



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**PETROGÊNESE DE METATEXITOS E DIATEXITOS SITUADOS NA
PORÇÃO CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO**

Samara Ferreira Moura

MONOGRAFIA nº 363

Ouro Preto, julho de 2020

**PETROGÊNESE DE METATEXITOS E DIATEXITOS
SITUADOS NA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO
SANTO**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 363

**PETROGÊNESE DE METATEXITOS E DIATEXITOS SITUADOS
NA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO**

Samara Ferreira Moura

Orientador

Prof. Dr. Edgar Batista Medeiros Júnior

Co-Orientadora

Paula Mendes Serrano

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2020/1.

OURO PRETO

2020

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Samara Ferreira Moura

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

M929p	Moura, Samara Ferreira Petrogênese de metatexitos e diatexitos situados na Porção CentroNorte do Espírito Santo. [manuscrito] / Samara Ferreira Moura. - 2020. 52 f.: il.: color., tab., mapa. Orientador: Prof. Dr. Edgar Batista Medeiros-Júnior. Coorientadora: Ma. Paula Mendes Serrano. Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica. 1. Rochas metamórficas - Migmatitos. 2. Modelagem metamórfica - Pseudosseção. 3. Metamorfismo (Geologia). 4. Orógeno Araçuaí (MG). I. Medeiros-Júnior, Edgar Batista. II. Serrano, Paula Mendes. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.
-------	--

CDU 552.4

<http://www.sisbin.ufop.br>

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Petrogênese de metatexitos e diatexitos situados na porção centro-norte do Espírito Santo.

AUTORA: SAMARA FERREIRA MOURA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior

Aprovada em: 03 de julho de 2020

BANCA EXAMINADORA:


Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior  DEGEO/UFOP

Prof. MSc. Edison Tazava



DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Marilane Gonzaga de Melo



DGEL/UFES

Ouro Preto, 03/07/2020

Agradecimentos

Agradeço à minha mãe Leni e ao meu pai Francisco, por todo amor, apoio e dedicação. Devo a vocês tudo o que sou hoje e todas as vitórias que conquistei.

À minha irmã Sarah por ser minha amiga e companheira de vida e por ser a pessoa com quem sempre posso contar.

Ao meu namorado Eduardo por tornar essa trajetória mais leve e por me ajudar sempre com palavras de conforto e incentivo.

Aos amigos da Geologia pelas alegrias e dificuldades partilhadas diariamente, quintas geológicas, rocks da sala e campos memoráveis. Agradeço especialmente à minha turma 15.1 e agregados, pela união durante esses anos.

À CNS Mineração pela oportunidade de crescimento pessoal e profissional, em especial aos amigos que fizeram e fazem parte das equipes de Hidrogeologia e Geologia, por me ensinarem tanto.

À minha amada república Bem-me-Quer, meu lar em Ouro Preto, onde conheci pessoas maravilhosas e vivi momentos incríveis. Às atuais moradoras por estarem ao meu lado durante essa reta final, transformarem dias estressantes em dias leves cheios de risadas e gritarias, e por sempre entenderem minhas ausências e falta de tempo. Também às ex-alunas e homenageados que fizeram parte dessa caminhada e que com seus exemplos de perseverança e dedicação me ajudaram a lidar com as dificuldades desse momento.

Ao professor Edgar Medeiros por ser um orientador excelente que esteve presente em todas as etapas desse trabalho, respondendo minhas dúvidas até em finais de semana e avaliando cada parágrafo minuciosamente. Também agradeço pela amizade e conselhos ao longo da minha graduação. Suas aulas despertaram a minha primeira paixão na geologia. Vejo em você um grande exemplo pessoal e profissional! Obrigada por tudo.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas, à Universidade Federal de Ouro Preto e à Fundação Gorceix por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ix
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xiii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO	1
1.3 OBJETIVOS	2
1.4 JUSTIFICATIVA	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1 Revisão bibliográfica	3
1.5.2 Trabalhos de laboratório	3
1.5.3 Estudos de modelagem metamórfica	4
1.5.4 Tratamento e análise de dados	5
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	7
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	7
2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS.....	8
2.2.1 Complexo Nova Venécia	9
2.2.2 Granitogênese G2.....	10
2.2.3 Granitogênese G3.....	11
2.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	11
3 MIGMATITOS: UMA BREVE REVISÃO.....	13
3.1 INTRODUÇÃO	13
3.2 PARTES COMPONENTES DE MIGMATITOS	13
3.3 CLASSIFICAÇÃO DE MIGMATITOS	14
3.3.1 Utilização dos termos metatexito e diatexito	14
3.3.2 Classificação de 1º ordem	15
3.3.3 Classificação de 2º ordem	15
3.3.4 Outras morfologias.....	16
3.4 TERMOBAROMETRIA APLICADA A MIGMATITOS	17
4 PETROGRAFIA DOS METATEXITOS E DIATEXITOS.....	19
4.1 APRESENTAÇÃO	19
4.2 GRANULITO ALUMINOSO (METATEXITO ESTROMÁTICO)	19

4.3 GRANITO FOLIADO (<i>SCHOLLEN</i> DIATEXITO)	25
4.4 LEUCOGRANITO COM GRANADA (DIATEXITO)	29
5 QUÍMICA MINERAL DE DIATEXITOS.....	33
5.1 APRESENTAÇÃO	33
5.2 BIOTITA.....	33
5.3 GRANADA	33
5.4 FELDSPATOS	35
5.5 CORDIERITA.....	35
5.6 HERCINITA	36
6 MODELAGEM METAMÓRFICA	37
6.1 APRESENTAÇÃO	37
6.2 METATEXITO – LÂMINA DM48-A1.....	37
6.3 DIATEXITO – LÂMINA IBI55-D.....	39
6.4 DIATEXITO – LÂMINA IBI55-K.....	41
7 DISCUSSÕES.....	43
7.1 FEIÇÕES MICROSCÓPICAS E CORRELAÇÕES	43
7.2 EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS MIGMATITOS NO CONTEXTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ.....	44
7.3 CORRELAÇÃO DOS LITOTIPOS COM UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS.....	46
8 CONCLUSÕES.....	47
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
APÊNDICE	53

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1-1** - Mapa de localização dos pontos estudados e vias de acesso. 2
- Figura 2-1** - Localização da área de estudo no contexto do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (modificado de Alkmim *et al.* 2006)..... 7
- Figura 2-2** - Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí indicando a localização da área de estudo (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2011). 8
- Figura 2-3** - A: Metatexito estromático do Complexo Nova Venécia (granulito aluminoso). B: Diatexitos da Supersuíte G2 (granito foliado) e Supersuíte G3 (leucogranito com granada). Extraído de Medeiros-Júnior *et al.* 2016..... 9
- Figura 4-1** - Fotomicrografia de granulitos aluminosos. A: Biotita simplectítica (lâmina DM48A). B: Biotita simplectítica em contato com granada (lâmina DM34). C e D: Biotita substituída por muscovita e carbonato (lâmina DM34). E: Granada alongada na direção da foliação (IBI54A) F: Grão subédrico de granada (IBI54A). Fotomicrografias A, B, C, E e F: luz polarizada plana. Fotomicrografia D: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Grt – granada, Kfs – k-feldspato, Mt – muscovita, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo. 22
- Figura 4-2** - Fotomicrografia de granulitos aluminosos. A e B: Trilhas de sillimanita em granada (lâmina IBI54A). C e D: Trilhas de sillimanita em cordierita (lâmina DM34). E: Hercinita granular associada a opaco (IBIRAÇU2). F: Hercinita alongada na direção da foliação associada a trilhas de sillimanita (lâmina IBI54A). Fotomicrografias A, C e F: luz polarizada plana. Fotomicrografias B, D e E: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Crd – cordierita, Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato, Qz – quartzo e Sil - sillimanita. 23
- Figura 4-3** - Fotomicrografia de granulitos aluminosos. A: Feldspato em processo de triclinização (lâmina IBIRAÇU2). B: Filme feldspático entre feldspatos (lâmina IBI54A). C e D: Corona de cordierita simplectítica envolvendo granada (lâmina DM48A). E e F: Corona de cordierita envolvendo parcialmente granada (lâmina IBI-GNAISSE). Fotomicrografias C e E: luz polarizada plana. Fotomicrografias A, B, D e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Crd – cordierita, Grt – granada, Kfs – k-feldspato, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo. 24
- Figura 4-4** - Fotomicrografia de granitos foliados. A e B: Hercinita alongada segundo a foliação (lâmina IBI55B). C e D: Plagioclásio antipertítico com núcleo alterado por carbonato (lâmina IBI55D). E e F: Biotita simplectítica no contato com granada (lâmina IBI55D). Fotomicrografias A, C e E: luz polarizada plana. Fotomicrografia B, D e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Cb – carbonato, Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo. 27
- Figura 4-5** - Fotomicrografia de granitos foliados. A e B: Filme no entorno de granada em contato com feldspato (lâmina IBI55D). C e D: Filme de sillimanita no entorno de hercinita (lâmina IBI55D). E: Filme feldspático entre grãos de feldspato e quartzo (lâmina IBI55G). F: Quartzo mirmequítico no contato entre feldspato e plagioclásio (lâmina IBI55G). Fotomicrografias A e C: luz polarizada plana. Fotomicrografia B, D, E e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato e Qz – quartzo. 28
- Figura 4-6** - Fotomicrografia de leucogranitos com granada. A e B: Biotita simplectítica (lâmina IBI55J). C e D: Associação composta por granada, biotita, hercinita e opacos (lâmina IBI55K). E e F: Porfiroblastos de granada subédrica a euédrica (lâmina IBI55J). Fotomicrografias A, C, D, E e F: luz polarizada plana. Fotomicrografia B: Luz polarizada

cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato e Qz – quartzo.	30
Figura 4-7 - Fotomicrografia de leucogranitos com granada. A e B: Cordierita (lâmina IBI55K). C e D: Plagioclásio euédrico com núcleo alterado (lâmina IBI55K). E: Filme feldspático entre grãos de feldspato (lâmina IBI55L). F: Filme feldspático entre grãos de feldspato e quartzo (lâmina IBI55J). Fotomicrografias A e C: luz polarizada plana. Fotomicrografia B, D, E e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Crd – cordierita, Kfs – k-feldspato, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo.	31
Figura 5-1 - Perfis composicionais em granadas de granito foliado e leucogranito com granada. A, B, C e D: granadas da lâmina IBI55D. E e F: granada da lâmina IBI55K.	34
Figura 5-2 - Classificação de feldspatos em granito foliado e leucogranito com granada (modificado de Deer <i>et al.</i> 1992).	35
Figura 5-3 - Classificação de cordierita em leucogranito com granada.	36
Figura 6-1 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina DM48-A1. (A) Campo da assembleia do pico Pl-Kfs-Grt-Bt-Ilm-Crd-Lq-Qz-Sil (destaque em preto). (B) Isolinhas composicionais de granada X_{alm} e vol% de <i>melt</i> . (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhas de granada X_{alm} (destaque em amarelo).	38
Figura 6-2 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina IBI-55D. (A) Campo da assembleia do pico Pl-Kfs-Grt-Bt-Ilm-Lq-Qt (destaque em preto). (B) Isolinhas de vol% de <i>melt</i> . (C) Campo de estabilidade estimado (destaque em amarelo).	40
Figura 6-3 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina IBI-55K. (A) Campo da assembleia do pico Pl-Kfd-Grt-Ilm-Crd-Qt (destaque em preto). (B) Isolinhas composicionais de granada X_{gros} . (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhas de granada X_{gros} (destaque em amarelo).	42

Resumo

O domínio interno do Orógeno Araçuaí é caracterizado por extensivo plutonismo e anatexia associada aos seus estágios colisionais. Esse domínio é formado por rochas de alto grau metamórfico como migmatitos, cuja gênese está relacionada ao processo de fusão parcial. Os litotipos estudados no presente trabalho estão inseridos nesse contexto e correspondem a metatexitos do Complexo Nova Venécia e diatexitos da Supersuíte G2/G3, localizados na porção centro-norte do Espírito Santo. O objetivo desse estudo é caracterizar para cada rocha as condições alcançadas pelo pico do processo metamórfico por meio de pseudosseções geradas com o *software* THERIAK-DOMINO. O metatexito estromático (DM48-A1) apresenta paragênese formada por quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + biotita + granada ± cordierita ± hercinita ± sillimanita ± opacos cujas condições alcançadas pelo pico foram estimadas entre 735 e 760 °C a 5,2 e 5,7 kbar e o volume de *melt* gerado entre 1 e 3%. O *schollen* diatexito (IBI55-D) é formado pela associação mineral feldspato potássico + quartzo + plagioclásio + biotita ± hercinita ± granada ± opacos com temperatura e pressão para o pico estimadas entre 810 e 825 °C a 6,1 e 6,7 kbar. A fusão dessa rocha gerou um volume de *melt* em torno de 9%. O diatexito leucogranítico (IBI55-K) possui paragênese formada por feldspato potássico + quartzo + plagioclásio ± granada ± cordierita ± hercinita ± biotita ± opacos cujas condições para o pico foram estimadas entre 775 a 925 °C e 5,6 a 6,4 kbar. Com base nos dados petrográficos e de química mineral é possível concluir que existe associação genética entre essas rochas, sendo o *schollen* diatexito produto da fusão de metatexitos estromáticos e o diatexito leucogranítico resultado da fusão de *schollen* diatexitos. As condições metamórficas obtidas por geotermobarometria indicam que o pico térmico regional provavelmente ocorreu durante a fusão dos litotipos denominados *schollen* diatexitos. Aspectos microestruturais descritos nas amostras indicam retrometamorfismo marcado por descompressão que pode estar relacionada ao rápido soerguimento crustal e denudação tectônica, durante o colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí.

Palavras chave: migmatitos, pseudosseções, Orógeno Araçuaí.

Abstract

The intern domain of the Araçuaí orogen is characterized by grade plutonism and anatexis related to its collisional stages. This domain is formed by high grade metamorphic rocks such as migmatites, which genesis is related with the partial melt process. The lithotypes studied in this work are inserted in this context and represent the Nova Venécia Complex metatexites and the Supersuit G2/G3 diatexites, located at Espírito Santo's north center. The goal of this study is to characterize for each rock the conditions achieved in the metamorphic peak using pseudosections generated with the software THERIAK-DOMINO. The stromatic metatexite (DM48-A) contains paragenesis formed by quartz + potassium feldspar + plagioclase + biotite + garnet + cordierite + hercynite + sillimanite + opaque which conditions reached in the peak were estimated between 735 to 760 °C and 5,2 to 5,7 kbar and the volume of melt generated was 1 to 3%. The schollen diatexite (IBI55-D) is formed by the mineral association potassium feldspar + quartz + plagioclase + biotite ± hercynite ± garnet ± opaque with temperature and pressure for the peak estimated between 810 to 825 °C and 6,1 to 6,7 kbar. The fusion of this rock generated a volume of melt around 9%. The leucogranitic diatexite (IBI55-K) contains paragenesis composed by potassium feldspar + quartz + plagioclase ± garnet ± cordierite ± hercynite ± biotite ± opaque which conditions for the peak were estimated between 775 to 925 °C and 5,6 to 6,4 kbar. Based on the petrographic and mineral chemistry data is possible to conclude that there is a genetic association between these rocks, with the schollen diatexite a product of the stromatic metatexites' fusion and the leucogranitic diatexite a result of the schollen diatexites' fusion. The metamorphic conditions obtained by geothermobarometry indicate that the regional thermic peak probably occurred during the schollen diatexites' partial melting. Microstructural aspects described in the samples indicate retro-metamorphism marked by decompression that can be related to fast crustal uplift and tectonic denudation, during the gravitational collapse of the Araçuaí orogen.

Key words: migmatites, pseudosections, Araçuaí orogen.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Migmatitos são rochas heterogêneas constituídas de duas ou mais fases petrograficamente distintas, em que uma delas é formada por fusão parcial e pode ou não estar segregada da fase sólida, chamada neossoma. Tipicamente essa fase contém uma parte quartzo-feldspática ou feldspática, intitulada leucossoma, e uma parte enriquecida em minerais ferromagnesianos, aluminosos e/ou cálcicos, o melanossoma. A porção de rocha não afetada pela fusão parcial corresponde ao paleossoma (Sawyer & Brown 2008; Maxeiner *et al.* 2017).

São classificados primeiramente como metatexitos, quando o paleossoma é a porção predominante no migmatito; e diatexitos, quando o neossoma é a fase mais abundante, podendo conferir a essas rochas características ígneas. Ocorrem em terrenos de médio a alto grau metamórfico, desde fácies anfibolito superior a granulito (Sawyer 2008).

O estudo de migmatitos é complexo, visto que muitos processos podem ter atuado até sua conformação final. Durante a fusão parcial, principal mecanismo formador dos migmatitos, rochas distintas podem ser geradas a partir de um mesmo protólito e estruturas pretéritas podem ser destruídas, o que dificulta a compreensão da evolução dos terrenos onde essas estão expostas. O domínio interno do Orógeno Araçuaí, ou núcleo cristalino, é formado por rochas de médio a alto grau metamórfico que sofreram extensiva anatexia, sendo um exemplo da complexidade relacionada a terrenos migmatizados (Alkmim *et al.* 2007).

No presente trabalho são apresentados os resultados de estudos petrográficos e geotermobarométricos de migmatitos presentes na porção centro-norte do Espírito Santo, inseridos no contexto do núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí. Correspondem a metatexitos aluminosos do Complexo Nova Venécia e diatexitos das Supersuítas G2/G3 correlacionados ao estágio sin-colisional do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se na porção centro-norte do Espírito Santo. Os afloramentos onde foram coletadas as amostras utilizadas nesse trabalho localizam-se nos arredores dos municípios de Ibirapu, Domingos Martins e João Neiva (Figura 1.1). Tendo como ponto de partida a cidade de Belo Horizonte, acessa-se os afloramentos pela rodovia BR-262 e posteriormente BR-101.

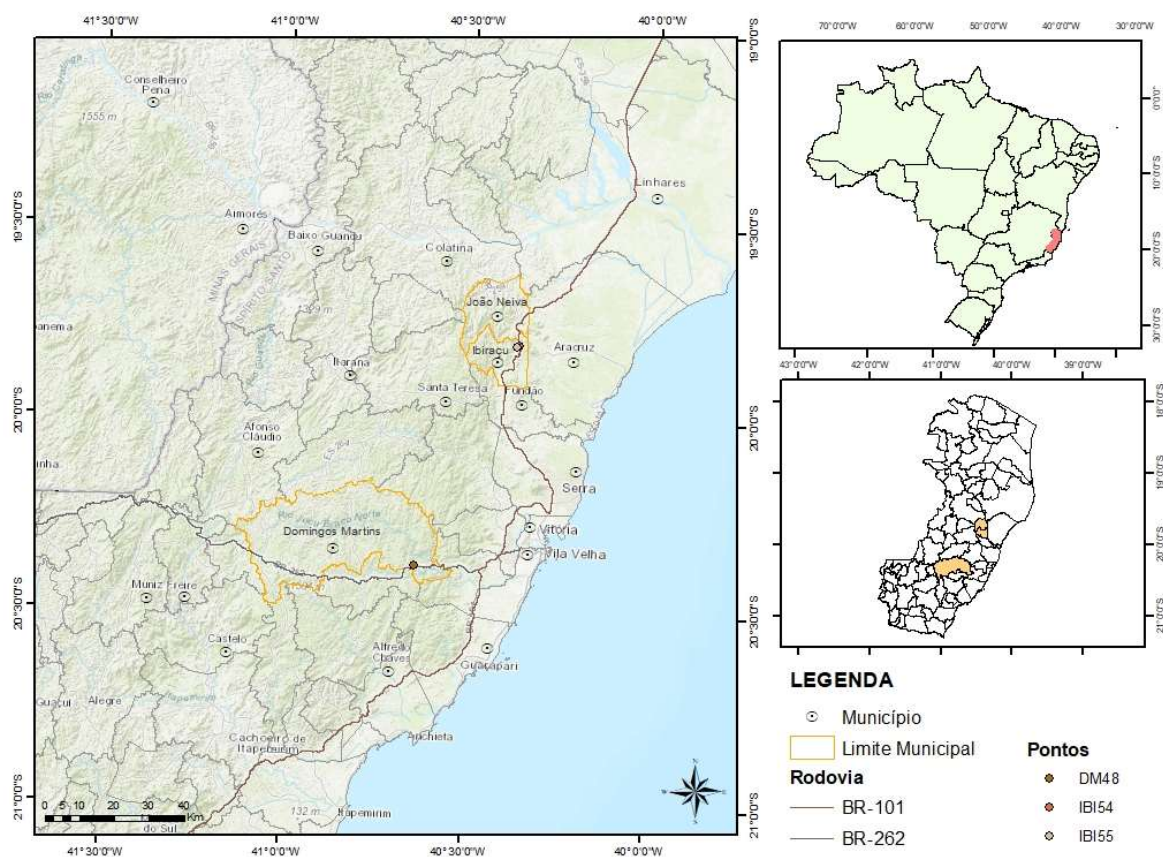


Figura 1-1 - Mapa de localização dos pontos estudados e vias de acesso.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal desse trabalho corresponde a caracterização petrogenética dos metatexitos do Complexo Nova Venécia e dos diatexitos das Supersuítes G2/G3 inseridos no contexto do Orógeno Araçuai. Espera-se que esse estudo possa contribuir para o entendimento das condições de pressão e temperatura a que essas rochas foram submetidas durante sua evolução metamórfica e consequentemente para a melhor compreensão da edificação do núcleo metamórfico do orógeno.

Como objetivos específicos ressaltam-se a identificação e descrição de fases minerais, determinação de paragêneses e caracterização microestrutural dos litotipos; análise da química mineral de fases encontradas nos migmatitos; e estudo geotermobarométrico por meio de modelagem metamórfica utilizando-se pseudosseções.

1.4 JUSTIFICATIVA

A área de estudo está inserida no núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí, uma região com alta complexidade estrutural e litológica. A intensa anatexia associada aos seus estágios colisionais é responsável pela extensiva formação de migmatitos, rochas que refletem a história metamórfica e evolutiva do mesmo, tornando atrativo e de suma importância a caracterização dessas.

O estudo das condições geotermobarométricas de fácies granulito para o pico do processo metamórfico que gerou os metatexitos do Complexo Nova Venécia já foi realizado por Medeiros Júnior *et al.* (2016). Entretanto, as condições relativas a geração dos diatexitos da Supersuítas G2/G3 associados a esses metatexitos não foram estimadas nesse trabalho. Dando continuidade a esse estudo e ao projeto de Iniciação Científica (Aprovada no edital 11/2017 com orientação do Prof. Edgar Batista Medeiros Júnior), base dessa monografia, utilizou-se a modelagem metamórfica por meio de pseudosseções para determinação das condições em que esses litotipos se formaram.

Em suma, o presente trabalho justifica-se pela necessidade de estudos mais aprofundados a respeito da petrogênese de granulitos e migmatitos do núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí, sendo essas rochas fundamentais para a compreensão dos processos que atuaram na região.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

O levantamento bibliográfico teve como enfoque o estudo das condições de formação e classificação de migmatitos, sendo a principal base de consulta o livro *Atlas of Migmatites* (Sawyer 2008). Também foram compilados dados da geologia regional com abordagem voltada para os terrenos migmatíticos estudados e o contexto geotectônico em que esses estão inseridos. De forma a dar continuidade ao trabalho de Medeiros-Júnior *et al.* (2016) foram compilados dados de campo, química mineral via microsonda eletrônica e química de rocha total obtida por fluorescência de raios-X. Visando ainda o entendimento dos métodos a serem aplicados nesse trabalho foi realizado o estudo de teses e artigos relacionados a modelagem metamórfica utilizando-se pseudosseções.

1.5.2 Trabalhos de laboratório

Descrição microscópica de lâminas delgadas

Foram catalogadas e descritas 12 lâminas delgadas do acervo de Medeiros-Júnior *et al.* (2016). Para a descrição utilizou-se o microscópio óptico de luz polarizada e transmitida possibilitando a identificação das fases minerais presentes e suas características microestruturais, paragêneses e determinação do grau metamórfico das rochas. Essas também foram classificadas em metatexitos e diatexitos com base no trabalho de Sawyer (2008). As descrições detalhadas para cada lâmina estão inseridas no Apêndice I.

MEV/EDS

Para análise de química mineral foram selecionadas duas lâminas delgadas representativas dos diatexitos (IBI-55D e IBI-55K). Nelas foram realizadas análises semiquantitativas no Laboratório de Microscopia e Microanálise (MICROLAB) do Departamento de Geologia da UFOP (DEGEO-UFOP). Para isso utilizou-se o microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca JOEL, modelo JSM-6010 equipado com espectrômetro de dispersão de energia (EDS). O aparelho operou com tensão de aceleração 20kV.

Os resultados obtidos pela análise das lâminas foi utilizado para o cálculo de fórmulas unitárias dos minerais de interesse. Para esse cálculo foram utilizadas planilhas do *software* Excel 2007 construídas conforme metodologia proposta por Deer *et al.* (1992). Os dados obtidos estão compilados em tabelas inseridas no Apêndice II.

Titulação do Fe

A técnica da titrimetria foi utilizada para determinar o teor de ferro total em uma amostra representativa de metatexito (DM-48A) e foi realizada no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LGqA) do Departamento de Geologia da UFOP (DEGEO-UFOP). Para isso a amostra foi tratada de forma a obter a oxidação do íon ferroso (Fe^{2+}) para íon férrico (Fe^{3+}) utilizando-se dicromato de potássio com indicador difenilamina. Esse processo englobou cinco etapas, sendo elas: ataque ácido, redução do ferro por estanho, redução do ferro por titânio, oxidação do titânio e do ferro por dicromato. Por fim a determinação dos teores de Fe_{2+} e Fe_{3+} foi obtida por meio da seguinte fórmula como fator de correção:

$$\%Fe_2O_3 = [(\%Fe_{total} - \%Fe^{2+}) \times 1,4298]$$

1.5.3 Estudos de modelagem metamórfica

Três lâminas delgadas representativas foram selecionadas para caracterização por meio de modelagem metamórfica. As condições de pressão e temperatura em que as assembleias do pico do processo metamórfico são estáveis foram investigadas utilizando-se pseudosseções P-T. Essas foram confeccionadas no sistema químico MnCNKFMASHTO ($MnO-CaO-Na_2O-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-$

SiO₂-H₂O-TiO₂-O₂) por meio do *software* THERIAK-DOMINO (De Capitani & Petrakakis 2010) em combinação com o banco de dados atualizado de Holland & Powell (1998). De forma complementar foi realizado o refino dessas pseudosseções com a utilização de isolinhas de composição, de proporção modal e de isolinhas de volume de fusão, também geradas pelo *software* supracitado.

As assembleias do pico do processo metamórfico foram inferidas por meio da descrição microscópica das lâminas em questão. Os dados de química mineral utilizados para confecção de pseudosseções para o metatexito (DM48-A1) foram compilados dos dados de química de rocha total via fluorescência de raios-X e química mineral via microsonda eletrônica disponibilizados por Medeiros-Júnior *et al.* (2016). Para confecção das pseudosseções dos diatexitos (IBI55-D e IBI55-K) os dados de química mineral foram obtidos por meio de análises MEV/EDS realizadas nesse trabalho.

Precedendo à confecção das pseudosseções P-T foram confeccionados diagramas binários para determinação do conteúdo ideal de Fe³⁺ e H₂O para as rochas. Os binários utilizados para obtenção do conteúdo de Fe₂O₃ presente nos diatexitos correspondem a pseudosseções P-X, a temperatura constante. O valor escolhido para a concentração ideal de Fe³⁺ em cada lâmina são os valores modelados para grãos de granada que interceptam o campo que contém a assembleia do pico metamórfico. O conteúdo de Fe₂O₃ presente no metatexito foi obtido pela técnica de tritimetria. Já os valores adequados para o conteúdo de H₂O foram investigados nas três amostras utilizando-se pseudosseções T-X, a pressão constante. O valor ideal para cada rocha foi escolhido segundo a metodologia de White *et al.* (2001).

Por fim foram modeladas isolinhas de volume de *melt* gerado durante o pico do processo metamórfico para as rochas que apresentam indícios microestruturais de fusão parcial. Vale ressaltar que os valores obtidos são inferidos e correspondem a quantidade de fundido preservado na rocha, considerando assembleias minerais já modificadas pelo processo metamórfico. Para definir corretamente o volume de *melt* gerado durante a fusão parcial dos litotipos, seria necessário realizar o método de reintegração de *melt*, não utilizado nesse trabalho.

A modelagem utilizou as relações *a-x* de Coggon & Holland (2002) para mica branca; Holland & Powell (1998) para cordierita; Holland & Powell (2003) para feldspatos; White *et al.* (2002) para ortopiroxênio; White *et al.* (2005) para granada e ilmenita; White *et al.* (2007) para biotita; e White *et al.* (2007) para o fundido silicoso. As abreviações minerais utilizadas nos diagramas das pseudosseções são: alm – almandina, and – andaluzita, bt – biotita, crd – cordierita, grt – granada, ilm – ilmenita, kfs – k-feldspato, ky – cianita, lq – líquido, mt – muscovita, opx – ortopiroxênio, pl – plagioclásio, qz – quartzo, rt – rutilo, sil – sillimanita e H₂O – água líquida.

1.5.4 Tratamento e análise de dados

Os dados obtidos pelas descrições microscópicas de lâminas delgadas, química mineral e geotermobarometria são apresentados, tratados e interpretados no presente trabalho. Para elaboração dos

Moura, S. F. 2020. Petrogênese de metatexitos e diatexitos...

mapas e o tratamento das figuras e pseudosseções geradas foram utilizados os *softwares* ArcGIS 10 e Corel DRAW X8, respectivamente.

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região de estudo está inserida na porção setentrional da Província Matiqueira onde encontra-se o Orógeno Araçuaí. Originalmente caracterizada por Almeida (1977), a faixa de dobramentos Araçuaí se estende desde o cráton São Francisco até o litoral Atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15°S e 21°S. Corresponde a contraparte brasileira do Orógeno Araçuaí Congo-Occidental (Figura 2.1), um conjunto orogênico neoproterozoico-cambriano confinado pelos crátons do São Francisco e Congo no interior do paleocontinente Gondwana (Alkmim *et al.* 2006, 2007; Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

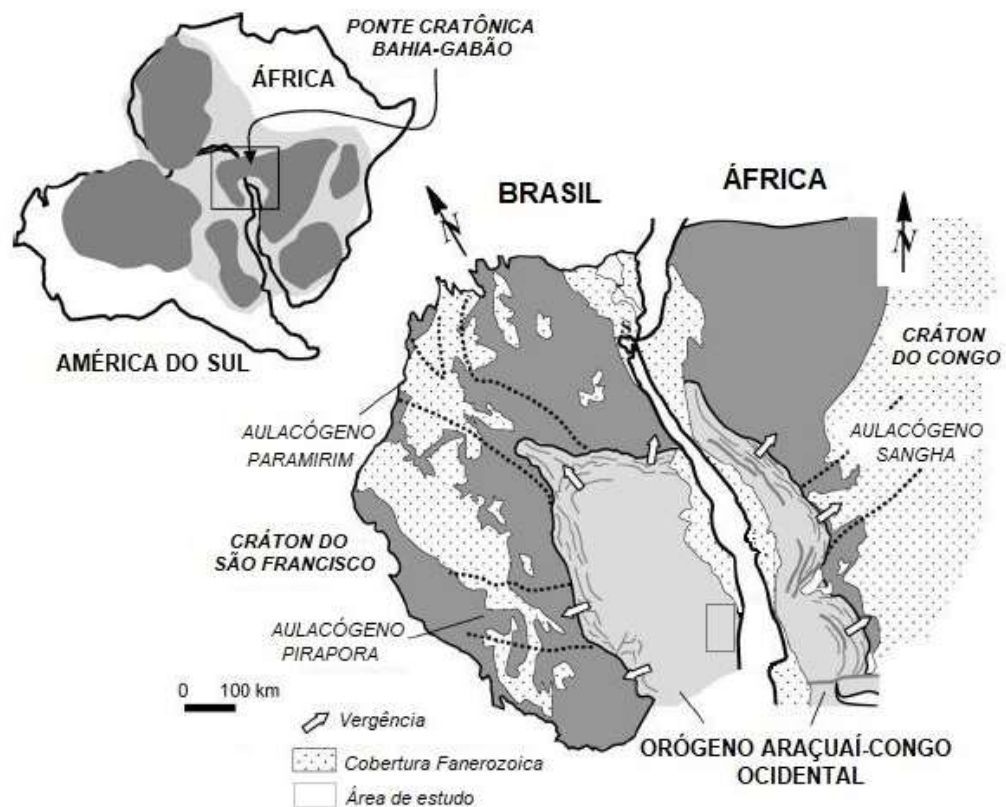


Figura 2-1 - Localização da área de estudo no contexto do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (modificado de Alkmim *et al.* 2006).

Segundo os autores supracitados o Orógeno Araçuaí pode ser dividido em dois domínios: o interno e o externo. Nesse trabalho foram estudadas rochas que compõem seu domínio interno ou núcleo orogênico, uma região caracterizada pelo volumoso e extensivo plutonismo e anatexia, cujo metamorfismo varia de fácies anfíbolito superior a granulito. Nessa região ocorrem os granulitos

aluminosos do Complexo Nova Venécia e os granitoides sincollisionais da Supersuíte G2/G3 (Uhlein 1991; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Heilbron *et al.* 2004; Alkmim *et al.* 2007). O domínio externo é caracterizado por empurrões e dobramentos vergentes contra o cráton São Francisco, cujo metamorfismo varia de fácies xisto verde, junto ao limite cratônico, a anfíbolito. Dessa forma, pode-se dizer que o metamorfismo no Orógeno Araçuaí aumenta progressivamente de leste para oeste (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

O contexto geológico da área estudada nesse trabalho compreende unidades litológicas situadas no domínio interno do Orógeno Araçuaí. São elas metatexitos do Complexo Nova Venécia e diatexitos da Supersuíte G2/G3 (Figura 2.2).

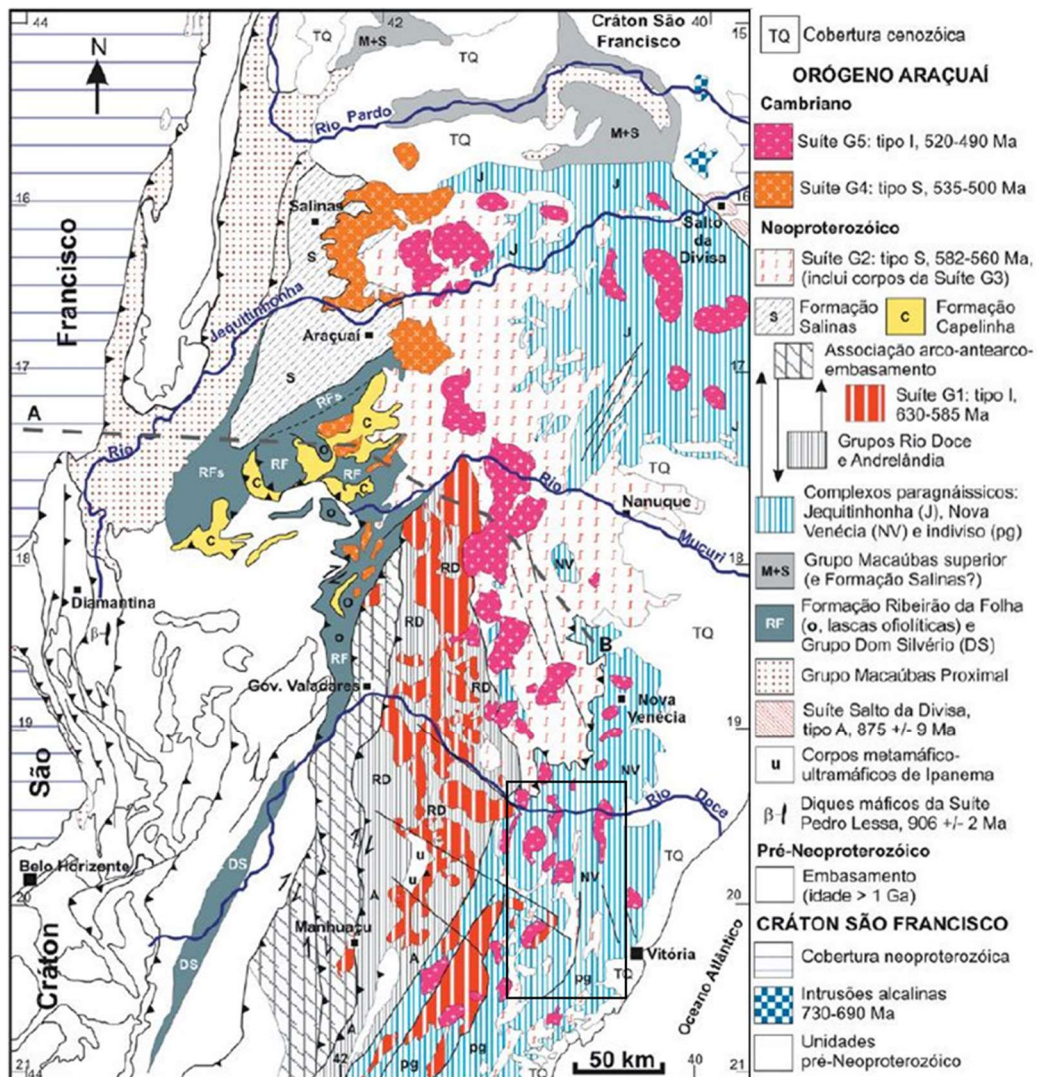


Figura 2-2 - Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí indicando a localização da área de estudo (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

2.2.1 Complexo Nova Venécia

Anteriormente designado Complexo Paraíba do Sul (Silva *et al.* 1987) e Gnaiss Kinzigítico do Complexo Gnáissico-Kinzigítico (Pinto *et al.* 2001), o Complexo Nova Venécia corresponde a uma unidade litoestratigráfica definida por Pedrosa-Soares *et al.* (2006). É composto por granulitos aluminosos e paragnaisses de alto grau metamórfico ricos em biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, intercalados com rochas calcissilicáticas, que representam o setor distal da bacia de retroarco do Orógeno Araçuai (Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

A idade máxima de sedimentação para os protólitos do complexo é definida por Richter *et al.* (2004) em cerca de 606 Ma e segundo esse autor possui como fonte provável o arco magmático do Orógeno Araçuai. O metamorfismo regional e migmatização dessas rochas são sin-cinemáticos com a foliação regional e ocorreram em torno de 580-570 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2008). O complexo apresenta-se intensamente migmatizado, o que fica evidenciado pela presença de leucossoma quartzofeldspático em quantidades variáveis (Munhá *et al.* 2005).

As condições metamórficas obtidas para os metatexitos por métodos termobarométricos sugerem aproximadamente 750 a 850 °C e 5,3 a 7,5 kbar para o pico do processo metamórfico e condições de estabilidade para assembleias minerais entre 640 a 800 °C e 4,5 a 6,0 kbar (Richter *et al.* 2016). Resultados semelhante são obtidos por Medeiros-Júnior *et al.* (2016), cujo estudo aponta condições de temperatura e pressão entre 755 e 782 °C e 5,0 a 7,7 kbar, respectivamente.

Os granulitos aluminosos são classificados por Medeiros-Júnior *et al.* (2016) como metatexitos estromáticos e se caracterizam pela intercalação de leucossoma com o *residuum* ou paleossoma (Figura 2.3A). Esses gradam para rochas maciças compostas essencialmente por neossoma, classificadas como diatexitos (Figura 2.3B). Os litotipos diatexíticos correspondem a granitos foliados e leucogranitos com granada, sendo correlacionáveis as supersuítas G2 e G3 (Queiroga *et al.* 2012; Medeiros-Júnior *et al.* 2016).

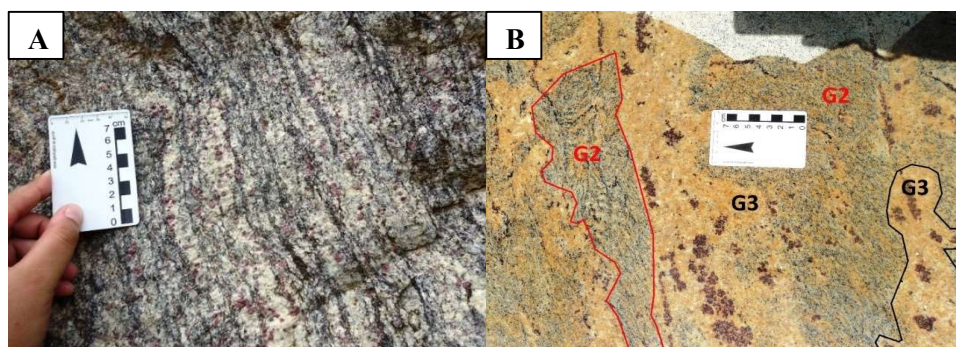


Figura 2-3 – A: Metatexito estromático do Complexo Nova Venécia (granulito aluminoso). B: Diatexitos da Supersuíte G2 (granito foliado) e Supersuíte G3 (leucogranito com granada). Extraído de Medeiros-Júnior *et al.* 2016.

2.2.2 Granitogênese G2

A Supersuíte G2 é essencialmente constituída por granitoides peraluminosos gerados durante o plutonismo do tipo S na fase colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Esses ocorrem como batólitos, corpos tabulares e *stocks* foliados em estado sólido em razão da deformação dúctil regional, sendo essa foliação muitas vezes milonítica e paralela à prévia orientação de fluxo ígneo (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Na região de estudo a Supersuíte G2 é representada pelas Suítes Ataleia, Carlos Chagas e Montanha (Roncato 2009).

A Suíte Ataleia está intimamente relacionada ao Complexo Nova Venécia, com o qual faz contato gradacional. Os granitos correspondem ao produto da fusão parcial autóctone do complexo paragnaissico, cujo *residuum* corresponde ao cordierita granulito característico do mesmo (Roncato 2009; Queiroga *et al.* 2012). É composta por biotita granito e biotita-granada granito, sendo comum grande quantidade de xenólitos, restitos e *roof-pendants* de rochas do Complexo Nova Venécia (Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O contato da Suíte Ataleia com a Suíte Carlos Chagas corresponde a uma zona de cisalhamento dúctil onde ocorrem granitos intensamente deformados pertencentes a Suíte Carlos Chagas, representada principalmente por granada-biotita leucogranitos cujas feições protomiloníticas a miloníticas são marcantes (Pedrosa-Soares *et al.* 2006). Ocorrem também indeformados com trama ígnea bem preservada, contudo esses são menos expressivos. Além disso contém xenólitos de paragnaisses e rochas calcissilicáticas cuja presença aumenta próximo ao contato com o Complexo Nova Venécia (Gradim *et al.* 2005; Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

A Suíte Montanha é composta por um granada-biotita granito foliado a milonitizado, diferenciando-se dos leucogranitos da Suíte Carlos Chagas pela maior abundância em biotita e melhor preservação em relação a deformação regional (Castañeda *et al.* 2006; Pedrosa-Soares *et al.* 2006). Roncato (2009) sugere que a Suíte Montanha representaria uma zona externa e mais rica em biotita do batólito dominado pela Suíte Carlos Chagas.

Melo *et al.* (2017) propõem dois eventos metamórficos anatéticos atuantes na região de retroarco do Orógeno Araçuaí com base em condições P-T calculadas via pseudosseções para assembleias minerais provenientes do batólito Carlos Chagas. Nesse trabalho foram encontradas condições entre 790 a 820 °C e 9,5 a 10,5 kbar para o primeiro evento e 770 °C e 6,6 kbar para o segundo evento, ambos de fácies granulito. Segundo esses autores o primeiro relaciona-se ao cavalgamento do arco magmático sobre a região de retroarco e o segundo a descompressão devido ao colapso gravitacional do orógeno.

2.2.3 Granitogênese G3

A Supersuíte G3 é tipicamente representada por corpos indiscriminados de leucogranitos com granada e/ou cordierita, cuja origem remonta ao estágio tardi a pós-colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa Soares *et al.* 2006, 2007). Essas rochas são livres de foliação regional ou quaisquer outros indícios da tectônica sincolisional, mas podem conter restos de granito G2 foliado (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

Os leucogranitos da Supersuíte G3 são interpretados como produtos da fusão parcial autóctone e parautóctone de granitos G2. Os restos de granito foliado G2 nessa unidade aliados as relações de contato entre eles são evidências da migmatização pós-cinemática à foliação regional (Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Queiroga *et al.* 2012). Veios graníticos e pegmatíticos G3 também ocorrem encaixados no Complexo Nova Venécia e registram evidências de fusão parcial herdadas de fontes paragnaissicas (Silva *et al.* 2007).

No trabalho de Serrano *et al.* (2018) é caracterizada a relação entre granitos G5 e migmatitos G2/G3 hospedeiros. Com base em pseudosseções, sugere-se condições de temperatura e pressão entre 660 e 860 °C a 2,0 a 3,8 kbar para o neossoma de diatexitos da Supersuíte G3. Essas condições são restringidas para 750 a 840 °C e 2,4 e 3,5 kbar após o refino das pseudosseções por isolinhas de composição e proporção modal. As altas condições P-T encontradas para o neossoma sugerem um evento termal pós-colisional também responsável pela anatexia e formação de diatexitos G3 a partir da fusão de metatexitos G2.

De modo semelhante, Medeiros-Júnior *et al.* (2016) caracterizam a íntima relação entre os granitoides G2/G3 com granulitos aluminosos do Complexo Nova Venécia e sugerem um vínculo genético entre essas rochas. Segundo esses autores feições migmatíticas marcantes observadas em campo são indícios de uma relação parental de rochas do complexo metamórfico para com os metatexitos e diatexitos supracitados. Contudo, as condições P-T para os migmatitos G2/G3 não foram definidas nesse trabalho.

2.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental corresponde a um segmento orogênico formado pela amalgamação de continentes durante o evento Brasileiro-Pan Africano. Destaca-se por ser um orógeno confinado pelos crátons do São Francisco e Congo, sendo essa uma característica singular no que se refere a orógenos colisionais (Alkmim *et al.* 2006). Alguns autores postularam modelos para sua evolução tectônica (Pedrosa Soares *et al.* 1992; Alkmim *et al.* 2006), sendo o modelo proposto por

Alkmim *et al.* (2006), intitulado “Tectônica Quebra-Nozes”, amplamente difundido e sintetizado nesse trabalho.

Segundo Alkmim *et al.* (2006) a história evolutiva do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental é dividida em cinco estágios geodinâmicos, sendo eles: fase rifte, estágio pré-colisional, estágio sin-colisional, estágio tardi a pós-colisional e colapso gravitacional no estágio pós-colisional. A granitogênese pré à pós-colisional associada a esses estágios é marcante, sendo responsável pela formação das Supersuítas G1-G5 (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

O Orógeno Araçuai é derivado de uma bacia parcialmente oceanizada e articulada com aulacógenos, cuja litosfera oceânica foi subductada em direção ao cráton do Congo (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000). Esse processo levou a edificação de um arco magmático cálcio-alcálico cujo registro principal corresponde aos tonalitos e granodioritos da Supersuíta G1 (625-585 Ma). Também ocorreu deposição dos protólitos do Complexo Paragnaissico Nova Venécia na bacia de retroarco do orógeno acrescionário (Alkmim *et al.* 2006, 2007; Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O estágio sincolisional caracteriza-se por deformação e metamorfismo regionais, cujo sentido do transporte tectônico é dado rumo aos crátons do São Francisco e Congo. Granitoides do tipo S são formados nessa etapa e são englobados na Supersuíta G2 (585-560 Ma). Esses possuem evidências da deformação regional, apresentando-se gnaissificados e/ou milonitizados (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Castañeda *et al.* 2006). Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2007) e Roncato *et al.* (2007) essa granitogênese obteve seu ápice por volta de 575 Ma.

A convergência continental é caracterizada por Alkmim *et al.* (2006) como tectônica quebra-nozes pois as massas continentais permaneceram ligadas pela ponte cratônica Bahia-Gabão durante o processo de abertura da bacia. Segundo esse autor isso implicou na rotação da península do São Francisco e do continente Congo durante o fechamento induzido da bacia por forças tectônicas atuantes nas margens dos crátons, o que resultou na formação do paleocontinente Gondwana Ocidental.

No estágio tardi-colisional foram gerados os granitoides da Supersuíta G3 (540-525 Ma) representados por granadas leucogranitos livres da deformação regional, sendo produtos da refusão dos granitoides da Supersuíta G2 (Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Já no estágio pós-colisional ocorreu a deformação e plutonismo associados ao colapso gravitacional do orógeno, formando as Supersuítas G4 e G5 (520-590 Ma). Essas são representadas por granitos peraluminosos do tipo S e plutons intrusivos do tipo I livres de foliação regional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Alkmim *et al.* 2006; Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

3.1 INTRODUÇÃO

O termo migmatito foi inicialmente proposto por Sederholm (1907) para se referir a rochas compostas por uma mistura de constituintes. Sua origem advém da palavra grega “migma”, que significa mistura. Segundo esse autor, essas rochas seriam formadas por porções xistosas ou foliadas e porções fruto da refusão dessas ou injeção de material magmático. Esse processo de refusão foi intitulado anatexia, termo também proposto por Sederholm (1907), e para ele o principal mecanismo de formação dos migmatitos. Em contrapartida, Holmquist (1916) mostrou com base em estudos de campo que bolsões existentes em rochas de alto grau metamórfico teriam se formado *in situ* e seriam fruto de um processo intitulado ultrametamorfismo.

Mehnert (1968) formulou que migmatitos seriam rochas compostas por duas ou mais fases petrograficamente distintas, em que se incluem a rocha parental mais ou menos metamorfizada, o paleossoma, e fases fundidas que corresponderiam ao neossoma. Brown (1973) propõe ainda que essas rochas apresentariam alternância de porções xistosas ou gnáissicas e porções graníticas em escala macroscópica; a partir disso classificou-os em dois grupos: metatexitos e diatexitos.

Atualmente migmatitos são tratados como rochas de médio a alto grau metamórfico, heterogêneas desde escalas microscópicas a macroscópicas, e compostas por duas ou mais partes petrologicamente distintas, em que uma delas deve ter sido formada por fusão parcial podendo ou não estar segregada da fase sólida. Ocorrem em terrenos onde as condições metamórficas atingiram fácies anfibolito médio a superior, granulito ou eclogito (Sawyer 2008; Sawyer & Brown 2008).

3.2 PARTES COMPONENTES DE MIGMATITOS

Migmatitos são definidos como rochas compostas por dois ou mais componentes, sendo eles um material pré-existente chamado paleossoma e um material novo resultado da modificação pela fusão parcial da rocha parental, chamado neossoma. O neossoma, por sua vez, geralmente encontra-se segregado em porções distintas intituladas leucossoma e melanossoma (Sawyer 2008).

O neossoma pode apresentar alterações desde o aumento da granulação de minerais até a depleção completa de estruturas pré-existentes. Quando segregado da rocha parental, contém tipicamente fases de cores pálidas quartzo-feldspáticas ou feldspáticas (leucossoma), e porções de cor escura enriquecidas em minerais ferromagnesianos, aluminosos ou cálcicos (melanossoma). O

paleossoma não é afetado por esse processo e corresponde a rocha parental com estruturas anteriores a fusão preservadas (Maxeiner *et al.* 2017).

Tratando-se especificamente do neossoma, Sawyer (2008) sugere o termo genérico *residuum* para a fração de rocha sólida que permanece *in situ* após a fusão parcial e extração total ou parcial do *melt*. O *residuum* não faz analogia a cor ou tipo de fases que restaram após a fusão da rocha parental; na maioria das rochas esse é formado por minerais de coloração escura, e daí aplica-se a definição melanossoma. Contudo, algumas em particular podem apresentar composição predominantemente quartzo-feldspática, e portanto seu *residuum* também será composto por minerais de coloração clara.

O leucossoma, produzido por reações de fusão parcial no estado líquido, pode ser classificado de acordo com sua mobilidade em relação ao *residuum*. Dessa forma, leucossomas *in situ* são produto da cristalização do líquido anatético, ou de parte dele, que permaneceu em seu local de origem; leucossomas *in-source* migraram do seu local de origem mas ainda permanecem confinados a rocha parental; veios ou diques leucocráticos correspondem ao *melt* injetado em outra rocha, próxima ou não da rocha parental, mas ainda inserida na região afetada pela anatexia; e diques graníticos ou *sills* são porções do *melt* que migraram completamente de seu local de origem, injetados em rochas de baixo grau metamórfico ou não metamórficas (Sawyer 2008; Maxeiner *et al.* 2017).

Para que a fração fundida se separe do sólido residual é necessário que a rocha seja permeável e que exista um gradiente de pressão que segregue o *melt* móvel da parte sólida menos móvel, que apresenta maior densidade e viscosidade. Além disso devem existir condições de acomodação do líquido diferenciado na rocha parental (Sawyer 1994). Com o início da fusão parcial o líquido fundido se acumula inicialmente na borda das fases reagentes e posteriormente forma pequenas e isoladas bolsas de *melt* que crescem com o aumento do calor e se transformam numa rede interconectada de pequenos canais (Mehnert *et al.* 1973; Jurewicz & Watson 1984).

Deformações heterogêneas são responsáveis por criar o gradiente de pressão e estruturas dilatacionais necessárias à migração da porção fundida, aproveitando-se de anisotropias da rocha parental. Essas podem ser primárias, como acamamento e bandamento magmático, ou secundárias, como foliação, bandamento metamórfico e até dobras (Sawyer 1994).

3.3 CLASSIFICAÇÃO DE MIGMATITOS

3.3.1 Utilização dos termos metatextito e diatextito

O termo metatextito foi inicialmente utilizado quase como sinônimo de migmatito, referindo-se a rochas compostas por duas fases distintas, sendo a mais félsica formada pelo processo de segregação,

e cujo bandamento migmatítico fosse evidente (Scheumann 1936; Mehnert 1968). A partir dessa definição somente rochas onde neossoma e paleossoma estivessem visivelmente segregados poderiam ser intituladas metatexitos.

Para rochas cujas frações fundidas e não fundidas não pudessem ser facilmente distinguidas adotou-se o termo diatexito, introduzido por Gurich (1905). Mesmo tratados como produto final da segregação e anatexia, os diatexitos não eram considerados migmatitos, já que devido a sua textura ígnea não era possível distingui-los de granitoides macroscopicamente (Brown 1973).

Atualmente os termos metatexito e diatexito são utilizados para distinguir, respectivamente, migmatitos com predominância do paleossoma daqueles onde predomina o neossoma (Sawyer 2008). Segundo esse autor a separação entre metatexitos e diatexitos corresponde a uma classificação morfológica de primeira ordem para migmatitos.

3.3.2 Classificação de 1º ordem

Conforme proposto por Sawyer (2008), os migmatitos são primeiramente divididos em metatexitos e diatexitos. Metatexitos são migmatitos heterogêneos, onde estruturas presentes na rocha parental permanecem preservadas no paleossoma, e o neossoma encontra-se usualmente segregado em leucossoma e melanossoma. Já diatexitos correspondem a migmatitos onde o neossoma é predominante. Estruturas anteriores a fusão são ausentes, sendo substituídas ou não por estruturas indicativas de fluxo. Esse autor ainda sugere que a transição entre metatexitos e diatexitos ocorre para frações de *melt* entre 26% e 60%.

Dessa forma, diatexitos podem ser interpretados como consequência do aumento da fração de *melt* presente e relacionam-se a terrenos de mais alta temperatura em relação aos metatexitos (Sawyer & Brown 2008). Com a ocorrência de altas frações de *melt*, diatexitos podem se tornar móveis e se comportar de forma semelhante a rochas ígneas, sendo apenas diferenciados pelo seu formato irregular e menor proporção de fases que compõem o melanossoma e/ou resistatos (Maxeiner *et al.* 2017).

3.3.3 Classificação de 2º ordem

Sawyer (2008) define variadas texturas que podem estar presentes em migmatitos, levando em consideração a disposição do leucossoma e do melanossoma individualmente. De modo geral, metatexitos possuem menores proporções de neossoma e portanto seus elementos podem se apresentar de variadas formas. Já texturas que ocorrem em diatexitos comumente relacionam-se a presença de melanossoma e de resistatos. Em ordem crescente de fusão parcial, essas texturas podem ser:

Metatexito do tipo *patch* – No estágio inicial da anatexia forma-se uma pequena quantidade de *melt*. Esse acumula-se em pequenos e discretos sítios como manchas dispersas de neossoma, ainda *in situ*.

Metatexito com estrutura de dilatação – Em razão da deformação o *melt* se torna móvel acumulando-se em sítios de mais baixa pressão (Sawyer 1994). Esses sítios correspondem a estruturas dilatacionais, que controlam a geometria e distribuição do leucossoma.

Metatexito do tipo *net* – O leucossoma ou veios leucocráticos apresentam duas ou mais orientações sistemáticas dispostas em um padrão reticulado. Formam-se geralmente em razão da existência de bandas de cisalhamento extencionais onde acumula-se o leucossoma. Podem envolver o paleossoma, o *residuum* e até porções de neossoma menos fundidas.

Metatexito estromático - O neossoma ocorre em finas camadas contínuas, paralelas e orientadas segundo o plano de anisotropia principal do paleossoma, como bandamento e foliação.

Diatexito nebulítico – O neossoma retém porções difusas de paleossoma ou estruturas pré-existentes. A rocha não é submetida a deformação durante a fusão parcial, e dessa forma o *melt* e o *residuum* não se separam.

Schollen Diatexito - Comum na transição entre metatexitos e diatexitos (Solar & Brown 2001), onde ocorre aumento da proporção de neossoma e perturbação de camadas competentes (paleossoma, litologias resistentes ou *residuum*) em fragmentos tabulares chamados “*schollen*”.

Schlieren Diatexito - Apresenta bandas delgadas e alinhadas induzidas por fluxo de minerais tabulares imbricados, sendo mais comum a biotita. Também podem conter uma alta concentração de minerais acessórios como zircão e apatita.

3.3.4 Outras morfologias

Algumas morfologias podem se formar tanto em metatexitos quanto diatexitos, pois não se relacionam a disposição das partes que compõem os migmatitos. Essas estruturas correspondem a dobras e veios, podendo se superimpor às morfologias de primeira e segunda ordem (Sawyer 2008).

Migmatito com estrutura dobrada - A ocorrência de dobras é controlada pela fração de *melt* presente na rocha. Em metatexitos se formam em razão da diferença de competência entre camadas do paleossoma. Também podem se formar devido à instabilidade do fluxo em diatexitos.

Migmatito com estrutura em veio - Apresenta uma ou mais gerações de veios leucocráticos em abundância, geralmente superimpostos às texturas já formadas em metatexitos e diatexitos, incluindo migmatitos com estrutura dobrada.

3.4 TERMOBAROMETRIA APLICADA A MIGMATITOS

A geotermobarometria baseada em banco de dados termodinâmicos internamente consistentes é um dos métodos mais utilizados para a estimativa das condições de pressão e temperatura a que foram submetidos os migmatitos durante o processo metamórfico. Entretanto, esse permite trabalhar com as fases minerais em equilíbrio durante um determinado instante do processo metamórfico, excluindo a presença do *melt*. No caso dos migmatitos é interessante saber quais fases coexistem com a fase líquida, se foram cristalizadas a partir dela ou refratárias à fusão. Esse tipo de informação não pode ser obtida por esse método geotermobarométrico baseado na química dos minerais.

Atualmente um dos métodos mais modernos no estudo da evolução da fusão e do metamorfismo é a construção de diagramas intitulados pseudosseções. Nesses diagramas é representado os campos de estabilidade de associações minerais, obtidos a partir de uma química de rocha específica (Bucher & Grapes 2011). A partir de propriedades termodinâmicas, calcula-se as possíveis assembleias minerais estáveis para determinada composição de rocha (*bulk composition*), sob condições específicas no espaço P-T. Os cálculos são pautados num grupo de reações lineares independentes relacionadas ao pico do processo metamórfico das assembleias contidas no banco de dados atualizado de Holland & Powell (1998), o que torna os resultados robustos.

No entanto, a modelagem de granulitos e migmatitos é complexa. Para um cálculo mais preciso das pseudosseções é importante saber a composição da rocha original, contudo nessas rochas essa composição é perdida em razão de processos de fusão parcial e segregação do *melt* (Moraes *et al.* 2015). Não obstante, trabalhos recentes utilizam o *software* THERIAK-DOMINO (De Capitani & Petrakakis 2010) para o cálculo de pseudosseções na modelagem de fases em equilíbrio e reintegração de *melt*. Nesse último método é possível obter a composição da rocha antes do processo de fusão.

PETROGRAFIA DOS METATEXITOS E DIATEXITOS

4.1 APRESENTAÇÃO

No presente trabalho são descritas rochas características do Complexo Nova Venécia e granitoides sin-colisionais relacionados à orogênese brasileira. Essas rochas podem ser caracterizadas como metatexitos e diatexitos, respectivamente, e ocorrem extensivamente por todo o estado do Espírito Santo. Foram descritas 12 lâminas delgadas coletadas em afloramentos nos arredores dos municípios de Domingos Martins, João Neiva e Ibiraçu. A descrição detalhada de cada lâmina encontra-se no Apêndice I. A seguir são apresentadas suas principais características petrográficas e microestruturais.

4.2 GRANULITO ALUMINOSO (METATEXITO ESTROMÁTICO)

Os granulitos aluminosos são caracterizados pela ocorrência de fases minerais típicas de protólito sedimentar pelítico (ex. granada, cordierita, sillimanita e hercinita). A presença de hercinita, sillimanita e de texturas pertítica e antipertítica nas rochas caracterizam metamorfismo em fácies sedimentar granulito. Segundo Medeiros-Júnior (2016), feições de campo presentes nos granulitos aluminosos da porção centro-norte do Espírito Santo mostram que esses possuem estrutura bandada caracterizada pela intercalação de neossoma e melanossoma, podendo ser classificados como metatexitos estromáticos.

Microscopicamente essas rochas apresentam foliação marcante e alternância entre bandas granoblásticas, compostas pela associação de quartzo + feldspato potássico + plagioclásio, e bandas granolepidoblásticas, formadas por biotita + granada + cordierita + hercinita + sillimanita + opacos. A orientação preferencial é definida principalmente por biotita, e em alguns casos, sillimanita. A granulação varia de fina a grossa, caracterizando-os como rochas inequigranulares granolepidoblásticas (Fettes & Desmons 2007).

A paragênese principal é formada por quartzo (10 a 30%), feldspato potássico (15 a 35%), plagioclásio (5 a 15%), cordierita (0 a 35%), biotita (3 a 15%), granada (3 a 10%), sillimanita (1 a 4%), hercinita (0 a 5%) e opacos (2 a 5%). Como mineral secundário ocorre muscovita. Como minerais acessórios ocorrem zircão, monazita e apatita. Minerais de alteração são carbonato, sericita e clorita.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico a euédrico com pleocroísmo variando de castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Sua granulação varia entre 1,5 mm e 0,02 mm e possui inclusões de zircão, sillimanita e opacos. É comum que forme simplectitas com intercrescimento de quartzo,

especialmente quando em contato com granada (Figura 4.1A e B). Também pode estar sendo substituída por muscovita (Figura 4.1C e D).

Granada ocorre como grãos anédricos a subédricos (Figura 4.1E e F) com granulação que varia entre 6,0 mm e 0,1 mm. Pode ocorrer como um agregado de grãos que marcam a direção da foliação e está comumente associada às bandas granolepidoblásticas. Contém inclusões de biotita, sillimanita, hercinita, opacos, quartzo e, com menos frequência, de feldspatos.

Sillimanita apresenta hábito prismático com granulação que varia entre 0,1 mm e 0,01 mm. Frequentemente forma trilhas orientadas segundo a foliação da rocha, e também quando inclusa em minerais como granada, cordierita e feldspatos (Figura 4.2A, B, C e D).

Hercinita apresenta hábito granular anédrico a subédrico, coloração verde e granulação que varia entre 0,5 mm e 0,05 mm. Pode formar trilhas orientadas de acordo com a foliação da rocha quando associada a sillimanita. Em algumas seções, ocorre frequentemente intercrescida com opacos (Figura 4.2E e F).

Cordierita é anédrica, possui granulação que varia entre 6,5 mm e 0,2 mm e comumente ocorre alongada na direção da foliação. Alguns grãos podem formar simplectitas com intercrescimento de quartzo e envolver total ou parcialmente porfiroblastos de granada, formando coronas (Figura 4.3C, D, E e F). Apresenta maclas polissintéticas acunhadas e fraturas abundantes preenchidas por um material isotrópico, provavelmente halofana. Contém inclusões de biotita, sillimanita, granada e opacos. Também possui inclusões de zircão e monazita, que geram halos pleocroicos amarelados nos grãos de cordierita.

Quartzo ocorre como grãos anédricos com granulação que varia entre 5,0 mm e 0,05 mm. Apresenta extinção ondulante e frequentemente são formados subgrãos. Contém inclusões de biotita, feldspatos, zircão e opacos. Pode formar simplectitas com biotita e cordierita.

Feldspato potássico apresenta forma anédrica a subédrica com granulação que varia entre 6,0 mm e 0,2 mm. É comum apresentar extinção ondulante e maclação Tartan incipiente, o que evidencia o processo de triclinização dos grãos (Figura 4.3A). Possui textura pertítica abundante e nas bordas em contato com plagioclásio pode ocorrer a formação de mirmequita. Contém inclusões de biotita, quartzo e opacos. Podem ocorrer como finos filmes feldspáticos entre grãos de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (Figura 4.3B). Em alguns grãos ocorre substituição por muscovita.

Plagioclásio ocorre como grãos anédricos com maclas polissintéticas e granulação que varia entre 8,0 mm e 0,2 mm. Também pode ocorrer textura antipertítica e extinção ondulante. Contém inclusões de quartzo, biotita, zircão e opacos.

Os minerais acessórios comuns são zircão, monazita, apatita e opacos. Minerais de substituição são clorita, que foi gerada às custas de biotita, sericita e carbonato, que foram formados a partir de feldspatos, especialmente plagioclásio. Muscovita também ocorre como mineral secundário substituindo total ou parcialmente grãos de biotita.

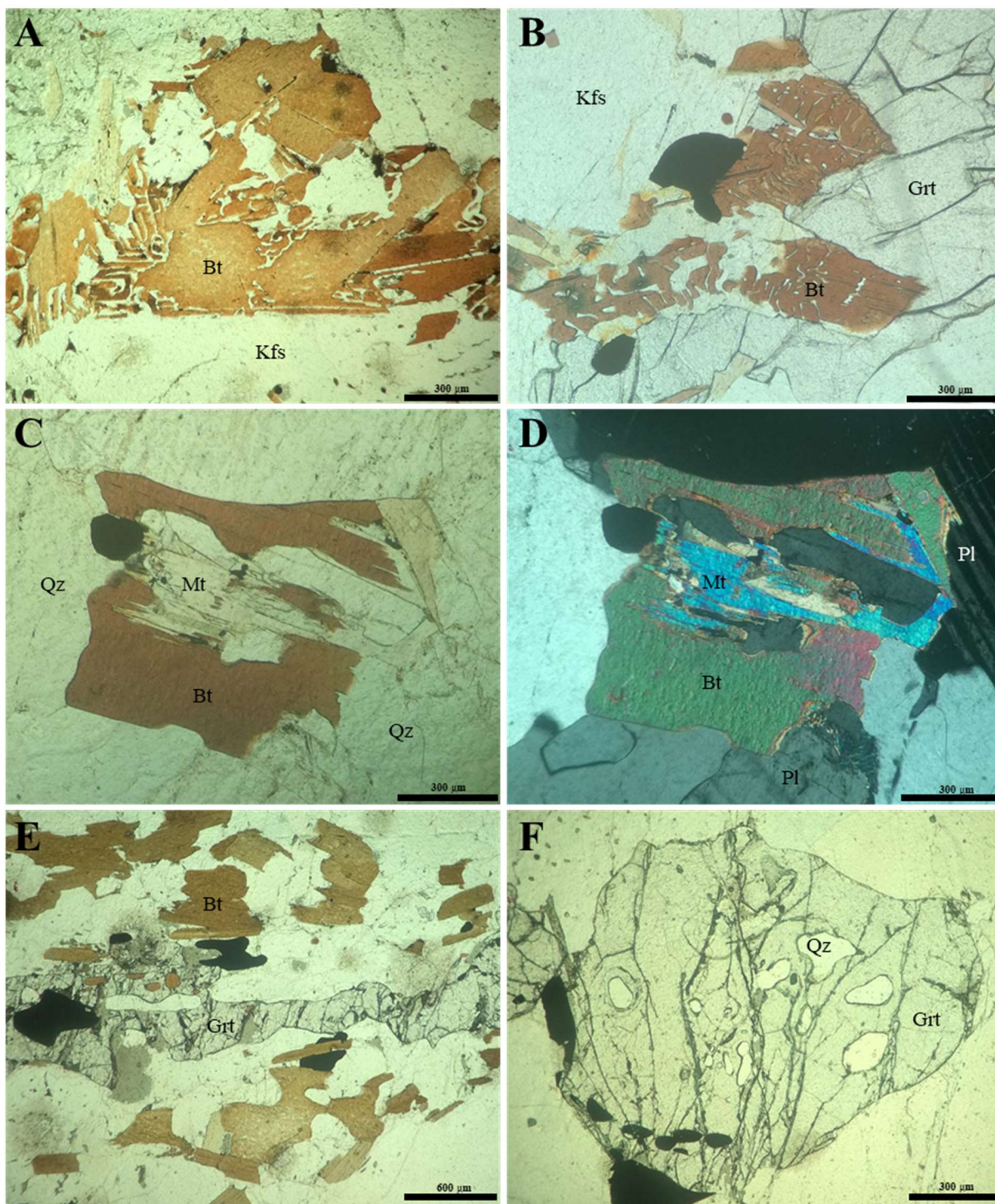


Figura 4-1 - Fotomicrografia de granulitos aluminosos. A: Biotita simplectítica (lâmina DM48A). B: Biotita simplectítica em contato com granada (lâmina DM34). C e D: Biotita substituída por muscovita e carbonato (lâmina DM34). E: Granada alongada na direção da foliação (IBI54A) F: Grão subédrico de granada (IBI54A). Fotomicrografias A, B, C, E e F: luz polarizada plana. Fotomicrografia D: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Grt – granada, Kfs – k-feldspato, Mt – muscovita, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo.

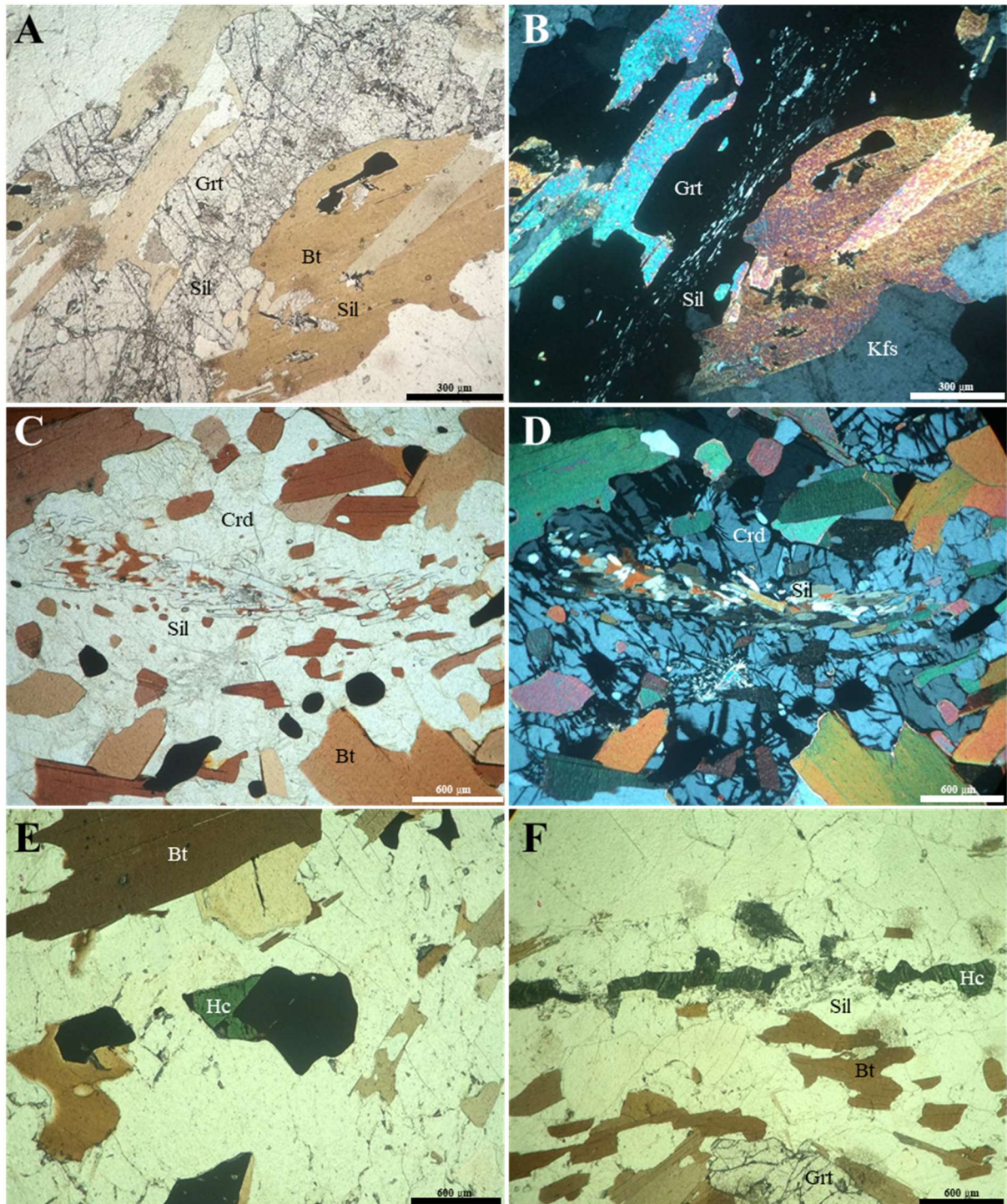


Figura 4-2 - Fotomicrografia de granulitos aluminosos. A e B: Trilhas de sillimanita em granada (lâmina IBI54A). C e D: Trilhas de sillimanita em cordierita (lâmina DM34). E: Hercinita granular associada a opaco (IBIRAÇU2). F: Hercinita alongada na direção da foliação associada a trilhas de sillimanita (lâmina IBI54A). Fotomicrografias A, C e F: luz polarizada plana. Fotomicrografias B, D e E: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Crd – cordierita, Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato, Qz – quartzo e Sil - sillimanita.

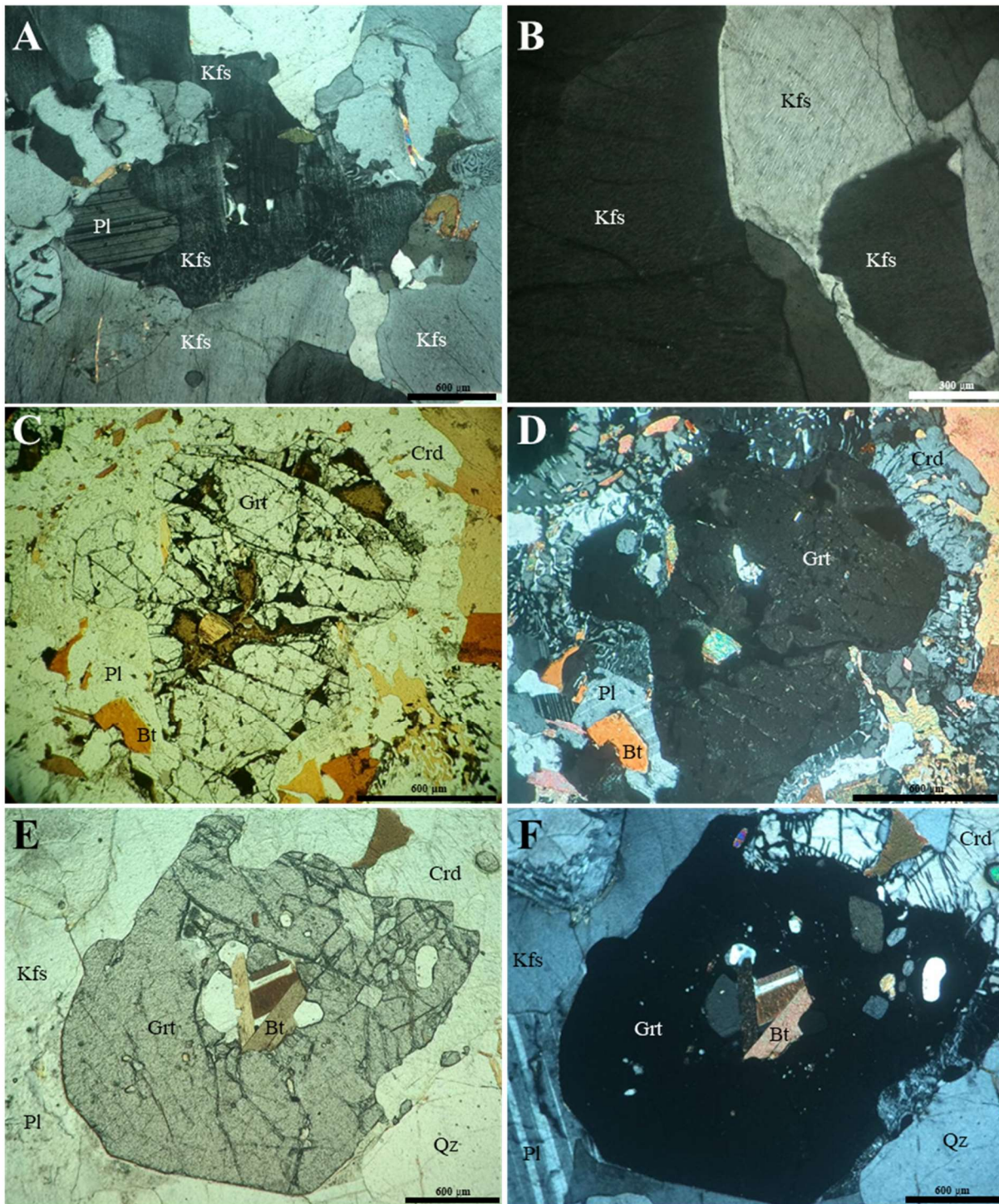


Figura 4-3 - Fotomicrografia de granulitos aluminosos. A: Feldspato em processo de triclinização (lâmina IBIRAÇU2). B: Filme feldspático entre feldspatos (lâmina IBI54A). C e D: Corona de cordierita simplectítica envolvendo granada (lâmina DM48A). E e F: Corona de cordierita envolvendo parcialmente granada (lâmina IBI-GNAISSE). Fotomicrografias C e E: luz polarizada plana. Fotomicrografias A, B, D e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Crd – cordierita, Grt – granada, Kfs – k-feldspato, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo.

4.3 GRANITO FOLIADO (*SCHOLLEN* DIATEXITO)

Os granitos foliados podem ser classificados como diatexitos, pois estão diretamente associados aos granulitos aluminosos, representando porções com textura ígnea parcialmente preservadas. São caracterizados pela ocorrência de fases minerais aluminosas (ex. granada, cordierita e hercinita), típicas de rochas metamórficas de protólito pelítico. Segundo Medeiros-Júnior (2016), a presença de enclaves de metatexito estromático dentro desses litotipos permite que esses sejam classificados macroscopicamente como *schollen* diatexitos. Vale ressaltar que esses também exibem feições que indicam a ocorrência de fusão parcial, em especial quando se observa os bolsões de leucogranito que ocorrem no litotipo.

Microscopicamente essas rochas apresentam foliação incipiente marcada por palhetas de biotita orientada e predominância de textura granoblástica, composta pela associação de feldspato potássico + quartzo + plagioclásio. A granulação varia de fina a grossa, caracterizando-os como rochas inequigranulares granoblásticas, com textura granolepidoblástica subordinada (Fettes & Desmons 2007).

A paragênese principal é composta por feldspato potássico (55 a 35%), plagioclásio (15 a 20%), quartzo (20 a 25%), cordierita (15 a 0%), granada (10 a 0%), biotita (5 a 0%), hercinita (3 a 0%) e opacos (2%). Como mineral acessório ocorre zircão. Minerais de alteração são carbonato, sericita e clorita.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico com pleocroísmo variando de castanho a amarelo-pálido. Sua granulação varia entre 0,8 mm e 0,01 mm. É comum que ocorra orientada podendo apresentar extinção ondulante e grãos dobrados. Forma simplectitas com intercrescimento de quartzo nos contatos com granada (Figura 4.4E e F). Contém inclusões de zircão, quartzo e opacos.

Granada ocorre como porfiroblastos anédricos com granulação que varia entre 3,0 mm e 0,05 mm. Ocorre em pequena proporção e contém inclusões de quartzo, biotita e opacos. É possível observar finos filmes feldspáticos no entorno dos grãos (Figura 4.5A e B).

Hercinita é anédrica, apresenta coloração verde e granulação variando entre 0,5 mm e 0,01 mm. Pode formar trilhas orientadas segundo a foliação da rocha e está frequentemente intercrescida com opacos (Figura 4.4A e B). Alguns grãos estão parcialmente envolvidos por finos filmes de sillimanita (Figura 4.5C e D).

Feldspato potássico ocorre como grãos anédricos a subédricos e possui granulação entre 8,0 mm e 0,15 mm. Apresenta extinção ondulante e maclação Tartan incipiente, caracterizando o processo de triclinização. Possui textura pertítica abundante e nas bordas em contato com plagioclásio pode ocorrer a formação de mirmequita. Contém inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo e zircão. Filmes de feldspato também podem ocorrer no contato entre grãos de quartzo e plagioclásio (Figura 4.5E).

Quartzo é anédrico e possui granulação entre 6,0 mm e 0,1 mm. É comum que os grãos apresentem extinção ondulante e formem subgrãos. Pode ocorrer em microestruturas de simplectitas e mirmequita (Figura 4.5F). Alguns grãos contêm inclusões de feldspatos.

Plagioclásio apresenta hábito anédrico a prismático curto subédrico e possui granulação entre 5,0 mm e 0,2 mm. Frequentemente apresenta maclas polissintéticas contínuas. Antipertitas são pouco frequentes e alguns grãos podem apresentar extinção ondulante. O núcleo dos grãos está comumente mais alterado que as bordas (Figura 4.4C e D). Alguns grãos contêm inclusões de quartzo e zircão.

Cordierita é anédrica e apresenta granulação entre 3,0 mm e 0,5 mm. Possui fraturas abundantes preenchidas por um material isotrópico, provavelmente halofana. Alguns grãos ocorrem como simplectitas com quartzo.

Os minerais acessórios comuns são zircão e opacos. Biotita pode ser acessória em algumas amostras. Minerais de substituição são clorita, que ocorre substituindo grãos de biotita, sericita e carbonato, que substituem feldspatos.

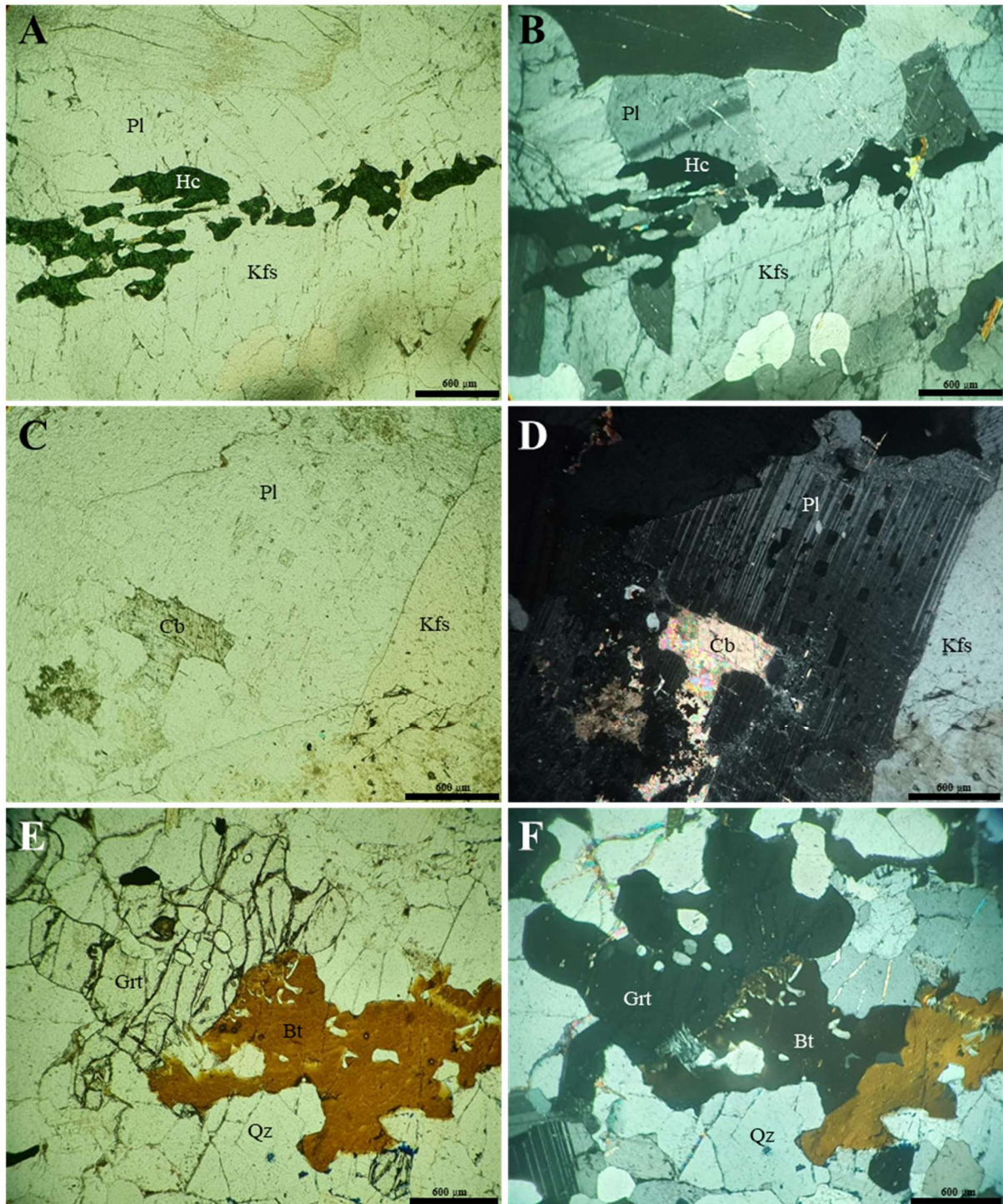


Figura 4-4 - Fotomicrografia de granitos foliados. A e B: Hercinita alongada segundo a foliação (lâmina IBI55B). C e D: Plagioclásio antipertítico com núcleo alterado por carbonato (lâmina IBI55D). E e F: Biotita simplectítica no contato com granada (lâmina IBI55D). Fotomicrografias A, C e E: luz polarizada plana. Fotomicrografias B, D e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Cb – carbonato, Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo.

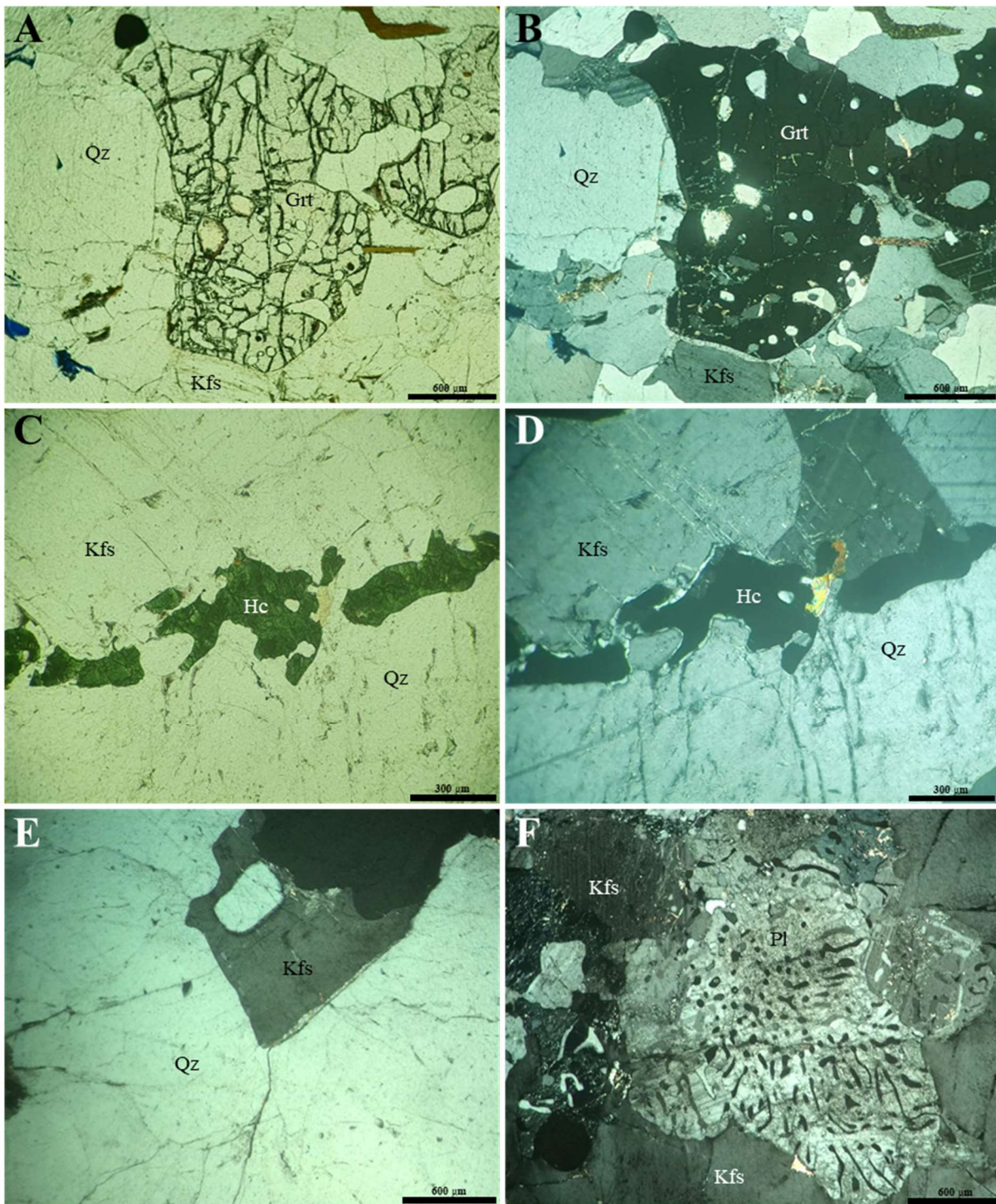


Figura 4-5 - Fotomicrografia de granitos foliados. A e B: Filme no entorno de granada em contato com feldspato (lâmina IBI55D). C e D: Filme de sillimanita no entorno de hercinita (lâmina IBI55D). E: Filme feldspático entre grãos de feldspato e quartzo (lâmina IBI55G). F: Quartzo mirmequítico no contato entre feldspato e plagioclásio (lâmina IBI55G). Fotomicrografias A e C: luz polarizada plana. Fotomicrografia B, D, E e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato e Qz – quartzo.

4.4 LEUCOGRANITO COM GRANADA (DIATEXITO)

Os leucogranitos com granada podem ser classificados como diatexitos. Esses litotipos são caracterizados pela ocorrência de fases aluminosas (ex. granada, cordierita e hercinita) em pequena proporção. Não apresentam grande variação em sua mineralogia e não possuem foliação de origem metamórfica. Essas rochas possuem granulação variando de fina a grossa e são compostas pela associação de feldspato potássico + quartzo + plagioclásio.

A paragênese principal é composta por feldspato potássico (40 a 35%), quartzo (30 a 25%), plagioclásio (20 a 10%), cordierita (10 a 0%), granada (5 a 3%), biotita (5 a 3%), hercinita (1 a 0%) e opacos (3 a 2%). Como mineral acessório ocorre zircão e monazita. Como minerais tardios têm-se muscovita e sillimanita. Os minerais de substituição presentes são carbonato, biotita, sericita e clorita.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico e pleocroísmo variando de castanho a amarelo-pálido. Sua granulação varia entre 2,0 mm e 0,05 mm. Pontualmente podem formar simplectitas com quartzo (Figura 4.6A e B). Também ocorre preenchendo fraturas em granada. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Granada é euédrica a subédrica com granulação entre 4,5 mm e 0,05 mm. Apresenta muitas fraturas (Figura 4.6D) e contém inclusões de biotita, quartzo, feldspatos e zircão.

Hercinita apresenta hábito granular anédrico com granulação entre 0,15 mm e 0,25 mm. Possui coloração verde e ocorre associada a opacos (Figura 4.6C).

Cordierita ocorre como grãos anédricos e possui granulação entre 4,0 mm e 1,0 mm. Apresenta maclas polissintéticas acunhadas e fraturas abundantes preenchidas provavelmente por halofana (Figura 4.7A e B). Contém inclusões de quartzo, feldspatos e zircão, que perfaz halos pleocroicos amarelados.

Feldspato potássico forma grãos anédricos a subédricos com granulação entre 6,0 mm e 0,5 mm. Exsoluções de pertita são frequentes. Finos filmes feldspáticos ocorrem ao redor de grãos anédricos de feldspato (Figura 4.7E e F). Contém inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, zircão e monazita.

Quartzo é anédrico com granulação entre 6,0 mm e 0,05 mm e frequente extinção ondulante. Alguns grãos podem ocorrer em microestrutura do tipo mirmequita. Alguns grãos podem conter inclusões de feldspatos.

Plagioclásio ocorre como grãos subédricos a euédricos com hábito prismático curto e granulação entre 2,0 mm a 0,2 mm. As exsoluções de antipertita não são muito abundantes. Em alguns grãos o núcleo está mais alterado que as bordas (Figura 4.7C e D). Podem conter inclusões de quartzo, zircão e opacos.

Os minerais acessórios comuns são zircão, monazita e opacos. Muscovita ocorre como mineral secundário associados a grãos de biotita. Clorita ocorre substituindo grãos de granada e cordierita. Sericita e carbonato aparecem substituindo grãos de feldspato.

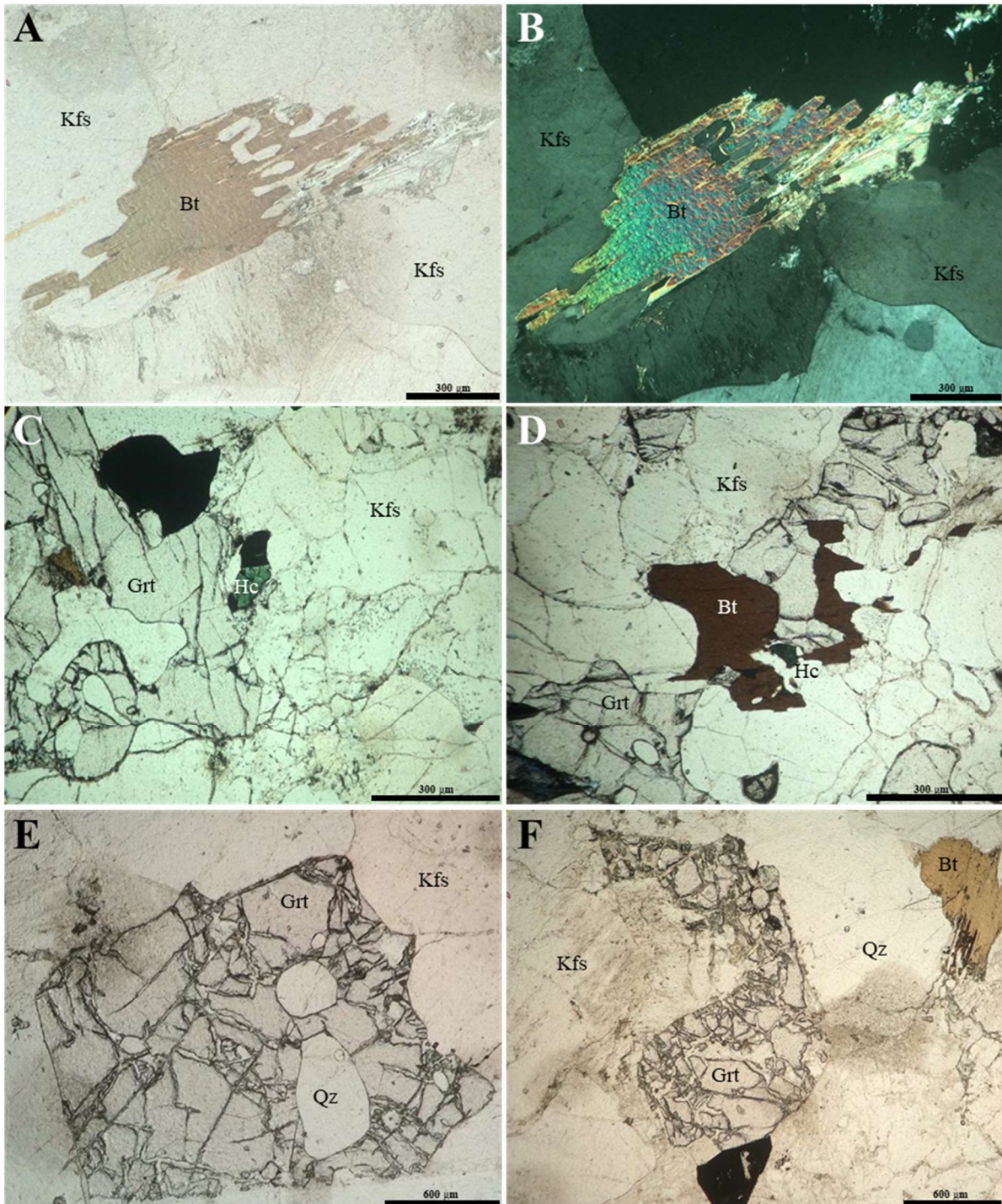


Figura 4-6 - Fotomicrografia de leucogranitos com granada. A e B: Biotita simplectítica (lâmina IBI55J). C e D: Associação composta por granada, biotita, hercinita e opacos (lâmina IBI55K). E e F: Porfiroblastos de granada subédrica a euédrica (lâmina IBI55J). Fotomicrografias A, C, D, E e F: luz polarizada plana. Fotomicrografia B: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Bt – biotita, Grt – granada, Hc – hercinita, Kfs – k-feldspato e Qz – quartzo.

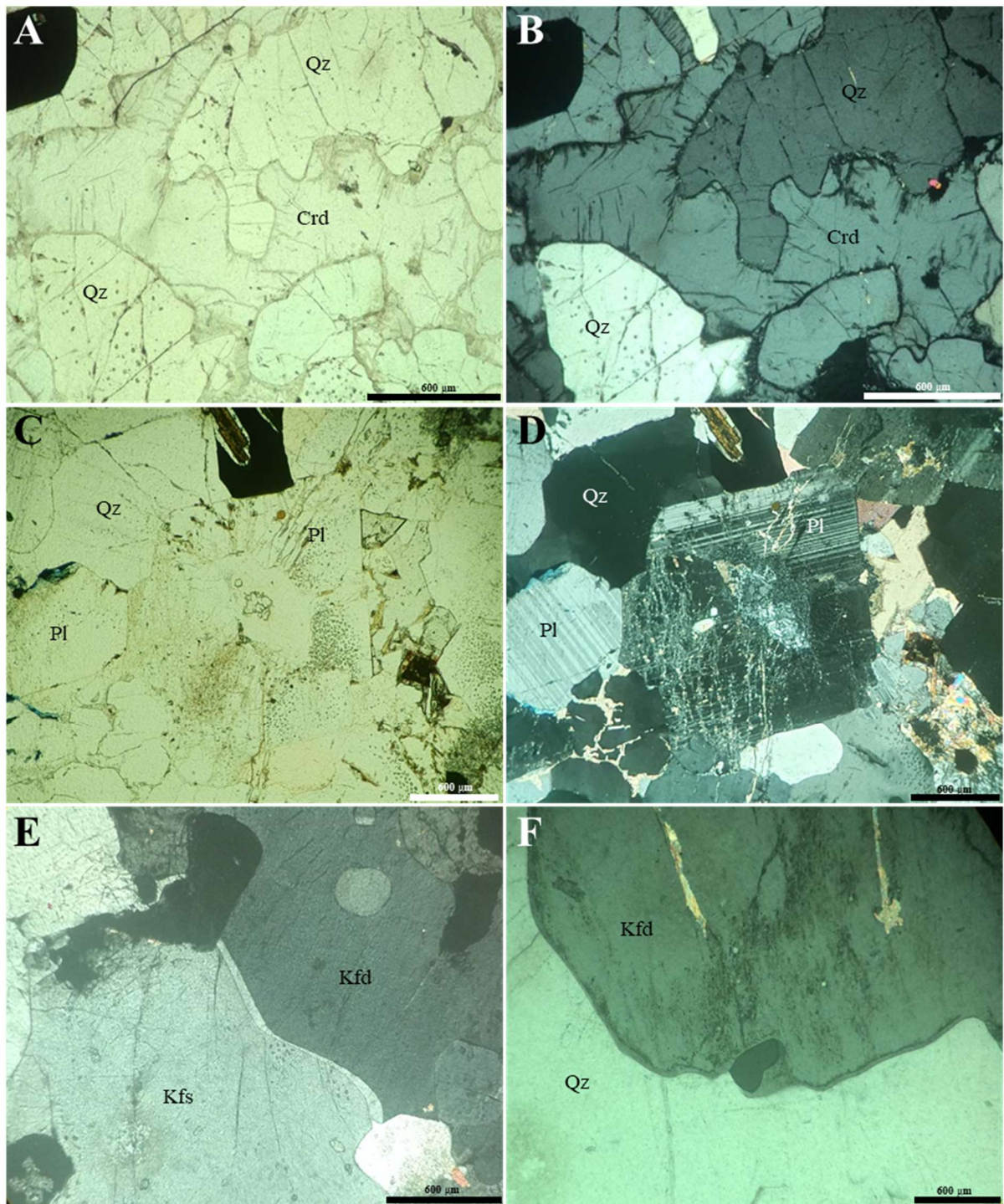


Figura 4-7 - Fotomicrografia de leucogranitos com granada. A e B: Cordierita (lâmina IBI55K). C e D: Plagioclásio euédrico com núcleo alterado (lâmina IBI55K). E: Filme feldspático entre grãos de feldspato (lâmina IBI55L). F: Filme feldspático entre grãos de feldspato e quartzo (lâmina IBI55J). Fotomicrografias A e C: luz polarizada plana. Fotomicrografia B, D, E e F: Luz polarizada cruzada. Abreviações: Crd – cordierita, Kfs – k-feldspato, Pl – plagioclásio e Qz – quartzo.

5.1 APRESENTAÇÃO

No presente trabalho foram analisadas por meio de MEV/EDS diferentes fases minerais encontradas nos diatexitos. Foram realizados 48 pontos em lâminas selecionadas (31 no granito foliado IBI55D e 17 no leucogranito com granada IBI55K). Os resultados obtidos estão inseridos em tabelas no Apêndice II. Os dados são analisados em gráficos confeccionados no *software* Corel DRAW X8.

5.2 BIOTITA

Para o estudo de química da biotita foi analisado um ponto localizado no núcleo de um grão presente no granito foliado. Esse mineral apresenta razão $Mg/(Mg+Fe)$ igual a 58%, o que indica que a biotita encontrada é mais rica no componente annita. Apresenta baixos teores de TiO_2 , em torno de 5%. Sua fórmula estrutural foi calculada numa base anidra de 22 de oxigênios equivalentes, assumindo-se que todo o ferro presente encontra-se na forma de Fe^{2+} (Dymek 1983). A fórmula unitária simplificada calculada corresponde a $K_2Mg_1Fe^{+2}_{0,74}Ti_{0,17}Al_{0,08}Si_{5,5}Al_{2,48}O_{20}(OH)_4$.

5.3 GRANADA

Para o estudo de química da granada foram analisados 25 pontos em grãos do granito foliado (14 na borda e 11 no núcleo) e 7 pontos em grãos do leucogranito com granada (4 na borda e 3 no núcleo). Nesses grãos foram realizados pontos sucessivos no intuito de analisar a variação de Fe, Ca, Mg e Mn do núcleo às bordas.

A granada dos diatexitos é essencialmente almandina, mas também apresenta conteúdo considerável de piropo. Para o granito foliado a componente almandina varia entre 64 e 72%, piropo entre 23 e 33%, grossularita entre 2 e 3% e espessartita entre 1 e 3%. Para o leucogranito com granada a componente almandina varia entre 65 e 68%, piropo entre 26 e 29%, grossularita entre 2 e 4% e espessartita entre 2 e 3%. As fórmulas unitárias médias para o núcleo e borda desse mineral são, respectivamente, $Fe_{2,0}Mg_{0,85}Ca_{0,09}Mn_{0,06}Al_{1,88}Si_{3,0}O_{12}$ e $Fe_{2,0}Mg_{0,86}Ca_{0,08}Mn_{0,06}Al_{1,87}Si_{3,0}O_{12}$ para o granito foliado; $Fe_{2,0}Mg_{0,8}Ca_{0,1}Mn_{0,10}Al_{1,87}Si_{3,0}O_{12}$ e $Fe_{2,0}Mg_{0,83}Ca_{0,08}Mn_{0,09}Al_{1,86}Si_{3,0}O_{12}$ para o leucogranito com granada. Os cálculos da fórmula unitária foram realizados utilizando-se 12 oxigênios.

Três perfis foram traçados para análise mais detalhada da variação composicional núcleo-borda em grãos de granada do granito foliado (Figura 5.1A, B, C e D) e do leucogranito com granada (Figura 5.1E e F). Em ambas as rochas percebe-se distribuição homogênea do conteúdo de almandina e piropo, com pouca ou quase nenhuma variação do núcleo às bordas. Já a variação de grossularita e espessartita evidencia um zonamento composicional dos grãos, caracterizado de forma geral pela diminuição de Ca e Mn em direção às bordas em ambos os litotipos. Esse zonamento indica metamorfismo progressivo, com os núcleos das granadas formados em menores condições de temperatura que as bordas (Vernon & Clarke 2008).

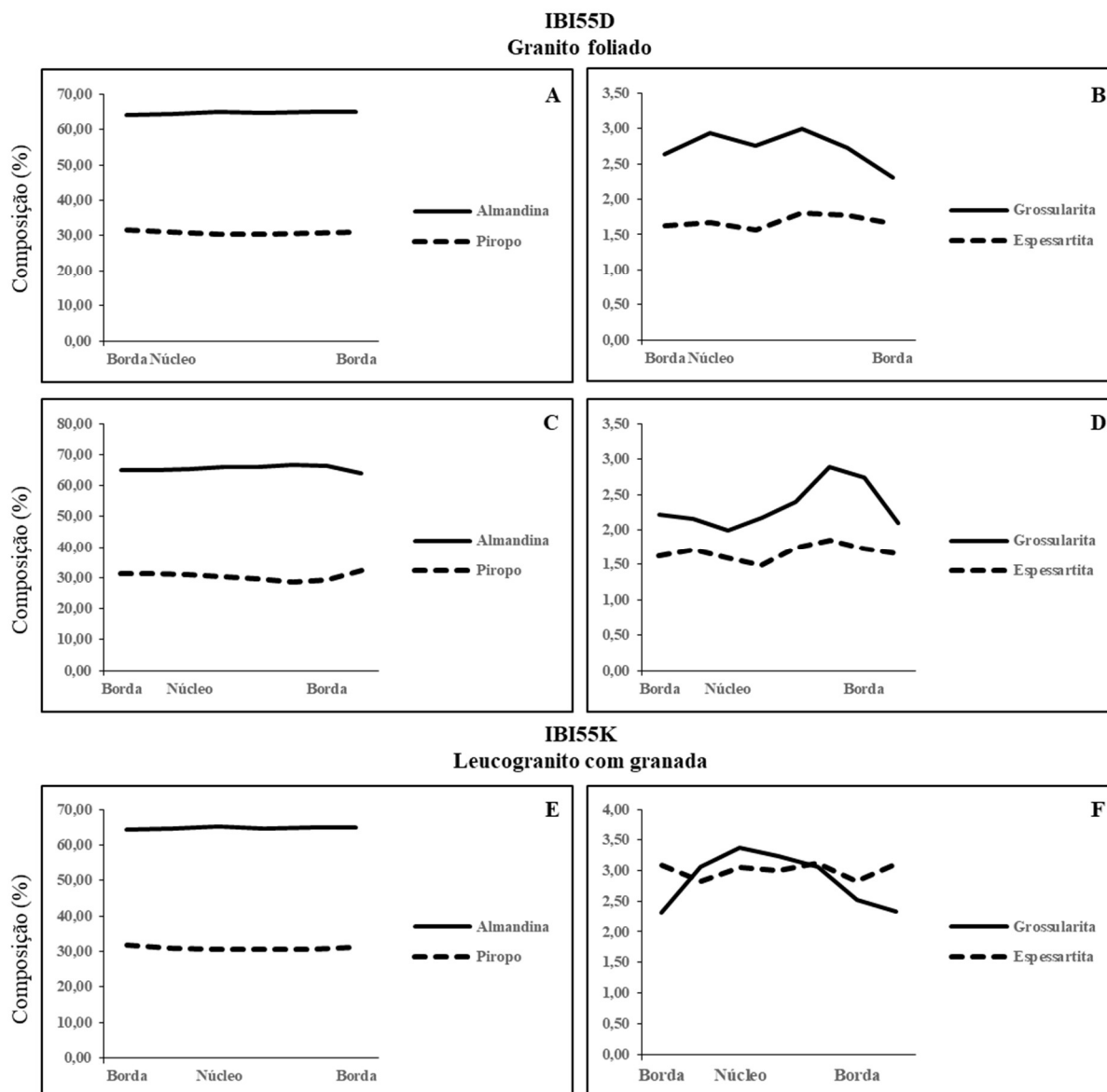


Figura 5-1 - Perfis composicionais em granadas de granito foliado e leucogranito com granada. A, B, C e D: granadas da lâmina IBI55D. E e F: granada da lâmina IBI55K.

5.4 FELDSPATOS

Para o estudo de química mineral de feldspatos foram analisados 5 pontos em grãos do granito foliado (2 na borda e 3 no núcleo) e 7 pontos em grãos do leucogranito com granada (4 na borda e 3 no núcleo). Esses feldspatos são representados pelo feldspato potássico e plagioclásio. Considerou-se 8 átomos de oxigênios para o cálculo das fórmulas unitárias simplificadas.

Para o granito foliado somente um grão de feldspato potássico foi analisado, apresentando conteúdo de ortoclásio de 87% e albita de 13%. O leucogranito com granada possui conteúdo de ortoclásio variando entre 81 e 88%, e albita entre 12 e 19%. As fórmulas químicas médias obtidas para esse mineral são, respectivamente, $(K_{0,83}Na_{0,13})AlSi_3O_8$ e $(K_{0,85}Na_{0,15})AlSi_3O_8$.

Com relação aos grãos de plagioclásio o granito foliado possui conteúdo de albita variando entre 71 e 74%, e anortita 25 e 29%. Já o leucogranito com granada possui conteúdo de albita entre 70 e 74%, e anortita entre 26 e 29%. Desse modo o plagioclásio presente nos diatexitos pode ser classificado como oligoclásio (Figura 5.2). As fórmulas químicas médias obtidas para esse mineral são, respectivamente, $Na_{0,73}Ca_{0,27}(Si_{0,75}Al_{0,24})AlSi_2O_8$ e $Na_{0,72}Ca_{0,28}(Si_{0,76}Al_{0,23})AlSi_2O_8$.

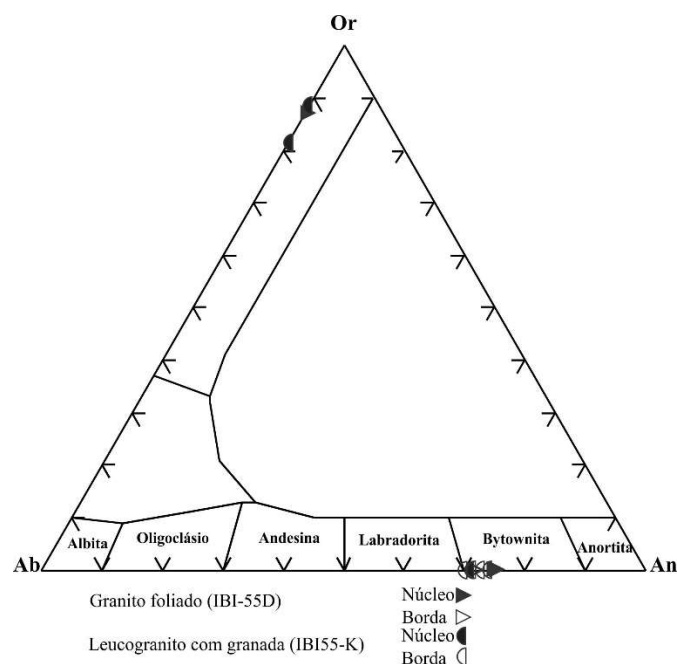


Figura 5-2 - Classificação de feldspatos em granito foliado e leucogranito com granada (modificado de Deer *et al.* 1992).

5.5 CORDIERITA

A cordierita está presente somente no leucogranito com granada e para seu estudo químico foram analisados 3 pontos nessa rocha (1 na borda e 2 no núcleo). Apresenta razão $Mg/(Mg+Fe)$ igual

a 63% (Figura 5.3), não havendo variação composicional significativa de Fe e Mg do núcleo às bordas. A fórmula unitária média obtida para esse mineral é $(Mg_{1,32}Fe_{0,77})Al_{3,84}Si_{5,07}O_{18}$, calculada com base em 18 oxigênios.

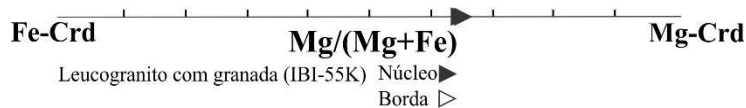


Figura 5-3 - Classificação de cordierita em leucogranito com granada.

5.6 HERCINITA

Para o estudo de química mineral da hercinita foram analisados 6 pontos em grãos de granito foliado e 1 ponto em leucogranito com granada. Considerou-se 32 átomos de oxigênio para o cálculo das fórmulas unitárias simplificadas. A razão $Mg/(Mg+Fe)$ para ambas as rochas está entre 20 e 35%. O baixo teor de magnésio em relação ao ferro é característico do membro ferroso hercinita. Isso corrobora as informações óticas obtidas por meio do microscópio ótico de luz transmitida, no qual foi observado que o mineral possui forte coloração verde. Destaca-se o alto teor de zinco presente na hercinita (4 a 15% em peso), representando quantidades consideráveis do componente gahnita.

Para o granito foliado a fórmula química obtida é $Fe_{0,63}Mg_{0,3}Zn_{0,24}Al_{1,9}O_4$ e para o leucogranito com granada $Fe_{0,66}Mg_{0,2}Zn_{0,31}Al_{1,87}O_4$. Isso evidencia a semelhança química dos grãos de hercinita encontrados nas duas rochas.

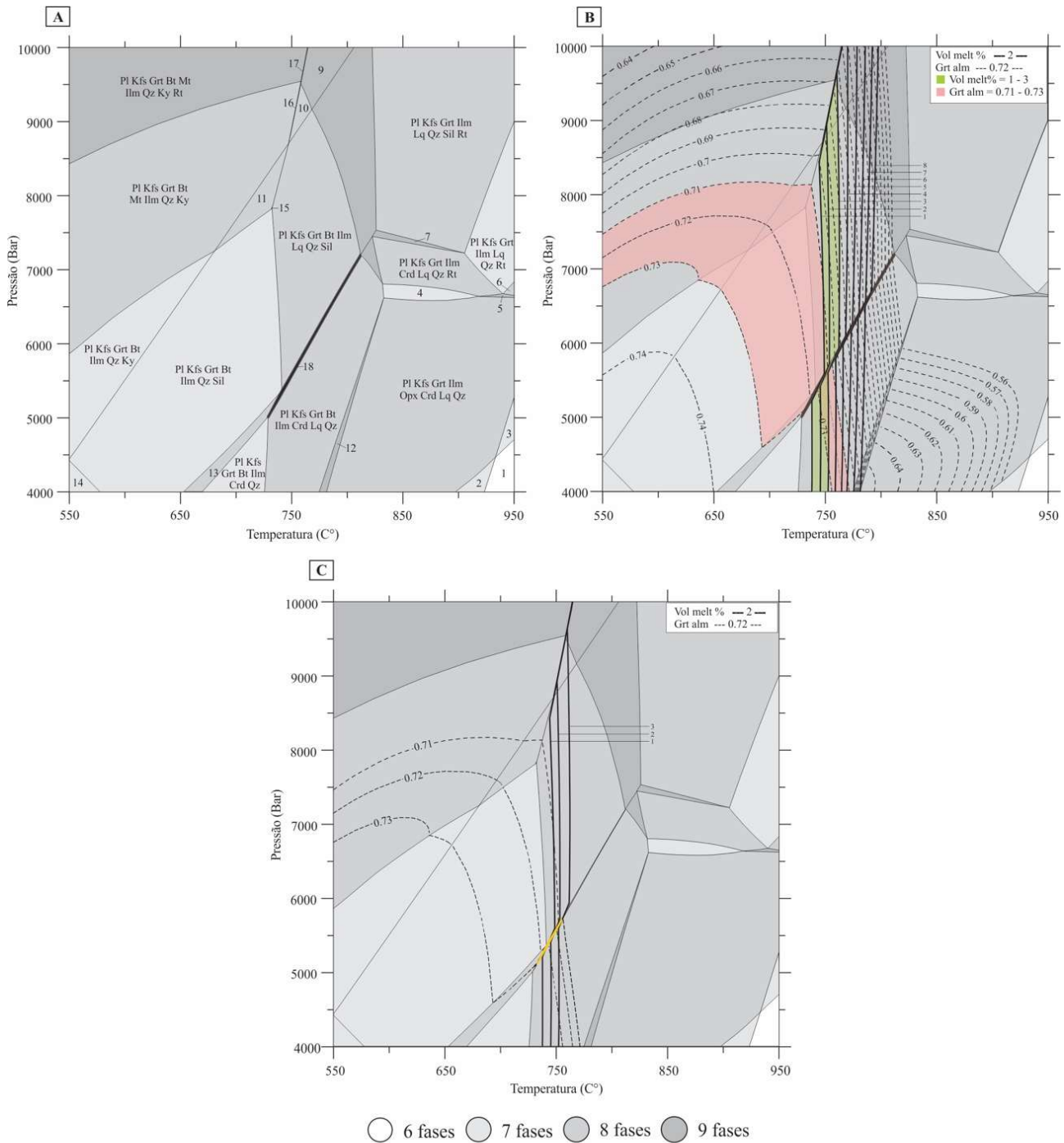
6.1 APRESENTAÇÃO

Nesse item serão apresentados os resultados obtidos a partir do estudo de modelagem metamórfica utilizando-se pseudosseções para amostras representativas dos litotipos estudados. As lâminas em questão correspondem a uma amostra de metatexito (granulito aluminoso DM48-A1) correlacionado ao Complexo Nova Venécia e duas amostras de diatexitos (granitos IBI55-D e IBI55-K) sin-colisionais a tardi-colisionais associados à Supersuíte G2/G3. As pseudosseções foram confeccionadas no sistema químico MnCNKFMASHTO utilizando-se o *software* THERIAK-DOMINO (De Capitani & Petrakakis 2010).

6.2 METATEXITO – LÂMINA DM48-A1

Para modelagem do metatexito (granulito aluminoso) o conteúdo de Fe_2O_3 foi determinado por meio da técnica de tritimetria. Já o valor de H_2O foi obtido por meio de pseudosseção T-X, a pressão de 6,0 kbar. Os valores obtidos para Fe^{3+} e H_2O foram, respectivamente, 0,34% e 0,78% em peso. Observa-se que a rocha apresenta alta saturação em água.

Por meio da análise da pseudosseção P-T as condições de estabilidade para a assembleia mineral do pico metamórfico, representada por plagioclásio + k-feldspato + granada + biotita + ilmenita + cordierita + líquido + quartzo + sillimanita (Figura 6.1A), variam entre 730 a 815 °C e 5,0 a 7,2 kbar. Para essa amostra foram geradas isolinhas composicionais de granada X_{alm} e isolinhas de volume de *melt* (Figura 6.1B). As isolinhas de granada variam de 0,71 a 0,73 e por meio delas é possível restringir o campo de estabilidade da assembleia (Figura 6.1C), que passa a variar entre 735 a 760 °C e 5,2 a 5,7 kbar. Com base nas isolinhas de volume de *melt* que interceptam o campo assume-se que durante o pico do processo metamórfico foi gerado entre 1 e 3% de *melt* (Figura 6.1C).



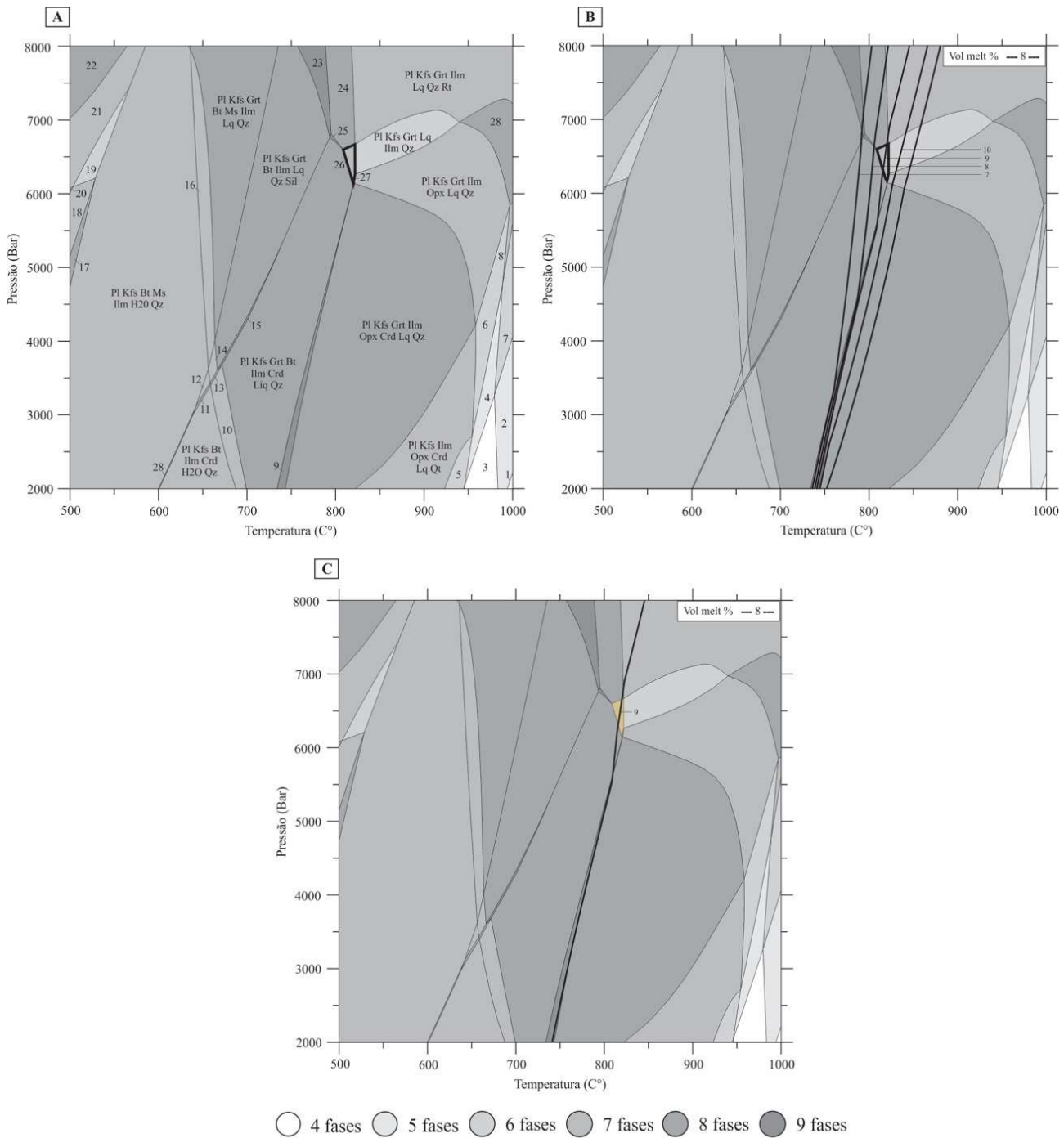
1) Pl Ilm Opx Crd Lq Qz 2) Pl Kfs Ilm Opx Crd Lq Qz 3) Pl Grt Ilm Opx Crd Lq Qz 4) Pl Kfs Grt Ilm Crd Lq Qz 5) Pl Kfs Grt Ilm Opx Crd Lq Qz Rt 6) Pl Kfs Grt Ilm Opx Lq Qz Rt 7) Pl Kfs Grt Ilm Crd Lq Qz Sil Rt 8) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Lq Qz Rt 9) Pl Kfs Grt Bt Ilm Lq Qz Ky Rt 10) Pl Kfs Grt Bt Ilm Lq Qz Ky 11) Pl Kfs Grt Bt Mt Ilm Qz Sil 12) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Crd Lq Qz 13) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Qz Sil 14) Pl Kfs Grt Bt Ilm Qz And 15) Pl Kfs Grt Bt Mt Ilm Qz Sil 16) Pl Kfs Grt Bt Mt Ilm Lq Qz Ky 17) Pl Kfs Grt Bt Mt Ilm Lq Qz Ky Rt 18) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Lq Qz Sil

Figura 6-1 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina DM48-A1. (A) Campo da assembleia do pico Pl-Kfs-Grt-Bt-Ilm-Crd-Lq-Qz-Sil (destaque em preto). (B) Isolinhas composicionais de granada X_{alm} e vol% de melt. (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhas de granada X_{alm} (destaque em amarelo).

6.3 DIATEXITO – LÂMINA IBI55-D

Para modelagem do diatexito (granito foliado) o conteúdo de Fe_2O_3 foi determinado por meio de pseudosseção P-X, a temperatura de 815°C . Já o valor de H_2O foi obtido por meio de pseudosseção T-X, a pressão de 6,0 kbar. Os valores obtidos para Fe^{3+} e H_2O foram, respectivamente, 0,28% e 0,41% em peso. Verifica-se que a saturação em água da rocha é bem menor que a do metatexito modelado anteriormente.

A análise da pseudosseção P-T permite definir as condições de estabilidade para a assembleia do pico, representada por plagioclásio + k-feldspato + granada + biotita + ilmenita + líquido + quartzo (Figura 6.2A), entre 810 a 825°C e 6,1 a 6,7 kbar. Com base nas isolinhas de volume de *melt* que interceptam o campo assume-se que durante o pico do processo metamórfico foi gerado cerca de 9% de *melt* (Figura 6.2B e C). Para essa rocha os resultados de plotagem de isolinhas composicionais de minerais não auxiliaram na restrição do campo de estabilidade da associação mineral. Com isso, optou-se por não utilizá-las no presente trabalho.



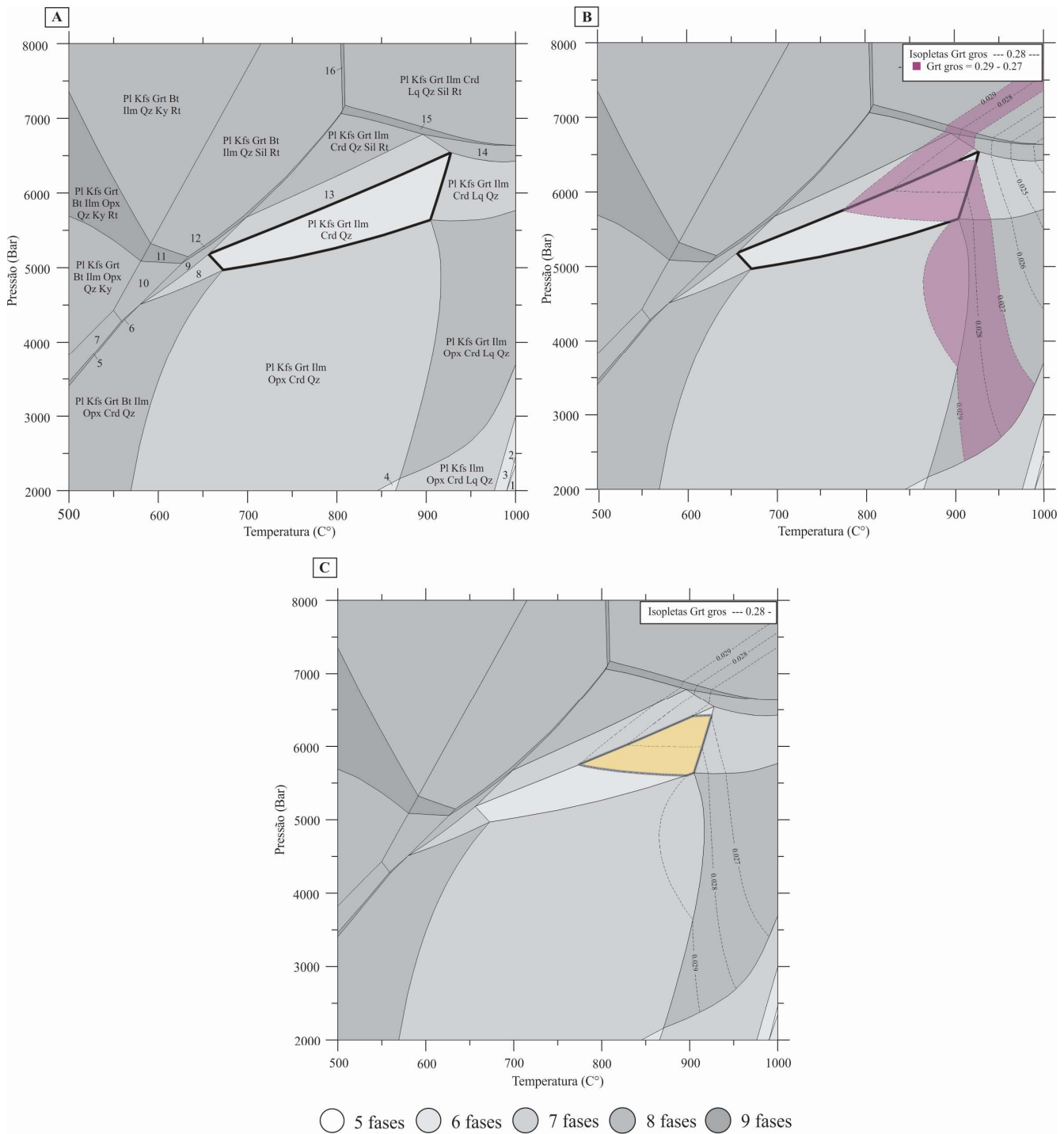
- 1) Pl Ilm Lq Rt 2) Pl Ilm Lq Qz Rt 3) Pl Ilm Lq Qz 4) Pl Kfs Ilm Lq Qz 5) Pl Kfs Ilm Crd Lq Qz 6) Pl Kfs Ilm Opx Lq Qz 7) Pl Kfs Ilm Lq Qz Rt 8) Pl Kfs Ilm Opx Lq Qz Rt 9) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Crd Lq Qz 10) Pl Kfs Bt Ilm Crd Lq Qz 11) Pl Kfs Bt Ilm Crd H2O Qz Sil 12) Pl Kfs Bt Ilm H2O Qz Sil 13) Pl Kfs Bt Ilm Crd Lq Qz Sil 14) Pl Kfs Bt Ilm Lq Qz Sil 15) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Lq Qz Sil 16) Pl Kfs Bt Ms Ilm Lq Qz 17) Pl Kfs Bt Ms Ilm H2O Qt Rt 18) Pl Kfs Bt Ms Ilm Qt Rt 19) Pl Kfs Bt Ms Ilm Qt 20) Pl Kfs Grt Bt Ms Ilm Qt Rt 21) Pl Kfs Grt Bt Ms Ilm Qt 22) Pl Kfs Grt Bt Ms Ilm Qt Rt 23) Pl Kfs Grt Bt Ilm Lq Qt Sil Rt 24) Pl Kfs Grt Bt Ilm Lq Qt Rt 25) Pl Kfs Grt Bt Ilm Lq Qt Sil Rt 26) Pl Kfs Grt Bt Ilm Lq Qt 27) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Lq Qt 28) Pl Kfs Grt Ilm Opx Lq Qt Rt

Figura 6-2 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina IBI-55D. (A) Campo da assembleia do pico Pl-Kfs-Grt-Bt-Ilm-Lq-Qt (destaque em preto). (B) Isolinhas de vol% de melt. (C) Campo de estabilidade estimado (destaque em amarelo).

6.4 DIATEXITO – LÂMINA IBI55-K

Para modelagem do diatexito (leucogranito com granada) o conteúdo de Fe_2O_3 foi determinado por meio de pseudosseção P-X, a temperatura de 750°C . Já o valor de H_2O foi obtido por meio de pseudosseção T-X, a pressão de 5,0 kbar. Os valores obtidos para Fe^{3+} e H_2O foram, respectivamente, 0,35% e 0,01% em peso. Isso evidencia que essa rocha é a menos hidratada entre os litotipos modelados.

Com base na pseudosseção P-T confeccionada para a lâmina a assembleia mineral do pico, representada por plagioclásio + k-feldspato + granada + ilmenita + cordierita + quartzo (Figura 6.3A), é estável entre 660 a 930°C e 5,0 a 6,5 kbar. Para o refino dessa pseudosseção foram utilizadas isolinhas composicionais de granada X_{grs} cujos valores variam entre 0,27 e 0,29 (Figura 6.3B). Por meio delas foi possível restringir o campo de estabilidade da assembleia, que passa a variar entre 775 a 925°C e 5,6 a 6,4 kbar (Figura 6.3C).



1) Pl Kfs Ilm Lq Qz Rt 2) Pl Ilm Lq Qz Rt 3) Pl Kfs Ilm Crd Lq Qz 4) Pl Kfs Ilm Opx Crd Qz 5) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Crd Qz And 6) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Crd Qz Sil 7) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Qz And 8) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Qz 9) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Qz Sil 10) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Qz Sil 11) Pl Kfs Grt Bt Ilm Opx Qz Sil Rt 12) Pl Kfs Grt Bt Ilm Crd Qz Sil Rt 13) Pl Kfs Grt Ilm Crd Qz Sil 14) Pl Kfs Grt Ilm Crd Lq Qz Sil 15) Pl Kfs Grt Ilm Crd Lq Qz Sil Rt 16) Pl

Figura 6-3 - Pseudosseções P-T calculadas para lâmina IBI-55K. (A) Campo da assembleia do pico PI-Kfd-Grt-Ilm-Crd-Qt (destaque em preto). (B) Isolinhas composicionais de granada X_{gros} . (C) Campo de estabilidade estimado com base nas isolinhas de granada X_{gros} (destaque em amarelo).

7.1 FEIÇÕES MICROSCÓPICAS E CORRELAÇÕES

Segundo Medeiros-Júnior *et al.* (2016) as rochas estudadas nesse trabalho estão intimamente relacionadas e apresentam características texturais que indicam a ocorrência de fusão parcial durante o metamorfismo. O granulito aluminoso pode ser classificado como metatexito estromático em função da presença de níveis leucossomáticos paralelos ou discordantes do bandamento gnáissico. Enclaves do metatexito são encontrados em diatexitos originalmente denominados granitos foliados, o que permite que esses sejam classificados como *schollen* diatexitos. Outro diatexito ocorre como bolsões de composição leucogranítica em porções do metatexito estromático e do *schollen* diatexito.

O metatexito estromático apresenta foliação metamórfica marcante cujas bandas compostas por quartzo + feldspato potássico + plagioclásio estão segregadas de bandas contendo biotita + granada + cordierita + hercinita + sillimanita + opacos. A associação mineral marcada pela presença de hercinita indica metamorfismo em fácies granulito de baixa a média pressão. Isso é corroborado pela ocorrência do par granada + cordierita que sugere fácies granulito em condições báricas intermediárias (Vernon & Clarke 2008).

Nessa rocha são comuns microestruturas que, segundo Sawyer (2008), são indicativas de fusão parcial, como a presença frequente de finos filmes feldspáticos envolvendo outras fases minerais e a ocorrência de biotita formando simplectitas com quartzo. De acordo com esse autor a presença desses filmes representa o início do processo de fusão parcial, que se inicia ao longo dos limites entre os grãos. Já as simplectitas de biotita com quartzo vermiforme caracterizam o registro da ocorrência de reações de desidratação da biotita para a geração de líquido anatético. É comum que as simplectitas ocorram no contato entre biotita e grãos de granada, evidenciando a relação entre esses minerais. Essa feição pode ser um indício de que a granada trata-se de um mineral peritético, gerado à custa da desidratação da biotita (Vernon & Clarke 2008).

Outras microestruturas observadas nos metatexitos estromáticos correspondem a coronas de cordierita envolvendo total ou parcialmente grãos de granada e simplectitas de cordierita com quartzo. Essas feições indicam que houve uma descompressão do sistema, o que segundo Harley (1989) pode evidenciar uma trajetória retrometamórfica caracterizada por uma descompressão quase isotérmica.

No *schollen* diatexito é comum a presença de foliação incipiente definida por palhetas de biotita orientada e predominância de textura composta pela associação de feldspato potássico + quartzo + plagioclásio. Nessa rocha ocorrem grãos de feldspatos subédricos, o que é uma feição típica de rochas

ígneas, e simplectitas de biotita com quartzo. Finos filmes feldspáticos aparecem com mais frequência, ocorrendo no entorno de grãos de feldspatos, quartzo e granada. Com isso, é possível dizer que essa rocha também apresenta microestruturas típicas de fusão, e devido à frequência de filmes feldspáticos bem como à ocorrência de simplectitas de biotita com quartzo vermiforme, pode-se afirmar que essa rocha também passou por um processo de fusão parcial. As feições retrometamórficas de descompressão ocorrem sob a forma de simplectitas de cordierita com quartzo.

O diatexito que ocorre como bolsões dentro dos outros dois litotipos apresenta uma textura maciça, caracterizada essencialmente pela associação feldspato potássico + quartzo + plagioclásio. Cordierita e granada ocorrem em pequena proporção, mas são os minerais máficos mais importantes em termos de quantidades. Biotita e hercinita são bem raras e ocorrem como fases restíticas. A biotita ocorre sob a forma de simplectitas com quartzo vermiforme. A presença incipiente desse mineral é uma característica de neossomas, pois se relaciona ao seu consumo por desidratação. Os feldspatos são geralmente euédricos a subédricos o que indica o domínio na rocha de fases peritéticas cristalizadas total ou parcialmente do fundido (Sawyer 2008).

Pode-se dizer que as características microscópicas identificadas confirmam a ocorrência de fusão para geração das rochas estudadas. A presença de hercinita nos três litotipos, em especial no diatexito de composição leucogranítica, auxilia na hipótese de uma ligação genética entre eles. Comparando-se as fórmulas unitárias calculadas para grãos de hercinita do metatexito (Medeiros-Júnior *et al.* 2016) e dos diatexitos percebe-se a grande semelhança química entre eles, o que evidencia uma provável gênese única para a hercinita presente nos três litotipos.

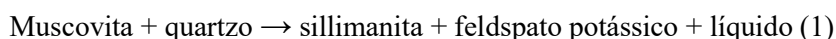
Com base no que foi descrito no presente trabalho e no que já foi aventado por outros autores (ex. Pedrosa-Soares *et al.* 2006, 2007; Medeiros-Junior 2016; Serrano *et al.* 2018) pode-se sugerir então que os metatexitos estromáticos teriam se fundido parcialmente e gerado os *schollen* diatexitos. Esses, por sua vez, também teriam passado por uma fusão parcial, gerando os diatexitos que ocorrem sob a forma de bolsões.

7.2 EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DOS MIGMATITOS NO CONTEXTO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

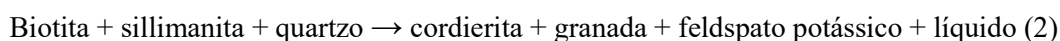
A evolução metamórfica dos migmatitos estudados nesse trabalho pode ser caracterizada com base nos dados termobarométricos obtidos para essas rochas por meio de pseudosseções. O pico do processo metamórfico que gerou os metatexitos estromáticos alcançou temperaturas entre 735 e 760 °C a pressões entre 5,2 e 5,7 kbar, com fração molar de H₂O de 0,78% em peso. As condições encontradas são inferiores àquelas descritas na literatura para granulitos do Complexo Nova Venécia (Medeiros-Júnior *et al.* 2016; Richter *et al.* 2016), mas ainda condizentes com o metamorfismo em fácies granulito

a pressões moderadas, visto que na assembleia mineral ocorrem associados minerais gerados a pressões baixas (ex. cordierita e hercinita) e pressões mais altas (ex. granada). Também destaca-se que durante o pico do processo metamórfico foi gerado entre 1 e 3% de *melt*. Isso evidencia que a percolação do *melt* ocorreu em condições de alta taxa de deformação (Handy *et al.* 2001).

O processo de fusão nos metatexitos, no sistema NCKFMASHTO, inicia-se com a desidratação da muscovita na presença de quartzo, via reação 1, em condições mínimas de 650 °C a 3,8 kbar (Spear *et al.* 1999). Essa reação é responsável pela produção de grande volume de feldspato potássico peritético e dos primeiros conteúdos de *melt*.



A próxima reação importante para geração de fundido granítico corresponde a desidratação da biotita via reação 2. As condições mínimas de temperatura e pressão são de 750 °C a 4 kbar e segundo Yardley (1989) essa reação separa a fácies anfíbolito da fácies granulito, produzindo granada e cordierita. A quantidade de líquido será controlada pela proporção de H₂O na biotita e volume de cordierita gerada (Spear *et al.* 1999).



O *schollen* diatexito foi gerado em condições de temperatura e pressão que alcançaram entre 810 a 825 °C e 6,1 a 6,7 kbar durante o pico metamórfico, condições superiores àquelas encontradas para o metatexito estromático. Sua saturação em H₂O equivale a 0,41% em peso sendo, portanto, uma rocha menos hidratada. O quantidade gerada de *melt* alcançou volumes de 9%, o que é superior ao limiar de percolação de *melt* proposto por Sawyer (1994, 2001) e Vigneresse *et al.* (1996). Com isso, pode-se dizer que a migração do *melt* ocorria sem a necessidade de altas taxas de deformação. A formação do líquido também está ligada a reação 2 (Kohn *et al.* 1997), que trata da desidratação da biotita. Com base no fato de não ter sido observada na rocha a ocorrência de cordierita peritética, pode-se dizer que houve uma maior eficiência no processo de segregação do *melt* durante esse processo de fusão, visto que esse mineral somente é encontrado nos bolsões de diatexito de composição leucogranítica.

Nesse diatexito com granada e cordierita as condições encontradas para o pico são 775 a 925 °C e 5,6 a 6,4 kbar. Vale ressaltar que devido a ampla variação nos valores de temperatura as condições do pico térmico podem ser tanto inferiores quanto superiores às condições encontradas para o granito foliado. A rocha apresenta fração molar de H₂O de 0,01%, o que faz desse litotipo o menos hidratado entre os três estudados. Pode-se dizer que essa rocha não sofreu fusão parcial, pois as feições microestruturais descritas indicam essencialmente a existência de minerais peritéticos.

Os dados termobarométricos obtidos para os litotipos estudados no presente trabalho indicam que o pico térmico regional provavelmente ocorreu durante a fusão dos litotipos denominados de

schollen diatexito, visto que as temperaturas encontradas no processo de fusão dos metatexitos estromáticos são menores. Isso poderia ajudar a explicar a ocorrência de um segundo processo de fusão, pois como as rochas do *schollen* diatexito são menos hidratadas que os metatexitos estromáticos necessariamente precisariam de condições térmicas mais altas para providenciar a fusão.

Os aspectos microestruturais descritos nos metatexitos e nos diatexitos sugerem que o processo retrometamórfico é caracterizado por descompressão praticamente isotérmica. Segundo Harley (1989) esse processo é comumente registrado em temperaturas entre 600 e 700 °C em ambientes dominados por espessamento tectônico e rápido soerguimento e exumação posterior. No contexto estudado essas condições podem estar relacionadas ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí, caracterizado por rápido soerguimento crustal e denudação tectônica.

7.3 CORRELAÇÃO DOS LITOTIPOS COM UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS

É possível relacionar os migmatitos estudados aos granulitos aluminosos do Complexo Nova Venécia e aos granitos da Supersuíte G2/G3 de Pedrosa-Soares *et al.* (2007). Além das relações de contato entre essas rochas e de sua distribuição espacial na região de estudo, essas são petrograficamente semelhantes às rochas descritas na literatura. O metatexito pode ser correlacionado aos granulitos aluminosos do Complexo Nova Venécia, caracterizados como rochas paraderivadas metamorfizadas em fácies granulito, cuja mineralogia é definida por k-feldspato + quartzo + plagioclásio + biotita + granada ± sillimanita ± hercinita ± cordierita. Outra semelhança corresponde à ocorrência de feições que indicam fusão parcial.

O *schollen* diatexito pode ser correlacionado aos biotita-granitos da Suíte Ataléia (Supersuíte G2), pois apresenta características texturais que indicam fusão a partir dos paragnaisses do Complexo Nova Venécia (ex. biotita com foliação incipiente, hercinita restítica, feldspatos subédricos). Quanto aos bolsões de diatexito, a sua estrutura ígnea, a presença de fases feldspáticas euédricas, ocorrência ocasional de cordierita e pequena proporção de minerais máficos (ex. granada e biotita) são correlacionáveis aos granitos da Supersuíte G3.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

A caracterização dos metatexitos do Complexo Nova Venécia e diatexitos das Supersuítes G2 e G3 por meio de modelagem metamórfica, utilizando-se pseudosseções, configura-se como um método interessante para o melhor entendimento da evolução metamórfica desses litotipos. Aliado à análise microscópica de lâminas delgadas e química mineral, possibilitou definir as condições de pressão e temperatura alcançadas durante o pico do processo metamórfico para as rochas estudadas e estimar a quantidade (% vol) de *melt* gerado durante a fusão parcial.

O metatexito estromático, correlacionado ao Complexo Nova Venécia, contém associação mineral quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + biotita + granada ± cordierita ± hercinita ± sillimanita ± opacos, típica de fácies granulito de baixa a média pressão. As condições estimadas com as pseudosseções estão entre 735 e 760 °C a 5,2 e 5,7 kbar. A rocha apresenta muitas feições indicativas de fusão parcial com volume de *melt* gerado estimado entre 1 e 3%. Feições indicativas de retrometamorfismo marcado por descompressão também foram identificadas.

O *schollen* diatexito, correlacionado a Supersuíte G2, contém associação mineral feldspato potássico + quartzo + plagioclásio + biotita ± hercinita ± granada ± opacos, sendo interpretado com base na petrografia e química mineral como produto da fusão do metatexito estromático. As condições estimadas para o pico do processo que gerou essa rocha estão entre 810 a 825 °C e 6,1 a 6,7 kbar. O litotipo também se fundiu gerando um volume de *melt* em torno de 9%. Também ocorrem feições que indicam trajetória retrometamórfica marcada por descompressão.

O diatexito leucogranítico, correlacionado a Supersuíte G3, apresenta associação mineral feldspato potássico + quartzo + plagioclásio ± granada ± cordierita ± hercinita ± biotita ± opacos, sendo interpretado com base na petrografia e química como produto da fusão parcial de litotipos da Supersuíte G2. As condições estimadas para o pico do processo estão entre 775 a 925 °C e 5,6 a 6,4 kbar.

Com base nos dados termobarométricos pode-se concluir que o pico térmico regional provavelmente ocorreu durante a fusão dos litotipos correlacionados a Supersuíte G2. Ressalta-se com base no volume de *melt* aferido para os litotipos que os metatexitos estromáticos foram formados num contexto de alta taxa deformacional, em oposição ao que foi observado para os *schollen* diatexitos. As trajetórias retrometamórficas identificadas por microestruturas exigem estudos mais detalhados, mas num contexto regional podem estar relacionadas ao rápido soerguimento crustal e denudação tectônica durante o colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí.

Moura, S. F. 2020. Petrogênese de metatexitos e diatexitos...

As informações obtidas tornam o presente trabalho importante para o aumento do conhecimento geológico da região e para o melhor entendimento da evolução metamórfica do Orógeno Araçuaí. Além disso, demonstra-se a relevância de trabalhos de modelagem com pseudosseções para a compreensão de rochas de alta complexidade geológica como são os migmatitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**:43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Pereira-Cruz S. C. 2007. Sobre a evolução do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**(1):25-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira Geociências*, **7**(4): 349-364.
- Brown M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.*, **84**:371-382.
- Bucher K. & Grapes R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlin, 8^a ed, 428p.
- Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Dias P.H.A., Gradim D.T., Medeiros S.R., Oliveira L.F.F. 2006. Programa Geologia do Brasil. Folha Ecoporanga, SE.24-Y-A-III. Escala 1:100.000. Brasília, UFMG/CPRM, 45p.
- Coggon R., Holland T. J. B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet- phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**: 683–696.
- De Capitani C., Petrakakis K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, **95**:1006–1016.
- Dymek R.F., Boak J.L., Kerr M.T. 1983. Green micas in the archean Isur and Malene supracrustal rocks, southern west Greenland, and the occurrence of a barian-chromian muscovite. *Rapport Gronlands Geoliske Undersoegelse*, **111**:71-82.
- Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge, 244p.
- Gradim C.T., Queiroga G.N., Roncato J.G., Novo T.A., Pedrosa-Soares A.C. 2005. Nota explicativa da Folha Mantena (Escala 1:100.000). Programa Geologia do Brasil, CPRM/UFMG, 23p.
- Handy M.R., Mulch R., Rosenau M., Rosenberg C.R. 2001. The role of transcurrent shear zones as melt conduits and reactors and as agents of weakening in the continental crust. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Magloughlin J.F., Knipe R.J. (eds) *The Nature and Significance of Fault Zone Weakening*. Geological Society, London, Special Publications, **186**:303-330
- Harley S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, **126**(3):215-247.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. Neves (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203-234.
- Holland T., Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**: 492-501.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**: 309–343.
- Holmquist, P.J. 1916. Swedish Archaean structures and their meaning. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **15**: 125-148.

Moura, S. F. 2020. Petrogênese de metatexitos e diatexitos...

Jurewicz S.R. & Watson E.B. 1984. Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**: 25-29.

Kohn M.J., Spear F.S., Valley J.W. 1997. Dehydration melting and fluid recycling during metamorphism: Rangeley Formation, New Hampshire, USA. *Journal of Petrology*, **38**: 1255-1277.

Maxeiner R.O., Ashton K., Card C.D., Morelli R.M., Knox B. 2017. A field guide to naming migmatites and their textures, with Saskatchewan examples in Summary of Investigations 2017, Volume 2, Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of the Economy, Miscellaneous. Report 2017-4.2, Paper A-2, 21p.

Medeiros Júnior E.B. 2016. *Evolução Petrogenética de terrenos granulíticos nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo*. Tese de doutoramento. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 167pp.

Mehnert K.R., Bosch W., Schneider G. 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 165-183.

Mehnert K.R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Developments in Petrology 1. Elsevier, Amsterdam. 393 pp.

Melo M.G., Stevens G., Lana C., Pedrosa-Soares A.C., Frei D., Alkmim F.F., Alkmim L.A. 2017a. Two cryptic anatectic events within a syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil): evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, **277**: 51–71.

Moraes R., Nicollet C., Barbosa J.S.F., Fuck R.A., Sampaio A.R. 2015. Applications and limitations of thermobarometry in migmatites and granulites using as an example rocks of the Araçuaí Orogen in southern Bahia, including a discussion on the tectonic meaning of the current results. *Brazilian Journal of Geology*, **45**: 517–539.

Munhá J.M.U., Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Palácios T. 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da faixa de dobramentos Araçuaí (Espírito Santo). *Revista Brasileira de Geociências*, **125**(1):123-134.

Noce C. M., Pedrosa-soares A. C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J. H., Campos C., Medeiros S. R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U–PbSHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, **349**: 587–592.

Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 265-285.

Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West-Congo orogen. *Geological Society of London, Special Publications*, **294**:153-172.

Pedrosa-Soares A.C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobsohn T., Babinski M., Vieira V. 2006b. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas e norte do Espírito Santo (18°-19°S, 41°-40°30' W). *Genomos*, **14**(1/2):97-111.

Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London. Special Publications*. **350**: 25–51.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Genomos*, **15**(1):1-16.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R., Leonardos O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**:3347.

Pedrosa-Soares A.C., Queiroga G.N., Gradim C.T., Roncato J.G., Novo T.A., Jacobsohn T., Silva K.L. 2006a. Programa Geologia do Brasil. Folha Mantena, SE.24-Y-A-IV. Escala 1:100.000. Brasília, UFMG/CPRM, 43p.

Pinto C. P., Drumond J. B. V., Féboli W. L. Projeto Leste. Belo Horizonte: CPRM, CODEMIG, 2001.

Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Roncato J.G, Dias P. H. A., Guimarães H.A., Coutinho M.O.G, Freitas N.C., Gradim C.T., Braga F.C.S., Novo T.A. 2012. Mapa geológico e nota explicativa da Folha Nova Venécia, 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, CPRM–UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br).

Richter F., Lana C., Stevens G., Buick I., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Cutts K. 2016. Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: records from the Ediacaran Nova Venécia complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precambrian Res.*, **272**: 78–100.

Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Jacobson T., Queiroga G., Castañeda C., Greco S., Fanniung M. 2007. Heterogeneidade deformacional da suíte Carlos Chagas (orógeno Araçuaí) e a idade U-Pb SHRIMP de Giallo Veneziano. A Faixa Araçuaí e suas conexões 30 anos após Almeida. *Programação e Livro de Resumos*. Belo Horizonte: SBG/MG.

Roncato J.G. 2009. *As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia*, MS Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 102 p.

Sawyer E.W. & Brown M. 2008. *Working with migmatites*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 38, 158p.

Sawyer E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**: 291-309.

Sawyer E.W. 2008: *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, 371p.

Moura, S. F. 2020. Petrogênese de metatexitos e diatexitos...

Sawyer E.W.1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology*, **22**:10-19.

Sederholm J.J. 1907. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. Bull. *Commission géologique de Finlande* 23, 110pp.

Serrano P., Pedrosa-Soares A., Medeiros-Júnior E., Fonte-Boa T., Araujo C., Dussin I., Queiroga G., Lana C. 2018. A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos* **320-321**, 515-536.

Silva J. M., Lima M., Veronese V. F., Ribeiro-Junior R., Siga-Júnior O. 1987. Folha SE.24 Rio Doce, Levantamento de Recursos Naturais, Projeto Radam Brasil. IBGE, Rio de Janeiro.

Silva L. C., Pedrosa-Soares A. C., Teixeira L. R. 2007. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, **13**: 527-537.

Solar G.S. & Brown M. 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons. *Journal of Petrology*. **42**: 789-823.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T. 1999. P-T paths from anatexis pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**:17-32.

Uhlein A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais: Aspectos estratigráficos e estruturais*. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutorado.

Vernon R. H. & Clarke G. 2008. *Principals of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press. 446p.

Vigneresse J. L., Barbey P., Cuney M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer, *Journal of Petrology*, **37**: 1579–1600.

White R. W., Powell R., Holland T. J. B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**(5): 511–527.

White R.W., Clarke G. L., Powell R. 2002. The Interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**(1):41-55.

White R.W., Pomroy N.E., Powell R. 2005. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**:579–602.

Yardley B. W. D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. New York, John Wiley and Sons. 222p.

APÊNDICE

Apêndice I – Descrição de lâminas delgadas.

Apêndice II – Dados de química mineral obtidos por microsonda eletrônica e cátions calculados.

Apêndice I

Descrição de lâminas do município de Domingos Martins – ES

DM-34

A paragênese principal da rocha é composta por quartzo (25%), k-feldspato (15%), plagioclásio (15%), cordierita (15%), biotita (3%), granada (3%), sillimanita (2%) e opacos (2%). Como mineral secundário (1%) ocorre muscovita. Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Minerais de alteração (1%) são carbonato, sericita e clorita. A rocha pode ser classificada como sillimanita-granada-biotita-cordierita gnaissé ou granulito aluminoso. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um metatextito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação é marcante e definida por grãos orientados de biotita, sillimanita e opacos. Possui texturas simplectítica, mirmequítica e antipertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico a euédrico, com granulação entre 1,5 mm e 0,05 mm. Pontualmente forma simplectita quando em contato com granada. Possui pleocroísmo de castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Muscovita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,15 mm e 0,05 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência azul de segunda ordem. Pode ocorrer substituindo alguns grãos de biotita.

Granada apresenta forma anédrica, com granulação entre 5,5 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo alto. Contém inclusões de biotita, quartzo e opacos.

Sillimanita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,01 mm. É incolor, possui relevo moderado e cor de interferência amarelo de primeira ordem. Nas seções basais observa-se uma direção de clivagem. Perfaz trilhas quando incluso em cordierita e feldspatos.

Cordierita apresenta forma anédrica, com granulação entre 6,5 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, maclas polissintéticas interrompidas e muitas fraturas preenchidas provavelmente por halofana. Contém inclusões de quartzo, k-feldspato, biotita, sillimanita e zircão, que perfaz halos pleocroicos amarelados.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 1,5 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Pode apresentar extinção

ondulante e maclação Carlsbad. No contato com alguns grãos de plagioclásio ocorre mirmequita. Contém inclusões de biotita.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 8,0 a 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas interrompidas. Ocorrem antipertitas abundantes e extinção ondulante em alguns grãos. Possui inclusões de quartzo, biotita, zircão e opacos.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,5 mm e 0,2 mm. Quando incluso em outros minerais ocorre como grãos arredondados de granulação em torno de 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de biotita e opacos.

Carbonato apresenta forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,1 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos.

Sericita apresenta hábito lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm. Ocorre substituindo feldspatos.

Clorita apresenta hábito lamelar com granulação ultra-fina. É incolor e apresenta cor de interferência cinza de primeira ordem. Ocorre substituindo alguns grãos de biotita.

Zircão apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,01 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em biotita, cordierita e feldspatos. Em grãos maiores é possível perceber zonação.

Opacos apresentam forma subédrica a anédrica com granulação entre 0,3 mm e 0,02 mm. Em seções circulares é possível observar hábito granular hexagonal.

DM-48A

A paragênese principal da rocha é composta por quartzo (30%), k-feldspato (15%), plagioclásio (10%), biotita (15%), cordierita (10%), granada (10%), sillimanita (4%) e opacos (2%). Como mineral secundário (1%) ocorre muscovita. Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Minerais de alteração (2%) são carbonato e sericita. A rocha pode ser classificada como sillimanita-granada-cordierita-biotita gnaiss ou granulito aluminoso. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um metatextito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação é incipiente e definida por grãos orientados de biotita e sillimanita. Possui texturas simplectítica, mirmequítica, pertítica e antipertítica abundante. Muscovita ocorre substituindo biotita e no entorno de porfiroblastos de granada formam-se coronas de cordierita.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 1,5 mm e 0,02 mm. Também forma simplectita abundante. Possui pleocroísmo de castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Muscovita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 1,5 mm e 0,05 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência alta. Ocorre substituindo grãos de biotita.

Granada apresenta forma anédrica, com granulação entre 6,0 mm e 0,4 mm. É incolor e possui relevo alto. No seu entorno formam-se coronas de cordierita. Contém inclusões de quartzo, biotita, sillimanita e zircão.

Sillimanita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 1,0 mm e 0,02 mm. É incolor, possui relevo moderado e cor de interferência amarelo de primeira ordem. Nas seções basais observa-se uma direção de clivagem.

Cordierita apresenta forma anédrica, com granulação entre 3,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, maclas polissintéticas interrompidas e fraturas abundantes preenchidas provavelmente por halofana. Ocorre como coronas no entorno de alguns grão de granada e no contato com esse mineral são formadas simplectitas. Contém inclusões de biotita e zircão, que perfaz halos pleocroicos amarelados.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 3,5 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Alguns grãos possuem macla Tartan incipiente, indicando triclinização. Ocorre pertita pouco frequente e extinção ondulante. No contato de alguns grãos com plagioclásio ocorre mirmequita. Contém inclusões de biotita, muscovita e quartzo.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,0 mm e 0,1 mm. Quando incluído em outros minerais ocorre como grãos arredondados de granulação em torno de 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de biotita.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 8,0 mm a 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Ocorrem antipertitas abundantes e extinção ondulante em alguns grãos. Contém inclusões de quartzo, biotita, zircão e opacos.

Carbonato apresenta forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,5 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos.

Sericita apresenta hábito lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm. Ocorre substituindo feldspatos, cordierita e no interior de fraturas.

Zircão apresenta hábito granular anédrico, com granulação entre 0,1 mm a 0,01 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em granada, cordierita e feldspatos.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 0,2 mm e 0,05 mm.

Descrição de lâminas do município de Ibirapu – ES

IBI-Gnaisse

A paragênese principal da rocha é composta por cordierita (35%), k-feldspato (20%), quartzo (10%), granada (10%), biotita (10%), plagioclásio (5%), sillimanita (2%), hercinita (5%) e opacos (2%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Minerais de alteração (1%) são carbonato, sericita e clorita. A rocha pode ser classificada como hercinita-granada-biotita-cordierita gnaisse ou granulito aluminoso. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um metatextito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular lepidogranoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação é marcante e definida por biotita, sillimanita e opacos orientados, alternadas a bandas contendo feldspato e cordierita. Possui texturas simplectítica, mirmequítica e pertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico a euédrico, com granulação entre 0,5 mm e 0,05 mm. Pontualmente forma simplectita quando em contato com granada. Possui pleocroísmo de castanho-avermelhado a amarelo. Contém inclusões de opacos e zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Granada apresenta hábito granular subédrico a anédrico, com granulação entre 6,0 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo alto. Contém inclusões de biotita, feldspatos, quartzo, sillimanita e hercinita.

Hercinita apresenta hábito granular subédrico a anédrico, com granulação entre 0,15 mm e 0,05 mm. É verde, possui relevo alto e caráter isotrópico. Está associado a opacos.

Sillimanita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,01 mm. É incolor, possui relevo moderado e cor de interferência amarelo de primeira ordem. Nas seções basais observa-se uma direção de clivagem. Perfaz trilhas em bandas lepidoblásticas.

Cordierita apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,5 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, maclas polissintéticas interrompidas e fraturas abundantes preenchidas provavelmente por halofana. Contém inclusões de quartzo, k-feldspato, biotita, sillimanita, granada, opacos e zircão, que perfaz halos pleocroicos amarelados.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 2,5 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Apresenta extinção ondulante e

perfitas abundantes. No contato com grãos de plagioclásio pode ocorrer mirmequita. Contém inclusões de biotita, quartzo e opacos.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 2,5 a 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,0 mm e 0,1 mm. Quando incluso em outros minerais ocorre como grãos arredondados de granulação em torno de 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de biotita e opacos.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos. Esses estão pouco alterados.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,2 mm e 0,01 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em biotita, cordierita e feldspatos. Em grãos maiores é possível perceber zonação.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 1,0 mm e 0,05 mm.

IBIRAÇU-2

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (35%), cordierita (25%), quartzo (15%), biotita (10%), plagioclásio (5%), hercinita (5%), granada (3%), sillimanita (1%) e opacos (5%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Minerais de alteração (<1%) são carbonato, sericita e clorita. A rocha pode ser classificada como hercinita-granada-biotita-cordierita gnaiss ou granulito aluminoso. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um metatextito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação é incipiente e definida por biotita. Possui texturas mirmequítica e pertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico a euédrico, com granulação entre 1,0 mm e 0,05 mm. Possui pleocroísmo de castanho-avermelhado a amarelo. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Granada apresenta forma anédrica e granulação em torno de 0,1 mm. É incolor, possui relevo alto e caráter isotrópico. Ocorre pontualmente na lâmina.

Hercinita apresenta hábito granular subédrico a anédrico, com granulação entre 0,3 mm e 0,05 mm. É verde, possui relevo alto e caráter isotrópico. Está associado a opacos.

Sillimanita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,01 mm. É incolor, possui relevo moderado e cor de interferência amarelo de primeira ordem. Nas seções basais observa-se uma direção de clivagem.

Cordierita apresenta forma anédrica, com granulação entre 5,0 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, maclas polissintéticas interrompidas e fraturas abundantes preenchidas provavelmente por halofana. Pode ocorrer extinção ondulante e subgrãos. Contém inclusões de quartzo, feldspatos, biotita, sillimanita, opacos e zircão, que perfaz halos pleocroicos amarelados.

K-feldspato apresenta forma anédrica, com granulação entre 3,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Ocorre extinção ondulante e pertitas abundantes. Apresenta maclação Tartan incipiente, indicando triclinização. No contato com plagioclásio pode ocorrer mirmequita. Contém inclusões de biotita, quartzo e opacos.

Quartzo possui forma anédrica, com granulação entre 5,0 mm e 0,05 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de biotita, feldspatos e zircão.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,0 a 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Contém inclusões de biotita.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos e cordierita. Esses estão pouco alterados.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,01 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 1,0 mm e 0,01 mm. Contém inclusões de hercinita.

IBI54-A

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (35%), quartzo (20%), plagioclásio (15%), biotita (10%), granada (8%), hercinita (5%), sillimanita (3%) e opacos (3%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Como mineral de alteração (1%) ocorre sericita. A rocha pode ser classificada como sillimanita-hercinita-granada-biotita gnaiss ou granulito aluminoso. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um metatextito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação é marcante e definida por biotita, granada, hercinita e sillimanita orientadas. Possui texturas simplectítica, mirmequítica e pertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico a euédrico, com granulação entre 1,0 mm e 0,02 mm. Pontualmente, forma simplectitas quando em contato com granada. Possui pleocroísmo de castanho-avermelhado a amarelo. Contém inclusões de sillimanita, opacos e zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Granada apresenta hábito granular subédrico a anédrico, podendo estar alongada na direção da foliação, com granulação entre 5,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo alto e caráter isotrópico. Contém inclusões de biotita e sillimanita, que formam trilhas, quartzo e feldspatos.

Hercinita apresenta forma anédrica, frequentemente alongado na direção da foliação, com granulação entre 0,5 mm e 0,05 mm. É verde, possui relevo alto e caráter isotrópico. Está associada a opacos.

Sillimanita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,01 mm. É incolor, possui relevo moderado e cor de interferência amarelo de primeira ordem. Nas seções basais observa-se uma direção de clivagem. Ocorre formando trilhas nas porções granolepidoblásticas.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 6,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Apresenta extinção ondulante e pertitas abundantes. No contato com plagioclásio pode ocorrer mirmequita. Contém inclusões de biotita, quartzo e opacos. Ocorrem filmes incipientes de feldspatos no contato entre grãos.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 5,0 mm e 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de feldspatos e zircão.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,0 a 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Contém inclusões de biotita e quartzo.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos. Esses estão pouco alterados.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,2 mm e 0,01 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 0,5 mm e 0,01 mm.

IBI55-A

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (40%), plagioclásio (20%), quartzo (20%), cordierita (15%) e opacos (2%). Minerais acessórios (1%) são zircão e biotita. Minerais de alteração (2%) são carbonato e sericita. A rocha pode ser classificada como um granito. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granoblástica com granulação fina a grossa. Possui texturas simplectítica, mirmequítica, pertítica e antipertítica. Ocorrem filmes de feldspato pouco abundantes no contato entre feldspatos e quartzo.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,05 mm. Possui pleocroísmo de castanho a amarelo-pálido.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 6,0 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Apresenta extinção ondulante e indícios de triclinização. Pertitas são pouco abundantes. No contato dos grãos com plagioclásio ocorre frequentemente mirmequita. Também podem ocorrer filmes de feldspato no contato dos grãos com plagioclásio e quartzo. Contém inclusões de quartzo, plagioclásio e zircão.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes.

Plagioclásio apresenta hábito prismático curto subédrico a anédrico, com granulação entre 4,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Antipertitas são pouco frequentes. Possui inclusões de biotita e zircão.

Cordierita apresenta forma anédrica, com granulação entre 3,0 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e fraturas abundantes preenchidas provavelmente por halofana. No contato com feldspato são formadas simplectitas. Ocorre na porção inferior da lâmina em associação com feldspato.

Carbonato apresenta forma anédrica e granulação ultra-fina até 0,2 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos, principalmente plagioclásio

Sericita apresenta granulação ultra-fina e pode formar agregados lamelares. Ocorre substituindo feldspatos e cordierita, especialmente plagioclásio.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em feldspatos.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 1,0 mm e 0,1 mm.

IBI55-D

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (35%), quartzo (25%), plagioclásio (15%), granada (10%), biotita (5%), hercinita (3%) e opacos (2%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Os minerais de alteração (4%) são carbonato e sericita. A rocha pode ser classificada como granito foliado. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja orientação é incipiente e definida por biotita e hercinita. Possui texturas simplectítica, mirmequítica, antipertítica e pertítica abundante. Ocorrem filmes incipientes de feldspato no entorno de feldspatos.

Hercinita apresenta hábito anédrico, podendo formar trilhas orientadas, com granulação entre 0,5 mm e 0,1 mm. É verde e possui caráter isotrópico.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,8 mm e 0,04 mm. Possui pleocroísmo de castanho a amarelo-pálido e pode apresentar extinção ondulante. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos. Quando em contato com granada pode formar simplectitas.

Granada apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,5 mm e 0,2 mm. É incolor e possui relevo alto. Contém inclusões de quartzo e biotita.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 6,5 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Ocorrem pertita, extinção ondulante e fraturas abundantes. Com frequência ocorre mirmequita quando em contato com plagioclásio. Contém inclusões de quartzo e zircão.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,0 a 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Ocorrem antipertitas pouco abundantes e extinção ondulante em alguns grãos. Contém inclusões de quartzo e zircão.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 1,0 mm e 0,1 mm. Quando incluso em outros minerais ocorre como grão arredondados de granulação em torno de 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes.

Zircão apresenta hábito granular anédrico a prismático subédrico, com granulação em torno de 0,03. É incolor, possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em biotita e feldspatos.

Carbonato apresenta forma anédrica a subédrica com granulação ultra-fina até 0,2 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos.

Sericita apresenta forma anédrica a subédrica lamelar com granulação ultra-fina até 0,05, podendo formar agregados. Ocorre substituindo feldspatos e no interior de fraturas dos mesmos minerais.

Opacos apresentam hábito granular anédrico a subédrico com granulação entre 0,15 mm e 0,05 mm.

IBI55-E1

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (55%), quartzo (20%), plagioclásio (15%), biotita (2%) e opacos (3%). Como minerais acessórios (1%) ocorre zircão. Minerais de alteração (4%) são carbonato, sericita e clorita. A rocha pode ser classificada como granito foliado. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granoblástica com granulação muito fina a grossa. Possui texturas mirmequítica, antipertítica e pertítica abundante. Ocorrem filmes incipientes de feldspato no entorno feldspatos.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,5 mm e 0,01 mm. Possui pleocroísmo de castanho a amarelo-pálido.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 5,0 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e pertitas são frequentes. Apresenta maclação Tartan incipiente, indicando triclinização. Em alguns grãos ocorre macla Carlsbad. No contato dos grãos com plagioclásio ocorre mirmequita abundante. Podem ocorrer filmes de feldspato no contato com grãos de plagioclásio e quartzo. Contém inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e zircão.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 6,0 mm e 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,0 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Antipertitas são pouco frequentes e ocorre extinção ondulante em alguns grãos. Contém inclusões de zircão.

Carbonato apresenta forma anédrica e granulação de ultra-finos até 0,5 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Clorita apresenta forma anédrica com granulação ultra-fina até 0,1 mm. É incolor e possui cor de interferência cinza de primeira ordem a azul de Berlin. Ocorre substituindo alguns grãos feldspato.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,1 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em feldspatos.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 0,5 mm e 0,1 mm.

IBI55-G

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (50%), quartzo (20%), plagioclásio (15%), biotita (5%) e opacos (2%). Como mineral acessórios (1%) ocorre zircão. Como mineral

secundário (1%) ocorre muscovita. Minerais de alteração (5%) são carbonato, sericita e clorita. A rocha pode ser classificada como granito foliado. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação incipiente é definida por biotita e opacos. Possui texturas mirmequítica e pertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,5 mm e 0,05 mm. Possui pleocroísmo de castanho a amarelo-pálido. Muitos grãos ocorrem dobrados e extinção ondulante é comum. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Granada apresenta forma anédrica, com granulação entre 3,0 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo alto. Contém inclusões de biotita, quartzo e opacos.

Muscovita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,2 mm e 0,05 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência azul de segunda ordem. Pode ocorrer substituindo alguns grãos de biotita.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 8,0 mm e 0,15 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e pertitas são frequentes. Apresenta maclação Tartan incipiente, indicando triclinização. Em alguns grãos ocorre macla Carlsbad. No contato com grãos de plagioclásio ocorre mirmequita abundante. Contém inclusões de quartzo, plagioclásio e zircão.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 8,0 mm e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de feldspatos.

Plagioclásio apresenta hábito subédrico prismático curto, com granulação entre 5,0 mm a 0,5 mm. É possui incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Ocorre extinção ondulante em alguns grãos. Contém inclusões de zircão.

Carbonato apresenta forma anédrica e granulação ultra-fina até 1,0 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Clorita apresenta hábito lamelar com granulação ultra-fina. É incolor e possui cor de interferência cinza de primeira ordem. Ocorre substituindo alguns grãos de biotita.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,15 mm e 0,05 mm. É incolor e apresenta relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em biotita e feldspatos. Em grãos maiores é possível perceber zonação.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 1,5 mm e 0,01 mm.

IBI55-J

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (40%), quartzo (30%), plagioclásio (15%), granada (3%), biotita (3%) e opacos (2%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Como mineral secundário (1%) ocorre muscovita. Minerais de alteração (4%) são carbonato, sericita e clorita. A rocha pode ser classificada como leucogranito com granada. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granolepidoblástica com granulação muito fina a grossa, cuja foliação incipiente é definida por biotita e opacos. Possui texturas simplectítica, mirmequítica, antipertítica e pertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 1,0 mm e 0,05 mm. Pontualmente ocorre como simplectitas. Possui pleocroísmo de castanho - avermelhado a amarelo - pálido. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Muscovita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,2 mm e 0,05 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência azul de segunda ordem. Pode ocorrer substituindo alguns grãos de biotita.

Granada apresenta forma granular euédrica, com granulação entre 3,5 mm e 1,0 mm. É incolor e possui relevo alto. Ocorrem alterações de sericita e clorita. Contém inclusões de quartzo e zircão.

K-feldspato possui forma anédrica a subédrica, com granulação entre mm 6,0 e 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e pertitas são frequentes. Apresenta maclação Tartan incipiente, indicando triclinização. No contato de alguns grãos com plagioclásio ocorre quartzo mirmequítico. Contém inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 6,0 mm e 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de feldspatos.

Plagioclásio apresenta hábito subédrico prismático curto, com granulação entre 2,0 a 1,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Ocorrem antipertitas pouco abundantes e extinção ondulante em alguns grãos. Contém inclusões de zircão e opacos.

Carbonato apresenta forma anédrica e granulação ultra-fina até 1,0 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Clorita apresenta hábito lamelar com granulação ultra-fina. É verde claro e possui cor de interferência cinza de primeira ordem ou azul de Berlim. Ocorre substituindo alguns grãos de biotita e principalmente feldspatos. Alguns grãos de feldspatos estão totalmente cloritizados.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,15 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em biotita e feldspatos. Em grãos maiores é possível perceber zonação.

Opacos apresentam forma subédrica a anédrica com granulação entre 0,5 mm e 0,05 mm. Em seções circulares é possível observar hábito granular quadrangular.

IBI55-K

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (35%), quartzo (30%), plagioclásio (10%), cordierita (10%), granada (5%), hercinita (1%) e opacos (3%). Como mineral secundário (2%) ocorre biotita. Minerais acessórios (1%) são zircão e monazita. Minerais de alteração (2%) são o carbonato e sericita. A rocha pode ser classificada como leucogranito com granada. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granoblástica com granulação muito fina a grossa, com leve foliação definida por biotita orientada. Possui texturas mirmequítica e pertítica abundante.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 2,0 mm a 0,08 mm. Possui pleocroísmo de castanho-avermelhado a castanho claro. Pode ocorrer substituindo granada ou preenchendo fraturas desse mineral.

Hercinita apresenta hábito granular anédrico, com granulação entre 0,15 mm e 0,25 mm. É verde e possui caráter isotrópico. Associa-se a opacos.

Granada apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,5 mm e 0,3 mm. É incolor e possui relevo muito alto. Contém inclusões de quartzo, feldspato e zircão.

Cordierita apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,0 mm e 1,0 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, maclas polissintéticas interrompidas e fraturas

abundantes preenchidas provavelmente por halofana. Contém inclusões de quartzo, feldspatos e zircão, que perfaz halos pleocroicos amarelados.

Plagioclásio apresenta hábito prismático curto subédrico a euédrico, com granulação entre 2,5 mm a 0,5 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Pode ocorrer extinção ondulante. Em alguns cristais o núcleo parece estar mais alterado que as bordas. Contém inclusões de quartzo e zircão.

K-feldspato apresenta forma anédrica a subédrica, com granulação entre 5,0 mm e 1,0 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Ocorrem pertita, extinção ondulante e fraturas abundantes. Pontualmente podem ocorrer filmes de feldspato no contato com plagioclásio, além de mirmequita. Contém inclusões de quartzo, biotita, zircão e monazita.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 5,0 mm e 0,05 mm. Quando incluso em outros minerais ocorre como grão arredondados de granulação em torno de 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes.

Carbonato apresenta hábito subédrico a anédrico, com granulação ultra-fina até 2,5 mm. É incolor, possui pleocroísmo de relevo e cor de interferência de ordem superior. Ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Sericita apresenta hábito lamelar anédrico a subédrico, com granulação ultra-fina até 0,05 mm. Ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio, e no interior de fraturas dos mesmos minerais.

Zircão apresenta hábito granular anédrico a prismático subédrico, com granulação entre 0,08 mm a 0,15 mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em granada, cordierita e feldspatos.

Monazita apresenta hábito granular anédrico, com granulação entre 0,025 mm e 0,03 mm. Possui leve pleocroísmo de incolor a amarelo-pálido, relevo e cores de interferência altas. Está incluso em feldspatos.

Opacos apresentam hábito granular anédrico a subédrico com granulação entre 1,5 mm e 0,05 mm.

IBI55-L

A paragênese principal da rocha é composta por k-feldspato (40%), quartzo (25%), plagioclásio (20%), biotita (5%), granada (5%) e opacos (3%). Como mineral acessório (1%) ocorre zircão. Como mineral de alteração (1%) ocorre sericita. A rocha pode ser classificada como leucogranito com granada. Com base em Sawyer (2008) essa corresponde a um diatexitito.

Caracteriza-se como uma rocha inequigranular granoblástica com granulação muito fina a grossa, com leve foliação definida por biotita orientada. Possui texturas simplectítica, mirmequítica e pertítica abundante. Ocorrem filmes no contato entre grãos de feldspatos.

Biotita apresenta hábito tabular subédrico, com granulação entre 0,3 mm e 0,05 mm. Possui pleocroísmo de castanho a amarelo-pálido. Pontualmente ocorre como simplectitas. Contém inclusões de zircão, que perfaz halos pleocroicos.

Granada apresenta forma anédrica, com granulação entre 3,0 mm e 0,05 mm. É incolor e possui relevo alto. Apresenta muitas fraturas e aparenta estar sendo consumida, juntamente com biotita. Contém inclusões de biotita, quartzo e feldspatos.

K-feldspato apresenta forma anédrica, com granulação entre 4,0 mm e 0,1 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Apresenta extinção ondulante, pertitas e maclação Tartan incipiente, indicando triclinização. Em alguns grãos ocorre macla Carlsbad. No contato de grãos com plagioclásio ocorre mirmequita pouco frequente. Podem ocorrer de filmes de feldspato no contato entre grãos. Contém inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio e zircão.

Quartzo apresenta forma anédrica, com granulação entre 2,5 mm e 0,05 mm. É incolor, possui relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Extinção ondulante e subgrãos são frequentes. Contém inclusões de feldspatos.

Plagioclásio apresenta forma anédrica, com granulação entre 2,5 mm a 0,2 mm. É incolor, possui relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e maclas polissintéticas. Ocorre extinção ondulante em alguns grãos. Contém inclusões de biotita, quartzo e zircão.

Sericita apresenta granulação ultra-fina e ocorre substituindo feldspatos, especialmente plagioclásio.

Zircão/monazita apresenta hábito prismático subédrico, com granulação entre 0,05 mm e 0,02mm. É incolor e possui relevo e cores de interferência muito altas. Está incluso em biotita e feldspatos.

Opacos apresentam forma anédrica com granulação entre 0,5 mm e 0,1 mm.

Apêndice II

Cordierita calculado com 18 oxigênios	Cordierita	Cordierita	Cordierita	Biotita calculado com 22 oxigênios	Campo 1 Biotita Núcleo IBI-55B
	Núcleo	Núcleo	Núcleo		
	Núcleo IBI-55K	Núcleo IBI-55K	Núcleo Borda IBI-55K		
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	Na ₂ O	0.000
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	K ₂ O	10.750
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	Cr ₂ O ₃	0.000
ZnO	0.0	0.0	0.0	ZnO	0.000
CaO	0.0	0.0	0.0	CaO	0.000
FeO	9.0	8.9	9.2	FeO	17.240
MgO	8.9	8.8	8.7	MgO	13.250
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	TiO ₂	4.610
MnO	0.0	0.0	0.0	MnO	0.000
Al ₂ O ₃	32.0	32.3	32.2	Al ₂ O ₃	15.930
SiO ₂	50.1	50.0	50.0	SiO ₂	38.220
Total	100.0	100.0	100.0	Total	100.000
Si	5.1	5.1	5.1	Si	0.636
AlIV	3.8	3.9	3.9	AlIV	0.312
Ti	0.0	0.0	0.0	Ti	0.058
Fe ₂	0.8	0.8	0.8	Fe ₂	0.240
Mn	0.0	0.0	0.0	Mn	0.000
Mg	1.3	1.3	1.3	Mg	0.329
Ca	0.0	0.0	0.0	Ca	0.000
Na	0.0	0.0	0.0	Na	0.000
K	0.0	0.0	0.0	K	0.228
Zn	0.0	0.0	0.0	Zn	0.000
Cr	0.0	0.0	0.0	Cr	0.000
Mg/(Mg+Fe)	64.0	63.0	63.0	Cátions	1.803
				Mg/(Mg+Fe)	0.578

Espinélio calculado com 32 oxigênios	Campo 6	Campo 6	Campo 5	Campo 5	Campo 6	Campo 6	Campo 6
	Hercinita	Hercinita	Hercinita	Hercinita	Hercinita	Hercinita	Hercinita
	Núcleo IBI-55B	Núcleo IBI-55B	Núcleo IBI-55B	Núcleo IBI-55B	Núcleo IBI-55B	Núcleo IBI-55B	Núcleo IBI-55B
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZnO	10.560	10.560	4.180	4.460	4.490	4.420	14.320
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020
FeO	25.320	25.610	36.770	36.520	35.310	35.050	27.060
MgO	7.300	6.970	5.250	5.500	5.630	5.720	4.630
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	56.820	56.830	53.810	53.520	54.580	54.810	53.970
SiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	100.000	99.970	100.010	100.000	100.010	100.000	100.000
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	15.300	15.300	14.840	14.770	14.940	14.980	15.020
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	4.830	4.890	7.190	7.150	6.860	6.790	5.340
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.480	2.370	1.830	2.480	1.950	1.970	1.630
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	1.780	1.780	0.720	0.770	0.770	0.760	2.490
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cátions	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg/(Mg+Fe)	0.339	0.326	0.203	0.258	0.221	0.225	0.234

Feldspato calculado com 8 oxigênios	Campo 8	Campo 8	Campo 9	Campo 9	Campo 9	Campo 6	Campo 6	Campo 6	Campo 6	Campo 6	Campo 7	Campo 7
	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	K-Feldspato	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	K-Feldspato	K-Feldspato	Plagioclásio	Plagioclásio
	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda
	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K
Na ₂ O	8.260	8.140	8.820	8.670	1.420	8.210	8.530	8.130	1.340	2.110	8.550	8.660
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	14.160	0.000	0.000	0.000	15.360	13.690	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	5.840	6.050	5.440	5.530	0.000	5.960	5.730	6.100	0.000	0.000	5.700	5.350
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	23.670	24.310	23.210	23.720	18.020	23.640	23.510	23.920	17.620	18.170	23.450	23.350
SiO ₂	62.230	61.470	62.530	62.080	66.400	62.190	62.230	61.850	65.680	66.030	62.300	62.640
Total	100.000	99.970	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000
Si	2.757	2.727	2.772	2.752	3.034	2.756	2.759	2.743	3.026	3.019	2.762	2.770
Al	1.236	1.272	1.213	1.240	0.971	1.235	1.229	1.250	0.957	0.979	1.226	1.217
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.277	0.288	0.258	0.263	0.000	0.283	0.272	0.290	0.000	0.000	0.271	0.262
Na	0.710	0.700	0.758	0.745	0.126	0.705	0.733	0.699	0.120	0.187	0.735	0.743
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.825	0.000	0.000	0.000	0.903	0.799	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Albita	71.905	70.885	74.580	73.938	13.225	71.369	72.928	70.690	11.707	18.979	73.077	73.916
Anortita	28.095	29.115	25.420	26.062	0.000	28.631	27.072	29.310	0.000	0.000	26.923	26.084
Ortoclásio	0.000	0.000	0.000	0.000	86.775	0.000	0.000	0.000	88.293	81.021	0.000	0.000

Granada calculado com 12 oxigêneos	Campo 1	Campo 1	Campo 1	Campo 1	Campo 1	Campo 1	Campo 2	Campo 2	Campo 2	Campo 2	Campo 2	Campo 2	Campo 3	Campo 3	Campo 3
	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo
	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.990	1.100	1.040	1.120	1.020	0.860	0.740	0.950	1.050	1.010	1.020	0.870	0.830	0.810	0.740
FeO	30.780	30.900	31.400	30.910	31.080	30.990	31.510	31.040	31.050	31.670	31.320	31.780	31.100	31.140	31.050
MgO	8.530	8.310	8.280	8.190	8.250	8.320	8.100	8.220	8.010	7.950	7.970	8.010	8.380	8.400	8.280
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.770	0.790	0.750	0.850	0.840	0.780	0.820	0.860	0.880	0.930	0.950	0.820	0.770	0.810	0.750
Al ₂ O ₃	20.250	20.290	20.410	20.330	20.290	20.370	20.150	20.170	20.190	20.120	20.220	20.100	20.250	20.360	20.260
SiO ₂	38.690	38.620	38.480	38.600	38.510	38.690	38.670	38.750	38.820	38.320	38.520	38.420	38.680	38.470	38.910
Total	100.010	100.010	100.360	100.000	99.990	100.010	99.990	99.990	100.000	100.000	100.000	100.000	100.010	99.990	99.990
TSi	3.027	3.025	3.010	3.025	3.020	3.028	3.035	3.036	3.042	3.016	3.025	3.022	3.029	3.016	3.044
TAl	1.868	1.873	1.882	1.878	1.876	1.880	1.864	1.863	1.865	1.867	1.872	1.864	1.870	1.882	1.868
Sum_T	4.895	4.898	4.892	4.903	4.896	4.908	4.899	4.900	4.907	4.884	4.898	4.886	4.899	4.897	4.912
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_A	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.995	0.970	0.965	0.956	0.964	0.970	0.947	0.960	0.935	0.933	0.933	0.939	0.978	0.981	0.965
Ca	0.083	0.092	0.087	0.094	0.086	0.072	0.062	0.080	0.088	0.085	0.086	0.073	0.070	0.068	0.062
Mn	0.051	0.052	0.050	0.056	0.056	0.052	0.055	0.057	0.058	0.062	0.063	0.055	0.051	0.054	0.050
Fe ₂	2.015	2.025	2.055	2.027	2.040	2.030	2.070	2.036	2.036	2.086	2.059	2.092	2.038	2.043	2.033
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum_B	3.144	3.140	3.157	3.134	3.146	3.124	3.134	3.132	3.118	3.166	3.141	3.159	3.137	3.146	3.110
Piropo	31.634	30.890	30.568	30.519	30.653	31.063	30.232	30.646	29.998	29.456	29.704	29.724	31.177	31.192	31.041
Almandina	64.103	64.501	65.098	64.681	64.848	64.973	66.043	64.985	65.301	65.895	65.550	66.225	64.975	64.936	65.367
Espessartita	1.623	1.669	1.574	1.800	1.774	1.655	1.739	1.822	1.873	1.958	2.012	1.729	1.628	1.710	1.598
Grossularita	2.640	2.940	2.760	3.001	2.725	2.308	1.986	2.546	2.827	2.691	2.733	2.321	2.220	2.163	1.995

Granada calculado com 12 oxigêneos	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 4	Campo 4	Campo 4	Campo 4	Campo 4	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 3	Campo 3	
	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Borda
	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55D	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K	IBI-55K
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.810	0.890	1.070	1.020	0.750	0.810	1.030	0.810	0.850	0.770	0.860	1.130	1.260	1.190	1.140	0.930	0.840	
FeO	31.430	31.510	31.750	31.510	29.280	32.350	32.040	32.390	31.990	33.890	32.020	31.930	31.880	31.840	31.930	32.050	30.150	
MgO	8.160	7.940	7.590	7.830	8.350	7.490	7.290	7.390	7.280	6.260	7.230	7.100	7.190	6.960	7.170	7.120	7.570	
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
MnO	0.700	0.820	0.870	0.810	0.750	0.980	0.910	0.970	0.840	1.030	1.450	1.320	1.440	1.400	1.470	1.320	1.410	
Al ₂ O ₃	20.270	20.420	20.220	20.370	21.030	19.930	20.070	20.320	20.410	19.940	19.990	20.000	20.010	20.100	20.030	19.990	20.280	
SiO ₂	38.620	38.410	38.490	38.460	39.830	38.440	38.660	38.130	38.640	38.120	38.450	38.510	38.220	38.510	38.270	38.600	39.750	
Total	99.990	99.990	99.990	100.000	99.990	100.000	100.000	100.010	100.010	100.010	100.000	99.990	100.000	100.000	100.010	100.010	100.000	
TSi	3.029	3.017	3.029	3.021	3.079	3.034	3.045	3.010	3.038	3.032	3.036	3.040	3.022	3.039	3.025	3.045	3.098	
TAl	1.874	1.891	1.876	1.886	1.917	1.854	1.864	1.891	1.892	1.870	1.861	1.861	1.865	1.870	1.866	1.859	1.863	
Sum_T	4.903	4.908	4.904	4.908	4.995	4.888	4.908	4.901	4.930	4.901	4.897	4.901	4.886	4.910	4.891	4.905	4.961	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Sum_A	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mg	0.954	0.929	0.890	0.917	0.962	0.881	0.856	0.869	0.853	0.742	0.851	0.835	0.847	0.819	0.845	0.837	0.879	
Ca	0.068	0.075	0.090	0.086	0.062	0.068	0.087	0.069	0.072	0.066	0.073	0.096	0.107	0.101	0.097	0.079	0.070	
Mn	0.047	0.055	0.058	0.054	0.049	0.066	0.061	0.065	0.056	0.069	0.097	0.088	0.096	0.094	0.098	0.088	0.093	
Fe₂	2.063	2.071	2.091	2.072	1.894	2.137	2.112	2.140	2.105	2.256	2.116	2.109	2.109	2.103	2.112	2.116	1.967	
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Sum_B	3.131	3.130	3.129	3.128	2.967	3.152	3.115	3.143	3.086	3.133	3.137	3.128	3.160	3.116	3.151	3.120	3.009	
Piropo	30.459	29.693	28.445	29.306	32.417	27.952	27.468	27.665	27.646	23.685	27.126	26.698	26.811	26.273	26.798	26.831	29.221	
Almandina	65.882	66.172	66.819	66.227	63.834	67.796	67.793	68.091	68.220	72.006	67.462	67.425	66.758	67.494	67.016	67.823	65.355	
Espessartita	1.485	1.743	1.853	1.723	1.655	2.079	1.949	2.064	1.813	2.215	3.092	2.821	3.052	3.004	3.123	2.827	3.093	
Grossularita	2.174	2.393	2.883	2.745	2.093	2.173	2.790	2.180	2.321	2.095	2.320	3.055	3.378	3.230	3.063	2.520	2.331	