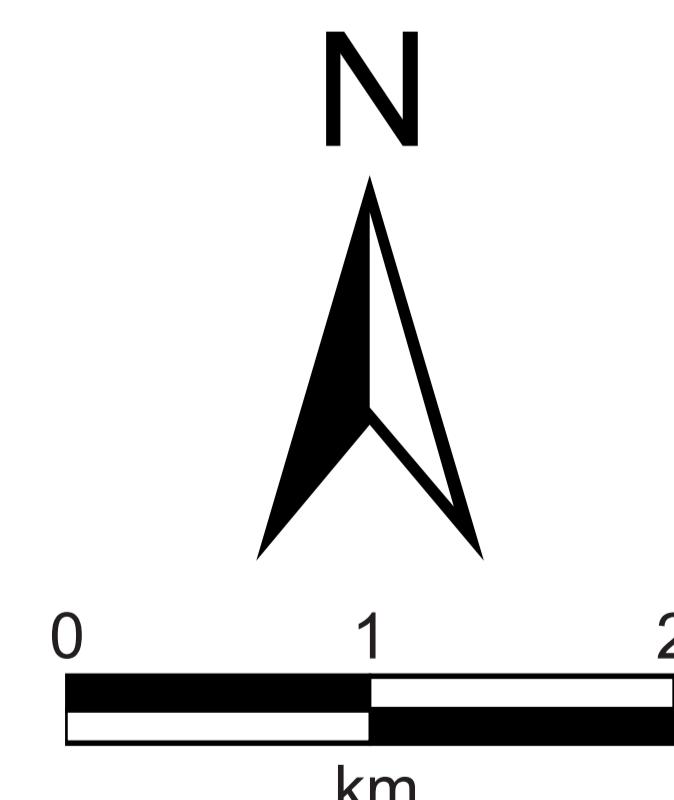
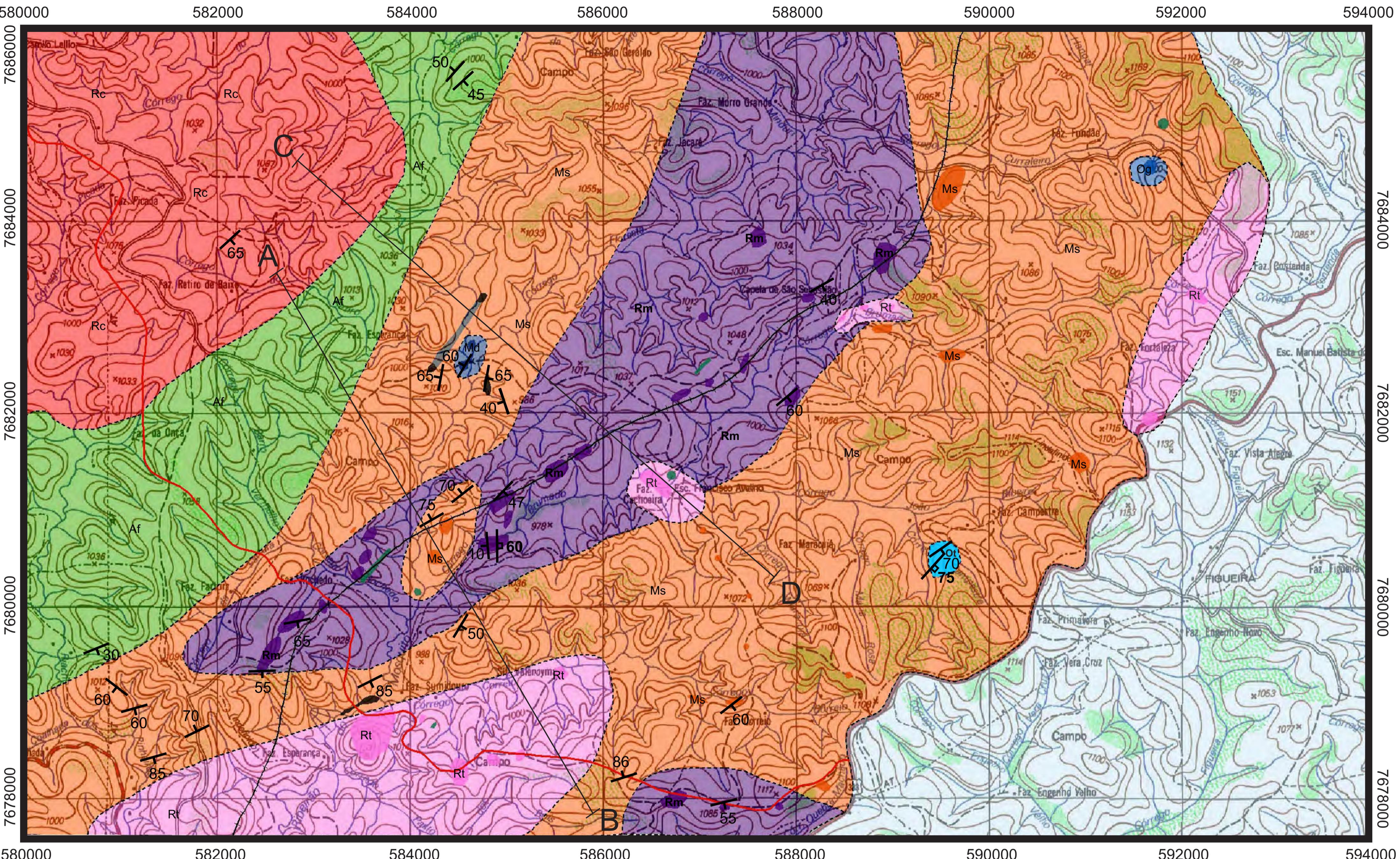
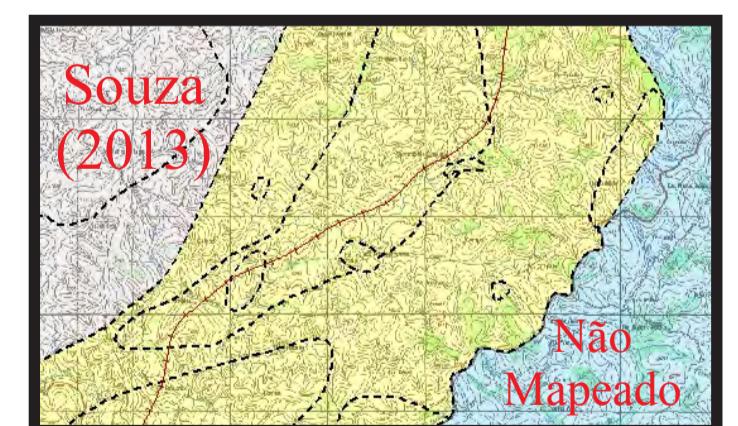
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

AUTOR: Felipe Gripp Vieira de Menezes Guerra

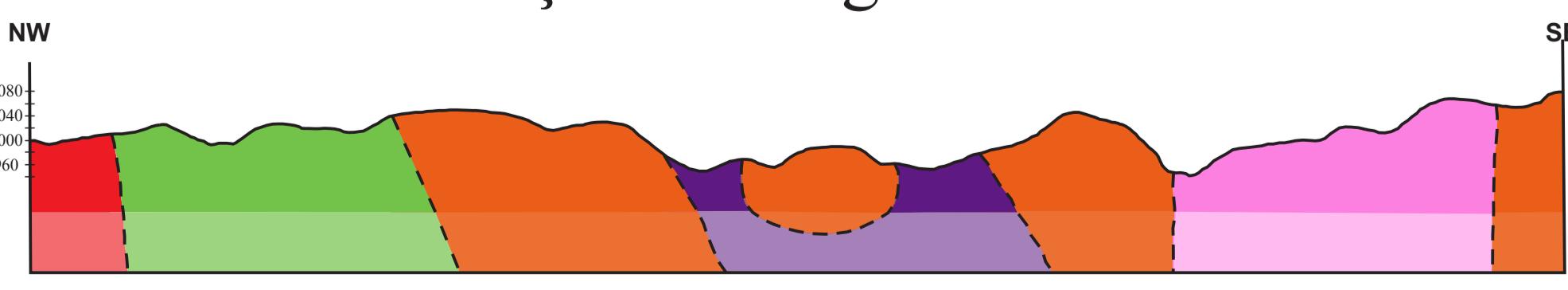
Orientador: Ciro Alexandre Ávila;
Co-orientador: Everton Marques Bongiolo

Legenda

| | |
|---|---|
| Rt | Granitóide Ritápolis (2121 ± 7 Ma e 2123 ± 33 Ma) |
| Rm | Ortognaisse granodiorítico Ribeirão dos Mosquitos (2146 ± 5 Ma) |
| Rochas Intrusivas na Sequência Metavulcanossedimentar | |
| Md | Metadacito |
| Ot | Ortognaisse Tonalítico |
| Og | Ortognaisse Granítico |
| Sequência Metavulcanossedimentar Rio das Mortes | |
| Ms | Rochas Metassedimentares |
| G | Gondito |
| Af | Rochas Anfibolíticas (2.231 ± 5 Ma e 2202 ± 7 Ma) |
| Rc | Ortognaisse Trondhjemítico Resende Costa (2358 ± 10 Ma) |
| Contato Litológico Inferido | |
| Sn | Foliação Sn |
| MG-839 | Rodovia MG-839 |
| | Ferrovia do Aço |
| | Zona de Cisalhamento |



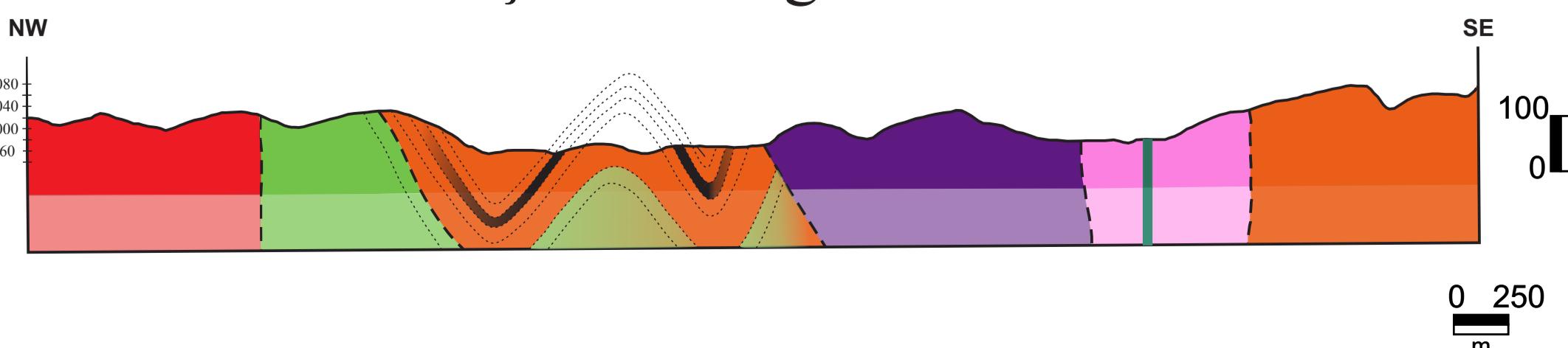
Seção Geológica A-B



Legenda da Carta

- ━ Drenagem
- ━ Curva de nível
- ━ Estradas e trilhas
- ━ Rodovia

Seção Geológica C-D





Anexo II



Mapa de Pontos da região entre a cidade de Resende Costa e Coronel Xavier Chaves, Minas Gerais

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

AUTOR: Felipe Gripp Vieira de Menezes Guerra

Orientador: Ciro Alexandre Ávila;

Co-orientador: Everton Marques Bongiolo

