



**UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
FACULDADE DE GEOLOGIA**



**Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira
entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ.**

Rodson de Abreu Marques

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

RIO DE JANEIRO / 2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Rodson de Abreu Marques

**Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre
Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ.**

**Dissertação submetida ao corpo docente do
Programa de Pós-graduação em Geologia da
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
(UERJ) como requisito necessário à obtenção
do grau de mestre em ciências. Área de
concentração: Análise de Bacias e Faixas
Móveis.**

**Orientador: Dr^a.: Beatriz Paschoal Duarte
Co-orientador: Dr. Miguel Tupinambá**

RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL / 2009

**CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC**

Marques, Rodson de Abreu

**Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira
entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ.**

- Rio de Janeiro 2009.

**VI, 177p., 29,7cm (Faculdade de Geologia - UERJ, MSc.,
Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis,
2009).**

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

**1. Faixa Ribeira; 2. Química Mineral; 3. Geotermobarometria.
4. Evolução Metamórfica**

I. FGEL/UERJ; II. Título (Série).

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

Assinatura

Data

Rodson de Abreu Marques

**EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DO TERRENO ORIENTAL DA FAIXA RIBEIRA
ENTRE ITALVA E BOM JESUS DE ITABAPOANA, NOROESTE DO ESTADO DO
RJ**

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) como requisito necessário à obtenção do grau de mestre em ciências. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Aprovado em: _____

Banca examinadora:

Prof^a. Dr^a. Beatriz Paschoal Duarte (orientadora)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro –
Faculdade de Geologia

Prof. Dr. Miguel Tupinambá (co-orientador)
Universidade do Estado do Rio de Janeiro –
Faculdade de Geologia

Prof. Dr. José Renato Nogueira
Universidade do Estado do Rio de Janeiro –
Faculdade de Geologia

Prof^a. Dr^a. Maria da Glória Motta Garcia
Universidade de São Paulo –
Instituto de Geociências

Rio de Janeiro / 2009

RESUMO

MARQUES, Rodson de Abreu. Evolução metamórfica do Setor Central da Faixa Ribeira entre a região de Bom Jesus de Itabapoana e Cardoso Moreira, noroeste fluminense, Brasil. 2009. 161f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

A região entre Bom Jesus de Itabapoana e Italva tem seu contexto geológico situado no Terreno Oriental (Domínios Cambuci, Costeiro e Italva) do Setor Central da Faixa Ribeira. Esta Faixa foi formada durante a Orogenia Brasileira (Neoproterozóico-Cambriano), na borda sul/sudeste do Cráton São Francisco. A partir de mapas publicados na área e coletas de amostra em dois perfis estruturais, desenvolveu-se o presente trabalho, cuja meta foi a análise química de mineral para a investigação do metamorfismo dos Domínios Cambuci, Costeiro (Unidades Angelim e São Fidélis) e Italva. Para tal, foi objeto de estudo os metapelitos e metabasitos dos domínios supracitados. A identificação de associações minerais, a discriminação de diferentes equilíbrios metamórficos e a determinação de valores absolutos de pressão e temperatura (geotermobarometria) para cada um dos Domínios Tectônicos do Terreno Oriental foram os parâmetros fundamentais para a caracterização da evolução metamórfica da área de estudo. Estes dados indicaram diferentes condições e evoluções metamórficas, com distintos níveis crustais, para os diferentes domínios do Terreno Oriental. As rochas do Domínio Cambuci registram dois eventos térmicos distintos, ambos sob condições de alta temperatura, sendo o primeiro formado sob condições de pressão mais baixas que o segundo. Os litotipos do Domínio Costeiro registram pico metamórfico sob condições de facies granulito de pressão intermediária e os valores de pressão e temperatura obtidos foram os mais altos dentre os três domínios estudados. As rochas do Domínio Italva fornecem valores de temperatura correspondentes às condições de facies anfíbolito superior a granulito, sob pressão baixa a intermediária.

Palavras-chave: Faixa Ribeira. Terreno Oriental. Química Mineral. Geotermobarometria. Evolução Metamórfica.

ABSTRACT

The region between Bom Jesus de Itabapoana and Italva consists of a high-grade metamorphic terrane situated within the so-called Oriental Terrane of the Central Sector of the Ribeira Belt. This belt, of neoproterozoic-cambrian age, was formed during the Brasiliano Orogeny, in the south / southeast margin of the São Francisco Craton. The present work was developed on the basis of pre-existing geological maps and collection of samples along two structural sections of the study area. The aim of this work is the investigation of the metamorphism of the Cambuci, Costeiro and Italva Domains of the Oriental Terrane. This investigation was based on the acquisition and interpretation of chemical analyses of mineral phases from metapelites and metabasites of the previously quoted domains. The identification of mineral parageneses, the discrimination of different metamorphic equilibriums and the determination of absolute values of pressure and temperature (geothermobarometry) for each one of the study tectonic domains were the basic tools used for the characterization of the metamorphic evolution of the area. The obtained data indicated different conditions and metamorphic evolutions, including different crustal levels, for the different tectonic domains of the Oriental Terrane. The rocks of the Cambuci Domain register two different thermal events, both under high temperature and medium pressure conditions. The first event, not unequivocally metamorphic, was developed under lower pressures than the second one. The rocks of the Costeiro Domain record metamorphic peak under conditions of medium pressure granulite facies. The obtained pressure and temperature values were the highest among the three studied domains. The rocks of the Italva Domain yield temperature values of the transition zone between upper amphibolite and granulite facies conditions. Low to medium pressure values were obtained for this domain.

Key-Words: Ribeira Belt. Oriental Terrane. Chemical analyses of mineral phases. Geothermobarometry. Metamorphic Evolution.

AGRADECIMENTOS

À Beatriz Paschoal Duarte, minha orientadora, por toda dedicação, companheirismo, sabedoria e presença durante o desenvolvimento da dissertação.

Aos amigos de pós-graduação da UERJ – Sheila Souza, Leonardo Oliveira, Natália Famelli (gata), Maísa Pamplona, Mírian, Marcelo Dilello, Gabriela Vargas, Jefferson André, Artur Corval, Fábio Peres e Ricardo.

Aos profissinais Evânia, Bruno, Rosalva, Fábio e Mário pelo apoio técnico.

Aos professores da UFMG Carlos Antônio Pedrosa-Soares e Luíz Aba pela oportunidade da obtenção dos dados de química mineral.

Ao geólogo Luiz Garcia pela apoio na aquisição dos dados de química mineral.

À professora Maria da Glória Motta Garcia, Rubem Porto Jr. e Sérgio Valente pelo auxílio fornecido.

Ao seu Tarsiso pela confecção de lâminas delgadas na UFRJ.

Aos professores de geologia da UERJ – José Renato Nogueira, Miguel Tupinambá, Cláudia Sayão Valladares, Mônica Heilbron e Cláudio Valleriano.

E, agradeço, honrosamente aos meus pais, Antonio Carlos Fernando Marques e Maria Valma de Abreu Marques e a toda minha família.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|-------------|---|----|
| Figura 1 - | Mapa de acesso e localização da área de estudo | 3 |
| Figura 2 - | Ilustração da subdivisão do sistema Orogênico Mantiqueira | 7 |
| Figura 3 - | Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira | 8 |
| Figura 4 - | Ilustração Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais | 9 |
| Figura 5 - | Figura do mapa geológico da região entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana | 22 |
| Figura 6a - | Perfil estrutural (A-B) da Região de Italva | 23 |
| Figura 6b - | Perfil estrutural (C-D) da Região de Bom Jesus de Itabapoana | 23 |
| Figura 7 - | Fotografia de afloramento tipo pedreira correspondente aos ortognaisses do Complexo Juiz de Fora | 25 |
| Figura 8 - | Fotografia do bandamento máfico decamétrico no ortognaisse leucocrático do Complexo Juiz de Fora | 25 |
| Figura 9 - | Fotografia de xenocristais de ortopiroxênio no granulito félsico do Complexo Juiz de Fora | 26 |
| Figura 10 - | Fotografia de xenocristais de granada no ortogranulito máfico do Complexo Juiz de Fora | 26 |
| Figura 11 - | Fotografia de textura migmatítica do tipo schiliren no granada-biotita-gnaisse da Megassequencia Andrelândia | 30 |
| Figura 12 - | Fotografia de enclave de rocha clacissilicática no paragnaisse da Megassequencia Andrelândia | 31 |
| Figura 13 - | Fotografia de enclave de anfibolito referente ao conjunto paraderivado da Megassequencia Andrelândia | 31 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Figura 14 - | Fotografia de textura nebulítica no paragnaisse da Unidade Cambuci | 35 |
| Figura 15 - | Fotografia de textura Schiliren no paragnaisse da Unidade Cambuci . | 35 |
| Figura 16 - | Fotografia de textura flebítica no paragnaisse da Unidade Cambuci .. | 36 |
| Figura 17 - | Fotografia de enclave de rocha metabásica na Unidade Cambuci | 38 |
| Figura 18 - | Fotografia de Enclave de rocha metaultrabásica na Unidade Cambuci | 38 |
| Figura 19 - | Fotografia de xenocristais de granada no leucocharnockitóide São João do Paraíso | 42 |
| Figura 20 - | Fotografia de pórfiros de plagioclásio alinhados no leucocharnockitóide São João do Paraíso | 42 |
| Figura 21 - | Fotografia de nódulo de metabasito, de dimensão decimétrica, encaixado no Leucocharnockitóide | 43 |
| Figura 22 - | Fotografia mostrando contatos de níveis félsicos e máficos no Complexo Serra da Bolívia | 43 |
| Figura 23 - | Fotografia de veios pegmatóides no ortognaisse do Complexo Serra da Bolívia | 46 |
| Figura 24 - | Fotografia do (sillimanita)-granada-biotita gnaisse referente à Unidade São Fidélis | 48 |
| Figura 25 - | Fotografia mostrando concentração de silimanita no melanossoma ao redor de veios leucossomáticos do paragnaisse da Unidade São Fidélis | 48 |
| Figura 26 - | Fotografia do gnaisse leucocrático homogêneo da Unidade Italva | 52 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Figura 27 - | Fotografia mostrando leucossomas associados ao paragnaisse da Unidade Italva | 52 |
| Figura 28 - | Fotografia mostrando sigmóide de deformação no paragnaisse da Unidade Italva | 56 |
| Figura 29 - | Fotografia mostrando intercalação centimétrica do paragnaisse com o anfibolito do Grupo Italva | 56 |
| Figura 30 - | Fotografia de dobras pitigmáticas no sillimanita-muscovita-quartzoxisto do Grupo Italva | 57 |
| Figura 31 - | Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci. Presença de sillimanita, biotita e granada | 69 |
| Figura 32 - | Fotomicrografia do metaasito do Domínio Cambuci. Paragênese constituída por hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio | 69 |
| Figura 33 - | Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci. Coroas de granada e hornblenda ao redor de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. Presença de quartzo de forma vermiforme | 71 |
| Figura 34 - | Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci onde observa-se o equilíbrio grt-rt-als-ilm-qtz. Há a presença de espinélio verde em contato com granada | 74 |
| Figura 35 - | Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci onde observa-se espinélio coroadado por sillimanita..... | 74 |
| Figura 36 - | Fotomicrografia do paragnaisse do Domínio Cambuci mostrando os equilíbrios 1 e 2 do termômetro grt-bt | 75 |
| Figura 37 - | Fotomicrografia do paragnaisse do Domínio Cambuci mostrando o equilíbrio 3 do termômetro grt-bt | 75 |

| | | |
|-------------|--|----|
| Figura 38 - | Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci (amostra JI-II-07-36B) onde observa-se os equilíbrios 0 e 1 | 76 |
| Figura 39 - | Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci (amostra JI-XI-15B) onde observa-se os equilíbrios 1 e 2 | 76 |
| Figura 40 - | Diagrama de classificação da granada dos paragnaises do Domínio Cambuci | 79 |
| Figura 41 - | Diagrama de classificação da mica dos paragnaises do Domínio Cambuci | 79 |
| Figura 42 - | Diagrama de classificação do ortopiroxênio do metabasito do Domínio Cambuci | 80 |
| Figura 43 - | Diagrama de classificação do clinopiroxênio do metabasito do Domínio Cambuci | 80 |
| Figura 44 - | Diagrama de classificação do plagioclásio do metabasito do Domínio Cambuci | 81 |
| Figura 45 - | Diagrama de classificação da granada do metabasito do Domínio Cambuci | 81 |
| Figura 46 - | Diagrama de classificação do anfibólio do metabasito do Domínio Cambuci | 82 |
| Figura 47 - | Diagrama de classificação do anfibólio do metabasito do Domínio Cambuci | 82 |
| Figura 48 - | Diagrama de classificação do filossilicato do metabasito do Domínio Cambuci | 84 |
| Figura 49 - | Diagrama discriminante entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos . | 85 |
| Figura 50 - | Diagrama discriminante entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos . | 85 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Figura 51 - | Diagramas mostrando as projeções da composições do anfibólio dos metabasitos do Domínio Cambuci | 87 |
| Figura 52 - | Fotomicrografia do ortognaisse da Unidade Angelim mostrando o equilíbrio 0..... | 93 |
| Figura 53 - | Fotomicrografia do ortognaisse da Unidade Angelim mostrando os equilíbrios 1 e 2..... | 93 |
| Figura 54 - | Fotomicrografia do paragnaisse da Unidade São Fidélis mostrando os equilíbrios 1 e 2 entre granada, biotita, plagioclásio e quartzo..... | 94 |
| Figura 55 - | Diagrama de classificação das granadas do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis | 96 |
| Figura 56 - | Diagrama de classificação dos plagioclásios do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis | 96 |
| Figura 57 - | Diagrama de classificação dos filossilicatos do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis | 97 |
| Figura 58 - | Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva. Textura granoblástica com a paragênese hbl+pl+cpx+ttn | 102 |
| Figura 59 - | Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva. Textura nematoblástica com a paragênese hbl+pl+op | 102 |
| Figura 60 - | Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva mostrando os equilíbrios 1 e 2 nos grãos de hbl, pl, cpx e ttn | 104 |
| Figura 61 - | Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva mostrando o crescimento tardio de biotita ao redor dos grãos de hornblenda | 104 |
| Figura 62 - | Diagrama de classificação do anfibólio do anfibolito do Domínio Italva | 107 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Figura 67 - | Diagrama de classificação do plagioclásio do anfibolito do Domínio Italva | 108 |
| Figura 68 - | Diagrama de classificação do clinopiroxênio do anfibolito do Domínio Italva | 108 |
| Figura 65 - | Diagramas mostrando projeções das composições do anfibólio do Domínio Italva. Campos de diferentes posições de P definidos por Laird & Albee (1981) | 111 |
| Figura 66 - | Diagrama de composição das granadas das amostras dos domínios do Terreno Oriental | 114 |
| Figura 67 - | Diagrama de composição dos filossilicatos das amostras dos domínios do Terreno Oriental | 115 |
| Figura 68 - | Diagrama de composição dos ortopiroxênios das amostras dos domínios do Terreno Oriental | 116 |
| Figura 69 - | Diagrama de composição dos clinopiroxênios das amostras dos domínios do Terreno Oriental | 117 |
| Figura 70 - | Diagrama de composição dos feldspatos das amostras dos domínios do Terreno Oriental | 118 |
| Figura 71 - | Diagrama de composição dos anfibólios das amostras dos domínios do Terreno Oriental | 119 |
| Figura 72 - | Caminho P-T dos litotipos dos Domínios Cambuci, Costeiro e Italva comparados com campos de gradientes metamórficos para vários terrenos no mundo. Diagrama de Turner (1981)..... | 126 |
| Figura 73 - | Caminho P-T dos litotipos dos Domínios Cambuci, Costeiro e Italva de acordo com as ferramentas utilizadas..... | 127 |

- Figura 74 - Caminho P-T dos litotipos dos Domínios Cambuci, Costeiro e Italva... 128
- Figura 75 - Diagramas de comparação dos Domínios da Faixa Ribeira mostrando as projeções das composições dos anfibólios. Campos de diferentes posições de P definidos por Laird & Albee (1981) 131

LISTA DE TABELAS

| | | |
|-------------|---|----|
| Tabela 1 - | Principais estruturas na Faira Ribeira de acordo com os autores indicados..... | 9 |
| Tabela 2 - | Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada (Tupinambá <i>et al.</i> , 2007) e aquela de trabalhos prévios da literatura | 16 |
| Tabela 3 - | Caracterização petrográfica dos litotipos do Complexo Juiz de Fora | 27 |
| Tabela 4 - | Caracterização petrográfica dos litotipos da Megasseqüência Andrelândia | 32 |
| Tabela 5 - | Caracterização petrográfica dos litotipos da Unidade litológica Granada Charnockito..... | 33 |
| Tabela 6 - | Caracterização petrográfica dos litotipos do Unidade Cambuci | 40 |
| Tabela 7 - | Caracterização petrográfica do Leucocharnockitóide São João do Paraíso | 41 |
| Tabela 8 - | Caracterização petrográfica dos litotipos do Complexo Ortoderivado Serra da Bolívia | 45 |
| Tabela 9 - | Caracterização petrográfica dos litotipos do Domínio Costeiro | 50 |
| Tabela 10 - | Caracterização petrográfica dos litotipos do Domínio Italva | 55 |

| | |
|--|----|
| Tabela 11 - Geotermômetros e geobarômetros importantes para o estudo de metapelitos e metabasitos | 59 |
| Tabela 12 - Paragêneses das rochas da Unidade Cambuci no Domínio Tectônico homônimo | 67 |
| Tabela 13 - Valores de T obtidos para os equilíbrios 1, 2 e 3 da amostra IV-X-19 (metapelito do Domínio Cambuci) | 88 |
| Tabela 14 - Valores de P obtidos para os equilíbrios 1 e 2 da amostra IV-X-19 (metapelito do Domínio Cambuci) | 88 |
| Tabela 15 - Valores de T obtidos para os equilíbrios 0 e 2 dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci | 89 |
| Tabela 16 - Valores de T obtidos para o equilíbrio 1 dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci | 90 |
| Tabela 17 - Valores de P (Kbar) para o equilíbrio 2 da amostra JI-II-07-36B (metabasito do Domínio cambuci) | 90 |
| Tabela 18 - Paragêneses das rochas do Domínio Costeiro | 92 |
| Tabela 19 - Valor de T para o geotermômetro pl-Kfs (ou dois feldspatos) do ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B) | 99 |
| Tabela 20 - Valores de T para os equilíbrios 1 e 2 do ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B) | 99 |
| Tabela 21 - Valores de P segundo Santos <i>et al.</i> (2005) para ortognaises da Unidade Angelim | 99 |

| | | |
|-------------|---|-----|
| Tabela 22 - | Valores de T para os equilíbrios 1 e 2 do paragnaisse da Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-5A) | 99 |
| Tabela 23 - | Valores de P para os equilíbrios 1 e 2 do pagnaisse da Unidade São Fidélis | 100 |
| Tabela 24 - | Paragêneses das rochas da Unidade Itálva no domínio tectônico homônimo | 103 |
| Tabela 25 - | Valores de T obtidos para os equilíbrios 1 e 2 do anfibolito do Domínio Tectônico Itálva | 109 |
| Tabela 26 - | Médias dos valores de pressão e temperatura para cada amostra dos domínios do Terreno Oriental | 125 |

LISTA DE ABREVIATURAS MINERAIS

| | |
|-----|------------------|
| Act | Actinolita |
| Ab | Albita |
| Aln | Allanita |
| Alm | Almandina |
| Als | Aluminossilicato |
| Am | Anfibólio |
| And | Andalusita |
| Adr | Andradita |
| An | Anortita |
| Ap | Apatita |
| Aug | Augita |
| Bt | Biotita |
| Cal | Calcita |
| Cb | Carbonato |
| Chl | Clorita |
| Cpx | Clinopiroxênio |
| Di | Diopisídio |
| Dol | Dolomita |
| Fsp | Feldspato |

| | |
|----------------------|---------------------|
| Fe ₂ -Hbl | Ferro-hornblenda |
| Fs | Ferrossilita |
| Fe ₂ -Ts | Ferro-tschermakita |
| Grt | Granada |
| Gln | Glaucofana |
| Grs | Grossulária |
| Hem | Hematita |
| Hbl | Hornblenda |
| Ilm | Ilmenita |
| Kln | Caolinita |
| Kfs | K-feldspato |
| Ky | Cianita |
| Mg-Hbl | Magnésio-hornblenda |
| Mag | Magnetita |
| Mca | Mica |
| Mc | Microclina |
| Mnz | Monazita |
| Ms | Muscovita |
| OI | Olivina |
| Op | Mineral opaco |

| | |
|------|---------------|
| Or | Ortoclásio |
| Opx | Ortopiroxênio |
| Phl | Flogopita |
| Pl | Plagioclásio |
| Px | Piroxênio |
| Prp | Piropo |
| Rt | Rutilo |
| Scp | Escapolita |
| Ser | Sericita |
| Sil | Sillimanita |
| Sps | Espessartita |
| Spl | Espinélio |
| Srp | Serpentina |
| Ttn | Titanita |
| Tr | Tremolita |
| Ts | Tschermakita |
| Wmca | Mica branca |
| Zrn | Zircão |

SUMÁRIO

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 | Introdução e objetivos gerais (caracterização da temática e justificativa do estudo)..... | 1 |
| 1.2 | Localização da área de estudo e vias de acesso | 2 |
| 1.3 | Método de Trabalho..... | 2 |
| 2 | GEOLOGIA REGIONAL | 6 |
| 2.1 | A Faixa Ribeira | 6 |
| 2.2 | Principais estruturas da Faixa Ribeira | 9 |
| 2.3 | Unidades Litológicas dos Domínios do Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira | 12 |
| 2.3.1 | Unidades Litológicas do Domínio Juiz de Fora | 12 |
| 2.3.2 | Unidades Litológicas do Domínio Cambuci | 13 |
| 2.3.3 | Unidades Litológicas do Domínio Costeiro | 14 |
| 2.3.4 | Unidades Litológicas do Domínio Italva | 15 |
| 2.4 | Revisão sobre a Evolução Metamórfico-Deformacional da Faixa Ribeira | 18 |
| 3 | CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA DA ÁREA | 21 |
| 3.1 | Terreno Ocidental | 21 |
| 3.1.1 | Complexo Juiz de Fora | 24 |
| 3.1.2 | Megassequência Andrelândia | 27 |

| | | |
|-----------|--|----|
| 3.1.2.1 | Paragnaisses | 28 |
| 3.1.2.2 | Lentes e Corpos Tabulares de Metabasitos e Rochas Calcissilicáticas | 29 |
| 3.1.3 | Granitóides sin-colisionais (granada charnockito) | 32 |
| 3.2 | Terreno Oriental | 33 |
| 3.2.1 | Domínio Cambuci | 33 |
| 3.2.1.1 | Unidade Cambuci | 34 |
| 3.2.1.1.1 | Paragnaisses (bandados e migmatíticos) | 34 |
| 3.2.1.1.2 | Rochas Metabásicas, Metaultrabásicas, Mármore e Gonditos | 37 |
| 3.2.1.2 | Leucocharnockito São João do Paraíso | 40 |
| 3.2.1.3 | Conjunto Ortotoderivado (Complexo Serra da Bolívia) | 44 |
| 3.3.2 | Domínio Costeiro | 47 |
| 3.3.2.1 | Unidade São Fidélis | 47 |
| 3.3.2.2 | Unidade Angelim | 49 |
| 3.3.2.3 | Rochas do Arco Magmático Rio Negro | 49 |
| 3.4.3 | Domínio Italva | 51 |
| 3.4.3.1 | Biotita Leucognaisse Homogêneo Fino | 51 |
| 3.4.3.2 | Anfibolitos e Rochas Metaultramáficas | 53 |
| 3.4.3.3 | Mármore e Rochas Calcissilicáticas | 54 |
| 3.4.3.4 | Sillimanita-Muscovita-Quartzo Xisto | 54 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 4 | REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE GEOTERMOBAROMETRIA E METODOLOGIA ESPECÍFICA PARA OS DADOS DE QUÍMICA MINERAL | 58 |
| 4.1 | Revisão sobre Geotermobarometria | 58 |
| 4.2 | Metodologia específica para obtenção e tratamento das análises de química mineral e obtenção dos dados geotermobarométricos | 61 |
| 4.2.1 | Seleção de amostras para proceder à análise química | 61 |
| 4.2.2 | Obtenção de lâminas polidas | 62 |
| 4.2.3 | Análise petrográfico-petroológica das lâminas polidas, com identificação, demarcação e fotografiação dos campos e fases minerais a serem analisados | 62 |
| 4.2.4 | Obtenção, tratamento e interpretação dos dados de química mineral e cálculos de geotermobarometria | 62 |
| 5 | GEOTERMOBAROMETRIA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS DA REGIÃO ENTRE BOM JESUS DE ITABAPOANA E ITALVA | 66 |
| 5.1 | Metamorfismo da região entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana | 66 |
| 5.2 | Metamorfismo M ₁ no Domínio Cambuci | 67 |
| 5.2.1 | Equilíbrios de M ₁ no Domínio Cambuci | 70 |
| 5.2.2 | Química mineral de M ₁ no Domínio Cambuci | 77 |
| 5.2.3 | Geotermobarometria de M ₁ no Domínio Cambuci | 83 |
| 5.2.4 | Comparações com dados pré-existentes | 90 |
| 5.3 | Metamorfismo no Domínio Costeiro | 91 |

| | | |
|-------|---|------------|
| 5.3.1 | Equilíbrios de M1 no Domínio Costeiro | 92 |
| 5.3.2 | Química Mineral de M1 no Domínio Costeiro | 95 |
| 5.3.3 | Geotermobarometria de M1 no Domínio Costeiro | 98 |
| 5.3.4 | Comparação com dados pré-existentes | 100 |
| 5.4 | Metamorfismo M₁ no Domínio Italva | 100 |
| 5.4.1 | Equilíbrios de M1 no Domínio Italva | 103 |
| 5.4.2 | Química Mineral de M1 no Domínio Italva | 106 |
| 5.4.3 | Geotermobarometria de M1 no Domínio Italva | 109 |
| 5.4.4 | Comparação com dados pré-existentes | 110 |
| 6 | CONCLUSÕES: INTEGRAÇÃO DOS DADOS E COMPARAÇÃO ENTRE O METAMORFISMO DOS DIFERENTES DOMÍNIOS DO TERRENO ORIENTAL | 112 |
| 6.1 | Comparação dos dados de química mineral das amostras dos domínios Cambuci, Costeiro e Italva | 112 |
| 6.2 | Metamorfismo M₁ no Domínio Cambuci | 120 |
| 6.3 | Metamorfismo M₁ no Domínio Costeiro | 122 |
| 6.4 | Metamorfismo M₁ no Domínio Italva | 123 |
| 6.5 | Caminhos de evolução metamórfica para as litologias dos Domínio Tectônicos do Terreno Oriental da Faixa Ribeira ... | 124 |
| 6.6 | Comparação dos domínios da Faixa Ribeira a partir da cristaloquímica dos anfibólios | 130 |

| | |
|--------------------------|------------|
| REFERÊNCIAS | 132 |
| ANEXO I | 150 |

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Introdução e objetivos gerais (caracterização da temática e justificativa do estudo).

A área alvo da presente pesquisa está inserida no contexto do Terreno Oriental (Domínios Cambuci, Costeiro e Italva), no Setor Central da Faixa Ribeira (Almeida *et al.*, 1973). Esta compreende um sistema orogênico complexo de dobramentos e empurrões, gerado no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/ sudeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1971, 1977; Cordani *et al.*, 1967, 1973). Este segmento pré-cambriano teve evolução metamórfica complexa, ressaltando-se a existência de contraste metamórfico dentre os três domínios tectônicos do Terreno Oriental e a ocorrência de diferenças metamórficas dentro do Domínio Costeiro ao longo da Faixa Ribeira. Poucos trabalhos foram realizados nesse sentido, especialmente com relação à determinação das condições absolutas de pressão e temperatura das unidades litológicas dos diferentes domínios, cuja evolução parece ter sido bastante complexa, com o envolvimento de níveis crustais distintos. Estas evidências são suportadas por dados de campo coletados neste estudo e baseados em trabalhos anteriores referentes à Faixa Ribeira a partir de diversos autores, além de análises petrográficas e petrológicas. Visto a complexidade deste orógeno, o presente trabalho propõe inserir na literatura geológica informações mais detalhadas sobre o estudo do metamorfismo com base em análises de química mineral do Terreno Oriental da Faixa Ribeira para a obtenção de valores geotermobarométricos e a evolução metamórfica dos domínios do Terreno Oriental da Faixa Ribeira.

Os objetivos da pesquisa sobrevirão a partir de uma visão integrada de dados de campo, petrografia, petrologia e química mineral. O presente trabalho tem os seguintes objetivos:

(a) determinação das diferentes paragêneses e pulsos metamórficos registrados na área alvo;

(b) determinação dos valores absolutos de P e T de formação das paragêneses metamórficas identificadas (progressiva, auge e retrógrada) em cada pulso metamórfico;

(c) comparação entre o metamorfismo nos diferentes domínios e;

(d) elaboração de modelo de evolução metamórfica para a área estudada.

1.2 Localização da área de estudo e vias de acesso

A área alvo da pesquisa situa-se no noroeste do Estado do Rio de Janeiro e região limítrofe com o Estado do Espírito Santo. Municípios como Bom Jesus de Itabapoana, Italva, Cardoso Moreira e Itaperuna estão incluídos na área da pesquisa que perfaz cerca de 1270 Km² e é limitada pelos meridianos 41° 33' e 41° 57' W e pelos paralelos 21° 00' e 21° 30' S. O acesso à região pode ser efetuado através das seguintes rodovias: BR-040 (Rodovia Washington Luiz - Rio – Juiz de Fora), BR-356 (São João da Barra). A figura 1 mostra os caminhos de acesso e as principais cidades da região.

1.3 Método de Trabalho

Para atingir os objetivos propostos, o trabalho se desenvolveu ao longo de nove etapas, descritas a seguir:

- 1) **Levantamento e análise da bibliografia existente sobre a região alvo:** As bibliografias principais são aquelas referentes à Faixa Ribeira e sua evolução tectônica, bem como referências de trabalhos sobre a geologia da área alvo e aquelas que abordam o estudo de geotermômetros e geobarômetros em âmbito mundial.
- 2) **Levantamento do acervo de rochas e lâminas da área alvo existente na FGEL/UERJ:** As amostras, pertencentes ao acervo da Faculdade de Geologia da UERJ, foram coletadas por docentes, pesquisadores e alunos da graduação do Curso de Geologia da UERJ durante as atividades de campo referentes à disciplina Estágio de Campo II.



Figura 1: Mapa de localização da área alvo no contexto geográfico. na figura a direita observa-se as principais cidades e vias de acesso.

Fonte: google maps (<http://maps.google.com.br/maps?hl=pt-BR&tab=wl>).

- 3) **Integração de dados de campo da área abrangida pela Folha Itaperuna 1:100.000 (IBGE):** envolveu o levantamento e análise de produções cartográficas disponíveis, tanto já publicadas (Machado Filho *et al.*, 1983; Reis e Mansur 1995); Fonseca 1998; Silva e Cunha 2001; Silva *et al.*, 2002) quanto inéditas (Mapa geológico da Folha Itaperuna 1:1000.000 – PRONAGEO, Duarte 2009).
- 4) **Coleta de dados de campo e amostras:** o trabalho de campo consistiu, basicamente, da coleta de amostras de uma seção transversal aos diferentes Domínios Tectônicos da Faixa Ribeira (Domínios Juiz de Fora, Cambuci, Costeiro e Italva); foram realizadas análises e medições das feições estruturais, caracterização e associação dos litotipos observados aos distintos domínios tectônicos.
- 5) **Análise petrográfico-petroológica:** Foram analisadas, ao total, cerca de 380 lâminas petrográficas, sendo 360 do acervo da FGEL/UERJ (Estágios de Campo II referentes aos anos de 2003, 2004, 2005 e 2007) e outras 20 lâminas confeccionadas a partir das amostras coletadas nos perfis. Além da identificação de paragêneses e classificação da rocha, o objetivo principal da análise destas amostras foi a identificação de pares e/ou conjunto de minerais sensíveis às variações de pressão e/ou temperatura e as relações metamorfismo-deformação (abordagem microtectônica).
- 6) **Seleção de amostras para confecção de lâminas polidas para proceder à análise química de minerais de interesse:** A seleção foi efetuada a partir de amostras coletadas no campo e daquelas já existentes no acervo da FGEL/UERJ coletadas durante a realização da disciplina Estágio de Campo II.
- 7) **Obtenção, tratamento e interpretação dos dados de química mineral:** Os dados de química mineral foram obtidos no Laboratório de Microanálises do Consórcio de Física, Química, Geologia – UFMG/CDTN, entre os dias 13 a 15 de maio e 3 e 4 de junho de 2008, após serem metalizadas neste mesmo laboratório. As análises foram efetuadas a partir de seis lâminas e um total de 330 pontos em núcleos e bordas dos grãos minerais constituintes das diferentes

paragêneses. Para o tratamento de dados de química mineral, bibliografias como Deer *et al.* (1966), bem como publicações de diversos outros autores, foram utilizadas, além dos *softwares* Minpet para classificação de alguns minerais. A interpretação dos dados foi efetivada a partir de cálculos em planilhas do Excel, determinando assim os principais cátions e “*end-members*” de cada grupo mineral para sua classificação e posterior determinação de valores de pressões e temperaturas a partir de programas específicos.

- 8) **Integração dos dados e elaboração do modelo de evolução tectono-metamórfica para os diferentes domínios do Terreno Oriental e para esse setor da Faixa Ribeira:** Após a realização dos cálculos para a determinação de valores de pressões e temperaturas, houve a comparação destes parâmetros para cada domínio. Assim, pode-se elaborar um modelo de evolução metamórfica para a região de estudo.
- 9) **Elaboração do documento de dissertação:** O documento de dissertação foi elaborado seguindo o roteiro para apresentação das teses e dissertações da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (2007).

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 A Faixa Ribeira

A porção meridional do Cráton do São Francisco é circundada por duas províncias estruturais desenvolvidas durante o ciclo Brasileiro (Almeida *et al.*, 1981): a Província Tocantins, representada pelo segmento N-S da Faixa Brasília; e a Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004a,b, Silva *et al.*, 2005) (Figura 2), da qual faz parte a Faixa Ribeira.

A Faixa Ribeira (Figura 3) (Almeida *et al.*, 1973) representa um cinturão de dobramentos e empurrões, gerado no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1971, Almeida *et al.*, 1977). A Faixa Ribeira compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1995), imbricados de SSE para NW/W (Heilbron *et al.*, 2000), em direção ao Cráton do São Francisco: Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2000, 2004a; Trouw *et al.*, 2000) (Fig. 4). O Terreno Ocidental é interpretado como resultante do retrabalhamento da margem do Paleocontinente São Francisco e é constituído de um Domínio Autóctone e duas escamas de empurrão (Domínios Tectônicos Andrelândia e Juiz de Fora), com clara vergência para a área cratônica. O Terreno Oriental abriga o Arco Magmático Rio Negro (610 – 580 Ma, Tupinambá *et al.*, 1998) e está compartimentado em três Domínios Tectônicos distintos que, da base para o topo, são: Domínio Tectônico Cambuci, Domínio Tectônico Costeiro e *Klippe* Itálva. A *Klippe* Paraíba do Sul, terreno distinto dos demais já descritos, representa a escama superior Nesse segmento central da Faixa Ribeira, enquanto que o Terreno Cabo Frio tem como característica conspícua uma docagem tardia (530 – 520 Ma; Schimitt *et al.*, 1999; Schimitt, 2001) uma vez que os demais terrenos foram amalgamados entre 605 e 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003).

O contato entre os Terrenos Ocidental e Oriental é marcado por uma zona de cisalhamento de mergulho NW, denominada *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico Central; Almeida *et al.*, 1998).

Em todos os terrenos do segmento central da Faixa Ribeira podem ser identificadas, direta ou indiretamente, três unidades tectono-estratigráficas (Heilbron

et al., 1998; 2000): 1) unidades pré-1,7 Ga (ortognaisses e ortogranulitos do embasamento, retrabalhados durante a Orogênese Brasileira); 2) rochas supracrustais pós-1,7 Ga (sequências de rochas sedimentares e vulcânicas, metamorfisadas durante a Orogênese Brasileira, que representam sequências de bacias de margem passiva e de arco magmático); e 3) granitóides/charnockitóides gerados durante os diversos estágios da Orogênese Brasileira.

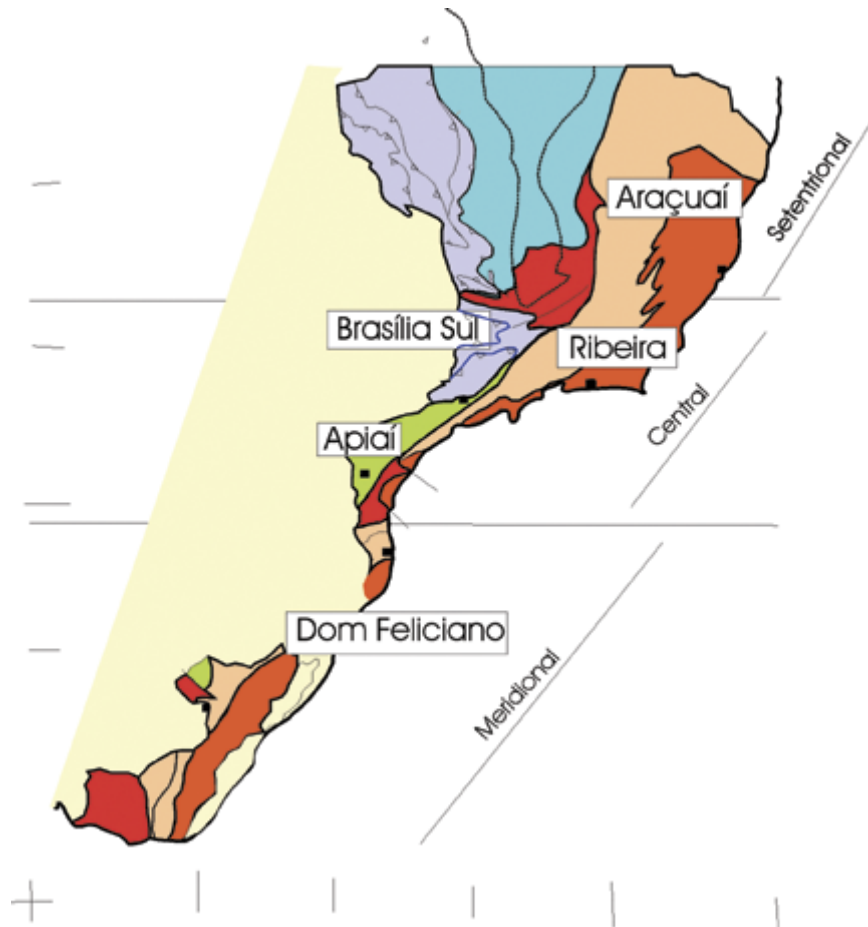


Figura 2: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira (extraído de Heilbron *et al.*, 2004): o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojaram os arcos magmáticos neoproterozóicos.

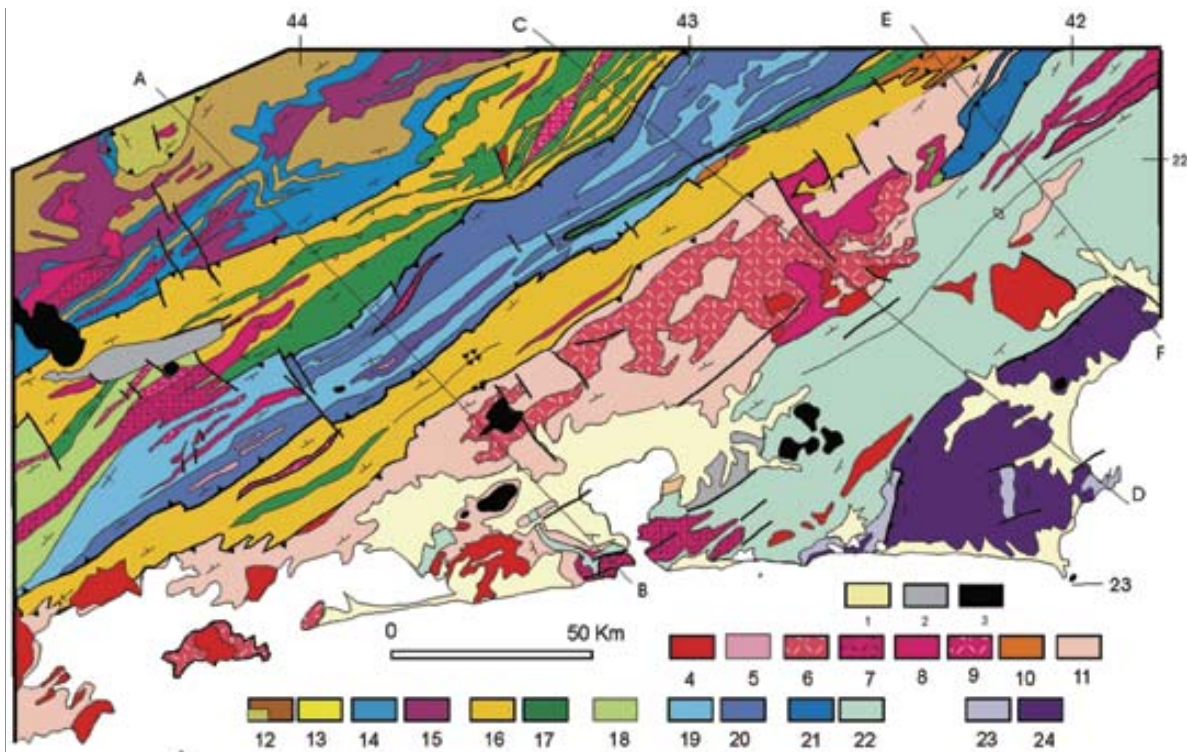


Figura 3: Mapa geológico simplificado da Faixa Ribeira, extraído de Heilbron *et al.*, 2004. Legenda 1-Sedimentos quaternários, 2-Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4-Granitóide Brasilianos sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G4), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560Ma, G3); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G2); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítes Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19- Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Oriental (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos.

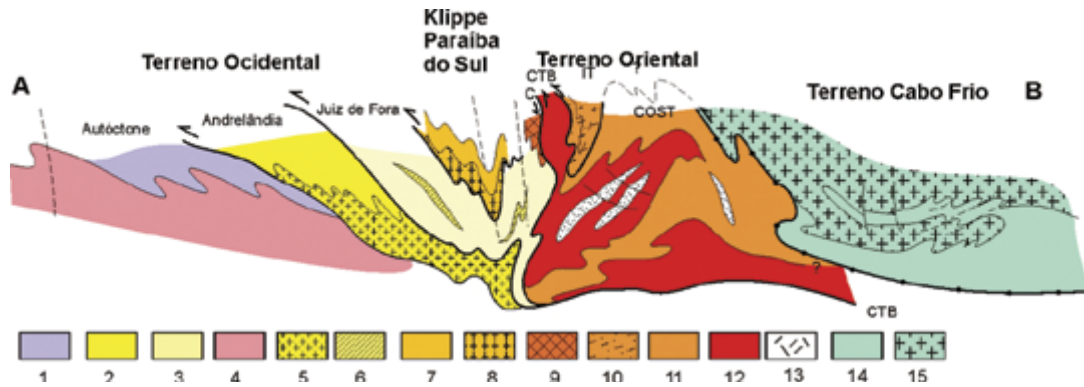


Figura 4: Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais (extraída de Heilbron et al, 2004). Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Seqüência Cambuci; 10- Seqüência Italva; 11- Seqüência Costeiro; 12-Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14-Seqüências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região do Lagos.

2.2 Principais Estruturas da Faixa Ribeira

A evolução estrutural do noroeste fluminense foi descrita por diversos autores onde certas estruturas marcantes foram intimamente relacionadas e atribuídas a uma fase de deformação principal. Na tabela 1 observa-se a relação autores com as principais megaestruturas da Faixa Ribeira, a localização e quando possível a idade do evento geológico.

Tabela 1 : Relação das principais estruturas da Faixa Ribeira no estado do Rio de Janeiro com os autores indicados.

| Autor (es) | Estruturas | Localização | Idade do evento |
|-----------------|---------------------|--|-----------------|
| Lamego (1937) | Estrutura sinclinal | Ao longo do Vale do Rio Paraíba do Sul | |
| Machado (1983) | Estrutura sinclinal | Região de Valença | |
| Heilbron (1991) | Estrutura sinclinal | Centro-sul fluminense | |

| | | | |
|---|---|---|---|
| Almeida <i>et al.</i> (1975) | Faixa de rochas miloníticas de direção ENE (Lineamento Além Paraíba) | Ao longo do rio Paraíba do Sul entre Volta Redonda e Itaocara | |
| Campanha (1981) e Campanha & Ferrari (1984) | O lineamento Além Paraíba representaria uma zona de cisalhamento transcorrente com movimentação dextral | Ao longo do rio Paraíba do Sul entre Volta Redonda e Itaocara | Final do evento brasileiro e que foi reativada em movimentos normais em tempos meso-cenozóicos. |
| Barbosa & Sad (1983a) | Blastomilonitos e milonitos de rochas predominantemente charnockitóides | Paraíba do Sul | |
| Brenner <i>et al.</i> (1980) | Referências a outras faixas de milonitos onde os autores prepuseram uma componente normal na movimentação dos blocos limitados por zonas de cisalhamento. | Região noroeste fluminense | |
| Rosier (1954) | Estruturas anteriores a zonas de cisalhamento. Propôs um complexo tectônico com três grandes <i>nappes</i> : - <i>Nappe</i> Serra dos Órgãos, na base; - Complexos de | Interior do estado do Rio de Janeiro | |

| | | | |
|----------------------------|---|--------------------------------------|--|
| | <p>escamas tectônicas contendo os sedimentos proterozóicos do Paraíba;</p> <p>- <i>Nappe</i> Juiz de Fora, no topo.</p> | | |
| Rosier (1955, 1956) | <p>O autor não mencionou mais a <i>nappe</i> Juiz de Fora, e inverteu a posição tectono-estrutural das <i>nappes</i> (Serra dos Órgãos no topo e Desengano na base.</p> | Interior do estado do Rio de Janeiro | |
| Costa <i>et al.</i> (1980) | <p>Megaestrutura denominada “Ferradura de Italva”, que consiste em uma sinforme suave, com plano axial vertical de direção NE, e eixo de atitude 200/40.</p> | Italva | |
| Tupinambá (1983a) | <p>Estruturas de dimensões quilométricas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Zona de cisalhamento do Aré; - Zona de Cisalhamento São João do Paraíso; - Seqüências de dobras entre as duas | Região entre Itaperuna e Italva | |

| | | | |
|--|--|--|--|
| | zonas de cisalhamento: Sinforme da Penha; Antiforme do Angelim; Sinforme do Valão do Cedro; Antiforme das Sete Voltas. - Sinforme de “Ferradura de Italva”. | | |
|--|--|--|--|

2.3 Unidades Litológicas dos Domínios do Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira.

Neste item serão apresentadas as principais unidades litológicas dos Terrenos Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e Oriental (Domínios Cambuci, Costeiro e Italva). Este trabalho baseou-se na definição litoestratigráfica de Tupinambá *et al.* (2007).

2.3.1 Unidades litológicas do Domínio Juiz de Fora

O Complexo Juiz de Fora compreende granulitos gnaissificados de origem ígnea, com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. Os granulitos deste complexo exibem texturas muito variadas, sendo as mais comuns as variedades granoblásticas e foliadas e, subordinadamente, miloníticas.

Os protólitos deste complexo incluem granitóides calcioalcalinos representantes de arco magmático cordilheirano e de arco de ilhas, e granitos colisionais (2,14 e 2,07) Ga, Heilbron *et al.* (2003b). Os metabasitos podem ser agrupados em duas suítes. Uma delas tem tendência alcalina e é típica de ambiente intraplaca (ca. 1,7 Ga; Nogueira & Choudhuri 2000), enquanto a outra, mais heterogênea, é formada por rochas toleíticas assinaturas típicas de ambientes convergentes, que variam de E-MORB a toleítos de arco (2,4 Ga). Silva *et al.* (2005)

obtiveram uma idade arqueana para ortogranulitos félsicos deste complexo, situados nas proximidades de Juiz de Fora.

A sucessão metassedimentar neste compartimento é representada pela Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000), uma associação de gnaisses de origem sedimentar com idade entre 1,0 e 0,79 Ga (Ribeiro *et al.*, 1995; Söllner & Trouw 1997) de composição pelítica a semi-pelítica. Em trabalhos anteriores, os paragneisses pelíticos foram incluídos nas unidades Raposo e Catalunha e os gnaisses bandados e quartzitos nas unidades Itaocara e Santo Eduardo (Barbosa & Grossi Sadi 1983a,b,c; Costa *et al.*, 1978a, 1978b).

Grandes corpos descontínuos de granitóides sin-colisionais tipo-S ou híbridos estão localizados ao longo dos contatos entre os dois conjuntos acima descritos.

Corpos menores de granada leucogranito e granada leucocharnockito encontram-se encaixados em rochas pelíticas da Megassequência Andrelândia constituídas de granada e biotita. Essas feições sugerem que este magmatismo está relacionado à fusão parcial, principalmente do conjunto metassedimentar, com contribuição de ortogneisses. Estes granitóides foram anteriormente incluídos, em parte ou integralmente, nas Unidades Raposo e Comendador Venâncio (Barbosa & Grossi Sad 1983 a,b,c).

2.3.2 Unidades Litológicas do Domínio Cambuci

Justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora, este compartimento é representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, fortemente redobrada. Este domínio aflora apenas da região central do estado do Rio de Janeiro para norte, e se estende para o Estado do Espírito Santo

Rochas do embasamento pré 1,7 Ga da Faixa Ribeira não foram encontradas, como ocorre em todos os compartimentos tectônicos do Terreno Oriental. O Domínio Cambuci compreende uma sucessão meta-vulcano-sedimentar metamorfizada em facies anfibolito alto a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitóides neoproterozóicas. (Tupinambá *et al.*, 2007).

A Unidade Cambuci (Tupinambá *et al.*, 2007) é representada pela porção metavulcano-sedimentar da *klippe* Cambuci. Esta unidade é correspondente, em parte, às Unidades Catalunha e São Fidélis de Costa *et al.* (1978a,b) e Batista (1984, 1986) e à Suíte Metassedimentar Catalunha (Tupinambá, 1993a,b).

A unidade Cambuci tem como característica conspícua a ocorrência de rochas manganíferas, semelhantes a gonditos, mármores dolomíticos, anfibolitos e rochas calcissilicáticas. Os corpos descontínuos e alongados de mármore dolomítico podem atingir espessuras de até 20 metros.

O Leucocharnockitóide São João do Paraíso (*Tupinambá et al., 2007*) representa a migmatização do conjunto metassedimentar da Unidade Cambuci, a qual atingiu o grau de anatexia avançada a ponto de gerar uma rocha diatexítica. Estes corpos de rochas granitóides foram descritos por Costa *et al.* (1978 a,b) como unidades Vista Alegre, São João do Paraíso e São José de Ubá e, por Heilbron (1993 a,b), como diatexito São João do Paraíso.

Os Complexos Serra da Bolívia e São Primo estão em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci e caracterizam-se por complexos plutônicos gnaissificados. Na década de eram descritos como Unidade Itaocara (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c) e, em direção à divisa com o Espírito Santo, como Unidades Monte Verde, Bela Joana e Associação II indivisa (Costa *et al.*, 1978 a,b). As litologias encontradas são gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos e quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos, e monzogranitos. Adotando-se os critérios de Lameyre & Bowden (1982), percebe-se a presença de duas séries plutônicas distintas, ambas de natureza calcioalcalina: uma série tonalítica-trondhjemítica (baixo-K) e outra série monzonítica (alto-K) (*Tupinambá et al., 2007*). Dados preliminares geoquímicos indicam que estas suítes são representantes de magmatismo calcioalcalino com assinaturas típicas de arcos magmáticos (*Tupinambá et al., op.cit*). Resultados preliminares apontam para uma idade de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma em amostra de gabronorito coletada no Complexo Serra da Bolívia, município de Aperibé (*Tupinambá et al., op.cit*).

2.3.3 Unidades Litológicas do Domínio Costeiro

Este compartimento tectônico cavalga o Domínio Juiz de Fora na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. A partir da região de Itaocara (RJ), este domínio passa a cavalgar o Domínio Cambuci.

No Domínio Costeiro ocorrem sucessões metassedimentares em fácies anfíbolito alto a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitóides, como os ortognaisses do Complexo Rio Negro (arco magmático pré-colisional).

Neste domínio, são identificadas duas unidades metassedimentares: São Fidélis e São Sebastião do Alto (Tupinambá *et al.*, 2007). A Unidade São Fidélis é representada por gnaisses kinzigíticos, em geral muito migmatizados, predominantes na porção basal do domínio. A outra unidade corresponde a porção superior e compreende (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica definido por Tupinambá *et al.* 2007.

O Complexo Rio Negro representa o principal magmatismo calcioalcalino deste segmento do orógeno (Tupinambá, 1999; Tupinambá *et al.*, 1996, 2000, 2003c). Dados litogeoquímicos e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arco magmático que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá, 1999; Tupinambá *et al.*, 2000, 2003c; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004, 2005).

O conjunto de maior expressão em área é representado por gnaisses porfiríticos charnockíticos ou graníticos, denominados, respectivamente, de Gnaiss granítico porfirítico Desengano e Charnockito Bela Joana (nomes derivados de unidades homônimas de Silva *et al.*, 1978) e que ocorrem em uma faixa que se inicia próximo à Santa Maria Madalena e se desenvolve para nordeste em direção ao Rio Muriaé (Tupinambá *et al.*, 2007).

Outro conjunto de rochas plutônicas, intrusivas nas rochas metassedimentares do Domínio Costeiro, está representado pelo Ortognaisse Angelim (Silva *et al.*, 1978; Rego, 1989).

2.3.4 Unidades Litológicas do Domínio Italva

O Domínio Italva ocorre como uma klippe sinformal sobre o Domínio Costeiro (Tupinambá *et al.*, 2007) e, assim, representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental na área alvo e se estende desde a região de Cantagalo até o sul do Estado do Espírito Santo. Na base desta *klippe* encontram-se dioritos, gabros e noritos do Complexo Rio Negro do Domínio Costeiro e o restante do pacote é ocupado pelo Grupo Italva (Machado Filho *et al.*, 1983).

O Grupo Italva é composto por um conjunto metavulcano-sedimentar, rico em mármore e anfíbolitos. Os gnaisses do Grupo Italva ocorrem de duas formas distintas, homogêneos ou bandados, que se alternam em várias escalas e apresentam contatos gradacionais entre si. (Tupinambá *et al.*, 2007)

A espessura da seqüência metacarbonática varia de 500 a 1000 metros. Os mármore são esbranquiçados e podem ser calcíticos ou dolomíticos. Intercalações de anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e bandas quartzo-feldspáticas podem representar até 1/3 da seqüência metacarbonática. (Tupinambá *et al.*, 2007).

Tupinambá *et al.* (2007) fez uma correlação de diversos autores que realizaram estudos para definições das unidades de mapeamento do setor central da Faixa Ribeira ao longo de décadas. A tabela 1, extraída de Tupinambá (*op. cit.*), mostra a correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada na presente dissertação com aquelas de outros autores referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores, quais sejam: Unidade Itaperuna, Comendador Venâncio, Raposos e Itaocara (Barbosa & Grossi Sad, 1983a,b,c); Unidades Catalunha, Santo Eduardo, São José de Ubá, Vista Alegre, São João do Paraíso, Angelim e Desengano (Costa *et al.*, 1978a, 1978b; Batista 1984, 1986, Rego 1979). Unidade Rio Negro (Matos *et al.*, 1980); e Grupo Italva (Machado Filho *et al.*, 1983). Como trabalhos de integração cartográfica regional, pode-se citar: Machado Filho *et al.* (1983); Reis e Mansur (1995); Fonseca (1998); Silva e Cunha (2001); Silva *et al.* (2002).

Tabela 2: Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada (Tupinambá *et al.*, 2007) e aquela de trabalhos prévios da literatura.

| Domínios/ Compartimentos | Unidades adotadas (Tupinambá <i>et al.</i> , 2007) | Idades | Unidades descritas em trabalhos anteriores |
|--|--|-----------------|--|
| Domínio Juiz de Fora/ Terreno ocidental | Leucocharnockitos e charnoenderbitos com granada | 580-570 Ma | Unidades Raposo e Comendador Venâncio |
| | Megassequência Andrelândia a) gnaisses pelíticos b) gnaisses bandados com quartzitos | Neoproterozóico | Unidades Raposo e Catalunha para os gnaisses pelíticos; Unidades Itaocara e Santo Eduardo para gnaisses bandados |
| | Complexo Juiz de Fora | 2,4-1,7 Ga | Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, S. José de Ubá |

| | | | |
|---|--|-----------------|--|
| Domínio Cambuci/ Terreno Oriental | Leuco-Charnockitos e charnoenderbitos São João do Paraíso | 580 Ma | Unidades Monte Alegre e S. João do Paraíso |
| | Complexo Serra da Bolívia: Ortognaisses e charnockitóides | 605 Ma | unidades Monte Verde e Bela Joana e Associação II indivisa |
| | Unidade Cambuci: biotita gnaisses bandados e granada gnaisses, mármore | Neoprot. III. | Unidades Catalunha, São Fidélis |
| Domínio Costeiro/ Terreno Oriental | Suíte Bela Joana: Charnockitóides e Granitóides porfíricos e foliados | 575-565 Ma | Unidade Bela Joana, Desengano |
| | Suíte Santa Maria Madalena: Leucogranitos e leucocharnockito | 580-565 Ma | |
| | Unidade Angelim: Granada-hornblenda Ortognaisses | ? | Unidade Angelim |
| | Complexo Rio Negro: Ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros | 790-620 Ma | Unidade Rio negro |
| | Unidade São Sebastião do Alto: paragnaisses com quartzitos Unidade São Fidélis: Gnaisses kinzigíticos | Neoproterozóico | Unidade S. Fidélis e Santo Eduardo |
| Klippe Italva | Grupo Italva: granada-hornblenda gnaisses, mármore e anfíbolitos | 840-600 Ma. | Grupo Italva, Grupo Paraíba do Sul |

Fonte: Tupinambá et al. (2007)

2.4 Revisão sobre a Evolução Metamórfico-Deformacional da Faixa Ribeira

Dois grandes eventos deformacionais foram responsáveis pela estruturação do setor central da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000): um primeiro evento relacionado às fases da deformação principal que engloba as fases geométricas D₁ e D₂ e foi responsável pela amalgamação e imbricamento dos Terrenos Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul e pelo desenvolvimento da foliação principal, às vezes milonítica, nestes três compartimentos; e um outro evento associado às fases da deformação tardia que engloba as fases geométricas D₃ e D₄, responsáveis pelo redobramento da xistosidade principal e pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais (D₃ tem *trend* geral paralelo à extensão da faixa, enquanto D₄ tem *trend* ortogonal à extensão do orógeno. Os terrenos e seus domínios

estruturais são separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral, geradas durante a deformação principal (D_1+D_2 , Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, 2000, 2004). O contato entre os terrenos Oriental e Ocidental, que representa a principal sutura da Orogênese Brasileira na faixa, é marcado por uma zona de cisalhamento de mergulho NW, denominada *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico Central; Almeida *et al.*, 1998)

Os Terrenos da Faixa Ribeira e seus domínios estruturais são separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral, geradas durante a deformação principal $D_1 + D_2$, (Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, 1998, 2000, 2004a; Almeida, 2000). Esta deformação principal possui um padrão complexo e, muitas vezes, uma mesma zona de cisalhamento passa de empurrão para zona transcorrente dextral ao longo do *strike*, indicando convergência oblíqua (Heilbron, 1993). Rochas miloníticas e uma forte lineação de estiramento ocorrem nestas zonas de maior deformação concomitante a fase de deformação principal $D_1 + D_2$.

Duas fases de deformação tardias, D_3 e D_4 , redobram a xistosidade principal e podem ser reconhecidas localmente, uma vez que a distribuição espacial das mesmas é muito heterogênea (Heilbron, *op.cit.*). Caracterizam-se por dobras abertas a apertadas, associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais (Heilbron, *op.cit.*).

A deformação D_3 gerou dobras com eixos sub-horizontais e zonas de cisalhamento com *trend* geral paralelo à extensão do orógeno (NE-SW). Duas importantes estruturas regionais foram geradas nesta fase de deformação: A Megassinformal do Rio Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 1991) e a Zona de Cisalhamento Além Paraíba (Campanha 1981; Almeida, 2000). A deformação D_4 gerou zonas de cisalhamento sub-verticais de *trend* NW-SE (ortogonal à extensão do orógeno), associadas a dobras de arrasto que geram as foliações previamente formadas (D_1, D_2, D_1+D_2 e D_3) (Heilbron, 1993; Heilbron *et al.*, (2000).

A história da evolução metamórfica da Faixa Ribeira é caracterizada por dois eventos que foram discriminados por critérios microtectônicos e datados pela aplicação de técnicas de U-Pb em minerais metamórficos (Machado *et al.*, 1996). Segundo esses autores, o estágio M_1 ocorreu no Neoproterozóico (595-565 Ma), enquanto que o estágio M_2 desenvolveu-se no início do Paleozóico.

O estágio M_1 produziu paragêneses minerais de pressões intermediárias a altas e feições microestruturais indicam que estas paragêneses são contemporâneas ao desenvolvimento da foliação principal, gerada durante a deformação principal (D_1+D_2). O pico de temperatura metamórfica aumenta de NW para SE, ou seja, do Terreno Ocidental para o Terreno Oriental, mostrando sucessivas zonas metamórficas: biotita, granada, estauroлита-cianita, cianita-sillimanita, K-feldspato, cordierita (esta última, identificada apenas no Terreno Oriental) e, localmente, zonas de piroxênio-sillimanita (Heilbron, 1985, 1993, 1995; Trouw *et al.*, 1986 Tupinambá, 1993b, Duarte, 1998; Nogueira, 1999). A distribuição espacial das zonas metamórficas M_1 , com zonas metamórficas de alto grau acima de zonas de mais baixo grau, delinea um gradiente metamórfico inverso. Dados geotermobarométricos do setor norte do Domínio Andrelândia indicam temperaturas máximas de 700 – 900 °C e pressões de 8-10 Kbar para o início do estágio M_1 (Trow, 1992). As condições metamórficas registradas para o final do estágio M_1 no Domínio Juiz de Fora foram de $T > 700-750$ °C e $P = 6-7$ Kbar (Duarte, 1998).

O metamorfismo principal (M_1) atingiu condições da facies anfíbolito superior ou da facies granulito, dependendo do domínio tectônico, durante a atuação da deformação principal caracterizada pelas fases geométricas $D_1 + D_2$. Segundo Heilbron (1993) e Heilbron *et al.* (1994), a fase de deformação principal foi responsável pela compartimentação regional e evoluiu de um componente de baixo ângulo, com transporte para NW, para uma fase oblíqua (de componente inverso e dextral), com transporte para NE. Os autores reconheceram ainda duas outras fases de deformação, D_3 e D_4 , relacionadas ao redobrimento das estruturas geradas pela fase $D_1 + D_2$.

O metamorfismo M_1 no Terreno Ocidental varia desde a facies xisto verde, na borda cratônica, até a facies granulito de média pressão, próximo ao contato com os Terrenos Oriental e Paraíba do Sul.

No Terreno Oriental, o estágio M_2 caracteriza-se por altas temperaturas, o que resultou em intensa migmatização e geração de granitóides intrusivos tipos S e I. Estes corpos graníticos estão preferencialmente localizados ao longo de estruturas antiformais e zonas de cisalhamento D_3 .

Como resultado da atuação de metamorfismo de alto grau, aliado à deformação intensa, o Domínio Tectônico Juiz de Fora sofreu forte obliteração de texturas e estruturas originais. Estas estruturas são caracterizadas pela

interdigitação tectônica entre escamas do conjunto de rochas ortogranulíticas pré - 1,7 Ga (Complexo Juiz de Fora) e escamas de rochas metassedimentares pós - 1,7 Ga (Megassequência Andrelândia) (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2001).

A *Klippe* Paraíba do Sul registra paragêneses que indicam metamorfismo sob condições da facies anfíbolito, enquanto que o Terreno Oriental registra condições tanto da facies anfíbolito (no Domínio Itálva), quanto da facies granulito (nos Domínios Cambuci e Costeiro).

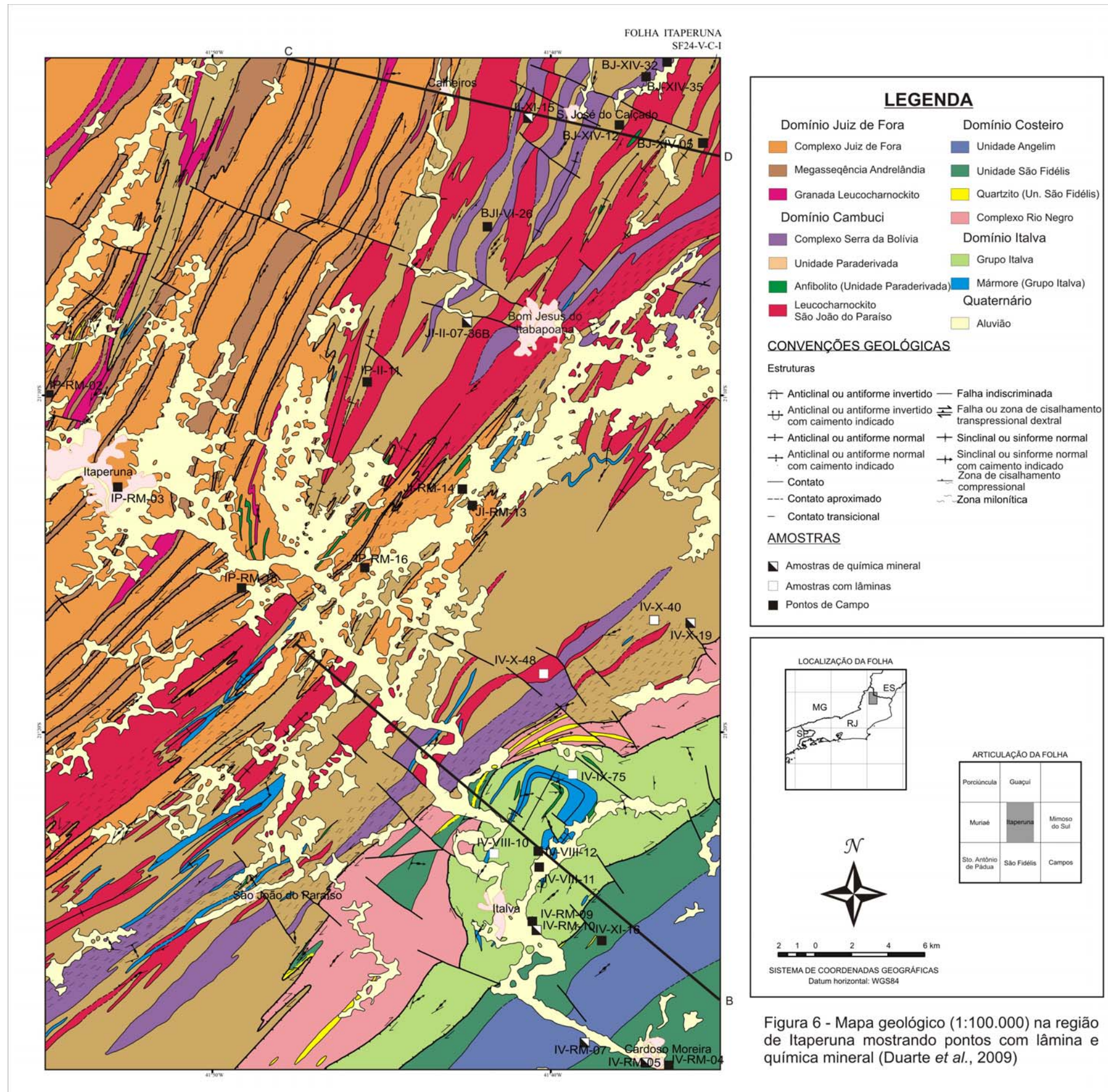
CAPÍTULO 3 – CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA DA ÁREA

Para a presente pesquisa, foram realizados dois perfis NW-SE, transversais à Faixa Ribeira (Figura 6a - perfil AB e Figura 6B - perfil CD), e mapa geológico na escala 1:100.000 (Duarte *et al.*, 2009) (Figura 5), envolvendo principalmente partes das folhas topográficas do IBGE na escala 1:50.000: Italva, Bom Jesus de Itabapoana, São João do Paraíso e Itaperuna. Nas folhas São João do Paraíso e Itaperuna há o predomínio de ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, paragnaisses da Megassequência Andrelândia e corpos granitóides sin-colisionais, todos constituintes do Domínio Tectônico Juiz de Fora. Grande parte do Domínio Cambuci está inserido na área correspondente aquela da folha Bom Jesus de Itabapoana. Este domínio é representado por rochas paraderivadas da Unidade Cambuci (mármore e anfibolitos mapeáveis), rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Bolívia e leucogranitóides/charnockitóides neoproterozóicos. A sudeste da área estudada, especificamente na folha Italva, destacam-se o gnaisse kinzigítico da Unidade São Fidélis, Tonalitos da Unidade Angelim e ortognaisses do Complexo Rio Negro (do Domínio Costeiro), e paragnaisses com intercalações de anfibolitos e mármore do Grupo Italva (*klippe* Italva). Ainda há a ocorrência de granitóides pós-tectônicos.

Este capítulo tem como objetivo a abordagem das principais características litológicas e petrográficas dos perfis realizados neste trabalho dos Domínios dos Terrenos Ocidental e Oriental na região noroeste do estado do Rio de Janeiro.

3.1 Terreno Ocidental

O único segmento tectônico, constituinte do Terreno Ocidental, nesta região é o Domínio Tectônico Juiz de Fora. Situa-se na porção noroeste da área alvo e é caracterizado por uma intercalação tectônica entre as rochas do Complexo Juiz de Fora e rochas da Megassequência Andrelândia, além de corpos descontínuos de granitóides sin-colisionais tipo-S. A descrição das unidades litológicas deste domínio tem como objetivo facilitar o entendimento da reconstituição da evolução tectônica da região de estudo, uma vez que, o limite entre os Terrenos Ocidental e Oriental é interpretado como a mais importante zona de sutura (CTB. Almeida *et al.*, 1998) da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2004).



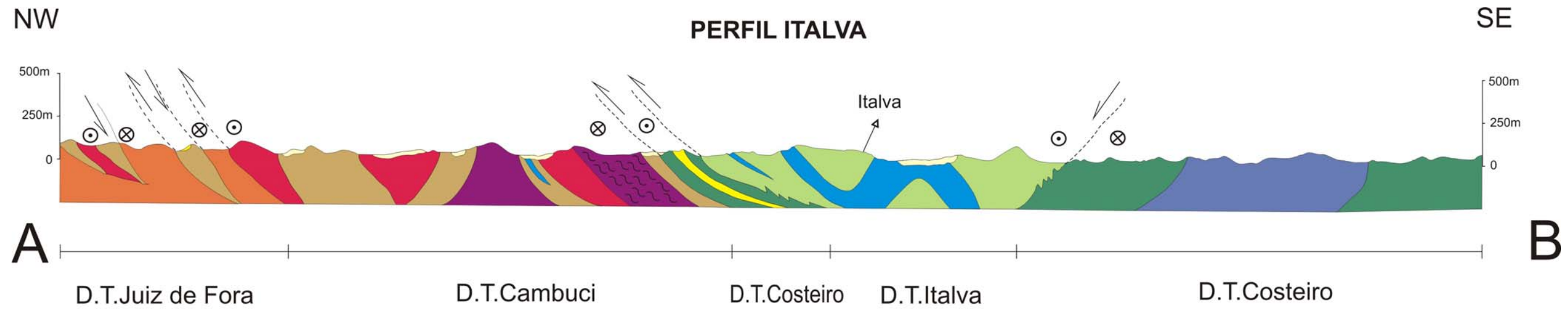


Figura 6A: Perfil geológico da Região de Italva

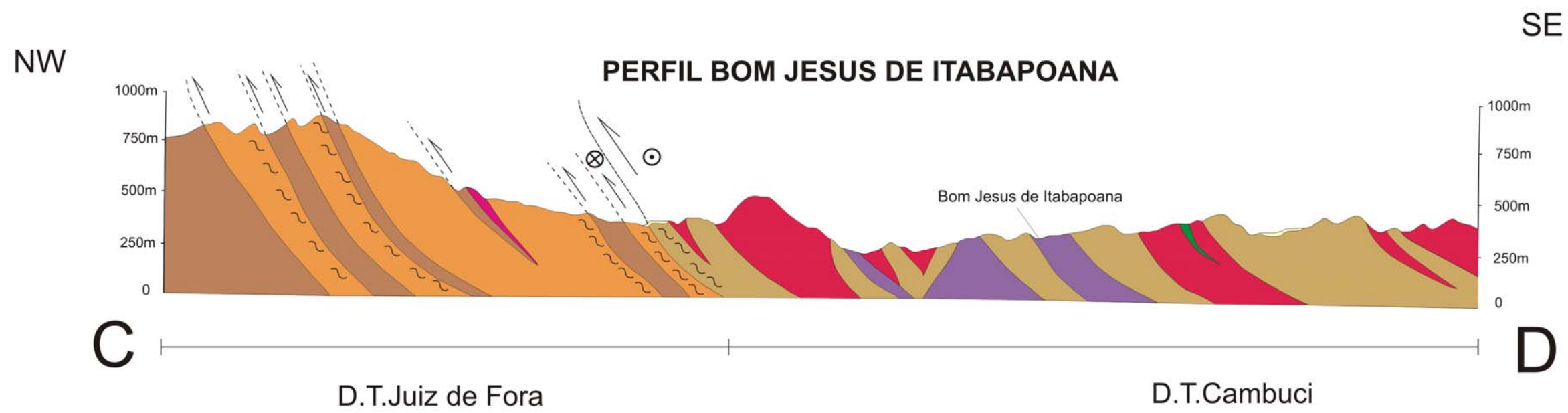


Figura 6B: Perfil geológico da Região de Bom Jesus de Itabapoana

LEGENDA

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|--------------------|-------------------------|---------------------------|-----------------------|---------------------|------------------------|---|
| Domínio Juiz de Fora | | Domínio Cambuci | | Domínio Costeiro | | Domínio Italva | | Estruturas | |
| Complexo Juiz de Fora | Complexo Serra da Bolívia | Unidade Angelim | Grupo Italva | Zona milonítica | Megasseqência Andrelândia | Unidade Paraderivada | Unidade São Fidélis | Mármore (Grupo Italva) | Falha ou zona de cisalhamento transpressional dextral |
| Granada Leucocharnockito | Anfibolito (Unidade Paraderivada) | Quartzito (Un. São Fidélis) | Quaternário | | Aluvião | | | | |
| Leucocharnockito São João do Paraíso | Complexo Rio Negro | | | | | | | | |

Escala horizontal: 1:100.000

3.1.1 Complexo Juiz de Fora

Pedreiras e cortes de estradas constituem os melhores afloramentos desta unidade (Figura 7) e são caracterizados, principalmente, por serem maciços e heterogêneos.

Este conjunto é caracterizado pela intercalação de rochas ortognáissicas de composição ácida a básica classificados como charnockitos, charno-enderbitos, enderbitos e noritos. Os Níveis máficos e félsicos contrastam nos afloramentos e têm espessuras variando de centimétricas a métricas (Figura 8).

Possuem índice de cor leucocrático a mesocrático sendo fortemente estruturadas (foliadas e bandadas), e por vezes caracterizados pela presença de cristais milimétricos a centimétricos de ortopiroxênio (Figura 9) na variedade leucocrática. Raros cristais centimétricos de granada ocorrem nas variedades máficas e, eventualmente, encontram-se associados a um material félsico quartzo-feldspático (Figura 10).

As características petrográficas demonstram uma variedade de texturas, sendo a granoblástica (poligonal e interlobulada) e nematoblástica as mais comuns. Subordinadamente há a ocorrência de texturas protomiloníticas a ultramiloníticas, de granulometria fina. A constituição mineralógica principal é dada por: ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são caracterizados por cristais de zircão, minerais opacos, allanita e apatita. O tipo de piroxênio mais freqüente nas variações leucocráticas é o ortopiroxênio, enquanto que nos litotipos mais máficos ocorrem tanto ortopiroxênio como de clinopiroxênio. Esporadicamente, coroas deste mineral ocorrem ao redor dos piroxênios e minerais opacos. Os porfiroblastos de K-feldspato são de hábito tabular-prismático com terminações xenoblástico a hipidioblásticas e caracterizados por geminação difusa.



Figura 7: Afloramento tipo pedreira correspondente aos ortognaisses do Complexo Juiz de Fora. Ponto IP-RM-16.



Figura 8: Bandamento máfico de dimensões decimétricas no ortognaisse leucocrático do Complexo Juiz de Fora. Observa-se a orientação dos minerais félsicos na porção máfica. Ponto IP-RM-03.



Figura 9: Fenocristais de ortopiroxênio no ortogranulito do Complexo Juiz de Fora. Ponto IP-RM-03.



Figura 10: Fenocristais de granada no ortogranulito máfico do Complexo Juiz de Fora. Ponto IP-RM-16.

Os cristais presentes na matriz dos litotipos miloníticos têm granulometria fina devido ao cisalhamento e possuem bordas recristalizadas. O plagioclásio ocorre como grãos de hábito tabular-prismático, com terminações xenoblásticas a hipidioblásticas e granulação variando de fina a média. Quando em contato com K-feldspato, pode apresentar borda reacional delgada. Inclusões de sílica em gotículas e de hábito vermiforme (mirmequita) no plagioclásio podem, eventualmente, caracterizar estes contatos. Os cristais de granada ocorrem localmente e, nas variedades mais máficas, formam texturas coroníticas.

A Tabela 3 mostra a relação petrográfica das variedades litológicas do Complexo Juiz de Fora.

Tabela 3: Caracterização petrográfica dos litotipos do Complexo Juiz de Fora.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrecente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura | classificação |
|---------------------------|---|----------------------|--|----------------------------------|
| Ortogramulito félsico | qtz, pl, or, bt, hbl, opx, grt, op, ttn, ap e zrn | fina a média | granoblástica poligonal e textura protomilonítica a milonítica – rocha foliada | charnockito |
| Ortogramulito mesocrático | qtz, pl, or, bt, hbl, cpx, opx, op, ap, ttn e zrn | fina a média | granoblástica poligonal; texturas miloníticas – rocha foliada | Charno-enderbitito e enderbitito |
| Ortogramulito máfico | cpx, opx, hbl, bt, pl, or, op e zrn | fina a média | granoblástica poligonal; texturas miloníticas – rocha foliada | norito |

3.1.2 Megassequência Andrelândia

As litologias correspondentes à Megassequência Andrelândia ocorrem em afloramentos heterogêneos onde afloram paragneisses com lentes e corpos tabulares de quartzitos, rochas calcissilicáticas e rochas metabásicas. A seguir serão apresentados os litotipos que constituem esta unidade, suas relações de campo e características petrográficas.

3.1.2.1 Paragnaisses

O litotipo predominante, o granada-biotita gnaïsse, caracteriza-se ora por apresentar bandamentos composicionais de espessuras milimétricas a centimétricas ora por apresentar estrutura maciça. Como consequência de uma tectônica compressional aliada ao metamorfismo de alto grau, foram formadas relações de fusão parcial, intrusões subordinadas e zonas de cisalhamento.

Em escala macroscópica, o granada-biotita gnaïsse caracteriza-se por ser inequigranular, de granulometria fina a média e de cor cinza claro. Apresenta bandamento gnáïssico característico da maioria dos litotipos da área, muitas vezes com feições migmatíticas do tipo *schiliren* (Figura 11). Veios e injeções de espessuras centimétricas podem intersectar a foliação principal ou ser concordantes com esta podendo estar dobrados ou não. Os paragnaisses são constituídos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, granada e sillimanita. Fenocristais de ortopiroxênio ocorrem com certa frequência. Uma das principais características desta rocha é a ocorrência de cristais de granada em abundância, o que faz com que a rocha receba o nome informal de “chuva de granada”.

As características petrográficas revelam a predominância de texturas granoblásticas (feldspatos e quartzo poligonalizados e interlobulados) e porfiroblástica (porfiroblastos de granada, K-feldspato e plagioclásio). Há também ocorrência de texturas miloníticas e, em menor proporção, poiquiloblástica. Os minerais essenciais são caracterizados por: cristais de quartzo xenoblásticos e subordinadamente em forma de *ribbons*; cristais tabulares idioblástico a hipidioblástico de plagioclásio, estes, muitas vezes, porfiroblásticos e antipertíticos; cristais de K-feldspato de hábito tabular-prismático com terminações hipidioblásticas; cristais avermelhados e, mais comumente, marrons de biotita de forma lamelar; granada porfiroblástica com inclusões de diversas fases minerais, principalmente quartzo; ocorrência de sillimanita em cristais prismáticos idioblásticos e, esporadicamente, fibrolita em torno da granada; e ortopiroxênio. Os minerais acessórios são basicamente de granulometria muito fina e euédricos, representados por cristais de zircão, apatita, mineral opaco e turmalina.

3.1.2.2 Lentes e Corpos Tabulares de Metabasitos e Rochas Calcissilicáticas

A heterogeneidade dos afloramentos deve-se também à presença de enclaves de metabasitos e rochas calcilicáticas de espessuras variáveis (Figuras 12 e 13) encaixados nos paragneisses. Geralmente, os enclaves supracitados são corpos alongados e orientados de acordo com a foliação principal. Estes componentes subordinados incluem rochas calcissilicáticas, gonditos, metabasitos e rochas metaultramáficas. Observa-se bolsões de características idênticas às daquelas dos enclaves (espessura, forma e orientação), compostos por metabasitos ou rochas metaultramáficas erodidas devido à diferenças de susceptibilidade à quebra física e química do litotipo básico/ultrabásico em contraste com o granada biotita-gnaise. Possuem cor negra, granulometria fina, espessuras centimétricas e, aspecto maciço e mais raramente, foliado.

A observação ao microscópio mostra que as principais texturas das rochas metabásicas são a granoblástica e a nematoblástica. Os principais constituintes são plagioclásio e hornblenda, principalmente, além de biotita, ortopiroxênio e clinopiroxênio, granada e mineral opaco.

Rochas calcissilicáticas são caracterizadas por granulometria fina a média e texturas granoblástica e nematoblástica. A estrutura é maciça e, mais raramente, foliada, determinada pela orientação preferencial de minerais tabulares como piroxênios e anfibólio. A mineralogia essencial característica é traduzida pela ocorrência de clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, escapolita, actinolita, carbonato e titanita.

O gondito é essencialmente de granulometria grossa, com textura poligonal e estrutura maciça. Os principais constituintes mineralógicos são: quartzo, minerais opacos e granada, esta ligeiramente anisotrópica, o que é característico de cristais de granulometria grossa de grossulária, andradita ou uvarovita. (Deer *et al.*, 1996).



Figura 11: Textura migmatítica tipo schiliren no paragnaisse da Megassequência Andrelândia. Observa-se grãos centimétricos de feldspato. Ponto IP-RM-15.



Figura 12: Enclave de rocha calcissilicática (de coloração mais clara no centro da foto) no paragnaisse da Megassequência Andrelândia. Ponto IP-RM-02.



Figura 13: Enclave de anfibolito referente ao conjunto paraderivado da Megassequência Andrelândia. Ponto JP-RM-15.

As características petrográficas referentes às rochas da Megassequência Andrelândia são apresentadas na tabela 4.

Tabela 4: Caracterização petrográfica dos litotipos da Megassequência Andrelândia.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|------------------------|---|----------------------|---|
| gnaisse paraderivado | qtz, pl, or, grt, bt, sil, opx, op, ap, zrn e ttn | Fina a média | granoblástica e porfiroblástica; texturas migmatíticas e miloníticas – Rocha foliada (xistosidade e bandamento composicional) |
| metabasito | cpx, hbl, pl, op, grt, bt e opx | Fina a média | granoblástica (poligonal) ou granonematoblástica; textura coronítica (Gr envolvendo m. opacos) – estrutura maciça ou foliada |
| Rocha calcissilicática | cpx, pl, qtz, scp, ttn, cb e act | Fina a média | granonematoblástica ou granoblástica poligonal – maciça ou foliada |
| Gondito | qtz, grt e op | grossa | granoblástica poligonal - maciça |

3.1.3 Granitóides sin-colisionais (granada charnockito)

São caracterizados por corpos tabulares mapeáveis na escala utilizada, encontrados muitas vezes no contato entre as duas unidades do Domínio Juiz de Fora, descritas anteriormente. Quando em proporções não mapeáveis, encontram-se sob formas lenticulares ou venulares dentro na unidade paraderivada (Megassequência Andrelândia).

São rochas leucocráticas de coloração branca, amarela ou rosa. Porfiroblastos de granada são nítidos em muitos afloramentos, enquanto que fenocristais de ortopiroxênio ocorrem com menos frequência.

Em análise ao microscópio, observa-se que o litotipo é porfiroblástico, com matriz de granulação média, composta majoritariamente por plagioclásio, K-feldspato e quartzo. As estruturas que caracterizam esta rocha são a foliada

(bandamento composicional e/ou xistosidade) e, subordinadamente, a maciça. Os porfiroblastos são representados por cristais de granada arredonda e poiquiloblástica e de ortopiroxênio hipidioblástico. Eventualmente, ocorre orientação preferencial de grãos de minerais de formas lamelares, como a biotita. Com menor frequência, observa-se grãos de hornblenda, preferencialmente orientados. Mineral opaco, rutilo, titanita, apatita e zircão constituem o quadro de minerais acessórios integrantes deste litotipo. A Tabela 5 reúne as informações petrográficas relevantes para este litotipo.

Tabela 5: Caracterização petrográfica dos litotipos da unidade litológica Granada Charnockito.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|--------------------------|---|--|---|
| Granada leucocharnockito | pl, qtz, or, mc, bt, grt, opx, hbl, op, rt, ttn, ap e zrn | porfiroblástica. matriz de granulometria média | granoporfiroblástica e lepidoblástica (subordinadamente) – foliada (bandamento composicional e xistosidade) ou maciça |

3.2 Terreno Oriental

3.2.1 Domínio Cambuci

O Domínio Cambuci corresponde à unidade de mapeamento com maior extensão territorial na região abordada. Caracteriza-se por três unidades litológicas distintas: Unidade Cambuci (paragnaisses, enclaves de rochas metabásicas, calcissilicáticas e mármore); Ortogranulitos do Complexo Serra da Bolívia e leucocharnockitóides.

A noroeste da área alvo, próximo à cidade de Bom Jesus do Itabapoana, há o contato dos domínios do Terreno Oriental com o Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental) e esse conjunto segue para norte-nordeste, em direção ao Orógeno Araçuaí. De acordo com Pedrosa-Soares e Noce (1998), o paralelo 21° S. define, grosseiramente, o limite entre estes as Faixas Ribeira e Araçuaí. Nesta latitude, o *trend* estrutural deflexiona de NE, dominante para a Faixa Ribeira (Almeida *et al.*,

1973; Heilbron *et al.*, 1995; Ebert & Hasui, 1998), para NNE ou N-S, ao longo da porção principal da Faixa Araçuaí.

3.2.1.1 Unidade Cambuci

Esta Unidade é invariavelmente heterogênea e é constituída predominantemente por (granada)-biotita gnaisses bandados migmatíticos. Enclaves de metabasitos e leucogranitos são freqüentes. A seguir serão descritos os principais grupos litológicos referentes a esta unidade.

3.2.1.1.1 Paragneisses (bandados e migmatíticos)

O (granada)-biotita gnaisse bandado migmatítico é caracterizado pela alternância centimétrica a decimétrica de níveis mesocráticos e níveis leucocráticos. Trata-se de uma rocha de coloração cinza, inequigranular, de granulometria fina a média. As bandas félsicas são constituídas por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Nas porções de coloração mais escuras há concentração de cristais de biotita e grãos de granada ocorrem localmente nas bordas próximo ao contato com os níveis de coloração mais clara.

Estruturas migmatíticas são muito comuns, dominando as do tipo nebulítica (Figura 14), *schlieren* (Figura 15), flebítica (Figura 16) e agmática. Os componentes mineralógicos essenciais da rocha são: quartzo, plagioclásio e biotita. Cristais de granada ocorrem de forma disseminada. Grãos de ortopiroxênio são muito raros.

A porção leucossomática é constituída majoritariamente por quartzo, plagioclásio e K-feldspato, todos de granulometria grossa. Os leucossomas caracterizam-se por apresentar dimensões centimétricas e orientação concordantes em relação à foliação do gnaisse, na maioria dos casos.



Figura 14:Textura nebulítica no paragnaisse da Unidade Cambuci. observa-se esta textura mais claramente no canto superior esquerdo da fotografia onde há menor grau de alteração. Nota-se ainda, enclaves de anfibolito alongados no canto superior direito da fotografia. PontoBJ-XI-12.



Figura 15:Textura schiliren no paragnaisse da Unidade Cambuci. Presença de fenocristais de feldspato. Ponto JI-RM-14.



Figura 16: Textura flebítica no paragnaisse da Unidade Cambuci. Ponto JI-RM-13.

As características petrográficas dos gnaisses bandados migmatíticos são as texturas granoporfioblástica, granolepidoblástica, ou simplesmente granoblástica. A heterogeneidade dos tamanhos dos grãos é facilmente notada, portanto, tratam-se de rochas inequigranulares com granulometria variando de fina até grossa. Em quase todas as amostras, nota-se a presença de porfiroblastos de granada. A petrotrama das amostras é caracterizada pela alternância de bandas máficas (predomínio de biotita) e bandas quartzo-feldspáticas de espessuras mais grossas

A mineralogia essencial do litotipo em questão é dada principalmente por: quartzo, invariavelmente límpido e xenoblástico e, por vezes, formando *ribbons*; granada arredondada (porfiroblastos); biotita em plaquetas de cor marrom (com pleocroísmo que passa por todas as matizes do castanho); plagioclásio, de hábito tabular; K-feldspato, sob a forma de porfiroblastos, cujo padrão débil de geminação aponta para uma transição de ortoclásio para microclina; minerais opacos, quase sempre idioblástico; e sillimanita prismática e preferencialmente orientada. Como minerais acessórios ocorrem rutilo, titanita, apatita, e zircão. A ocorrência de espinélio e hiperstênio é mais restrita.

Alguns grãos de feldspatos mostram-se quase que totalmente transformados para fases secundárias, sendo em verdade, pseudomorfos de feldspatos agora constituídos por uma mistura de carbonato, sericita e epidoto além de minerais de argila, possivelmente caolinita, não identificáveis com precisão ao microscópio petrográfico.

3.2.1.1.2 Rochas Metabásicas, Metaultrabásicas, Mármore e Gonditos

Os corpos de rochas metabásicas (Figura 17) e de rochas metaultramáficas (Figura 18) ocorrem sob a forma de lentes alongadas ou em níveis de até 30 cm. Estão em contato concordante com a foliação do paragnaisse. O metabasito é melanocrático, de granulometria fina. Subordinadamente são intersectados por veios de quartzo. Rochas calcissilicáticas, mármore e gonditos também ocorrem sob a forma de lentes encaixadas nos gnaisses pelíticos, por vezes ocorrem como corpos de dimensões decamétricas.



Figura 17: Enclave de rocha metabásica no paragnaisse da Unidade Cambuci. Estes enclaves seguem um padrão alinhado como mostrado pela linha pontilhada amarela. JI-RM-13.



Figura 18: Enclave de Rocha metaultramáfica encaixada no paragnaisse da Unidade Cambuci. O enclave está no canto inferior direito da fotografia demarcado em amarelo. Ponto JI-RM-14.

Na porção norte da área de estudo, aflora um corpo mapeável de rocha metabásica de composição quartzo-feldspática, repleto de fraturas e veios. Este litotipo é invariavelmente melanocrático e de textura granolepidoblástica. Além dos minerais mais comuns que constituem o metabasito, plagioclásio e hornblenda, encontra-se, esporadicamente, granada concentrada nas bordas próximas ao contato com o leucocharnockito.

Ao microscópio, pode-se observar, no metabasito, texturas granoblásticas (poligonais e interlobuladas), principalmente, além de texturas nematoblástica e coroníticas. O metabasito é equigranular de granulometria fina. Junções poliedrais tríplexes em 120° são observadas com relação aos grãos de plagioclásio. A composição mineralógica essencial deste litotipo é dada por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, minerais opacos, biotita e, mais raramente, granada. A presença de rutilo é muito restrita. A hornblenda é hipidioblástica e, subordinadamente, mostra-se xenoblástica e ocorrem ao redor dos piroxênios, minerais opacos e plagioclásio, formando grandes cristais e também coroas. Os cristais de granada são incomuns e restringem-se apenas a formas coroníticas ao redor dos piroxênios.

As rochas metaultramáficas apresentam granulometria predominantemente grossa, textura granoblástica poligonal e estrutura maciça. A mineralogia essencial é dada por clinopiroxênio, hornblenda e mineral opaco. A ocorrência de plagioclásio é mais restrita. Por vezes, essas rochas são constituídas essencialmente por hornblenda ou clinopiroxênio, caracterizando, assim, respectivamente, um hornblendito ou um piroxenito.

Os mármore são geralmente equigranulares de granulometria grossa e subordinadamente média. Apresentam textura granoblástica poligonal e estrutura invariavelmente maciça. O carbonato é a espécie mineral predominante, caracterizada por cristais idioblásticos e clivagem romboédrica típica. Outras fases minerais importantes são: clinopiroxênio, muscovita (secundária), quartzo, plagioclásio, olivina, serpentina, granada, flogopita, titanita e, mais raramente, minerais opacos. As rochas calcissilicáticas também são equigranulares, porém podem apresentar granulometria fina, média ou grossa. A fase mineral dominante é o clinopiroxênio, embora ocorram também plagioclásio e quartzo. Já nas variedades com cristais mais finos, há a predominância de escapolita e a presença dos minerais citados anteriormente para esta rocha. Carbonato é mineral de ocorrência rara.

Zircão ocorre como fase acessória. O gondito, assim como mármore e rochas calcissilicáticas, possui textura granoblástica e estrutura maciça. Os principais minerais constituintes são quartzo, granada e minerais opacos.

Os aspectos petrográficos relacionados aos litotipos da Unidade Cambuci encontram-se resumidos na Tabela 6.

Tabela 6: Caracterização petrográfica dos litotipos do Unidade Cambuci.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|------------------------|--|---|---|
| Paragneisse | qtz, pl, mc, or, bt, grt, sil, op, rt, ttn, ap, Wmca (ms), opx e zrn | inequigranular (fina a grossa); porfírica com matriz fina a média | granoblástica (poligonal e interlobulada), lepidoblástica, porfiroclástica, porfiroblástica e poiquiloblástica. Pode ter texturas miloníticas e migmatíticas – estrutura foliada (xistosidade e bandamento composicional) |
| Anfibolito | hbl, pl, cpx, opx, grt, qtz, bt, op e ap | fina a média | granoblástica (poligonal e raramente ameboidal) e nematoblástica – rocha maciça ou foliada (bandamento composicional) |
| Rocha ultramáfica | cpx, hbl, pl e op | grossa | granoblástica –maciça |
| Mármore | cb, cpx, ms, pl, qtz, ol, srp, grt, flog, ttn e op | média ou grossa | granoblástica poligonal (raramente interlobulada) – maciça |
| Rocha calcissilicática | cpx, pl, qtz, scp, cb e zrn | fina ou grossa | granoblástica poligonal a interlobulada – maciça |
| Gondito | qtz, grt e op | média ou grossa | granoblástica - maciça |

3.2.1.2 Leucocharnockito São João do Paraíso

O Leucocharnockito São João do Paraíso (Tupinambá *et al.*, 2007) caracteriza-se por ser uma rocha leucocrática porfiroblástica. É constituído

essencialmente por plagioclásio, geralmente em megacristais euedrais, quartzo, biotita, K-feldspato e granada, esta também em fenocristais (Figura 19). Cristais de ortopiroxênio e hornblenda ocorrem pontualmente. Nota-se que os megacristais de plagioclásio são preferencialmente orientados (Figura 20).

Foram observados ainda, xenólitos de rochas máficas, ultramáficas e de paragneisses da Unidade Cambuci no Leucocharnockito São João do Paraíso. Xenólitos de anfibolitos ocorrem como corpos alongados ou em enclaves de dimensões decimétricas (Figura 21). Os bolsões de enclaves também são orientados de acordo com a foliação metamórfica principal. Grãos de granada ocorrem nas bordas do anfibolito, próximo ao contato com o leucocharnockito.

A análise sob o microscópio revela texturas do tipo granoblástica poligonal a interlobulares e do tipo porfirítica com porfiroblastos de granada, K-feldspato e ortopiroxênio (mais raramente). A matriz tem granulometria fina a média e é composta essencialmente por minerais félsicos. Texturas do tipo granoblástica, poiquiloblástica e miloníticas ocorrem subordinadamente.

A estrutura foliada indica uma leve xistosidade e bandamento composicional, alternando bandas milimétricas máficas e félsicas. A estrutura também pode ser maciça. Os principais grupos de minerais são: quartzo xenoblástico e por vezes hipidioblástico; cristais euédricos de plagioclásio e microclina; biotita de hábito lamelar e quase sempre orientada em um plano preferencial; pórfiros de granada e ortopiroxênio. Os minerais acessórios são representados por mineral opaco, apatita e zircão. A Tabela 7 resume a caracterização petrográfica do litotipo em questão.

Tabela 7: Caracterização petrográfica do Leucocharnockitóide São João do Paraíso.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|--------------|---|---------------------------------------|---|
| Leucognaisse | qtz, pl, mc, bt, grt, opx, op, ap e zrn | Porfiroblástica. Matriz: fina a média | Granoblástica, porfiroblástica e lepidoblástica poiquiloblástica; migmatítica; protomiloníticas até ultramiloníticas – estrutura maciça ou foliada (xistosidade e bandamento composicional) |



Figura 19: Fenocristais arredondados de granada no leucocharnockito São João do Paraíso associados com feldspato de granulometria grossa. Ponto BJ-XIV-14.



Figura 20: Pórfiros de plagioclásio alinhados no Leucocharnockito São João do Paraíso. Ponto BJ-XIV-05.



Figura 21: Enclave de metabasito, de dimensão decimétrica, encaixado no leucocharnockito São João do Paraíso. Ponto IV-XIV-14.



Figura 22: Contato de níveis máficos e félsicos no ortognaisse Serra da Bolívia. Pode ser abrupto e retilíneo de um lado (à direita) e irregular e gradacional do outro lado. Ponto BJ-XIV-35.

3.2.1.3 Conjunto Ortoderivado (Complexo Serra da Bolívia)

O complexo serra da Bolívia constitui um conjunto bastante heterogêneo de rochas plutônicas gnaissificadas. Em termos composicionais, os litotipos existentes são rochas graníticas, tonalíticas e rochas básicas. O contato entre as rochas leucocráticas e as rochas máficas pode ser abrupto e retilíneo ou gradacional e irregular, como mostra a figura 22. As rochas deste complexo constituem características de estruturas homogêneas, em geral isotrópicas ou foliadas até termos heterogêneos de estrutura migmatítica (Figura 23). A tabela 8 resume a organização destes grupos composicionais em relação a mineralogia existente, granulometria e tipos de textura/estrutura das amostras coletadas para este estudo.

Os leucognaisses graníticos Caracterizam-se por rochas leucocráticas, inequigranulares de granulometria média a grossa ou porfiríticas (pórfiros de feldspatos). As texturas principais são a granoblástica e a porfiroblástica. A mineralogia essencial, observada sob o microscópio, é determinada por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. Cristais de hornblenda e ortopiroxênio são menos frequentes. Quando o ortopiroxênio for presente, este litotipo poderá ser classificado como charnockito. Minerais opacos, titanita, apatita e zircão ocorrem como fases acessórias.

Os gnaisses tonalíticos Caracterizam-se por rochas leucocráticas a mesocráticas, inequigranulares de granulometria fina a média ou porfiríticas (pórfiros de feldspatos). As texturas principais são a granoblástica e a porfiroblástica e, eventualmente, há a ocorrência da textura nematoblástica. Pode-se identificar, de acordo com a observação ao microscópio, que os minerais essenciais são o quartzo, o plagioclásio, a biotita e a hornblenda. Cristais de K-feldspato e ortopiroxênio ocorrem em menor frequência. A presença do ortopiroxênio neste litotipo pode classificá-lo como um enderbito ou charno-enderbito (se for de composição granodiorítica). As fases minerais acessórias são representadas por grãos de titanita e zircão.

As rochas metabásicas são melanocráticas, inequigranulares de granulometria fina a média e mais raramente porfiríticas (pórfiros de plagioclásio). As texturas principais observadas são a nematoblástica e granoblástica, embora haja a do tipo porfiroblástica, com menos frequência. As fases minerais essenciais, observadas sob o microscópio, são a hornblenda, o plagioclásio, a biotita, o

clinopiroxênio e o ortopiroxênio. Quartzo e granada ocorrem esporadicamente. Mineral opaco e zircão representam os constituintes acessórios.

Tabela 8: Caracterização petrográfica dos litotipos do Complexo Ortoderivado Serra da Bolívia.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrecente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|--|---|---|---|
| Leucognaisses (graníticos) | qtz, pl, Kfs, bt, hbl, opx, op , ttn, ap e zrn | inequigranular (média a grossa) a porfirítica | Granoblástica, porfiroblástica e migmatítica – maciça, foliada. |
| Gnaisses Tonalíticos | qtz, pl, Kfs, bt, hbl, opx, ttn e zrn | inequigranular (fina a média) a porfirítica | granoblástica, porfiroblástica, nematoblástica e migmatítica – maciça, foliada. |
| Rocha metabásicas (anfíbolitos e granulitos máficos) | hbl, pl, bt, cpx, opx, qtz, gt, op e zrn | inequigranular (fina a média) a porfirítica | granoblástica, nematoblástica e porfiroblástica ou migmatítica – maciça, foliada. |



Figura 23: Veios pegmatóides de espessuras centimétricas e textura migmatítica flebítica no ortognaisse do Complexo Serra da Bolívia. Ponto BJ-XIV-32.

3.3.2 Domínio Costeiro

O Domínio Costeiro ocupa a porção sul/sudeste da área de estudo, estando em contato com os Domínios Cambuci, a oeste/noroeste, e Italva, a leste/sudeste. Na região alvo, observam-se apenas três grupos litológicos no domínio em questão: a Unidades São Fidélis, representada por paragnaisses; a Unidade Angelim, composta, majoritariamente, por ortognaisses; e granitóides do Complexo Rio Negro.

3.3.2.1 Unidade São Fidélis

Em geral, esta unidade tem um aspecto heterogêneo em função do alto grau de migmatização. Normalmente envolve arranjos metatexíticos e diatexíticos, com leucossomas portadores de granada.

O litotipo predominante na Unidade é o (sillimanita)-granada-biotita gnaisse (gnaisse kinzigítico) (Figura 24). Esta rocha é porfiroblástica, sendo a matriz inequigranular de granulometria fina a média. As principais fases minerais constituintes da rocha são quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e granada (porfiroblastos). Cristais de sillimanita ocorrem localmente e neste caso estão concentrados no melanossoma, ao redor de veios leucossomáticos pegmatóides, evidenciado na figura 25. A sillimanita caracteriza-se pelo hábito fibroso e formas alongadas.

Associados a este litotipo, ocorrem, esporadicamente, corpos centimétricos e alongados de rochas calcissilicáticas e camadas métricas de quartzito.

A análise petrográfica destes paragnaisses determinou rochas inequigranulares de granulometria fina a grossa na matriz e porfiroblastos de granada. Há a ocorrência de texturas granoblásticas poligonais e interlobuladas e porfiroblásticas. Texturas miloníticas ocorrem em menor frequência. Os minerais principais são: o quartzo xenoblástico; porfiroblastos de granadas com poucas inclusões; palhetas de biotita quase sempre ao redor dos cristais de granada; ortoclásio perfitico de granulometria grossa; duas gerações de plagioclásio, uma de granulometria grossa e antiperfitico e outra de granulometria fina compondo a matriz (cominuídos pelo cisalhamento). Os minerais acessórios são apatita e zircão, quase sempre idioblásticos e inclusos.



Figura 24: Paragnaisse referente à Unidade São Fidélis. Ponto IV-RM-05.



Figura 25: a fotografia mostra veios leucossomáticos pegmatóides no Gnaiss paraderivado da Unidade São Fidélis. Há a presença cristais de sillimanita concentradas no melanossoma ao redor do veio leucossomático. Ponto IV-RM-04.

3.3.2.2 Unidade Angelim

As rochas dessa unidade ocorrem expostas em várias pedreiras na região. Caracterizam-se por corpos heterogêneos, com bandamento félsico/máfico marcante.

Em Grande parte dos afloramentos observa-se rochas leucocráticas a mesocráticas de ortognaisses de coloração cinza escuro e granulometria fina a média. Nota-se cristais de plagioclásio de hábito tabular e subordinadamente hábito quadrático. Estes fenocristais estão girados e orientados na direção oposta aos demais cristais de plagioclásio.

Em análise ao microscópio observa-se porfiroblastos de granada e plagioclásio. Na matriz a granulometria varia de fina a média. As texturas principais são granoblástica, porfiroblástica e nematoblástica. As espécies minerais principais são: quartzo xenoblástico; biotita, que ocorre em grãos lamelares preferencialmente orientados e de coloração marrom, com pleocroísmo que vai do amarelo e passa por todos os matizes do castanho; plagioclásio, que pode ocorrer como porfiroblastos, comumente antipertíticos e hipidioblásticos, ou, quando presente na matriz, mostra hábito tabular-prismático e idioblástico; granada, que ocorre como porfiroblastos alongados; e hornblenda, em grãos alongados e preferencialmente orientados. Apatita, minerais opacos e zircão ocorrem como fases acessórias.

3.3.2.3 Rochas do Arco Magmático Rio Negro

As rochas deste complexo ocorrem intrudidas na sequência metassedimentar da Unidade São Fidélis sob forma de numerosos corpos plutônicos de composições que variam de dioritos até granitos, passando por termos quartzo dioríticos, tonalíticos e granodioríticos. Estas rochas são metamorfisadas e mais ou menos gnaissificadas e variam desde tipos homogêneos (isotrópicos ou foliados), até termos heterogêneos de estrutura migmatítica. As rochas desta unidade apresentam domínios de alta, média e baixa deformação e é comum a presença de enclaves centimétricos a métricos de anfibolito. Enclaves de granitóides de granulação fina e de granada charnockito foram observados localmente.

Os estudos petrográficos revelaram que as principais texturas dos litotipos desta unidade são as do tipo granoblástica e lepidoblástica. Texturas miloníticas

foram observadas em menor frequência. As fases minerais essenciais dos litotipos podem haver significativas variações:

Granitos: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda

Granodioritos: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda e clinopiroxênio.

Tonalitos: quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e clinopiroxênio

Dioritos: hornblenda. Plagioclásio, biotita e clinopiroxênio.

Quartzo-dioritos: hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo e clinopiroxênio.

Os constituintes acessórios são, na maioria das rochas, mineral opaco, apatita e zircão. A tabela 9 apresenta a caracterização petrográfica das unidades do Domínio Costeiro.

Tabela 9: Caracterização petrográfica dos litotipos do Domínio Tectônico Costeiro.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|--|--|----------------------|--|
| Gnaisse São Fidélis | qtz, pl, mc, or, bt, grt, sil, ap, Wmca (ms) e chl | média a grossa | granoblástica (poligonal nos feldspatos e ameboidal em qtz); porfiroblástica – foliada com leve xistosidade e bandamento composicional |
| Ortognaisses da Unidade Angelim | qtz, pl, bt, grt, hbl, zrn e op | Fina a média | granoblástica (poligonal); porfiroblástica; nematoblástica; – foliada com leve xistosidade e bandamento composicional |
| Granitóides do Arco Magmático Rio Negro (granito a tonalito) | qtz, pl, Kfs, bt, hbl, grt, cpx, op, ap e zrn | média a grossa | granoblástica (Poligonal), lepidoblástica e milonítica – maciça ou foliada |

3.4.3 Domínio Italva

Este domínio faz contato com o Domínio Costeiro, configurando uma *Klippe* por cima deste (Tupinambá *et al.*, 2007). O Domínio Italva é constituído de uma sucessão metassedimentar que compreende leucognaisses bandados e camadas espessas de mármore calcíticos intercalados com anfibolitos bandados, denominada Grupo Italva (Machado Filho *et al.*, 1983).

O litotipo predominante desta unidade na região alvo é um granada-biotita gnaiss homogêneo, leucocrático, de xistosidade fraca. Lentes de anfibolito de tamanhos variáveis (centimétricas a decamétricas), rochas metaultramáficas, mármore e rochas calcissilicáticas ocorrem comumente associadas. Constatam-se raras intercalações de camadas lenticulares de sillimanita-muscovita-quartzo xisto. A seguir serão descritas os principais litotipos desta unidade de mapeamento.

3.4.3.1 Biotita Leucognaisse Homogêneo Fino

O biotita-gnaiss é geralmente homogêneo como mostra a figura 26. Esporadicamente nota-se leucossomas dobrados associados à unidade como retratado na figura 27. Trata-se de uma rocha equigranular de granulometria fina. A predominância de minerais félsicos é uma das principais peculiaridades deste litotipo. Sua textura é granoblástica e exibe poucas plaquetas de biotita em meio a uma matriz essencialmente quartzo-feldspática, adquirindo a denominação informal de campo “sorvete de flocos”. Localmente, grãos de granada ocorrem disseminados. Subordinadamente, a textura é porfiroblástica devido à pouca frequência de cristais centimétricos de granada e de plagioclásio. A foliação é pouco penetrativa e está orientada na direção NE com mergulho íngreme preferencialmente para NW.

A petrotrama do paragnaisse é anisotrópica com foliações contínuas. Observa-se, ocasionalmente, junções poliedrais tríplices em 120° e, por vezes, os grãos são interlobulados. A rocha é caracterizada por bandamento no qual níveis de composição predominantemente quartzo-feldspáticos alternam-se com níveis de espessura mais fina e constituídos basicamente por biotita em grãos de orientação preferencial, onde estas encontram-se orientadas. Por vezes, essa biotita ocorre em plaquetas disseminadas na rocha, porém, mantendo ainda a orientação preferencial dos grãos, o que confere uma leve xistosidade à rocha.



Figura 26: Gnaiss leucocrático homogêneo da Unidade Italva, constituído predominantemente por minerais félsicos. Granada e biotita ocorrem em menores proporções. Ponto IV-RM-09.

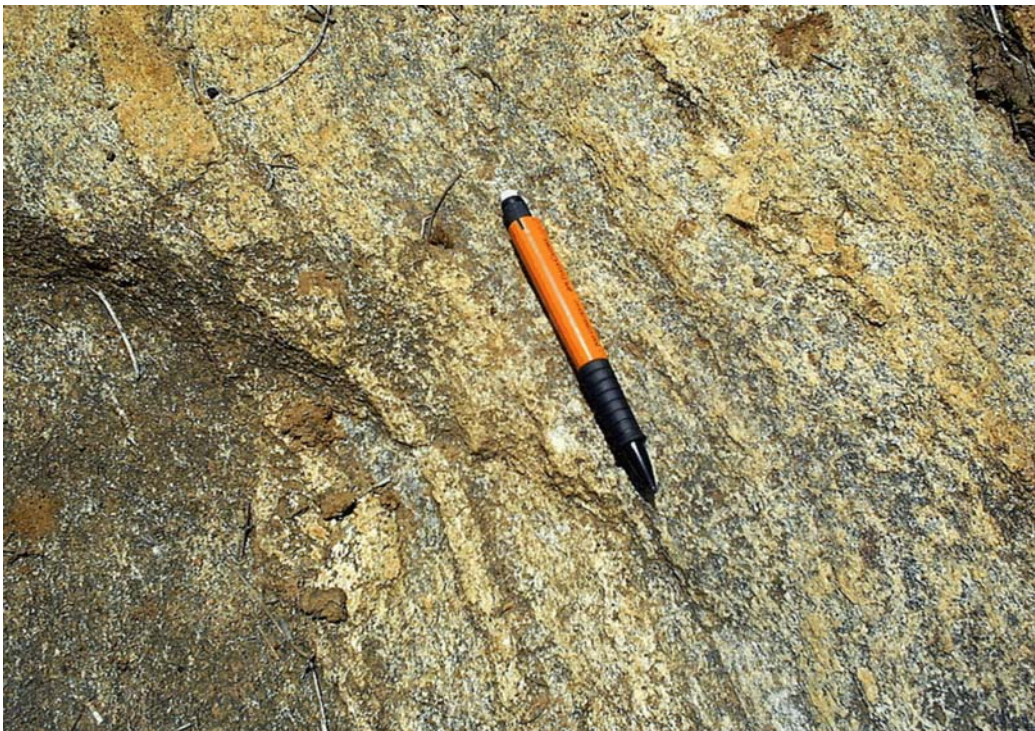


Figura 27: Leucossomas dobrados associados ao paragneisse da Unidade Italva. Ponto IV-RM-09.

As fases minerais presentes são representadas principalmente por quartzo, plagioclásio, biotita. Minerais opacos, zircão, apatita e granada ocorrem como minerais acessórios. Observa-se um produto de alteração secundária (saussurita), a partir do plagioclásio, e, provavelmente, constituída de uma mistura de carbonato, muscovita, sericita e epidoto.

Observa-se, nestes gnaisses, sigmóides de deformação dextral (tipo delta) de dimensões decimétricas (Figura 28).

3.4.3.2 Anfibolitos e Rochas Metaultramáficas

Os anfibolitos ocorrem intercalados ao gnaisse em bandas de espessuras milimétricas a decimétricas como mostrado na Figura 29. O grau de alteração é moderado, dificultando a observação de algumas fases minerais.

A maioria das amostras visualizadas apresentam petrotrama isotrópica, equigranular de granulometria fina, com textura granoblástica e estrutura majoritariamente maciça. Poucas amostras apresentam uma petrotrama anisotrópica onde em alguns pontos de cada rocha há níveis mais ricos em minerais claros (predominantemente plagioclásio). As diversas classes minerais ocorrem em contato retilíneo com junções poliedrais tríplices em 120° . A Presença de veios é comum, onde estes são compostos essencialmente por quartzo e plagioclásio, ambos de granulometria grossa e com formas interlobulares. A composição mineralógica essencial das amostras é dada por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e titanita. A ocorrência de quartzo é muito restrita. Os grãos de hornblenda caracterizam-se pelo hábito prismático e por vezes é alongado. O plagioclásio é invariavelmente tabular e hipidioblástico. Raramente observa-se geminação nestes feldspatos. O clinopiroxênio é quase sempre de hábito tabular-prismático e algumas vezes é alongado ou até mesmo arredondado. Em alguns grãos nota-se uma cor de interferência não característica de clinopiroxênios. A titanita é, geralmente, de granulometria fina e em alguns casos constitui uma das fases mineralógicas essenciais. Os minerais opacos aparecem em amostras onde clinopiroxênios são ausentes e são caracterizados pelo hábito quadrático com bordas bem definidas. A ocorrência de biotita também é muito rara e ocorre apenas em bordas de cristais de hornblenda.

As rochas metaultramáficas possuem textura granoblástica. São inequigranulares de granulometria fina à grossa. Textura sub ofítica pode ser observada. Sua mineralogia essencial é representada por clinopiroxênio (augita-ferro augita), ortopiroxênio (hiperstênio), plagioclásio, espinélio e minerais opacos. O clinopiroxênio é a classe mineral mais abundante na rocha. O fato de alguns grãos estarem zonados pode evidenciar características ainda magmáticas. O hiperstênio ocorre dentro dos cristais do clinopiroxênio.

3.4.3.3 Mármore e Rochas Calcissilicáticas

O mármore é equigranular, de granulometria grossa, tem textura granoblástica e estrutura maciça. Os grãos de carbonato formam um mosaico granoblástico com junções tríplices em 120° e é a fase mineral predominante, perfazendo mais de 90% do volume. Outros constituintes minerais importantes são diopisídio, flogopita, quartzo e titanita.

As rochas calcissilicáticas são inequigranulares, de granulometria média a grossa, estrutura maciça ou foliada e textura granonematoblástica. Os minerais essenciais são diopisídio, plagioclásio, hornblenda, biotita, minerais opacos e, mais raramente, K-feldspato.

3.4.3.4 Sillimanita-Muscovita-Quartzo Xisto

O sillimanita-muscovita-quartzo xisto caracteriza-se pela granulação fina a média. Cristais fibrosos de sillimanita ocorrem em um conjunto orientado com grãos de muscovita. Por vezes há crenulações. Dobras pitigmáticas são associadas (Figura 30). Este tipo de dobra se forma em meio associado a fusões (são comuns em zonas migmatíticas) e possui flancos curtos e uma zona de charneira essencialmente concêntrica. Não mostra uma regularidade nas orientações axiais.

Devido ao alto grau de alteração, não foi possível a coleta de amostras deste litotipo, para proceder ao estudo petrográfico.

As características petrográficas dos litotipos pertencentes ao Domínio Itálva são apresentadas na Tabela 10.

Tabela 10: Caracterização petrográfica dos litotipos do Domínio Tectônico Itálva.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) | Granulometria | Textura/Estrutura |
|-------------------------------------|--|--|--|
| Gnaisse paraderivado | qtz, pl, bt, grt, op e ap | inequigranular (fina a média); porfirítica | granoblástica e porfiroblástica – foliada (xistosidade e bandamento composicional) |
| sillimanita-muscovita-quartzo xisto | qtz, pg, bt, sil, ms e op | fina a média | ganolepidoblástica – xistosidade e bandamento composicional |
| Anfibolito | hbl, pl, cpx, qtz, op e ap | fina a média | granonematoblástica – maciça ou foliada |
| Rocha ultramáfica | cpx, opx, spl e pl | grossa | Granoblástica poligonal – maciça |
| Mármore | cb, cpx, Wmca (ms), qtz e ttn | grossa | Granoblástica poligonal – maciça |
| Rocha calcissilicática | cpx, pl, hbl, bt, op e Kfs | fina a média | Granonematoblástica – maciça ou foliada |



Figura 28: Sigmóide de deformação dextral (tipo delta) de dimensão decimétrica no paragneisse do Grupo Italva. Configura um simple shear. Ponto IV-RM-12.

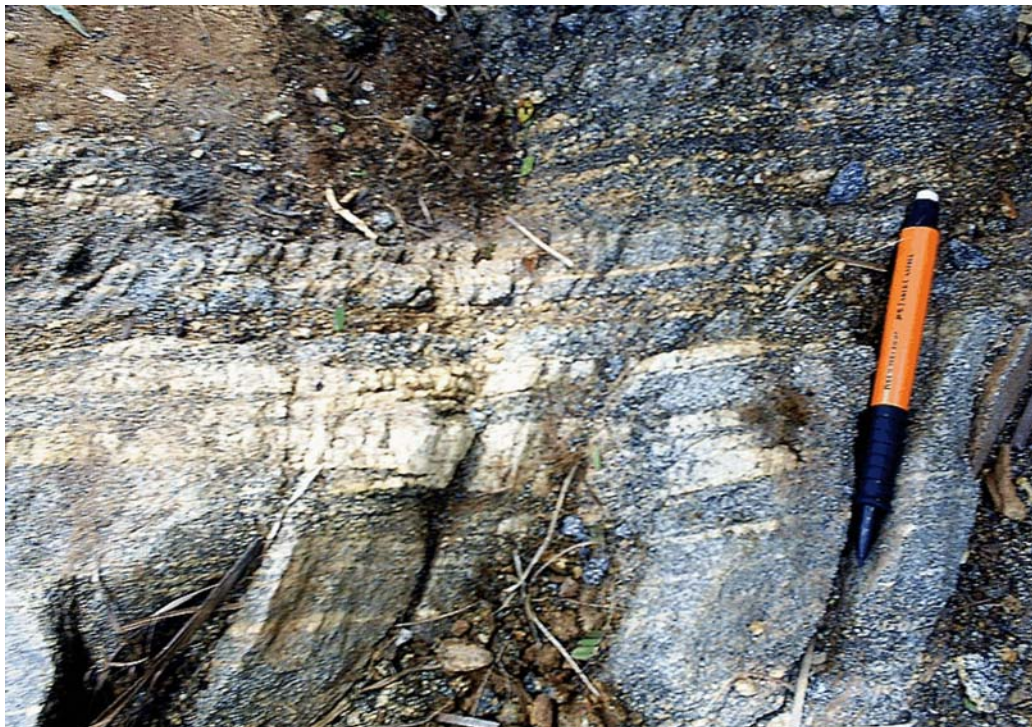


Figura 29: Intercalação centimétrica de anfibolito com o granada-biotita gnaisse do Grupo Italva. Ponto IV-RM-10.



Figura 30: Dobra pitgmática no sillimanita-muscovita-quartzo xisto do Grupo Italva.
Ponto IV-RM-12.

CAPÍTULO 4 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE GEOTERMOBAROMETRIA E METODOLOGIA ESPECÍFICA PARA OS DADOS DE QUÍMICA MINERAL

4.1 Revisão sobre Geotermobarometria

A determinação das condições de Pressão-Temperatura-tempo (caminho P-T-t) de formação dos minerais gerados a partir de uma constante de equilíbrio é denominada, segundo Spear (1989; 1993), de geotermobarometria.

Reações minerais sensíveis às variações de temperatura (grande ΔS , ΔH) e pouco controladas por variações de pressão (pequeno ΔV) são bons geotermômetros. Bons geobarômetros são representados por reações sensíveis às variações de pressão (grande ΔV) e pouco sensíveis às variações de temperatura (pequeno ΔS , ΔH) (Spear, 1993)

Na literatura geológica, diversas calibrações de geotermômetros e geobarômetros têm sido publicadas e algumas destas são apresentadas na tabela 11.

Os grupos de geotermômetros listados referem-se a termômetros relativos a reações de troca catiônica, onde a troca Fe-Mg é uma das mais relevantes para o caso de silicatos, e termômetros relativos a reações baseadas em soluções sólidas limitadas e, portanto, baseada na composição entre duas fases coexistentes no campo de desmistura (ex: distribuição de Ca e Mg entre orto e clinopiroxênio; distribuição de Ca e Mg entre carbonatos; e distribuição de K e Na entre mica branca e K-feldspato) (Spear, 1993).

Segundo Spear (1989, 1993), as reações de transferência de cátions de uma determinada assembléia (*net transfer equilibria*) são excelentes geobarômetros, pois caracterizam-se por grandes variações de volume. Como exemplos, tem-se uma grande quantidade de reações deste tipo que envolvem granada e plagioclásio. Sendo ambos os minerais comumente encontrados, geotermômetros que relacionam granada e plagioclásio podem ser aplicados em uma grande variedade de rochas. Outro grupo de reações de transferência de cátions de uma determinada assembléia (*net transfer equilibria*) pode ser baseado em reações entre o componente almandina na granada e fases Fe-Ti em óxidos. Baseado nesses equilíbrios, o geobarômetro mais conhecido é aquele denominado GRAIL (granada-rutilo- Al_2SiO_5 -ilmenita-quartzo) e várias outras calibrações baseadas em princípios similares foram propostas. Outros geobarômetros comumente utilizados baseiam-se

nos equilíbrios piroxênio-plagioclásio, piroxênio-olivina e nos conteúdos de fengita em muscovita e de alumínio em hornblenda.

Para qualquer assembléia mineralógica fornecida pode haver diversos equilíbrios que possam ser utilizados como geotermômetros ou geobarômetros e cada equilíbrio pode ter muitas calibrações. Spear (1993) sugere que a melhor forma para examinar as conseqüências de resultados de pressão e temperatura dos equilíbrios é a utilização diferentes calibrações de geotermômetros e geobarômetros simples.

Tabela 11: Geotermômetros e geobarômetros importantes para o estudo de metapelitos e metabasitos. São listados alguns autores como exemplo.

| Geotermômetros/ Geobarômetros | Reações | Autores |
|----------------------------------|---|--|
| Granada - Biotita | $Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(H)_2$ | Thompson (1976b); Ferry e Spear (1978); Hodges Spear (1982); Perchuk e Larentéva (1983); Ganguly e Saxena (1984); Indares e Martignole (1985); Perchuk (1985); Hoinkes (1986); Williams e Grambling (1990); Bhattacharya <i>et al.</i> , (1992). |
| Granada - Ortopiroxênio | $Fe_2Al_2Si_3O_{12} + 3MgSi_2O_3 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3FeSiO_3$ | Harley (1984a); Sen e Bhattacharya (1984); Lee e Ganguly (1988); Bhattacharya <i>et al.</i> , (1991); Dahal (1980). |
| Granada - Hornblenda | $4Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 2NaCa_2Fe_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2 = 4Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 2NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$ | Graham e Powell (1984). |
| Ortopiroxênio - Clinopiroxênio | $MgSiO_3 + CaFeSi_2O_6 = FeSiO_3 + CaMgSi_2O_6$ | Wood e Banno (1973); Docka <i>et al.</i> , (1986); Ellis e Green (1985) |
| Ortopiroxênio - Biotita | $3MgSiO_3 + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = 3FeSiO_3 + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ | |
| Ortopiroxênio - Ilmenita | $MgTiO_3 + FeSiO_3 = FeTiO_3 + MgSiO_3$ | Docka <i>et al.</i> , (1986). |
| Magnetita - Ilmenita | $Fe_3O_4 + FeTiO_3 + Fe_2TiO_4 + Fe_2O_3$ | Buddington e Lindsley (1964); Powell e Powell (1977a); Spencer e Lindsley (1981); Stormer (1983); Andersen e Lindsley (1988); |
| Plagioclásio - Anfibólio | $NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 = Na(NaCa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$ | Blundy e Holland (1990); Holland e Blundy (1994). |

| | | |
|--|--|--|
| | $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 =$ $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (reação de transferência direta) | |
| Dois feldspatos Binários e ternários | Distribuição de Na e K (\pm Ca) entre feldspato alcalino e plagioclásio | Stomer (1975); Powell e Powell (1977b); Haselton et al., (1983); Ghiorso (1984); Green e Usdansk (1986); Fuhrman y lindsay (1988). |
| Granada - Plagioclásio- Quartzo - Silicato de Al (GASP) | $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2 =$ CaAl_2O_8 | Ghent (1976); Newton e Haselton (1981); Hodges e Spear (1982); ganguly e Saxena (1984); Hodges e Royden (1984); Lang e Rice (1985); koziol e Newton (1988); Koziol e Newton (1989); |
| Granada - Plagioclásio - Hornblenda - Quartzo | $3\text{NaAlSi}_3 + 6\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 +$ $3\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 =$ $3\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 +$ $2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + (\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} +$ 18SiO_2 $6\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 3\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $= \# \text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 +$ $2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + (\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} +$ 5SiO_2 | Kohn e Spear (1989) |
| | | |
| Granada - Plagioclásio - Ortopiroxênio - Quartzo (GAES e GAFS) | $6\text{MgSiO}_3 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = 2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ $+ \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{SiO}_2$ (a reação no sub-sistema de Fe) | Perkins e Newton (1981); Newton e Perkins (1982); Bohlen <i>et al.</i> , (1980, 1983a); Perkins e Chipera (1985); Bhattacharya <i>et al.</i> , (1991); Eckert <i>et al.</i> , (1991) |
| Granada - Plagioclásio - Clinopiroxênio – Quartzo (GADS y GAHS) | $3\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 =$ $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{SiO}_2$ (e a reação no sub-sistema de Fe) | Newton e Perlins (1982); Moetecher <i>et al.</i> , (1988); Eckert <i>et al.</i> , (1991) |
| Granada - Plagioclásio- Ortopiroxênio - Clinopiroxênio - Quartzo | $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2 =$ $2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (e a reação no sub-sistema de Fe) | Paria <i>et al.</i> , (1988) |
| Plagioclásio - Clinopiroxênio - Quartzo | $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{NaAlSi}_2\text{O}_8 + \text{SiO}_2$ | Johannes <i>et al.</i> , (1971); Holland (1980); Newton (1983); Gasparik (1984); Liou <i>et al.</i> , (1987) |
| Plagioclásio - Clinopiroxênio - Quartzo | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{CaAl}_2\text{SiO}_8 + \text{SiO}_2$ | Newton (1983); Ellis (1980) |
| Granada- Rutilo- Ilmenita -Al ₂ SiO ₅ - Quartzo | $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{FeTiO}_3 = 3\text{Fe}_2\text{TiO}_4 +$ $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 2\text{SiO}_2$ $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{SiO}_3 + 6\text{FeTiO}_3 =$ $6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 3\text{SiO}_2$ | Bohlen and Liotta (1986) |

| | | |
|--|--|-------------------------|
| | $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8 + 2\text{CaTiSiO}_5 = \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{TiO}_2 + \text{SiO}_2$ | Ghent and Stout (1984) |
| | $3\text{CaTiSiO}_5 + 4\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} = 3\text{FeTiO}_3 + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{SiO}_2$ | Essene & Bohlen (1985) |
| | $6\text{CaTiSiO}_5 + 4\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} = 6\text{FeTiO}_4 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 9\text{SiO}_2$ | |

4.2 Metodologia específica para obtenção e tratamento das análises de química mineral e obtenção dos dados geotermobarométricos

Neste capítulo será abordada a metodologia específica, referente a todas as etapas relacionadas à química mineral (seleção de amostras, equipamentos, materiais, métodos, obtenção dos dados, tratamento para cada mineral) e cálculos para obtenção dos valores geotermobarométricos a partir de programas específicos.

4.2.1 Seleção de amostras para proceder à análise química

As amostras coletadas são referentes à disciplina Estágio de Campo II (FGEL/UERJ). No ano de 2003, o mapeamento foi realizado na região entre Raposo e Itaperuna, a partir do qual, para esta pesquisa, foram analisadas 20 seções delgadas (Grupos de alunos de números VI, VII e IX); no ano de 2004, o mapeamento desta disciplina foi alocado na região entre Santo Antônio de Pádua e São João do Paraíso, do qual foram estudadas 45 lâminas (Grupos de alunos de números 27, 28, 29, 30, 31 e 32); em 2005, o trabalho foi realizado na região entre Itaperuna, sul de Bom Jesus de Itabapoana e Italva e foram analisadas cerca de 120 seções delgadas (Grupos de alunos de números I ao XII); Já no ano de 2007, a etapa de campo concentrou-se na região de Bom Jesus de Itabapoana, com alguns grupos estendendo-se às proximidades de Itaperuna; deste, foram analisadas cerca de 165 lâminas delgadas (Grupos de alunos de números I, II, V, VI, VII, VIII, X, XI, XII, XIII e XIV). O critério utilizado para seleção foi, primeiramente, a partir das paragêneses de metapelitos e metabasitos que caracterizam determinado pulso metamórfico nas às diferentes Unidades dos Domínios Tectônicos, elevando em conta a conservação das amostras quanto ao grau de alteração.

4.2.2 Obtenção de lâminas polidas

Ao todo cerca de 20 lâminas polidas foram confeccionadas para os procedimentos necessários referentes à química mineral. Os processos de laminação e polimento foram realizados no Laboratório Geológico de Processamento de Análises (LGPA) – UERJ e no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ.

4.2.3 Análise petrográfico-petroológica das lâminas polidas, com identificação, demarcação e fotografias dos campos e fases minerais a serem analisados

A análise petrográfico-petroológica dos equilíbrios nos metabasitos e metapelitos foi realizada no Laboratório de Petrologia e Petrografia da Faculdade de Geologia(FGEL-UERJ) com o auxílio de microscópio ZEISS – Germany, modelo Axioskop. A demarcação destes equilíbrios foi efetuada utilizando-se lupa da marca Tecnaval. Após estes procedimentos, os campos delimitados foram fotografados para proceder as análises de química mineral.

4.2.4 Obtenção, tratamento e interpretação dos dados de química mineral e cálculos de geotermobarometria

Os dados referentes à química mineral foram obtidos no Laboratório de Microscopia e Microanálises do Consórcio Física-Geologia-Química UFMG/CDTN, em aparelho de microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, utilizando 15kV de voltagem de aceleração e 20nA de corrente.

Para a identificação de alguns minerais, foi necessária a utilização do detector EDS (Energy Dispersive X-Ray Spectrometer). Estão incluídos nas análises de EDS: grãos de alguns tectossilicatos e inossilicatos com alto grau de alteração ou parcialmente deteriorados pelo processo de laminação e, portanto, de difícil identificação; cristais de espinélios e minerais opacos, para o conhecimento das respectivas composições químicas; e grãos de monazita; e análises WDS em silicatos, ilmenita, espinélio e magnetita. Os resultados das análises de química mineral encontram-se no Anexo 1.

Por meio do equipamento de microsonda eletrônica (WDS), foram obtidas análises quantitativas de 13 óxidos (SiO_2 ; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Cr_2O_3 ; FeO^* ; MgO ; NiO ; MnO ; SrO ; BaO ; CaO ; Na_2O ; K_2O) em todas as espécies minerais presentes nos litotipos abordados. Dados de ZnO foram obtidos apenas para o espinélio (gahnita).

Os padrões utilizados para os óxidos foram: quartzo para o SiO_2 ; rutilo para o TiO_2 ; óxido de alumínio para o Al_2O_3 ; óxido de cromo para Cr_2O_3 ; mangano-ortonolita para o FeO ; óxido de magnésio para o MgO ; óxido de níquel para o NiO ; mangano-ortonolita para o MnO ; anortita sintética com estrôncio para o SrO ; silicato sintético de bário para o BaO ; anortita sintética para o CaO ; jadeíta para o Na_2O ; microclina asbestos para o K_2O ; e óxido de zinco para o ZnO . Todos os padrões são da Coleção Ian Steele.

A microsonda eletrônica não fornece dados analíticos para H_2O , F e Cl, o que leva ao baixo fechamento das análises de minerais com hidroxila, por exemplo (anfíbólios, micas, clorita etc.). Além disso, este equipamento não distingue dentre os óxidos FeO e Fe_2O_3 e, assim, todo o conteúdo de ferro resultante é expresso como FeO . Portanto, para esta distinção, foram utilizados cálculos específicos, aplicados em planilhas do Excel, quando necessário.

Os cálculos da fórmula estrutural dos dados de química mineral foram realizados através do programa Minpet 2.02 e fórmulas no Excel (ZAF), seguindo os procedimentos descritos no Apêndice 1 do livro “Minerais, constituintes das rochas – uma introdução” (Deer *et al.*, 1966), e listados a seguir:

(i) organizou-se na primeira coluna os símbolos dos óxidos analisados. A seguir foi indicada a composição do mineral, expressa de maneira usual, sob a forma de percentagem em peso, dos óxidos constituintes. Foi utilizada uma coluna para cada amostra e uma linha para cada elemento químico;

(ii) As proporções moleculares foram obtidas pela divisão de cada valor pelo peso molecular do óxido correspondente e foram colocadas abaixo dos valores dos óxidos, respeitando a coluna fornecida para cada amostra.

(iii) A seguir, os resultados obtidos anteriormente foram multiplicados pelo número de átomo respectivo. Encontrou-se um conjunto de números proporcionais ao número de átomos de oxigênios associados a cada um dos elementos correspondentes. Depois, somaram-se todas as proporções atômicas de oxigênios existentes em de todos os óxidos (Total de oxigênios = T).

(iv) Na fase seguinte, foram multiplicados a proporção entre a base de oxigênios estabelecida para cada mineral e o total das proporções atômicas de oxigênios de todos os óxidos (T) para a obtenção dos ânions; exemplo: a fórmula estrutural dos piroxênios foi calculada na base de 6 oxigênios = $(6/T) \times \text{prop. atom. de oxigênio para cada elemento}$).

(vi) Após estes procedimentos, foram indicados os números de cátions associados com os oxigênios descritos no item anterior. Para os íons divalentes, os valores não se alteram, mas, para os monovalentes, o valor obtido deve ser multiplicado por 2.

Para granada, foram analisados SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO^* , Mn, NiO, MgO, SrO, BaO, CaO, Na_2O e K_2O . O programa utilizado para os cálculos das fórmulas estruturais foi o Minpet 2.02. A classificação em diagramas apropriados e a obtenção de valores para FeO e Fe_2O_3 se deu através do mesmo programa. As fórmulas estruturais foram calculadas com base na exigência de 12 cargas negativas da rede estrutural (12 oxigênios).

Para biotita, foram obtidas análises para SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO^* , Mn, NiO, MgO, SrO, BaO, CaO, Na_2O e K_2O . O programa utilizado para os cálculos das fórmulas estruturais e para a classificação das fases minerais em diagramas apropriados foi o Minpet 2.02. Todas as fórmulas estruturais foram calculadas com base em 24 oxigênios.

Para o plagioclásio, foram analisados SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , BaO, SrO, CaO, Na_2O e K_2O . O programa utilizado para a determinação dos cátions e classificação das fases minerais em diagrama apropriado foi o Minpet 2.02. Todas as fórmulas estruturais foram calculadas na base de 32 oxigênios. A utilização de alguns geotermômetros impôs a necessidade do cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigênios. Dessa forma, estes valores foram calculados, por meio de planilhas Excel, e aplicados quando necessário.

Para os piroxênios, foram obtidas análises para: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , Mn, NiO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O . O cálculo das fórmulas estruturais foram efetuados em planilhas Excel. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 6 oxigênios.

Para os anfibólios, foram analisadas: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O . O cálculo das fórmulas estruturais foram efetuadas em planilhas Excel. As análises foram calculadas na base de 23 oxigênios. Para a realização de

cálculos cristalóquímicos, foi determinado o teor de Na nas posições estruturais A e B.

Para os óxidos (ilmenita, rutilo, magnetita e espinélio) os elementos analisados foram: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaO. ZnO foi analisado apenas para o espinélio. O Excel foi o programa utilizado para a realização dos cálculos das fórmulas estruturais. As análises foram calculadas com base em 6 oxigênios (ilmenita); 2 oxigênios (rutilo); e 32 oxigênios (magnetita e espinélio).

A determinação dos valores de Pressão e Temperatura foi efetuada a partir de programas como Gpt, Ptmafic e Hbl-PI. O GPT (Reche & Matinez, 1996) é um programa do Excel para cálculos geotermobarométricos em rochas metapelíticas de acordo com as calibrações de diversos autores para cálculos de 72 termômetros e 59 barômetros. O Ptmafic (Soto & Soto, 1995) é um programa em DOS que realiza cálculos de temperatura e pressão para rochas metabásicas. O programa Hb-PI (Holland & Blund, 1994) também é um programa em DOS, porém só realiza cálculos de temperatura para o par anfibólio-plagioclásio.

As abreviações dos minerais e componentes seguem o padrão sugerido pela IUGS (Siivola & Schmid, 2007).

CAPÍTULO 5 – GEOTERMOBAROMETRIA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS DA REGIÃO ENTRE ITALVA BOM E JESUS DE ITABAPOANA

Os estudos referentes ao metamorfismo e às principais fases de deformação serão tratados neste capítulo. A identificação de paragêneses minerais, a discriminação de diferentes equilíbrios metamórficos, apresentação dos resultados de química mineral, a determinação de valores absolutos de pressão e temperatura para cada um dos Domínios Tectônicos do Terreno Oriental e, finalmente a comparação com dados pré-existentes, serão os itens abordados. Cada domínio será analisado individualmente.

5.1 Metamorfismo da região entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana

O estudo da evolução metamórfica dos domínios tectônicos do Terreno Oriental (Cambuci, Costeiro e Italva) da Faixa Ribeira foi concebido, primeiramente, através da determinação das paragêneses e relações entre as várias fases minerais, de acordo com a caracterização petrográfico-petroológica. Cerca de 350 lâminas do acervo da FGEL-UERJ e mais 30 coletadas em trabalhos de campo realizados durante a presente pesquisa foram detalhadamente analisadas. A segunda etapa foi relacionada ao estudo microtectônico, com o objetivo de estabelecer as relações entre o crescimento e/ou recristalização mineral e o desenvolvimento de estruturas como xistosidade, foliação milonítica, lineações minerais, sombras de pressão etc. A etapa conseguinte baseou-se na composição química das fases minerais de interesse, visando o aperfeiçoamento da caracterização petroológica das rochas e a determinação das condições de pressão e temperatura do(s) pulso(s) metamórfico(s) identificado(s) (análise geotermobarométrica).

Na área alvo foi identificado apenas um pulso metamórfico. O registro metamórfico M_1 ocorre indistintamente em todos os domínios tectônicos estudados e as relações microtectônicas indicam que foi contemporâneo ao desenvolvimento das estruturas (por exemplo, foliações S_1 , S_2 e S_1+S_2) geradas durante a fase principal de deformação (D_1+D_2). Cada domínio demonstra uma peculiaridade de evolução das condições de pressão e temperatura. Pela identificação das paragêneses, é possível presumir que o metamorfismo das rochas dos Domínios Cambuci e

Costeiro ocorreu sob condições termais mais intensas do que aquelas das rochas do Domínio Itálva.

A seguir, serão apresentadas as características de M_1 para cada um dos domínios tectônicos do Terreno Oriental.

5.2 Metamorfismo M_1 no Domínio Cambuci

A evolução metamórfica das rochas do Domínio Tectônico Cambuci é caracterizada pela presença de minerais de pico metamórfico na foliação principal. Nesta estrutura, são encontradas paragêneses diagnósticas para a facies granulito.

Na região estudada, a Unidade Cambuci é representada por rochas metapelíticas e metapsamíticas associadas a mármore, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas e metabasitos. A Tabela 12 mostra as paragêneses minerais, sin-fase principal de deformação (D_1+D_2), encontradas para cada um destes grupos litológicos e também para o leucossoma das rochas gnáissicas (Leucocharnockito São João do Paraíso), interpretados como cristalização de fusões parciais dos paragnaisses. Devido ao alto grau de metamorfismo, ocorreram a obliteração das paragêneses anteriores àquelas do pico metamórfico (paragêneses progressivas de M_1) e a formação de porções fundidas, constituídas principalmente por quartzo e feldspatos. A história do resfriamento de M_1 pode ser obtida por meio do estudo do equilíbrio entre bordas de minerais sensíveis a P e/ou T.

Tabela 12: Paragêneses das rochas da Unidade Cambuci no Domínio Tectônico homônimo.

| Unidades Litológicas | Paragêneses minerais |
|--|--|
| Paragnaisse (metapelito e metapsamito) | quartzo + biotita + granada + mineral opaco + apatita + zircão ± plagioclásio ± sillimanita ± rutilo ± K- feldspato ± titanita ± ortopiroxênio ± espinélio |
| Metabasito | hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + granada + quartzo + mineral opaco + apatita ± rutilo |
| Rocha metaultramáfica | clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + mineral opaco |

| | |
|-----------------------------|---|
| Mármore | carbonato + clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo ± olivina, ± serpentina ± granada + titanita + mineral opaco |
| Rocha calcissilicática | clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo + escapolita + zircão ± actinolita ± hornblenda |
| Gondito | quartzo + granada + mineral opaco |
| Leucocharnockito | quartzo + plagioclásio + microclina + mineral opaco ± ortopiroxênio ± granada |
| Ortognaisses/Ortogramulitos | Quartzo + plagioclásio + biotita + hornblenda + mineral opaco ± diopísídio ± ortopiroxênio ± K-feldspato ± granada + zircão + apatita |

Os paragnaisses pelíticos têm paragêneses que registram condições da facies granulito, a partir do contato mútuo entre biotita, sillimanita e granada sintectônica (Figura 31), concomitante ao aparecimento de cristais de K-feldspato. Equilíbrios de granada com espinélio e/ou rutilo e/ou ilmenita também ocorrem nos paragnaisses do Domínio Cambuci. A presença de ortopiroxênio em contato com granada, biotita, sillimanita e plagioclásio evidencia que este domínio tenha sido submetido às condições da fácies granulito. A ocorrência deste inossilicato é restrita a algumas amostras e geralmente o mesmo é bordejado por biotita. O ortopiroxênio ocorre com maior frequência nas porções leucossomáticas dos gnaisses paraderivados sugerindo que as fusões também ocorreram em condições de facies granulito. Os grãos de biotita também ocorrem bordejando alguns grãos de granada.

O metabasito, assim como as rochas paraderivadas, registra da mesma forma paragêneses da facies granulito. Estas paragêneses são determinadas a partir do equilíbrio entre clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio (Figura 32). Minerais opacos e rutilo também constituem paragêneses com as fases minerais supracitadas.

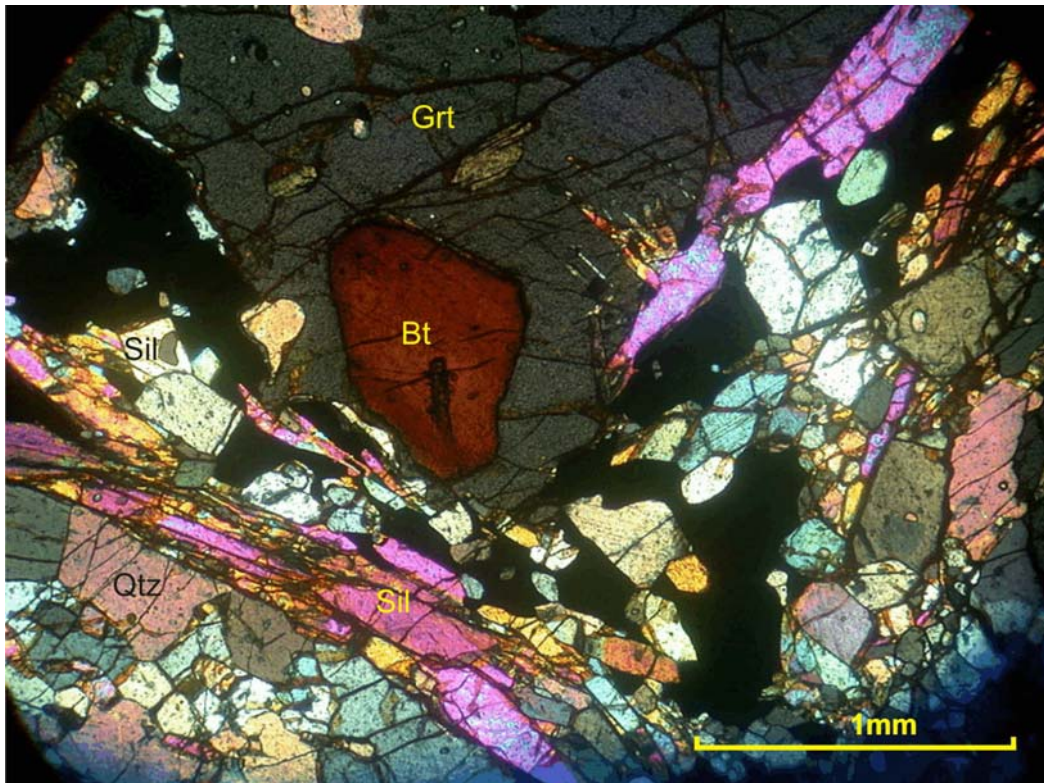


Figura 31: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambucí. Observa-se a presença de de sillimanita, biotita e granada. Amostra IV-X-19.

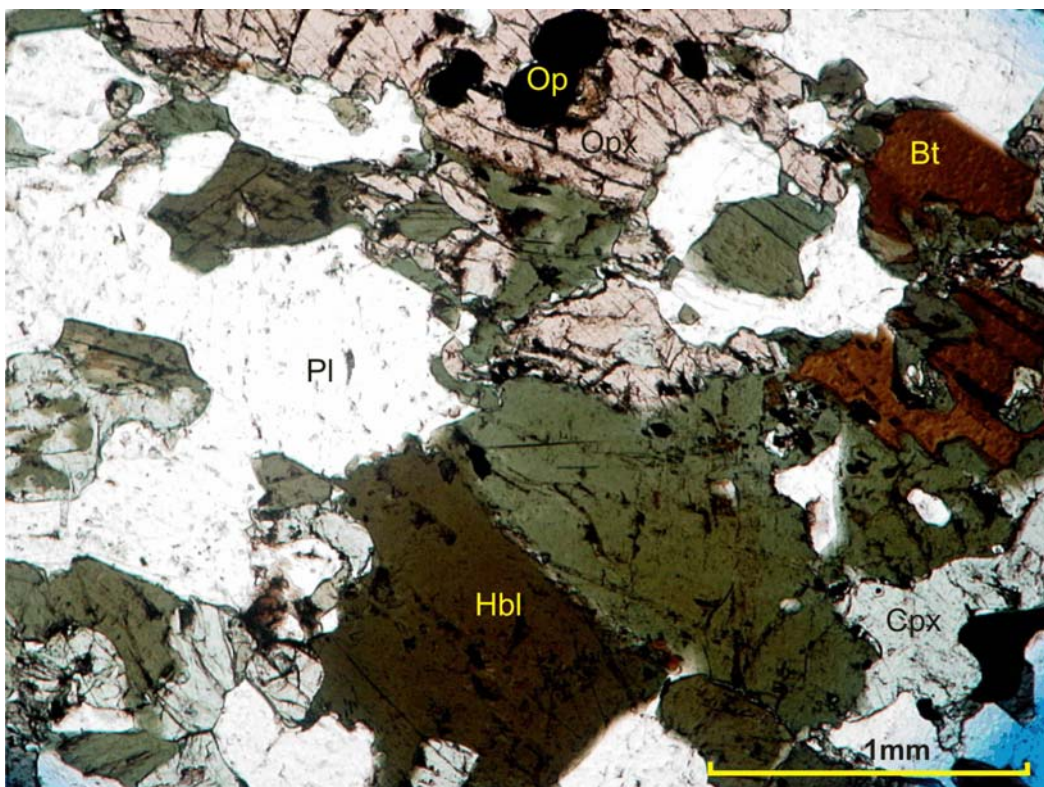


Figura 32: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambucí. Paragênese dada por hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio. Amostra IV-XI-15B.

Coroas de granada e hornblenda, associadas a quartzo xenoblástico, ocorrem nos contatos entre piroxênios e plagioclásio (Figura 33) e minerais opacos e plagioclásio. Nota-se a presença de piroxênios mais antigos que o evento metamórfico M_1 . Nas amostras onde estes são de formatos mais largos, subedrais a anedrais foram claramente gerados durante o processo metamórfico M_1 . Em outras amostras os grãos de piroxênios ora assumem formatos euédricos, ora mais anedrais havendo dúvida se esta geração é metamórfica ou magmática e, possivelmente, não registrando o evento metamórfico M_1 da região abordada. Contudo, as bordas destes piroxênios podem registrar o evento metamórfico M_1 , juntamente com as bordas dos grãos de plagioclásio e as coronas de granada e hornblenda. Há a formação de texturas coroníticas (coroas de hornblenda e granada ao redor dos piroxênios) gerados durante o metamorfismo M_1 .

As rochas metaultramáficas, rochas calcissilicáticas, mármore e gnditos não apresentam paragêneses diagnósticas para facies metamórfica, pois a composição desconhecida do fluido exerce um controle crítico para esta definição.

As rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Bolívia, de composições graníticas, granodioríticas e tonalíticas, indicam condições metamórficas de fácies granulito, com geração de minerais do ápice metamórfico concomitante à formação da foliação principal. A paragênese mais comum dos ortogranulitos é caracterizada pelo equilíbrio entre clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio. As paragêneses com biotita também são comuns e aquelas com granada são mais restritas.

5.2.1 Equilíbrios de M_1 no Domínio Cambuci

i) Metapelitos

Metapelitos em condições de fácies granulito possuem um conjunto mineralógico característico. Entretanto, algumas rochas pelíticas encontradas não registram paragênese com K-feldspato e/ou plagioclásio. Entretanto, as observações de campo e as estruturas identificadas, como o bandamento composicional e a foliação de mesma orientação do padrão regional, e a presença de sillimanita induziram o presente autor a classificar o litotipo como uma rocha paraderivada, muito embora feldspatos não façam parte da paragênese do mesmo.

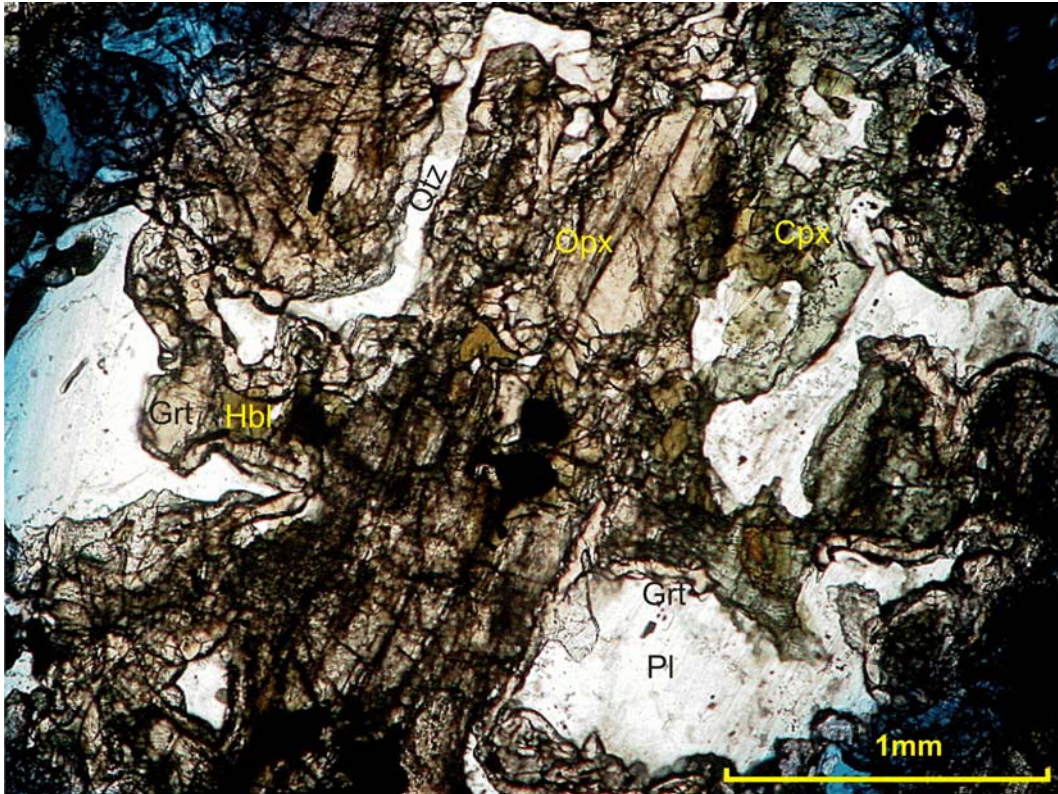


Figura 33: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambucí. Coroas de granada e hornblenda ao redor de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio. Presença de quartzo de forma vermiforme. Amostra JI-II-07-36B.

A partir da caracterização petrológica, a paragênese que retrata o evento do auge metamórfico foi deduzida através da presença de prismas de sillimanita, orientados segundo a foliação principal (S_1+S_2) da rocha, em contato com granada, biotita, rutilo, mineral opaco (Ilmenita) e espinélio verde (Figura 34) e ortopiroxênio (Figura 35). Há a ocorrência de duas gerações de biotita. A primeira geração corresponde ao equilíbrio (1) (Figura 36) (ápice metamórfico), ocorrendo com pouca frequência, sempre nas bordas de granada. Constitui cristais bem formados que seguem um leve padrão de orientação preferencial (S_1+S_2). A segunda geração caracteriza-se por uma fase de resfriamento mais evidente, pois os cristais de biotita circundam minerais do auge do metamorfismo, como granada e minerais opacos (Figura 37), ou ocorrem como uma substituição pseudomórfica nos bordos do nesossilicato. Os equilíbrios M_1 registrados pelos paragnaises da Unidade Cambuci no domínio homônimo são listados a seguir:

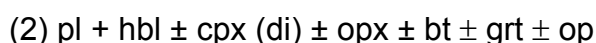
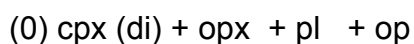


O equilíbrio (1) reporta ao ápice térmico do evento metamórfico M_1 nos gnaises pelíticos. O equilíbrio (2) é definido próximo aos contatos dos minerais podendo indicar a fase de resfriamento e descompressão. O equilíbrio (3) é caracterizado pela formação de novos minerais em possíveis condições de volta do metamorfismo, como a biotita coronítica em bordas de granada.

ii) Metabasitos

A caracterização de M_1 é dada pela paragênese indicativa de pico metamórfico com ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio e minerais opacos (ilmenita ou magnetita). O contato entre os piroxênios é difícil de ser observado, dada a frequência da ocorrência de sobrecrecimento de hornblenda do equilíbrio 2. Este anfibólio é claramente mais novo que os demais minerais, caracterizando uma possível fase de resfriamento e entrada de H_2O ou um segundo evento metamórfico de características retrógradas registrado no litotipo. Por vezes, o anfibólio ocorre em coronas bordejando principalmente os minerais opacos e exibe

uma coloração verde escuro com tons avermelhados, podendo caracterizar um enriquecimento em Fe^3 . A ocorrência de biotita é restrita. Não há uma clara relação entre este filossilicato e os piroxênios. No entanto, a hornblenda ocorre também nas bordas de biotita, o que sugere que este mineral poderia fazer parte do equilíbrio 2. Os equilíbrios descritos são listados a seguir:

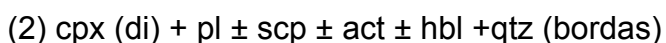
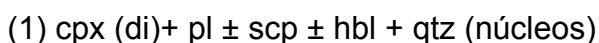


O equilíbrio (0) (Figura 38) pode registrar a temperatura de formação do possível conjunto anterior a M_1 . O equilíbrio (1) (Figura 38 e 39) registra o ápice térmico do metamorfismo M_1 . A paragênese formada evidencia que este metamorfismo ocorreu sob condições da facies granulito. O equilíbrio (2) (Figura 39) é caracterizado pelas bordas dos minerais claramente metamórficos podendo retratar a fase de resfriamento.

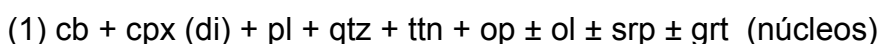
iii) Rochas Calcissilicáticas e Mármore

Os minerais formadores das rochas calcissilicáticas e mármore são caracterizados por um conjunto granoblástico poligonal onde certamente ocorreu o processo de blastese. Os núcleos dos grãos representam o equilíbrio (1), ápice metamórfico, e as bordas, o equilíbrio (2), o resfriamento. Nas rochas calcissilicáticas há a formação de novos minerais como actinolita e hornblenda. Os equilíbrios de ambos os litotipos são listados a seguir.

iv) Rochas calcissilicáticas



v) Mármore



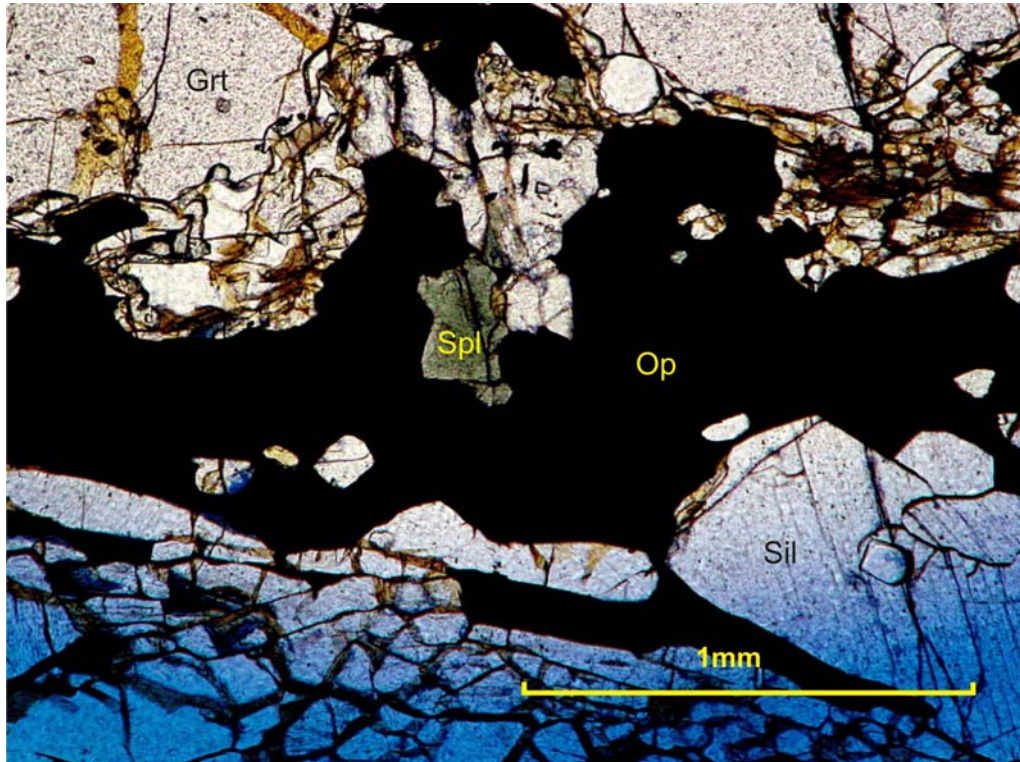


Figura 34: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci onde observa-se o equilíbrio grt-rt-als-ilm-qtz. Há a presença de espinélio verde em contato com granada e mineral opaco. Amostra IV-X-19.

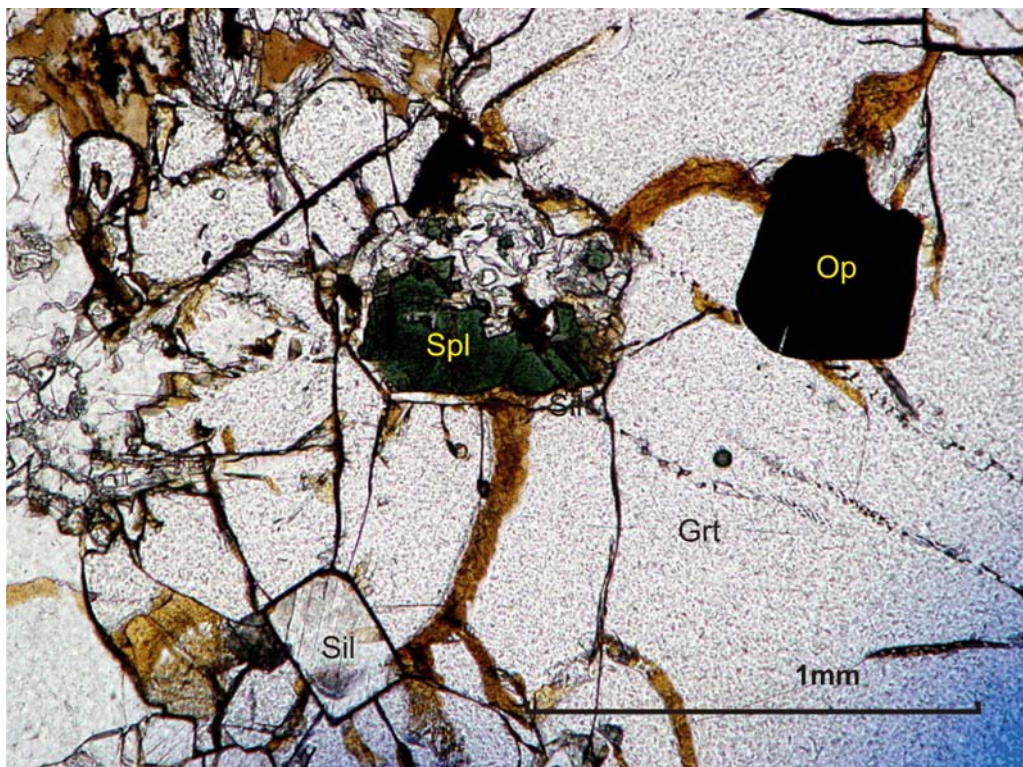


Figura 35: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci onde observa-se o espinélio corado por silimanita. Amostra IV-X-19.

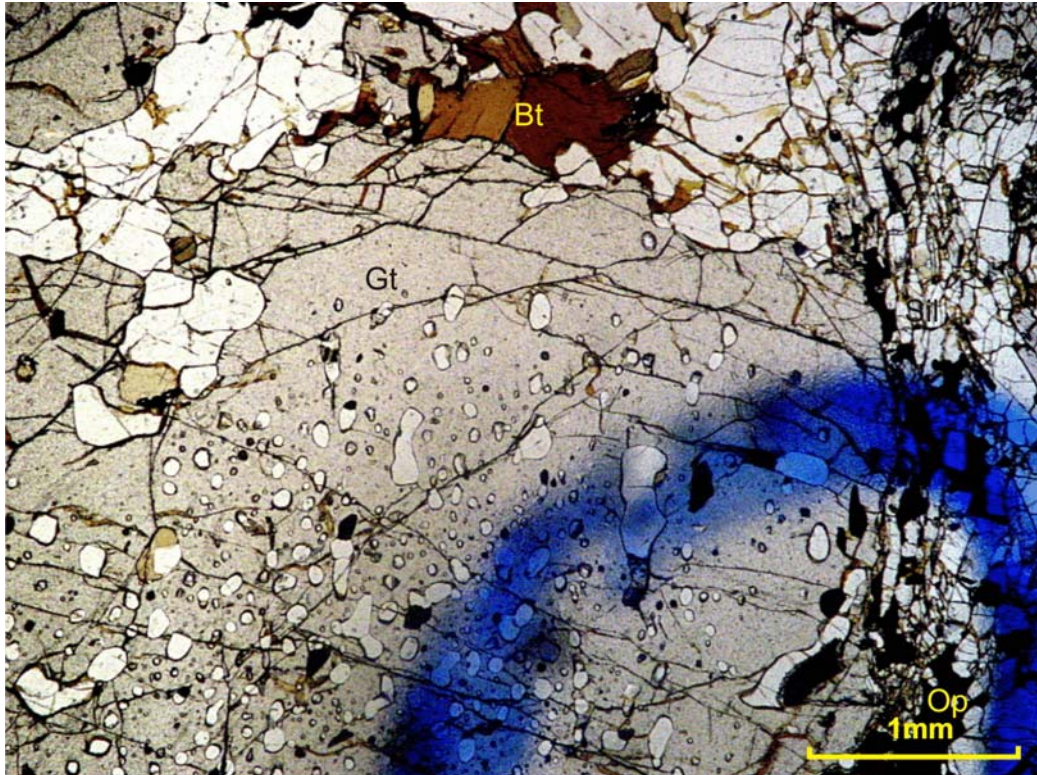


Figura 36: Fotomicrografia do paragneisse do Domínio Cambuci mostrando os equilíbrios 1 (núcleos) e 2 (bordas) do termômetro grt-bt. Amostra IV-X-19.

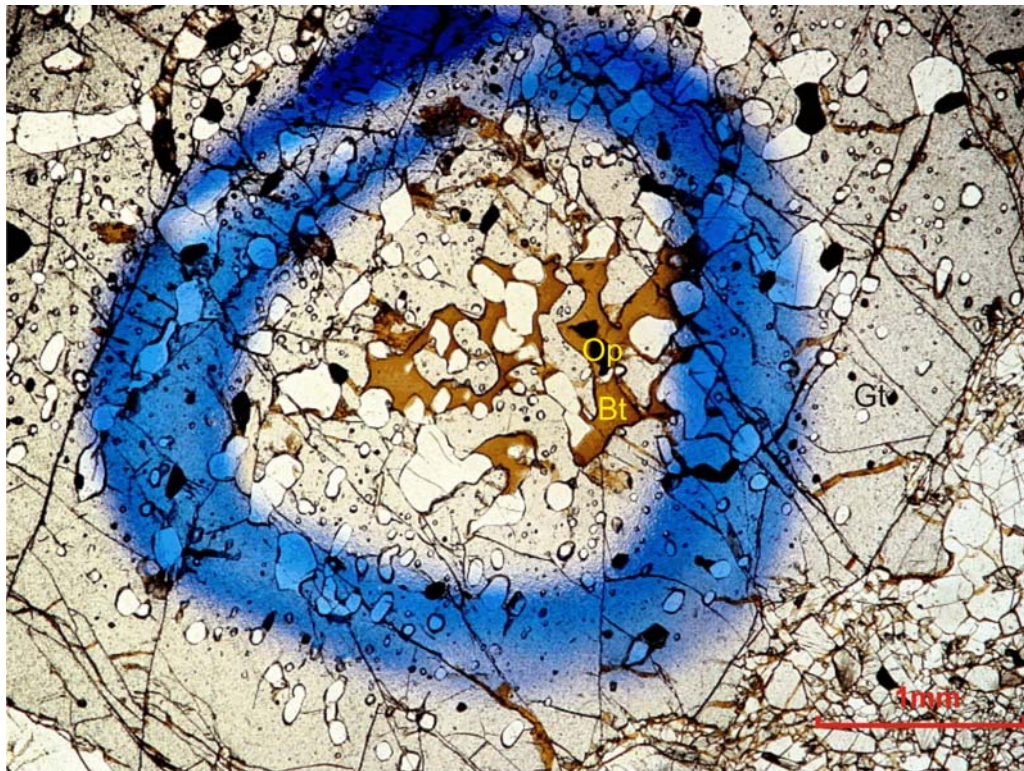


Figura 37: Fotomicrografia do metapelite do Domínio Cambuci mostrando o equilíbrio 3 (crescimento de biotita ao redor da granada) do termômetro grt-bt. Amostra IV-X-19.

Amostra IV-X-19.

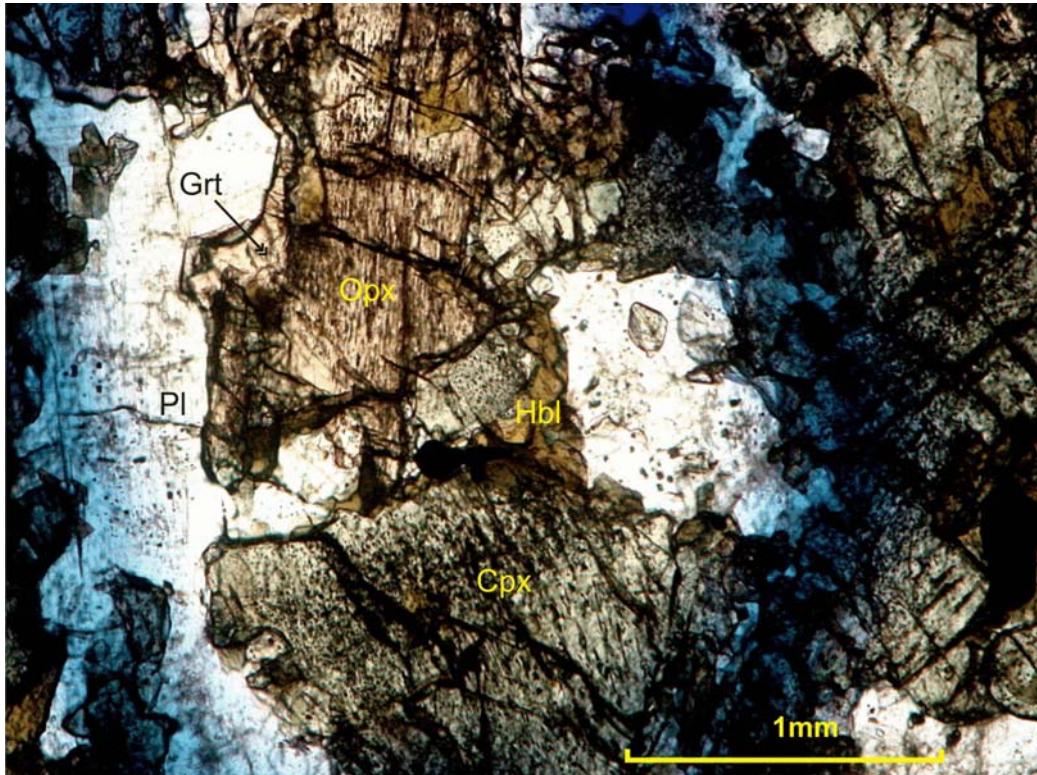


Figura 38: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci (amostra JI-II-07-36B) onde observa-se os equilíbrios 0 (núcleos de piroxênios e plagioclásio) e 1 (coroas de grt e hbl ao redor de cpx, opx e pl).

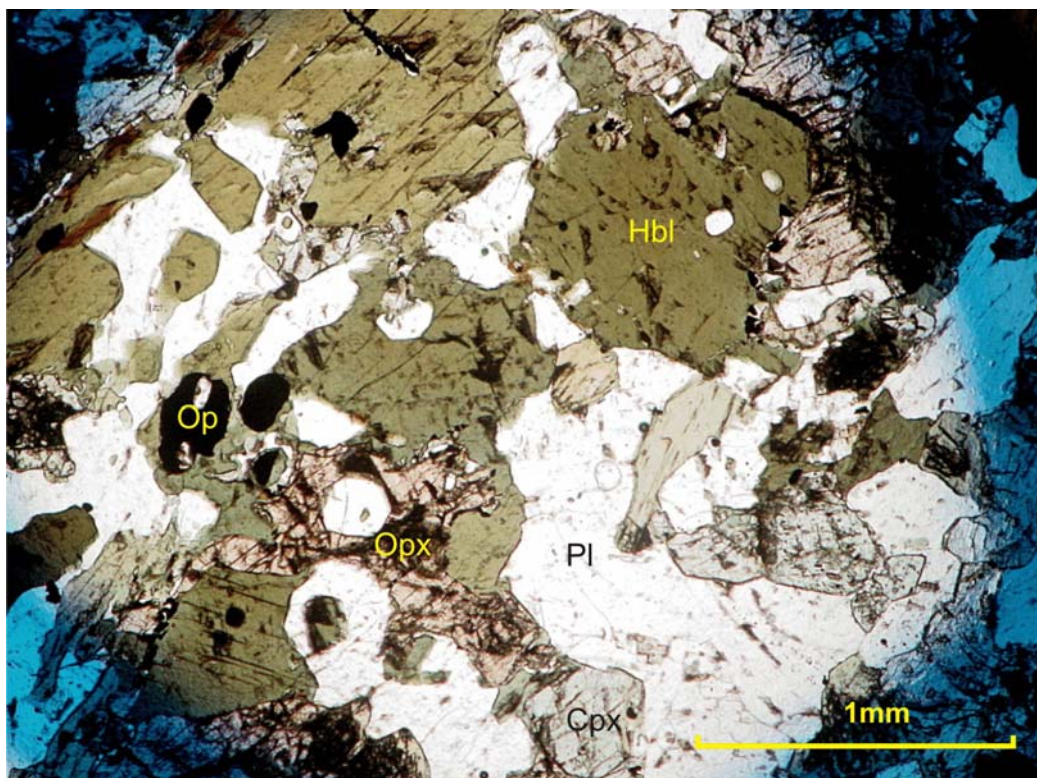


Figura 39: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci (amostra JI-XI-15B) mostrando os equilíbrios 1 (núcleos de opx, cpx, hbl, op e pl e 2 (bordas de opx, cpx, hbl pl e op).

vi) Rochas Metaultramáficas

As rochas metaultramáficas são basicamente monominerálicas sendo constituídas por hornblenda (hornblendito) ou clinopiroxênio (piroxenito). O plagioclásio está presente nos dois litotipos como mineral acessório. Os núcleos dos grãos determinam o equilíbrio (1) e as bordas, o equilíbrio (2).

Hornblendito

(1) hbl + plg + op (bordas)

(2) hbl + plg + op (núcleos)

Piroxenito

(1) cpx (di) + pl + op (bordas)

(2) cpx (di) + pl + op (núcleos)

vii) Ortognaisses/Ortogramulitos

Os ortognaisses são constituídos de paragêneses formadas por minerais como plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e minerais opacos. Nos ortogramulitos, clinopiroxênio e ortopiroxênio constituem duas classes mineralógicas importantes, constituindo uma paragênese juntamente com aqueles minerais listados para os ortognaisses. Os núcleos dos grãos minerais representam o equilíbrio (1) e as bordas são interpretadas como correspondentes ao equilíbrio (2).

(1) pl + qtz + bt + hbl + op ± cpx (di) ± opx ± Kfs ± grt

(2) pl + qtz + bt + hbl + op ± cpx (di) ± opx ± Kfs ± grt

5.2.2 Química mineral de M1 no Domínio Cambuci

Para a rocha metassedimentar (amostra IV-X-19), foram realizadas análises de química mineral nas bordas e núcleos, quando possível, em grãos de granada, biotita, sillimanita, ilmenita, rutilo e espinélio. A granada (Figura 40) é constituída, fundamentalmente, por almandina (Fe_{2+}) $\text{Alm}_{(71-68)}$. O componente piropo (Mg) $\text{Prp}_{(27-24)}$ possui valores consideráveis. Em menores proporções, estão os componentes grossulária (Ca) $\text{Grs}_{(4-3)}$ e espessartita (Mn) $\text{Sps}_{(1,5)}$. Andradita (Fe_{3+} e Ti) e uvarovita

(Cr) possuem valores pouco significativos. A composição da mica (Figura 41) é projetada no campo da biotita, próximo ao campo da flogopita, de acordo com o diagrama de razões $Fe/(Fe+Mg) \times Al^{IV}$. Há uma variação composicional, na qual os núcleos tendem a ter composição da série eastonita-siderofilita, enquanto que as bordas e as coroas deste filossilicato tendem a projetar no campo da série flogopita-annita, indicando que possuem menores concentrações de Al^{IV} . A razão Fe/Mg é 0,69 – 0,48. Rutilo e ilmenita apresentam-se como fases puras e o espinélio foi classificado como gahnita devido aos altos valores de zinco e alumínio.

Duas amostras de metabasitos (amostras JI-XI-15B e JI-II-07-36B) do Domínio Cambuci foram selecionadas para proceder à análise de química mineral. As amostras foram coletadas ao norte da área estudada, entre as cidades de Bom Jesus de Itabapoana e São José do Calçado. Esta seleção foi baseada em estudos petrográficos e na identificação dos equilíbrios descritos anteriormente. Foram analisados, quando possível, núcleos e bordas de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, magnetita e ilmenita.

Na amostra JI-II-07-36B (metabasito), o ortopiroxênio é classificado como hiperstênio (Figura 42), não sendo notadas diferenças composicionais significativas entre núcleos e bordas dos grãos. O clinopiroxênio é do tipo salita (Figura 43) e, assim como os ortopiroxênios, não mostram uma clara variação da composição entre núcleos e bordas. O plagioclásio é do tipo bytonita (An_{81-74}), sendo as bordas enriquecidas no componente anortita (Figura 45). Desta forma, sugere-se o crescimento e não consumo desta fase mineral. Nas coroas de granada, a almandina (Fe_{2+}) $Alm_{(59-57)}$ é o componente predominante (Figura 46). Grossulária (Ca) $Grs_{(21-20)}$ e piropo (Mg) $Prp_{(21-17)}$ ocorrem em valores notáveis, enquanto que o componente espessartita (Mn) $Sps_{(3-2)}$ ocorre em baixas concentrações. Andradita (Fe_{3+} e Ti) e uvarovita (Cr) geraram valores desprezíveis.

Na amostra JI-XI-15B (metabasito), o ortopiroxênio classifica-se como hiperstênio (Figura 42) e não há diferenças significativas de composições entre os núcleos e as bordas analisadas. O clinopiroxênio ocorre no campo da salita (Figura 43) e também não mostra variações composicionais. O plagioclásio é classificado como labradorita (An_{52-49}), sendo que alguns núcleos situam-se no campo da andesina (Figura 44). O anfibólio é classificado como ferro-pargasita-hornblenda ou tschermakita de acordo com dois diagramas de razões $Mg/(Mg+Fe) \times Tsi$ (Figuras 46 e 47).

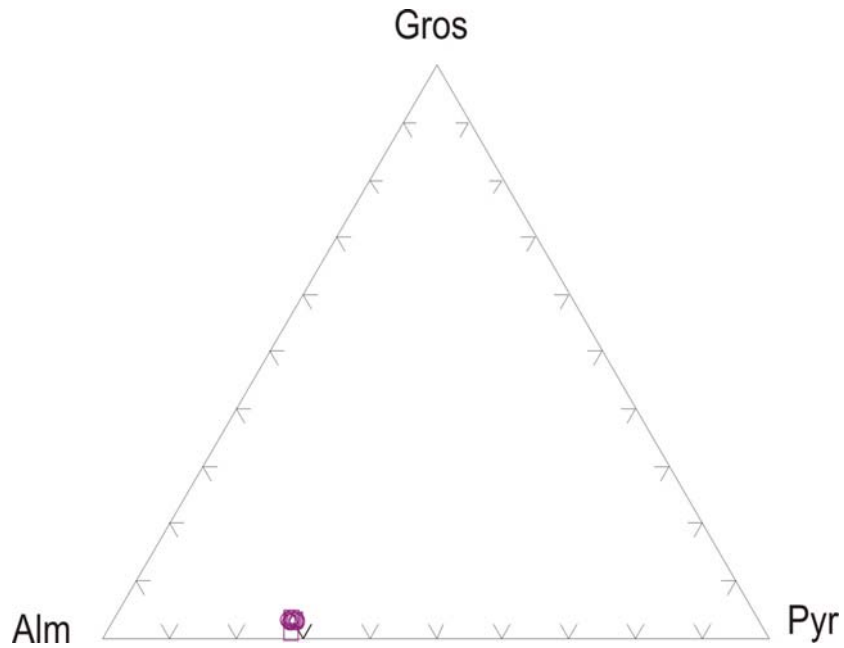


Figura 40: Diagrama de classificação da granada dos paragneisses do Domínio Cambuci.

□ núcleo - amostra IV-X-19 ○ borda - amostra IV-X-19 × coroas - amostra IV-X-19

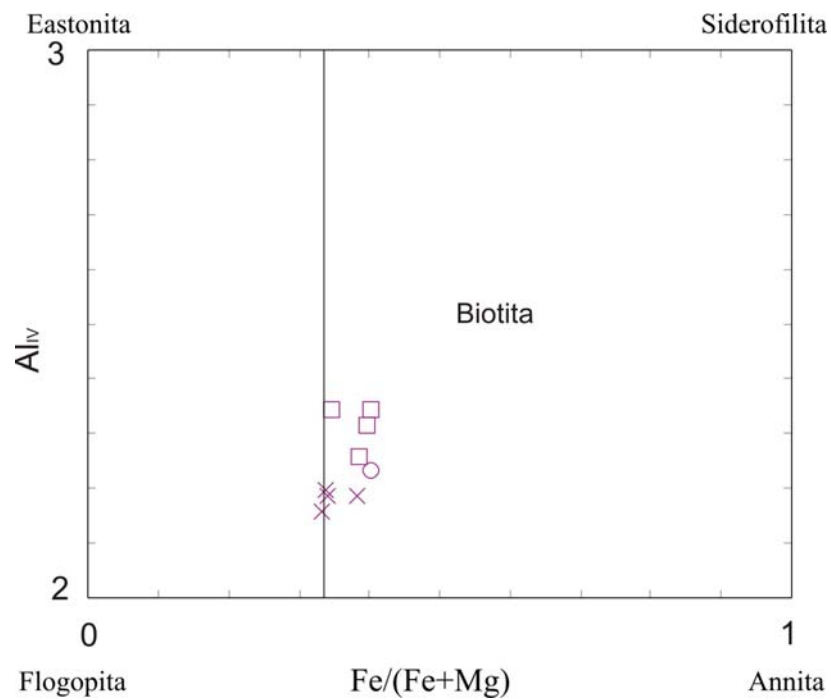


Figura 41: Diagrama de classificação do filossilicato dos paragneisses do Domínio Cambuci.

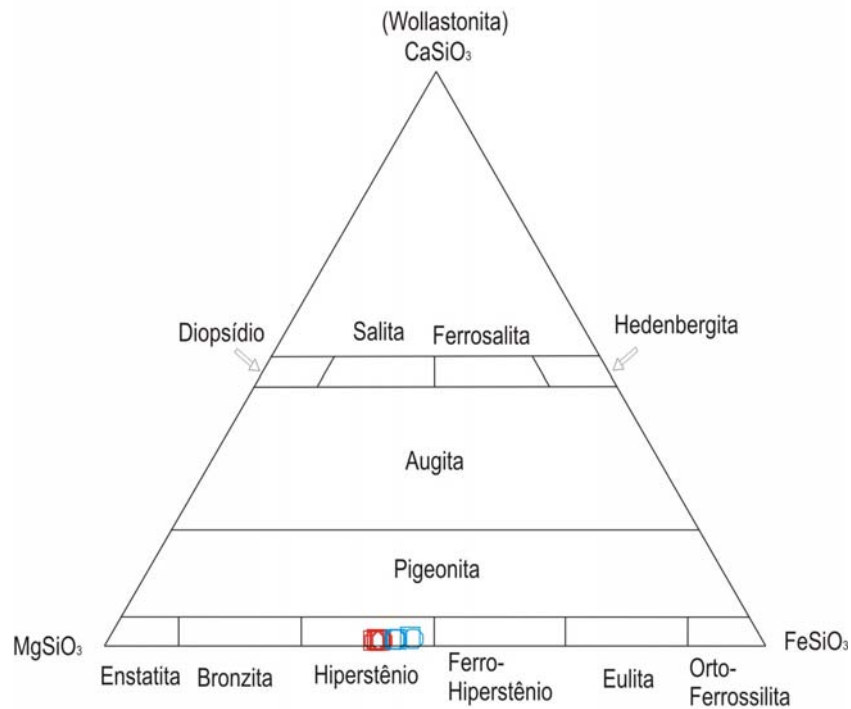


Figura 42: Diagrama de classificação do ortopiroxênio dos metabasitos do Domínio Cambuci.

- núcleo - amostra JI-II-07-36B
- núcleo - amostra JI-XI-15B
- borda - amostra JI-II-07-36B
- borda - amostra JI-XI-15B

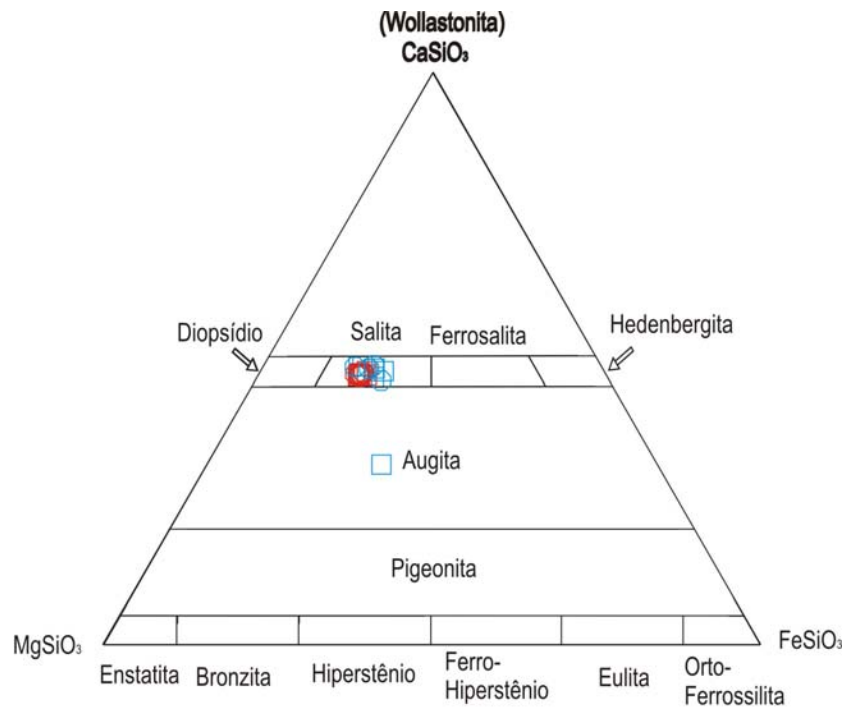


Figura 43: Diagrama de classificação do clinopiroxênio dos metabasitos do Domínio Cambuci.

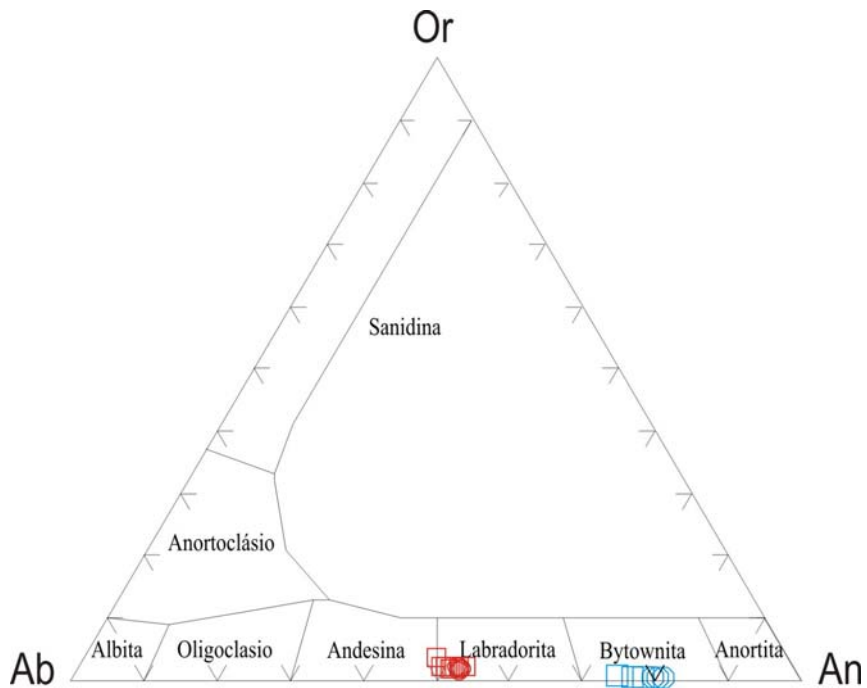


Figura 44: Diagrama de classificação do plagioclásio dos metabasitos do Domínio Cambuci.

- | | | |
|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| □ núcleo - amostra JI-II-07-36B | ○ borda - amostra JI-II-07-36B | ▽ coroa - amostra JI-II-07-36B |
| □ núcleo - amostra JI-XI-15B | ○ borda - amostra JI-XI-15B | |

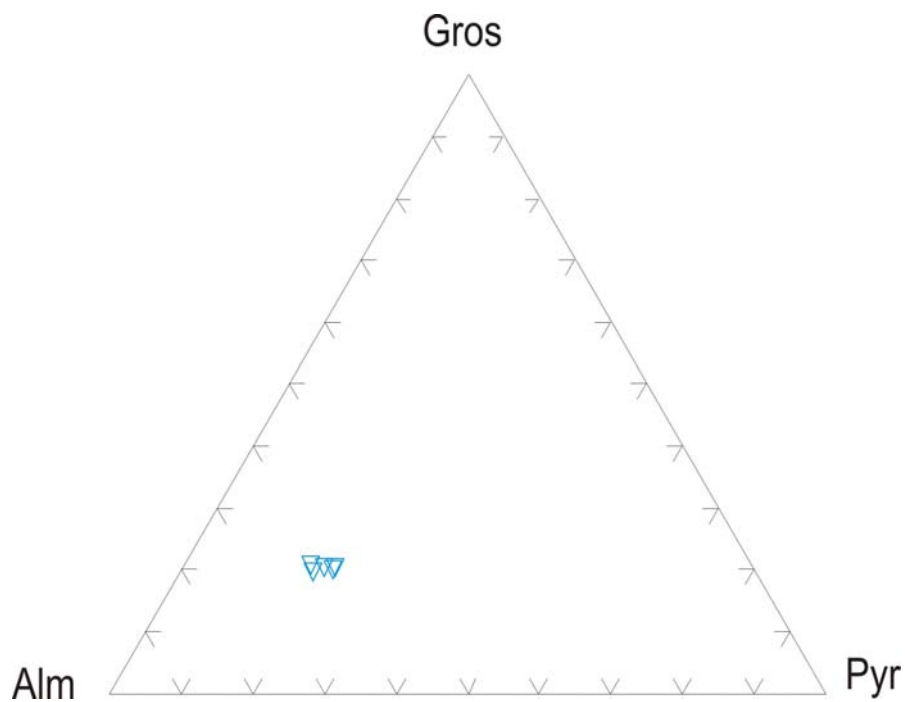


Figura 45: Diagrama de classificação da granada dos metabasitos do Domínio Cambuci.

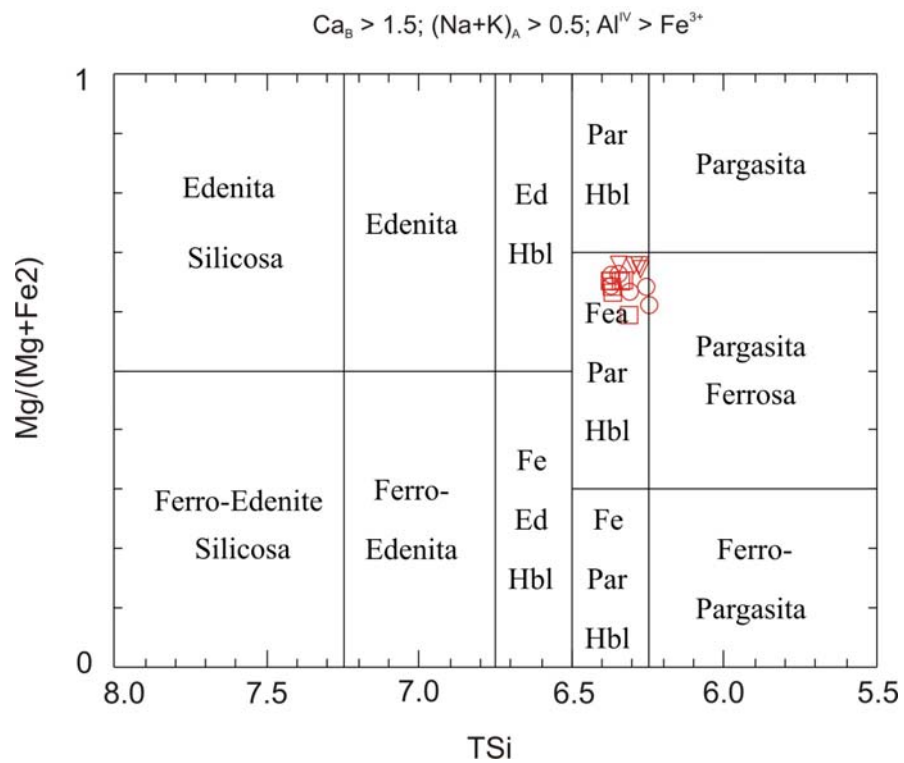


Figura 46: Diagrama de classificação do anfibólio das rochas metabásicas do Domínio Cambuci.

□ núcleo - amostra JI-XI-15B ○ borda - amostra JI-XI-15B ▽ coroa - amostra JI-XI-15B

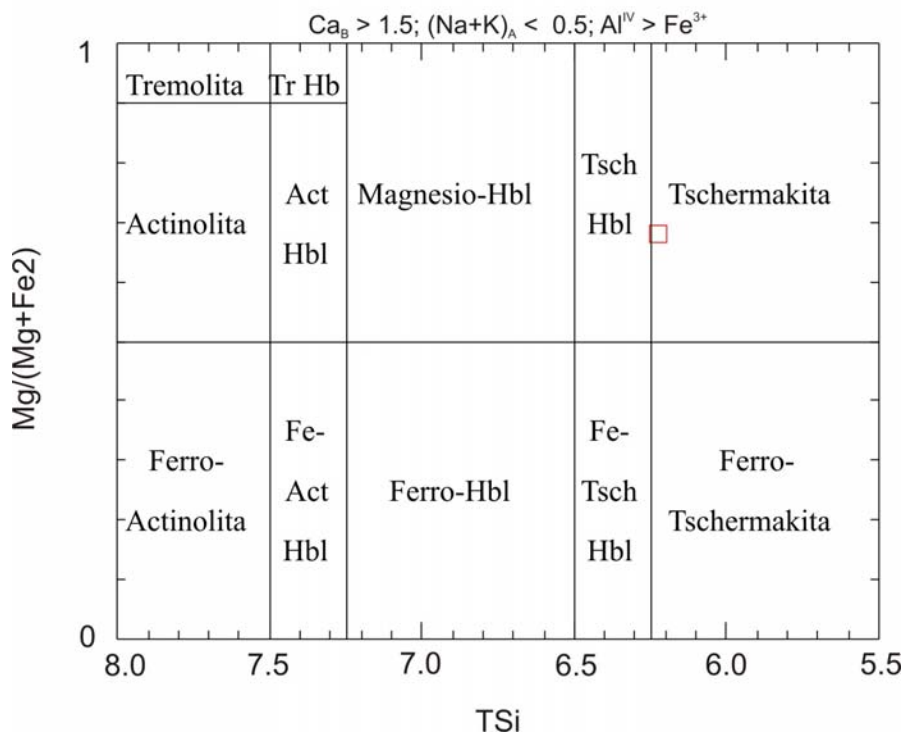


Figura 47: Diagrama de classificação do anfibólio das rochas metabásicas do Domínio Cambuci.

A mica presente na amostra ocorre no limite do campo da flogopita e da biotita, de acordo com o diagrama de razões $Fe/(Fe+Mg) \times Al^{IV}$ (Figura 48). A razão Fe/Mg varia de 0,49 – 0,55.

Comparando as análises efetuadas nos dois metabasitos, o ortopiroxênio e o clinopiroxênio da amostra JI-II-07-36B são mais enriquecidos no componente ferrosilita (Fe_{2+}) em comparação àqueles da amostra JI-XI-15B. A maior diferença composicional entre os dois litotipos ocorre no plagioclásio que, na amostra JI-XI-15B, possui maiores concentrações de anortita. A figura 49 mostra que a composição de todos os grãos de ortopiroxênio analisados é projetada no campo dos ortopiroxênios metamórficos. Na figura 50, observa-se que as análises do ortopiroxênio do equilíbrio (1) ocorrem no campo dos opx transicionais, porém mais próximo ao limite com o campo dos opx metamórficos do que as projeções das análises obtidas para o equilíbrio (0). Os diagramas foram propostos por Rietmeijer (1983) para ortopiroxênios coexistindo com clinopiroxênios, como é o caso dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci.

5.2.3 Geotermobarometria de M1 no Domínio Cambuci

Nos metapelitos do Domínio Cambuci, as condições de T e P do metamorfismo M_1 para o equilíbrio 1, 2 e 3 foram calculadas a partir de: termômetro grt-bt (diversos autores – ver Tabela 13) e barômetro grt-rt-sil-ilm (GRAIL- Bohlen *et al.*, 1983a), como indicado abaixo:

Cálculo de T: núcleo de granada e núcleo de biotita (equilíbrio 1)

Borda de granada e borda de biotita (equilíbrio 2)

Cálculo de P: núcleo de granada e ilmenita (equilíbrio 1).

Borda de granada e ilmenita (equilíbrio 2).

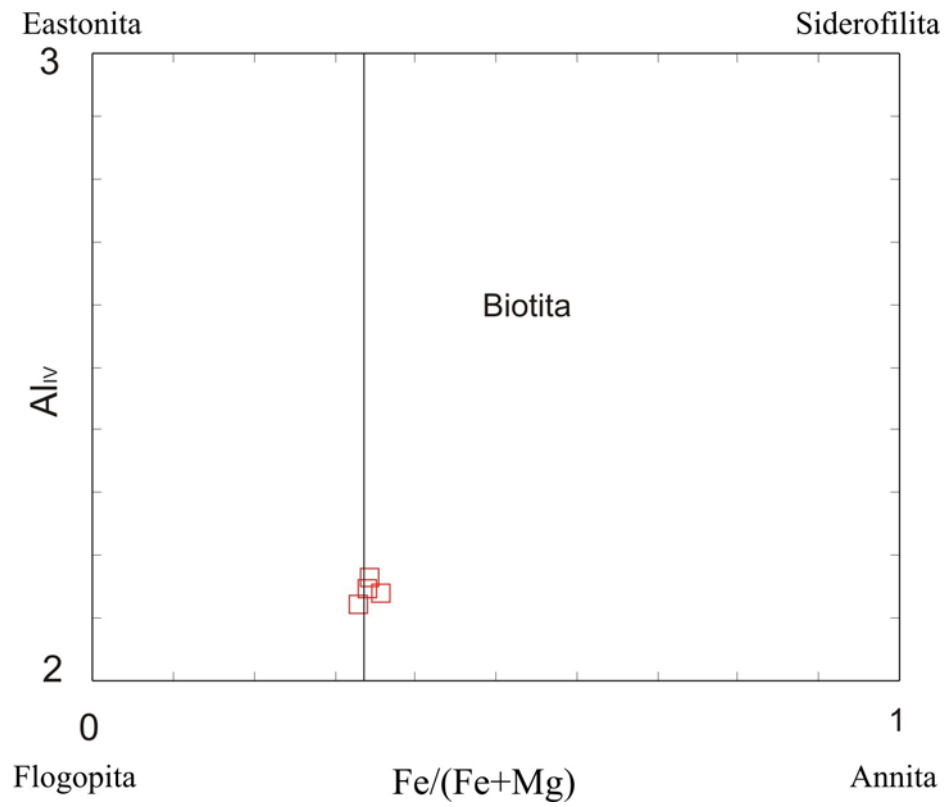


Figura 48: Diagrama de classificação do filossilicato dos metabasitos do Domínio Cambuci. O símbolo indica análises nos núcleos deste mineral.

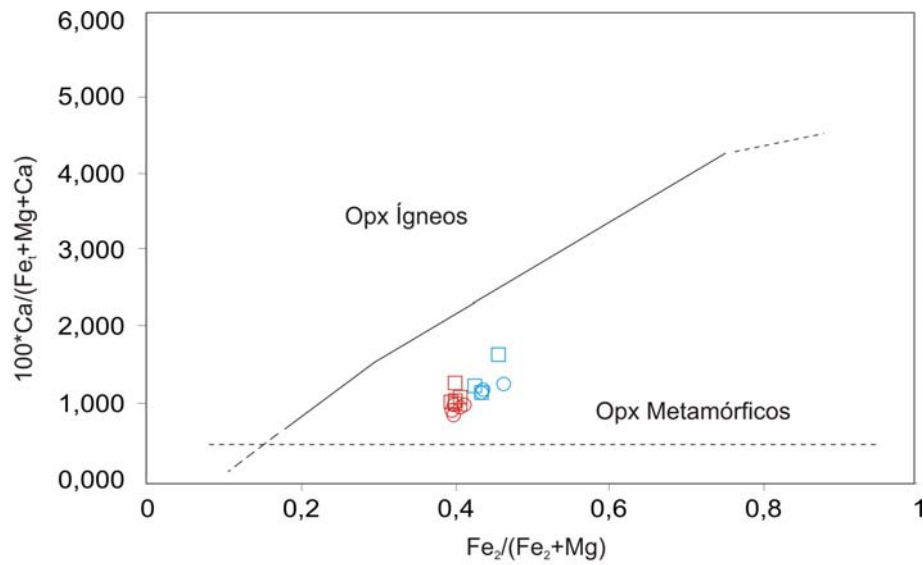


Figura 49: Diagrama discriminante entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos (segundo Rietmeijer, 1983).

- núcleo - amostra JI-II-07-36B ○ borda - amostra JI-II-07-36B
- núcleo - amostra JI-XI-15B ○ borda - amostra JI-XI-15B

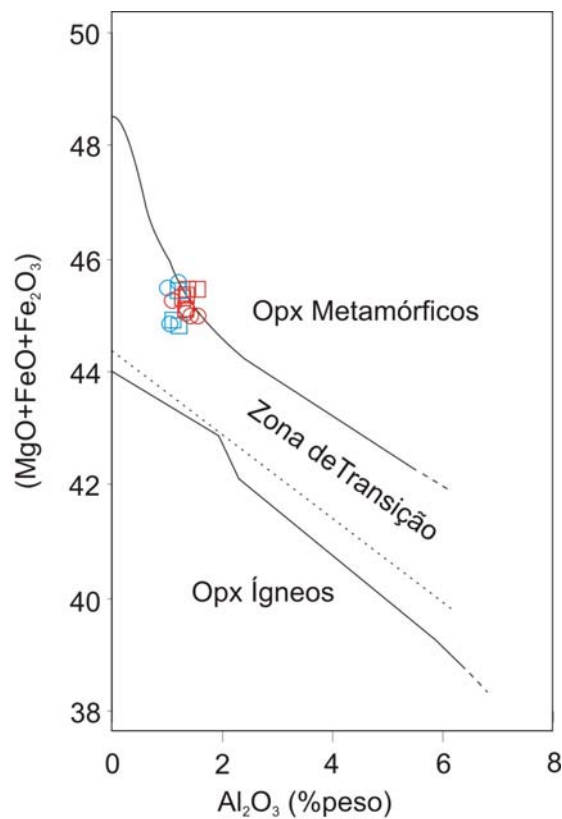


Figura 50: Diagrama discriminante entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos (segundo Rietmeijer, 1983).

A Tabela 13 mostra os resultados obtidos para o par granada-biotita, nos equilíbrios 1, 2 e 3, onde se constata que as composições do núcleo (equilíbrio 1) forneceram uma T média (T_m) de ≈ 718 °C enquanto que as da borda (equilíbrio 2) forneceram T_m de ≈ 650 °C e para as coroas de biotita com as bordas de granada (equilíbrio 3), os valores foram de, aproximadamente, 615 °C.

Os valores de pressão (Tabela 14) obtidos foram de $6,62 \pm 0,64$ Kbar $5,8 \pm 0,68$ Kbar para núcleos (equilíbrio 1) e bordas (equilíbrio 2), respectivamente. Algumas informações com relação à variável pressão podem ser obtidas por meio da composição dos anfibólios (Laird & Albee, 1981). Estes autores determinaram campos de metamorfismo de alta pressão (Terrenos Sambagawa e Franciscano), média pressão (Terrenos Dalradian e Haast River) e baixa pressão (Terreno Abukuma). A composição química dos anfibólios do Domínio Tectônico Cambuci se adequam tanto ao campo do terreno de baixa pressão (Terreno Abukuma) quanto aos terrenos de média pressão (terrenos Haast River e Dalradian) como observado na figura 51.

Para o equilíbrio 3, foi utilizado o par granada-biotita para a determinação da temperatura (diversos autores – ver Tabela 13). Os cálculos foram baseados nas composições das bordas de granada e coroas de biotita ao redor da granada. A inexistência de equilíbrios sensíveis às variações de pressão não permitiram o cálculo para esta variável do metamorfismo M_1 no equilíbrio 3.

Os valores utilizados para a determinação das Temperaturas dos equilíbrios 1, 2 e 3 foram com base nos valores pré-estabelecidos de P.

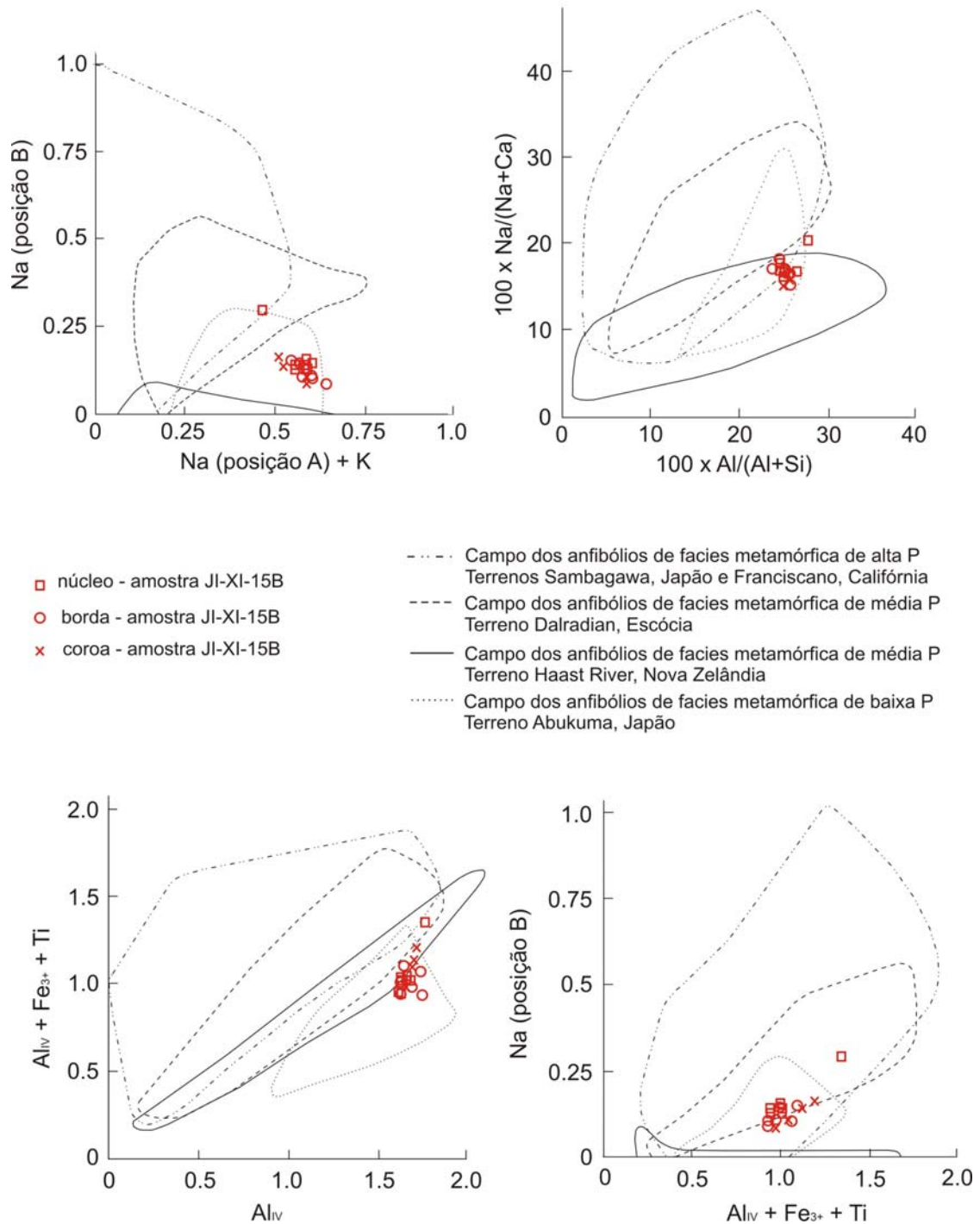


Figura 51: Diagramas mostrando as projeções das composições do anfibólio dos metabasitos do Domínio Cambuci. Campos de Diferentes composições de P definidos por Laird & Albee (1981).

Tabela 13. Valores de T obtidos para os equilíbrios 1, 2 e 3 da amostra IV-X-19, segundo os geotermômetros indicados. (P constante a 7 Kbar para o equilíbrio 1 e a 6 Kbar para os equilíbrios 2 e 3).

| Geotermômetro | T (°C) – núcleo de grt e núcleo de bt (equilíbrio 1) | T (°C) – borda de grt e borda de bt (equilíbrio 2) | T (°C) – borda de grt e borda de bt (equilíbrio 3) |
|--------------------------------|--|--|--|
| Thompson (1976) | 724,4 | 657,43 ± 22 | 620,7 ± 10 |
| Ferry & Spear (1978) | 738 | 653,47 ± 18 | 608,13 ± 10 |
| Perchuck, <i>et. al</i> (1985) | 691,45 | 638,53 ± 35 | 612,45 ± 10 |
| Média | 718 | 649,81 | 613,76 |

Tabela 14. Valores de P obtidos para os equilíbrios 1 e 2 da amostra IV-X-19, segundo o geobarômetro indicado. (T constante de 750°C Kbar para o equilíbrio 1 e 650°C para o equilíbrio 2).

| Geobarômetro | P (Kbar) núcleo de gt e núcleo de ilm (equilíbrio 1) | P (Kbar) borda de gt e borda de ilm (equilíbrio 2) |
|---|--|--|
| Bohlen <i>et. al.</i> , (1983a-GRAIL-Sil) - GRAIL | 6,62 ± 0,64 | 5,8 ± 0,68 |

Para o caso dos metabasitos, o equilíbrio 0, observado em uma amostra, corresponde a um evento anterior ao metamorfismo principal M_0 . As condições de T de formação do equilíbrio 0 do metabasito foram estimadas a partir das análises dos núcleos dos termômetros cpx e opx (Wood & Banno, 1973) na amostra JI-07-II-36B (Tabela 15). Os valores de T_m obtidos foram, aproximadamente, de 787,50°C. Não há registros de equilíbrios sensíveis às variações de P, portanto, os valores de pressão do equilíbrio 0 não puderam ser obtidos. Sabe-se, entretanto, que o equilíbrio 0 formou-se sob condições de pressão inferiores àquelas obtidas para o equilíbrio 1, uma vez que deste faz parte a granada, como será visto logo a seguir.

Para o equilíbrio 1, a obtenção dos valores de T foi realizada por meio dos termômetros cpx-opx (Wood & Banno, 1973), grt-cpx (Ellis & Green, 1985), grt-opx (Dahal, 1980), hbl-pl (Blundy & Holland, 1994) (Tabela 16). Para a obtenção dos

valores de pressão, os equilíbrios utilizados foram cpx-pl-qtz (Ellis, 1980) e cpx-pl-grt (Eckert *et al.*, 1991) (Tabela 17). Os valores de pressão puderam ser obtidos apenas a partir dos dados da amostra JI-II-07-36B. Foram considerados os seguintes equilíbrios:

Cálculo de T: borda de cpx e opx (amostra 36b)/núcleo de cpx e opx (amostra 15B)

coroa de grt – borda de cpx

coroa de grt – borda de opx

núcleo de hbl – núcleo de pl

Cálculo de P: borda de cpx – borda de pl

borda de cpx – borda de pl – coroa de grt

Para o equilíbrio 2 (Tabela 15), restrito à amostra JI-XI-15B, utilizou-se o termômetro opx-cpx (Wood e Banno, 1973) e hbl-pl (Blund & Holland, 1994) com os dados das bordas destes minerais. Os seguintes equilíbrios foram utilizados:

Cálculo de T: borda de opx e borda de cpx

borda de hbl e borda de pl

Tabela 15. Valores de T obtidos para os equilíbrios 0 e 2 dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci, segundo o geotermômetro indicado.

| Geotermômetros T (°C) | JI-II-07-36B (equilíbrio 0) T(°C) – núcleo de cpx e de opx | JI-XI-15B (equilíbrio 2) T(°C) bordas de cpx e opx; bordas de hbl e plg |
|------------------------|---|---|
| Wood e Banno (1973) | 787,50 | 685,60 |
| Blund e Holland (1994) | - | 740 |
| Média | 787,50 | 712,8 |

Tabela 16. Valores de T obtidos para o equilíbrio 1 dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci, segundo os geotermômetros indicados.

| Geotermômetros T (°C) | JI-II-07-36B | JI-XI-15B |
|---|--------------|-----------|
| borda de cpx e opx (36 B); núcleo de opx e cpx (15B)– Wood e Banno (1973) | - | 743,65 |
| borda de cpx e coroa de grt – Ellis e Green (1985) | 689,31 | - |
| borda de opx e coroa de grt – Dahal (1980) | 752,27 ± 30 | - |
| núcleo de hbl e núcleo de pl – Blund e Holland (1994) | | 760,74 |
| Média | 720,79 | 752,2 |

Tabela 17. Valores de P (Kbar) para o equilíbrio 2 da amostra JI-II-07-36B, segundo os geobarômetros indicados. (T constante = 730°C)

| Geobarômetros | P (Kbar) borda de cpx e plg – (pl-cpx-qtz) |
|--|--|
| Eckert <i>et al.</i> (1991) – cpx-pl-grt | 6,05 ± 1,9 |
| Ellis (1980) – cpx-pl-qtz | 7,76 ± 0,42 |
| Média | 6,91 |

5.2.4 Comparações com dados pré-existent

No Domínio Tectônico Cambuci não há referências na literatura geológica de dados de geotermobarometria até o presente momento. Esta dissertação possivelmente torna-se pioneira neste quesito.

Os dados geotermobarométricos do Domínio Juiz de Fora apresentam valores muito similares aos encontrados para o Domínio Cambuci. Essa comparação é estabelecida no presente trabalho devido ao contato tectônico entre estes dois Domínios. Duarte (1998) definiu que as condições do pico metamórfica registradas

para o estágio M_1 no Complexo Juiz de Fora foram de $T > 713-747$ °C e $P = 6-7$ Kbar. No Domínio Cambuci, os paragnaises registram temperaturas de condições do pico metamórfico M_1 de $T_m \approx 718$ °C e $P \approx 6,6$ Kbar e os metabasitos $T_m \approx 720 - 750$ °C e $P \approx 6,9$ Kbar.

5.3 Metamorfismo no Domínio Costeiro

Paragêneses atribuídas ao metamorfismo M_1 são registradas em todos os litotipos do Domínio Tectônico Costeiro. O pico do metamorfismo foi concomitante ao auge da fase principal de deformação (D_1+D_2). Com o incremento das condições metamórficas (temperatura e pressão), foram concebidas novas fases minerais, recristalização e reorganização de cristais que caracterizam a formação das foliações S_1 , S_2 e S_1+S_2 . As paragêneses reportam a metamorfismo sob condições de fácies granulito, e não há registros da progressão ou da retrogressão deste metamorfismo.

O Ortognaisse da Unidade Angelim apresenta texturas características de um processo subsólido observada em fenocristais de plagioclásio antipertítico. Eventualmente há a ocorrência de hornblenda na foliação principal.

Devido ao alto grau de alteração, não foi possível coletar amostras que representassem as genuínas características do paragnaisse (Gnaisse São Fidélis). As paragêneses existentes determinam que esta unidade tenha atingido condições de fácies granulito. A ocorrência de sillimanina é restrita, porém, quando presente, está em contato com a granada sin-cinemática e forma um conjunto foliado junto com a biotita. Este processo indica que o auge do metamorfismo foi concomitante ao progresso da fase principal de deformação (S_1). Quartzo e plagioclásio constituem paragêneses com os minerais descritos previamente. A ocorrência de K-feldspato é também limitada a algumas amostras. As paragêneses dos litotipos são apresentadas na Tabela 18.

Tabela 18: Paragêneses das rochas do Domínio Tectônico Costeiro.

| Litotipo | Paragêneses minerais |
|---------------------------------|--|
| Gnaiss São Fidélis | quartzo + plagioclásio ± K-feldspato + biotita + granada ± sillimanita + mineral opaco + apatita ± rutilo + zircão |
| Ortognaisses da Unidade Angelim | quartzo + granada + biotita + plagioclásio + mineral opaco ± hornblenda |

5.3.1 Equilíbrios de M1 no Domínio Costeiro

i) Ortognaisses da Unidade Angelim

O equilíbrio (0) (Figura 52) é determinado pelo processo subsólido durante o resfriamento do magma onde foram analisados os núcleos de fenocristais de plagioclásios antipertíticos e suas ex-soluções. O evento metamórfico M_1 é relacionado aos equilíbrios (1) (Figura 53) (núcleos dos minerais) indicando o pico do metamorfismo e (2) (Figura 53) (bordas dos minerais) podendo caracterizar o resfriamento.

(0) pl + Kfs (processo subsólido; resfriamento do magma)
(termômetro: dois feldspatos)

(1) grt + pl + bt + op (núcleos) (pico de M_1)

(2) grt + pl + bt + op (bordas) (resfriamento de M_1)

ii) Gnaiss Paraderivado da Unidade São Fidélis

Os equilíbrios 1 e 2 do gnaiss paraderivado são mostrados na Figura 54.

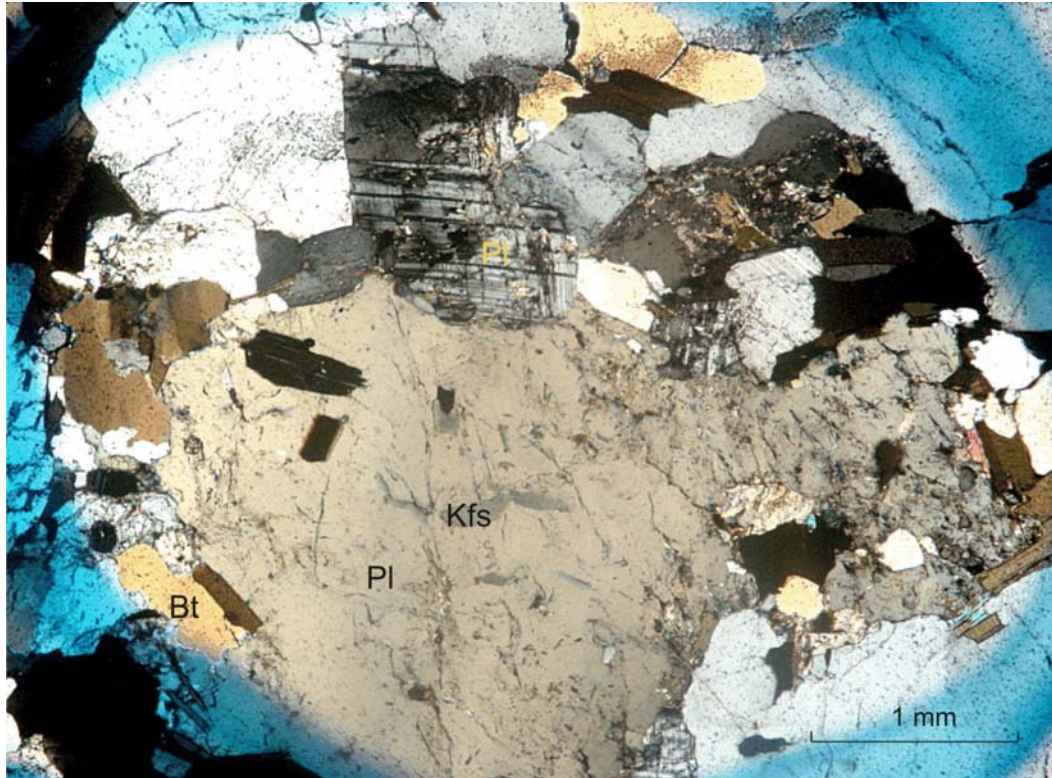


Figura 52: Fotomicrografia do ortogneisse da Unidade Angelim. Plagioclásio antipertítico. Amostra IV-RM-7B.

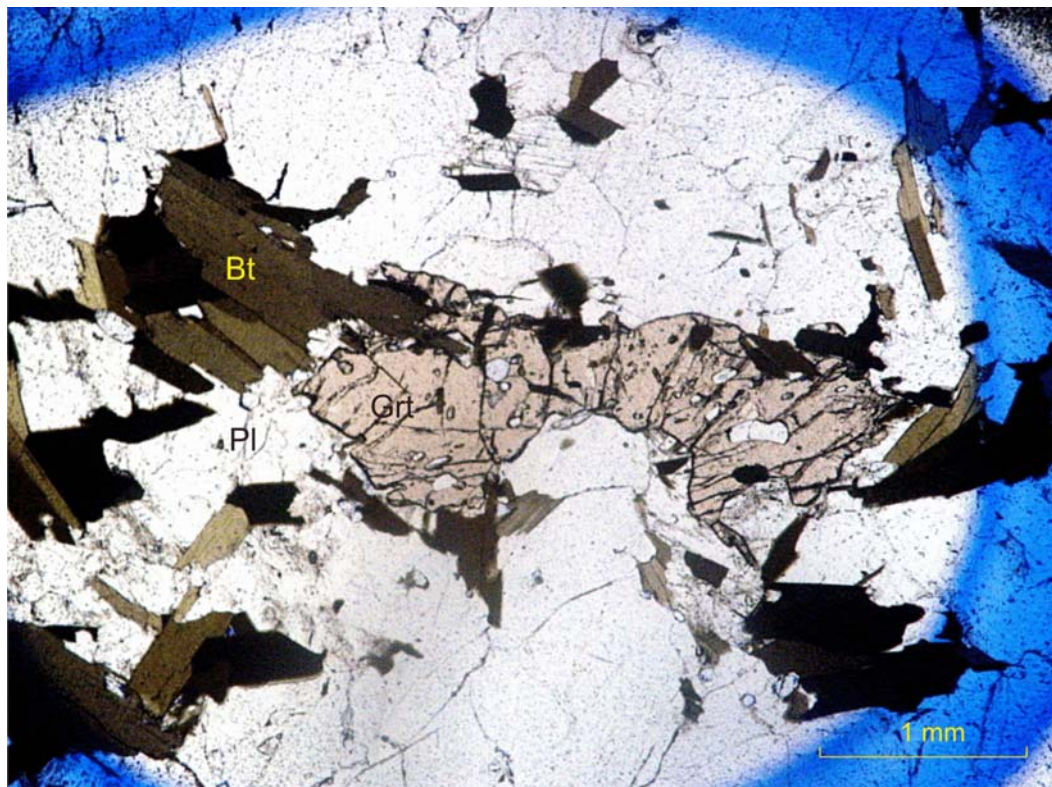


Figura 53: Fotomicrografia do ortogneisse da Unidade Angelim. Equilíbrios (1) e (2) entre granada, biotita, plagioclásio e quartzo. Amostra IV-RM-7B.

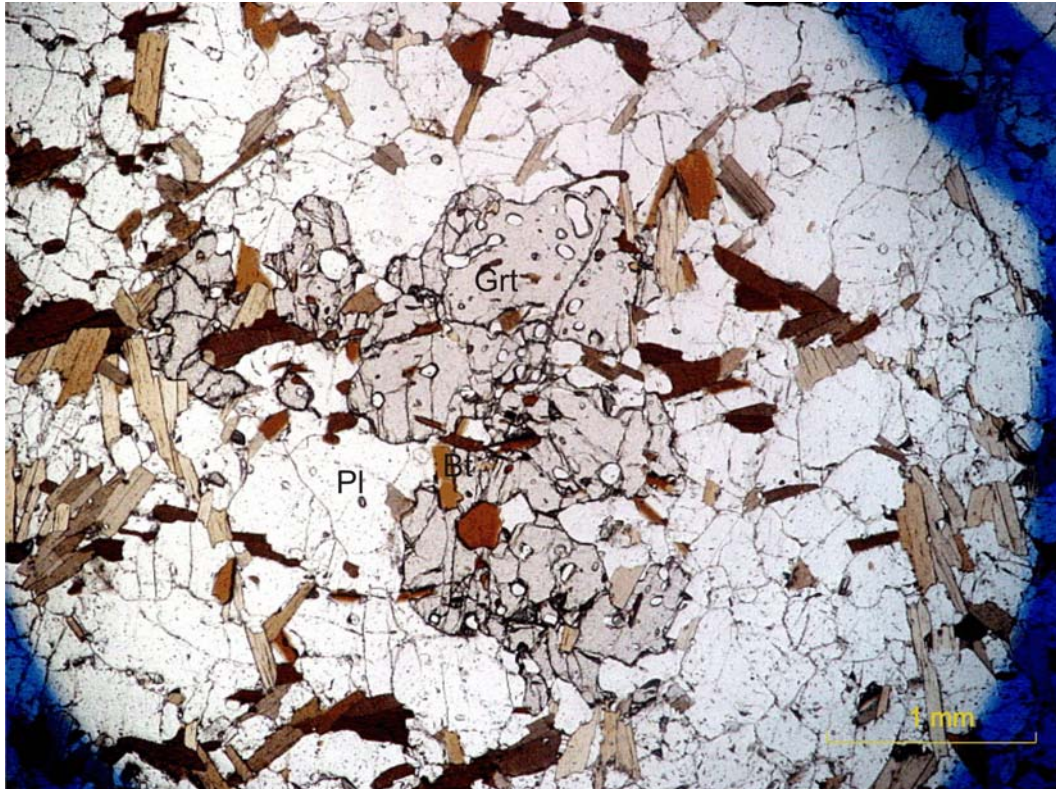
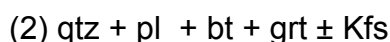
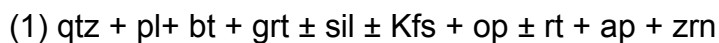


Figura 54: Fotomicrografia do paragneisse da Unidade São Fidélis. Equilíbrios (1) e (2) entre granada, biotita, plagioclásio e quartzo. Amostra IV-RM-5A.

O equilíbrio (1) é caracterizado pelo pico do metamorfismo M_1 , onde é registrado pelos núcleos dos minerais. Já o equilíbrio (2) pode registrar a fase de resfriamento de M_1 , definida pelas bordas dos minerais. Os equilíbrios são descritos a seguir:



5.3.2 Química Mineral de M_1 no Domínio Costeiro

As análises de química mineral foram realizadas em um tonalito da Unidade Angelim (amostra IV-RM-5A) e no paragnaisse da Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-7B), ambas coletadas nas proximidades da cidade de Cardoso Moreira (RJ). Os minerais analisados foram: plagioclásio, granada, biotita e ilmenita. As análises foram efetuadas em núcleos e bordas dos grãos minerais. Na granada, quando possível, foram efetuadas análises em pontos intermediários entre núcleos e bordas e também em grãos de biotita inclusos naquela.

As análises de química mineral do ortognaisse da Unidade Angelim revelam que a granada tem composição predominantemente de almandina (Fe^{2+}) $\text{Alm}_{(57-59)}$ e grossulária (Ca) $\text{Grs}_{(11-24)}$. Os componentes espessartita (Mn) $\text{Sps}_{(6-11)}$, piropo (Mg) $\text{Prp}_{(7-10)}$ e andradita (Fe^{3+} e Ti) $\text{Adr}_{(1-15)}$ aparecem em teores pouco expressivos e uvarovita (Cr) é praticamente inexistente. Foram verificadas variações sistemáticas com aumento nos teores de grossulária nas bordas, e os núcleos com maiores teores em almandina. Estas variações podem ser observadas na Figura 55. O plagioclásio é do tipo andesina (An_{38-46}), com bordas ligeiramente mais cálcicas que os núcleos (Figura 56). O fato das bordas do plagioclásio ter maior quantidade de componente anortita sugere crescimento e não consumo desta fase mineral. O diagrama de razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{Al}^{\text{IV}}$ foi utilizado para a classificação da biotita (Figura 57), cuja razão Mg/Fe varia de 1,5 a 1,7.

Para o paragnaisse da Unidade São Fidélis a química mineral mostrou que a granada é constituída majoritariamente pelo componente almandina (Fe_{2+}) $\text{Alm}_{(72-66)}$. Os componentes Piropo (Mg) $\text{Prp}_{(19-16)}$ e grossulária (Ca) $\text{Grs}_{(14-10)}$ ocorrem em teores menos significativos, enquanto que andradita (Fe_{3+} e Ti) e uvarovita (Cr) possuem valores desprezíveis. Há um ligeiro enriquecimento do componente almandina nas bordas (Figura 55).

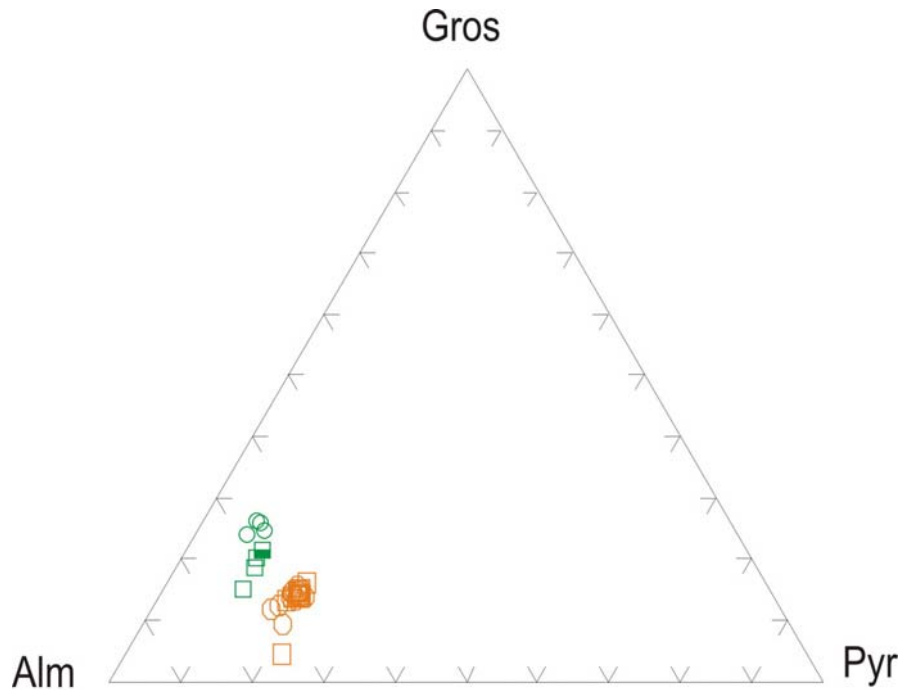


Figura 55: Classificação das granadas dos ortogranulito da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis.

| | | | |
|------------------------------------|-----------------|--|---------|
| Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B) | | Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-5A) | |
| □ núcleo | ○ borda | □ núcleo | ○ borda |
| ▣ intermediário | ▽ grão incluído | | |

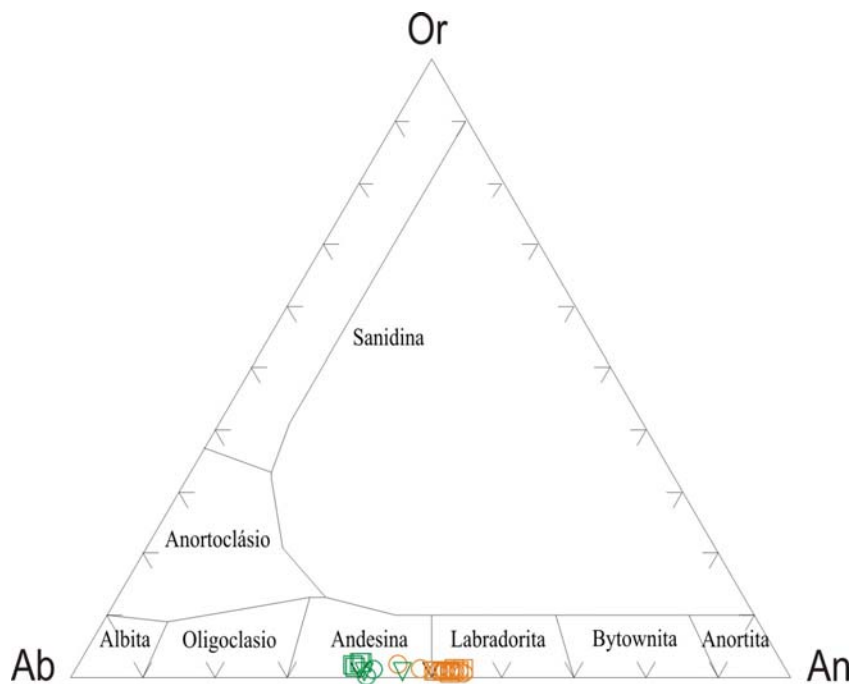


Figura 56: Classificação dos plagioclásios do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis.

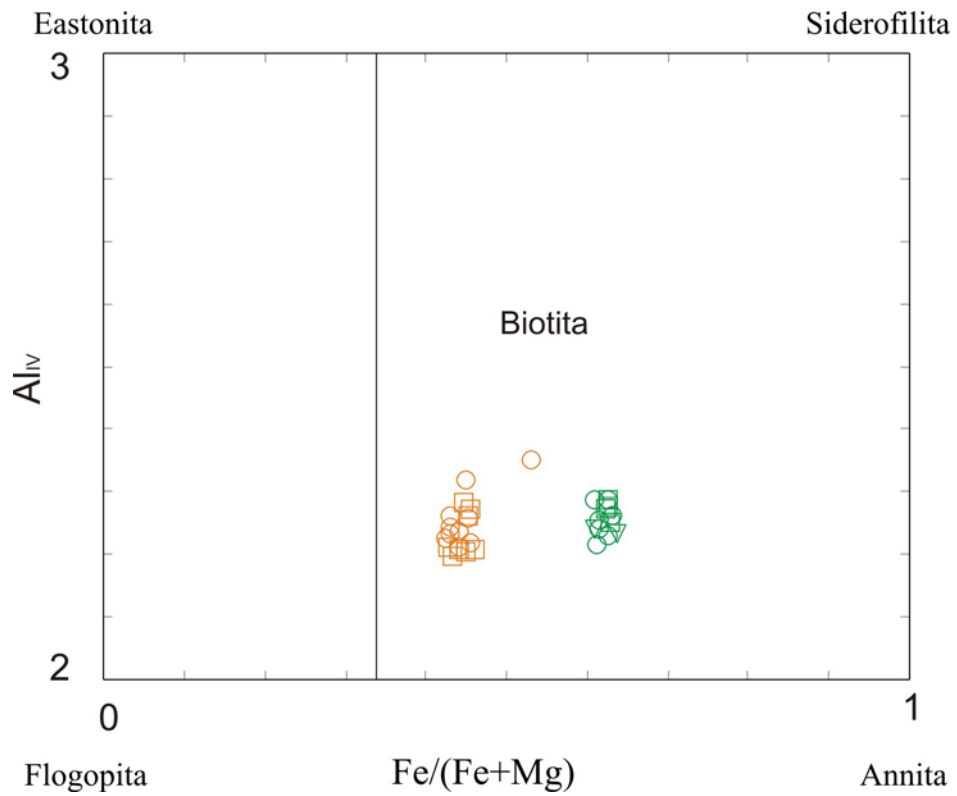


Figura 57: Classificação dos filossilicatos do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis.

O plagioclásio do paragnaisse da Unidade São Fidélis é do tipo labradorita (An_{45-54}), com bordas mais sódicas (Figura 56). A composição da mica é projetada no campo da biotita, de acordo com o diagrama de razões $Fe/(Fe+Mg) \times Al^{IV}$. Foram observadas variações nos teores de Al^{IV} , com leve enriquecimento deste nas bordas dos grãos de biotita, como observado na figura 57.

5.3.3 Geotermobarometria de M1 no Domínio Costeiro

No ortognaisse da Unidade Angelim, as condições de P e T do metamorfismo M1 para o equilíbrio 1 e 2 foram calculadas a partir de termômetros gt-bt (diversos autores – ver tabela 20), os quais forneceram temperaturas de pico metamórfico de, aproximadamente, 785°C e, de volta do metamorfismo, em torno de 674 °C. Também foi utilizado o termômetro pl-Kfs (subsólidos) para o equilíbrio 0 ($T \approx 603$ °C). O geobarômetro grt-pl-bt-qtz (Hoisch, 1990) forneceu pressões elevadas ($\approx 12 - 14$ Kbar), não correspondendo com a realidade das paragêneses, provavelmente por causa do alto valor do componente grossulária na granada. Com base na análise de ortognaises, Santos *et al.* (2005, 2006) encontraram, para o pico de M_1 (equivalente ao equilíbrio 1 do presente trabalho), valores entre 8,4 – 9,0 Kbar, e para a fase de descompressão (equivalente ao equilíbrio 2 do presente trabalho), valores de 6,8 – 7,5 Kbar. (Tabela 21). A correlação de campo com as rochas paraderivadas da Unidade São Fidélis também permitiu a associação dos valores báricos.

Na rocha paraderivada da Unidade São Fidélis, os valores obtidos para a temperatura do metamorfismo M_1 para os equilíbrios 1 e 2 foram calculados a partir de termômetros grt-bt (diversos autores – ver tabela 22) onde o valor do pico do metamorfismo M_1 forneceu temperaturas de ≈ 750 °C e a volta do metamorfismo M_1 ≈ 640 °C. Para a obtenção dos valores de pressão, foi utilizado o geobarômetro grt+pl+als+qtz (Hodges & Spear, 1982) (Tabela 23), gerando os seguintes resultados: equilíbrio 1 forneceu valores de aproximadamente 8,2 (Kbar); e o equilíbrio 2 de aproximadamente 6,44 Kbar.

Tabela 19: Valor de T para o geotermômetro pl-Kfs do ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B), segundo o autor indicado.

| | |
|-------------------------|--------------------------|
| Geotermômetro | Dois feldspatos – pl-Kfs |
| Green & Usdansky (1986) | 603,08 ± 18 |

Tabela 20: Valores de T para os equilíbrios 1 e 2 do ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B), segundo os geotermômetros indicados.

| Geotermômetros | Equilíbrio 1 – núcleo de granada e biotita (T °C) | Equilíbrio 2 – borda de granada e biotita (T °C) |
|------------------------------|---|--|
| Thompson (1976) | 753,63 ± 10 | 640,07 ± 20 |
| Ferry & Spear (1978) | 772 ± 10 | 624,93 ± 25 |
| Perchuk <i>et al.</i> (1985) | 826,4 ± 10 | 741,97 ± 15 |
| Média | 785,01 ± 10 | 674 |

Tabela 21: Valores de P segundo Santos *et al.* (2000; 2001) para ortognaises da Unidade Angelim.

| Geobarômetro | Equilíbrio 1 – núcleo de granada e hornblenda | Equilíbrio 2 - borda de granada e hornblenda |
|---------------------|---|--|
| Kohn & Spear (1990) | 8,4 – 9,0 | 6,8 – 7,5 |

Tabela 22: Valores de T para os equilíbrios 1 e 2 do paragnaisse da Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-5A), segundo os geotermômetros indicados.

| Autores | Equilíbrio 1 – núcleo de granada e biotita (T °C) | Equilíbrio 2 – borda de granada e biotita (T °C) |
|------------------------------|---|--|
| Thompson (1976) | 743,41 ± 30 | 636,48 ± 25 |
| Ferry & Spear (1978) | 762,5 ± 40 | 624,55 ± 30 |
| Perchuk <i>et al.</i> (1985) | 750,83 ± 40 | 664,95 ± 25 |
| Média | 752,24 | 642 |

Tabela 23: Valores de P para os equilíbrios 1 e 2 do paragnaisse da Unidade São Fidélis, segundo o geobarômetro indicado.

| Autor | Equilíbrio 1 – núcleos de granada e plagioclásio (Kbar) | Equilíbrio 2 – bordas de granada e plagioclásio (Kbar) |
|--|---|--|
| Hodges & Spear (1982) – grt-pl-als-qtz | 8,2 ± 0,25 | 6,44 ± 1,28 |

5.3.4 Comparação com dados pré-existents

Devido à escassez de afloramentos e amostras na área alvo, para este Domínio Tectônico, foram utilizadas análises químicas de uma região bem próxima (área de São Fidélis) de Santos *et al.* 2005, 2006. Nestes trabalhos pré-existent os estudos geotermobarométricos revelaram que o Setor São Fidélis - Santo Antônio de Pádua (porção setentrional da Faixa Ribeira) atingiu condições metamórficas de pico metamórfico granulítico, de acordo com as análises dos núcleos dos grãos (T = 800 – 900°C e P = 8 e 9 Kbar) e as bordas registram temperaturas de 580 – 670°C (resfriamento) e pressões de 6,8 – 7,5Kbar, indicando que o resfriamento ocorreu ao longo de um caminho de descompressão. A Unidade São Fidélis registra temperatura de aproximadamente 820 – 1000°C para o pico metamórfico e para a fase de resfriamento entre 530 – 670°C. Os autores não encontraram paragênese sensíveis às variações de pressão para a Unidade São Fidélis. A Unidade Angelim atingiu condições de auge térmico (análise dos núcleos dos grãos) entre ≈ 770-810°C e fase de arrefecimento (análise nas bordas dos grãos) entre ≈ 585 – 635°C. Os valores de pressão obtidos foram de ≈ 9,0 – 8,4 Kbar para as análises nos núcleos dos minerais e para as bordas, valores de ≈ 7,5 – 6,8 Kbar, caracterizando uma fase de descompressão. O geotermômetro utilizado para ambas as unidades foi o par gt-bt (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982) e o geobarômetro utilizado para a Unidade Angelim foi o par grt-hbl (Kohn & Spear, 1990).

5.4 **Metamorfismo M₁ no Domínio Italva**

O Domínio Tectônico Italva difere dos demais Domínios do Terreno Oriental, pois o conjunto mineral em equilíbrio remete ao ápice do metamorfismo à fácies

anfibolito superior com transição para facies granulito. Estima-se que as texturas geradas durante o metamorfismo progressivo tenham sido obliteradas ao atingirem o pico do metamorfismo.

A abordagem da evolução metamórfica no Domínio Tectônico Italva se baseou principalmente no estudo de anfibolitos. As paragêneses e os equilíbrios são limitados, devido a ocorrência de poucas fases minerais, o que é característico dos litotipos deste domínio. O litotipo mais sensível a variações de T e P é o anfibolito, constituído predominantemente por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e titanita (Figura 58), além de quartzo e rutilo como fases acessórias. Uma outra paragênese ainda pode ser definida para os anfibolitos, que é caracterizada pela ocorrência de hornblenda, plagioclásio e minerais opacos (Figura 59). Nos litotipos onde ocorre mineral opaco, não há a presença de clinopiroxênio e vice-versa, portanto, estas duas classes de minerais não estão em equilíbrio. A orientação de cristais de hornblenda e a forma poligonal e recristalizada dos grãos de plagioclásio, formando contatos tríplexes em 120° graus, determinam que o evento de deformação principal ocorreu ao mesmo tempo que o auge do metamorfismo.

Os paragnaisses do Domínio Italva exibem o contato mútuo entre minerais como quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. A ocorrência de cristais de granada é mais restrita, o que dificulta a amostragem e a ocorrência em lâminas petrográficas. Os minerais opacos ocorrem em baixo percentual de volume. A foliação principal desenvolveu-se concomitantemente ao ápice metamórfico. Observa-se também uma segunda geração de biotita, determinando uma nova orientação que também está relacionada ao evento principal do metamorfismo.

As rochas metaultramáficas, gonditos, mármore e rochas calcissilicáticas não apresentam paragêneses diagnósticas das condições metamórficas. Nas rochas metaultramáficas os minerais mais importantes são ortopiroxênio e clinopiroxênio e, em menor frequência, espinélio e plagioclásio. Presume-se, a partir da correlação de campo, que as rochas metaultramáficas foram submetidas às mesmas condições de pressão e temperatura do que os metapelitos e anfibolitos, entretanto, o conjunto mineralógico anidro não é diagnóstico para a determinação de fácies metamórficas, uma vez que o metamorfismo de rochas metaultramáficas requer o acesso de H₂O ou CO₂.

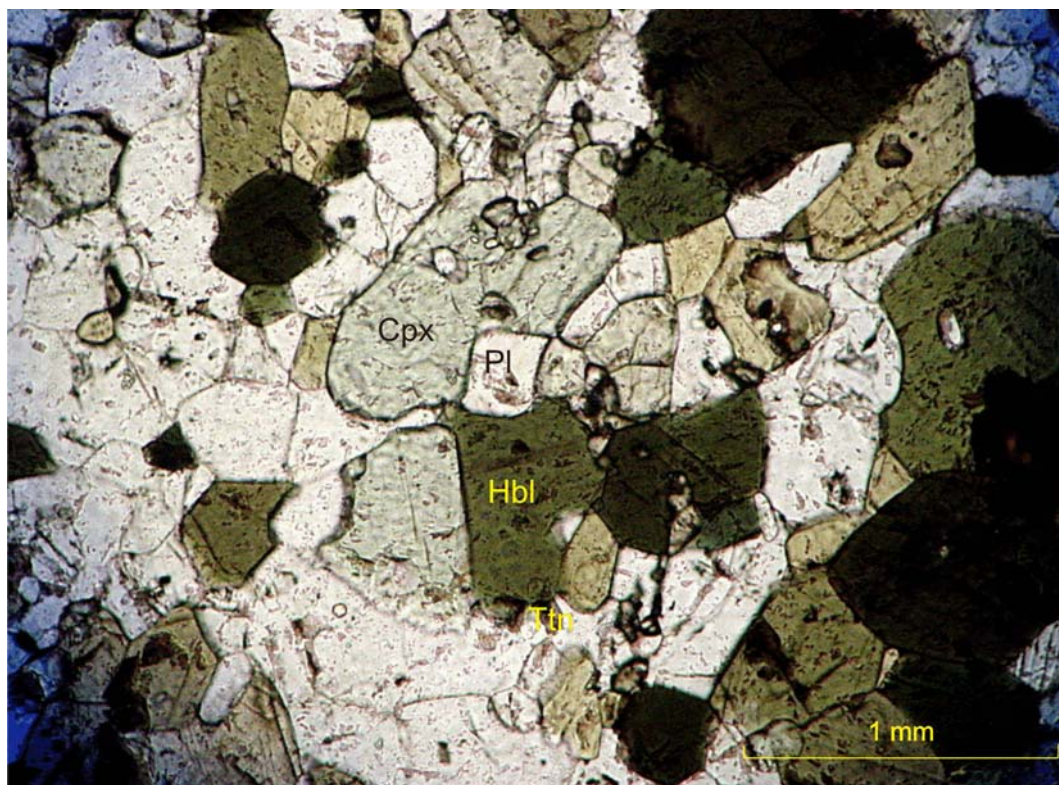


Figura 58: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Itálva. Textura granoblástica com a paragênese hbl+pl+cpx+ttn. Amostra IV-IX-75.



Figura 59: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Itálva. Textura nematoblástica com a paragênese hbl+pl+op. Amostra IV-VIII-10.

Os mármore são majoritariamente monominerálicos. Registram apenas processos de blastese, onde há formação de textura granoblástica e grãos poligonalizados, caracterizando a recristalização mineral. Nas variedades mais impuras, observa-se diopsídio, quartzo e titanita.

As paragêneses dos litotipos do Domínio Italva são apresentadas na Tabela 24.

Tabela 24: Paragêneses das rochas do Complexo Italva no domínio homônimo.

| Litotipo | Minerais (em ordem decrescente de % vol.) |
|------------------------|--|
| Gnaisse paraderivado | Quartzo + plagioclásio ± K-feldspato + biotita + granada + mineral opaco + apatita |
| Anfibolito | Hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + quartzo ± mineral opaco + apatita + titanita |
| Rocha metaultramáfica | Clinopiroxênio + ortopiroxênio + espinélio + plagioclásio |
| Mármore | Carbonato ± clinopiroxênio + quartzo + titanita |
| Rocha calcissilicática | Clinopiroxênio + Olivina + plagioclásio ± K-feldspato + hornblenda + biotita + mineral opaco |

5.4.1 Equilíbrios de M1 no Domínio Italva

i) Anfibolitos

O Equilíbrio (1) (Figura 60) é definido pelos núcleos das fases minerais como hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio que podem evidenciar o registro do ápice metamórfico para este domínio. As bordas dos mesmos foram analisadas, pois podem caracterizar uma fase de resfriamento (equilíbrio 2) (Figura 60). Não há registros significativos que possam ser mensurados da fase de progressão nem de retrogressão do metamorfismo, sendo a única exceção o raro crescimento de biotita secundária nas bordas de hornblenda (Figura 61), indicando retrometamorfismo.

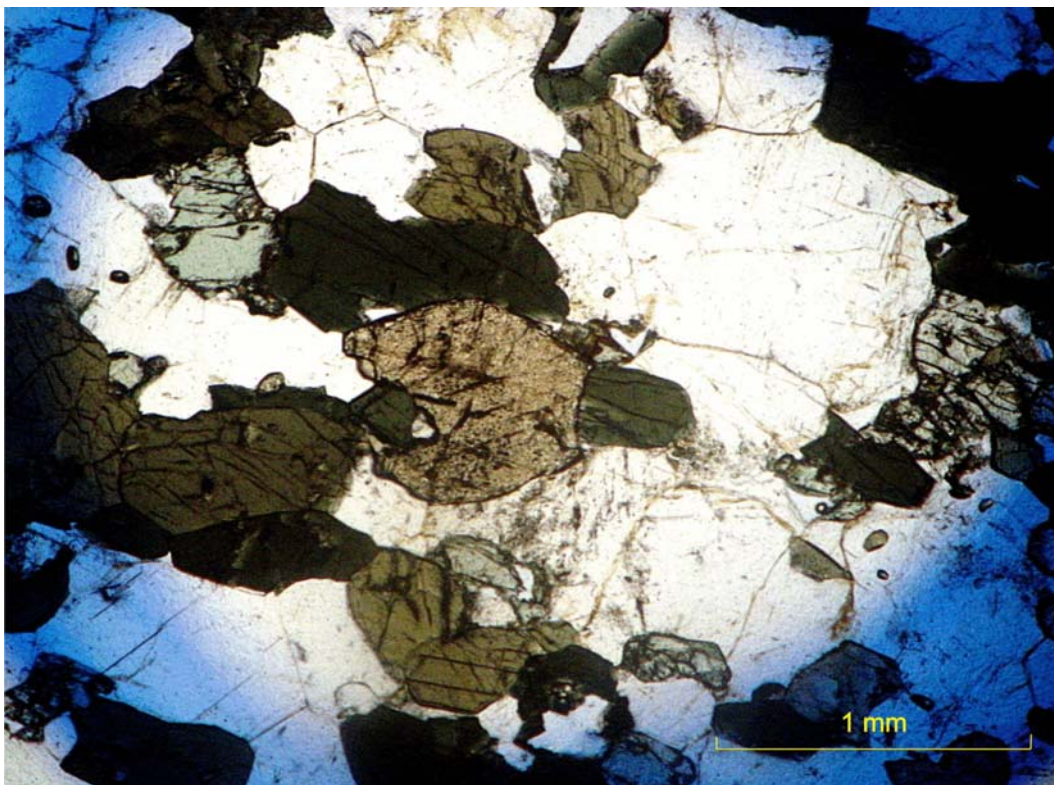


Figura 60: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Itálva mostrando os equilíbrios 1 e 2 nos grãos de hbl, pl, cpx e ttn. Amostra IV-RM-10A.



Figura 61: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Itálva mostrando o crescimento tardio de biotita ao redor dos grãos de hornblenda. Amostra IV-VII-10.

Os equilíbrios dos anfibolitos estão representados a seguir:

(1) hbl ± cpx ± op + pl + ttn + qtz (núcleos)

(2) hbl ± cpx ± op + pl + ttn + qtz ± bt (bordas)

ii) Paragnaisses

O equilíbrio 1 nos paragnaisses é representado pelos núcleos dos minerais descritos a seguir, enquanto as bordas definem o equilíbrio 2.

(1) qtz + pl + bt + grt ± Kfs + op + ap (núcleos)

(2) qtz + pl + bt + grt ± Kfs + op + ap (bordas)

iii) Rochas metaultramáficas

As rochas metaultramáficas são caracterizadas pela predominância de piroxênios. O equilíbrio identificado para esta litologia é descrito a seguir:

(1) cpx + opx + pl + spl

iv) Mármore

Nos mármore, o equilíbrio 1 é representado pelo núcleos dos grãos minerais e o equilíbrio 2 pelas bordas.

(1) cb ± cpx (di) + qtz + ttn (bordas)

(2) cb ± cpx (di) + qtz + ttn (núcleos)

v) Rochas calcissilicáticas

O equilíbrio 1 é representado pelos núcleos e o equilíbrio 2 pelas bordas.

(1) cpx + ol + plg + scp + Kfs

(2) cpx (inst) + ol + hbl + bt

5.4.2 Química Mineral de M1 no Domínio Italva

As análises de química mineral foram efetuadas em apenas uma amostra de anfibolito (IV-RM-10A), coletada na região próximo à cidade de Italva (RJ). Os minerais analisados foram: plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio e titanita.

De acordo com dois diagramas de classificação $Mg/(Mg+Fe) \times Tsi$, os anfibólios da amostra estudada pertencem ao campo da ferro-pargasita-hornblenda (Figura 62), com núcleos tendendo ao campo da pargasita ferrosa e as bordas com variações em direção ao campo da edenita-hornblenda. O plagioclásio é classificado como Andesina (An_{40-35}) (Figura 63). Mesmo que a composição de plagioclásio em anfibolitos não constitua um indicador seguro de grau de metamorfismo, sabe-se que, fixando-se a composição química do protólito, quanto maior o teor de anortita, mais elevada é a temperatura de equilíbrio da paragênese. Há uma variação muito pequena dos elementos Na e Ca entre os resultados obtidos para núcleos de diferentes grãos (resultados mais dispersos, tendendo a oligoclásio. O contrário ocorre para as bordas, cujas análises concentram-se no campo da andesina.

O clinopiroxênio é classificado como salita, de acordo com a figura 64, ocorrendo em grãos xenoblásticos. Apenas uma análise ocorre no campo da augita. As análises químicas para a titanita demonstram que, em todos os casos, esta apresenta-se como uma fase pura.

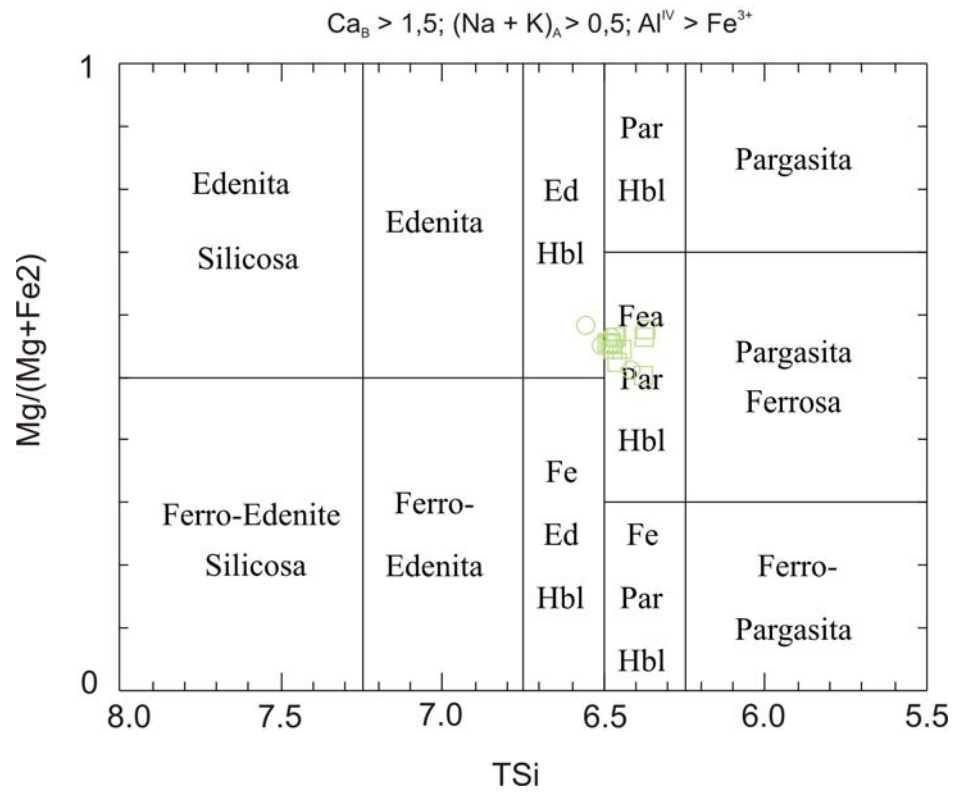


Figura 62: Diagrama de classificação do anfibólio do anfibólito do Domínio Itálva.

- núcleo da amostra IV-RM-10A
- borda da amostra IV-RM-10A

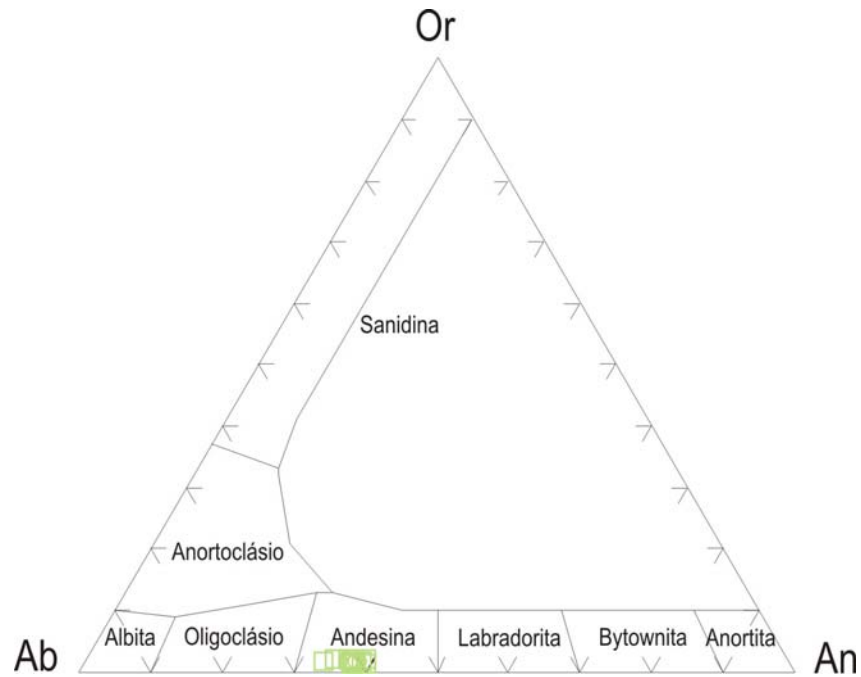


Figura 63: Diagrama de classificação do plagioclásio do anfibolito do Domínio Italva.

- núcleo da amostra IV-RM-10A
- borda da amostra IV-RM-10A

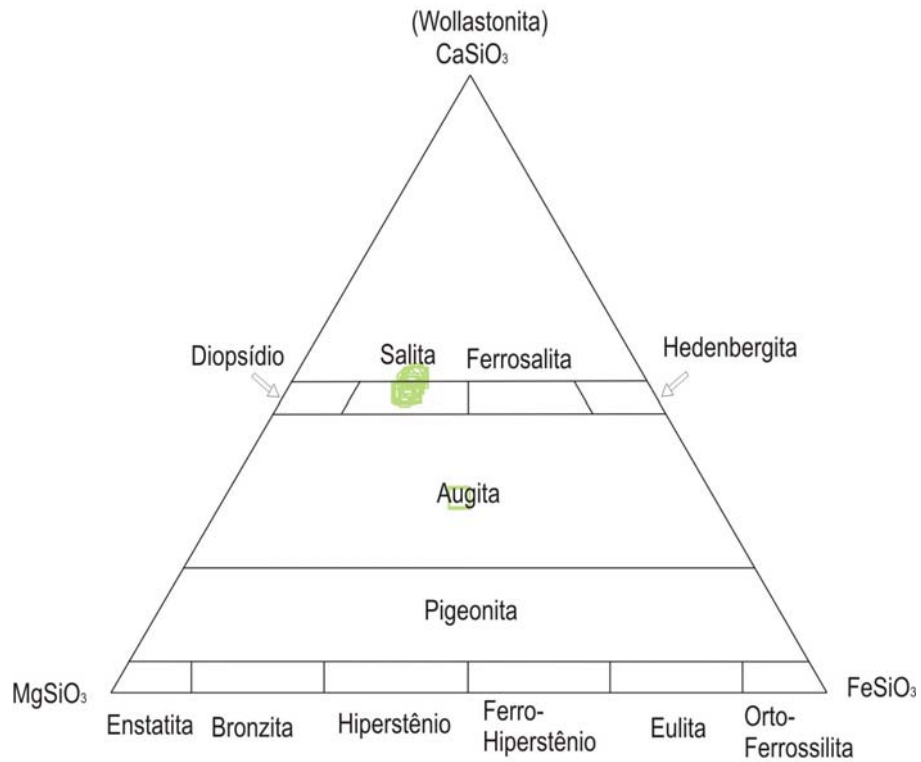


Figura 64: Diagrama de classificação do clinopiroxênio do anfibolito do Domínio Italva.

5.4.3 Geotermobarometria de M1 no Domínio Italva

O equilíbrio correspondente à evolução M_1 na área é caracterizado por hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + quartzo. De acordo com esta paragênese, apenas o geotermômetro hbl-pl pode ser utilizado. Para cada uma das calibrações utilizadas, os valores de T_m para os equilíbrios dos núcleos de hornblenda e plagioclásio foram em torno de $720 \pm 20^\circ\text{C}$ (Blund & Holland, 1994). Para as bordas destas mesmas classes mineralógicas os valores de temperatura média obtidos foram de aproximadamente 697°C . Na tabela 25 são indicados os dados referentes à temperatura (estimados a pressões de 5Kbar).

Para a determinação da pressão há na literatura o par cpx-pl, porém as tentativas não foram condizentes com a realidade. Os valores de pressões obtidos foram muito elevados (aproximadamente 15 Kbar) o que não está de acordo com as paragêneses encontradas para as rochas deste domínio. Deduziu-se, com base no fato dos paragneisses associados terem granada, que as rochas do Domínio Italva foram submetidas a pressões acima de 4Kbar. Os dados de campo também informam que o Domínio Tectônico Italva esteve a níveis crustais mais rasos que os demais domínios do Terreno Oriental, também abordados na presente dissertação e, portanto, os valores de pressões devem ser inferiores. A partir de diagramas que envolvem cristaloquímica de anfibólios (Laird & Albee, 1981), a composição química deste mineral do anfibolito do Domínio Italva se adéqua mais claramente ao campo de baixa pressão (Terreno Abukuma) (Figura 65). Nos diagramas, onde o componente Na (posição B) é utilizado, as projeções ocorrem quase que totalmente no campo dos terrenos de baixa pressão. O Na (posição B) é um reflexo da quantidade do componente glaucofana no anfibólio; quanto maior a pressão de formação, maior o teor do componente glaucofana no anfibólio.

Tabela 25: Valores de T obtidos para os equilíbrios 1 e 2 do anfibolito do Domínio Tectônico Italva. (P constante = 5 Kbar).

| Geotermômetro (T °C) | Equilíbrio 1 – núcleos de hornblenda e plagioclásio | Equilíbrio 2 – bordas de hornblenda e plagioclásio |
|--------------------------|---|--|
| Blund & Holland, 1994 | 720 ± 20 | 697 |

5.4.4 Comparação com dados pré-existentes

Não há dados geotermobarométricos na literatura para o Domínio Tectônico Italva, sendo este trabalho o pioneiro em relação a esta abordagem. No entanto, diversos autores como Machado Filho *et al.* (1983) e Tupinambá (1993a), Costa *et al.* (1978a, 1978b), Matos *et al.* (1980) e Grossi-Sadi & Dutra (1988) descreveram as características litológicas e petrográfico-petroológicas de rochas dessa unidade. Estes estudos já revelavam que o Domínio Tectônico Italva possui paragêneses diagnósticas para a fácies anfibolito superior.

De acordo com informações extraídas de Winkler (1976); estabeleceu-se o conhecimento das restrições químicas atribuídas aos anfibolitos de mais alto grau metamórfico. Na bibliografia citada anteriormente foi mencionada a investigação de Wenk & Keller (1969) que analisaram cerca de setecentos anfibolitos, todos derivados de rochas máficas e distribuídos em uma área de 5000Km² nos Alpes Centrais. Estes autores concluíram que há uma correlação entre a composição mineral dos anfibólitos e o grau metamórfico. Em algumas rochas, os constituintes principais dos anfibolitos (plagioclásio e hornblenda) perfazem até 95% do volume das mesmas e a ocorrência de diopsídio indica a formação de anfibolitos de alta temperatura. Em analogia com o litotipo analisado no presente trabalho, temperaturas registradas no equilíbrio (1) indicam o pico metamórfico do Domínio Tectônico Italva e confirmam o fato citado anteriormente. Já o equilíbrio (2) retrata um sensível resfriamento do gradiente térmico. A determinação dos valores absolutos de pressão é dificultada devido ao conhecimento das restrições químicas e de formação de fases mineralógicas nos anfibolitos clássicos, no entanto, seus limites podem ser conhecidos por meio da cristalochimica dos anfibólitos que caracterizam que o terreno foi submetido a condições de baixas pressões.

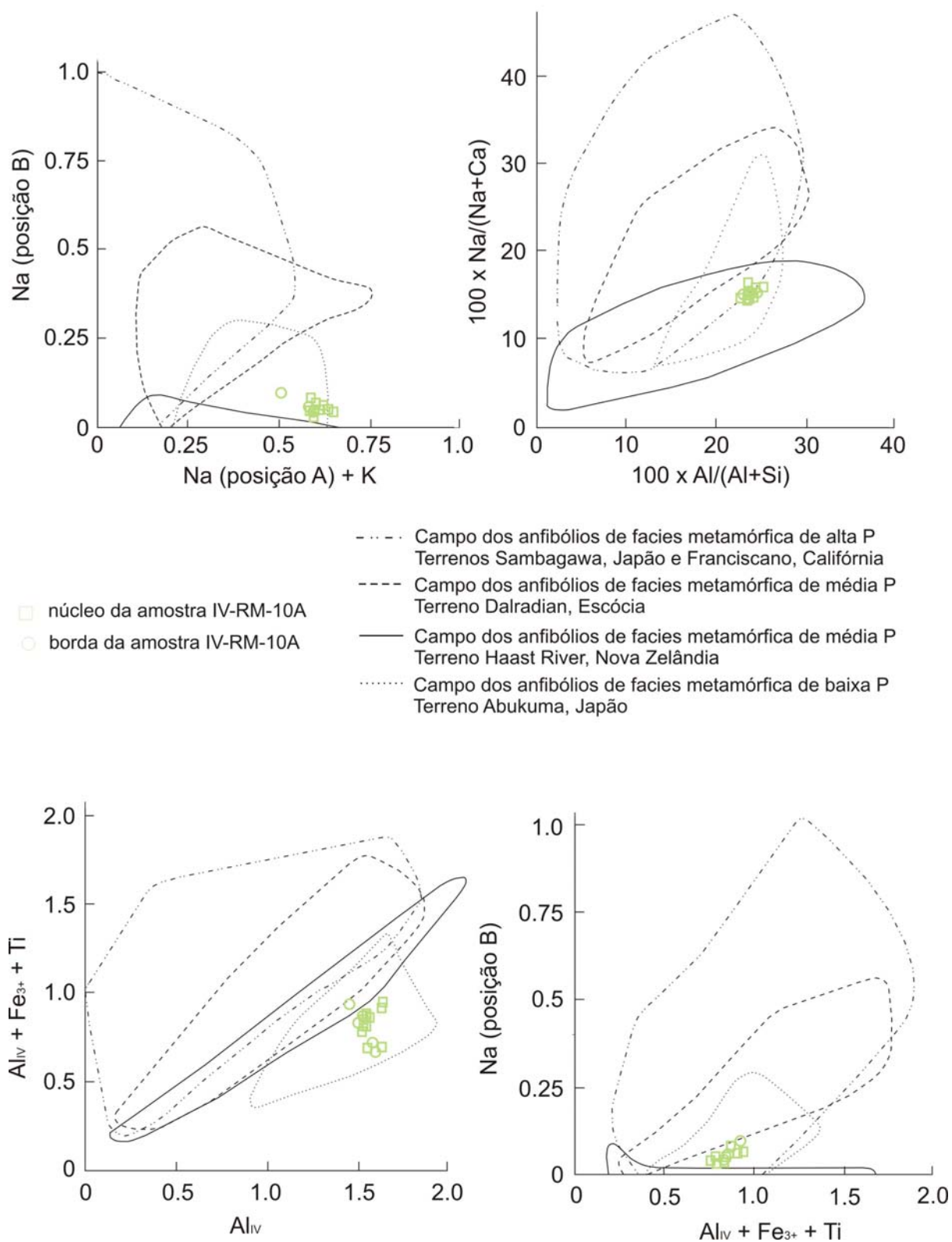


Figura 65: Diagramas mostrando projeções das composições do anfibólio do Domínio Itálva. Campos de diferentes posições de P definidos por Laird & Albee (1981).

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES: INTEGRAÇÃO DOS DADOS E COMPARAÇÃO ENTRE O METAMORFISMO DOS DIFERENTES DOMÍNIOS DO TERRENO ORIENTAL

A partir da interpretação e integração dos dados de campo, petrografia petrologia, química mineral e geotermobarometria pode-se concluir que os Domínios Cambuci, Costeiro e Italva registram distintas condições de evolução metamórfica de M_1 . O Domínio Cambuci preservou um evento metamórfico mais antigo de altas temperaturas e baixas pressões enquanto que durante o metamorfismo principal (M_1) este domínio foi submetido a altas temperaturas e pressões médias. No Domínio Costeiro apenas é registrado M_1 , cujas condições são de facies granulito, exceto no Tonalito da Unidade Angelim onde foram preservadas feições magmáticas. As condições metamórficas de M_1 do Domínio Italva distinguiu-se claramente dos demais domínios do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Este domínio foi submetido a condições de transição de facies anfíbolito para granulito, a baixas pressões.

6.1 Comparação dos dados de química mineral das amostras dos domínios Cambuci, Costeiro e Italva

As projeções das composições dos principais minerais das amostras submetidas a análises químicas foram comparadas neste item.

A composição das análises realizadas nas granadas (Figura 66) revelou a supremacia do componente almandina em todas as amostras. As principais variações ocorrem na amostra representante da Unidade Angelim (IV-RM-7B) e do metabasito do Domínio Cambuci (JI-II-07-36B), ambos com índices significativos no teor de grossulária. Esta última amostra e a aquela de metapelito do Domínio Cambuci mostram um leve enriquecimento no componente piropo.

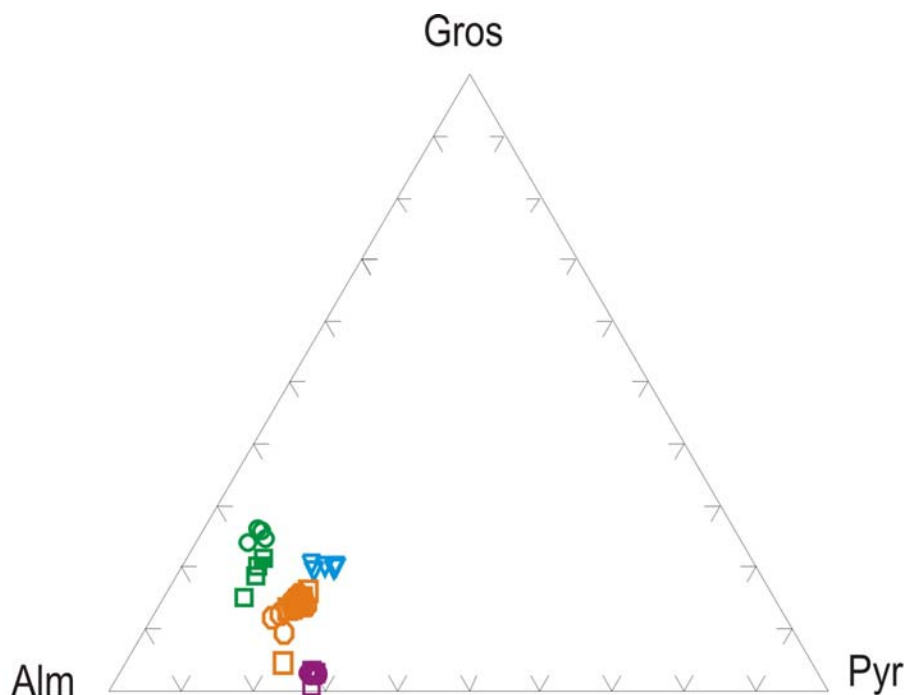
Em relação às análises de biotita (Figura 67), observou-se que tanto o metapelito (amostra IV-X-19) quanto o metabasito (JI-XI-15B) do Domínio Cambuci são mais enriquecidos em Fe do que as amostras do Domínio Costeiro. Em relação a este último domínio, pode-se notar que o metapelito da Unidade São Fidélis (IV-RM-5A) é mais rico em Fe do que o ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B).

Nas análises químicas dos ortopiroxênios houve uma homogeneidade (Figura 68). Os grãos de ortopiroxênio das amostras dos metabasitos do Domínio Cambuci são classificados como hiperstênio. Na amostra JI-II-07-36B, há uma tendência ao campo do ferro-hiperstênio.

Os clinopiroxênios do Domínio Cambuci (amostras JI-II-07-36B e JI-XI-15B) e do Domínio Italva (IV-RM-10A) foram classificados como salita, não havendo variações significativas nas composições (Figura 69).

As análises nos feldspatos mostraram uma importante variação entre os componentes albita e anortita (Figura 70). Winkler (1976) descreve que a composição dos anfibólios não constitui um indicador seguro para a determinação de grau metamórfico, como se esperava. Entretanto, Wenk & Keller (1969) estudando os Alpes, fizeram uma importante associação onde a isógrada plagioclásio An 17 + hornblenda (em anfibolitos) praticamente coincide com a isógrada plagioclásio An 17 + calcita (em margas metamorfisadas). De acordo com Winkler (1976), uma das principais modificações de rochas basalto-andesíticas durante o metamorfismo de grau forte é a formação de hornblenda, plagioclásio menos rico em anortita e comumente clinozoizita ou epidoto da parte do componente anortita que foi removida do plagioclásio (Com a temperatura decrescente e o teor de An do plagioclásio, baixa e aumenta o de clinozoizita/epidoto). Nos metabasitos dos Domínios Cambuci e no anfibolito do Domínio Italva, há uma larga variação na composição do plagioclásio. No litotipo (JI-II-07-36B), que registra o evento anterior a M_1 , a composição do plagioclásio (Bytonita) é enriquecida no componente An. Já no outro anfibolito do mesmo domínio, que é claramente metamórfico e não registra o evento anterior a M_1 , a composição do plagioclásio (Labradorita) é menos enriquecida no componente An. No anfibolito do Domínio Italva, que foi submetido a condições mais baixas de temperatura do que os litotipos supracitados, a composição do plagioclásio (Andesina) indica um enriquecimento no teor de Na. No Domínio Costeiro ocorre uma significativa variação entre Na e Ca. O plagioclásio do litotipo representativo da Unidade Angelim (ortognaisse) é menos enriquecido em Ca do que o plagioclásio encontrado na Unidade São Fidélis (paragnaisse). Como a fusão em geral não é cálcica, esta evidência possivelmente indica que a fonte da Unidade Angelim é a Unidade São Fidélis.

As análises realizadas em anfibólios revelaram que aqueles da amostra JI-XI-15B (Domínio Cambuci) são mais enriquecidos em Mg do que os da amostra IV-RM-10A (Domínio Italva). Esta comparação pode ser visualizada nas Figuras 78 e 79.

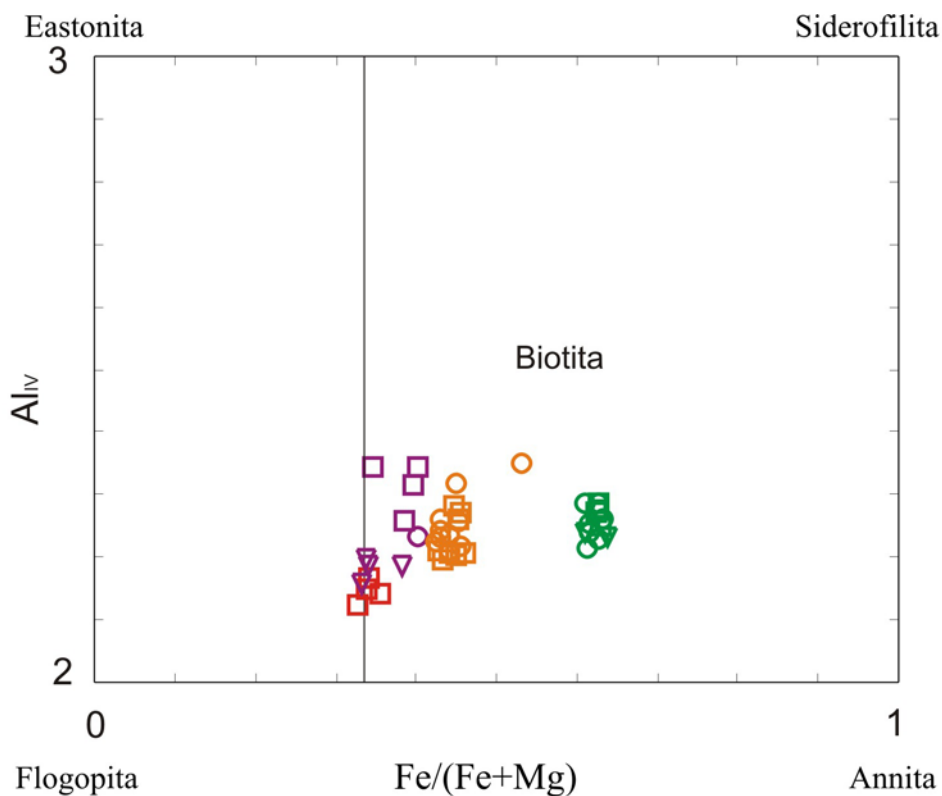


Legenda:

| núcleos dos grãos minerais | bordas dos grãos minerais | Amostras |
|----------------------------|---------------------------|---|
| | | JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade Angelim) |
| | | IV-RM-5A (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |
| | | IV-RM-10A (Domínio Italva) |

- coroadas de granada da amostra JI-II-07-36B (Domínio Cambuci)
- coroadas de hornblenda da amostra JI-XI-15B (Domínio Cambuci)
- coroadas de biotita da amostra IV-X-19 (Domínio Cambuci)
- análises em porfiroblastos de plagioclásio da amostra IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis)

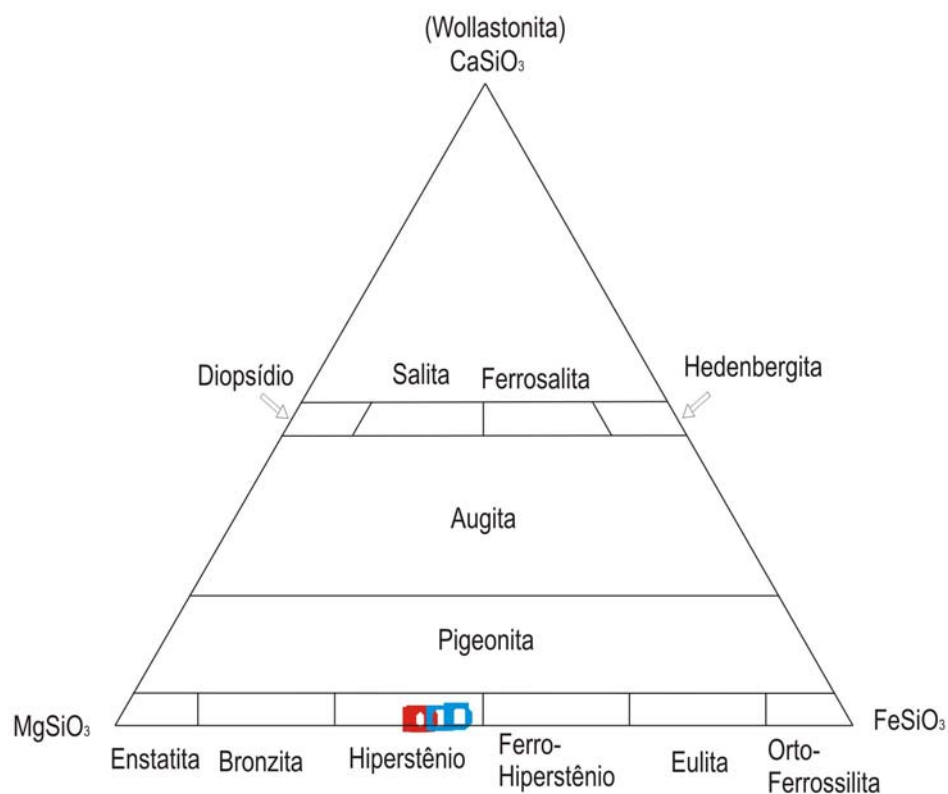
Figura 66: Diagrama de composição das granadas das amostras dos domínios do Terreno Oriental.



Legenda:

| núcleos dos grãos minerais | bordas dos grãos minerais | Amostras |
|----------------------------|---------------------------|---|
| | | Jl-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | Jl-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade Angelim) |
| | | IV-RM-5A (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |
| | | IV-RM-10A (Domínio Italva) |
| | | coroas de granada da amostra Jl-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | coroas de hornblenda da amostra Jl-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | coroas de biotita da amostra IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | análises em porfiroblastos de plagioclásio da amostra IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |

Figura 67: Diagrama de composição dos filossilicatos das amostras dos domínios do Terreno Oriental.

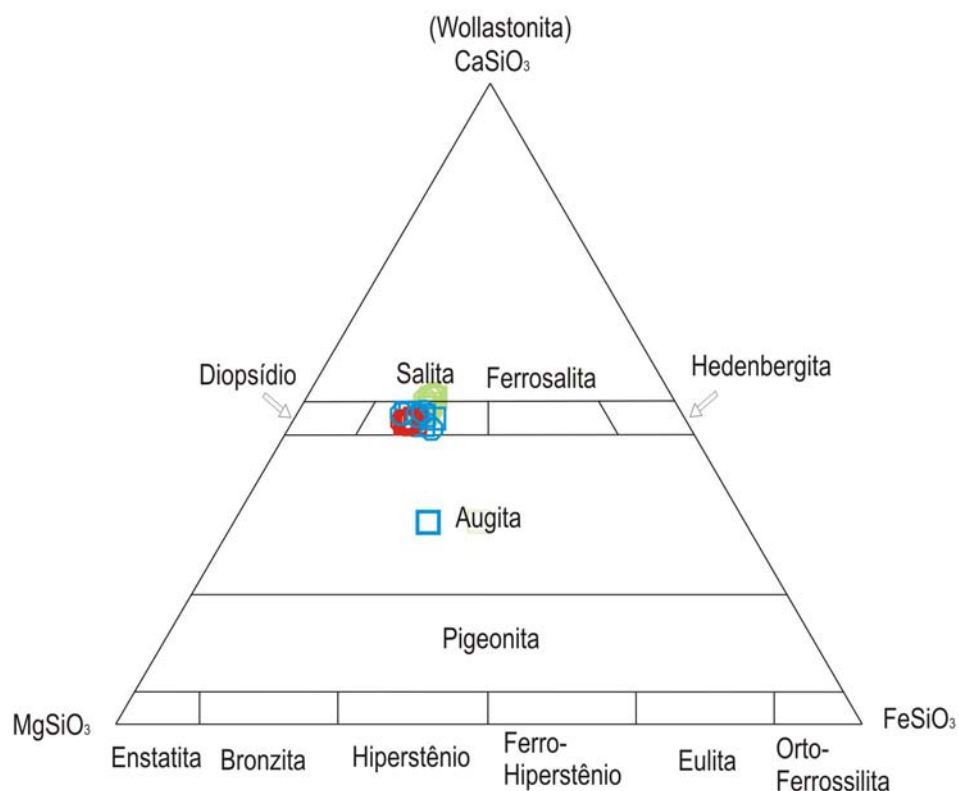


Legenda:

| núcleos dos grãos minerais | bordas dos grãos minerais | Amostras |
|----------------------------|---------------------------|---|
| | | JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade Angelim) |
| | | IV-RM-5A (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |
| | | IV-RM-10A (Domínio Italva) |

| | |
|--|---|
| | coroas de granada da amostra JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | coroas de hornblenda da amostra JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | coroas de biotita da amostra IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | análises em porfiroblastos de plagioclásio da amostra IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |

Figura 68: Diagrama de composição dos ortopiroxênios das amostras dos domínios do Terreno Oriental.

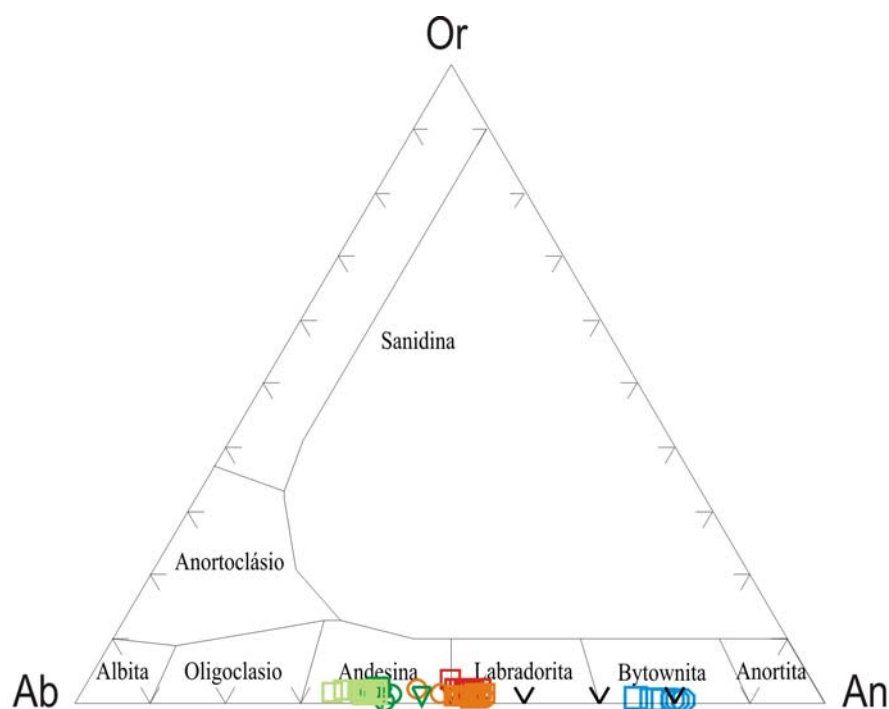


Legenda:

| núcleos dos grãos minerais | bordas dos grãos minerais | Amostras |
|----------------------------|---------------------------|---|
| | | Jl-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | Jl-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade Angelim) |
| | | IV-RM-5A (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |
| | | IV-RM-10A (Domínio Italva) |

- coroas de granada da amostra Jl-II-07-36B (Domínio Cambuci)
- coroas de hornblenda da amostra Jl-XI-15B (Domínio Cambuci)
- coroas de biotita da amostra IV-X-19 (Domínio Cambuci)
- análises em porfiroblastos de plagioclásio da amostra IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis)

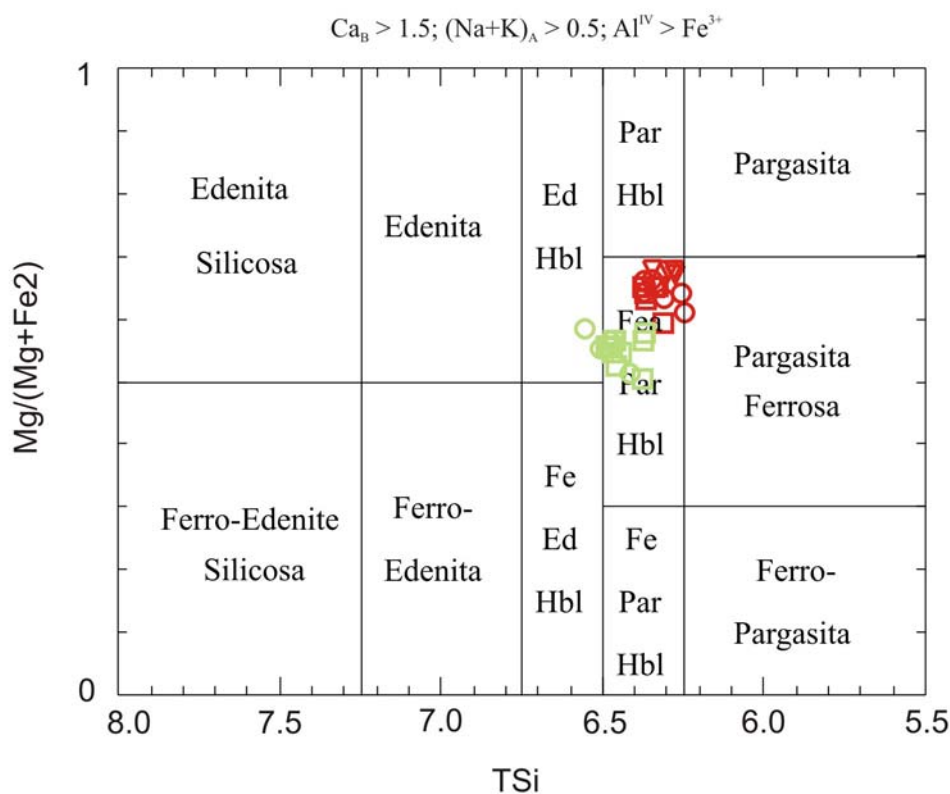
Figura 69: Diagrama de composição dos clinopiroxênios das amostras dos domínios do Terreno Oriental.



Legenda:

| núcleos dos grãos minerais | bordas dos grãos minerais | Amostras |
|----------------------------|---------------------------|---|
| | | JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade Angelim) |
| | | IV-RM-5A (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |
| | | IV-RM-10A (Domínio Italva) |
| | | coroas de granada da amostra JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | coroas de hornblenda da amostra JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | coroas de biotita da amostra IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | análises em porfiroblastos de plagioclásio da amostra IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |

Figura 70: Diagrama de composição dos feldspatos das amostras dos domínios do Terreno Oriental.



Legenda:

| núcleos dos grãos minerais | bordas dos grãos minerais | Amostras |
|----------------------------|---------------------------|---|
| | | JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade Angelim) |
| | | IV-RM-5A (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |
| | | IV-RM-10A (Domínio Italva) |
| | | coroas de granada da amostra JI-II-07-36B (Domínio Cambuci) |
| | | coroas de hornblenda da amostra JI-XI-15B (Domínio Cambuci) |
| | | coroas de biotita da amostra IV-X-19 (Domínio Cambuci) |
| | | análises em porfiroblastos de plagioclásio da amostra IV-RM-7B (Domínio Costeiro - Unidade São Fidélis) |

Figura 71: Diagrama de composição dos anfibólios das amostras dos domínios do Terreno Oriental.

6.2 Metamorfismo M_1 no Domínio Cambuci

No Metamorfismo M_1 , os valores de temperatura do equilíbrio 1, obtidos nos paragnaisses do Domínio Cambuci, coincidem com aqueles do equilíbrio 1 dos metabasitos do mesmo domínio. De acordo com a análise petrográfica, esta analogia se mostra extremamente consistente. O equilíbrio mencionado possivelmente representa as condições termais do auge de M_1 . As médias das temperaturas encontradas foi de aproximadamente 720°C nos paragnaisses e por volta de 750°C nos metabasitos.

Os baixos valores de temperatura de M_1 encontrados nos equilíbrios 2 e 3 dos metapelitos mostram que o par granada e biotita (nos metapelitos) continuaram a se equilibrar durante o resfriamento a partir do ápice térmico de M_1 , no caminho do metamorfismo retrógrado. Portanto, os valores entre 650 – 610°C representam, provavelmente, as temperaturas de fechamento deste sistema de trocas catiônicas.

Para o cálculo das condições de pressão, foi utilizado o geobarômetro grt-rt-sil-ilm (GRAIL – Bohlen *et al.*, 1983). Nos metapelitos, os resultados são $\approx 6,6$ Kbar no equilíbrio 1 (auge de M_1) e de $\approx 5,8$ Kbar no equilíbrio 2. Nos metabasitos, o barômetro empregado foi cpx-pl-qtz (Ellis, 1980) e forneceu valores médios de aproximadamente 6,9 Kbar para o equilíbrio 1. Possivelmente M_1 se desenvolveu sob condições de pressões intermediárias e, posteriormente, houve uma leve descompressão durante seu arrefecimento. Estas condições também foram determinadas a partir da cristaloquímica de anfibólios, cujos resultados indicam que as condições metamórficas do Domínio Cambuci são correlacionáveis mais claramente àquelas de terrenos de média pressão (Dalradian, Escócia e Haast River, Nova Zelândia), de acordo Laird & Albee (1981).

A seguir serão descritas as etapas de evolução de M_1 para os paragnaisses do Domínio Cambuci.

Em função da esperada obliteração de texturas, estruturas e paragêneses de T mais baixa por aquelas de T mais alta, não foi possível observar e estudar a etapa progressiva do metamorfismo M_1 . Portanto, a história que se segue tem início já no pico de M_1 .

Etapa 1: Houve um pacote litológico sobrejacente ao conjunto litológico do Domínio Cambuci onde o pico do metamorfismo M_1 registrou a geração de paragêneses de facies granulito e também a formação de ortopiroxênio. A paragênese grt-rt-ilm-als-qtz registra os valores de pressão reinante durante o pico de M_1 em $\approx 6,6$ Kbar.

Etapa 2: Diminuição da temperatura e entrada de H_2O no sistema, registrada pela formação de coroas de biotita ao redor de grãos de granada. Ocorre também o declínio de pressão devido à isostasia e à erosão, já em curso, em consequência do abatimento do orógeno.

As etapas seguintes podem ser descritas para a evolução dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci.

Etapa 1: Ocorrência de evento térmico anterior a M_1 (magmático ou metamorfismo M_0), registrado em uma amostra de metabasito hospedada em leucocharnockito São João do Paraíso. Esse registro indica condições de facies granulito (opx+cpx+plg+op – equilíbrio 0), a pressões intermediárias, porém mais baixas do que aquelas necessárias à formação de granada. Tupinambá (1993b) descreveu que os enclaves de rochas metamáficas nesta região sofreram metamorfismo pré-foliação principal (pós- D_{n+1} e pré- D_{n+2}), de caráter estático, sob condições da facies granulito. Os dados petrológicos/petrográficos deste autor para este evento (clinopiroxênio+ortopiroxênio+hornblenda) já indicavam que as condições de pressão haviam sido mais baixas do que o metamorfismo precedente.

Etapa 2: O aumento posterior da pressão litoestática, relacionado provavelmente a M_1 , é registrado pela formação de coroas de granada almandina ao redor de piroxênios do equilíbrio 0, o que aponta para a colocação destas rochas a profundidades mais altas. Isto está, provavelmente, relacionado ao empilhamento dos diferentes domínios tectônicos do Terreno Oriental, possivelmente com a chegada das nappes representadas pelos Domínios Costeiro e Italva. Esta etapa caracteriza-se portanto por um relevante aumento de pressão. Tupinambá (1993b) descreveu para este evento o segundo pico metamórfico, equivalente ao M_1 neste trabalho, que as rochas metabásicas atingiram facies granulito de pressão elevada, desenvolvido simultaneamente à fase D_{n+2} . Este autor também relatou que os

minerais formados neste pico são todos sin-cinemáticos (associação de agregados poligonais de granada simplectítica, clinopiroxênio e minerais opacos).

Etapa 3: Esta etapa representa o evento de resfriamento regional e é caracterizada pelas condições de formação do equilíbrio 2 (bordas de cpx, hbl, grt e pl). A curva regular sugere que o declínio, tanto da temperatura quanto da pressão possa ser atribuído a processos de erosão e à isostasia.

6.3 Metamorfismo M_1 no Domínio Costeiro

Neste domínio, o pico do metamorfismo M_1 é caracterizado pelo equilíbrio 1 onde a temperatura nos ortognaisses da Unidade Angelim ($T_m \approx 785^\circ\text{C}$) foi superior àquela das rochas paraderivadas da Unidade São Fidélis ($T_m \approx 750^\circ\text{C}$). Baseado no fato de que os ortognaisses da Unidade Angelim são intrusivos nas rochas paraderivadas da Unidade São Fidélis e também de que as amostras analisadas foram coletadas em áreas muito próximas, é provável que estas duas unidades tenham sido submetidas às mesmas condições de pressão ($\approx 6,5 - 8$ Kbar, obtida para o paragnaisse) durante o evento metamórfico,

Nas duas Unidades do Domínio Costeiro, foi registrada uma fase de resfriamento (equilíbrio 2), sendo nos ortognaisses da Unidade Angelim, variações próximas a 115°C , e nos paragnaises da Unidade São Fidélis, 110°C . O par grt-bt continuou se reequilibrando durante a fase de resfriamento na unidade paraderivada do Domínio Costeiro, assim como ocorreu nos paragnaises do Domínio Cambuci. Houve uma descompressão ($\Delta P \approx -1,8$ Kbar), registrada no paragnaisse da Unidade São Fidélis.

São descritas as seguintes etapas para a evolução das rochas do Domínio Tectônico Costeiro.

Etapa 1: Intrusão dos tonalitos correspondentes à Unidade Angelim (temperatura elevada). A fase final do resfriamento da rocha foi registrada pela ex-solução de K-feldspato em plagioclásio, fornecendo temperaturas médias de, aproximadamente, $603 \pm 18^\circ\text{C}$.

Etapa 2: Caracteriza-se pelo auge do metamorfismo progressivo M_1 , atingindo facies granulito de $T_m \approx 785^\circ\text{C}$ (Ortognaisses da Unidade Angelim) e $T_m \approx 750^\circ\text{C}$ (paragnaisses da Unidade São Fidélis) e $P \approx 6,4 - 8,2$ Kbar. O pico do metamorfismo M_1 é associado a altas temperaturas e pressões intermediárias (pressão exercida por domínios sobrejacentes a este domínio).

Etapa 3: Houve o declínio da temperatura, com $\Delta T \approx -110^\circ\text{C}$. Também ocorreu uma taxa descompressão $\Delta P \approx -1,8$ Kbar, influenciada possivelmente pela erosão e isostasia.

Os valores de P e T para M_1 , obtidos neste trabalho, se assemelham àqueles de Santos et al., (2005), que para a Unidade São Fidélis o valor médio de temperatura para o pico metamórfico

6.4 Metamorfismo M_1 no Domínio Italva

Os valores de temperatura de pico do metamorfismo M_1 no Domínio Italva ($T_m \approx 720 \pm 20^\circ\text{C}$) são ligeiramente menores se comparados àqueles dos demais domínios estudados neste trabalho. As evidências mostram, claramente, que este domínio foi submetido a condições de facies anfibolito superior. No equilíbrio 2 não há uma grande variação dos valores de T ($T_m \approx 697^\circ\text{C}$) se comparados àqueles obtidos para o equilíbrio 1. Isso pode ser uma consequência da dificuldade de reequilíbrio entre anfibólito e plagioclásio durante o resfriamento do evento metamórfico, uma vez que a reação da qual participam são do tipo *net transfer*. Estudos anteriores a partir de métodos petrográfico/petrofísicos de campo, como Tupinambá 1993b, revelam que este domínio tenha sido submetido a condições de facies anfibolito superior.

A determinação da pressão do auge do metamorfismo M_1 baseou-se em três diferentes critérios: composição dos anfibólitos, cujos dados indicam semelhanças de condições báricas com terrenos de baixa pressão (Abukuma - Japão); estudo petrográfico-petrofísico, cujas paragêneses caracterizam metamorfismo sob fácies anfibolito superior; e relações de campo que indicam associações com o metapelito portador de paragênese com granada almandina. As diferentes etapas determinadas para a evolução dos anfibólitos Domínio Italva durante M_1 são descritas a seguir:

Assim como ocorreu para os demais terrenos, a etapa progressiva de M_1 não pode ser estudada, uma vez que paragêneses, texturas e estruturas formadas sob condições de T mais altas foram obliteradas por aquelas formadas sob T mais altas. Assim, a história descrita a seguir tem início na etapa de pico de M_1 .

Etapa 1: Evidências petrográficas e o caminho de evolução P-T-t (Figura 70) mostram que este domínio, cujos anfibolitos são destituídos de ortopiroxênio, atingiu a zona de transição entre as facies anfibolito e granulito. Os valores de T para o auge do metamorfismo M_1 é de aproximadamente 720°C e P estimado em torno de 5 Kbar.

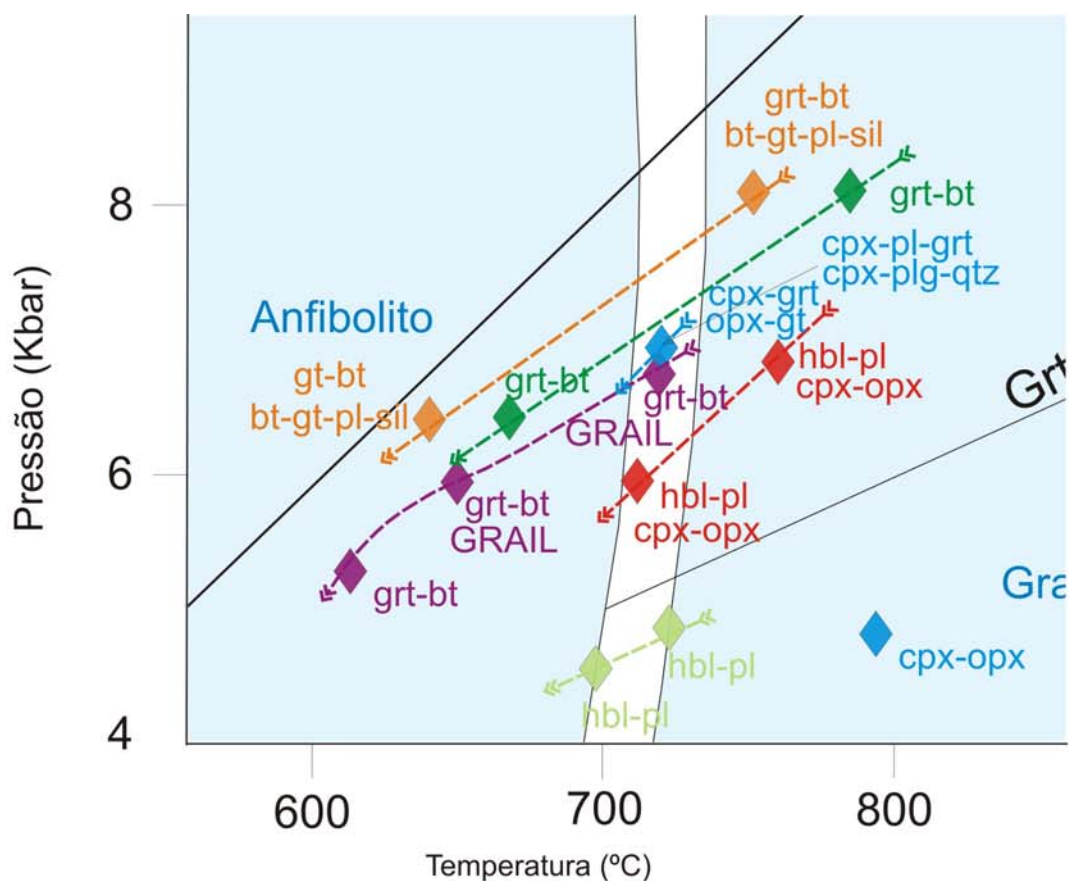
Etapa 2: As variações de temperatura (resfriamento) são pouco significativas e são suportados por dados petrográficos (formações de biotita nas bordas de grãos de hornblenda).

6.5 Caminhos de evolução metamórfica para as litologias dos Domínios Tectônicos do Terreno Oriental da Faixa Ribeira

A Figura 72 mostra o caminho P-T-t para todos os conjuntos de rocha analisados quimicamente neste trabalho na região entre Bom Jesus de Itabapoana e Cardoso Moreira. Estes caminhos foram construídos com base nas médias de pressões e de temperaturas definidas anteriormente (Tabela 26). A Figura 73 mostra as principais ferramentas para a determinação dos valores de pressão e temperatura. Para comparação, a Figura 74 relaciona o as condições de metamorfismo dos diferentes domínios estudados na presente pesquisa com alguns terrenos metamórficos clássicos de alta, média e baixa pressão. Os Domínios Cambuci e Costeiro mostram que a volta do metamorfismo M_1 ocorreu sob condições bárias equivalentes áquelas de séries barrowianas. No Domínio Italva, o metamorfismo M_1 pode ser supostamente comparado àquele de Terrenos de baixa pressão.

Tabela 26: Médias dos valores de pressão e temperatura para cada amostra dos domínios estudados. (em azul valores inferidos a partir dos dados obtidos para litotipos do mesmo domínio).

| Domínio | Amostra | M0 ou I | | M1 Equilíbrio 1 | | M1 Equilíbrio 2 | | M1 Equilíbrio 3 | |
|----------|--------------|---------|----------|--------------------|-------------|--------------------|-------------|--------------------|----------|
| | | T (°C) | P (Kbar) | T (°C) | P (Kbar) | T (°C) | P (Kbar) | T (°C) | P (Kbar) |
| Cambuci | IV-X-19 | - | - | 718 | 6,62 ± 0,64 | 649,81 | 5,8 ± 0,68 | 613,76 | - |
| | JI-II-07-36B | 787,5 | - | 720,79 | 6,91 ± 1,9 | - | - | - | - |
| | JI-XI-15B | - | - | 752,2 | 6,91 ± 1,9 | 712,18 | 5,8 ± 0,68 | - | - |
| Costeiro | IV-RM-7B | 603,8 | - | 785 | 8,2 ± 0,25 | 669,2 | 6,44 ± 1,28 | - | - |
| | IV-RM-5A | - | - | 752,24 | 8,2 ± 0,25 | 642 | 6,44 ± 1,28 | - | - |
| Italva | IV-RM-10A | - | - | 720 ± 20 | - | 697 | - | - | - |



Geotermômetros:

grt-bt (Thompson, 1976; Ferry & Spear, 1982; Perchuk *et al.*, 1985)

cpx-opx (Wood & Banno, 1973)

cpx-grt (Ellis & Green, 1985)

opx-grt (Dahal, 1980)

hbl-pl (Blund e Holland, 1994)

Geobarômetros

GRAIL (grt-rt-als-iln-qtz)
(Bohlen *et al.*, 1983a)

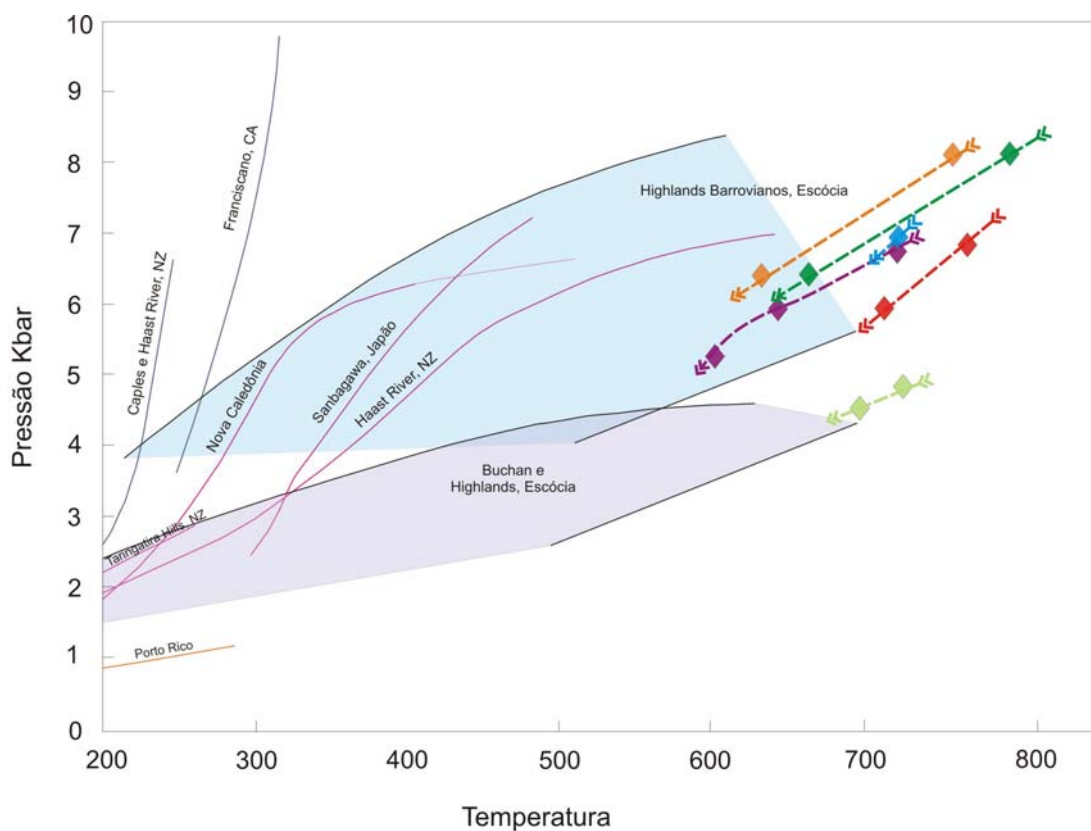
cpx-pl-grt (Eckert *et al.*, 1991)

cpx-plg-qtz (Ellis, 1980)

grt-als-pl-qtz (Hodgers & Spear, 1982)

- ◆ ———>>> Rocha metabásica do Domínio Cambuci (amostras JI-II-07-36B)
- ◆ ———>>> Rocha metabásica do Domínio Cambuci (amostra IV-XI-15B)
- ◆ ———>>> Metapelito (Domínio Cambuci) - (amostra IV-X-19)
- ◆ ———>>> Unidade Angelim (Domínio Costeiro) - dados de P da Un. São Fidélis (amostra IV-RM-7B)
- ◆ ———>>> Rochas metapelíticas da Unidade São Fidélis (Domínio Costeiro) (amostra IV-RM-5A)
- ◆ ———>>> Anfibolitos do Domínio Italva (amostra IV-RM-10A)

Figura 73: Caminho P-T dos litotipos dos Domínios Cambuci, Costeiro e Italva de acordo com as ferramentas utilizadas.



Legenda:

- Rocha metabásicas do Domínio Cambuci (amostras JI-II-07-36B)
- Rocha metabásicas do Domínio Cambuci (amostras JI-XI-15B)
- Rochas metapelíticas do Domínio Cambuci (amostra IV-X-19)
- Unidade Angelim (Domínio Costeiro) - (amostra IV-RM-7B)
- Rochas metapelíticas da Unidade São Fidélis (Domínio Costeiro) (amostra IV-RM-5A)
- Anfibolitos do Domínio Italva (amostra IV-RM-10A)

Figura 74: Caminho P-T dos litotipos dos Domínios Cambuci, Costeiro e Italva comparados com campos de gradientes metamórficos para vários terrenos no mundo. Diagrama de Turner (1981).

No Domínio Cambuci foi possível estimar um caminho anti-horário devido aos dois registros de eventos térmicos. O primeiro evento, seja magmático ou metamórfico, ocorreu sob condições de altas temperaturas e pressões intermediárias. O segundo evento, claramente metamórfico, desenvolveu-se sob condições de altas temperaturas e pressões intermediárias, porém mais elevadas que o primeiro evento. Para as unidades analisadas do Costeiro, não foi possível estimar se o caminho de evolução foi horário ou anti-horário. Esta indefinição deve-se ao fato das litologias registrarem apenas o pico e a volta do metamorfismo M_1 . No entanto, Kuhn *et al.* (2004) sugeriu um caminho horário para as rochas deste domínio a partir de três eventos metamórficos. O primeiro ocorreu sob condições de alta P e temperaturas baixas. O segundo evento foi submetido a condições de pressão semelhantes ao anterior, porém com valores de temperatura maior. O último estágio metamórfico descrito por Kühn *et al.* (2004) caracterizou-se por uma fase de descompressão e resfriamento. Este autor determinou para o segundo evento T(700-850°C) e P(7 Kbar) e para o terceiro que evento houve uma queda nos valores de T e P observadas pelas reações texturais. Estão são semelhantes aos encontrados neste estudo para o equilíbrio 1 e o equilíbrio 2 do evento metamórfico M_1 , respectivamente. Portanto, somente o pico e o caminho retrógrado do metamorfismo M_1 nas rochas do Domínio Costeiro foram registrados, não sendo possível, no presente trabalho, afirmar se o caminho de evolução para este domínio foi horário ou anti-horário. A construção de caminhos P-T-t completos é uma tarefa ainda difícil de ser realizada. Esta complexidade é atribuída à freqüente obliteração total das evidências do caminho progressivo e os comuns reajustes advindos do caminho retrogressivo (Bohlen, 1987; Harley, 1989; Spear, 1993). O Domínio Costeiro atingiu maiores temperaturas que os demais domínios do Terreno Oriental devido a intrusão de rochas plutônicas do Arco Magmático Rio Negro.

Harley (1989) compilou dados de caminhos P-T de terrenos granulíticos no mundo e determinou caminhos do tipo ITD (caracterizado por um período de descompressão quase isotérmica) e IBC (caracterizado por um período de resfriamento quase isobárico).

Sugere-se neste estudo que o provável caminho seja o do tipo IBC para o metamorfismo granulítico das rochas dos Domínios Cambuci e Costeiro. De acordo com Harley, 1989, modelos de resfriamento isobárico em granulitos máficos podem gerar texturas coroníticas com granada secundária no contato de ortopiroxênio-

plagioclásio ou o sobrecrescimento de granada tardia. Estas texturas geralmente resultam da interseção de reações multivariantes representado pelo exemplo simplificado do equilíbrio: ortopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo + clinopiroxênio. Na amostra JI-II-07-36B podemos observar essa reação. Estas considerações também podem ser atribuídas a uma moderada a baixa variação entre os valores béricos do pico metamórfico e aqueles do equilíbrio interpretado como a temperatura mínima para o resfriamento do evento, além de relevantes taxas de resfriamento, ou seja a taxa de resfriamento é maior que a taxa de descompressão. No Domínio Cambuci, foi obtido $\Delta P \approx -2$ a -1 Kbar e $\Delta T \approx -150$ a -100 °C. No Domínio Costeiro, os valores obtidos foram: $\Delta P \approx -3,5$ a $-0,5$ Kbar e $\Delta T \approx -200$ a -130 °C.

6.6 Comparação dos domínios da Faixa Ribeira a partir da cristalquímica dos anfibólios

Em rochas metabásicas dos domínios Cambuci e Italva foram efetuadas análises químicas em anfibólios, utilizadas para comparação com as composições deste mineral em terrenos de alta, média e baixa pressão, como visto no capítulo 6, itens 6.2.3 e 6.4.3. Dados do Complexo Juiz de Fora, referentes a anfibólios interpretados como correspondentes a M_0 (Duarte, 1998), também foram utilizados na comparação. Diferentemente do esperado, todos os domínios revelaram condições béricas muito semelhantes (Figura 75), tendo seus anfibólios projetado predominantemente nos campos do terreno de baixa pressão (Abukuma-Japão) e, em alguns diagramas, naquele referente ao terreno Haast River (Nova Zelândia), de média pressão. Estas observações podem sugerir que tenha ocorrido um evento, regional, posterior a M_1 , onde houve o reequilíbrio dos sistemas para condições de pressão mais baixa.

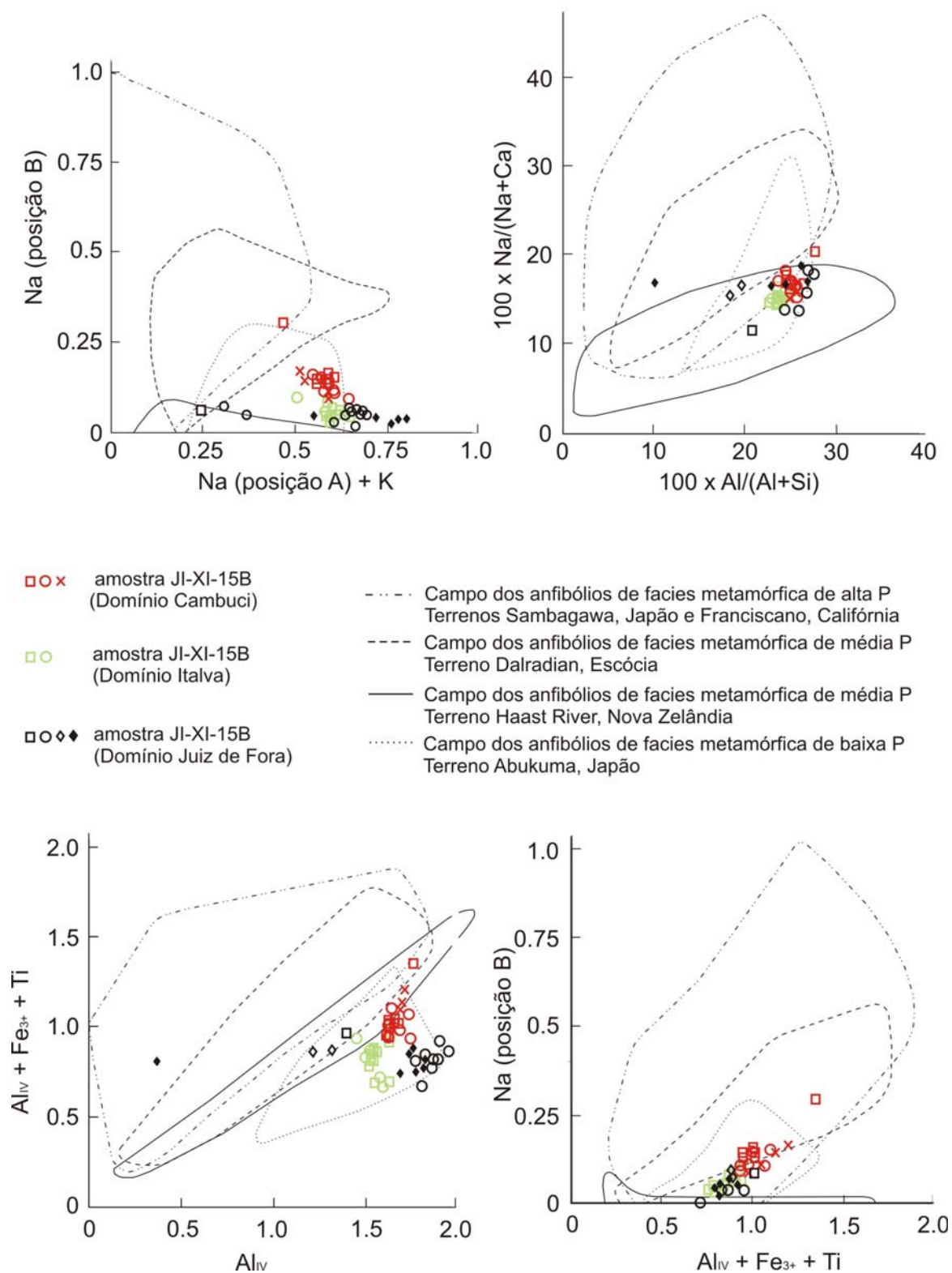


Figura 75: Diagramas de comparação dos Domínios da Faixa Ribeira mostrando as projeções das composições dos anfíbios. Campos de diferentes posições de P definidos por Laird & Albee (1981).

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. 1971. Geochronological Division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 1(1): 13-21.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: *The Ocean Basin and Margins* (Nairn & Stille, Eds.), 1:411-446, Plenum, New York.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.

ALMEIDA, F.F.M. 1981. O Cráton de Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, anais... 1981, Salvador, CBPM-SBG, p. 1-10.

ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.A.; HEILBRON, M.; And TROUW, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the central tectonic boundary of the Ribeira belt, southeastern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 1998, *Anais...* SBG, p. 32.

ALMEIDA, J.C.H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, 190 pp.

ANDERSEN, D. J. & LINDSLEY, D. L. 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 714–726

BARBOSA, A.L. & SAD, J.H.G. 1983a. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. IN: Simp. Geol. MG., 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte SBG. P. 1-15.

BARBOSA, A.L. & SAD, J.H.G. 1983b. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. IN: Simp. Geol. Mg., 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte SBG. P. 63-74.

BARBOSA, A.L. & SAD, J.H.G. 1983c. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. IN: Simp. Geol. Mg., 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* Belo Horizonte SBG. P. 75-84.

BENTO DOS SANTOS, T.; MUNHÁ, J.; TASSINARI, C.G. & DIAS NETO, C. 2005- Geotermobarometria em rochas metamórficas na Região de São Fidelis, RJ, SE Brasil. Atlas do VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 1: 95-100.

BHATTACHARYA, A., KRISHNAKUMAR, K. R., RAITH., M. SEN, S. K. 1991. An improved set of a-X parameters Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. *Journal of Petrology* 32, 629-656.

BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S. K., and RAITH, M. 1992, Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite garnet geo thermometer: *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 111, nº . 1, p. 87.-93.

BATISTA, J.J. 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na Região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 123pp.

BATISTA, J.J. 1986. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, *Anais*, v.2, p. 722-727.

BOHLEN, S. R. & LIOTTA, J. J. 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology*, 27, 1025–1056.

BOHLEN, S. R., PEACOR, D. R. & ESSENE, E. J. 1980. Crystal chemistry of metamorphic biotite and its significance in water barometry. *American Mineralogist*, 65, 55–62.

BOHLEN, S. R., WALL, V. J. & BOETTCHER, A. L. 1983a. Experimental investigations and geologic applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*, 68, 1049–1058.

BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and their synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310–357.

CAMPANHA G.A.C. 1981. O lineamento Além Paraíba na área de Três Rio (RJ), *Ver. Brás, Geoc.*, 11: 159-171,.

CORDANI, U.G.; MELCHER.; G.C. & ALMEIDA, F.F.M. 1967. Outline of Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, 5: 629-632.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. 1973. Orogeneses Supeposeés das le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, 3 (1): 1-22.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South america during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.* V.12: 78-88.

COSTA, L.M.; BAPTISTA, J.I.; SOUZA, B. 1978a. Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso. Niterói, DRM/RJ.

COSTA, L.M.; BAPTISTA, J.I.; SOUZA, B. 1978b. Texto explicativo da Folha Geológica Italva. Niterói, DRM/RJ.

EBERT, H., 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (relatório Anual do Diretor).

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. 1966. An Introduction to the rock forming minerals. Longmas, New York. 513 p.

DOCKA, J. A., BERG, J. H. & KLEWWIN, K. H. 1986. Geothermometry in the Kiglapait aureole. II. Evaluation of exchange thermometry in a well-constrained setting. *Journal of Petrology*, 27, 605–626.

DUARTE, B. P. 1998. Evolução tectônica dos Ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora a Mantiqueira na Região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica. São Paulo, IGC-USP. Tese Dout., 284p.

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; MARQUES, R.A.; FIGUEIREIDO, E.; RIBEIRO, I.S.; MOUTA, F.M; SILVA, J.C.; MONTEIRO, A.C.; SILVA, R.R.T.; CHISPIM, J.S.; MOTOKI, A.; PORTO JR, R.; RAGATKI, D.; GERALDES, M. (no prelo). Mapa Geológico da Folha Itaperuna (1:100.000). In: Pronageo – Programa Nacional de Geologia – MCT/CPRM-UERJ. Livro em CD-ROM. Coordenação: Monica Heilbron. Edição: Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

EBERT, H., 1968. Ocorrência da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *An., Acad. Brás. Ciênc.*, 40: 215-229.

EBERT, H., HASSUI, Y., 1998. transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., dewey, J.F. (Eds.), *Continental transpressional and transtensional tectonics*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 135, 231-252.

ECKERT, J. O., Jr, NEWTON, R. C., and KLEPPA, O. J., 1991, ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in CMAS system by solution calorimetry of stoichiometric mineral mixes: *Am. Mineralogist*, v. 76, no. 1-2, p. 148-160.

ELLIS, D. J. (1980): Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 201-210.

ELLIS, D. J. & GREEN, D. H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.

ESSENE, E. J. & BOHLEN, S. R. 1985. New garnet barometers in the system CaO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂ (CFAST). *Eos (Transactions of the American Geophysical Union)*, 66, 386.

FERRY, J.M. & SPEAR, F. S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113–117.

FONSECA, M.J.G. 1998. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Texto explicativo. Rio de Janeiro, DNPM, 141p.

FUHRMAN, M. L. & LINDSLEY, D. H. 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73, 201–215.

GANGULY, J. & SAXENA, S. K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 69, 88–97.

GASPARIK, T. 1984. Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of pyroxene in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2537–2546.

GHENT, E. D. 1976. Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61, 710–714.

GHENT, E. D. & STOUT, M. Z. 1984. TiO₂ activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 248–255.

GHIORSO, M. S. 1984. Activity/composition relations in the ternary feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, 282–296.

GRAHAM, C. M. & POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer and application to the Peloma Schist, southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 13–32

GREEN, N. L. & USDANSKY, S. I. 1986b. Ternary feldspar mixing relations and thermobarometry. *American Mineralogist*, 71, 1100–1108.

GROSSI-SAD, J.H.G., DUTRA, C.V., 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraiba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 7: 143-174.

HARLEY, S. L. 1984a. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of Petrology*, 25, 665–696.

HARLEY, S. L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. Department of Earth Sciences, University of Oxford. *Geol. Mag.* 126 (3). Pp 215-247.

HASELTON, H. T., Jr, HOVIS, G. L. HEMINGWAY, B. S. & ROBIE, R. A. 1983. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in albite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short range order and implications for two-feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 68, 398–413.

HEILBRON, M. 1985. O metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas – MG. *Simp. Geol. Minas Gerais*, 3, Belo Horizonte, MG, Anais... SBG, Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Bol 5: 219-234.

HEILBRON, M. 1993. Evolução tectôno-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira. *Tese de Doutorado*, IG/USP. 268p.

HEILBRON, M. 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio de Evolução Geotectônica. *Tese de Livre Docência*, UERJ. 115p.

HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S. & DUARTE, B. P. 1998. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the Central Segment of Ribeira Belt, SE Brazil. 14th International Conference on basement tectonics. Ouro Preto, MG, Brazil. Abstracts. P. 15-17.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; MOHIAK, W.; MILANI, E.; 2000. From Collision to Extension: The Roots of the South-eastern Continental Margin of Brazil. In: Geology & Geophysics of Continental Margin. AGU Geophysical Monograph. Eds: W U Mohriak and M. Talwani Special Number of International Geophysical Association

HEILBRON, M.; MACHADO, N. & DUARTE, B.P. 2001. Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a View from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, Canada, May, 2001. *Abstracts*, vol. 26, p. 61.

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

HEILBRON, M., MACHADO, N., SIMONRTTI, T., DUARTE, B., 2003b. A paleoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira Belt, SE Brazil. In: South American Symposium on Isotopic Geology, 4, short papers, p. 186-189.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANSI, V.A. 2004a. Província Mantiqueira. *In*: Mantesso-Neto. V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves. B.B. (orgs). 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 647p.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C., TROW, R.A.J., JANASI, V.C., 2004b. Brasiliano Belts in SE Brazil. *Journal of virtual explorer*, Volume 17, www.virtualexplorer.au

HELBOLD, R; VALENÇA, J.G. & LEONARDOS Jr., O.H. 1965. Mapa Geológico do Estado da Guanabara, escala 1 :50.000. Rio de Janeiro, DNPM/MME.

HISCHBERG, A & WINKLER, H.G. F. 1968. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18:17-42.

HODGES, K. V. & ROYDEN, R. L. 1984. Geologic thermobarometry of retrograded metamorphic rocks: an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Norwegian Caledonides. *Journal of Geophysical Research*, 89, 7077–7090.

HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1118–1134.

HOINKES, G. 1986. Effect of grossular-content on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 393–399.

HOLDAWAY . 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of science*, 271, 97.131.

HOLLAND, T. J. B. 1980. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600–1200°C. *American Mineralogist*, 65, 129–134

HOWELL D.G. 1989. Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth, Chapman Hall (eds), Londres., 232p.

HOLLAND, Y.t & BLUND, J. 1994. Non-Ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.*, 116;433-447.

INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1985a. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Al and Ti in biotite. *American Mineralogist*, 70, 272–278.

INDARES, A. & MARTIGNOLE, J. 1985b. Biotite-garnet geothermometry in granulite facies rocks: evaluation of equilibrium criteria. *Canadian Mineralogist*, 23, 187–193

JOHANNES, W., BELL, P. M. MAO, M. K. BOETTCHER, A. L. CHIPMAN, D. W. HAYS, J. F. NEWTON, R. C. & SEIFERT, F. 1971. An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite breakdown reaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32, 24–38.

KOHN, M. J. and SPEAR, F. S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. *Am. Mineral.*, 74, 77-84

KOHN, M. J. & SPEAR, F. S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Mineral.*, 75, 89-96.

KOZIOL, A. M. & NEWTON, R. C. 1988a. Redetermination of the garnet breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73, 216–223.

KÜHN, A.; STÜWE, K.; TROUW, R.A.J. 2004. Metamorphic Evolution of the Ribeira Belt: Evidence from Outcrops In the Rio de Janeiro Area, Brazil. *Journal of Petrology*. 45(11): 2303 – 2323.

LAIRD, H & ALBEE. 1981. Pressure-temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. Jour.Sci.* 281:127-175.

LAMEYERE, J & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-180.

LANG, H. M. & RICE, J. M. 1985b. Geothermometry, geobarometry and T-X (Fe-Mg) relations in metapelites, Snow Peak, northern Idaho. *Journal of Petrology*, 26, 889–924.

LEE, H. Y., & GANGULY, J.. 1988, Equilibrium compositions of co-existing garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, and applications: *Jour. Petrology*, v. 29, n^o. 1, p. 933-114.

LIU, J. G., MARUYAMA, S. & CHO, M. 1987. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. In: Frey, M. (ed.) *Low Temperature Metamorphism*, Blackie, Glasgow, 59–114.

MACHADO, N.; VALLADRES, C.S; HEILBRON, M. & VALERIANO, C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361.

MACHADO FILHO, L., RIBEIRO, M.W., GONZALEZ S.R., SCHEMINI, C.A., SANTOS NETO, A.S., PALMEIRA, R.C.B., PIRES, I.L., TEIXEIRA, W., CASTRO, H.F. 1983. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. *Geologia. RADAMBRASIL*, vol 32.

MERRIL, R.B.; ROBERTSON, J.K.; WYLLIE, P.J. 1970. *J.Geol.* 78:558-559.

MATOS G.M.M., FERRARI, P.G., CAVALCANTE, J.C. 1980 Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo – RJ. *Mineração e Metalurgia*, 39: 26-29.

MIASHYRO, A. 1973 - *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen and Unwin. London. 317p.

MOECHER, D. P., ESSENE, E. J., & ANOVITZ, L. M., 1988, Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers: *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 160, n^o. p. 92-106.

NEWTON, R. C. 1983. Geobarometry of high-grade metamorphic rocks. *American Journal of Science*, 283-A, 1–28

NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: Newton, R. C., Navrotsky, A. & Wood, B. J. (eds) *Thermodynamics of Minerals and Melts*, Springer-Verlag, New York, 129–145.

NEWTON, R. C. & PERKINS, D. III. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz. *American Mineralogist*, 67, 203–222.

NOGUEIRA, J.R., 1999. *Evolução geológica dos terrenos de alto grau metamórfico da Faixa Ribeira na Região de Juiz de Fora, Minas Gerais*. Campinas, IG. Unicamp, Tese Dout., 190p.

NOGUEIRA J.R. & CHOUDHURI, A. 2000. Geotectonic models and geologic evolution of the high-grade gneiss terranes of Juiz de Fora (MG), Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 120-125.

PACIULLO, F.V.P., RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília Belt. *Rev. Bras. Geoc.*; 30: 169-173.

PARIA, P., BHATTACHARYA, A. & SEN, A. 1988. The reaction garnet + clinopyroxene + quartz = 2 orthopyroxene + anorthite: a potential geobarometer for granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 126–133.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., VIDAL, P. MONTEIRO, R.L.B.P., LEONARDOS, O. H, 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) belt. *J. SouthAm. Earth Sci.* 6, 33-47.

PEDROSA-SOARES, A.C., VIDAL Ph., LEONARDOS, O.H., BRITO-NEVES, B.B. 1998. Neoproterozoic Oceanic Remnants in Eastern Brazil: Further Evidence and Refutation of an Exclusively Ensilic Evolution for the Araçuaí-West Congo Belt. *Geology*. 26:519-522.

PEDROSA-SOARES, A.C., WIEDEMANN, C.M., FERNANDES, M.L.S., FARIA, L.F., FERREIRA, J.C.H., 1999. Geotectonic significance of the neoproterozoic granitic magmatism in the araçuaí Belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 59 – 66.

PERCHUK, L. L. & LAVRENT'EVA, I. V. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S. K. (ed.) *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry*, 3, Springer-Verlag, New York, 199–239.

PERKINS, D., III & CHIPERA, S. J. 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 69–80.

PERKINS, D., III & NEWTON, R. C. 1981a. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. *Nature*, 292, 144–146.

POWELL, R., & HOLLAND, T., 1990, An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$: *Jour. Metamorphic Geology*, v. 8. n^o. I, p. 89-127.

POWELL, R., & HOLLAND, T., 1994, Optimal geothermometry and geobarometry: *Am. Mineralogist*, v. 79, n^o. I-2. p. 120-133.

POWELL, M., & POWELL, R., 1977. Plagioclase- alkali feldspar geothermometry revisited: *Mineral. Mag.*, v. 41, n^o. 318, p. 253-256.

RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book, Co. New York, 568pp.

RECHE, J. & MARTINEZ, F.J. 1966. *GPT: An Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks*. *Computers & Geosciences* Vol. 22, No. 7, pp. 775-184.

REGO, I.T.S.F, 1989. *Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidélis, RJ*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 248pp.

REIS, A.P., MANSUR, K.L., 1995. *Sinopse Geológica do estado do Rio de Janeiro*. Mapa Geológico 1:400.000. Niterói. DRM/RJ, 60pp.

RIBEIRO, A.; ANDREIS.; R.R.; TROW. R.A.J.; PACIULLO, F.V.P. & VALENÇA, J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termotectonismo brasileiro na margem sul do Cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 25(4) 235-248.

RIETMEIJER, F.J.M. 1983. Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with ca-rich clinopyroxenes: a re-valuation. *Mineralogical Magazine*. 47:143-151.

RINGWOOD .1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw Hill, New York.

ROSIER, G. F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. *Boi. Div. Geol Min., DNPM*, Rio de Janeiro, 222p.

SANTOS, T., MUNHÁ, J., TASSINARI, C., NETO, C. & FONSECA, P. 2006 - Petrologia, geoquímica e geocronologia de granulitos no sector de São Fidelis - Santo António de Pádua, RJ, SE Brasil. VII Congresso Nacional de Geologia (Estremoz), Livro de Resumos, 1: 241-244.

SCHMMIT, R.S.; TROUW, R.A.J.; & VAN SCHMUS, W.R. 1999. The characterization of a Cambrian (~ 520 Ma) tectonometamorphic event in the Costeiro Domain of the Ribeira belt, using U/Pb in syntectonic veins. *In: South-American Symposium on Isotope Geology*, 2, Córdoba, Argentina, *Actas... Anales XXXIV*, SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), p. 363-366.

SCHMMIT, R.S. 2001. A Orogênia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil. *Tese de Doutorado*, IG/UFRJ, 273p.

SEN, S. & BHATTACHARYA, A. 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 64–71.

SIIVOLA, J. & SCHMID, R. 2007. *List of minerals abbreviations*: Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Disponível em: www.bgs.ac.uk/scmr/home.html.

SILVA, W.G.; BATISTA, J.J.; THOMPSON, R. 1978. Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci. Niterói, DRM/RJ.

SILVA, L.C., & CUNHA, H.C.S. (org.) 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília, CPRM, CD-ROM.

SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., NOCE, C.M., PIMENTEL, M.M., PEDROSA-SOARES, A.C., LEITE, C., VIEIRA, V.S., PAES, V.C., 2002. Reavaliação U-PB SHIRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. Ver. Brás. Geoc., 32: 513-528.

SILVA, L.C., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L.A., FLETCHER, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-PB geochronology subdivision for the Brasiliano/Pan-Africano systems of orogens. Precambrian Res., 136: 203-240.

SÖLLNER, F.; TROUW, R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-PB dating on zircons of a metasediment. J.S. *Am.earth Sci.*, 10: 21-28.

SOTO, J.I. & SOTO, V.M. 1995. References for the "PTMAFIC" computer program. Instituto Andaluz de ciencias de la Tierra. C.S.I.C.-Granada University - Campus Fuentenueva-Granada (SPAIN).

Spear, F. S. 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In Spear, F. & Peacock, S.M. 1989. *Metamorphic pressure-temperature-time paths. Short Course in Geology*. Vol. 7. 28th International Geology Congress. Washington, DC. 1-55.

Spear, F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America Monograph. Chelsea, Michigan. 799p.

STORMER, J. C., 1975. A practical two-feldspar geothermometer: *Am. Mineralogist*, v. 60, n^o. 7-8, p.674-674.

SPENCER, K. J. & LINDSLEY, D. H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189–1201.

THOMPSON, A. B. 1976b. Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276, 425–454.

TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A & PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: Congresso Brasileiro Geologia, 34, Goiânia, Anais..., Goiânia, SBG, V.2:972-986.

TROUW, R.A.J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton São Francisco, baseada em análise metamórfica. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, São Paulo, Bol. De Resumos Expandidos... São Paulo, SBG: 1: 327-328.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R.; 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho (eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 287-310.

TUPINAMBÁ, M. 1993a. Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do pré-cambriano entre Itaperuna e Italva. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 146p.

TUPINAMBÁ, M. 1993b. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste*, 3, Atas, p. 47-49.

TUPINAMBÁ, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221p.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A.J.; CUNHA, E.R.S.P.; FERNANDES, G.A.; FERREIRA, J.; CASTILHO, G.; TEIXEIRA, W. 1996. Complexo Rio Negro – uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da Faixa Ribeira. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Anais, vol.6, p. 104-106.*

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. & BASEI, M. 1998. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithogeochemical data. 14th International Conference on basement tectonics. Ouro Preto, MG. Abstracts. p. 12-14.

TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; EIRADO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, C.G. 2003a. Geologia da Folhas Leopoldina e Pirapetininga. *In: A.C. Pedrosa Soares. C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, v.2,p.320-404.*

TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P.; EIRADO, L.G.; NOGUEIRA, J.R.; HEILBRON, M.; GUIA, C. 2003b. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. *In: SBG-MG, Simp. Geol. M.G., 12, Anais, p. 105.*

TUPINAMBÁ, M.; PENHA, H.M.; JUNHO, M.C.B.; 2003c. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brasiliano-Pan African Orogeny. *In: IUGS, Field trips/ International Geological Congress, 31, CD-ROM.*

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio negro Complex in the Ribeira belt, South-eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc., 30: 7-11.*

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H; EIRADO, L.G.; MEDEIROS. S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuai. *In: Rev. Geonomos 15 (1): 67-79.*

TURNER, F.J.1981. Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects. In: , McGraw-Hill, New York, p. 524.

TUTTLE, O.F & BOWEN, N.L. Geol. Soc. Am. Memoir No 74.

WENK, W & KELLER, F. 1969. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 49: 157-198.

WILLIAMS, M. L., & GRAMBLING, J. A., 1990, Manganese, ferric iron and the equilibrium between garnet and biotite: Am. Mineralogist, v. 75, no. 7-8, p. 886-908.

WINKLER, H.G.F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. 4 ed. New York, Springer – Verlag. 348p.

WOOD, B. J. & BANNO, S. (1973): Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol., 42, 109-124.

ANEXO I – RESULTADO DAS ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

Resultados das análises de química mineral em cristais de rutilo em metapelito (IV-X-19).

| Amostra | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|
| Grão | 1 | 1 | 2 |
| Posição | núcleo | núcleo | núcleo |
| Mineral | Rutilo | Rutilo | Rutilo |
| SiO ₂ | 0,003 | 0,006 | 1,129 |
| TiO ₂ | 97,108 | 99,384 | 91,286 |
| Al ₂ O ₃ | 0,047 | 0,054 | 0,278 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,103 | 0,200 |
| FeO | 0,550 | 0,711 | 4,593 |
| MnO | 0,000 | 0,066 | 0,009 |
| MgO | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| CaO | 0,013 | 0,004 | 0,294 |
| Total | 97,940 | 100,578 | 98,043 |
| | | | |
| Si | 0 | 0,000 | 0,016 |
| Ti | 0,995 | 0,994 | 0,951 |
| Al | 0,001 | 0,001 | 0,005 |
| Cr | 0 | 0,001 | 0,002 |
| Fe | 0,006 | 0,008 | 0,053 |
| Mn | 0 | 0,001 | 0 |
| Mg | 0 | 0,000 | 0 |
| Ca | 0 | 0,000 | 0,004 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de magnetita em metabasitos

| amostra | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 2 | 3 | 4 |
| localização | núcleo | núcleo | núcleo | núcleo |
| mineral | magnetita | magnetita | magnetita | magnetita |
| SiO ₂ | 0,016 | 0,013 | 0,022 | 0,030 |
| TiO ₂ | 0,068 | 0,023 | 0,016 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 0,345 | 0,339 | 0,286 | 0,236 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,397 | 0,393 | 0,338 | 0,479 |
| FeO | 91,499 | 91,421 | 92,142 | 91,035 |
| MnO | 0,000 | 0,059 | 0,000 | 0,029 |
| MgO | 0,015 | 0,003 | 0,019 | 0,000 |
| CaO | 0,012 | 0,000 | 0,059 | 0,058 |
| Total | 92,452 | 92,350 | 93,086 | 92,039 |
| | | | | |
| Si | 0,005 | 0,004 | 0,007 | 0,009 |
| Ti | 0,016 | 0,005 | 0,004 | 0 |
| Al | 0,126 | 0,124 | 0,104 | 0,087 |
| Cr | 0,097 | 0,097 | 0,082 | 0,118 |
| Fe(iii) | 15,735 | 15,76 | 16 | 16 |
| Fe(ii) | 8,01 | 7,992 | 7,982 | 8 |
| Mn | 0 | 0,016 | 0 | 0 |
| Mg | 0 | 0,001 | 0,009 | 0 |
| Ca | 0 | 0 | 0,02 | 0 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de espinélio em metapelito (IV-X-19).

| Amostra | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| mineral | espinélio | espinélio | espinélio | espinélio | espinélio | espinélio | espinélio | espinélio | espinélio |
| SiO ₂ | 0,017 | 0,011 | 0,018 | 0,020 | 0,035 | 0,005 | 0,018 | 0,006 | 0,010 |
| TiO ₂ | 0,070 | 0,000 | 0,052 | 0,032 | 0,000 | 0,000 | 0,011 | 0,016 | 0,013 |
| Al ₂ O ₃ | 56,201 | 56,035 | 51,666 | 58,231 | 58,344 | 58,681 | 58,953 | 58,629 | 58,419 |
| Cr ₂ O ₃ | 2,699 | 2,695 | 0,572 | 0,580 | 0,619 | 0,546 | 0,655 | 0,576 | 0,607 |
| FeO | 11,516 | 13,289 | 37,161 | 30,334 | 31,207 | 30,999 | 26,132 | 27,603 | 26,986 |
| MnO | 0,031 | 0,000 | 0,062 | 0,096 | 0,090 | 0,063 | 0,051 | 0,082 | 0,053 |
| ZnO | 20,711 | 19,333 | 3,749 | 3,629 | 3,609 | 3,702 | 6,568 | 6,886 | 7,084 |
| MgO | 3,500 | 3,519 | 5,766 | 6,128 | 5,757 | 5,832 | 5,776 | 4,944 | 4,732 |
| CaO | 0,006 | 0,000 | 0,025 | 0,016 | 0,000 | 0,011 | 0,009 | 0,000 | 0,044 |
| Total | 96,338 | 94,957 | 99,410 | 99,328 | 99,948 | 100,145 | 98,486 | 98,960 | 98,255 |
| Si | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,008 | 0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,002 |
| Ti | 0,013 | 0 | 0,009 | 0,005 | 0 | 0 | 0,002 | 0,003 | 0,002 |
| Al | 16,121 | 16,04 | 14,063 | 15,479 | 15,466 | 15,511 | 15,822 | 15,767 | 15,844 |
| Cr | 0,519 | 0,518 | 0,104 | 0,103 | 0,11 | 0,097 | 0,118 | 0,104 | 0,11 |
| Fe(iii) | 0 | 0 | 1,806 | 0,398 | 0,409 | 0,39 | 0,048 | 0,121 | 0,037 |
| Fe(ii) | 2,344 | 2,699 | 5,37 | 5,323 | 5,461 | 5,423 | 4,929 | 5,146 | 5,156 |
| Mn | 0,006 | 0 | 0,012 | 0,018 | 0,017 | 0,012 | 0,01 | 0,016 | 0,01 |
| Zn | 3,722 | 3,467 | 0,639 | 0,604 | 0,599 | 0,613 | 1,104 | 1,16 | 1,204 |
| Mg | 1,27 | 1,274 | 1,985 | 2,061 | 1,93 | 1,95 | 1,961 | 1,682 | 1,623 |
| Ca | 0,002 | 0 | 0,006 | 0,004 | 0 | 0,003 | 0,002 | 0 | 0,011 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de ilmenita em metabasitos (JI-II-07-36B; JI-XI-15B) e em metapelito (IV-X-19)

| Amostra | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 |
|--------------------------------|--------------|--------------|-----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 4 | 4 | 5 | 5 |
| mineral | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita | ilmenita |
| SiO ₂ | 0,022 | 0,015 | 0,011 | 0,001 | 0,049 | 0,021 | 0,027 | 0,038 | 0,000 | 0,145 | 0,001 | 0,000 | 0,020 | 0,013 | 0,028 |
| TiO ₂ | 53,066 | 53,247 | 50,705 | 51,556 | 48,461 | 44,278 | 50,097 | 49,717 | 51,698 | 48,955 | 48,410 | 50,647 | 48,899 | 44,018 | 50,959 |
| Al ₂ O ₃ | 0,034 | 0,022 | 0,030 | 0,029 | 0,030 | 0,018 | 0,021 | 0,028 | 0,023 | 0,109 | 0,015 | 0,033 | 0,024 | 0,036 | 0,010 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,087 | 0,019 | 0,067 | 0,012 | 0,075 | 0,188 | 0,000 | 0,073 | 0,052 | 0,109 | 0,027 | 0,034 | 0,059 | 0,150 | 0,116 |
| FeO | 47,493 | 47,549 | 50,404 | 48,800 | 49,608 | 52,326 | 47,659 | 47,000 | 46,549 | 48,925 | 48,344 | 45,944 | 48,590 | 52,237 | 46,444 |
| MnO | 0,353 | 0,336 | 0,305 | 0,438 | 0,118 | 0,167 | 0,155 | 0,131 | 0,194 | 0,123 | 0,164 | 0,144 | 0,136 | 0,079 | 0,127 |
| MgO | 0,882 | 0,949 | 0,913 | 1,055 | 0,86 | 0,773 | 1,230 | 1,200 | 0,471 | 0,259 | 0,653 | 1,321 | 1,263 | 0,824 | 0,916 |
| CaO | 0,000 | 0,010 | 0,026 | 0,005 | 0,020 | 0,000 | 0,005 | 0,013 | 0,014 | 0,070 | 0,008 | 0,026 | 0,016 | 0,033 | 0,014 |
| Total | 101,983 | 102,157 | 102,480 | 101,934 | 99,425 | 97,877 | 99,397 | 98,356 | 99,091 | 99,331 | 97,751 | 98,183 | 99,158 | 97,514 | 98,779 |
| Si | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0,008 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Ti | 1,973 | 1,975 | 1,904 | 1,933 | 1,913 | 1,786 | 1,929 | 1,932 | 1,983 | 1,914 | 1,909 | 1,956 | 1,876 | 1,782 | 1,963 |
| Al | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,007 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,001 |
| Cr | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0 | 0,003 | 0,008 | 0 | 0,003 | 0,002 | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,006 | 0,005 |
| Fe | 1,963 | 1,96 | 2,104 | 2,034 | 2,096 | 2,346 | 2,04 | 2,03 | 1,985 | 2,126 | 2,12 | 1,973 | 2,072 | 2,351 | 1,989 |
| Mn | 0,015 | 0,014 | 0,013 | 0,018 | 0,005 | 0,008 | 0,007 | 0,006 | 0,008 | 0,005 | 0,007 | 0,006 | 0,006 | 0,004 | 0,006 |
| Mg | 0,065 | 0,07 | 0,068 | 0,078 | 0,065 | 0,062 | 0,094 | 0,092 | 0,036 | 0,02 | 0,051 | 0,101 | 0,096 | 0,066 | 0,07 |
| Ca | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0 | 0,001 | 0,069 | 0,002 | 0,001 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de plagioclásio em metabasitos (JI-II-07-36B; JI-XI-15B e IV-RM-10A), em metapelito (IV-RM-5A) e em ortogneisse (IV-RM-7B).

| Amostra | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-n1 | c2-b1 | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-b1 | c2-b2 | c2-n1 | c2-n2 |
| Mineral | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI |
| SiO ₂ | 48,982 | 49,582 | 47,524 | 47,678 | 49,474 | 48,618 | 59,037 | 59,513 | 58,563 | 57,198 | 59,079 | 59,118 | 58,874 | 59,046 |
| TiO | 0,038 | 0,000 | 0,014 | 0,000 | 0,011 | 0,010 | 0,000 | 0,020 | 0,020 | 0,003 | 0,000 | 0,022 | 0,000 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 31,926 | 31,892 | 32,710 | 32,502 | 32,270 | 32,484 | 25,162 | 25,307 | 25,641 | 27,060 | 26,301 | 26,386 | 25,274 | 25,435 |
| FeO | 0,095 | 0,162 | 0,592 | 0,263 | 0,045 | 0,160 | 0,123 | 0,078 | 0,155 | 0,120 | 0,238 | 0,246 | 0,113 | 0,08 |
| BaO | 0,008 | 0,059 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,026 | 0,000 | 0,008 | 0,035 | 0,095 | 0,000 | 0,000 | 0,02 | 0,042 |
| SrO | 0,082 | 0,048 | 0,050 | 0,033 | 0,000 | 0,062 | 0,083 | 0,122 | 0,048 | 0,016 | 0,074 | 0,060 | 0,050 | 0,022 |
| CaO | 15,483 | 15,089 | 16,293 | 16,094 | 15,387 | 15,890 | 7,576 | 7,491 | 7,717 | 8,884 | 7,945 | 8,093 | 7,514 | 7,341 |
| Na ₂ O | 2,543 | 2,774 | 2,076 | 2,242 | 2,343 | 2,127 | 6,221 | 6,256 | 6,222 | 5,731 | 6,269 | 6,190 | 6,379 | 6,398 |
| K ₂ O | 0,081 | 0,124 | 0,066 | 0,073 | 0,079 | 0,068 | 0,406 | 0,394 | 0,169 | 0,172 | 0,066 | 0,213 | 0,301 | 0,334 |
| total | 99,238 | 99,682 | 99,275 | 98,852 | 99,614 | 99,383 | 98,680 | 99,195 | 98,586 | 99,289 | 100,036 | 100,406 | 98,561 | 98,752 |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 9,027 | 9,084 | 8,795 | 8,844 | 9,053 | 8,943 | 10,661 | 10,681 | 10,582 | 10,307 | 10,527 | 10,507 | 10,642 | 10,645 |
| Ti | 0,005 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| Al | 6,936 | 6,889 | 7,137 | 7,107 | 6,962 | 7,044 | 5,351 | 5,349 | 5,456 | 5,742 | 5,519 | 5,523 | 5,38 | 5,4 |
| Fe | 0,015 | 0,025 | 0,092 | 0,041 | 0,007 | 0,025 | 0,019 | 0,012 | 0,023 | 0,018 | 0,035 | 0,037 | 0,017 | 0,012 |
| Ba | 0,001 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 |
| SrO | 0,001 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Ca | 3,057 | 2,962 | 3,231 | 3,199 | 3,017 | 3,132 | 1,466 | 1,441 | 1,494 | 1,715 | 1,517 | 1,541 | 1,455 | 1,418 |
| Na | 0,909 | 0,985 | 0,745 | 0,806 | 0,831 | 0,759 | 2,178 | 2,177 | 2,18 | 2,002 | 2,166 | 2,133 | 2,236 | 2,237 |
| K | 0,019 | 0,029 | 0,016 | 0,017 | 0,018 | 0,016 | 0,094 | 0,09 | 0,039 | 0,04 | 0,015 | 0,048 | 0,069 | 0,077 |

| Amostra | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| Posição | c1-b2 | c1-b2 | c1-n1 | c1-n2 | c1-n3 | c3-b1 | c3-b2 | c3-n1 | c3-n2 | c3-n3 | c2-n-1 | c2-b1 | c2-n1 | c2-b1 |
| Mineral | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI |
| SiO ₂ | 60,461 | 61,052 | 61,851 | 60,875 | 62,312 | 60,902 | 60,583 | 61,491 | 61,215 | 60,810 | 59,969 | 59,473 | 60,564 | 58,596 |
| TiO ₂ | 0,002 | 0,024 | 0,008 | 0,000 | 0,032 | 0,000 | 0,011 | 0,017 | 0,035 | 0,000 | 0,026 | 0,042 | 0,016 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 25,680 | 25,809 | 25,934 | 25,728 | 25,240 | 25,626 | 25,720 | 25,692 | 25,685 | 25,438 | 25,434 | 25,339 | 26,274 | 25,181 |
| FeO | 0,184 | 0,111 | 0,115 | 0,069 | 0,104 | 0,096 | 0,067 | 0,048 | 0,090 | 0,053 | 0,121 | 0,163 | 0,048 | 0,036 |
| BaO | 0,048 | 0,009 | 0,000 | 0,053 | 0,000 | 0,050 | 0,043 | 0,048 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,019 | 0,071 |
| SrO | 0,118 | 0,066 | 0,086 | 0,170 | 0,150 | 0,161 | 0,094 | 0,051 | 0,064 | 0,103 | 0,129 | 0,172 | 0,074 | 0,038 |
| CaO | 7,192 | 7,263 | 7,297 | 7,314 | 6,582 | 7,092 | 7,186 | 7,231 | 7,360 | 7,215 | 7,643 | 7,434 | 7,628 | 7,568 |
| Na ₂ O | 6,684 | 6,729 | 6,556 | 6,665 | 6,602 | 6,535 | 6,615 | 6,683 | 6,586 | 6,438 | 6,500 | 6,618 | 6,290 | 6,611 |
| K ₂ O | 0,234 | 0,235 | 0,239 | 0,259 | 0,309 | 0,260 | 0,248 | 0,320 | 0,279 | 0,360 | 0,286 | 0,255 | 0,199 | 0,306 |
| Total | 100,633 | 101,344 | 102,105 | 101,198 | 101,374 | 100,732 | 100,599 | 101,651 | 101,381 | 100,434 | 100,112 | 99,523 | 101,156 | 98,489 |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 10,693 | 10,71 | 10,753 | 10,707 | 10,886 | 10,742 | 10,706 | 10,751 | 10,732 | 10,755 | 10,673 | 10,654 | 10,641 | 10,618 |
| Ti | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,005 | 0,000 | 0,003 | 0,006 | 0,002 | 0,000 |
| Al | 5,348 | 5,332 | 5,31 | 5,329 | 5,193 | 5,323 | 5,352 | 5,29 | 5,303 | 5,298 | 5,331 | 5,346 | 5,436 | 5,374 |
| Fe ₂ | 0,027 | 0,016 | 0,017 | 0,01 | 0,015 | 0,014 | 0,01 | 0,007 | 0,013 | 0,008 | 0,018 | 0,024 | 0,007 | 0,005 |
| Ba | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,005 |
| Ca | 1,363 | 1,365 | 1,359 | 1,378 | 1,232 | 1,34 | 1,361 | 1,355 | 1,383 | 1,367 | 1,457 | 1,427 | 1,436 | 1,469 |
| Na | 2,292 | 2,289 | 2,21 | 2,273 | 2,236 | 2,235 | 2,267 | 2,266 | 2,239 | 2,208 | 2,243 | 2,299 | 2,143 | 2,323 |
| K | 0,053 | 0,053 | 0,053 | 0,058 | 0,069 | 0,059 | 0,056 | 0,071 | 0,062 | 0,081 | 0,065 | 0,058 | 0,045 | 0,071 |

| Amostra | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-n1 | c2-n2 | c2-b1 | c2-b2 | c4-1-n1 | c4-1-n2 | c4-1-b1 | c4-2-n1 | c4-2-n2 | c4-2-b1 |
| Mineral | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI |
| SiO ₂ | 56,865 | 56,622 | 56,801 | 57,015 | 55,459 | 56,100 | 54,875 | 55,139 | 54,756 | 56,811 | 55,382 | 57,196 | 56,799 | 55,443 |
| TiO ₂ | 0,026 | 0,014 | 0,017 | 0,000 | 0,023 | 0,045 | 0,011 | 0,014 | 0,000 | 0,020 | 0,044 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 28,009 | 27,928 | 28,366 | 28,400 | 27,777 | 28,030 | 27,623 | 28,014 | 29,363 | 27,680 | 27,764 | 27,721 | 27,923 | 27,761 |
| FeO | 0,165 | 0,199 | 0,311 | 0,245 | 0,141 | 0,151 | 0,196 | 0,249 | 0,287 | 0,132 | 0,235 | 0,148 | 0,172 | 0,092 |
| BaO | 0,000 | 0,061 | 0,048 | 0,081 | 0,011 | 0,058 | 0,056 | 0,037 | 0,000 | 0,000 | 0,020 | 0,012 | 0,013 | 0,000 |
| SrO | 0,038 | 0,056 | 0,061 | 0,130 | 0,060 | 0,091 | 0,061 | 0,071 | 0,088 | 0,166 | 0,052 | 0,029 | 0,102 | 0,018 |
| CaO | 9,894 | 9,860 | 10,305 | 10,231 | 10,269 | 10,393 | 10,458 | 10,315 | 9,180 | 9,729 | 10,352 | 9,748 | 9,969 | 10,191 |
| Na ₂ O | 5,125 | 5,016 | 5,054 | 5,028 | 5,059 | 4,906 | 5,034 | 4,957 | 5,126 | 5,170 | 5,070 | 5,287 | 5,040 | 5,041 |
| K ₂ O | 0,294 | 0,274 | 0,245 | 0,289 | 0,321 | 0,308 | 0,294 | 0,273 | 0,581 | 0,337 | 0,329 | 0,325 | 0,330 | 0,331 |
| Total | 100,445 | 100,046 | 101,258 | 101,449 | 99,120 | 100,128 | 98,706 | 99,119 | 99,436 | 100,053 | 99,272 | 100,506 | 100,357 | 98,909 |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 10,152 | 10,151 | 10,084 | 10,101 | 10,064 | 10,076 | 10,023 | 10,015 | 9,900 | 10,186 | 10,047 | 10,203 | 10,156 | 10,074 |
| Al | 5,889 | 5,896 | 5,931 | 5,925 | 5,936 | 5,929 | 5,942 | 5,992 | 6,252 | 5,845 | 5,931 | 5,824 | 5,880 | 5,940 |
| Fe ₂ | 0,025 | 0,030 | 0,046 | 0,036 | 0,021 | 0,023 | 0,030 | 0,038 | 0,043 | 0,020 | 0,036 | 0,022 | 0,026 | 0,014 |
| Ba | 0,000 | 0,004 | 0,003 | 0,006 | 0,001 | 0,004 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| Ca | 1,892 | 1,894 | 1,960 | 1,942 | 1,997 | 2,000 | 2,047 | 2,007 | 1,778 | 1,869 | 2,012 | 1,863 | 1,910 | 1,984 |
| Na | 1,774 | 1,744 | 1,740 | 1,727 | 1,780 | 1,709 | 1,783 | 1,746 | 1,797 | 1,797 | 1,783 | 1,829 | 1,747 | 1,776 |
| K | 0,067 | 0,063 | 0,055 | 0,065 | 0,074 | 0,071 | 0,069 | 0,063 | 0,134 | 0,077 | 0,076 | 0,074 | 0,075 | 0,077 |

| Amostra | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-b2 | c1-b3 | c2-n1 | c2-n2 | c2-b1 | c2-b2 | c3-n1 | c3-n2 |
| Mineral | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI |
| SiO ₂ | 55,644 | 55,019 | 54,89 | 57,181 | 55,134 | 55,123 | 55,095 | 54,601 | 57,239 | 56,632 |
| TiO ₂ | 0,000 | 0,000 | 0,03 | 0,003 | 0,011 | 0,000 | 0,02 | 0,026 | 0,01 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 27,717 | 27,56 | 27,527 | 27,224 | 27,896 | 27,783 | 28,102 | 28,192 | 27,815 | 27,867 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,003 | 0,01 | 0,000 | 0,000 | 0,025 | 0,028 | 0,008 | 0,02 | 0,025 |
| FeO | 0,000 | 0,035 | 0,107 | 0,065 | 0,04 | 0,004 | 0,101 | 0,135 | 0,009 | 0,02 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,032 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,032 | 0,004 | 0,000 |
| NiO | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,042 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,019 | 0,000 | 0,041 |
| MgO | 0,000 | 0,000 | 0,013 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,008 |
| BaO | 0,019 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,04 | 0,000 | 0,032 |
| SrO | 0,098 | 0,033 | 0,026 | 0,128 | 0,000 | 0,103 | 0,042 | 0,095 | 0,000 | 0,099 |
| CaO | 10,413 | 10,744 | 10,337 | 9,686 | 10,328 | 10,438 | 10,657 | 10,791 | 10,211 | 10,28 |
| Na ₂ O | 5,016 | 4,941 | 5,031 | 5,641 | 5,102 | 4,922 | 5,001 | 4,952 | 5,211 | 5,326 |
| K ₂ O | 0,256 | 0,207 | 0,14 | 0,232 | 0,134 | 0,144 | 0,139 | 0,125 | 0,159 | 0,192 |
| Total | 99,163 | 98,546 | 98,111 | 100,234 | 98,652 | 98,542 | 99,188 | 99,016 | 100,678 | 100,522 |
| | | | | | | | | | | |
| Si | 10,086 | 10,046 | 10,056 | 10,24 | 10,038 | 10,05 | 9,994 | 9,94 | 10,187 | 10,124 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,004 | 0,001 | 0,000 |
| Al | 5,916 | 5,926 | 5,939 | 5,741 | 5,981 | 5,965 | 6,003 | 6,044 | 5,83 | 5,867 |
| Fe ₂ | 0,000 | 0,005 | 0,016 | 0,01 | 0,006 | 0,001 | 0,015 | 0,021 | 0,001 | 0,003 |
| Ba | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,002 |
| Ca | 2,022 | 2,102 | 2,029 | 1,858 | 2,015 | 2,039 | 2,071 | 2,105 | 1,947 | 1,969 |
| Na | 1,763 | 1,749 | 1,787 | 1,959 | 1,801 | 1,74 | 1,759 | 1,748 | 1,798 | 1,846 |
| K | 0,059 | 0,048 | 0,033 | 0,053 | 0,031 | 0,033 | 0,032 | 0,029 | 0,036 | 0,044 |

| Amostra | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Posição | c3-n3 | c3-b1 | c3-b2 | c3-b3 | c4-n1 | c4-n2 | c4-b1 | c4-b2 | c4-b3 |
| Mineral | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI | PI |
| SiO ₂ | 57,171 | 56,851 | 56,525 | 57,42 | 56,491 | 57,03 | 56,967 | 57,304 | 56,856 |
| TiO ₂ | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,002 | 0,024 | 0,03 | 0,01 | 0,000 | 0,000 |
| Al ₂ O ₃ | 27,825 | 27,961 | 27,741 | 27,767 | 27,185 | 27,261 | 27,789 | 27,416 | 27,298 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,041 | 0,000 | 0,013 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,025 | 0,015 |
| FeO | 0,032 | 0,065 | 0,036 | 0,000 | 0,024 | 0,015 | 0,026 | 0,054 | 0,064 |
| MnO | 0,000 | 0,000 | 0,03 | 0,026 | 0,018 | 0,000 | 0,057 | 0,036 | 0,029 |
| NiO | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,018 | 0,000 | 0,034 | 0,012 | 0,023 | 0,000 |
| MgO | 0,000 | 0,017 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,007 | 0,009 | 0,000 |
| BaO | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,031 | 0,000 | 0,015 | 0,036 | 0,000 | 0,027 |
| SrO | 0,07 | 0,01 | 0,000 | 0,044 | 0,206 | 0,087 | 0,022 | 0,000 | 0,031 |
| CaO | 10,204 | 10,633 | 10,447 | 9,999 | 10,087 | 9,963 | 10,52 | 9,87 | 10,126 |
| Na ₂ O | 5,074 | 5,219 | 5,204 | 5,303 | 5,377 | 5,406 | 5,355 | 5,217 | 5,206 |
| K ₂ O | 0,168 | 0,157 | 0,159 | 0,175 | 0,185 | 0,191 | 0,186 | 0,19 | 0,172 |
| Total | 100,547 | 100,962 | 100,15 | 100,798 | 99,6 | 100,04 | 100,987 | 100,144 | 99,824 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 10,188 | 10,116 | 10,133 | 10,208 | 10,191 | 10,226 | 10,14 | 10,246 | 10,215 |
| Ti | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,004 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Al | 5,839 | 5,859 | 5,856 | 5,813 | 5,775 | 5,757 | 5,825 | 5,773 | 5,776 |
| Fe ₂ | 0,005 | 0,01 | 0,005 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,004 | 0,008 | 0,01 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,002 |
| Ca | 1,948 | 2,027 | 2,007 | 1,905 | 1,95 | 1,914 | 2,006 | 1,891 | 1,949 |
| Na | 1,753 | 1,801 | 1,809 | 1,828 | 1,881 | 1,88 | 1,848 | 1,809 | 1,814 |
| K | 0,038 | 0,036 | 0,036 | 0,04 | 0,043 | 0,044 | 0,042 | 0,043 | 0,039 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de biotita em metabasitos (JI-XI-15B e IV-RM-10A), em metapelitos (IV-RM-5A e IV-X-19) e em ortogneisse (IV-RM-7B).

| Amostra | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-n1 | c2-n2 | c2-b1 | c2-b2 | c3-n1 | c3-n2 | c3-b1 |
| Mineral | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita |
| SiO ₂ | 35,630 | 36,855 | 37,178 | 34,508 | 36,706 | 36,442 | 36,594 | 35,039 | 37,663 | 37,501 | 37,238 |
| TiO ₂ | 3,924 | 4,039 | 4,067 | 3,349 | 4,472 | 4,263 | 4,311 | 4,271 | 3,970 | 3,906 | 3,996 |
| Al ₂ O ₃ | 16,748 | 17,051 | 17,447 | 16,414 | 17,245 | 17,222 | 17,049 | 16,595 | 17,689 | 17,390 | 17,493 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,010 | 0,000 | 0,048 | 0,007 | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,041 | 0,055 | 0,012 | 0,026 |
| FeO | 16,155 | 16,672 | 16,392 | 20,479 | 16,531 | 16,284 | 16,385 | 15,842 | 15,628 | 16,009 | 15,731 |
| MnO | 0,030 | 0,068 | 0,000 | 0,043 | 0,023 | 0,035 | 0,021 | 0,008 | 0,035 | 0,013 | 0,000 |
| MgO | 10,967 | 10,890 | 11,051 | 10,144 | 11,040 | 11,289 | 11,122 | 10,898 | 11,801 | 11,719 | 11,727 |
| BaO | 0,192 | 0,183 | 0,202 | 0,130 | 0,218 | 0,199 | 0,179 | 0,174 | 0,184 | 0,122 | 0,165 |
| CaO | 0,093 | 0,042 | 0,025 | 0,141 | 0,015 | 0,006 | 0,045 | 0,018 | 0,055 | 0,033 | 0,025 |
| Na ₂ O | 0,188 | 0,192 | 0,257 | 0,218 | 0,144 | 0,128 | 0,132 | 0,153 | 0,148 | 0,183 | 0,142 |
| K ₂ O | 9,077 | 9,184 | 9,318 | 7,393 | 9,821 | 9,735 | 9,776 | 9,784 | 9,432 | 9,246 | 9,734 |
| Total | 93,031 | 95,202 | 96,026 | 92,899 | 96,223 | 95,627 | 95,638 | 92,826 | 96,660 | 96,157 | 96,277 |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 5,737 | 5,792 | 5,782 | 5,647 | 5,726 | 5,715 | 5,74 | 5,68 | 5,789 | 5,801 | 5,766 |
| Ti | 0,475 | 0,477 | 0,476 | 0,412 | 0,525 | 0,503 | 0,509 | 0,521 | 0,459 | 0,454 | 0,465 |
| Al ^{IV} | 2,263 | 2,208 | 2,218 | 2,353 | 2,274 | 2,285 | 2,26 | 2,32 | 2,211 | 2,199 | 2,234 |
| Al ^{VI} | 0,913 | 0,948 | 0,977 | 0,81 | 0,894 | 0,896 | 0,89 | 0,848 | 0,991 | 0,969 | 0,956 |
| Fe ² | 2,175 | 2,191 | 2,132 | 2,803 | 2,156 | 2,136 | 2,15 | 2,148 | 2,009 | 2,071 | 2,037 |
| Cr | 0,001 | 0,000 | 0,006 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,007 | 0,001 | 0,003 |
| Mn | 0,004 | 0,009 | 0,000 | 0,006 | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0,001 | 0,005 | 0,002 | 0,000 |
| Mg | 2,633 | 2,551 | 2,562 | 2,475 | 2,567 | 2,639 | 2,601 | 2,634 | 2,704 | 2,702 | 2,707 |
| Ba | 0,012 | 0,011 | 0,012 | 0,008 | 0,013 | 0,012 | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,007 | 0,01 |
| Ca | 0,016 | 0,007 | 0,004 | 0,025 | 0,003 | 0,001 | 0,008 | 0,003 | 0,009 | 0,005 | 0,004 |
| Na | 0,059 | 0,059 | 0,077 | 0,069 | 0,044 | 0,039 | 0,04 | 0,048 | 0,044 | 0,055 | 0,043 |
| K | 1,865 | 1,841 | 1,849 | 1,543 | 1,954 | 1,948 | 1,956 | 2,023 | 1,85 | 1,825 | 1,923 |

| Amostra | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| Posição | c3-b2 | c3-b3 | c4-n1 | c4-n2 | c4-b1 | c4-b2 | c4-b3 | c2-n1 | c2-n2 | c2-n1 | c2-n2 |
| Mineral | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita |
| SiO ₂ | 36,715 | 37,204 | 37,148 | 37,189 | 37,103 | 37,921 | 37,269 | 38,058 | 38,613 | 38,987 | 38,703 |
| TiO ₂ | 3,916 | 4,014 | 4,115 | 4,046 | 4,064 | 3,948 | 4,049 | 4,752 | 4,880 | 4,696 | 5,020 |
| Al ₂ O ₃ | 17,389 | 17,664 | 17,136 | 17,449 | 17,300 | 17,865 | 17,365 | 14,387 | 14,605 | 14,546 | 14,488 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,019 | 0,010 | 0,000 | 0,000 | 0,022 | 0,000 | 0,055 | 0,064 | 0,015 | 0,077 | 0,051 |
| FeO | 15,750 | 15,757 | 16,201 | 15,847 | 15,856 | 15,736 | 16,407 | 14,187 | 13,992 | 13,713 | 14,608 |
| MnO | 0,011 | 0,000 | 0,028 | 0,014 | 0,040 | 0,015 | 0,035 | 0,080 | 0,098 | 0,120 | 0,096 |
| MgO | 11,722 | 11,692 | 11,127 | 11,215 | 11,243 | 12,031 | 11,617 | 15,154 | 15,223 | 15,670 | 14,803 |
| BaO | 0,111 | 0,131 | 0,121 | 0,180 | 0,233 | 0,180 | 0,159 | 0,163 | 0,203 | 0,250 | 0,208 |
| CaO | 0,022 | 0,001 | 0,023 | 0,013 | 0,046 | 0,024 | 0,012 | 0,000 | 0,000 | 0,018 | 0,008 |
| Na ₂ O | 0,100 | 0,133 | 0,120 | 0,117 | 0,139 | 0,108 | 0,131 | 0,104 | 0,089 | 0,124 | 0,054 |
| K ₂ O | 9,687 | 9,727 | 9,812 | 9,679 | 9,634 | 9,903 | 9,457 | 10,217 | 10,450 | 10,116 | 10,464 |
| Total | 95,544 | 96,333 | 95,926 | 95,794 | 95,721 | 97,767 | 96,589 | 97,222 | 98,206 | 98,414 | 98,572 |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 5,739 | 5,755 | 5,794 | 5,791 | 5,788 | 5,775 | 5,764 | 5,834 | 5,852 | 5,878 | 5,861 |
| Ti | 0,46 | 0,467 | 0,483 | 0,474 | 0,477 | 0,452 | 0,471 | 0,548 | 0,556 | 0,533 | 0,572 |
| Al _{IV} | 2,261 | 2,245 | 2,206 | 2,209 | 2,212 | 2,225 | 2,236 | 2,166 | 2,148 | 2,122 | 2,139 |
| Al _{VI} | 0,94 | 0,973 | 0,942 | 0,991 | 0,966 | 0,979 | 0,927 | 0,431 | 0,459 | 0,461 | 0,445 |
| Fe ₂ | 2,059 | 2,038 | 2,113 | 2,064 | 2,069 | 2,004 | 2,122 | 1,819 | 1,774 | 1,729 | 1,850 |
| Cr | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,007 | 0,008 | 0,002 | 0,009 | 0,006 |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,005 | 0,002 | 0,005 | 0,010 | 0,013 | 0,015 | 0,012 |
| Mg | 2,731 | 2,696 | 2,587 | 2,603 | 2,615 | 2,732 | 2,678 | 3,463 | 3,440 | 3,522 | 3,342 |
| Ba | 0,007 | 0,008 | 0,007 | 0,011 | 0,014 | 0,011 | 0,01 | 0,010 | 0,012 | 0,015 | 0,012 |
| Ca | 0,004 | 0,000 | 0,004 | 0,002 | 0,008 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,001 |
| Na | 0,030 | 0,040 | 0,036 | 0,035 | 0,042 | 0,032 | 0,039 | 0,031 | 0,026 | 0,036 | 0,016 |
| K | 1,932 | 1,92 | 1,952 | 1,923 | 1,917 | 1,924 | 1,866 | 1,998 | 2,021 | 1,946 | 2,022 |

| Amostra | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B |
|---------|------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|---------------|----------|----------|
| Grão | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Posição | c1-Incl-n1 | c1-n1 | c1-b1 | c1-b2 | c2-b1 | c2-b2 | c2-n1 | c2-n2 | c2-n1 | c2-n2 | c1-Biotita2-n | c2-b1 | c2-b2 |
| Mineral | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita |
| SiO2 | 35,552 | 35,299 | 35,370 | 35,461 | 34,931 | 35,477 | 34,655 | 35,011 | 35,128 | 35,113 | 36,032 | 35,686 | 35,398 |
| TiO2 | 4,150 | 4,145 | 3,771 | 3,920 | 3,861 | 4,166 | 4,057 | 4,065 | 3,833 | 3,978 | 2,452 | 3,537 | 3,929 |
| Al2O3 | 15,173 | 16,075 | 15,963 | 15,970 | 15,782 | 15,674 | 15,299 | 15,409 | 15,591 | 15,727 | 17,807 | 15,973 | 15,636 |
| Cr2O3 | 0,013 | 0,015 | 0,040 | 0,000 | 0,013 | 0,018 | 0,022 | 0,005 | 0,002 | 0,032 | 0,025 | 0,045 | 0,018 |
| FeO | 22,738 | 22,396 | 23,219 | 22,240 | 22,407 | 22,428 | 22,805 | 23,038 | 22,974 | 23,203 | 22,861 | 22,449 | 22,728 |
| MnO | 0,233 | 0,153 | 0,133 | 0,229 | 0,233 | 0,218 | 0,275 | 0,190 | 0,179 | 0,208 | 0,116 | 0,196 | 0,157 |
| MgO | 8,142 | 7,521 | 7,543 | 7,693 | 7,951 | 7,787 | 7,578 | 7,636 | 7,530 | 7,655 | 7,217 | 7,897 | 7,544 |
| BaO | 0,213 | 0,251 | 0,226 | 0,216 | 0,088 | 0,167 | 0,266 | 0,175 | 0,18 | 0,148 | 0,060 | 0,125 | 0,191 |
| CaO | 0,015 | 0,018 | 0,006 | 0,015 | 0,011 | 0,004 | 0,033 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,031 | 0,000 |
| Na2O | 0,039 | 0,060 | 0,057 | 0,078 | 0,036 | 0,036 | 0,098 | 0,050 | 0,058 | 0,057 | 0,062 | 0,061 | 0,068 |
| K2O | 10,132 | 9,924 | 9,956 | 9,737 | 9,924 | 10,298 | 9,944 | 10,170 | 10,087 | 10,037 | 10,322 | 9,780 | 10,025 |
| Total | 96,405 | 95,940 | 96,289 | 95,639 | 95,300 | 96,273 | 95,039 | 95,782 | 95,586 | 96,180 | 96,976 | 95,828 | 95,704 |
| Si | 5,752 | 5,721 | 5,73 | 5,753 | 5,705 | 5,739 | 5,706 | 5,718 | 5,74 | 5,704 | 5,758 | 5,776 | 5,762 |
| Ti | 0,505 | 0,505 | 0,46 | 0,478 | 0,474 | 0,507 | 0,503 | 0,499 | 0,471 | 0,486 | 0,295 | 0,431 | 0,481 |
| AlIV | 2,248 | 2,279 | 2,27 | 2,247 | 2,295 | 2,261 | 2,294 | 2,282 | 2,26 | 2,296 | 2,242 | 2,224 | 2,238 |
| AlVI | 0,643 | 0,789 | 0,776 | 0,804 | 0,74 | 0,725 | 0,673 | 0,682 | 0,74 | 0,713 | 1,109 | 0,82 | 0,759 |
| Fe2 | 3,077 | 3,036 | 3,146 | 3,018 | 3,06 | 3,034 | 3,14 | 3,147 | 3,139 | 3,152 | 3,055 | 3,038 | 3,094 |
| Cr | 0,002 | 0,002 | 0,005 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,003 | 0,006 | 0,002 |
| Mn | 0,032 | 0,021 | 0,018 | 0,031 | 0,032 | 0,03 | 0,038 | 0,026 | 0,025 | 0,029 | 0,016 | 0,027 | 0,022 |
| Mg | 1,964 | 1,817 | 1,822 | 1,861 | 1,936 | 1,878 | 1,86 | 1,859 | 1,834 | 1,854 | 1,719 | 1,905 | 1,831 |
| Ba | 0,014 | 0,016 | 0,014 | 0,014 | 0,006 | 0,011 | 0,017 | 0,011 | 0,012 | 0,009 | 0,004 | 0,008 | 0,012 |
| Ca | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,006 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,005 | 0,000 |
| Na | 0,012 | 0,019 | 0,018 | 0,025 | 0,011 | 0,011 | 0,031 | 0,016 | 0,018 | 0,018 | 0,019 | 0,019 | 0,021 |
| K | 2,091 | 2,052 | 2,058 | 2,015 | 2,068 | 2,125 | 2,089 | 2,119 | 2,103 | 2,08 | 2,104 | 2,019 | 2,082 |

| Amostra | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-n3 | c1-b1 | c3-n-1 | c3-b1 | c3-n2 | c5-cor1 | c5-cor2 |
| Mineral | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita | biotita |
| SiO ₂ | 38,042 | 35,916 | 35,976 | 36,176 | 35,659 | 38,402 | 38,024 | 37,887 | 36,307 |
| TiO ₂ | 4,816 | 4,789 | 4,792 | 4,624 | 4,898 | 4,932 | 4,638 | 3,633 | 3,414 |
| Al ₂ O ₃ | 16,679 | 16,241 | 16,022 | 15,650 | 16,388 | 16,810 | 16,710 | 16,254 | 16,691 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,099 | 0,075 | 0,092 | 0,097 | 0,029 | 0,005 | 0,080 | 0,041 | 0,002 |
| FeO | 15,007 | 15,104 | 14,777 | 14,565 | 12,614 | 12,694 | 12,600 | 12,903 | 13,570 |
| MnO | 0,017 | 0,000 | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,012 |
| MgO | 13,385 | 12,628 | 12,584 | 12,128 | 13,370 | 13,733 | 13,818 | 14,542 | 12,239 |
| BaO | 0,348 | 0,234 | 0,310 | 0,356 | 0,028 | 0,042 | 0,035 | 0,003 | 0,046 |
| CaO | 0,000 | 0,014 | 0,041 | 0,164 | 0,031 | 0,024 | 0,031 | 0,098 | 0,128 |
| Na ₂ O | 0,263 | 0,246 | 0,259 | 0,377 | 0,201 | 0,223 | 0,169 | 0,277 | 0,279 |
| K ₂ O | 10,079 | 9,876 | 9,953 | 9,633 | 10,287 | 10,122 | 10,286 | 9,908 | 9,778 |
| Total | 98,895 | 95,294 | 94,937 | 93,875 | 93,568 | 97,195 | 96,523 | 95,582 | 92,650 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,741 | 5,655 | 5,683 | 5,767 | 5,655 | 5,814 | 5,804 | 5,84 | 5,812 |
| Ti | 0,547 | 0,567 | 0,569 | 0,555 | 0,584 | 0,562 | 0,533 | 0,421 | 0,411 |
| Al _{IV} | 2,259 | 2,345 | 2,317 | 2,233 | 2,345 | 2,186 | 2,196 | 2,16 | 2,188 |
| Al _{VI} | 0,705 | 0,666 | 0,664 | 0,705 | 0,716 | 0,811 | 0,808 | 0,79 | 0,959 |
| Fe ₂ | 1,894 | 1,989 | 1,952 | 1,942 | 1,673 | 1,607 | 1,608 | 1,663 | 1,817 |
| Cr | 0,012 | 0,009 | 0,011 | 0,012 | 0,004 | 0,001 | 0,01 | 0,005 | 0,000 |
| Mn | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| Mg | 3,011 | 2,964 | 2,964 | 2,882 | 3,161 | 3,099 | 3,144 | 3,342 | 2,921 |
| Ba | 0,021 | 0,014 | 0,019 | 0,022 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 |
| Ca | 0,000 | 0,002 | 0,007 | 0,028 | 0,005 | 0,004 | 0,005 | 0,016 | 0,022 |
| Na | 0,077 | 0,075 | 0,079 | 0,117 | 0,062 | 0,065 | 0,05 | 0,083 | 0,087 |
| K | 1,941 | 1,984 | 2,006 | 1,959 | 2,081 | 1,955 | 2,003 | 1,948 | 1,997 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de granada em metabasito (JI-II-07-36B), em metapelito (IV-RM-5A e IV-X-19) e em ortognaisse (IV-RM-7B)

| Amostra | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-n3 | c1-b1 | c1-b2 | c2-n1 | c2-n2 | c2-n3 | c2-b1 | c2-b2 |
| Mineral | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada |
| SiO ₂ | 38,288 | 38,201 | 38,393 | 38,561 | 38,201 | 38,071 | 37,946 | 38,029 | 38,127 | 38,153 |
| Al ₂ O ₃ | 22,144 | 21,917 | 22,043 | 22,153 | 21,795 | 21,884 | 21,723 | 21,828 | 21,848 | 21,842 |
| MgO | 4,842 | 4,858 | 4,927 | 5,073 | 4,697 | 4,774 | 4,715 | 4,643 | 4,386 | 4,567 |
| CaO | 4,372 | 4,221 | 4,292 | 4,208 | 4,05 | 4,927 | 4,37 | 0,85 | 4,428 | 4,833 |
| MnO | 0,982 | 0,817 | 0,923 | 1,0 | 1,041 | 0,934 | 0,939 | 0,85 | 1,034 | 0,999 |
| FeO | 29,775 | 29,994 | 29,913 | 29,542 | 30,073 | 28,597 | 29,991 | 29,405 | 30,222 | 29,914 |
| Total | 100,403 | 100,008 | 100,491 | 100,537 | 99,857 | 99,187 | 99,684 | 95,605 | 100,045 | 100,308 |
| | | | | | | | | | | |
| Si | 5,991 | 6,004 | 6,003 | 6,013 | 6,019 | 6,013 | 5,996 | 6,175 | 6,007 | 5,993 |
| Al | 4,077 | 4,065 | 4,065 | 4,085 | 4,068 | 4,089 | 4,042 | 4,354 | 4,066 | 4,038 |
| Fe ²⁺ | 3,897 | 3,943 | 3,911 | 3,852 | 3,963 | 3,778 | 3,963 | 3,993 | 3,982 | 3,93 |
| Mg | 1,129 | 1,138 | 1,148 | 1,179 | 1,103 | 1,124 | 1,11 | 1,124 | 1,03 | 1,069 |
| Mn | 0,13 | 0,109 | 0,122 | 0,132 | 0,139 | 0,125 | 0,126 | 0,117 | 0,138 | 0,133 |
| Ca | 0,733 | 0,711 | 0,719 | 0,703 | 0,684 | 0,834 | 0,74 | 0,148 | 0,748 | 0,813 |

| Amostra | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A | IV-RM-5A |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Posição | c3-n1 | c3-n2 | c3-n3 | c3-b1 | c3-b2 | c3-b3 | c4-n1 | c4-n2 | c4-b1 | c4-b2 | c4-b3 |
| Mineral | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada |
| SiO ₂ | 38,525 | 38,34 | 38,384 | 38,383 | 38,449 | 38,362 | 37,845 | 38,354 | 37,867 | 38,361 | 38,279 |
| Al ₂ O ₃ | 21,987 | 21,876 | 21,794 | 21,994 | 22,088 | 22,074 | 21,757 | 21,983 | 21,684 | 21,98 | 22,069 |
| MgO | 4,704 | 4,604 | 4,728 | 4,701 | 4,583 | 4,654 | 4,346 | 4,55 | 3,882 | 4,106 | 4,482 |
| CaO | 4,57 | 4,512 | 4,577 | 4,534 | 4,32 | 2,652 | 4,013 | 4,211 | 3,499 | 3,691 | 4,253 |
| MnO | 0,96 | 0,882 | 0,976 | 1,029 | 1,015 | 0,991 | 1,009 | 1,057 | 1,153 | 1,086 | 0,957 |
| FeO | 29,248 | 29,798 | 29,957 | 29,998 | 30,266 | 31,947 | 31,007 | 30,517 | 32,345 | 31,559 | 30,818 |
| Total | 99,994 | 100,012 | 100,416 | 100,639 | 100,721 | 100,68 | 99,977 | 100,672 | 100,43 | 100,783 | 100,858 |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,039 | 6,025 | 6,016 | 6,002 | 6,008 | 6,014 | 5,986 | 6,005 | 5,993 | 6,018 | 5,989 |
| Al | 4,102 | 4,077 | 4,042 | 4,056 | 4,077 | 4,093 | 4,043 | 4,062 | 4,039 | 4,084 | 4,059 |
| Fe ²⁺ | 3,834 | 3,916 | 3,926 | 3,923 | 3,955 | 4,188 | 4,102 | 3,996 | 4,281 | 4,141 | 4,032 |
| Mg | 1,099 | 1,078 | 1,104 | 1,096 | 1,067 | 1,087 | 1,025 | 1,062 | 0,916 | 0,96 | 1,045 |
| Mn | 0,127 | 0,117 | 0,13 | 0,136 | 0,134 | 0,132 | 0,135 | 0,14 | 0,155 | 0,144 | 0,127 |
| Ca | 0,768 | 0,76 | 0,769 | 0,76 | 0,723 | 0,445 | 0,68 | 0,706 | 0,593 | 0,62 | 0,713 |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Amostra | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 |
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-n3 | c1-b1 | c3-b1 | c3-b2 | c3n-1 | c3-n2 | c4-n1 | c4-b1 | c4-b2 |
| Mineral | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada |
| SiO ₂ | 37,349 | 37,854 | 38,328 | 39,040 | 37,968 | 38,148 | 38,193 | 38,619 | 38,841 | 39,293 | 39,267 |
| Al ₂ O ₃ | 22,473 | 22,445 | 22,447 | 22,210 | 22,091 | 22,092 | 22,232 | 22,065 | 22,282 | 22,390 | 22,534 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,009 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,023 | 0,000 | 0,032 | 0,032 | 0,002 | 0,050 | 0,032 |
| FeO | 31,930 | 31,367 | 31,251 | 33,078 | 30,244 | 30,528 | 30,577 | 30,600 | 30,709 | 31,018 | 30,899 |
| MnO | 0,756 | 0,784 | 0,764 | 0,810 | 0,747 | 0,774 | 0,836 | 0,765 | 0,830 | 0,811 | 0,770 |
| MgO | 6,963 | 6,879 | 6,750 | 6,196 | 6,725 | 6,795 | 6,838 | 6,872 | 6,729 | 6,912 | 6,908 |
| CaO | 1,322 | 1,330 | 1,426 | 1,013 | 1,094 | 1,094 | 1,067 | 1,082 | 1,175 | 1,167 | 1,029 |
| Na ₂ O | 0,060 | 0,040 | 0,032 | 0,032 | 0,059 | 0,022 | 0,039 | 0,001 | 0,054 | 0,021 | 0,005 |
| Total | 100,916 | 100,717 | 101,078 | 102,439 | 99,006 | 99,521 | 99,913 | 100,214 | 100,768 | 101,762 | 101,517 |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 5,797 | 5,883 | 5,942 | 6,009 | 6,000 | 6,000 | 5,984 | 6,037 | 6,039 | 6,046 | 6,054 |
| AlVI | 3,905 | 3,991 | 4,040 | 4,026 | 4,111 | 4,092 | 4,086 | 4,062 | 4,080 | 4,057 | 4,092 |
| Cr | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,004 | 0,004 | 0,000 | 0,006 | 0,004 |
| Fe ₂ | 4,145 | 4,077 | 4,052 | 4,258 | 3,997 | 4,016 | 4,007 | 4,000 | 3,993 | 3,992 | 3,984 |
| Mg | 1,611 | 1,594 | 1,560 | 1,422 | 1,584 | 1,593 | 1,597 | 1,601 | 1,560 | 1,586 | 1,588 |
| Mn | 0,099 | 0,103 | 0,100 | 0,106 | 0,100 | 0,103 | 0,111 | 0,101 | 0,109 | 0,106 | 0,101 |
| Ca | 0,22 | 0,221 | 0,237 | 0,167 | 0,185 | 0,184 | 0,179 | 0,181 | 0,196 | 0,192 | 0,170 |
| Na | 0,018 | 0,012 | 0,010 | 0,010 | 0,018 | 0,007 | 0,012 | 0,000 | 0,016 | 0,006 | 0,001 |

| Amostra | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | IV-X-19 | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Grão | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 |
| Posição | c5-1 | c5-2 | c5-3 | c5-4 | c5-5 | c5-6 | c5-7 | | | | | |
| Mineral | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada |
| SiO ₂ | 38,672 | 38,629 | 38,807 | 38,487 | 38,431 | 38,459 | 38,673 | 38,503 | 38,125 | 38,048 | 38,668 | 38,842 |
| Al ₂ O ₃ | 22,312 | 22,323 | 22,103 | 22,368 | 22,115 | 22,086 | 22,111 | 22,017 | 21,322 | 21,537 | 21,636 | 20,958 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,045 | 0,027 | 0,023 | 0,050 | 0,011 | 0,000 | 0,007 | 0,01 | 0,052 | 0,000 | 0,000 | 0,054 |
| FeO | 31,439 | 31,088 | 31,417 | 31,173 | 31,072 | 31,052 | 31,156 | 26,507 | 26,807 | 26,206 | 27,144 | 27,288 |
| MnO | 0,737 | 0,715 | 0,769 | 0,864 | 0,753 | 0,682 | 0,770 | 1,040 | 1,010 | 0,949 | 1,152 | 1,277 |
| MgO | 6,532 | 6,543 | 6,764 | 6,650 | 6,604 | 6,553 | 6,714 | 5,381 | 4,875 | 5,164 | 4,590 | 4,437 |
| CaO | 1,094 | 1,234 | 1,153 | 1,164 | 1,211 | 1,015 | 0,966 | 7,097 | 7,227 | 7,679 | 7,400 | 7,441 |
| Na ₂ O | 0,018 | 0,011 | 0,020 | 0,020 | 0,039 | 0,022 | 0,010 | 0,012 | 0,033 | 0,027 | 0,016 | 0,010 |
| Total | 100,904 | 100,597 | 101,115 | 100,828 | 100,239 | 99,961 | 100,450 | 100,680 | 99,533 | 99,734 | 100,661 | 100,450 |
| | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,016 | 6,021 | 6,020 | 5,986 | 6,009 | 6,035 | 6,018 | 2,988 | 3,006 | 2,999 | 3,007 | 3,030 |
| AlVI | 4,088 | 4,098 | 4,038 | 4,083 | 4,072 | 4,081 | 4,055 | 2,000 | 1,980 | 1,999 | 1,981 | 1,925 |
| Cr | 0,006 | 0,003 | 0,003 | 0,006 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,003 |
| Fe ₂ | 4,090 | 4,053 | 4,075 | 4,055 | 4,063 | 4,075 | 4,054 | 1,713 | 1,753 | 1,678 | 1,784 | 1,814 |
| Mg | 1,515 | 1,520 | 1,564 | 1,542 | 1,539 | 1,533 | 1,558 | 0,623 | 0,573 | 0,607 | 0,532 | 0,516 |
| Mn | 0,097 | 0,094 | 0,101 | 0,114 | 0,100 | 0,091 | 0,101 | 0,068 | 0,067 | 0,063 | 0,076 | 0,084 |
| Ca | 0,182 | 0,206 | 0,192 | 0,194 | 0,203 | 0,171 | 0,161 | 0,590 | 0,611 | 0,649 | 0,617 | 0,622 |
| Na | 0,005 | 0,003 | 0,006 | 0,006 | 0,012 | 0,007 | 0,003 | 0,002 | 0,005 | 0,004 | 0,002 | 0,002 |

| Amostra | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Posição | c2-b1 | c2-b2 | c2-b3 | c2-b4 | c2-n1 | c2-n2 | c2-n3 | c2-n4 |
| Mineral | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada | granada |
| SiO ₂ | 37,231 | 37,846 | 37,611 | 37,357 | 37,830 | 37,798 | 37,405 | 37,427 |
| Al ₂ O ₃ | 20,310 | 20,617 | 20,776 | 20,649 | 20,679 | 20,926 | 20,762 | 20,810 |
| FeO | 26,387 | 25,808 | 26,325 | 26,010 | 26,954 | 27,309 | 26,962 | 27,422 |
| MnO | 3,710 | 4,857 | 3,633 | 4,404 | 2,549 | 2,687 | 2,575 | 2,914 |
| MgO | 1,998 | 1,772 | 2,263 | 1,679 | 2,614 | 2,513 | 2,524 | 2,423 |
| CaO | 8,870 | 8,928 | 9,175 | 9,137 | 8,950 | 8,921 | 9,144 | 9,287 |
| Na ₂ O | 0,002 | 0,012 | 0,017 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,035 | 0,036 |
| Total | 98,665 | 99,872 | 99,989 | 99,270 | 99,652 | 100,261 | 99,601 | 100,484 |
| | | | | | | | | |
| TSi | 6,023 | 6,051 | 5,993 | 6,009 | 6,028 | 5,994 | 5,97 | 5,961 |
| AlVI | 3,869 | 3,882 | 3,892 | 3,912 | 3,881 | 3,902 | 3,873 | 3,906 |
| Cr | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,005 | |
| Fe ₂ | 3,570 | 3,451 | 3,508 | 3,499 | 3,592 | 3,622 | 3,599 | 3,652 |
| Mg | 0,482 | 0,422 | 0,538 | 0,403 | 0,621 | 0,594 | 0,601 | 0,575 |
| Mn | 0,508 | 0,658 | 0,490 | 0,600 | 0,344 | 0,361 | 0,348 | 0,393 |
| Ca | 1,537 | 1,530 | 1,566 | 1,575 | 1,528 | 1,516 | 1,564 | 1,585 |
| Na | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | |

Resultados das análises de química mineral em cristais de clinopiroxênio em metabasitos (JI-II-07-36B; JI-XI-15B e IV-RM-10A).

| Amostra | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 4 |
| Posição | c1-b1 | c1-b2 | c1-n1 | c1-b1 | c3-b1 | c3-b2 | c3-n1 | c3-n2 | c3-n3 | c3-CPX2-n1 | c3-CPX2-n2 |
| Mineral | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx |
| SiO ₂ | 51,825 | 52,414 | 52,170 | 52,531 | 51,611 | 51,376 | 51,698 | 52,076 | 51,417 | 42,761 | 42,699 |
| TiO ₂ | 0,177 | 0,114 | 0,127 | 0,120 | 0,160 | 0,175 | 0,123 | 0,130 | 0,156 | 1,202 | 1,203 |
| Al ₂ O ₃ | 1,813 | 1,701 | 1,688 | 1,443 | 1,844 | 2,033 | 1,744 | 1,771 | 1,822 | 11,252 | 11,344 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,016 | 0,021 | 0,018 | 0,000 | 0,016 | 0,000 | 0,026 | 0,000 | 0,089 |
| FeO | 9,288 | 9,494 | 9,049 | 9,131 | 9,552 | 9,777 | 9,859 | 9,611 | 9,534 | 16,165 | 16,165 |
| MnO | 0,521 | 0,506 | 0,533 | 0,620 | 0,460 | 0,493 | 0,617 | 0,589 | 0,524 | 0,345 | 0,410 |
| MgO | 11,858 | 11,947 | 11,910 | 12,057 | 11,431 | 11,322 | 11,608 | 11,644 | 11,337 | 10,030 | 10,042 |
| CaO | 22,844 | 22,456 | 22,748 | 23,141 | 23,163 | 23,196 | 22,889 | 22,937 | 22,937 | 12,287 | 12,157 |
| Na ₂ O | 0,635 | 0,532 | 0,523 | 0,478 | 0,630 | 0,539 | 0,565 | 0,566 | 0,626 | 1,135 | 1,106 |
| K ₂ O | 0,004 | 0,005 | 0,012 | 0,011 | 0,001 | 0,010 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 1,544 | 1,548 |
| Total | 99,035 | 99,183 | 98,790 | 99,593 | 98,989 | 99,006 | 99,160 | 99,394 | 98,409 | 96,789 | 96,842 |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,967 | 1,981 | 1,979 | 1,98 | 1,965 | 1,958 | 1,965 | 1,971 | 1,967 | 1,697 | 1,693 |
| Ti | 0,005 | 0,003 | 0,004 | 0,003 | 0,005 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,036 | 0,036 |
| Al (IV) | 0,033 | 0,019 | 0,021 | 0,02 | 0,035 | 0,042 | 0,035 | 0,029 | 0,033 | 0,303 | 0,307 |
| Al (VI) | 0,048 | 0,057 | 0,054 | 0,044 | 0,048 | 0,049 | 0,044 | 0,05 | 0,049 | 0,223 | 0,224 |
| Fe(iii) | 0,033 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,036 | 0,035 | 0,038 | 0,019 | 0,03 | 0,256 | 0,252 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,003 |
| Fe(ii) | 0,261 | 0,3 | 0,287 | 0,281 | 0,267 | 0,275 | 0,275 | 0,285 | 0,274 | 0,269 | 0,273 |
| Mn | 0,017 | 0,016 | 0,017 | 0,02 | 0,015 | 0,016 | 0,02 | 0,019 | 0,017 | 0,012 | 0,014 |
| Mg | 0,671 | 0,673 | 0,673 | 0,677 | 0,649 | 0,643 | 0,658 | 0,657 | 0,647 | 0,593 | 0,594 |
| Ca | 0,929 | 0,909 | 0,924 | 0,934 | 0,945 | 0,947 | 0,932 | 0,930 | 0,940 | 0,522 | 0,517 |
| Na | 0,047 | 0,039 | 0,038 | 0,035 | 0,047 | 0,040 | 0,042 | 0,042 | 0,046 | 0,087 | 0,085 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,078 | 0,078 |

| Amostra | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A |
|---------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|
| Grão | 2 | 2 | 2 | 5 | 5 | 6 | 6 | 6 | 6 | 5 | 5 |
| Posição | c1-CPX1-n1 | c1-CPX1-n2 | c1-CPX1-n3 | c2-CPX1-n1 | c2-CPX1-b1 | c2-CPX2-n1 | c2-CPX2-b1 | c2-CPX2-b2 | c2-CPX2-b3 | c2-CPX1n2 | c2-CPX1-b2 |
| Mineral | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx |
| SiO2 | 51,847 | 52,067 | 51,577 | 51,189 | 51,738 | 50,054 | 50,324 | 50,203 | 50,382 | 50,268 | 50,843 |
| TiO2 | 0,118 | 0,151 | 0,165 | 0,145 | 0,147 | 0,165 | 0,182 | 0,129 | 0,119 | 0,187 | 0,145 |
| Al2O3 | 1,756 | 1,736 | 2,227 | 1,819 | 1,559 | 1,845 | 1,874 | 1,786 | 1,835 | 1,802 | 1,721 |
| Cr2O3 | 0,050 | 0,000 | 0,039 | 0,000 | 0,000 | 0,075 | 0,012 | 0,037 | 0,000 | 0,020 | 0,010 |
| FeO | 9,478 | 9,487 | 9,707 | 9,681 | 9,008 | 9,734 | 9,494 | 9,614 | 9,747 | 9,478 | 9,153 |
| MnO | 0,518 | 0,506 | 0,523 | 0,598 | 0,559 | 0,580 | 0,500 | 0,628 | 0,521 | 0,492 | 0,574 |
| MgO | 11,978 | 11,852 | 11,567 | 11,300 | 11,512 | 10,821 | 10,736 | 10,779 | 10,790 | 10,911 | 10,984 |
| CaO | 22,846 | 22,849 | 22,676 | 23,614 | 24,338 | 23,838 | 24,030 | 23,962 | 23,824 | 23,730 | 23,774 |
| Na2O | 0,575 | 0,585 | 0,644 | 0,522 | 0,501 | 0,586 | 0,655 | 0,594 | 0,520 | 0,532 | 0,589 |
| K2O | 0,022 | 0,019 | 0,008 | 0,014 | 0,011 | 0,013 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,005 |
| Total | 99,237 | 99,273 | 99,170 | 98,915 | 99,389 | 97,732 | 97,883 | 97,786 | 97,753 | 97,423 | 97,834 |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,965 | 1,971 | 1,957 | 1,955 | 1,962 | 1,943 | 1,948 | 1,947 | 1,952 | 1,951 | 1,962 |
| Ti | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,005 | 0,004 |
| Al (IV) | 0,035 | 0,029 | 0,043 | 0,045 | 0,038 | 0,057 | 0,052 | 0,053 | 0,048 | 0,049 | 0,038 |
| Al (VI) | 0,044 | 0,048 | 0,057 | 0,037 | 0,032 | 0,027 | 0,034 | 0,029 | 0,035 | 0,034 | 0,04 |
| Fe(iii) | 0,04 | 0,024 | 0,035 | 0,057 | 0,052 | 0,094 | 0,085 | 0,089 | 0,067 | 0,065 | 0,051 |
| Cr | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| Fe(ii) | 0,26 | 0,275 | 0,273 | 0,25 | 0,233 | 0,22 | 0,221 | 0,22 | 0,247 | 0,241 | 0,243 |
| Mn | 0,017 | 0,016 | 0,017 | 0,019 | 0,018 | 0,019 | 0,016 | 0,021 | 0,017 | 0,016 | 0,019 |
| Mg | 0,677 | 0,669 | 0,654 | 0,644 | 0,651 | 0,626 | 0,62 | 0,623 | 0,623 | 0,631 | 0,632 |
| Ca | 0,928 | 0,927 | 0,922 | 0,966 | 0,989 | 0,991 | 0,997 | 0,996 | 0,989 | 0,987 | 0,983 |
| Na | 0,042 | 0,043 | 0,047 | 0,039 | 0,037 | 0,044 | 0,049 | 0,045 | 0,039 | 0,04 | 0,044 |
| K | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |

| Amostra | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B | Jl-Xl-15B |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Posição | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-n1 | c2-n2 | c2-b1 | c2-b2 | c4-n1 | c4-n2 | c4-b1 | c4-b2 | c4-b3 |
| Mineral | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx |
| SiO ₂ | 51,176 | 51,147 | 51,503 | 51,922 | 51,420 | 51,681 | 51,034 | 51,078 | 51,698 | 52,531 | 51,218 | 51,562 | 50,786 |
| TiO ₂ | 0,360 | 0,371 | 0,304 | 0,202 | 0,150 | 0,221 | 0,350 | 0,211 | 0,266 | 0,334 | 0,172 | 0,228 | 0,257 |
| Al ₂ O ₃ | 3,000 | 2,770 | 2,449 | 2,157 | 2,186 | 2,195 | 2,586 | 2,234 | 2,340 | 2,586 | 2,038 | 2,195 | 2,220 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,008 | 0,061 | 0,047 | 0,092 | 0,024 | 0,058 | 0,116 | 0,032 | 0,018 | 0,034 | 0,066 | 0,005 | 0,042 |
| FeO | 9,723 | 9,602 | 9,449 | 9,347 | 9,167 | 8,972 | 9,443 | 9,191 | 9,235 | 9,512 | 9,065 | 8,768 | 9,121 |
| MnO | 0,258 | 0,315 | 0,280 | 0,324 | 0,269 | 0,308 | 0,314 | 0,270 | 0,288 | 0,265 | 0,270 | 0,267 | 0,315 |
| MgO | 12,257 | 12,311 | 12,398 | 12,776 | 12,758 | 12,830 | 12,287 | 12,411 | 12,889 | 12,804 | 12,619 | 12,805 | 12,345 |
| CaO | 21,900 | 22,425 | 22,612 | 22,513 | 22,306 | 21,978 | 22,462 | 22,357 | 22,207 | 22,318 | 22,389 | 22,417 | 22,096 |
| Na ₂ O | 0,541 | 0,509 | 0,513 | 0,432 | 0,469 | 0,514 | 0,566 | 0,555 | 0,504 | 0,556 | 0,466 | 0,504 | 0,512 |
| K ₂ O | 0,093 | 0,003 | 0,004 | 0,004 | 0,013 | 0,014 | 0,005 | 0,057 | 0,000 | 0,008 | 0,004 | 0,012 | 0,014 |
| | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,933 | 1,93 | 1,941 | 1,95 | 1,95 | 1,955 | 1,933 | 1,947 | 1,946 | 1,947 | 1,952 | 1,952 | 1,948 |
| Al (IV) | 0,067 | 0,07 | 0,059 | 0,05 | 0,05 | 0,045 | 0,067 | 0,053 | 0,054 | 0,053 | 0,048 | 0,048 | 0,052 |
| Al (VI) | 0,066 | 0,053 | 0,05 | 0,046 | 0,047 | 0,053 | 0,049 | 0,047 | 0,05 | 0,06 | 0,043 | 0,05 | 0,049 |
| T Al | 0,133 | 0,123 | 0,109 | 0,096 | 0,097 | 0,098 | 0,116 | 0,1 | 0,104 | 0,113 | 0,091 | 0,098 | 0,101 |
| Fe(iii) | 0,037 | 0,046 | 0,042 | 0,032 | 0,043 | 0,023 | 0,055 | 0,054 | 0,039 | 0,021 | 0,041 | 0,035 | 0,039 |
| Cr | 0 | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0 | 0,001 |
| Ti | 0,01 | 0,011 | 0,009 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | 0,01 | 0,006 | 0,008 | 0,009 | 0,005 | 0,006 | 0,007 |
| Fe(ii) | 0,27 | 0,256 | 0,255 | 0,26 | 0,247 | 0,26 | 0,243 | 0,237 | 0,251 | 0,273 | 0,247 | 0,242 | 0,253 |
| Mn | 0,008 | 0,01 | 0,009 | 0,01 | 0,009 | 0,01 | 0,01 | 0,009 | 0,009 | 0,008 | 0,009 | 0,009 | 0,01 |
| Mg | 0,69 | 0,693 | 0,697 | 0,715 | 0,721 | 0,724 | 0,694 | 0,705 | 0,723 | 0,707 | 0,717 | 0,723 | 0,706 |
| Ca | 0,886 | 0,907 | 0,913 | 0,906 | 0,906 | 0,891 | 0,912 | 0,913 | 0,895 | 0,886 | 0,914 | 0,909 | 0,908 |
| Na | 0,04 | 0,037 | 0,037 | 0,031 | 0,034 | 0,038 | 0,042 | 0,041 | 0,037 | 0,04 | 0,034 | 0,037 | 0,038 |
| K | 0,004 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,003 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 |

| Amostra | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Posição | cp1-cpx1-n1 | cp1-cpx-n1 | cp1-cpx-b1 | cp1-cpx2-n1 | cp2-cpx-n1 | cp2-cpx-n2 | cp2-cpx-b1 | cp2-cpx-b2 | cp2-cpx2-n | cp2-cpx2-b |
| Mineral | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx | cpx |
| SiO ₂ | 51,352 | 51,200 | 51,547 | 43,277 | 50,656 | 51,268 | 50,472 | 50,732 | 51,698 | 51,791 |
| TiO ₂ | 0,131 | 0,145 | 0,155 | 1,557 | 0,184 | 0,166 | 0,131 | 0,168 | 0,207 | 0,129 |
| Al ₂ O ₃ | 1,505 | 1,990 | 1,579 | 10,865 | 2,149 | 1,833 | 2,025 | 1,491 | 1,886 | 1,754 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,053 | 0,079 | 0,090 | 0,000 | 0,003 | 0,031 | 0,000 | 0,058 | 0,053 |
| FeO | 8,873 | 9,037 | 8,723 | 13,380 | 11,252 | 10,402 | 11,425 | 10,040 | 10,214 | 9,783 |
| MnO | 0,072 | 0,146 | 0,124 | 0,033 | 0,191 | 0,134 | 0,199 | 0,196 | 0,184 | 0,167 |
| MgO | 12,634 | 12,295 | 12,684 | 11,715 | 11,383 | 11,784 | 11,523 | 11,533 | 11,760 | 11,904 |
| CaO | 22,974 | 22,685 | 23,156 | 12,120 | 22,349 | 21,354 | 21,688 | 23,068 | 22,512 | 22,811 |
| Na ₂ O | 0,33 | 0,375 | 0,276 | 1,193 | 0,410 | 0,363 | 0,349 | 0,310 | 0,338 | 0,332 |
| K ₂ O | 0,006 | 0,021 | 0,018 | 0,937 | 0,024 | 0,024 | 0,013 | 0,009 | 0,021 | 0,000 |
| | | | | | | | | | | |
| Si | 1,965 | 1,958 | 1,962 | 1,712 | 1,945 | 1,976 | 1,951 | 1,962 | 1,966 | 1,97 |
| Al (IV) | 0,035 | 0,042 | 0,038 | 0,288 | 0,055 | 0,024 | 0,049 | 0,038 | 0,034 | 0,03 |
| Al(VI) | 0,033 | 0,048 | 0,033 | 0,219 | 0,042 | 0,06 | 0,043 | 0,03 | 0,05 | 0,048 |
| T Al | 0,068 | 0,09 | 0,071 | 0,507 | 0,097 | 0,084 | 0,092 | 0,068 | 0,084 | 0,078 |
| Fe(iii) | 0,029 | 0,02 | 0,022 | 0,165 | 0,051 | 0 | 0,037 | 0,032 | 0 | 0 |
| Cr | 0 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,002 | 0,002 |
| Ti | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,046 | 0,005 | 0,005 | 0,004 | 0,005 | 0,006 | 0,004 |
| Fe(ii) | 0,254 | 0,269 | 0,256 | 0,271 | 0,308 | 0,336 | 0,331 | 0,292 | 0,325 | 0,311 |
| Mn | 0,002 | 0,005 | 0,004 | 0,001 | 0,006 | 0,004 | 0,007 | 0,006 | 0,006 | 0,005 |
| Mg | 0,721 | 0,701 | 0,72 | 0,691 | 0,652 | 0,677 | 0,664 | 0,665 | 0,667 | 0,675 |
| Ca | 0,942 | 0,929 | 0,944 | 0,514 | 0,919 | 0,882 | 0,898 | 0,956 | 0,917 | 0,929 |
| Na | 0,024 | 0,028 | 0,02 | 0,092 | 0,031 | 0,027 | 0,026 | 0,023 | 0,025 | 0,024 |
| K | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,047 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de ortopiroxênio em metabasitos (JI-II-07-36B; JI-XI-15B).

| Amostra | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 3 | 3 |
| Posição | c1-b1 | c1-n1 | c1-n2 | c1-b2 | c2-b1 | c2-n1 | c4-n1 | c4-n2 |
| Mineral | opx | opx | opx | opx | opx | opx | opx | opx |
| SiO ₂ | 52,476 | 52,633 | 52,347 | 52,726 | 51,899 | 51,955 | 52,183 | 52,180 |
| TiO ₂ | 0,020 | 0,040 | 0,051 | 0,037 | 0,049 | 0,058 | 0,047 | 0,068 |
| Al ₂ O ₃ | 1,355 | 1,293 | 1,339 | 1,547 | 1,341 | 1,373 | 1,375 | 1,503 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,017 | 0,034 | 0,000 | 0,000 | 0,01 | 0,000 | 0,037 | 0,025 |
| FeO | 24,470 | 24,737 | 25,086 | 24,370 | 24,857 | 25,034 | 24,605 | 24,603 |
| MnO | 0,788 | 0,825 | 0,843 | 0,858 | 0,851 | 0,858 | 0,908 | 0,803 |
| MgO | 20,604 | 20,541 | 20,306 | 20,626 | 20,174 | 20,412 | 20,506 | 20,828 |
| CaO | 0,430 | 0,551 | 0,473 | 0,385 | 0,416 | 0,432 | 0,439 | 0,422 |
| Na ₂ O | 0,016 | 0,028 | 0,038 | 0,011 | 0,032 | 0,017 | 0,013 | 0,020 |
| K ₂ O | 0,016 | 0,014 | 0,014 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,005 | 0,000 |
| Total | 100,220 | 100,791 | 100,507 | 100,611 | 99,706 | 100,168 | 100,180 | 100,459 |
| | | | | | | | | |
| Si | 1,971 | 1,97 | 1,967 | 1,971 | 1,967 | 1,961 | 1,965 | 1,958 |
| Al (IV) | 0,029 | 0,03 | 0,033 | 0,029 | 0,033 | 0,039 | 0,035 | 0,042 |
| Al (VI) | 0,031 | 0,027 | 0,027 | 0,039 | 0,027 | 0,022 | 0,026 | 0,024 |
| T Al | 0,06 | 0,057 | 0,06 | 0,068 | 0,06 | 0,061 | 0,061 | 0,066 |
| Fe(iii) | 0 | 0,003 | 0,01 | 0 | 0,009 | 0,023 | 0,009 | 0,023 |
| Cr | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 |
| Ti | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 |
| Fe(ii) | 0,769 | 0,771 | 0,778 | 0,763 | 0,778 | 0,765 | 0,766 | 0,748 |
| Mn | 0,025 | 0,026 | 0,027 | 0,027 | 0,027 | 0,027 | 0,029 | 0,026 |
| Mg | 1,154 | 1,146 | 1,138 | 1,149 | 1,14 | 1,148 | 1,151 | 1,165 |
| Ca | 0,017 | 0,022 | 0,019 | 0,015 | 0,017 | 0,017 | 0,018 | 0,017 |
| Na | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| K | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0 | 0,000 |

| Amostra | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B | JI-07-II-36B |
|--------------------------------|-----------|-----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Grão | 3 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| Posição | c4-b1 | c4-b2 | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-n1 | c2-b1 |
| Mineral | opx | opx | opx | opx | opx | opx | opx | opx |
| SiO ₂ | 52,096 | 51,943 | 50,367 | 50,785 | 51,226 | 51,087 | 52,316 | 51,992 |
| TiO ₂ | 0,022 | 0,039 | 0,031 | 0,064 | 0,047 | 0,035 | 0,045 | 0,074 |
| Al ₂ O ₃ | 1,087 | 1,426 | 1,216 | 1,192 | 1,002 | 1,054 | 1,117 | 1,211 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,022 | 0,000 | 0,007 | 0,037 | 0,051 | 0,017 | 0,044 | 0,049 |
| FeO | 24,706 | 24,947 | 26,071 | 26,332 | 26,476 | 25,985 | 26,887 | 27,585 |
| MnO | 0,987 | 0,838 | 0,322 | 0,315 | 0,280 | 0,230 | 0,471 | 0,373 |
| MgO | 20,558 | 20,041 | 18,708 | 19,123 | 19,029 | 18,861 | 17,981 | 17,999 |
| CaO | 0,400 | 0,424 | 0,487 | 0,539 | 0,482 | 0,512 | 0,705 | 0,535 |
| Na ₂ O | 0,011 | 0,023 | 0,007 | 0,030 | 0,041 | 0,043 | 0,028 | 0,034 |
| K ₂ O | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,011 | 0,028 | 0,014 | 0,018 | 0,003 |
| Total | 100,070 | 99,721 | 97,232 | 98,487 | 98,690 | 97,912 | 99,669 | 99,855 |
| | | | | | | | | |
| Si | 1,969 | 1,968 | 1,970 | 1,963 | 1,974 | 1,981 | 1,997 | 1,985 |
| Al (IV) | 0,031 | 0,032 | 0,03 | 0,037 | 0,026 | 0,019 | 0,003 | 0,015 |
| Al (VI) | 0,017 | 0,031 | 0,026 | 0,017 | 0,02 | 0,029 | 0,047 | 0,04 |
| T Al | 0,048 | 0,063 | 0,056 | 0,054 | 0,046 | 0,048 | 0,05 | 0,055 |
| Fe(iii) | 0,019 | 0,001 | 0,005 | 0,026 | 0,009 | 0 | 0 | 0 |
| Cr | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Ti | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 |
| Fe(ii) | 0,761 | 0,789 | 0,847 | 0,823 | 0,844 | 0,843 | 0,863 | 0,884 |
| Mn | 0,032 | 0,027 | 0,011 | 0,01 | 0,009 | 0,008 | 0,015 | 0,012 |
| Mg | 1,158 | 1,132 | 1,091 | 1,102 | 1,093 | 1,09 | 1,023 | 1,025 |
| Ca | 0,016 | 0,017 | 0,02 | 0,022 | 0,02 | 0,021 | 0,029 | 0,022 |
| Na | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,003 |
| K | 0 | 0,000 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de anfibólio em metabasitos (JI-XI-15B e IV-RM-10A).

| Amostra | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 3 | 3 | 3 | 3 | 1 | 1 |
| Posição | c1-b1 | c1-b2 | c3-b1 | c3-n1 | c3-n2 | c3-n3 | c1-1-n1 | c1-1-n2 |
| Mineral | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl |
| SiO ₂ | 42,375 | 43,468 | 42,429 | 41,788 | 41,964 | 42,559 | 42,472 | 42,606 |
| TiO ₂ | 1,294 | 1,000 | 1,054 | 1,335 | 1,368 | 1,315 | 1,231 | 1,280 |
| Al ₂ O ₃ | 11,176 | 10,871 | 11,274 | 11,492 | 11,321 | 11,558 | 11,186 | 10,870 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,021 | 0,020 | 0,000 | 0,049 | 0,036 | 0,054 | 0,048 | 0,000 |
| FeO | 15,759 | 15,899 | 15,579 | 16,458 | 16,631 | 16,301 | 16,147 | 16,121 |
| MnO | 0,376 | 0,434 | 0,475 | 0,466 | 0,447 | 0,527 | 0,417 | 0,427 |
| MgO | 10,138 | 10,440 | 9,973 | 9,891 | 10,080 | 9,820 | 10,005 | 10,100 |
| CaO | 11,883 | 11,811 | 11,894 | 11,878 | 11,892 | 12,026 | 12,026 | 11,973 |
| Na ₂ O | 1,172 | 1,135 | 1,193 | 1,215 | 1,175 | 1,215 | 1,129 | 1,155 |
| K ₂ O | 1,501 | 1,400 | 1,470 | 1,686 | 1,669 | 1,597 | 1,546 | 1,557 |
| Total | 95,713 | 96,580 | 95,388 | 96,310 | 96,631 | 97,027 | 96,332 | 96,089 |
| Si | 6,47 | 6,55 | 6,504 | 6,37 | 6,367 | 6,439 | 6,466 | 6,495 |
| Al (IV) | 1,530 | 1,450 | 1,496 | 1,630 | 1,633 | 1,561 | 1,534 | 1,505 |
| Al (VI) | 0,481 | 0,480 | 0,541 | 0,435 | 0,392 | 0,499 | 0,473 | 0,448 |
| TAl | 2,011 | 1,93 | 2,037 | 2,065 | 2,025 | 2,06 | 2,007 | 1,953 |
| Fe(iii) | 0,223 | 0,327 | 0,164 | 0,316 | 0,389 | 0,193 | 0,217 | 0,209 |
| Ti | 0,149 | 0,113 | 0,122 | 0,153 | 0,156 | 0,150 | 0,141 | 0,147 |
| Cr | 0,003 | 0,002 | 0 | 0,006 | 0,004 | 0,006 | 0,006 | 0 |
| Fe(ii) | 1,789 | 1,677 | 1,833 | 1,782 | 1,721 | 1,869 | 1,839 | 1,846 |
| Mn | 0,049 | 0,055 | 0,062 | 0,060 | 0,057 | 0,068 | 0,054 | 0,055 |
| Mg | 2,308 | 2,345 | 2,279 | 2,248 | 2,280 | 2,215 | 2,271 | 2,295 |
| Ca | 1,944 | 1,907 | 1,953 | 1,940 | 1,933 | 1,949 | 1,961 | 1,955 |
| Na | 0,347 | 0,332 | 0,355 | 0,359 | 0,346 | 0,356 | 0,333 | 0,341 |
| K | 0,292 | 0,269 | 0,287 | 0,328 | 0,323 | 0,308 | 0,3 | 0,303 |
| Ca (B) | 1,944 | 1,907 | 1,953 | 1,94 | 1,933 | 1,949 | 1,961 | 1,955 |
| Na (B) | 0,056 | 0,093 | 0,047 | 0,06 | 0,067 | 0,051 | 0,039 | 0,045 |

| | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na (A) | 0,291 | 0,238 | 0,308 | 0,299 | 0,279 | 0,306 | 0,295 | 0,297 |
| K (A) | 0,292 | 0,269 | 0,287 | 0,328 | 0,323 | 0,308 | 0,3 | 0,303 |

| Amostra | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A | IV-RM-10A |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 2 | 2 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Posição | c1-1-n3 | c1-1-n4 | c1-2-n1 | c1-2-n2 | c2-b1 | c2-n1 | c2-n2 | c2-b2 |
| Mineral | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl |
| SiO ₂ | 42,365 | 42,719 | 42,885 | 42,674 | 42,119 | 42,300 | 41,265 | 41,137 |
| TiO ₂ | 1,411 | 1,404 | 1,276 | 1,314 | 1,361 | 1,431 | 1,390 | 1,295 |
| Al ₂ O ₃ | 11,185 | 11,344 | 11,279 | 11,261 | 11,381 | 11,402 | 11,774 | 11,371 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,041 | 0,066 | 0,013 | 0,000 | 0,034 | 0,053 | 0,002 | 0,000 |
| FeO | 15,996 | 16,084 | 15,986 | 16,088 | 16,676 | 16,135 | 16,659 | 16,170 |
| MnO | 0,380 | 0,353 | 0,382 | 0,382 | 0,486 | 0,389 | 0,458 | 0,349 |
| MgO | 9,956 | 10,075 | 10,196 | 10,205 | 9,589 | 9,693 | 9,170 | 9,372 |
| CaO | 11,949 | 11,824 | 12,109 | 12,022 | 12,341 | 12,386 | 12,291 | 12,313 |
| Na ₂ O | 1,229 | 1,178 | 1,265 | 1,130 | 1,200 | 1,232 | 1,265 | 1,240 |
| K ₂ O | 1,652 | 1,705 | 1,662 | 1,593 | 1,661 | 1,679 | 1,751 | 1,696 |
| Total | 96,262 | 96,793 | 97,063 | 96,712 | 96,961 | 96,705 | 96,057 | 94,943 |
| | | | | | | | | |
| Si | 6,466 | 6,46 | 6,48 | 6,456 | 6,424 | 6,453 | 6,372 | 6,411 |
| Al (IV) | 1,534 | 1,54 | 1,52 | 1,544 | 1,576 | 1,547 | 1,628 | 1,589 |
| Al (VI) | 0,477 | 0,482 | 0,488 | 0,464 | 0,47 | 0,502 | 0,515 | 0,499 |
| TAl | 2,011 | 2,022 | 2,008 | 2,008 | 2,046 | 2,049 | 2,143 | 2,088 |
| Fe(iii) | 0,135 | 0,225 | 0,129 | 0,244 | 0,079 | 0 | 0 | 0 |
| Ti | 0,162 | 0,16 | 0,145 | 0,15 | 0,156 | 0,164 | 0,161 | 0,152 |
| Cr | 0,005 | 0,008 | 0,002 | 0 | 0,004 | 0,006 | 0 | 0 |
| Fe(ii) | 1,906 | 1,809 | 1,89 | 1,791 | 2,048 | 2,058 | 2,151 | 2,107 |
| Mn | 0,049 | 0,045 | 0,049 | 0,049 | 0,063 | 0,05 | 0,06 | 0,046 |
| Mg | 2,265 | 2,271 | 2,297 | 2,302 | 2,18 | 2,204 | 2,111 | 2,177 |
| Ca | 1,954 | 1,916 | 1,96 | 1,949 | 2,017 | 2,024 | 2,033 | 2,056 |
| Na | 0,364 | 0,345 | 0,371 | 0,331 | 0,355 | 0,364 | 0,379 | 0,375 |
| K | 0,322 | 0,329 | 0,32 | 0,307 | 0,323 | 0,327 | 0,345 | 0,337 |
| Ca (B) | 1,954 | 1,916 | 1,96 | 1,949 | 2,017 | 2,024 | 2,033 | 2,056 |

| | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Na (B) | 0,046 | 0,084 | 0,04 | 0,051 | -0,017 | -0,024 | -0,033 | -0,056 |
| Na (A) | 0,317 | 0,261 | 0,331 | 0,28 | 0,371 | 0,388 | 0,412 | 0,43 |
| K (A) | 0,322 | 0,329 | 0,32 | 0,307 | 0,323 | 0,327 | 0,345 | 0,337 |

| Amostra | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B |
|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Posição | c1-coron1 | c1-coron2 | c1-n1 | c1-n2 | c1-b1 | c1-b2 | c2-coron1 | c2-coron2 | c2-n1 | c2-n2 |
| Mineral | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl |
| SiO2 | 43.168 | 43.005 | 42.755 | 43.029 | 42.045 | 43.000 | 42.696 | 41.920 | 42.581 | 42.767 |
| TiO2 | 1.580 | 1.602 | 1.792 | 1.918 | 1.861 | 1.804 | 1.451 | 1.640 | 1.565 | 1.571 |
| Al2O3 | 12.527 | 12.547 | 11.990 | 11.689 | 12.022 | 11.753 | 11.893 | 12.291 | 11.851 | 11.988 |
| Cr2O3 | 0.052 | 0.000 | 0.008 | 0.052 | 0.013 | 0.036 | 0.062 | 0.049 | 0.046 | 0.067 |
| FeO | 14.141 | 14.828 | 14.216 | 14.084 | 14.481 | 14.684 | 13.533 | 13.783 | 14.600 | 14.336 |
| MnO | 0.183 | 0.149 | 0.181 | 0.185 | 0.197 | 0.194 | 0.147 | 0.157 | 0.158 | 0.19 |
| MgO | 12.078 | 11.787 | 11.663 | 11.792 | 11.244 | 11.464 | 12.222 | 11.718 | 11.649 | 11.433 |
| CaO | 11.938 | 11.749 | 11.694 | 11.795 | 11.797 | 11.689 | 12.029 | 11.801 | 11.789 | 11.735 |
| Na2O | 1.248 | 1.293 | 1.293 | 1.326 | 1.301 | 1.392 | 1.182 | 1.240 | 1.340 | 1.270 |
| K2O | 1.666 | 1.683 | 1.891 | 1.790 | 1.738 | 1.687 | 1.787 | 1.761 | 1.707 | 1.699 |
| Total | 98.607 | 98.727 | 97.594 | 97.796 | 96.762 | 97.838 | 97.071 | 96.413 | 97.297 | 97.134 |
| | | | | | | | | | | |
| Si | 6.295 | 6.275 | 6.340 | 6.371 | 6.307 | 6.369 | 6.342 | 6.278 | 6.329 | 6.367 |
| Al (IV) | 1.705 | 1.725 | 1.660 | 1.629 | 1.693 | 1.631 | 1.658 | 1.722 | 1.671 | 1.633 |
| Al (VI) | 0.448 | 0.433 | 0.435 | 0.411 | 0.432 | 0.42 | 0.424 | 0.447 | 0.404 | 0.47 |
| T Al | 2.153 | 2.158 | 2.095 | 2.04 | 2.125 | 2.051 | 2.082 | 2.169 | 2.075 | 2.103 |
| Fe(iii) | 0.511 | 0.589 | 0.379 | 0.325 | 0.336 | 0.376 | 0.394 | 0.416 | 0.448 | 0.371 |
| Ti | 0.173 | 0.176 | 0.2 | 0.214 | 0.21 | 0.201 | 0.162 | 0.185 | 0.175 | 0.176 |
| Cr | 0.006 | 0.000 | 0.001 | 0.006 | 0.002 | 0.004 | 0.007 | 0.006 | 0.005 | 0.008 |
| Fe(ii) | 1.213 | 1.221 | 1.384 | 1.419 | 1.48 | 1.442 | 1.287 | 1.31 | 1.366 | 1.414 |
| Mn | 0.023 | 0.018 | 0.023 | 0.023 | 0.025 | 0.024 | 0.018 | 0.02 | 0.02 | 0.024 |
| Mg | 2.626 | 2.564 | 2.578 | 2.603 | 2.515 | 2.531 | 2.707 | 2.616 | 2.581 | 2.537 |
| Ca | 1.865 | 1.837 | 1.858 | 1.871 | 1.896 | 1.855 | 1.914 | 1.893 | 1.877 | 1.872 |
| Na | 0.353 | 0.366 | 0.372 | 0.381 | 0.378 | 0.4 | 0.34 | 0.36 | 0.386 | 0.367 |
| K | 0.310 | 0.313 | 0.358 | 0.338 | 0.333 | 0.319 | 0.339 | 0.336 | 0.324 | 0.323 |

| | | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ca (B) | 1.865 | 1.837 | 1.858 | 1.871 | 1.896 | 1.855 | 1.914 | 1.893 | 1.877 | 1.872 |
| Na (B) | 0.135 | 0.163 | 0.142 | 0.129 | 0.104 | 0.145 | 0.086 | 0.107 | 0.123 | 0.128 |
| Na (A) | 0.218 | 0.202 | 0.229 | 0.252 | 0.274 | 0.255 | 0.255 | 0.253 | 0.263 | 0.238 |
| K (A) | 0.31 | 0.313 | 0.358 | 0.338 | 0.333 | 0.319 | 0.339 | 0.336 | 0.324 | 0.323 |

| Amostra | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B | JI-XI-15B |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grão | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5 | 5 | 5 |
| Posição | c4-n1 | c4-n2 | c4-n3 | c4-b1 | c4-b2 | c2-b1 | c2-b2 | c2-n3 |
| Mineral | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl |
| SiO ₂ | 41.402 | 42.904 | 44.553 | 41.270 | 42.414 | 41.449 | 42.611 | 42.542 |
| TiO ₂ | 2.100 | 2.006 | 2.320 | 2.197 | 1.700 | 1.712 | 1.332 | 1.512 |
| Al ₂ O ₃ | 12.480 | 11.793 | 14.356 | 12.011 | 11.197 | 12.093 | 11.857 | 11.738 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.003 | 0.038 | 0.044 | 0.126 | 0.054 | 0.01 | 0.051 | 0.039 |
| FeO | 14.383 | 14.415 | 14.253 | 14.917 | 14.119 | 14.805 | 14.802 | 14.410 |
| MnO | 0.221 | 0.175 | 0.159 | 0.158 | 0.171 | 0.21 | 0.171 | 0.106 |
| MgO | 10.335 | 11.472 | 11.829 | 10.835 | 11.872 | 11.116 | 11.447 | 11.470 |
| CaO | 11.330 | 11.687 | 11.355 | 11.799 | 11.787 | 11.715 | 11.592 | 11.602 |
| Na ₂ O | 1.257 | 1.392 | 1.601 | 1.295 | 1.331 | 1.201 | 1.298 | 1.316 |
| K ₂ O | 1.917 | 1.839 | 1.864 | 1.838 | 1.665 | 1.763 | 1.690 | 1.668 |
| Total | 95.483 | 97.777 | 102.474 | 96.527 | 96.333 | 96.161 | 96.954 | 96.413 |
| | | | | | | | | |
| Si | 6.309 | 6.364 | 6.232 | 6.243 | 6.368 | 6.256 | 6.352 | 6.373 |
| Al (IV) | 1.691 | 1.636 | 1.768 | 1.757 | 1.632 | 1.744 | 1.648 | 1.627 |
| Al (VI) | 0.55 | 0.425 | 0.598 | 0.384 | 0.35 | 0.408 | 0.434 | 0.445 |
| T Al | 2.241 | 2.061 | 2.366 | 2.141 | 1.982 | 2.152 | 2.082 | 2.072 |
| Fe(iii) | 0.216 | 0.297 | 0.507 | 0.299 | 0.393 | 0.466 | 0.511 | 0.412 |
| Ti | 0.241 | 0.224 | 0.244 | 0.25 | 0.192 | 0.194 | 0.149 | 0.17 |
| Cr | 0 | 0.004 | 0.005 | 0.015 | 0.006 | 0.001 | 0.006 | 0.005 |
| Fe(ii) | 1.616 | 1.491 | 1.16 | 1.588 | 1.38 | 1.402 | 1.334 | 1.393 |
| Mn | 0.029 | 0.022 | 0.019 | 0.02 | 0.022 | 0.027 | 0.022 | 0.013 |
| Mg | 2.348 | 2.537 | 2.467 | 2.444 | 2.657 | 2.501 | 2.544 | 2.562 |
| Ca | 1.85 | 1.857 | 1.702 | 1.912 | 1.896 | 1.894 | 1.851 | 1.862 |
| Na | 0.371 | 0.4 | 0.434 | 0.38 | 0.387 | 0.351 | 0.375 | 0.382 |
| K | 0.373 | 0.348 | 0.333 | 0.355 | 0.319 | 0.339 | 0.321 | 0.319 |

| | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ca (B) | 1.85 | 1.857 | 1.702 | 1.912 | 1.896 | 1.894 | 1.851 | 1.862 |
| Na (B) | 0.15 | 0.143 | 0.298 | 0.088 | 0.104 | 0.106 | 0.149 | 0.138 |
| Na (A) | 0.221 | 0.257 | 0.136 | 0.292 | 0.283 | 0.246 | 0.226 | 0.244 |
| K (A) | 0.373 | 0.348 | 0.333 | 0.355 | 0.319 | 0.339 | 0.321 | 0.319 |

Resultados das análises de química mineral em cristais de K-feldspato no ortognaisse (IV-RM-7B).

| Amostra | IV-RM-7B | IV-RM-7B | IV-RM-7B |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| Grão | 1 | 1 | 1 |
| Posição | c1-1 | c1-2 | c1-3 |
| Mineral | k-feldspato | k-feldspato | k-feldspato |
| SiO ₂ | 65.604 | 66.282 | 65.422 |
| TiO | 0.05 | 0.014 | 0.017 |
| Al ₂ O ₃ | 18.487 | 18.713 | 18.423 |
| FeO | 0 | 0.098 | 0.022 |
| CaO | 0.027 | 0.031 | 0.047 |
| Na ₂ O | 0.699 | 0.716 | 0.641 |
| K ₂ O | 16.519 | 16.398 | 16.356 |
| BaO | 0.594 | 0.5 | 0.549 |
| SrO | 0.064 | 0 | 0.044 |
| total | 102.04 | 102.75 | 101.48 |
| | | | |
| Si | 11.95 | 11.974 | 11.98 |
| TiO | 0.01 | 0.002 | 0 |
| Al | 3.97 | 3.986 | 3.98 |
| Fe | 0 | 0.015 | 0 |
| Ca | 0.01 | 0.006 | 0.01 |
| Na | 0.25 | 0.251 | 0.23 |
| K | 3.84 | 3.779 | 3.82 |
| Ba | 0.04 | 0.035 | 0.04 |
| SrO | 0.04 | 0.035 | 0.04 |

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)