

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-graduação em Geologia

Renata Augusta Azevedo

**DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE MIGMATITOS: metodologia para
abordagem em campo, exemplo na Faixa Brasília Meridional**

Belo Horizonte
2016

Renata Augusta Azevedo

**DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE MIGMATITOS: metodologia para
abordagem em campo, exemplo na Faixa Brasília Meridional**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

Coorientador: Prof. Dr. Antônio Carlos
Pedrosa-Soares

Belo Horizonte
2016

A994d
2016

Azevedo, Renata Augusta.

Descrição e interpretação de migmatitos [manuscrito] : metodologia para abordagem em campo, exemplo na Faixa Brasília Meridional / Renata Augusta Azevedo. – 2016.

230 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientador: Tiago Amâncio Novo.

Co-orientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2016.

Bibliografia: f. 207-215.

1. Petrologia – Teses. 2. Magmatismo – Teses. 3. Orogenia – Teses. 4. Mapeamento geológico – Teses. 5. Metamorfismo (Geologia) – Teses. I. Novo, Tiago Amâncio. II. Pedrosa-Soares, Antonio Carlos. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 552.4(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



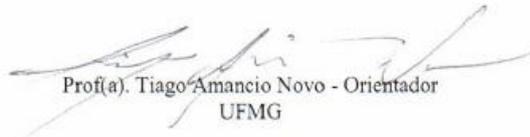
FOLHA DE APROVAÇÃO

DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE MIGMATITOS: METODOLOGIA PARA ABORDAGEM EM CAMPO, EXEMPLO NA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

RENATA AUGUSTA AZEVEDO SILVA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 16 de dezembro de 2016, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Tiago Amancio Novo - Orientador
UFMG


Prof(a). Leonardo Gonçalves
UFOP


Prof(a). Humberto Luis Siqueira Reis
UFVJM

A
A

*À minha família,
Aos meus amigos
e aos antigos e atuais moradores de Itaguaçu (MG).*

AGRADECIMENTOS

À Pró-Reitoria de Pós-Graduação da UFMG (PRPg) e ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFMG. À FUNDEP; à CAPES, pela bolsa de mestrado concedida; à parceria CODEMIG-UFMG pelos recursos financeiros fornecidos pelo Projeto Fronteiras de Minas.

Ao Instituto de Geociências da UFMG (IGC – UFMG); ao Colegiado de Pós-graduação em Geologia; ao CPMTC e a todos os funcionários e professores do IGC – UFMG.

Aos professores Tiago Amâncio Novo e Antônio Carlos Pedrosa Soares pela orientação.

Aos professores Renato de Moraes, Benjamin Bley de Brito Neves, Mário Campos Neto, Carlos Alberto Rosière, Maria Lurdes Souza Fernandes, Hanna Jordt Evangelista, Maximiliano Martins e Gláucia Queiroga pelos esclarecimentos.

Aos estagiários Gilberto Mentos da Cunha Jr., Felipe Fonseca de Oliveira e Samuel Amaral Moura Silva, sem os quais este trabalho não seria possível.

A Wenceslau Rodrigues dos Santos pela confecção das lâminas delgadas; à Hélio Júnio Barcelos e Fernando Soares de Souza pelo acompanhamento durante trabalhos de descrição petrográfica.

Ao CDTN; a todos os funcionários e colaboradores do CDTN.

Aos colegas de CDTN: Prof. Francisco Javier Rios, Prof. Kazuo Fuzikawa, Mônica Elizetti Freitas, Elizabeth Kerpe Oliveira, Prof. Alexandre Raphael Cabral, Lucas Eustáquio Dias Amorim, Tatiana Aparecida Fernandes Lima, José dos Santos, Jorge Pereira, Sônia Pinto Prates, Lucília A. Ramos de Oliveira, Nilo Balzani Lopes, Natália Fonseca Taveira, Frederico Sousa Guimarães, Camila Marques dos Santos, Prof. James Vieira Alves, Pedro Henrique Silva Barbosa, Tiago Henrique Ferreira de Jesus, Ariela Costa Diniz e Anna Luiza Rocha de Oliveira.

Aos amigos e colegas de profissão de Belo Horizonte: Mahyra Tedeschi, Lorena Martins, Sofia Marques, Tobias Fonte Boa, Milton Julian Morales, Fábio Domeniconi Cardinali de Melo (*in memoriam*), Bruno Alcântara Azevedo Cavalcanti de Arruda, Tiago Vilaça (Fox), Reik Degler, Carolin Kresse, Wellison Martins Fonseca, Pedro Dumont Barroso e Silvia Misk.

Aos amigos Marilene Mascarenhas Paixão, Thais Braga Teixeira, Guilherme Araújo Gontijo, Júlio Sacrassenda, Maria Aparecida Guimarães, Adriana Stefanelli,

Marta Gesuína Amparo, Darlan Ronei Domingos Policarpo, Marcos Cristovão Baptista e Carolina Martins Pinheiro.

A Fabiane Cabral, Sérgio Renato Araújo Freitas, Rafael Pimenta Dávila e Laiza Santana Dorin.

A Margarida Azevedo e família pela paciência e carinho durante a estadia em Alfenas (MG).

A José Geraldo Arantes de Azevedo Brito, Maria Inês Vale de Azevedo Brito e família pela paciência e carinho durante a estadia em Ouro Preto (MG).

A Maria Lúcia Brito de Azevedo (*in memorian*) e família e Isabel Aparecida Severiano pela paciência e carinho durante a visita a São Paulo.

Aos incentivadores e apoiadores: Amelia Brito de Azevedo, Célio Augusto da Silva, Mariana Augusta Azevedo Silva, Isabela Azevedo Silva Ramos, Maria Lúcia Brito de Azevedo (*in memorian*), Rodrigo Brito de Azevedo (*in memorian*), José Luís, Maristella Azevedo de Brito, Kleiner Santiago Linhares, William Campos Viegas, Rômulo Francisco de Souza e Daniel Martim (*in memorian*).

A Sebastião Azevedo Rocha, Solange Aparecida Costa Marques, Raquel Miranda, Rafael Miranda, Michael Teixeira Gonçalves, José Márcio Cruz, Arlete Aparecida da Silva e Rosilene Ribeiro dos Santos pelo carinho, confiança e generosidade.

A Maria Couto e família e à Alexandre Bello Squarcio pelo apoio.

Aos amigos de Itaguaçu e Campestre: Zenun Elias Jorge Zenun, Renata Maria Perlato Capobianco Zenun, Sumaya Capobianco Zenun, Kaimmey Elias Capobianco Zenun, Elias Antônio Augusto Zenun, Creusa de Fátima Gazana, Donizete Geraldo Zanon Gazana, Érica Zanon Gazana Sorce, Sérgio José Pereira, Quitério Rodrigues da Silva, Jucineide Rodrigues da Silva, José Fernandes da Silva, Celita Rodrigues da Silva, Maria Cineide Rodrigues da Silva, Silvana Rodrigues da Silva, Leonarda Rodrigues da Silva, João Lucas Rodrigues da Silva, Ricardo Rodrigues Abílio e Lucineide Rodrigues da Silva.

A Adilson Francisco Ferreira, Maria Inês de Melo Soares, Denílson Mota, Gerson Castro, Rita Matta, Tânia Mateus, Janice Rosa de Lima Cunha, Claudinéia Pereira Coura, Silvia Coelho, Ana Carolina Ministério e Francisco Olegário Araújo pelo incentivo durante as horas de estudo.

À minha família.

Ao povo brasileiro, que custeou meus estudos desde o ensino fundamental até a pós-graduação.

“Se houvesse uma aurora boreal, deixarias dormir seu amigo?”.

Antoine de Saint-Exupéry (Cidadela)

RESUMO

Os migmatitos ocorrem em auréolas de metamorfismo de contato ou em áreas de médio a alto grau metamórficos dentro de orógenos colisionais. Em orógenos colisionais, os migmatitos correspondem à faixa crustal que registrou sobreposição de metamorfismo regional, deformação, anatexia, segregação, drenagem e cristalização de fundido (*melt*) trapeado (i.e., fundido que não ascendeu para formar plútons). Esta sobreposição dá-se ao longo de grandes intervalos de tempo (dezenas de milhões de anos) e o estudo de detalhe em um único afloramento pode fornecer dados petrogenéticos de intervalos superiores a 40Ma. Entretanto, dada a anisotropia e heterogeneidade dessas rochas, faz-se necessário o desenvolvimento de métodos que facilitem a abordagem em campo e, ao mesmo tempo, sejam efetivos na aquisição de dados petrogenéticos. A proposta dessa dissertação é apresentar os métodos e dados petrogenéticos obtidos a partir de um único afloramento de granada-biotita diatexito localizado no Orógeno Brasília Meridional, na Zona de Interferência com o Orógeno Ribeira utilizando metodologia desenvolvida pela autora. O mapeamento de detalhe, o estudo petrográfico de detalhe e o estudo geocronológico via U-Pb (LA-ICP-MS) indicam que o granada-biotita diatexito é um diatexito local cujo período de formação durou cerca de 64Ma e foi gerado por rompimento de dobra. Durante esse período, houveram dois episódios de fusão parcial (que aparentam ser do tipo *hydrate-breakdown*), alterações na fração de fundido, no *strain*, na pressão e na temperatura. Estas características, somadas à probabilidade de gênese a partir de fusão parcial de protólitos com diferentes fertilidades intercalados, proporcionaram condições para formação de onze fácies migmatíticas e permitiram separar o período de evolução em cinco fases anatético-deformacionais: DA1, DA2, DA3, DA4 e DA5. A fusão parcial, a cristalização e a deformação registradas nas primeiras três fases (DA1, DA2, DA3) foram associadas à formação do Orógeno Brasília Meridional. A fase DA4, por sua vez, registrou episódio metamórfico e/ou deformacional e fusão parcial que foram associados à formação do Orógeno Ribeira. Os processos identificados nas fases DA1, DA2, DA3, DA4 e DA5 se deram em contextos geotectônicos já descritos na literatura. Portanto, afloramentos de migmatitos podem ser utilizados como traçadores geotectônicos locais em áreas de longa história evolutiva e/ou alta complexidade geológica (e.g., interferência de orógenos; sobreposição de orógenos) para facilitar a identificação de processos sobrepostos e o estabelecimento de uma cronologia relativa entre os mesmos.

Palavras-chave: migmatitos; orógenos colisionais; Orógeno Brasília Meridional; Orógeno Ribeira.

ABSTRACT

Migmatites occur in contact-metamorphic aureoles or areas of medium to high metamorphic grade within collisional orogens. In collisional orogens, migmatites correspond to the crustal belt that has recorded overlapping of regional metamorphism, deformation, anatexis, segregation, drainage, and crystallization of trap melt (i.e., melt that did not ascend to form plutons). This superimposition occurs over large time intervals (tens of millions of years), and the detailed study of a single outcrop can provide petrogenetic data for intervals greater than 40 Ma. However, given the anisotropy and heterogeneity of these rocks, it is necessary to develop methods that facilitate the field approach and, at the same time, are effective in acquiring petrogenetic data. The purpose of this dissertation is to present the petrogenetic methods and data obtained from a single outcrop of garnet-biotite diatexite located in the Southern Brasília Orogen, in the Interference Zone with the Ribeira Orogen, using a methodology developed by the author. The detailed mapping, the detailed petrographic study and the geochronological study via U-Pb (LA-ICP-MS) indicate that the garnet-biotite diatexite is a local diatexite whose formation period lasted approximately 64Ma and result from a fold rupture. During this period, there were two episodes of partial melting (which appear to be of the hydrate-breakdown type) and changes in the melt fraction, strain, pressure, and temperature. These characteristics, together with the probability of genesis from partial melting of different protoliths intercalated, provided conditions for the formation of eleven migmatitic facies and allowed the separation of the period of evolution into five anatectic-deformational phases: DA1, DA2, DA3, DA4, and DA5. The partial fusion, crystallization, and deformation recorded in the first three phases (DA1, DA2, DA3) were associated with the formation of the Southern Brasília Orogen. The phase DA4, however, recorded a metamorphic and/or deformational episode and partial melting associated with the formation of the Ribeira Orogen. The processes identified in phases DA1, DA2, DA3, DA4, and DA5 occurred in geotectonic contexts already described in the literature. Therefore, migmatite outcrops can be used as local geotectonic tracers in areas of long evolutionary history and/or high geological complexity (e.g., orogen interference; orogen overlap) to facilitate the identification of overlapping processes and the establishment of a relative chronology between them.

Keywords: migmatites; collisional orogens; Southern Brasília Belt; Ribeira Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização do lajedo estudado (em vermelho) no município de Campestre-MG (em cinza).	24
Figura 2 – Vias de acesso ao lajedo estudado pelas rodovias que ligam Belo Horizonte (MG) a Campestre (MG).	25
Figura 3 – Detalhe da localização do lajedo estudado (ponto vermelho) e sua posição na Folha Caldas (SF.23-V-D-IV) (polígono vermelho).	26
Figura 4 – Imagem de satélite do entorno do lajedo estudado.	27
Figura 5 – Distribuição das folhas mapeadas no Projeto Fronteiras de Minas e localização da Folha Caldas.	27
Figura 6 – Ângulo de diedro entre três minerais de composição distinta.	37
Figura 7 – Localização da área de estudo (ponto branco) nas províncias geotectônicas regionais da Plataforma Sul-Americana.	43
Figura 8 – Localização da Folha Caldas (quadrado preto) e da área de estudo (ponto preto) no mapa geológico simplificado da Nappe Guaxupé, Faixa Brasília Meridional.	44
Figura 9 – Localização da área de estudo (quadrado vermelho) em relação à Zona de Interferência entre os orógenos Brasília Meridional e Ribeira.	45
Figura 10 – Indicação da localização do migmatito estudado (estrela) na porção noroeste (marcada por linhas tracejadas) da Folha Caldas (S.23-V-D-IV).	51
Figura 11 – Mapa geológico mostrando as unidades que afloram na porção NE da Folha Caldas (S.23-V-D-IV) e a localização do migmatito (quadrado amarelo).	52
Figura 12 – Litotipos associados ao Complexo São João da Mata (NP2sjm).	54
Figura 13 – Biotita granito rosa associado ao Metagranito Poço Fundo (NP3gpf).	56
Figura 14 – Charnockito associado a Suíte charnockítica-mangerítica (NP3sy1c).	57
Figura 15 – Projeção estereográfica de pólos de estruturas mensuradas na região da Folha Caldas.	59
Figura 16 – Estabelecimento de marcos ao longo da superfície do afloramento a partir do marco zero (M0).	65
Figura 17 – Croqui do lajedo com os locais de instalação dos marcos.	65
Figura 18 – Determinação da altitude dos marcos M1 (A), M2 (B), M3 (C) a partir da altitude de M0.	66
Figura 19 – Equação de cálculo da altitude dos marcos.	66
Figura 20 – Croqui do lajedo com grade regular (5mx5m).	67
Figura 21 – Procedimentos adotados no levantamento topográfico.	68
Figura 22 – Registro fotográfico.	72
Figura 23 – Mapa topográfico do lajedo de migmatito.	73
Figura 24 – Variação da declividade do lajedo.	73
Figura 25 – Mapa de fácies.	76
Figura 26 – Distribuição dos minerais principais nas fácies migmatíticas.	79
Figura 27 – Distribuição de minerais félsicos e máficos em cada fácies em porcentagem.	80
Figura 28 – Aspecto em amostra de mão de fácies migmatíticas coletadas.	81
Figura 29 – Tipos de contato observados.	82

Figura 30 – Cronologia relativa adotada.....	83
Figura 31 – <i>Residuum</i> com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).	85
Figura 32 – <i>Residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) hospedado em dique de leucossoma indeformado veio leucocrático Lci(3).....	88
Figura 33 – <i>Residuum</i> com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2).	90
Figura 34 – <i>Residuum</i> com alta fusão e/ou segregação (Rs3).....	92
Figura 35 – <i>Selvedge</i> máfico e <i>selvedge</i> félsico no contato entre melanossoma (MI) e <i>residuum</i> com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2) no quadrante Q5.	93
Figura 36 – Tipos de leucossoma.....	95
Figura 37 – Leucossoma deformado (Lcd).	96
Figura 38 – Contato gradativo entre <i>residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) e leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci (2)) discordante no quadrante Q1.....	99
Figura 39 – Mapa estrutural que relaciona orientação das fácies migmatíticas e as estruturas deformacionais.....	106
Figura 40 – Diagrama de rosetas e estereogramas das fácies mostradas no Mapa estrutural.....	107
Figura 41 – Sobreposição de dobras no granada-biotita diatexitó.	108
Figura 42 – Dobra parasítica no melanossoma (MI) associada a fase DA2.....	109
Figura 43 – Estruturas deformacionais e estruturas migmatíticas associadas às fases DA1, DA2 e DA4.....	110
Figura 44 – Estrutura migmatítica <i>Schlieren</i> hospedada em Lcd associada a fusão de Rs2 e deformação de Lcd durante as fases DA2 e DA3.	110
Figura 45 – Sobreposição de fácies migmatíticas, estruturas deformacionais e estruturas migmatíticas observadas no quadrante Q6.....	111
Figura 46 – Pares conjugados de fraturas no melanossoma hospedado no dique de Lci(3) formadas durante a fase DA4 no MI.....	112
Figura 47 – Sobreposição de estruturas deformacionais dúcteis (zonas de cisalhamento) por rúpteis (fraturas).....	113
Figura 48 – Zona de charneira de dobra rompida preenchida por Ns.	114
Figura 49 – Sobreposição de fácies e estruturas migmatíticas sugerindo as fases de formação no quadrante Q4.	116
Figura 50 – Avaliação qualitativa das alterações no <i>strain</i> e na fração de fundido durante a evolução do granada-biotita diatexitó.	117
Figura 51 – Fotomicrografias do <i>residuum</i> com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).....	131
Figura 52 – Fotomicrografias da banda félsica do domínio dos micrólitos do <i>residuum</i> com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).....	132
Figura 53 – Detalhe do do agregado mineral hospedado na banda máfica do domínio dos micrólitos do <i>residuum</i> com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).	133
Figura 54 – Fotomicrografias de <i>residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).	140
Figura 55 – Fotomicrografias de <i>residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).	141
Figura 56 – Fotomicrografias de poiquiloblasto de granada do <i>residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).	142
Figura 57 – Fotomicrografias de detalhe de poiquiloblasto de granada do <i>residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).	143
Figura 58 – Fotomicrografias do melanossoma (MI).	147
Figura 59 – Fotomicrografias de detalhe do melanossoma (MI).	148

Figura 60 – Fotomicrografias que detalham o melanossoma (Ml).	149
Figura 61 – Fotomicrografias do leucossoma deformado <i>in situ</i> (Lcd (st)) associado a Rs1.	153
Figura 62 – Fotomicrografias do leucossoma deformado <i>in situ</i> (Lcd(st)) associado a Rs1.	154
Figura 63 – Fotomicrografias do leucossoma deformado (Lcd).	160
Figura 64 – Fotomicrografias do leucossoma deformado (Lcd).	161
Figura 65 – Fotomicrografias de detalhe do leucossoma deformado (Lcd).....	162
Figura 66 – Fotomicrografias de detalhe do leucossoma deformado (Lcd).....	163
Figura 67 – Fotomicrografias de detalhe do leucossoma deformado (Lcd).....	164
Figura 68 – Fotomicrografias de detalhe na inclusão hospedada em pseudomorfo de quartzo do leucossoma deformado (Lcd).	165
Figura 69 – Fotomicrografias de detalhe em cristal subidioblástico de ortoclásio sobrecrecido por microclina no leucossoma deformado (Lcd).....	166
Figura 70 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	171
Figura 71 – Interpretação que aponta vários estágios de formação do leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	172
Figura 72 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	173
Figura 73 – Interpretação das microestruturas em leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)) apresentadas na figura 72.....	174
Figura 74 – Fotomicrografias que mostram o sobrecrecimento de microclina sobre ortoclásio no leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	175
Figura 75 – Fotomicrografias que detalham a borda de microclina no leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	176
Figura 76 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	177
Figura 77 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	178
Figura 78 – Diagrama que mostra a sobreposição de paragêneses ao longo da evolução do granada-biotita diatextito associada aos processos vigentes nas fases anatético-deformacionais.	183
Figura 79 – Percentagem de K-feldspato e plagioclásio nas fácies.	184
Figura 80 – Locais e fácies migmatíticas amostrados para datação.	186
Figura 81 – Amostra de leucossoma deformado coletada para datação.	187
Figura 82 – Diagrama concórdia Wetherill para a amostra RG-01 para todos os grãos de zircão analisados no leucossoma deformado (Lcd).	188
Figura 83 – Diagrama concórdia Wetherill para todos os grãos de zircão do leucossoma deformado com razão Th/U superior a 0,2 (amostra RG-01) (A); Idade-concórdia para cristalização magmática do leucossoma deformado (amostra RG-01) (B).	189
Figura 84 – Diagrama concórdia Wetherill para a amostra RG-01 para todos os grãos de zircão com razão Th/U inferior a 0,2 (A). Os retângulos tracejados indicam os dados associados ao intervalo mais jovem (B) e ao intervalo mais antigo (C). B) Diagrama de variação média para o intervalo inferior (B); Idade-concordia do intervalo mais antigo (C).	191
Figura 85 – Amostra de leucossoma <i>in-source</i> coletada para datação.....	192
Figura 86 – Diagrama concórdia Wetherill da amostra RG-02 para todos os grãos de zircão analisados no leucossoma indeformado <i>in-source</i> (Lci(2)).	193

Figura 87 — Diagrama concórdia Wetherill da amostra RG-02 para todos os grãos de zircão com razão Th/U superior a 0,2 (A); Idade-concordia da amostra RG-02 (B)....	194
Figura 88 – Diagrama concórdia Wetherill da amostra RG-02 para todos os grãos de zircão com razão Th/U inferior a 0,2 (A). Idade-concordia para dois intervalos destacados em '87 A' da amostra RG-02 (B e C).....	195
Figura 89 – Diagrama que mostra a idade de cristalização e de fusão parcial e sua relação com as fases anatético-deformacionais.	197
Figura 90 – Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e contextos geotectônicos em que estava inserido há aproximadamente 670 Ma (A) e durante a fase DA1 (640-630Ma) (B).....	202
Figura 91 – Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e o contexto geotectônico em que estava inserido há 630-620Ma durante a fase DA2 (A, B).....	203
Figura 92 – Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e contextos geotectônicos em que estava inserido há 620-610Ma durante a fase DA3.	204
Figura 93– Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e contextos geotectônicos em que estava inserido há 605-580Ma, durante a fase DA4 e há 560Ma, durante a fase DA5.	205

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Coordenadas UTM de referência do lajedo estudado (<i>datum</i> horizontal WGS 84; zona 23K).....	25
Tabela 2 – Descrição das fácies migmatíticas do granada-biotita diatexito (Ns a Rs0) e do veio félsico tardio (Fst).....	77
Tabela 3 –Tipos de contato observados no granada-biotita-diatexito.	80
Tabela 4 – Orientação e cinemática das zonas de cisalhamento observadas no granada-biotita diatexito.	102
Tabela 5 – Síntese dos resultados obtidos a partir de dados isotópicos U-Pb para leucossoma deformado (amostra RG-01) e para leucossoma indeformado <i>in-source</i> (amostra RG-02).....	196
Tabela 6 – Dados analíticos dos zircões do leucossoma deformado (amostra RG-01)	226
Tabela 7 – Dados analíticos dos zircões do leucossoma indeformado <i>in-source</i> (amostra RG-02).....	229

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ab	Albita
Als	Aluminossilicato
An	Anortita
Ap	Apatita
Bt	Biotita
Ca.	cerca
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CDTN	Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear
CL	Catodoluminescência
CNPQ	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CODEMIG	Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais
COMIG	Companhia Mineradora de Minas Gerais
CPMTC	Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Cpx	Clinopiroxênio
Crd	Cordierita
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
e.v.	estimativa visual
Fsp	Feldspato
FUNDEP	Fundação de Desenvolvimento da Pesquisa
Grt	Granada
Hbl	Hornblenda
Hyp	Hiperstênio
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGC	Instituto de Geociências da UFMG
K-fsp	K-feldspato
L	fundido (<i>melt</i>)
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
Mag	Magnetita
Mc	Microclina
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
Mnz	Monzita
MSWD	<i>Mean Squares of Weighted Deviates</i>
Opq	Mineral opaco
Opx	Ortopiroxênio
Or	Ortoclásio
P	pressão
Pl	Plagioclásio
Qz	Quartzo
SAD69	<i>South America Datum 1969</i>
Sil	Sillimanita
T	temperatura
UERJ	Universidade Estadual do Rio de Janeiro
UFMG	Universidade Federal de Minas Gerais

UFOP
WGS84
Zrn

Universidade Federal de Ouro Preto
World Geodetic System
Zircão

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	21
1.1 Considerações iniciais.....	21
1.2 Objetivos	23
1.2.1 Objetivo geral.....	23
1.2.2 Objetivo específico.....	24
1.3 Localização e acesso	24
1.4 Justificativa.....	28
1.5 Materiais e métodos	31
1.5.1 Revisão bibliográfica.....	31
1.5.2 Trabalhos de campo	31
1.5.3 Trabalhos laboratoriais	32
1.6 Trabalhos publicados	39
1.7 Estruturação da dissertação.....	40
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	42
2.1 Contexto geotectônico.....	42
2.2 Evolução geotectônica	45
2.1.1 Orógeno Brasília Meridional	45
2.3 Unidades geológicas	49
2.3.1 Complexo granulítico	49
2.3.2 Complexo diatexítico.....	50
2.3.3 Complexo metatexítico	50
2.3.4 Ortogneise Elói Mendes (NP2gem).....	53
2.3.5 Complexo São João da Mata (NP2sjm).....	53
2.3.6 Granitóide Serra da Água Limpa (NP2gsal).....	55
2.3.7 Metagranitóide Poço Fundo (NP3gpf).....	55
2.3.8 Suite charnockítica-mangerítica (NP3s γ 1c).....	56
2.3.9 Leucogranito Botelhos (NP3lb)	57
2.4 Geologia Estrutural.....	57
2.5 Metamorfismo.....	61

3	MAPEAMENTO DE DETALHE	63
3.1	Levantamento cartográfico	63
3.1.1	Mapa topográfico	64
3.1.2	Mapa de fácies	69
3.1.3	Mapa estrutural.....	70
3.2	Coleta sistemática de amostras	71
3.3	Registro fotográfico	71
3.4	Resultados	73
3.4.1	Fácies	74
3.4.2	Deformação	101
3.4.3	Estruturas migmatíticas	115
3.4.4	Discussão do mapeamento de detalhe.....	118
4	ESTUDO PETROGRÁFICO	124
4.1	<i>Residuum</i> com fusão e/ou segregação incipiente	124
	Ortoclásio.....	125
	Quartzo	126
	Biotita.....	127
	Microclina.....	128
	Albita.....	128
	Anortita	129
	Granada.....	129
	Magnetita.....	130
	Zircão.....	130
4.2	<i>Residuum</i> com baixa fusão e/ou segregação.....	135
	Ortoclásio.....	136
	Biotita.....	136
	Quartzo	137
	Albita.....	137
	Anortita	138
	Microclina.....	138
	Granada.....	138
	Magnetita.....	139

Zircão.....	139
4.3 Melanossoma.....	144
Biotita.....	144
Albita.....	145
Anortita.....	145
Ortoclásio.....	145
Quartzo.....	145
Magnetita.....	146
Apatita.....	146
4.4 Leucossoma deformado <i>in situ</i>	150
Ortoclásio.....	150
Quartzo.....	151
Microclina.....	151
Albita.....	152
Anortita.....	152
Biotita.....	152
4.5 Leucossoma deformado.....	155
Ortoclásio.....	155
Microclina.....	156
Quartzo.....	157
Albita.....	157
Biotita.....	157
Granada.....	158
Zircão.....	158
4.6 Leucossoma indeformado <i>in-source</i>	167
Ortoclásio.....	167
Quartzo.....	167
Microclina.....	168
Albita.....	168
Biotita.....	169
Granada.....	169
Zircão.....	169
4.7 Discussão dos dados petrográficos.....	179

5 ESTUDO GEOCRONOLÓGICO	185
5.1 Leucossoma deformado – Lcd	186
5.2 Leucossoma indeformado <i>in-source</i> - Lci(2)	192
5.3 Discussão dos dados geocronológicos	196
6 DISCUSSÕES.....	198
7 CONCLUSÕES	206
REFERÊNCIAS.....	207
GLOSSÁRIO	216
APÊNDICE A – Levantamento cartográfico	222
APÊNDICE B – Dados geocronológicos	226

1 INTRODUÇÃO

Nesta dissertação de mestrado apresentam-se dados obtidos a partir do estudo em detalhe do lajedo de granada-biotita diatexito neoproterozóico que ocorre no Orógeno Brasília Meridional e aflora próximo à cidade de Campestre - MG (Figuras 1, 2, 3, 4). Apresenta-se dados petrogenéticos e modelo genético relevantes à formulação de modelo de evolução geotectônica local.

O mestrado deu-se em continuidade a trabalhos que a autora realizou na região (e.g., AZEVEDO, 2013) e ao mapeamento da Folha Caldas (SF.23-V-D-IV) e da Folha Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI) (TEDESCHI et al., 2015a; 2015b). Os resultados parciais foram publicados em congresso (e.g., AZEVEDO et al., 2014; TEDESCHI et al., 2014) e em simpósio (e.g., AZEVEDO et al., 2015).

Os trabalhos de campo e as despesas laboratoriais, bem como as viagens da autora e do orientador para a realização de análises em laboratórios brasileiros (e.g., Laboratório de Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS da UFOP), foram custeados pelos contratos entre CODEMIG e UFMG como parte do Projeto Fronteiras de Minas e pelo Laboratório de Geotectônica do CPMTCC-UFMG coordenados pelo co-orientador Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares. A bolsa de mestrado da autora foi concedida pela CAPES.

1.1 Considerações iniciais

O lajedo estudado localiza-se na Folha Caldas (SF.23-V-D-IV) (Figuras 3, 4, 5), a sudoeste do Cráton São Francisco (ALMEIDA, 1977), na porção meridional da Faixa¹ Brasília (ALMEIDA et al., 1981; TROUW et al., 1994; VALERIANO et al., 2004) (Figura 7), Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional (VALERIANO et al., 2000), no interior da estrutura designada por PETERNEL et al. (2005) e TROUW et al. (2013) como Nappe Guaxupé (i.e., porção setentrional da Nappe Socorro-Guaxupé) (Figura 8).

¹ Nessa dissertação, os termos “orógeno” e “faixa” são tratados como equivalentes já que as faixas mencionadas nesse trabalho são orógenos.

A formação da Faixa Brasília Meridional está associada à convergência e posterior colisão do bloco Paranapanema (LEONARDOS JR and Fyfe, 1974; CORDANI et al., 1984; MANTOVANI & BRITO NEVES, 2005; MANTOVANI et al., 2005) com o paleocontinente São Francisco, como parte dos episódios colisionais neoproterozóicos diacrônicos que se desenrolaram durante o Ciclo Brasileiro e culminaram na aglutinação do Gondwana Ocidental há 520 Ma (BRITO NEVES et al., 1999). Em crosta média a profunda, a pressão e temperatura elevadas durante o metamorfismo foram suficientes para gerar fusão parcial em diferentes níveis crustais (CAMPOS NETO et al., 2011). As rochas submetidas à fusão parcial cujo fundido (*melt*) foi drenado parcialmente, trapeado e cristalizado, correspondem aos migmatitos que afloram na região.

Os migmatitos são heterogêneos em escala microscópica a macroscópica e constituídos por duas ou mais partes (fácies migmatíticas) petrograficamente distintas e petrogeneticamente relacionadas entre si e ao seu protólito (i.e., rocha metamórfica submetida a anatexia) por fusão parcial ou segregação do fundido da fração sólida (SAWYER, 2008a). Ocorrem em áreas de metamorfismo regional submetidas desde médio a alto grau metamórfico e em auréolas de metamorfismo de contato (SAWYER, 2008a).

A fácies derivada da fusão parcial é chamada de neossoma. Quando o neossoma é submetido a tensão desviatória, a fração fundida é segregada e se cristaliza. Caso a rocha formada pela cristalização seja leucocrática, a fácies formada é chamada de leucossoma. Entretanto, quando o neossoma não é submetido a segregação, por ausência de tensão desviatória, é apenas chamado de neossoma, independente do seu índice de cor (SAWYER, 2008a).

O leucossoma possui, normalmente, composição quartzo-feldspática ou feldspática e é resultado da cristalização de fundido ou, em raros casos, do resfriamento de fundido até vidro (SAWYER, 2008a).

A porção do neossoma formada pela fração sólida deixada para trás após a fusão parcial e extração total ou parcial de fundido é chamada de *residuum*. Trata-se de um termo genérico que não remete a cor ou a composição mineralógica específica já que ambos dependem da rocha submetida a fusão parcial (SAWYER, 2008a). O *residuum* é composto por minerais em excesso na reação de fusão, minerais que são produto da fusão incongruente (fases

peritéticas²) (SAWYER, 2008a; 2008c) e minerais formados a partir da cristalização de fundido não extraído. Quando o *residuum* é melanocrático, é chamado de melanossoma (SAWYER, 2008a).

O protólito (i.e., rocha submetida a fusão parcial) pode ser mais ou menos susceptível à fusão, ou seja, mais ou menos fértil, o que está diretamente relacionado à sua composição e às condições de temperatura (T) e pressão (P) experienciadas. Se as condições forem favoráveis, a assembleia mineralógica, ou parte desta, fundirá a partir de reações de fusão. Neste caso, os reagentes são os minerais do protólito e os produtos são os minerais não consumidos completamente na reação de fusão, as fases peritéticas e o fundido (SAWYER, 2008 a, b).

Em orógenos colisionais (ou seja, regiões submetidas a metamorfismo regional), os migmatitos correspondem à faixa crustal que registra sobreposição de metamorfismo regional, deformação, anatexia, segregação, drenagem e cristalização de fundido trapeado (i.e., fundido que não ascende para formar plútons). Esta sobreposição dá-se ao longo de dezenas de milhões de anos (SAWYER, 2008b; BROWN, 2008); contudo, ocorre de maneira diacrônica, com obliteração total ou parcial das etapas anteriores ao que é observado. Este fenômeno leva à formação de rochas heterogêneas e anisotrópicas que, apesar de serem úteis para a aquisição de dados petrogenéticos, são de difícil estudo. Assim, faz-se necessário o desenvolvimento de métodos que facilitem a aquisição de dados de campo e sejam efetivas para a amostragem representativa.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

O objetivo geral da presente dissertação é a caracterização faciológica de lajedo de migmatito associado ao Complexo São João da Mata (CAMPOS, 2012), no Orógeno Brasília Meridional, a partir de mapeamento em escala de

² Vide no glossário, verbete “fases peritéticas”.

afloramento, de estudos petrográficos e de estudos geocronológicos (método U-Pb em LA-ICP-MS em zircão). Além disso, a partir dos dados adquiridos, qualificar processos petrogenéticos, contextualizar os dados obtidos com os dados regionais e, dessa forma, testar a hipótese da aplicação do estudo de detalhe em migmatitos como traçadores geotectônicos locais.

1.2.2 Objetivo específico

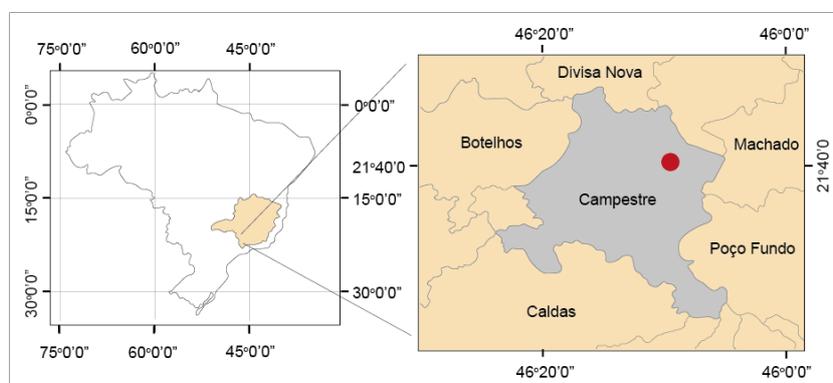
O objetivo específico é criar e aplicar metodologia de estudo em escala de afloramento que atenda às especificidades dos migmatitos, tais como dificuldade de descrição, interpretação e amostragem representativa para estudos petrográficos e geocronológicos.

1.3 Localização e acesso

A área de estudo é um lajedo de 525,5 m² situado na porção sudoeste do estado de Minas Gerais (Figura 1; Tabela 1), a cerca de 400km de Belo Horizonte, a aproximadamente 30km da sede municipal de Campestre – MG (Figuras 3, 4).

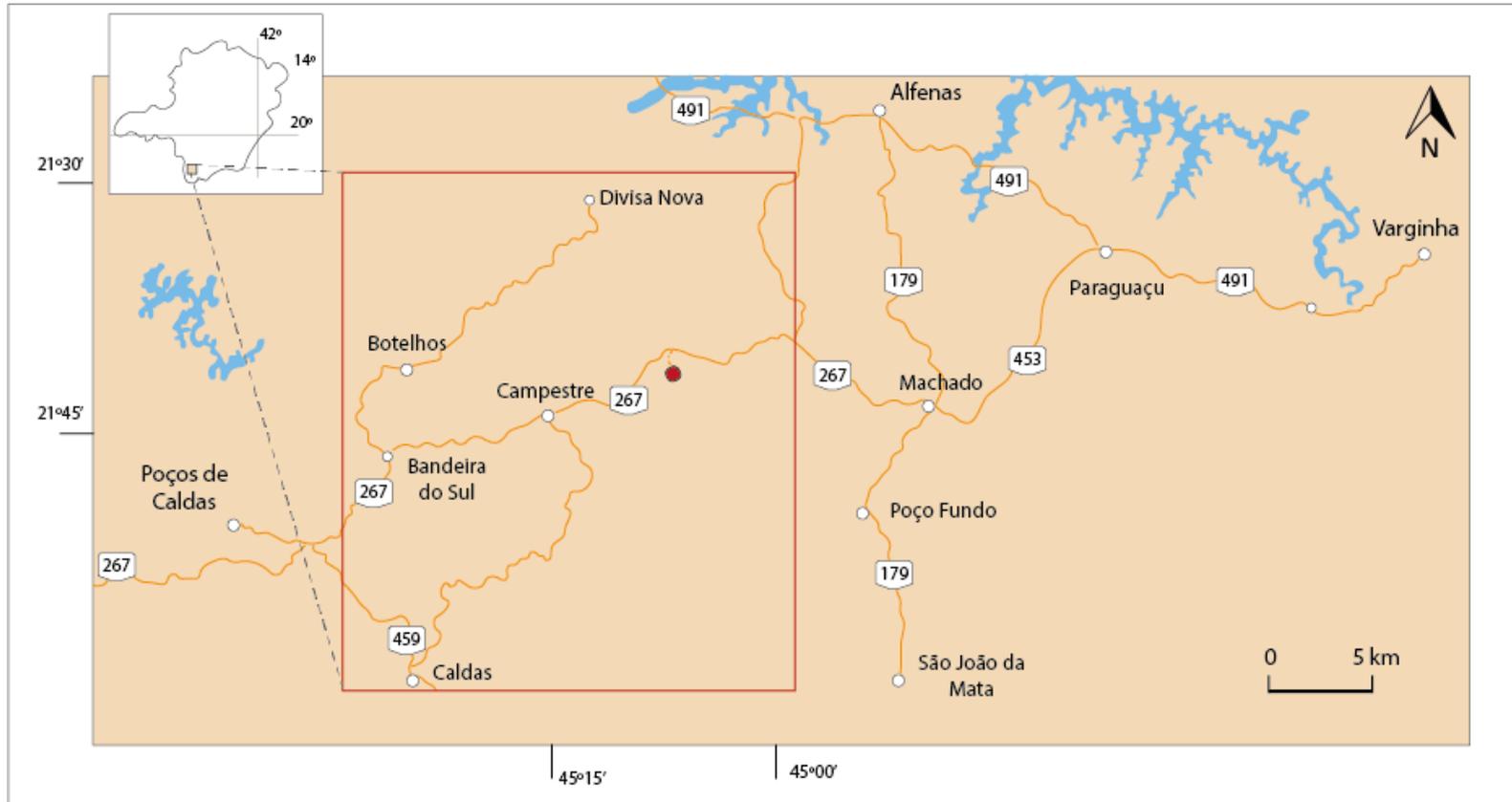
A área está inserida na porção nordeste da Folha Caldas (SF.23-V-D-IV) (TEDESCHI et al., 2015), elaborada no Projeto Fronteiras de Minas (Figura 3).

Figura 1 – Localização do lajedo estudado (em vermelho) no município de Campestre-MG (em cinza).



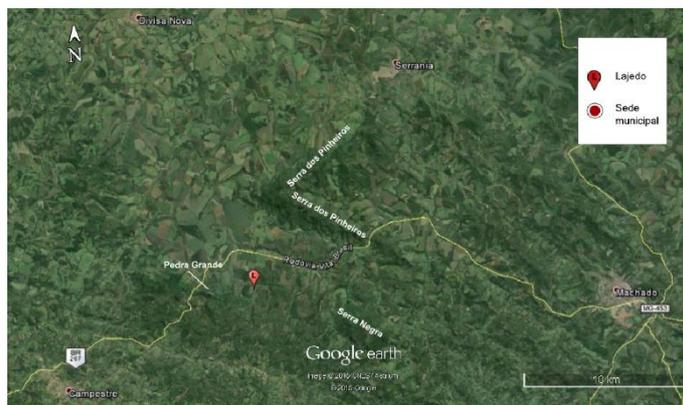
Fonte: IBGE, acesso 2015.

Figura 3 – Detalhe da localização do lajedo estudado (ponto vermelho) e sua posição na Folha Caldas (SF.23-V-D-IV) (polígono vermelho).



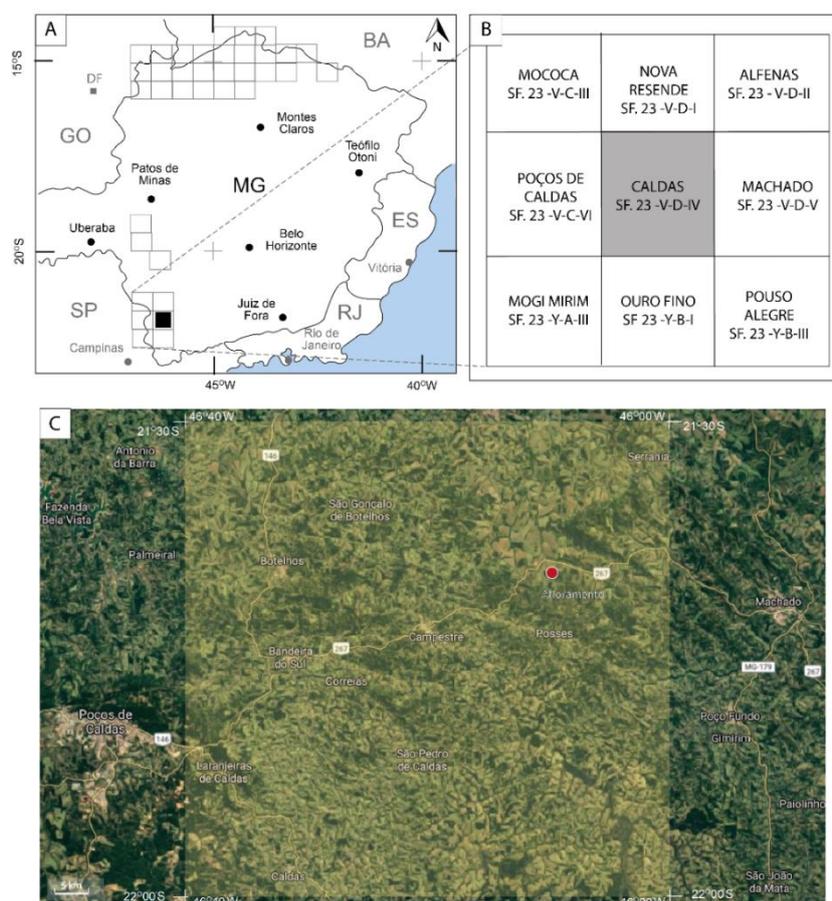
Fonte: Modificado de Google Maps, acesso em maio de 2015.

Figura 4 – Imagem de satélite do entorno do lajedo estudado.



Fonte: Modificado de Google Maps, acesso em maio de 2015.

Figura 5 – Distribuição das folhas mapeadas no Projeto Fronteiras de Minas e localização da Folha Caldas.



A) Localização da Folha Caldas (polígono preto com preenchimento sólido preto) no Projeto Fronteiras de Minas; (B) Articulação das folhas 1:100.000 das folhas mapeadas na porção sudoeste de Minas Gerais; (C) Imagem de satélite da região da Folha Caldas (polígono amarelo transparente) com indicação do lajedo estudado (ponto vermelho). Modificado de TEDESCHI et al. (2015c). Fonte: Google Earth, acesso em maio de 2015.

1.4 Justificativa

No interior de orógenos colisionais, os migmatitos registram a sobreposição de processos (i.e., metamorfismo regional, fusão parcial, drenagem e cristalização) associada a evolução orogênica. O intervalo de tempo registrado pode ser superior a 40Ma (ZALESKI et al., 1999; RUBATTO et al., 2001). Logo, existe a hipótese de que o registro dessa sobreposição seja preservado em um único afloramento e de que esse possa ser utilizado como traçador geotectônico local. Entretanto, é necessário que aquele o estuda seja consciente de que o que observado é o registro temporal, parcialmente obliterado, de como a crosta média a profunda respondeu à orogênese. Nesse sentido cada detalhe é importante e, dada a heterogeneidade e a anisotropia dos migmatitos, são necessários métodos que orientem a aquisição de dados em campo e a amostragem representativa. A falta dessa consciência e orientação pode surpreender profissionais e pesquisadores com questões intrínsecas aos afloramentos os de migmatitos, tais como:

- O registro de processos (e.g., metamorfismo, fusão parcial, segregação, drenagem e cristalização) tende a se preservar em locais restritos ou em fácies migmatíticas distintas do mesmo afloramento de migmatito (e.g., paleossoma, *residuum*, leucossoma e melanossoma³) (SAWYER, 2008a; 2008b; BROWN, 2008);
- A reconstituição da evolução petrogenética do migmatito não pode ser feita a partir da extrapolação da descrição e amostragem de um único ponto no afloramento do migmatito (SAWYER, 2008b; SOLAR, 2008);
- A deformação é particionada de acordo com a fácies migmatítica, com a presença de estruturas anteriores à anatexia, com a natureza do protólito⁴ (SAWYER, 2008a; 2008b), com a idade da fácies migmatítica (SAWYER, 2008b), com a pressão de poro vigente durante a deformação progressiva sin-anatética (DAVIDSON et al., 1994; RUTTER & MECKLENBURG, 2006) no

³ Consultar Glossário para definições.

⁴ Consultar Glossário para definições.

migmatito e com a variação de pressão de poro durante a deformação progressiva sin-anatética em cada fácies migmatítica (DEINER & FAGERENG, 2014);

- Cada fácies migmatítica data de uma fase da evolução petrogenética e apresenta características distintas de outras fácies (e.g., composição mineralógica e microestruturas) que podem retratar um ou mais processos (HOLNESS, 2008; BROWN, 2008), cada qual com sua própria cinética e intervalos de pressão e temperatura associados (WHITE, 2008);

- O migmatito não pode ser interpretado como resultante de um único processo geológico (e.g., metamorfismo, anatexia, deformação etc);

- Cada porção do afloramento de migmatito pode ser formada pela sobreposição de processos distintos de outras porções mesmo dentro de uma mesma fácies;

- Fácies migmatíticas submetidas a *strain* distintos podem aflorar justapostas;

- Estruturas dúcteis podem ser sobrepostas por estruturas rúpteis.

As questões mencionadas dificultam a descrição, a amostragem e a interpretação de dados. Logo, esforços são necessários para a boa execução destas ações, já que são imprescindíveis à aquisição de informações petrogenéticas. Assim, propõe-se no presente trabalho uma metodologia de campo para descrição e amostragem sistemática que permita:

- Identificação de fácies migmatíticas

À cada fácies é atribuído um conjunto de processos diferentes (e.g., o *residuum* é resultante de fusão parcial, de segregação, de drenagem e de cristalização de fundido; o leucossoma é resultante de segregação, de drenagem e de cristalização de fundido) (SAWYER, 2008a; 2008b);

- Levantamento de formato e da extensão de cada fácies

A extensão relativa de uma fácies resulta, por exemplo, da fração de fundido, do grau de segregação, da duração/grau/taxa de drenagem, do grau/taxa de deformação e até de protólitos distintos no mesmo afloramento (SAWYER, 2008a; 2008b);

- Avaliação de sobreposição de processos

A identificação de sobreposição de processos (e.g., metamorfismo, fusão parcial, deformação, drenagem e cristalização) é útil para entender como se deu a formação de cada fácies com o tempo e para avaliar se houve variação nos parâmetros P, T, pressão de poro e *strain* (SAWYER, 2008a; 2008b; DAVIDSON et al., 1994; BROWN, 2008);

- Caracterização de contatos entre fácies migmatíticas

O tipo de contato entre fácies justapostas indica se houve troca de matéria e/ou energia durante ou após a formação das fácies e se a presença e os processos responsáveis pela formação de uma fácies influenciaram na formação da outra (SAWYER, 2008a; 2008b);

- Identificação de partição na fusão

A partição da fusão (i.e., heterogeneidade e/ou anisotropia de fundido no afloramento de migmatito) pode indicar presença de protólitos com diferentes fertilidades no mesmo afloramento, entendendo-se fertilidade como susceptibilidade à fusão parcial (SAWYER, 2008a; 2008b);

- Identificação da partição da deformação

A partição da deformação pode estar associada a estruturas pré-anatéticas e/ou à variação na pressão de poro com o tempo e/ou diferença composicional entre fácies migmatíticas (SAWYER, 2008a; 2008b);

- Avaliação da sobreposição de estruturas deformacionais

A sobreposição de estruturas deformacionais indica alteração no *strain* e/ou substituição de regime deformacional e/ou variação na pressão de poro (DAVIDSON et al., 1994; BROWN, 2008; RUTTER & MECKLENBURG, 2006; DEINER & FAGERENG, 2014);

- Avaliação da sobreposição de estruturas migmatíticas

A sobreposição de estruturas migmatíticas indica mudança na relação entre *strain* e fração de fundido com o tempo (vide glossário, verbete “estruturas migmatíticas”).

1.5 Materiais e métodos

A presente dissertação é continuidade do trabalho de mapeamento realizado na região compreendida pela Folha Caldas, escala 1:100.000 (SF.23-V-D-IV) (TEDESCHI et al., 2015a) do qual a autora participou. As atividades foram divididas em quatro etapas: revisão bibliográfica; aquisição de dados (em campo e em laboratório); tratamento e interpretação de dados; elaboração da dissertação e divulgação dos resultados.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Nesta etapa executou-se a consulta e revisão bibliográficas do material disponível em acervo sobre os temas relacionados ao projeto, tais como: geologia regional, modelos de evolução geotectônica da região abordada, petrologia de migmatitos e métodos de datação em geral.

1.5.2 Trabalhos de campo

O migmatito estudado (UTM: 382576E/7603985N – Zona: 23K - Datum: WGS84) está inserido na Folha Caldas (SF.23-V-D-IV) (Figura 5), cujo mapeamento geológico básico totalizou aproximadamente 50 dias de trabalho e cerca de 80 estações descritas. Apesar de a autora ter participado do mapeamento, a presente dissertação descreve apenas os resultados obtidos a partir do estudo de detalhe do afloramento selecionado para seu mestrado. A seleção privilegiou o afloramento com maior grau de anisotropia e heterogeneidade (i.e., diversidade e heterogeneidade faciológicas, diversidade de estruturas dúcteis e rúpteis e diversidade de estruturas migmatíticas). Esta seleção baseia-se no fato de que há maior probabilidade de migmatitos com elevado grau de anisotropia e heterogeneidade apresentarem registro de mais de um estágio de fusão e cristalização, alteração no *strain* e longa história evolutiva.

Os trabalhos de campo que visaram apenas o estudo do migmatito totalizaram 20 dias (entre dezembro de 2014 e janeiro de 2015) e

compreenderam mapeamento de detalhe e coleta sistemática de amostras sem alteração intempélica (para análises petrográficas e geocronológicas).

O material bibliográfico utilizado como apoio foram artigos, dissertações, mapas e teses que tratam da região tais como:

- AZEVEDO, R. A. (2013). Geologia da região de Campestre, sudoeste de Minas Gerais. Trabalho Geológico de Graduação. Universidade Federal de Minas Gerais, 144p;
- Carta topográfica Campestre (IBGE, 1970; SF-23-V-D-IV-2, Carta do Brasil, escala 1:50.000);
- TEDESCHI, M. F.; Novo, T. A.; AZEVEDO, R. A.; Salim, L. F. & Degler, R. (2015a). Folha Caldas (SF.23-V-D-IV), escala 1:100 000, CODEMIG;
- TEDESCHI, M. F.; Novo, T. A.; Vieira, P. L. N. C. R. 2015c. Relatório das folhas Caldas (SF.23-V-C-IV) e Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI), escala 1:100 000, CODEMIG.

1.5.3 Trabalhos laboratoriais

Os trabalhos laboratoriais dividiram-se em estudo petrográfico e estudo geocronológico (análises isotópicas U-Pb). O estudo petrográfico foi realizado em seis fácies migmatíticas e os estudos geocronológicos em duas fácies migmatíticas.

1.5.3.1 Estudo petrográfico

As lâminas delgadas foram estudadas sob luz polarizada e refletida em microscópio LEICA DFC295, com placa acessória de 1λ acoplado ao *software* LAS (versão 3.8). As siglas utilizadas nas fotomicrografias foram aquelas apresentadas por WHITNEY & EVANS (2010) e a terminologia adotada, a identificação mineralógica, a descrição petrográfica e a interpretação de microestruturas foram baseadas em DEER et al. (1965), HOLNESS (2008), BRODIE et al. (2002), SAWYER (2008c), WHITE (2008) e PASSCHIER & TROUW (2005).

O objetivo foi determinar a composição mineralógica, a granulação e a textura, bem como identificar o registro microscópico preservado de cada processo (i.e., fusão parcial, segregação, cristalização e deformação) para estimar a reação de fusão parcial e os processos que levaram a estabilização das fases minerais identificadas.

O termo “microestrutura” foi utilizado para descrever o arranjo espacial, o tamanho relativo e as características internas dos minerais, conforme BRODIE et al. (2002) e HOLNESS (2008). O termo “textura” foi utilizado para descrever a orientação preferencial dos minerais, conforme PASSCHIER & TROUW (2005). O termo “pseudomorfo” foi utilizado para designar um mineral que assumiu o formato de um poro anteriormente preenchido por fundido, conforme HOLNESS (2008).

O critério para seleção de amostras foi investigar como os processos identificados em escala de afloramento (e.g., fusão parcial, cristalização e deformação) foram registrados em microescala, assim como sua inter-relação, evolução espacial e temporal. Assim, foram selecionadas seis fácies: *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0), leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)), *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1), melanossoma (MI), leucossoma deformado (Lcd) e leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).

O *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0) foi selecionado para investigar a presença de minerais e/ou microestruturas metamórficas não obliteradas e estimar a reação de fusão.

O leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)) (i.e., estroma de Rs0) foi selecionado para investigar quais foram as fases peritéticas formadas, quais foram os pseudomorfos formados a partir da fusão de Rs0 e identificar possíveis fases reagentes e produtos da reação de fusão⁵.

O *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) foi selecionado para investigar a inter-relação entre as fases peritéticas e as fases formadas a partir

⁵ Vide verbetes “estroma”, “fases peritéticas” e “pseudomorfos” no Glossário.

da cristalização do fundido, bem como para avaliar qual foi o papel da deformação em microescala durante a segregação⁶.

O melanossoma (MI) foi selecionado para investigar quais foram as fases concentradas após a extração do fundido.

O leucossoma deformado (Lcd) foi selecionado para investigar as condições de cristalização (i.e., sin-, tardi- ou pós-deformacional) desta fácies, para avaliar se houve alteração nas condições de P e T (i.e., pressão e temperatura) durante a cristalização e se há presença de microestruturas que indicam refusão.

O leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)) foi selecionado para investigar as condições de cristalização (i.e., sin-, tardi- ou pós-deformacional) desta fácies e para avaliar se houve alteração nas condições de P e T durante a cristalização.

No estudo petrográfico buscou-se reconhecer a composição mineralógica das fácies, identificar os processos registrados em microescala (i.e., metamorfismo, fusão parcial, segregação e cristalização), verificar como as fases anatético-deformacionais reconhecidas em campo foram registradas em microescala e estimar os processos de estabilização dos minerais (e.g., fases peritéticas, minerais em excesso na reação de fusão parcial e minerais formados a partir de cristalização de fundido). Os critérios utilizados para reconhecer processos foram baseado nas considerações feitas por SAWYER (2008c).

Na identificação dos processos registrados em microescala buscou-se observar:

- A forma dos cristais das fases minerais (i.e., idioblástico, subidioblástico e xenoblástico) indica processos diferentes de estabilização. Cristais idioblásticos em sistemas metamórficos submetidos a fusão parcial são fases peritéticas ou cristais cristalizados a partir do fundido produzido por fusão parcial (SAWYER, 2008c). Cristais subidioblásticos e xenoblásticos em sistemas metamórficos submetidos a fusão parcial são reagentes da reação de fusão parcial, fases em excesso na reação ou pseudomorfos. Os pseudomorfos são

⁶ Vide verbetes “fases peritéticas” e “segregação” no Glossário.

produzidos quando o fundido se cristaliza em lugar anteriormente ocupado por um mineral.

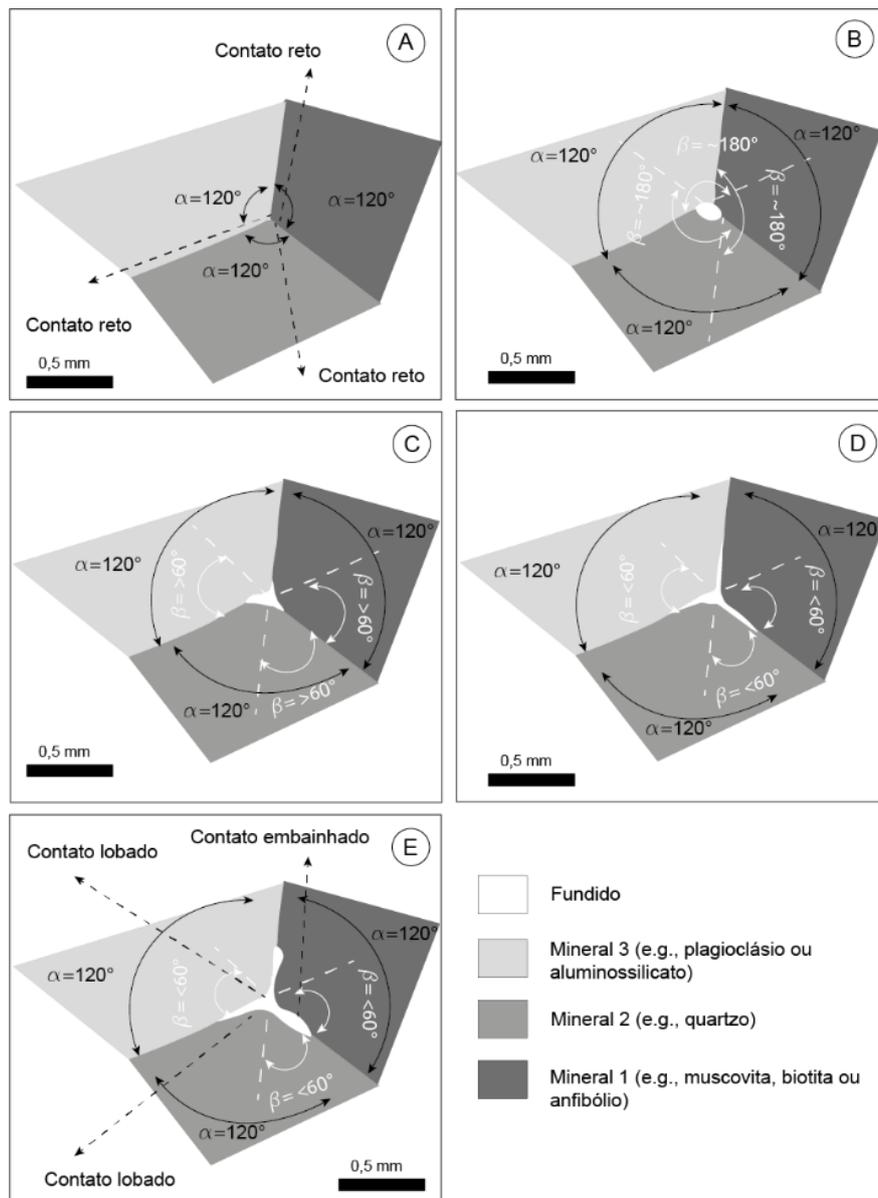
- Ao avaliar um cristal para propor um processo de estabilização, deve-se já ter estabelecido uma cronologia relativa inicial dos minerais. Essa cronologia relativa está intrinsecamente associada à sobreposição de processos dos migmatitos (metamorfismo, fusão parcial, segregação, cristalização etc). Dois cristais de uma mesma fase mineral (e.g., plagioclásio) podem ter origens distintas. Um ser um reagente não completamente consumido na reação de fusão (i.e., fase em excesso na reação), outro ser uma fase peritética, ser produto da cristalização de fundido ou ser um pseudomorfo. A distinção é feita observando a forma dos cristais (e.g., idioblástico, subidioblástico e xenoblástico), as relações de contato entre os demais minerais e o tamanho relativo do cristal em relação a cristais da mesma fase mineral e de fases minerais distintas;

- As relações do fundido cristalizado com as fases sólidas idioblásticas, subidioblásticas e xenoblásticas (e.g., tipos e ângulos de contato, quantidade relativa, cronologia relativa). Essas relações indicam se as fases sólidas são fases peritéticas, se são reagentes da reação que não foram completamente consumidos, se são fases não afetadas pela fusão ou se são produtos da cristalização do fundido (SAWYER, 2008c; HOLNESS, 2008);

- As rochas félsicas submetidas a metamorfismo regional de alto grau tendem a apresentar textura granoblástica, granonematoblástica e granolepidoblástica com ângulo de contado entre os minerais igual a 120° (BEST, 2005). Quando os minerais são submetidos a fusão parcial, esse ângulo é alterado. No início da fusão parcial o fundido se acumula na junção tríplice e passa a existir um ângulo entre a fase mineral e o fundido recém formado ($\beta = 180^\circ$) (HOLNESS, 2008). Com a progressão da fusão parcial, o ângulo entre a fase mineral e o fundido se altera ($\beta \geq 60^\circ$). Quando há condições favoráveis (presença de tensão desviatória) o ângulo entre a fase mineral e o fundido se altera novamente ($\beta \geq 60^\circ$) e o fundido acumulado na junção tríplice atinge conectividade e migra para o contato entre faces minerais (Figura 6) (HOLNESS, 2008);

- A presença de pseudomorfos, o que indica que são fases cristalizadas a partir do fundido (SAWYER, 2008c).

Figura 6 – Ângulo de diedro entre três minerais de composição distinta.



Fonte: Elaborado pela autora, baseado em HOLNESS, 2008.

A) Em rochas metamórficas o ângulo de diedro é 120° entre as faces dos minerais ($\alpha = 120^\circ$). B) Com o início da fusão parcial, próximo a junção tríplice, passa a existir o ângulo entre a fase mineral e o fundido recém formado ($\beta = 180^\circ$). C) Com a progressão da fusão, o ângulo entre a fase mineral e o fundido se altera ($\beta \geq 60^\circ$). D) Quando há condições favoráveis (i.e., presença de tensão desviatória) o ângulo entre a fase mineral e o fundido se altera novamente ($\beta \leq 60^\circ$) e o fundido acumulado na junção tríplice migra para o contato entre as faces dos minerais e atinge conectividade para se cristalizar em local diverso de onde foi formado.

1.5.3.2 Estudo geocronológico

No estudo geocronológico empregou-se o método de datação U/Pb (LA-ICP-MS) em zircões do leucossoma deformado - Lcd (amostra RG-01) e do leucossoma indeformado *in source* - Lci(2) (amostra RG-02). Para as análises, coletou-se cerca de 10kg de material (livre de alteração intempérica) de cada fácies. A britagem, lavagem e secagem das amostras foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPMT-UFMG, de acordo com os procedimentos convencionais.

Em seguida, as amostras foram enviadas para o laboratório MULTILAB da UERJ, onde foram moídas, peneiradas e concentradas na fração entre 80# e 120#. A partir deste concentrado dos minerais, foram removidos os minerais magnéticos com uso de imã e separador magnético tipo *Frantz*. A fração menos magnética foi submetida a decantação em bromofórmio ($\rho = 2,85\text{g/cm}^3$). A partir do material decantado, 150 cristais de zircão foram separados manualmente com auxílio de lupa óptica binocular. Posteriormente, seções circulares de epóxi com 2,5cm de diâmetro foram montadas. Estas seções foram polidas, até que os cristais de zircão ficassem expostos, e recobertas por película de carbono para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e secundários via catodoluminescência (CL) a partir de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Em seguida, as seções foram lavadas para a retirada da cobertura de carbono e metalizadas com ouro para as análises U-Pb em zircões por LA-MC-ICP-MS.

Os zircões foram analisados na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) via ICP-MS *sector field* da *Thermo-Finnigan Element 2* acoplado a um sistema de *laser* + G2 CETAC LSX-213. O material de referência primário utilizado foi o zircão M127 (KLÖTZLI et al., 2009) e, para controle de qualidade, utilizou-se como padrão secundário o zircão Plešovice (SLÁMA et al., 2008). Os dados de sinal de tempo resolvido foram processados usando o *software Glitter* (VAN ACHTERBERGH et al., 2001).

As incertezas associadas às razões apresentadas nas tabelas de dados são de 1σ , em porcentagem (Tabelas 6, 7). As idades foram calculadas utilizando o programa *ISOPLOT 4.15* (LUDWIG, 2009).

O cálculo das idades foi realizado a partir de cristais com teor de chumbo comum inferior a 0,5%, discordância abaixo de 20% e erros das razões individuais inferiores a 8% cuja concordância não estava no intervalo entre 95 e 105%. O detalhamento do método analítico pode ser obtido em CHEMALE et al. (2012).

1.6 Trabalhos publicados

Durante o mestrado foram publicados trabalhos em congresso e em simpósio, foi confeccionado o artigo “*Descrição e interpretação de migmatitos: metodologia para abordagem em campo, exemplo na Faixa Brasília Meridional*” e foram desenvolvidos trabalhos associados a terrenos de alto grau metamórfico e terrenos submetidos à fusão parcial, tais como:

- Participação e apresentação de trabalhos no 47° Congresso Brasileiro de Geologia como autora principal do trabalho “*Geologia da região de Campestre, sudoeste de Minas Gerais*” (AZEVEDO et al., 2014) e como co-autora dos trabalhos:
 - Lineamentos associados à Faixa Ribeira e sua correlação com a distribuição das unidades geológicas na Folha Extrema, MG. (SOUZA et al., 2014).
 - Mapeamento geológico 1:100.000 das Folhas Caldas (SF-23-V-D-IV) e Poços de Caldas (SF-23-V-C-VI), sudoeste de Minas Gerais (TEDESCHI et al., 2014).
- Participação e apresentação de trabalho no XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (XV SNET) como autora principal do trabalho “*Evolução policíclica em metatexito do Complexo São João da Mata, região de Campestre, Minas Gerais, Brasil*” (AZEVEDO et al., 2015);

- Elaboração da Folha Caldas (SF.23-V-D-IV), escala 1:100 000, CODEMIG (TEDESCHI et al., 2015a);
- Elaboração da Folha Poços de Caldas (SF.23-V-D-IV), escala 1:100 000, CODEMIG (TEDESCHI et al., 2015b);

1.7 Estruturação da dissertação

A dissertação está estruturada em sete capítulos que, no conjunto, tratam do mapeamento de detalhe, do estudo petrográfico e do estudo geocronológico do migmatito associado ao Complexo São João da Mata, assim como de proposta de modelo evolutivo e contextualização dos dados petrogenéticos obtidos frente às informações já disponíveis sobre o Orógeno Brasília Meridional na Zona de Interferência com o Orógeno Ribeira. Os capítulos são brevemente descritos a seguir:

- Capítulo 2: apresenta síntese dos trabalhos que tratam do arcabouço geotectônico do Orógeno Brasília Meridional e do contexto geológico regional;
- Capítulo 3: aborda o método empregado para mapeamento em escala de afloramento, seus resultados e busca atender ao item 1.2.2 (Objetivo específico). Os resultados preliminares foram apresentados sob a forma de *banner* no Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET 2015) com o título “Evolução policíclica em metatexito do Complexo São João da Mata, região de Campestre, Minas Gerais, Brasil” (AZEVEDO et al., 2015);
- Capítulo 4: apresenta o estudo petrográfico das fácies migmatíticas estudadas e os resultados obtidos;
- Capítulo 5: apresenta o estudo geocronológico das fácies migmatíticas datadas e as idades obtidas;
- Capítulo 6: trata de discussões dos dados obtidos pelo mapeamento de detalhe, pelo estudo petrográfico, pelo estudo geocronológico e busca atender aos objetivos propostos nos itens 1.2.1 (Objetivo geral) e 1.2.2 (Objetivo específico).

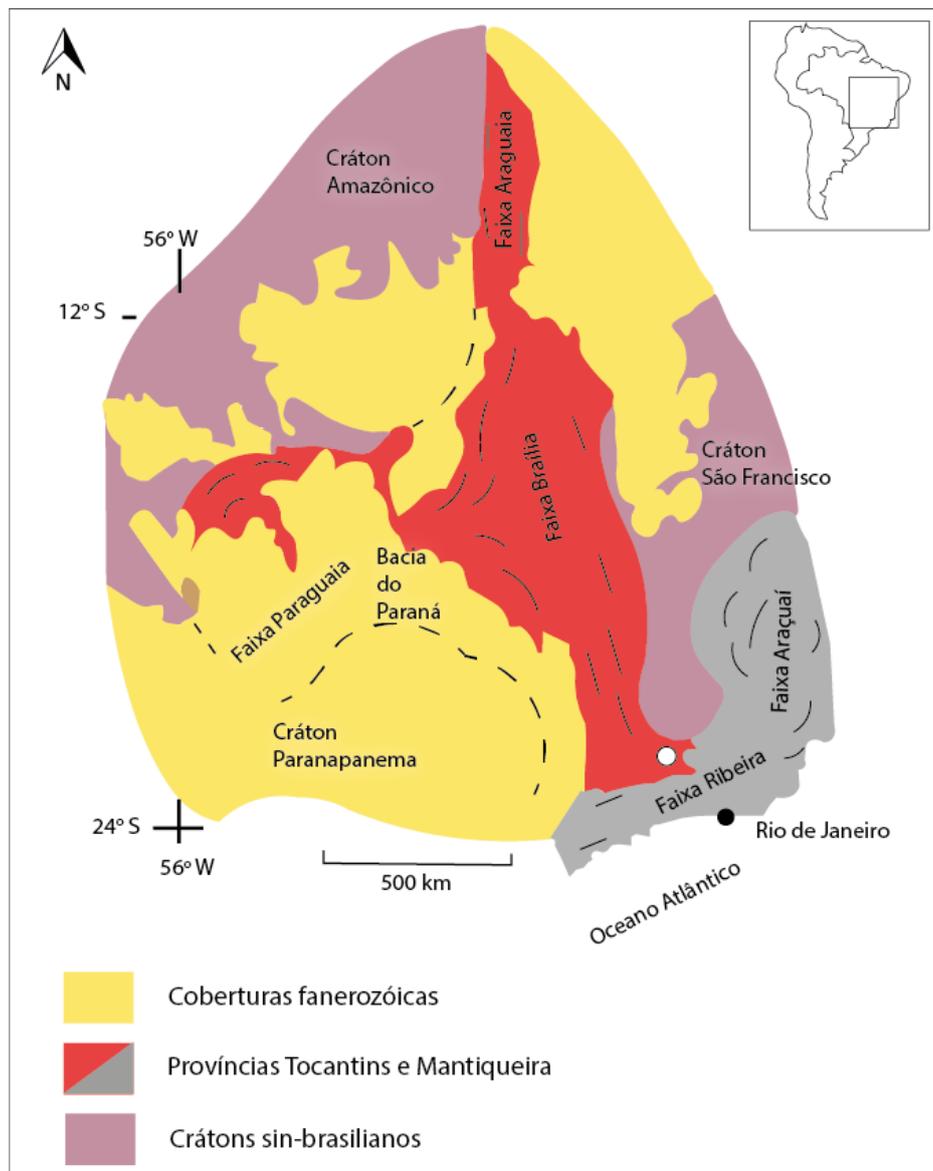
- Capítulo 7: trata das conclusões baseadas no mapeamento de detalhe, no estudo petrográfico e no estudo geocronológico e busca atender aos objetivos propostos no item 1.2.1 (Objetivo geral).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Contexto geotectônico

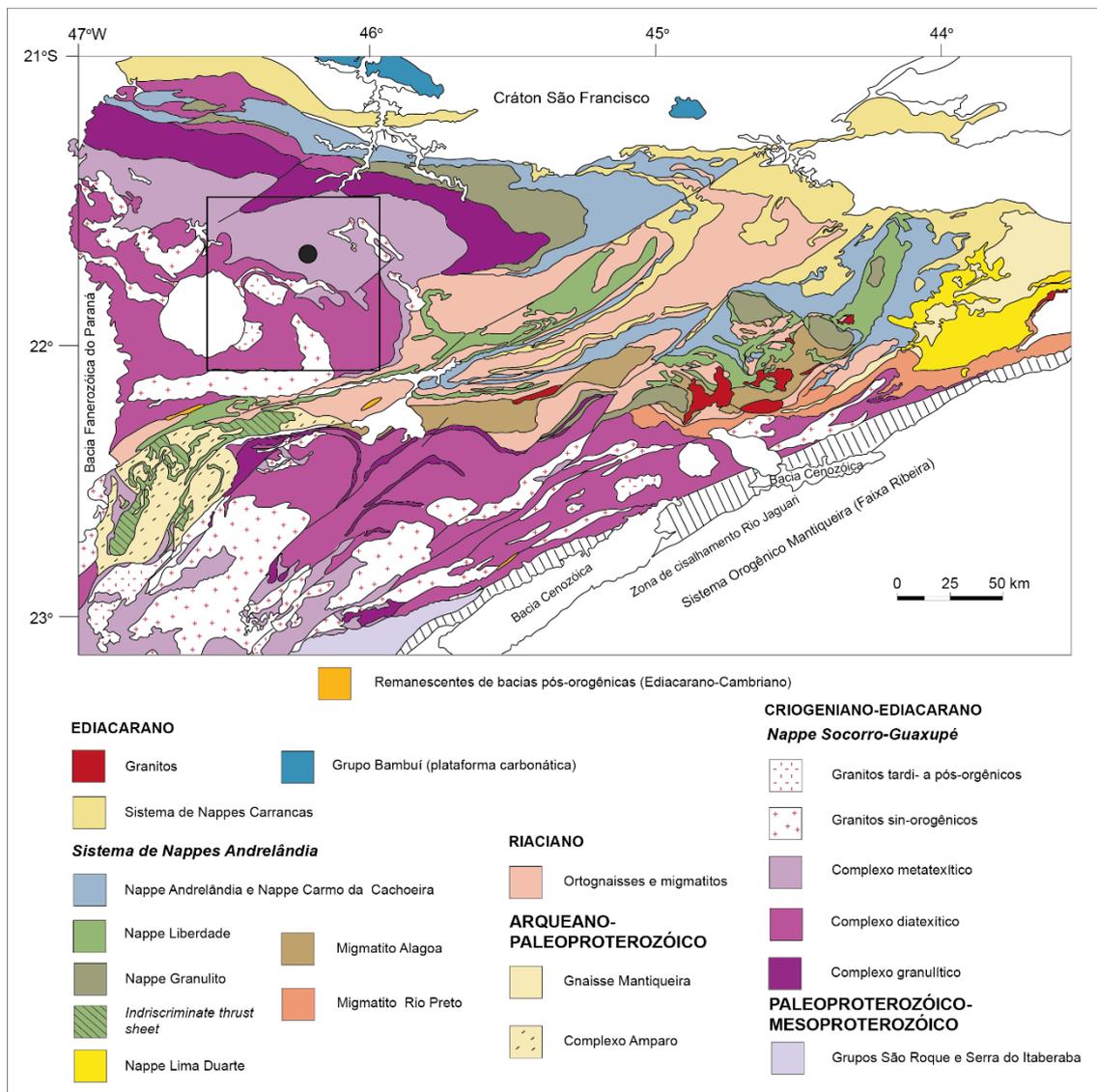
A área de estudo está situada na Província Tocantins, no Domínio Interno do Orógeno Brasília Meridional (FUCK et al., 1994; DARDENNE, 2000; VALERIANO et al., 2004) (Figura 7), na porção setentrional da Nappe Socorro-Guaxupé, designada como Nappe Guaxupé (PETERNEL et al., 2005; TROUW et al., 2013) (Figura 8). Na região leste e sul desta *nappe* (Figura 8), o Orógeno Brasília Meridional recebeu influência da deformação e do metamorfismo do Orógeno Ribeira, o que levou alguns autores a chamá-la de Zona de Interferência entre os orógenos Brasília Meridional e Ribeira (TROUW, et al., 1994; TROUW et al., 2000; PETERNEL et al., 2005 e TROUW et al., 2013; Figura 9).

Figura 7 – Localização da área de estudo (ponto branco) nas províncias geotectônicas regionais da Plataforma Sul-Americana.



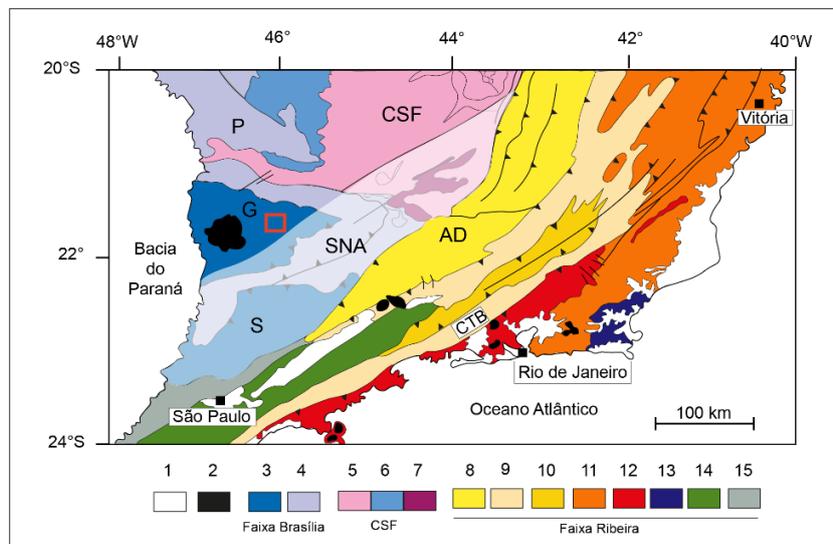
Fonte: modificado de VALERIANO et al. (2004).

Figura 8 – Localização da Folha Caldas (quadrado preto) e da área de estudo (ponto preto) no mapa geológico simplificado da Nappe Guaxupé, Faixa Brasília Meridional.



Fonte: modificado de TROUW et al. (2013).

Figura 9 – Localização da área de estudo (quadrado vermelho) em relação à Zona de Interferência entre os orógenos Brasília Meridional e Ribeira.



Fonte: modificado de TROUW et al. (2013).

A área com preenchimento transparente branco que cobre a porção sul do Orógeno Brasília Meridional e a porção sudeste do Cráton São Francisco corresponde à Zona de Interferência. O polígono vermelho indica a localização da área de estudo. Fonte: modificado de TROUW et al. (2013).

1. Bacia cenozóica do Paraná. 2. Plútons alcalinos do Cretáceo/Cenozóico Superior. **Faixa Brasília Meridional (3 a 4):** 3. Nappe Socorro-Guaxupé (G – Nappe Guaxupé, S – Nappe Socorro); 4. Sistema de Nappes Andrelândia (SNA) e Nappe de Passos (P). **Cráton São Francisco (5 a 7):** 5. Embasamento; 6. Cobertura (Grupo Bambuí); 7. Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e para-autóctones). **Faixa Ribeira (8 a 15):** 8. Domínio Andrelândia (AD) e equivalentes; 9. Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10. Terreno Paraíba do Sul; 11. Terreno Oriental que inclui 12. Arco Rio Negro; 13. Terreno Cabo Frio; 14. Terreno Embu; 15. Terreno Apiaí. **CTB:** *Central Tectonic Boundary*. **CSF:** Cráton São Francisco.

2.2 Evolução geotectônica

2.1.1 Orógeno Brasília Meridional

O Orógeno Brasília Meridional (FUCK et al., 1994; DARDENNE, 2000) é resultado da colisão entre as placas Sanfranciscana, margem passiva, e

Parapanema, margem ativa, durante o Ediacarano (BRITO NEVES et al., 1999; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000).

O ambiente de margem ativa funcionou entre 670 e 625Ma (BASEI et al., 1995; EBERT et al., 1996; TÖPFNER, 1996; CAMPOS NETO & CABY, 1999; JANASI, 1999, 2002; JANASI et al., 2007; FETTER et al., 2001; NEGRI, 2002), com a atividade do arco, ou seja, orogênese controlada por subducção, por volta de 670Ma (idades SHRIMP em zircão em charnockitos, mangeritos - i.e. hiperstênio monzonitos - e em granada granulitos dos níveis inferiores da *nappe*) (EBERT et al., 1996; BRAGA, 2002).

A fase de convergência acrescionária ocorreu por volta de 635 a 625Ma (BASEI et al., 1995; CAMPOS NETO & CABY, 1999; JANASI, 1999; FETTER et al., 2001; MARTINS et al., 2009) e gerou rochas metamorfasadas sob condições de alta temperatura e baixa pressão (superior a 850°C a 4,5–7kbar) (Oliveira & Ruberti, 1979; VASCONCELLOS et al., 1991; CAMPOS NETO & CABY, 2000; NEGRI & OLIVEIRA, 2005; CAMPOS NETO et al., 2004).

O metamorfismo e o plutonismo perduraram até 625Ma e o equilíbrio metamórfico associado ao relaxamento térmico colisional ocorreu entre 615 ± 16Ma e 612 ± 3Ma em granulitos (740±10°C a 9±1,2 kbar) e em gnaisses migmatíticos⁷ (750°C a 5,5 kbar) (CAMPOS NETO et al., 2004).

O principal período de transporte ocorreu há 615 Ma quando as rochas plutônicas do arco foram deformadas em estado sólido e ocorreu o encurtamento orogênico e espessamento crustal em regime de colisão continental (CAMPOS NETO et al., 2004).

2.1.1.1 _Zona de Interferência entre o Orógeno Brasília Meridional e o Orógeno Ribeira

A Zona de Interferência entre o Orógeno Brasília Meridional e o Orógeno Ribeira proposta por TROUW et al. (1994, 2000) e, posteriormente, estudada por

⁷ O termo “gnaisse migmatítico” foi adotado em respeito às referências bibliográficas usadas. Entretanto, tratam-se de migmatitos, sendo diatexitos ou metatexitos de acordo com o grau de fusão e a preservação de estruturas pré-anatéticas. Vide Glossário.

outros autores (e.g., PETERNEL et al., 2005; TROUW et al., 2013) é definida como a zona de influência tectônica tanto do Orógeno Brasília Meridional quanto do Orógeno Ribeira (Figura 9). De acordo com estes autores, as rochas e as estruturas observadas nesta região são resultado da sobreposição dos eventos associados tanto à edificação do Orógeno Brasília Meridional quanto à edificação do Orógeno Ribeira (e.g., TROUW, et al., 1994; TROUW et al., 2000; PETERNEL et al., 2005 e TROUW et al., 2013). Entretanto, autores como CAMPOS NETO e CABY (1999, 2000) desconsideram a existência da Zona de Interferência e apontaram que a formação das rochas e estruturas observadas no Orógeno Brasília Meridional são resultado de um único evento colisional contínuo, do tipo himalaiano, entre as placas Sanfranciscana e Paranapanema.

A zona de sutura entre a Placa Sanfranciscana e a Placa Paranapanema é interpretada como a zona de empurrão aproximadamente horizontal que separa o Sistema de Nappes Andrelândia e a Nappe Socorro-Guaxupé (TROUW et al., 1998; CAMPOS NETO & CABY, 1999, 2000 ; CAMPOS NETO et al., 2011; TROUW et al., 2013) (Figura 8).

2.1.1.2 Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé é interpretada como uma lasca da raiz do arco magmático do tipo andino hospedado na Placa Paranapanema (JANASI, 1999; CAMPOS NETO & CABY, 2000; TROUW et al., 2000; CAMPOS NETO, 2000), exumada e posicionada tectonicamente acima do Sistema de Nappes Andrelândia (CAMPOS NETO et al., 2007; CAMPOS NETO et al., 2011; TROUW et al., 2013) (Figuras 8, 9). Na raiz deste arco, entre 617 e 612Ma, ocorreu fusão parcial sin-colisional como resultado de metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão (ca. 900°C a 12 kbar) (CAMPOS NETO & CABY, 1999, 2000; JANASI, 2002). Estes processos (metamorfismo regional seguido de fusão parcial) geraram os migmatitos e os corpos anatéticos (SANTORO, 1998; JANASI, 1999; VLACH & Gualda, 2000; NEGRI, 2002; MARTINS et al., 2009) que, ao longo do tempo, registraram períodos superpostos de fusão parcial em

diferentes condições de T e P em diferentes níveis crustais (CAMPOS NETO et al., 2011).

A exumação da Nappe Socorro-Guaxupé foi diacrônica (CAMPOS NETO et al., 2011). No ramo norte, as rochas foram exumadas enquanto eram intrudidas por sienitos indeformados, designados como plútons Pedra Branca e Capituva, há cerca de 610Ma (JANASI et al., 1993; TÖPFNER, 1996). No ramo sul, as rochas foram submetidas a metamorfismo da fácies anfibolito (MARTINS et al., 2009) seguido por estiramento litosférico e ascensão da astenosfera, que resultaram na intrusão dos plútons sub-alcalinos tipo A, pós-orogênicos, entre 590 e 580Ma, agrupados na Província Itu (VLACH et al., 1990; JANASI & Ulbrich, 1991; JANASI et al., 1993, 2009).

As idades-modelo (Sm-Nd) para diferentes porções da *nappe* apontam que o setor ocidental é mais antigo que 2,0Ga e o setor oriental foi formado entre 1,4 e 1,7Ga, o que indica mistura de material juvenil neoproterozóico com material crustal mais antigo, com a porção frontal da *nappe* como o segmento adelgado da Placa Paranapanema (JANASI et al., 2001; JANASI, 2002).

Supersuítas magmáticas aparecem em diferentes níveis crustais da *nappe* (inferior, intermediário e superior). Nos níveis inferiores afloram séries mangeríticas estratóides (i.e., hiperstênio monzonitos estratóides) que são produto da fusão de granulitos (CAMPOS NETO et al., 1988; JANASI, 1997a e 1997b). Nos níveis intermediários afloram granitóides híbridos derivados da crosta inferior, rochas básicas com assinaturas de zonas de subducção (JANASI et al., 1997; CAMPOS NETO et al., 2004) e batólitos que formam série cálcio-alcalina expandida, com composição de hornblenda-biotita quartzo monzodiorito-granodiorito-granito porfiríticos (CAMPOS NETO et al., 2004). Nos níveis superiores afloram, como corpos descontínuos, granada-biotita granitos peraluminosos gerados pela fusão por quebra de muscovita, intrusivos e/ou *in situ* (JANASI, 1997a; CAMPOS NETO et al., 2004).

2.3 Unidades geológicas

A Nappe Socorro-Guaxupé é composta, segundo alguns autores (e.g., CAMPOS NETO & CABY, 2000; CAMPOS NETO et al., 2004, 2011), principalmente por uma pilha alóctone formada por três unidades de níveis crustais distintos: Complexo granulítico, Complexo diatexítico, Complexo metatexítico (Figura 8).

2.3.1 Complexo granulítico

Esta unidade é composta por rochas da fácies granulito na base e por rochas da fácies anfibolito no topo. O contato entre a base granulítica e o topo anfibolítico é gradativo.

A fácies granulito da base é representada por gnaisses com composição enderbítica e charno-enderbítica, bandados, esverdeados, com assinatura cálcio-alcalina e empobrecidos em K e Rb (CAMPOS NETO et al., 2004; TEDESCHI et al., 2015c). Localmente, ocorrem intercalações de gnaisses gabronoríticos com assinatura toleítica, interpretados como intrusões sin-metamórficas (CAMPOS NETO et al., 2004). A fácies anfibolito do topo é representada por faixas descontínuas de hornblenda gnaisses migmatíticos e de biotita-hornblenda gnaisses migmatíticos, com composição tonalítica-granodiorítica. Os leucossomas associados são anidros, hololeucocráticos a granada e ortopiroxênio (CAMPOS NETO et al., 2004). As relações de campo e estudos petrográficos indicam que as rochas anfibolíticas não são produtos de retrogressão do granulito (FERNANDES et al., 1987).

O metamorfismo responsável pela formação dos granulitos basais e pela fusão parcial das unidades anfibolíticas do topo ocorreu entre 629 e 620Ma (JANASI, 1999). O magmatismo, por sua vez, ocorreu antes, provavelmente por processo contínuo em ambiente de arco magmático (CAMPOS NETO et al., 1996).

Os estudos geoquímicos indicam que a assinatura dos granulitos basais não é claramente diferenciável da assinatura das rochas cálcio-alcalinas

potássicas dos batólitos mais jovens, datados em 655-640Ma (BASEI et al. 1995; EBERT et al. 1996).

2.3.2 Complexo diatexítico

Esta unidade é composta por biotita e biotita-granada diatexitos graníticos rosa (HADDAD et al., 1997; JANASI, 1997a; JANASI, 1997b; CAMPOS NETO et al., 2004), ortognaisses metaluminosos, migmatitos estromáticos, granitóides porfíricos deformados (TEDESCHI et al., 2015c) e representantes metassedimentares (CAMPOS NETO et al., 2004).

Os representantes metassedimentares ocorrem como faixas estreitas de gnaisses kinzigíticos (com espinélio, sillimanita, cordierita e granada) e xenólitos de granada-diopsídio-escapolita gnaisses calciossiliáticos (CAMPOS NETO et al., 2004).

2.3.3 Complexo metatexítico

Esta unidade é composta por (cordierita)-sillimanita-granada-biotita gnaisses migmatíticos, por ortognaisses toleíticos a graníticos e por intercalações de sillimanita-muscovita quartzitos com gnaisses quartzosos, com gnaisses cálciossilicáticos, com rochas metabásicas, com hornblenda gnaisses e com lentes de mármore (CAMPOS NETO et al., 2004).

Os (cordierita)-sillimanita-granada-biotita gnaisses são metatexitos com estrutura estromática e leucossomas de composição granítica, eventualmente granatíferos (CAMPOS NETO et al., 2004). Apresentam assinaturas químicas e isotópicas de metagrauvas e de metapelitos e são interpretados como parte de uma sequência metassedimentar submetida a anatexia de intensidade decrescente em direção ao topo estrutural da *nappe*. Assim, os gnaisses com assinatura de metagrauvas são interpretados como resultado da denudação de arco magmático neoproterozóico (JANASI, 1999).

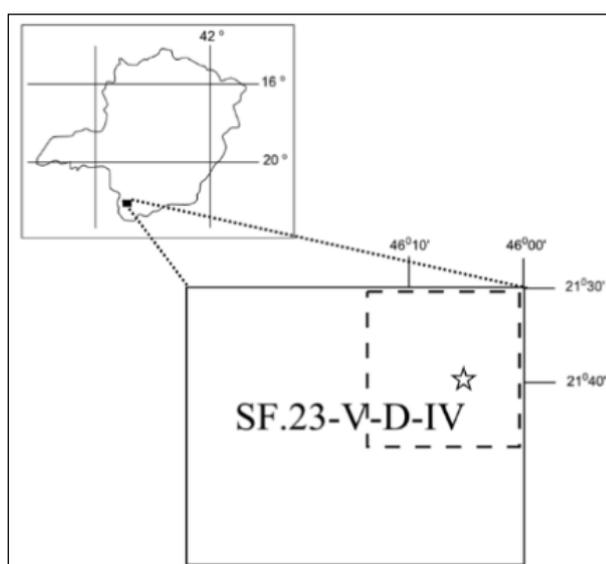
Os ortognaisses toleíticos a graníticos apresentam composição toleítica a granítica e são recortadas por leucossoma (CAMPOS NETO et al., 2004).

As intercalações de sillimanita-muscovita quartzitos feldspáticos com gnaisses quartzosos, com gnaisses cálciossilicáticos, com rochas metabásicas, com hornblenda gnaisses e com lentes de mármore ocorrem de forma localizada (CAMPOS NETO et al., 2004).

Apesar das unidades supracitadas serem mencionadas na literatura como unidades que agrupam as rochas que afloram na Nappe Socorro-Guaxupé, no mapeamento das folhas Caldas (SF.23-V-C-IV) e Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI), TEDESCHI et al. (2015 a, b) adotam as unidades apresentadas por CAMPOS (2012), definidas de acordo com posição a tectono-estratigráfica e a composição mineralógica (litofácies).

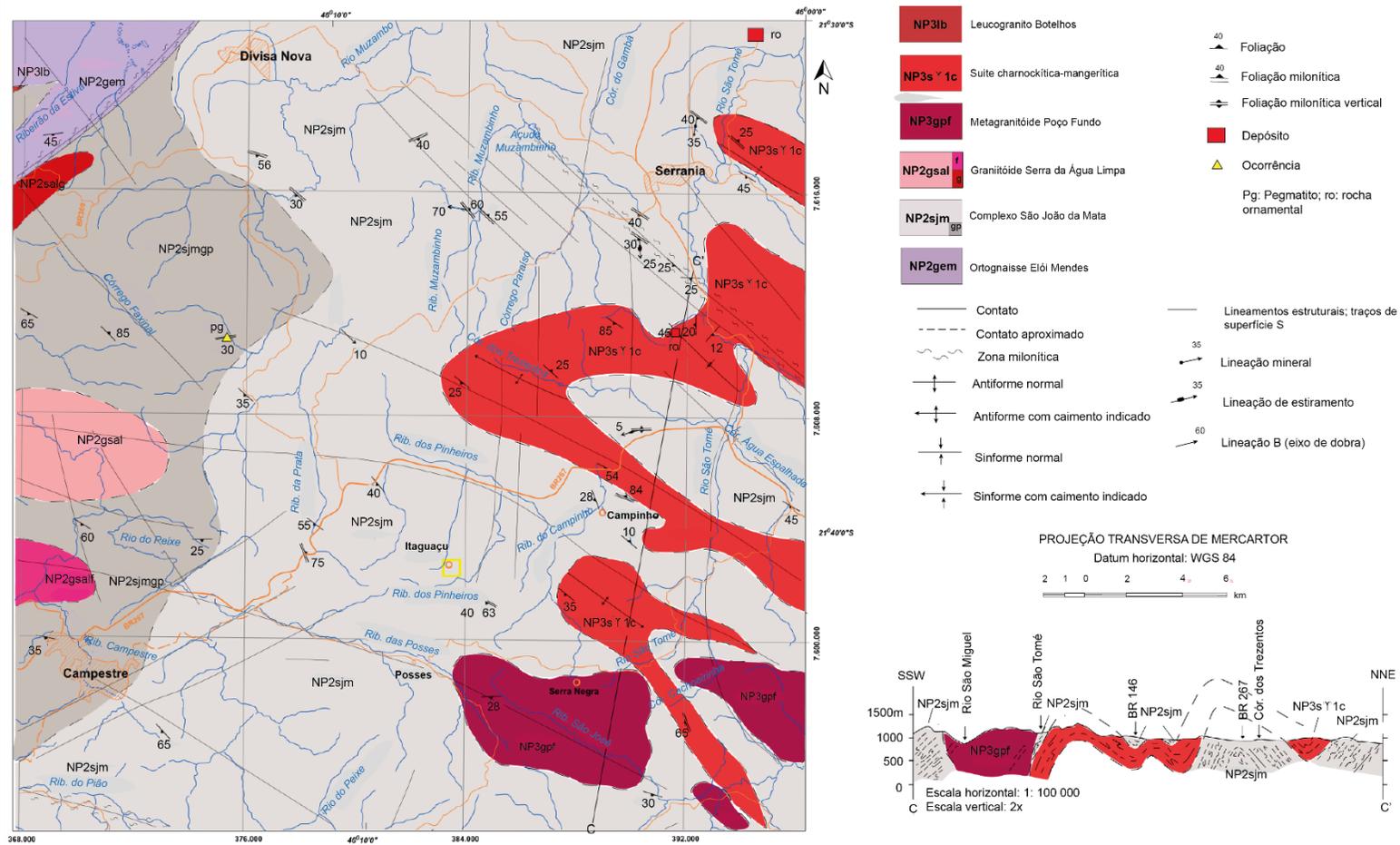
Nesta dissertação adotam-se as unidades utilizadas por TEDESCHI et al. (2015a) e descrevem-se apenas aquelas que afloram na região nordeste da Folha Caldas (SF.23-V-C-IV), onde está inserida a área de estudo (Figuras 10, 11). As unidades que afloram nesta região são (da mais antiga para a mais recente): Ortognaisse Elói Mendes (NP2gem), Complexo São João da Mata (NP2sjm), Granitóide Serra da Água Limpa (NP2gsal), Metagranito Poço Fundo (NP3gpf), Suítes Mangeríticas-charnockíticas-graníticas (NP3sy1c) e Leucogranito Botelhos (NP3lb).

Figura 10 – Indicação da localização do migmatito estudado (estrela) na porção noroeste (marcada por linhas tracejadas) da Folha Caldas (S.23-V-D-IV).



Fonte: elaborado pela autora.

Figura 11 – Mapa geológico mostrando as unidades que afloram na porção NE da Folha Caldas (S.23-V-D-IV) e a localização do migmatito (quadrado amarelo).



Fonte: modificado de TEDESCHI et al. (2015a).

2.3.4 Ortognaisse Elói Mendes (NP2gem)

Esta unidade ocorre como corpo com direção SW-NE na porção noroeste da região nordeste da Folha Caldas (Figura 11). As rochas associadas a esta unidade são hiperstênio gnaiss, muscovita-quartzo xisto e quartzito (TEDESCHI et al., 2015c).

O hiperstênio gnaiss é verde, deformado, com bandamento milimétrico a centimétrico e com textura que varia de granoblástica a lepidoblástica. Localmente, apresenta-se milonitizado e exibe *ribbons* de quartzo (TEDESCHI et al., 2015c). A composição mineralógica inclui plagioclásio, hiperstênio, clinopiroxênio, hornblenda, granada e opacos. Logo, o hiperstênio gnaiss é atribuído à fácies granulito. Entretanto, localmente, apresenta biotita que, neste caso, é indicativa de retrometamorfismo para fácies anfíbolito (TEDESCHI et al., 2015c).

2.3.5 Complexo São João da Mata (NP2sjm)

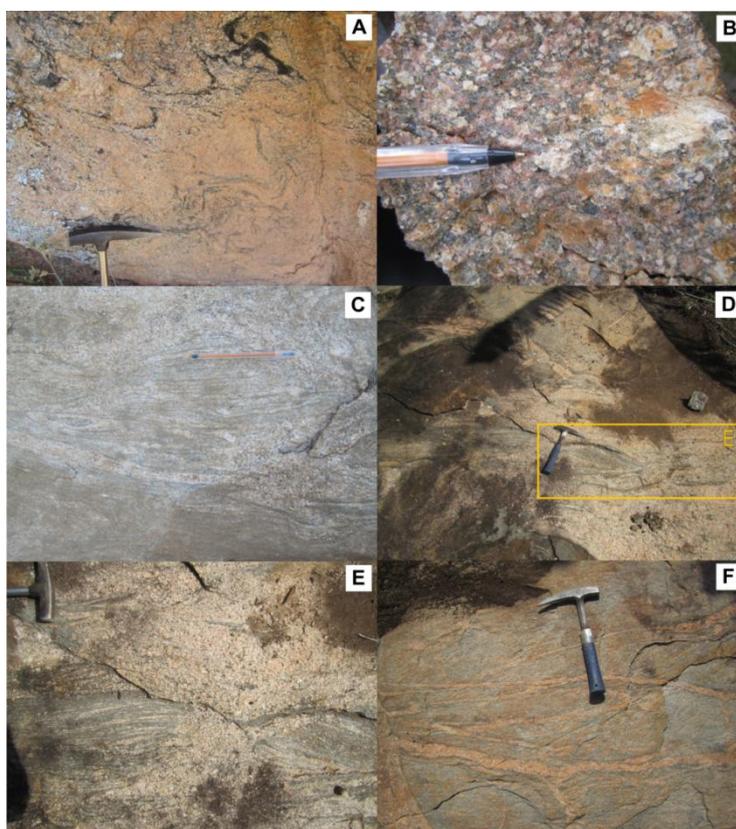
Esta unidade ocorre nas porções central e leste da região nordeste da Folha Caldas (Figura 11) e as rochas associadas foram divididas em uma subunidade predominante, ortoderivada (NP2sjm), outra subordinada, paraderivada (NP2sjm(gp)) cortadas por diques pegmatíticos com biotita e/ou turmalina e veios de quartzo. O contato entre as duas subunidades é transicional e caracterizado pelo aumento da quantidade de biotita, muscovita e granada (TEDESCHI et al., 2015c).

A subunidade ortoderivada (NP2sjm) é formada por gnaisses parcialmente fundidos, ou seja, migmatitos com composição granodiorítica a granítica. A composição mineralógica inclui plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita e anfibólio. Logo, são atribuídos à fácies anfíbolito. As estruturas migmatíticas mais comuns são estromática e *schilleren* (TEDESCHI et al., 2015c) (Figura 12A), embora também ocorram em rede, oceolar e *schollen* (Figuras 12C; 12D; 12E e 12F) (AZEVEDO, 2013). Os migmatitos com alto grau

de fusão parcial, por sua vez, apresentam estrutura nebulítica e ocorrem associados a corpos granitóides foliados ou isotrópicos (Figura 12b).

A subunidade paraderivada (NP2sjm(gp)) é formada por migmatitos de composição granítica com quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita e granada e, localmente, sillimanita. Logo, são atribuídos à fácies anfíbolito. Assim como a subunidade ortoderivada, esta subunidade também pode apresentar regiões com maior grau de fusão parcial, o que confere estrutura nebulítica aos migmatitos. Este aumento no grau de fusão pode gerar corpos granitóides isolados, geralmente deformados.

Figura 12 – Litotipos associados ao Complexo São João da Mata (NP2sjm).



A) Granada-biotita gnaiss migmatítico com estrutura *schlieren* (diatexito) (subunidade NP2sjm(gp)). B) Hornblenda-biotita granitóide (NP2sjm); C) Granada-biotita-hornblenda gnaiss migmatítico (metatexito) com estrutura oceolar; D) Biotita-hornblenda gnaiss migmatítico (metatexito) (NPsjm); E) Detalhe do biotita-hornblenda gnaiss migmatítico (metatexito) da figura 12D que mostra estrutura migmatítica oceolar; F) Detalhe do biotita-hornblenda gnaiss migmatítico da figura 12D que mostra estrutura migmatítica em rede (*net*). Modificado de AZEVEDO (2013).

2.3.6 Granitóide Serra da Água Limpa (NP2gsal)

Esta unidade aflora na porção oeste da região (Figura 11) e é representada por sienogranitos a monzogranitos do tipo “Pinhal”, texturalmente variados, equigranulares a inequegranulares, de granulação média a grossa, rosa a cinza-rosados. Apresentam-se geralmente isotrópicos ou exibem foliação incipiente e formam corpos irregulares. Além da unidade principal (NP2gsal), apresenta duas subunidades: a fácies foliada (NP2gsalf) (ao norte) e a fácies granatífera (NP2gsag) (ao sul) em contato transicional (TEDESCHI et al., 2015c). A fácies foliada (NP2gsalf) ocorre como corpo alongado próximo a zona de cisalhamento com direção geral SW-NE que corta a região (Figura 11). Por outro lado, a fácies granatífera aflora ao sul (NP2gsalg) (Figura 11). Embora sejam diferentes, ambas exibem textura de mistura de magmas dos tipos *mixing* e *mingling* (TEDESCHI et al., 2015c).

2.3.7 Metagranitóide Poço Fundo (NP3gpf)

Esta unidade aflora na porção sudeste da região (Figura 11) e é representada por granito equigranular de granulação média, rosa a cinza, isotrópico ou com foliação incipiente (Figura 13), embora localmente apresente bandamento (TEDESCHI et al., 2015c).

A composição mineralógica inclui quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, allanita, epidoto, apatita, titanita, zircão e magnetita (TEDESCHI et al., 2015c).

Figura 13 – Biotita granito rosa associado ao Metagranito Poço Fundo (NP3gpf).



Foto: TEDESCH, M.

2.3.8 Suite charnockítica-mangerítica (NP3sr1c)

Esta unidade aflora na porção central e leste da região (Figura 11) e é composta por mangeritos (i.e., hiperstênio monzonitos) e charnockitos verde-claros a verde-escuros associados a hornblenda granito branco a rosa, de granulação média a grossa que variam entre fortemente foliados a isotrópicos (Figura 14). Os mangeritos (i.e., hiperstênio monzonitos) são compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio e clinopiroxênio, hornblenda e biotita. Os charnockitos, por sua vez, são caracterizados pela presença de hornblenda, ilmenita, magnetita, apatita, zircão e allanita. A passagem de rochas com ortopiroxênio para rochas com anfibólio pode ser transicional, com substituições em diferentes níveis de piroxênio por anfibólio (TEDESCHI et al., 2015c).

Figura 14 – Charnockito associado a Suíte charnockítica-mangerítica (NP3sy1c).



Foto: TEDESCH, M.

2.3.9 Leucogranito Botelhos (NP3Ib)

Esta unidade aflora no extremo NW da região (Figura 11) e é representada por biotita leucogranito bege a rosa, comumente deformado, milonítico, com quartzo fitato e formação de subgrãos. A composição é sienogranítica, com quartzo, microclina perfitica, plagioclásio, biotita e granada (TEDESCHI et al., 2015c).

2.4 Geologia Estrutural

Neste trabalho optou-se por adotar a nomenclatura apresentada por PETERNEL et al. (2005), em que são descritas quatro etapas de deformação: DB1 e DB2, relacionadas à deformação imposta pela colocação do Orógeno Brasília Meridional, e DR1 e DR2, relacionadas à deformação imposta pela colocação do Orógeno Ribeira.

As unidades na Nappe Socorro-Guaxupé exibem foliação metamórfica de baixo ângulo, com lineação mineral, desenvolvida sob condições de deformação não-coaxial com modificação de volume, sob altas temperaturas. Prevalecem cavalgamentos com indicadores cinemáticos de topo para ENE e zonas de cisalhamento sin-metamórficas normal-obliquas. As características observadas indicam que rochas plutônicas foram deformadas no estado sólido (CAMPOS NETO et al., 2004).

Na porção NE da folha Caldas (SF.23-V-D-IV; TEDESCHI et al., 2015a), a principal fase deformacional registrada na área é DB2 (segundo nomenclatura adotada por PETERNEL et al., 2005) que foi responsável pela geração da foliação Sb2, pelo desenvolvimento de lineações minerais e de estiramento (Lb2), pelo dobramento isoclinal a assimétrico de Sb2 e pela gênese local de zonas de cisalhamento com a progressão da deformação (TEDESCHI et al., 2015c).

Fase deformacional DB

A fase deformacional DB é representada pela fase DB2 como foliação Sb2, a principal estrutura da área. É definida pela orientação preferencial de biotita, muscovita, anfibólios, piroxênios, sillimanita e fitas de quartzo (TEDESCHI et al., 2015c). Manifesta-se principalmente como bandamento gnáissico, como xistosidade contínua, espaçada ou anastomosada e contém lineação mineral ou de estiramento.

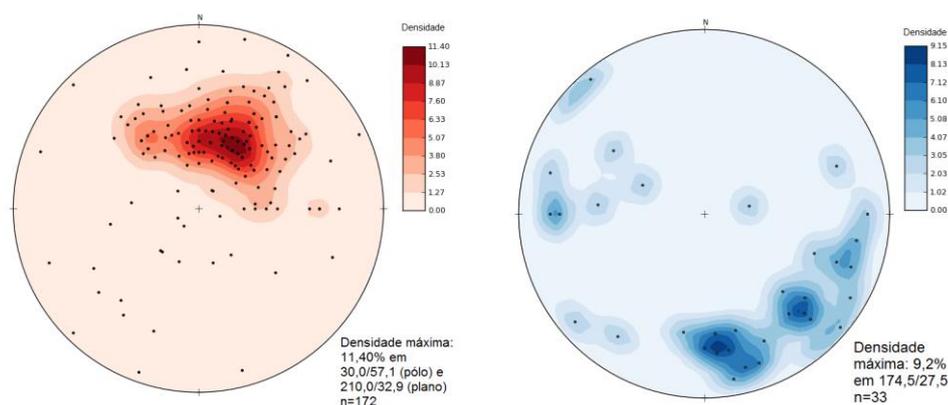
O bandamento gnáissico varia de milimétrico a decimétrico e é paralelo a foliação Sb2. Quando ocorre em rochas submetidas à maior taxa de fusão parcial, aparece difuso e pode se expressar como orientação de minerais máficos nos veios e bolsões de neossoma (TEDESCHI et al., 2015c). A foliação espaçada, por sua vez, é encontrada principalmente em quartzitos e em veios de quartzo e a foliação anastomosada está associada à xisto (TEDESCHI et al., 2015c).

A foliação Sb2 encontra-se preferencialmente orientada na direção NW-SE, com predomínio de mergulhos baixos para SW, cujos valores variam de sub-horizontais a 60°, com moda (TEDESCHI et al., 2015c; TEDESCHI et al., 2015c). Variações das direções dos planos de foliação Sb2 são observadas próximos à zona de cisalhamento de direção NE-SW que corta a porção WNW da área. Nesta região, observa-se inflexão de Sb2 para NE-SW a medida que há a aproximação da zona. Próximo aos contatos tectônicos, os litotipos frequentemente exibem textura milonítica, com tendência à verticalização de estruturas. Nas proximidades dos plútons alcalinos observa-se frequentemente variação na orientação de Sb2, geralmente acompanhando o contato destes com

a encaixante. A direção principal NW-SE de Sb2 é coincidente com os traços estruturais observáveis em imagens de satélite e dados geofísicos da região (TEDESCHI et al., 2015c).

A lineação mineral e/ou de estiramento (Lb2) (Figura 15b) é reconhecida nos gnaisses (muitas vezes obliterada pela migmatização), metassedimentos, veios de quartzo, xistos e em rochas milonitizadas. É marcada por piroxênio, anfibólio, biotita, muscovita e quartzo e observável, sobretudo, nos metassedimentos devido a cristalização localizada de sillimanita (TEDESCHI et al., 2015c). A atitude preferencial de Lb2 é caimento preferencial para SSE, com representantes para WSW (Figura 15b; TEDESCHI et al., 2015c).

Figura 15 – Projeção estereográfica de pólos de estruturas mensuradas na região da Folha Caldas.



A) Foliação (Sb2); B) Lineação mineral e/ou estiramento (Lb2). Projeção equiárea, hemisfério inferior (TEDESCHI et al., 2015c).

As dobras são em geral assimétricas, fechadas à isoclinais, de escala microscópica a megascópica, com plano axial sub-paralelo a foliação principal (Sb2) e eixo com caimento suave a médio, aproximadamente ortogonal à direção geral de Lb2. Ocorrem ainda dobras com eixo paralelo a subparalelo a Lb2, classificadas como oblíquas. Mostram vergência para NE (TEDESCHI et al., 2015c).

O Gnaisse Elói Mendes, o Complexo São João Mata e a unidade charnockítica-mangerítica exibem dobras isoclinais a fechadas. A unidade charnockítica-mangerítica encaixada no Complexo São João do Mata apresenta uma megadobra (em escala de mapa) com uma sequência de dobras simétricas e assimétricas abertas, que podem ser correlacionáveis a DB2, com eixos de direção aproximadamente NW-SE, subparalelos a Sb2 (TEDESCHI et al., 2015c).

Os milonitos são encontrados ao longo de zonas de cisalhamento e na superfície de empurrão associados à progressão da deformação que gerou dobras isoclinais a fechadas (fase DB2). No contato, entre a unidade charnockítica-mangerítica e o Complexo São João da Mata são encontrados registros de dobramento que ocorreu no nordeste da área e alguns planos de rompimento paralelos aos flancos cisalhados (TEDESCHI et al., 2015c).

Os principais indicadores cinemáticos desenvolvidos durante DB2 são porfiroclastos manteados e dobras assimétricas associadas à Sb2 de baixo ângulo, com Lb2 oblíqua (movimento reverso de topo para NNE) (TEDESCHI et al., 2015c).

Fase deformacional DR

A fase deformacional DR é representada pela fases DR1 e DR2. A deformação associada à fase DR1 resultou da compressão NW-SE e foi responsável pela formação de dobras de escala regional, geralmente abertas, com traços de planos axiais NE-SW e eixos com caimento suave para WSW, geralmente exibindo suave assimetria com vergência para NW (TEDESCHI et al., 2015c).

A deformação associada à fase DR2 foi responsável pela formação de zonas de cisalhamento destrais de direção SW-NE (de escala regional) cujo desenvolvimento pode ter aproveitado estruturas pré-existentes. As zonas de cisalhamento reproduzem-se também em escala de afloramento com as direções semelhantes. Não foi identificadas estruturas tais como foliação e lineação características desta fase de deformação, apenas a inflexão das

estruturas de DB2 e formação de dobras DR2 e milonitização associada ao cisalhamento desta fase (TEDESCHI et al., 2015c).

Os milonitos associados à DR2 encontram-se relacionados à zona de cisalhamento dextral NE-SW que ocupa a porção oeste da folha e às zonas de cisalhamento de escala mesoscópica, de direção similar, localizadas principalmente na porção norte da área (TEDESCHI et al., 2015c).

2.5 Metamorfismo

A Nappe Socorro-Guaxupé apresenta gradiente de temperatura metamórfica da base para o topo. As unidades superiores registram condições de alta temperatura e baixa pressão (CAMPOS NETO et al., 2004). O aquecimento foi quase isobárico e atingiu condições máximas de $900 \pm 50^\circ\text{C}$ – $6,5 \pm 2$ kbar (CAMPOS NETO et al., 2004). Estas altas temperaturas sugerem forte gradiente termal, em um modelo geotérmico relaxado, análogo aos ambientes de margem ativa com manto astenosférico raso (CAMPOS NETO et al., 2004). Entretanto, na Unidade Granulítica Basal estão registradas condições de alta pressão, ca. 850°C – 14 kbar (DEL LAMA et al., 2000; CAMPOS NETO e CABY, 2000; FREITAS, 2000; GARCIA e CAMPOS NETO, 2003; CAMPOS NETO et al., 2004) e alta temperatura (CAMPOS NETO e CABY, 2000). As rochas encontram-se na fácies granulito com ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo em rochas máficas e granada, silimanita, cordierita, espinélio, biotita, plagioclásio e quartzo em metapelitos (CAMPOS NETO e CABY, 2000). Estes dados são consistentes com *dry melting* dos granulitos residuais em níveis profundos da crosta gerando magmas manjeríticos (i.e., hiperstênio monzonitos) anídricos (JANASI, 1997a; 1997b; CAMPOS NETO et al., 1988; CAMPOS NETO, 2000).

Dentro da porção nordeste do perímetro da folha Caldas (SF.23-V-D-IV) (TEDESCHI et al., 2015a), as paragêneses minerais, bem como a generalizada fusão parcial, indicam condições de metamorfismo nas fácies anfíbolito alto a granulito (TEDESCHI et al., 2015c). As paragêneses metamórficas encontram-se contidas na foliação Sn. O ortopiroxênio gnaiss da Unidade Elói Mendes

encontra-se metamorfisado em fácies granulito de pressão intermediária, indicada pela paragênese $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{Grt}$. Em direção a sul, estas rochas apresentam maior grau de fusão parcial até o contato com os gnaisses do Complexo São João da Mata, metamorfisados em fácies anfibolito alto, indicada pela paragênese $\text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Bt} \pm \text{Hbl}$, com regiões parcialmente fundidas (TEDESCHI et al., 2015c).

A paragênese dos diversos granitóides neoproterozóicos da área indicam provável estabilização na fácies anfibolito. Os plútons sieníticos e o complexo Alcalino de Poços de Caldas e a Cobertura Cenozóica não apresentam metamorfismo. Segundo JANASI (1999), as idades dos granulitos basais e das rochas migmatíticas encontram-se entre 629 e 620Ma, a mesma idade de colocação da Suíte Charnockítica-mangerítica (i.e., hiperstênio monzonitos) e dos plútons calcioalcalinos como o Batólito Pinhal-Ipuiúna (TEDESCHI et al., 2015c).

3 MAPEAMENTO DE DETALHE

Este capítulo descreve o mapeamento de detalhe. O objetivo foi determinar extensão, morfologia, relações e tipos de contato entre as fácies migmatíticas, estabelecer cronologia relativa entre elas e identificar estruturas deformacionais.

Os métodos aplicados foram desenvolvidos pela autora e fundamentados nas considerações feitas por outros autores sobre a necessidade de mapeamento em escala de afloramento para obter informações petrogenéticas de migmatitos OLIVER & BARR (1997), SAWYER (2001), SOLAR (2008), SAWYER (2008a, b).

3.1 Levantamento cartográfico

O objetivo dessa etapa foi mapear o lajedo de migmatito para produção do Mapa topográfico (Figura 23), do Mapa de fácies (Figura 25) e do Mapa estrutural (Figura 39).

O Mapa topográfico representa a extensão, contorno e variação de altitude do lajedo de migmatito e serviu como base cartográfica para a confecção do Mapa de fácies e do Mapa estrutural.

O Mapa de fácies é a representação da extensão, morfologia, relações e tipos de contato entre as fácies migmatíticas e propõe uma cronologia relativa.

O Mapa estrutural é a representação do conjunto de estruturas macroscópicas observadas no migmatito (e.g., foliação, fraturas, eixo de dobra etc.).

3.1.1 Mapa topográfico

O Mapa topográfico (Figura 23) foi elaborado em três estágios:

1. Estabelecimento de marcos (Figuras 16, 17, 21A, 21B, 21C);
2. Determinação da altitude (Figuras 18, 19);
3. Segmentação do afloramento (Figuras 20, 21F).

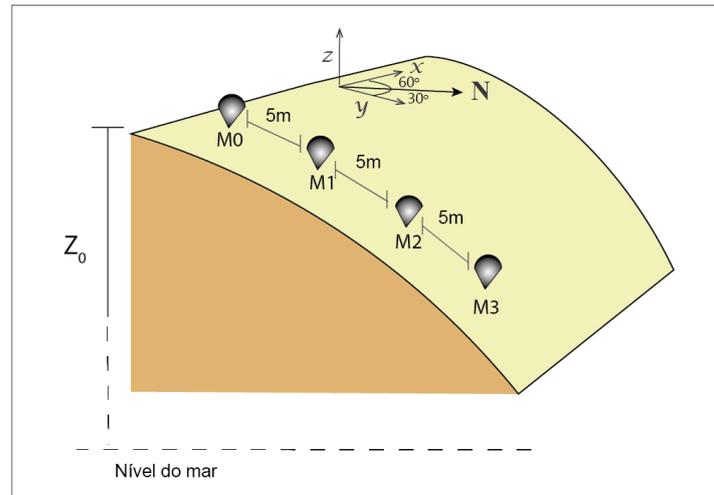
A seguir uma breve descrição de cada etapa:

1. Estabelecimento de marcos

Essa etapa foi desenvolvida em quatro fases:

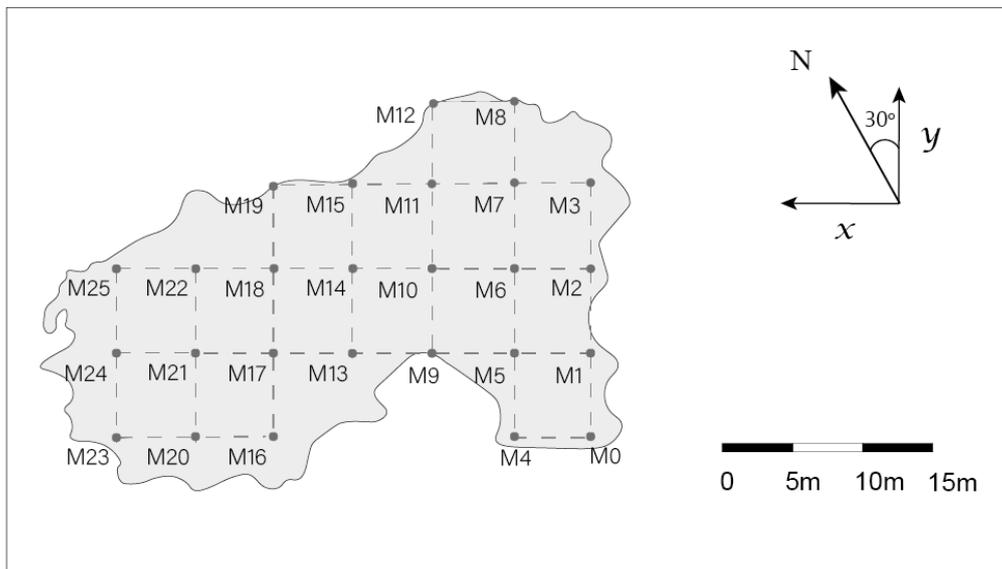
- a) Escolha de onde seria o marco zero (M0) (Figuras 16, 17);
Optou-se pela região mais plana do afloramento.
- b) Estabelecimento de sistema de coordenadas x , y passando pelo marco zero (M0) com y com orientação N30E e x com orientação N60W (Figuras 16, 17);
- c) Estabelecimento de 25 marcos dispostos em linhas paralelas a y (N30E) e paralelas a x (N60W) (Figura 17);
- d) Estabelecimento de grade regular (5m x 5m) (Figura 17).

Figura 16 – Estabelecimento de marcos ao longo da superfície do afloramento a partir do marco zero (M0).



Estabeleceu-se dois eixos perpendiculares (x e y) com y paralelo a N30E e x paralelo a N60W. Os valores atribuídos às variáveis x e y variam com a distância em relação ao marco zero (M0). Vide tabela A no Apêndice.

Figura 17 – Croqui do lajedo com os locais de instalação dos marcos.



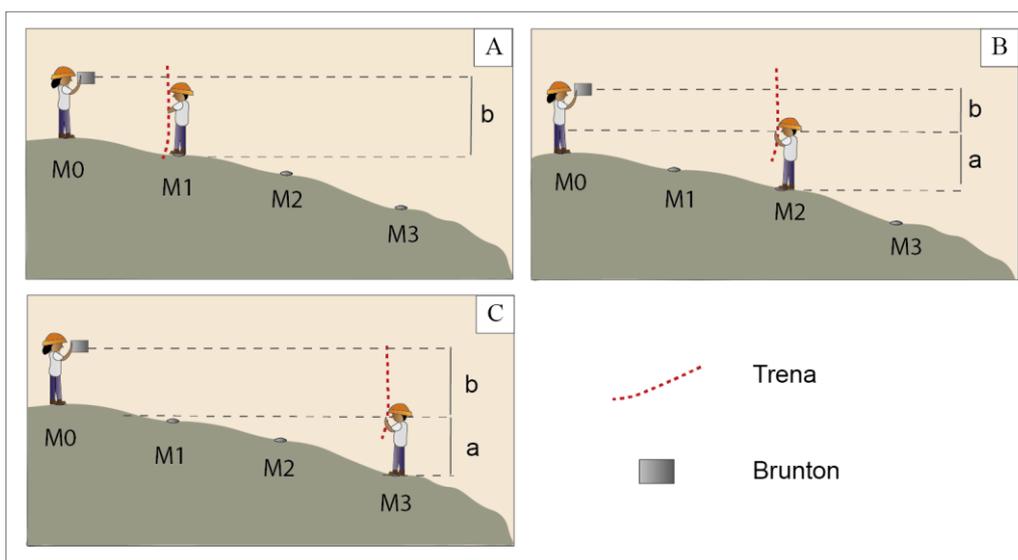
Os marcos foram riscados na superfície do afloramento com piquete de aço. Ao lado de cada marco foi assinalado com giz sua designação (e.g., M0, M1 etc.; Figuras 21A, 21B, 21C e 21E). A posição x , y dos marcos encontra-se no Apêndice A, Tabela A.

2. Determinação da altitude

A altitude de cada marco foi determinada a partir da altitude do M0 através de visadas com auxílio de bússola Brunton e trena (Figura 18) e calculada a partir de equação I e II (Figura 19).

Após o cálculo, foram interpoladas curvas de nível equidistantes espaçadas de 0,25m, gerado o Mapa topográfico (Figura 23) e determinada a declividade do lajedo (Figura 24).

Figura 18 – Determinação da altitude dos marcos M1 (A), M2 (B), M3 (C) a partir da altitude de M0.



A altitude (cota) de M0 foi medida com GPS Garmin Etrex com precisão horizontal de 3 m.

Figura 19 – Equação de cálculo da altitude dos marcos.

$$\text{Alt (n)} = Z_0 - Z_n \quad (\text{I})$$

$$Z_n = a + b \quad (\text{II})$$

Alt (n) → altitude do marco n
Z₀ → cota de M0
Z_n → diferença entre a cota de M0 e a cota do marco n (n variando de 1 a 25)

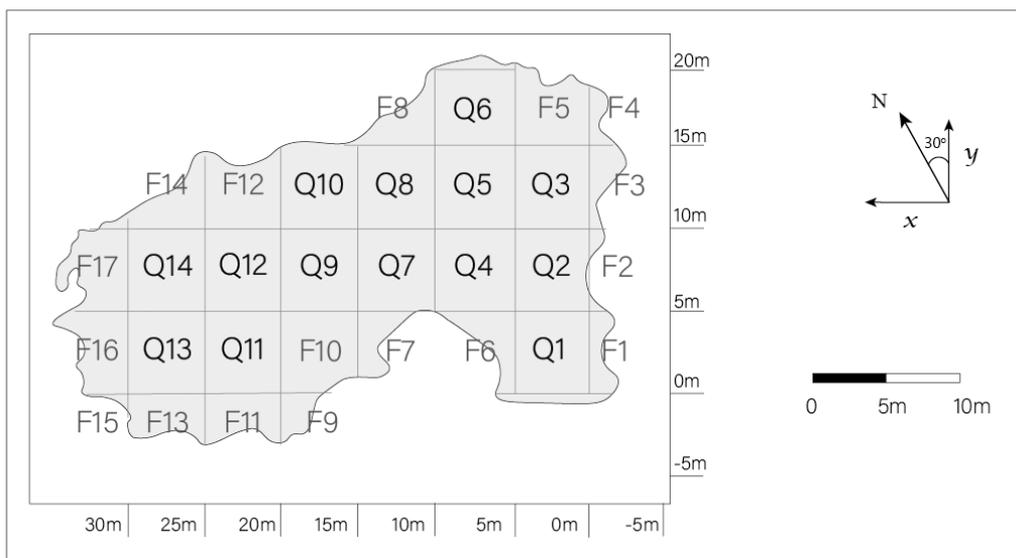
a → distância entre o pé e a mão do auxiliar de campo (braços esticados)
b → leitura realizada na trena

As altitudes calculadas encontram-se no Apêndice (Tabela A). Quando a diferença de cota entre M0 e o marco foi inferior à altura do auxiliar de campo (1,7 m), então a variável 'a' foi considerada nula e a altitude pode ser determinada apenas com auxílio da trena (ou seja, $Z_n = b$). Vide Tabela A, Apêndice.

3. Segmentação do afloramento

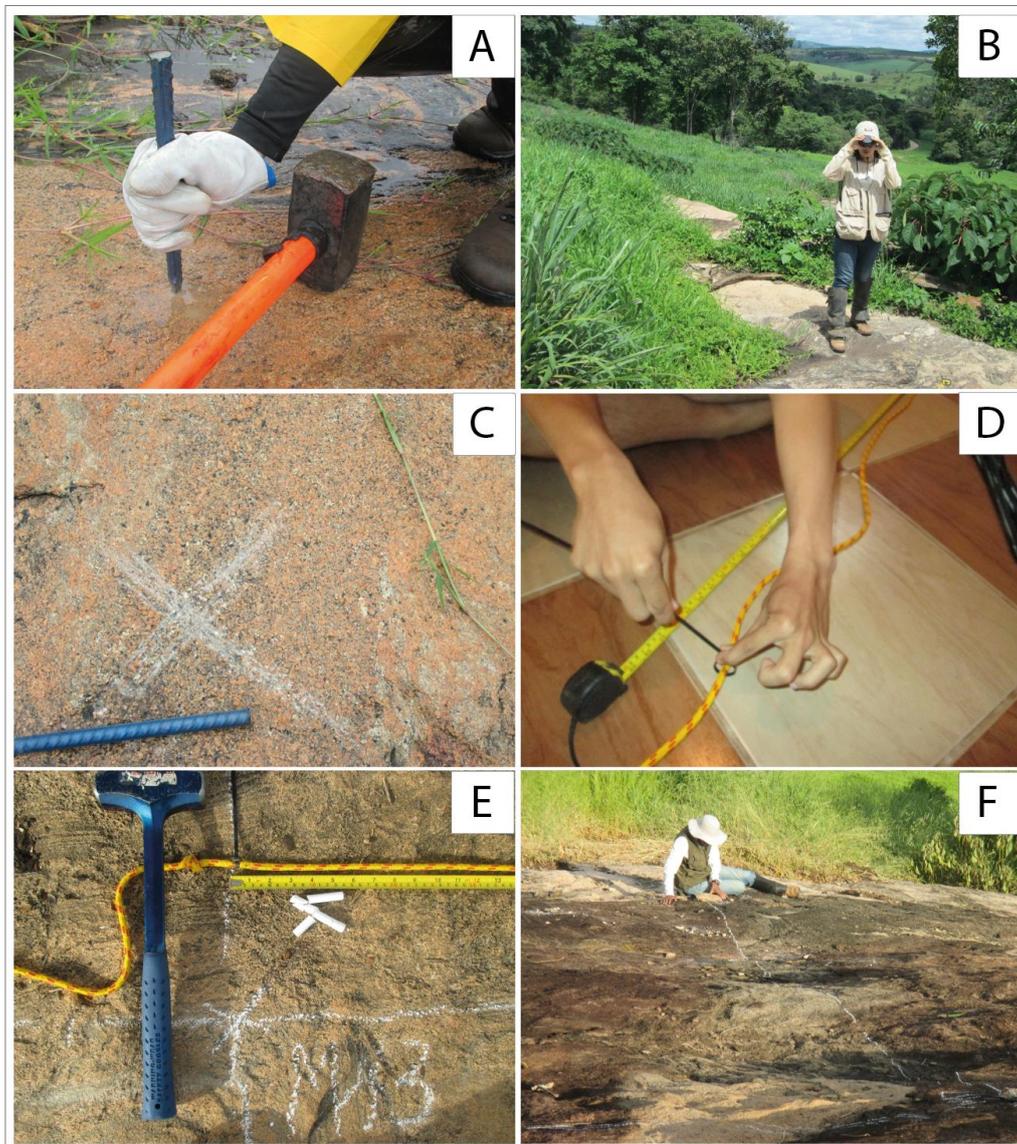
A partir da instalação do marco zero (M0), estabeleceu-se malha regular 5m x 5m paralela as direções y e x que dividiu o lajedo em 31 polígonos (Figura 20). Os polígonos formados pela união de quatro marcos foram designados como “quadrante” (i.e., Q) e os polígonos formados pela união de um número inferior a quatro marcos e delimitados pelo contorno do afloramento foram designados como “área fracionada” (i.e., F) (Figura 20). O contorno do afloramento foi estabelecido pela união do contorno das “áreas fracionadas”. A posição dos polígonos em relação ao sistema x,y e as áreas correspondentes a cada um são indicadas no Apêndice A (tabelas B e C).

Figura 20 – Croqui do lajedo com grade regular (5mx5m).



A grade foi desenhada com giz na superfície do lajedo com auxílio de corda sintética de 40m (Figuras 21D, 21E e 21F). Os polígonos com sigla iniciada em Q correspondem aos quadrantes e os polígonos com sigla iniciada em F correspondem as áreas fracionadas.

Figura 21 – Procedimentos adotados no levantamento topográfico.



A) Instalação do marco zero (M0); B) Visada N30E a partir do M0 para estabelecer o M1; C) Estabelecimento do M1; D) Divisão da corda de metro em metro para ser usada como instrumento para medir a extensão do afloramento, determinar o traço da grade regular e segmentar o afloramento; E) Sigla do marco M13 em giz; F) Delimitação do quadrante Q7 com giz.

3.1.2 Mapa de fácies

O Mapa de fácies (Figura 25) foi confeccionado com o objetivo de representar a extensão e a morfologia das fácies migmatíticas, assim como determinar as relações e a natureza dos contatos e estabelecer a cronologia relativa.

Para a confecção do Mapa de fácies foram seguidos os seguintes procedimentos:

1. Cada quadrante e área fracionada foram analisados para identificar as fácies (e.g., melanossoma; leucossoma e *residuum*) e determinar a morfologia, a extensão, as relações e os tipos de contato. As fácies foram descritas com auxílio de lupa de bolso (aumento 30x), caneta magnética e determinadas de acordo os processos petrogenéticos associados (i.e., fusão parcial, segregação, drenagem e cristalização), a mineralogia principal, a granulação, o índice de cor, a cor e a presença de estruturas macroscópicas (e.g., foliação, bandamento etc.).

2. Cada quadrante e área fracionada foram mapeados em escala 1:25 (1:25 cm) e desenhados em papel milimetrado. Nas regiões com inclinação inferior a 20°, as feições (e.g., fácies, contatos etc.) foram desenhadas como se estivessem paralelas ao plano horizontal. Nas regiões com inclinações superiores a 20° as feições foram projetadas em plano horizontal.

3. A morfologia e extensão foram determinados com auxílio trena de 5m. A cronologia relativa foi baseada na proposta feita por SAWYER (2008b) que considera o *residuum* como fácies imóvel e estabelece uma cronologia estrutural em que o leucossoma é tido como o mais recente. Os tipos de contato utilizados na descrição das fácies e na confecção do mapa foram baseados nas observações feitas por SAWYER (2008 a, b).

4. Os elementos estruturais (e.g., foliação, bandamento composicional, eixo de dobra e fraturas) foram plotadas no mapa respeitando a atitude original.

5. O mapa com tamanho A0 com escala de representação 1:100 foi gerado pela união dos quadrantes e áreas fracionadas sendo que as fácies migmatíticas com tamanho inferior a 5cm não foram representados.

3.1.3 Mapa estrutural

O Mapa estrutural (Figura 39) foi confeccionado com o objetivo de representar as estruturas observadas no migmatito. Para a confecção desse mapa, desenhou-se os traços das estruturas planares (e.g., foliação, zonas de cisalhamento e bandamento composicional) respeitando a orientação e localização original no afloramento. Da mesma forma, registrou-se a sobreposição de fácies, sobreposição de estruturas deformacionais e sobreposição de estruturas migmatíticas. Estes procedimentos são justificados e baseados em SAWYER (2008a, 2008b), DAVIDSON et al. (1994), DEINER & FAGERENG (2014), BROWN (2008) e nos conceitos descritos abaixo:

- Cada estrutura hospedada em fácies migmatítica revela sua resposta quando submetida à deformação (em função de sua idade; localização e orientação em relação ao campo de tensões; fração de fundido; composição mineralógica e estruturas herdadas da fase metamórfica) (DAVIDSON et al., 1994; SAWYER, 2008a; SAWYER, 2008b; BROWN, 2008);
- A análise da sobreposição de estruturas dúcteis e rúpteis leva a compreensão da oscilação da pressão de poro associada a episódios de deformação e drenagem (DEINER & FAGERENG, 2014);
- A extração e drenagem de fundido para formar o leucossoma pode ser inferida a partir da análise das estruturas rúpteis preservadas no *residuum* ou no melanossoma (DAVIDSON et al., 1994);
- Em afloramentos de migmatitos formados em longos intervalos de tempo, a cristalização parcial e total do leucossoma (em estágio sin-deformacional) pode gerar estruturas que servem como sítios para cristalização de leucossomas mais jovens (SAWYER 2008b; DEINER & FAGERENG, 2014);
- Quando uma fácies hospeda outra, a análise da orientação das estruturas dúcteis ou rúpteis da fácies hospedeira revela se a hospedada está

relacionada a esta ou está relacionada a alguma outra fácies não diretamente em contato;

- A influência de estruturas na fácies hospedeira na disposição espacial da fácies hospedada pode ser avaliada através da comparação da atitude das estruturas da hospedeira e a disposição espacial da hospedada;

- A determinação se houve ou não oscilação na pressão de poro deve ser feita através da análise da sobreposição de estruturas (e.g., foliação, dobras, zonas de cisalhamento e fraturas). Quando a pressão de poro diminui, a tendência é que as estruturas dúcteis (e.g., foliação; *boudins*; dobras; zonas de cisalhamento etc.) sejam cortadas por rúpteis (e.g., fraturas) (DAVIDSON et al., 1994; BROWN, 2008; DEINER, & FAGERENG, 2014).

3.2 Coleta sistemática de amostras

As fácies foram amostradas para estudo petrográfico e estudo geocronológico.

O local de retirada de cada amostra foi assinalado no Mapa de fácies. Cada amostra recebeu um código para sua identificação e uma sigla de acordo com o local de sua retirada.

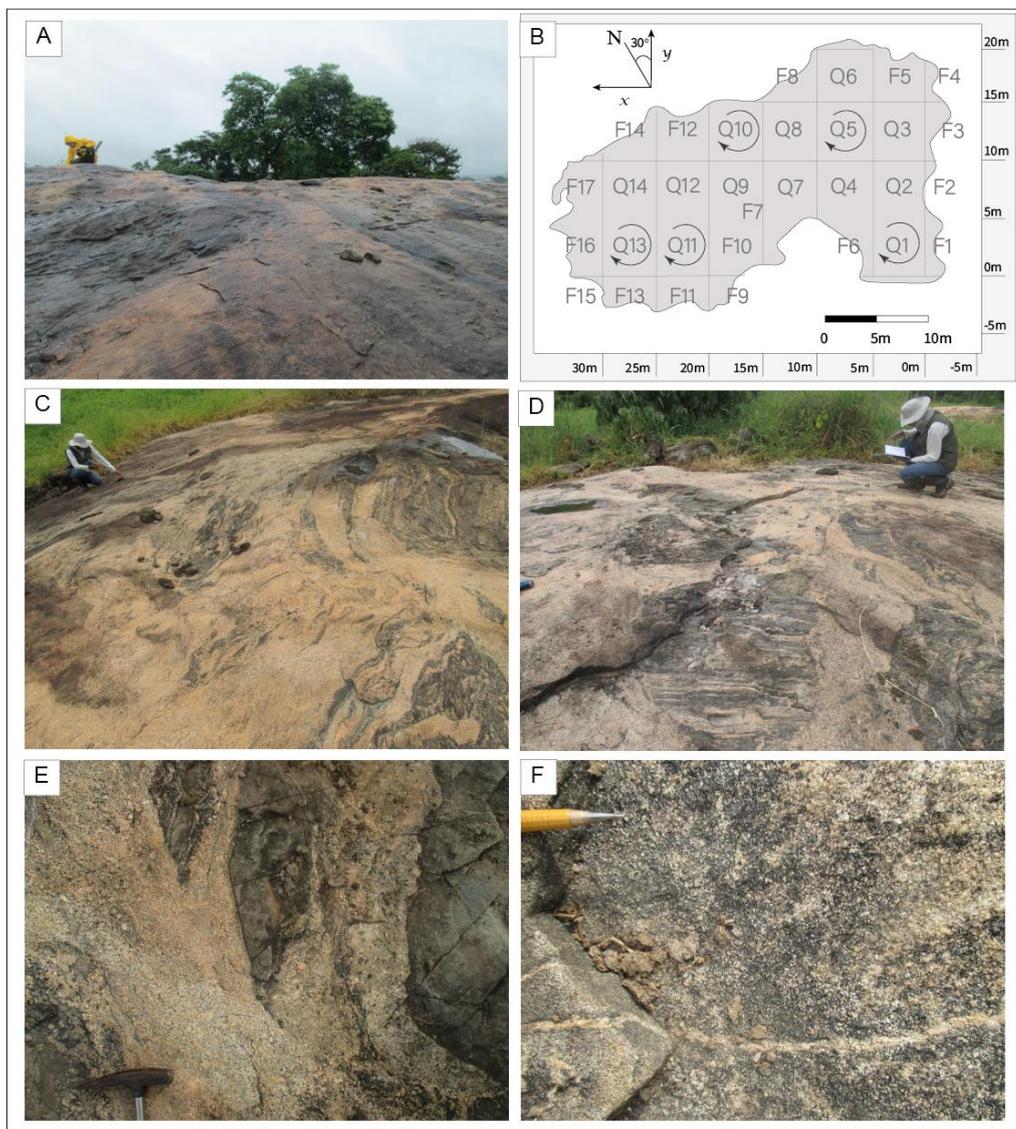
3.3 Registro fotográfico

O registro fotográfico buscou retratar a heterogeneidade e anisotropia do migmatito estudado tanto para registro de dados quanto para comunicação dos resultados. Essa etapa foi dividida em cinco fases:

- Fotos de visadas (escala métrica) (Figura 22A);
- Fotos a partir do centro de quadrantes (escala métrica) (Figuras 22B, 22C);
- Fotos de quadrantes e áreas fracionadas (escala métrica a decimétrica) (Figura 22D);
- Fotos de fácies/estruturas/estruturas migmatíticas/tipos de contato (escala decimétrica a milimétrica) (Figuras 22E, 22F);

- Fotos de detalhe (escala centimétrica a milimétrica) (Figura 22F).

Figura 22 – Registro fotográfico.



A) Foto geral em direção a S30W a partir da porção de menor cota do migmatito; B) Ilustração dos quadrantes em que foram realizadas fotos a partir do centro com visadas em direção a N, E, S e W (i.e., Q1, Q5, Q10, Q11 e Q13); C) Foto com visada para sul a partir do centro do quadrante Q5; D) Foto geral do quadrante Q1; E) Foto de algumas das fácies e fraturas presentes no quadrante Q1; F) Detalhe do contato difuso entre melassoma e leucossoma e detalhe de fratura preenchida por leucossoma (quadrante Q1).

3.4 Resultados

O migmatito ocorre como lajedo com área de 525,5 m² (Apêndice A, tabelas B e C) em meio a área de pastagem e apresenta-se ligeiramente alongado na direção NE-SW com incremento de declividade de SSE para NNW (Figuras 23, 24).

Figura 23 – Mapa topográfico do lajedo de migmatito.

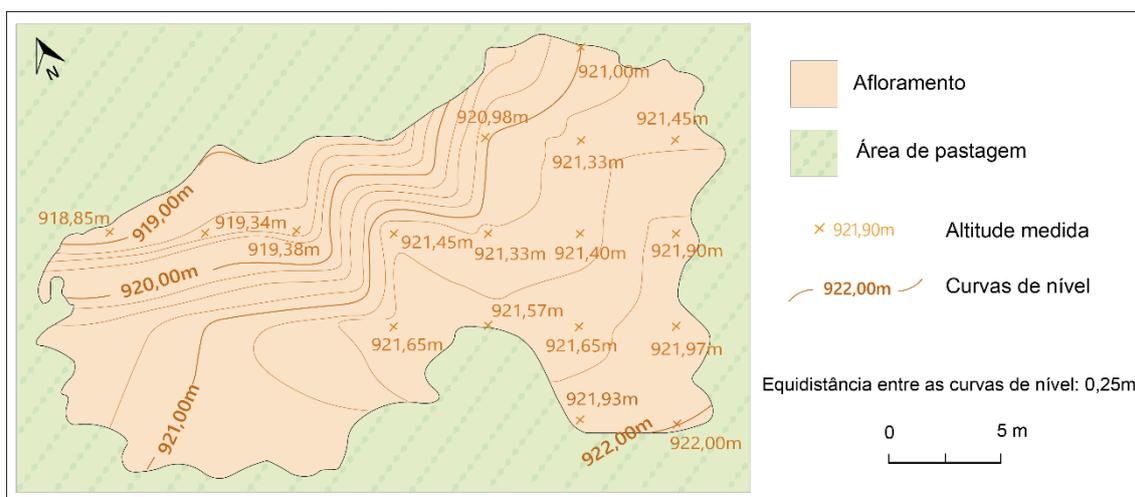
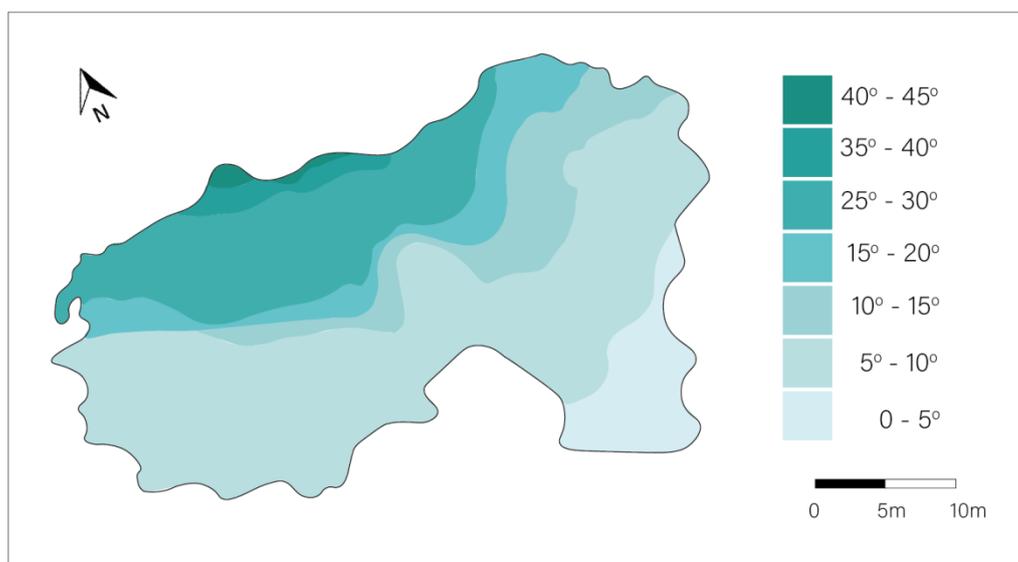


Figura 24 – Variação da declividade do lajedo.



O migmatito trata-se de granada-biotita diatexito com cerca de 75% de leucossoma em planta (contabilizando apenas leucossoma *in-source* e veio leucocrático) (Figura 25). A morfologia em três dimensões das fácies foi estimada a partir da análise conjunta do Mapa topográfico com o Mapa de fácies. E as atitudes de algumas das estruturas (e.g., dobras e zonas de cisalhamento) foram inferidas a partir da análise conjunta do Mapa topográfico com o Mapa estrutural.

3.4.1 Fácies

O afloramento apresenta onze fácies migmatíticas: *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0), *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1), *residuum* com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2), *residuum* com alta fusão e/ou segregação (Rs3), melanossoma (Ml), leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)), leucossoma deformado (Lcd), leucossoma indeformado *in situ* (Lci(1)), leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)), leucossoma indeformado veio leucocrático (Lci(3)) e neossoma (Ns). (Tabela 2; Figura 25; Apêndice A, Tabela D). Embora o principal fator utilizado para defini-las tenha sido os processos petrogenéticos associados (i.e., fusão parcial, segregação, drenagem e cristalização etc.), características como mineralogia principal, cor, índice de cor, granulação e estruturas deformacionais dúcteis macroscópicas (e.g., bandamento, foliação etc.) também foram consideradas (Tabela 2; Figuras 25, 27, 28, 39). No caso dos leucossomas (Tabela 2), também foi considerada a relação petrogenética entre o leucossoma e a rocha hospedeira (Figuras 25, 36), como proposto por SAWYER (2008a). Essa relação foi estimada pelos tipos de contato, como sugerido por SAWYER (2008a) (Tabela 3; Figura 29). Somado a isso, todos os leucossomas que apresentavam estruturas deformacionais macroscópicas (e.g., bandamento, foliação) foram designados como “deformados” e os que não apresentavam estruturas deformacionais macroscópicas foram designados como “indeformados” (Tabela 2; Figura 36).

A cronologia relativa adotada considerou as fácies residuais (i.e., *residuum*, melanossoma) como mais antigas que as fácies segregadas (i.e.,

leucossoma, neossoma) e respeitou o posicionamento espacial, as relações estruturais e de corte (Figura 30).

O afloramento é cortado por veios félsicos tardios (Fst) posteriores a cristalização de todos os leucossomas e, portanto, não detalhados na presente dissertação (Tabela 2; Figuras 25, 29C, 30F, 36A e 39).

No Mapa de fácies, as fácies leucossoma indeformado *in situ* (Lci(1)) e neossoma (Ns) não estão representadas porque são menores que a escala de representação. A fácies Lcd(st), por sua vez, é representada como estroma de Rs0 (Figura 25).

Na cronologia relativa adotada tem-se que a idade das fácies residuais é superior a idade das fácies segregadas (com incremento de cima para baixo; Tabela 2). A designação “hs” indica fácies que promove a estrutura migmatítica e a designação “fh” indica fácies que hospeda a fácies que promove a estrutura migmatítica (Tabela 2). Por exemplo, Lcd apresenta estrutura venosa porque apresenta veios de Lci(3). Neste caso, Lcd recebe a designação de “fh” e Lci(3) de “fs”) (Figura 25; Tabela 2).

Figura 25 – Mapa de fácies.

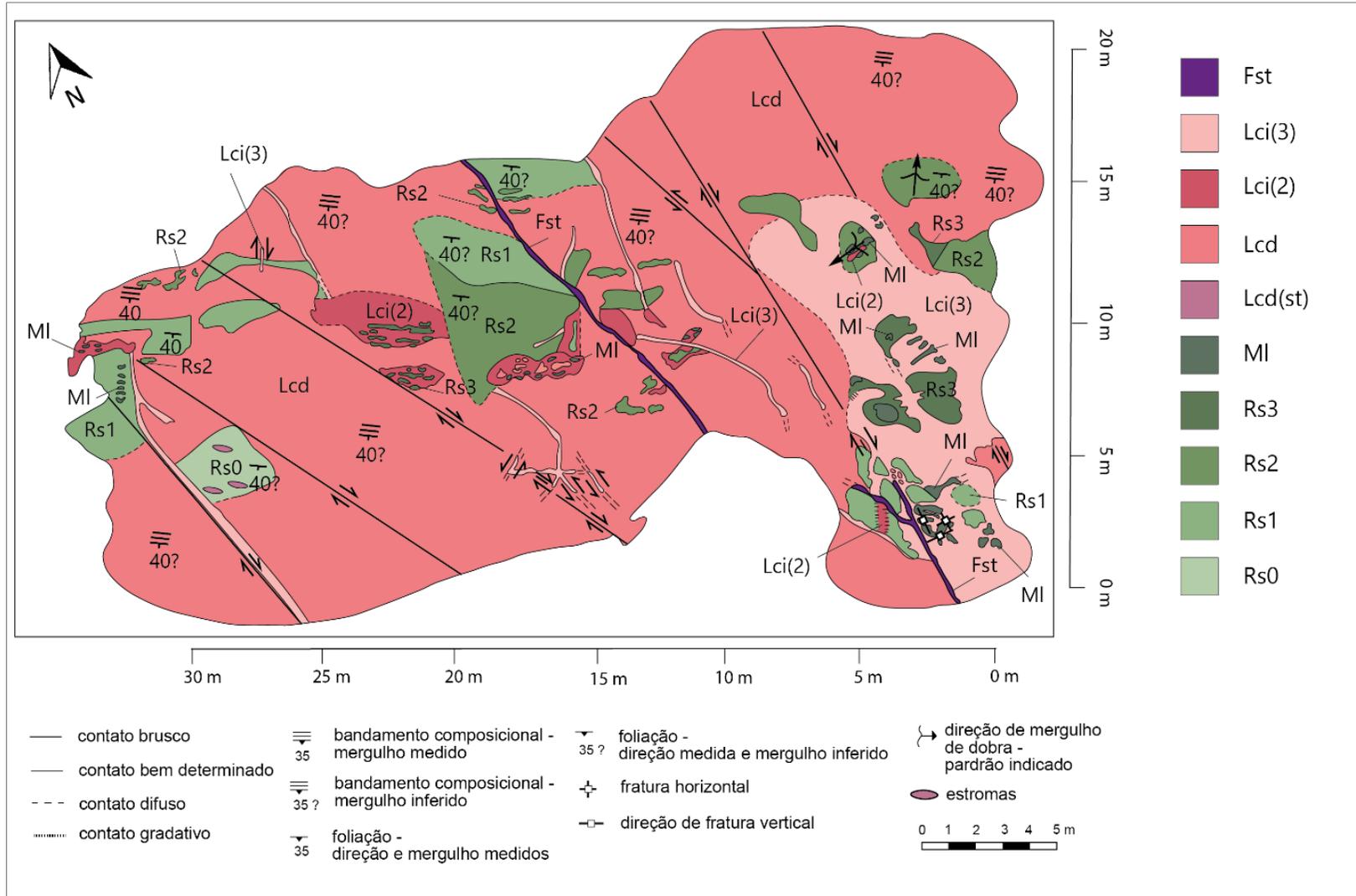


Tabela 2 – Descrição das fácies migmatíticas do granada-biotita diatexito (Ns a Rs0) e do veio félsico tardio (Fst).

Fácies/Veios	Cor	Índice de cor	Granulação	Mineralogia	Estruturas migmatíticas	Deformação
Fst	Bege	Leucocrático	Muito grossa	K-fs (60%) + Qz (30%) + Bt (10%)	—	—
Ns	Branca a bege	Leucocrático	Grossa	Qz (50%) + K-fs (50%)	<i>Patch</i> (fs)	—
Lci(3)	Bege a rosa/cinza a rosa	Leucocrático	Média	K-fs (34%) + Qz (30%) + Pl (23%) + Bt (10%) + Grt (3%)	<i>Schollen</i> (fh) Venosa (fs)	—
Lci(2)	Bege a rosa/cinza a rosa	Leucocrático	Média a grossa	Or (35%) + Qz (25%) + Ab (25%) + Mc (10%) + Bt (3%) + Grt (2%)	—	—
Lci(1)	Bege a rosa/cinza	Leucocrático	Média	K-fs (40%) + Pl (25%) + Qz (22%) + Bt (10%) + Grt (3%)	—	—
Lcd	Bege a rosa	Leucocrático	Média a grossa	Or (30%) + Mc (22%) + Qz (22%) + Ab (15%) + Bt (8%) + Grt (5%) + Mag (<1%) + Zrn (<1%)	Dobrada (fs), venosa (fh), <i>schlieren</i> (fh), <i>patch</i> (fh)	Dobras; <i>shear bands</i> .
Lcd(st)	Bege	Leucocrático	Média a fina	Or (35-37%) + Qz (25%) + Mc (13-15%) + Ab (10-12%) + An (8-10%) + Grt (2-3%) + Bt (1%) + Mag (1%) + Zrn (<1%)	Estromática (fs)	Estroma dobrado e rompido.

Tabela 2 – Descrição das fácies migmatíticas do granada-biotita diatexito (Ns a Rs0) e do veio félsico tardio (Fst) (cont.).

Fácies/Veios	Cor	Índice de cor	Granulação	Mineralogia	Estruturas migmatíticas	Deformação
MI	Preta	Melanocrático	Fina	Bt (25%) + Ab (22%) + An (21%) + Or (20%) + Qz (10%) + Mag (2%) + Ap (<1%) + Mnz (<1%)	—	—
Rs3	Preta a cinza	Mesocrático	Média	K-fs (30%) + Bt (30%) + Pl (20%) + Qz (12%) + Grt (5%) + Mag (3%)	Schollen (fs)	Foliação; <i>shear bands</i>
Rs2	Cinza a preta	Mesocrático	Média	Or (30%) + Bt (25%) + Pl (20%) + Qz (15%) + Grt (9%) + Mag (<1%)	Schollen (fs), schlieren (fs)	Foliação; dobras; <i>shear bands</i> .
Rs1	Cinza a preta	Mesocrático	Média	Or (25%) + Bt (23%) + Qz (15%) + Ab (15%) + An (10%) + Grt (8%) + Mc (3%) + Mag (1%) + Zrn (<1%)	Estromática (fh)	Foliação; <i>shear bands</i> .
Rs0	Alternância entre bandas cinza e bandas bege a rosa	Mesocrático	Média	Or (33%) + Qz (22%) + Ab (16%) + An (14%) + Bt (7%) + Mc (6%) + Grt (1%) + Mag (1%) + Zrn (<1%)	Estromática (fh) e, localmente, schollen (fs) e patch (fh).	Bandamento; <i>shear bands</i> .

Figura 26 – Distribuição dos minerais principais nas fácies migmatíticas.

	K-fs	Pl	Bt	Qz	Grt	Mag
Ns	■	-	-	■	-	-
Lci(3)	■	■	■	■	■	-
Lci(2)	■	■	■	■	■	-
Lci(1)	■	■	■	■	■	-
Lcd	■	■	■	■	■	-
Lcd(st)	■	■	■	■	■	■
MI	■	■	■	■	-	■
Rs3	■	■	■	■	■	■
Rs2	■	■	■	■	■	■
Rs1	■	■	■	■	■	■
Rs0	■	■	■	■	■	■

Rs0 = *residuum* com taxa de fusão e/ou segregação incipiente; Rs1 = *residuum* com baixa taxa de fusão e/ou segregação; Rs2 = *residuum* com taxa de fusão e/ou segregação intermediária; Rs3 = *residuum* com alta fusão e/ou segregação; MI = melanossoma; Lcd = leucossoma deformado; Lcd(st) = leucossoma deformado *in situ*; Lci(2) = leucossoma indeformado *in-source*; Lci(3) = leucossoma indeformado (veio leucocrático); Ns = neossoma. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Bt = biotita; K-fs = K-feldspato; Grt = granada; Mag = magnetita; Pl = plagioclásio; Qz = quartzo.

Figura 27 – Distribuição de minerais félsicos e máficos em cada fácies em porcentagem.

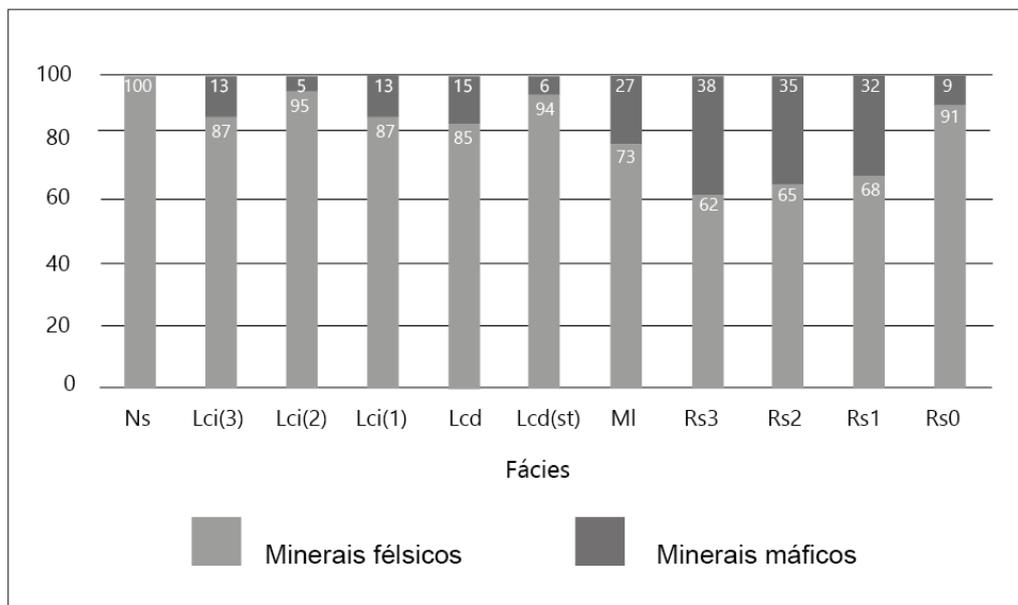


Tabela 3 –Tipos de contato observados no granada-biotita-diatexito.

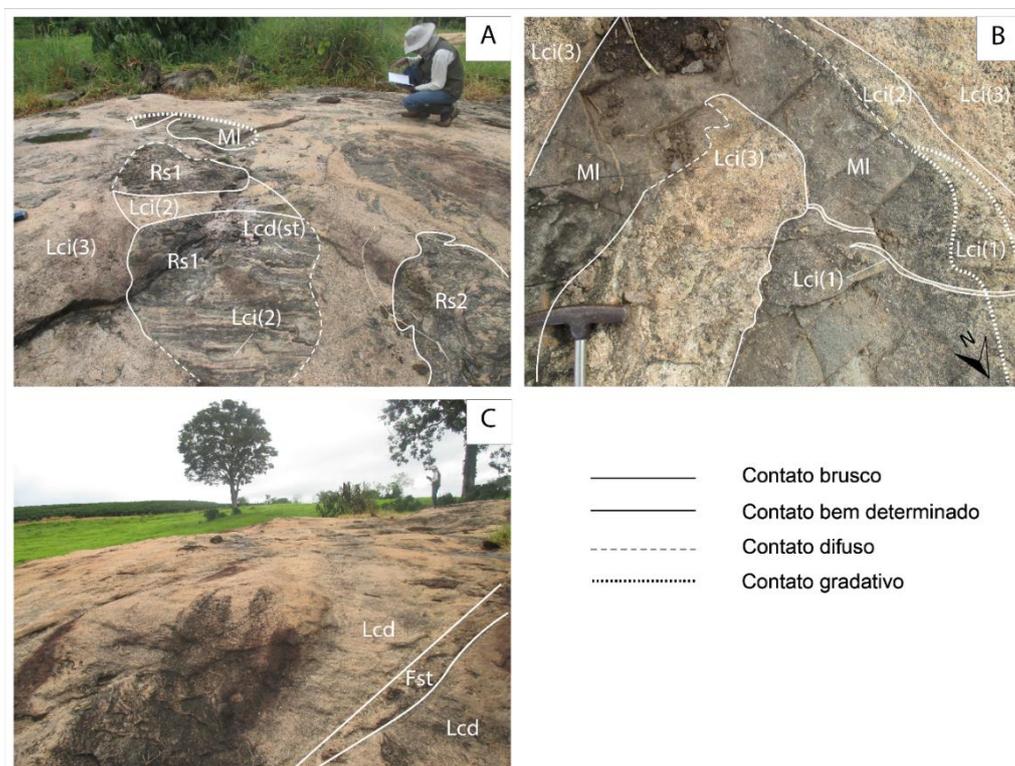
Contato	Definição
Brusco	Há mudança brusca na mineralogia e/ou granulação expressa pela existência de uma <i>descontinuidade</i> onde as características de uma fácies (ou corpo) são subitamente substituídas pelas características de outra.
Bem determinado	É possível observar a mudança na granulação e/ou na mineralogia através do traço de uma <i>superfície</i> . Distingue-se do <i>contato brusco</i> por não se apresentar como uma descontinuidade e do <i>gradativo</i> pela mudança não ser gradual.
Difuso	É possível observar que se tratam de fácies distintas, mas a mudança ocorre em uma <i>faixa</i> . Distingue-se do <i>contato bem determinado</i> por não ser possível determinar uma superfície e do <i>contato gradativo</i> pela mudança não ser gradual.
Gradativo	A mudança de granulação e/ou mineralogia ocorre de forma <i>gradual</i> em uma <i>faixa</i> .

Figura 28 – Aspecto em amostra de mão de fácies migmatíticas coletadas.



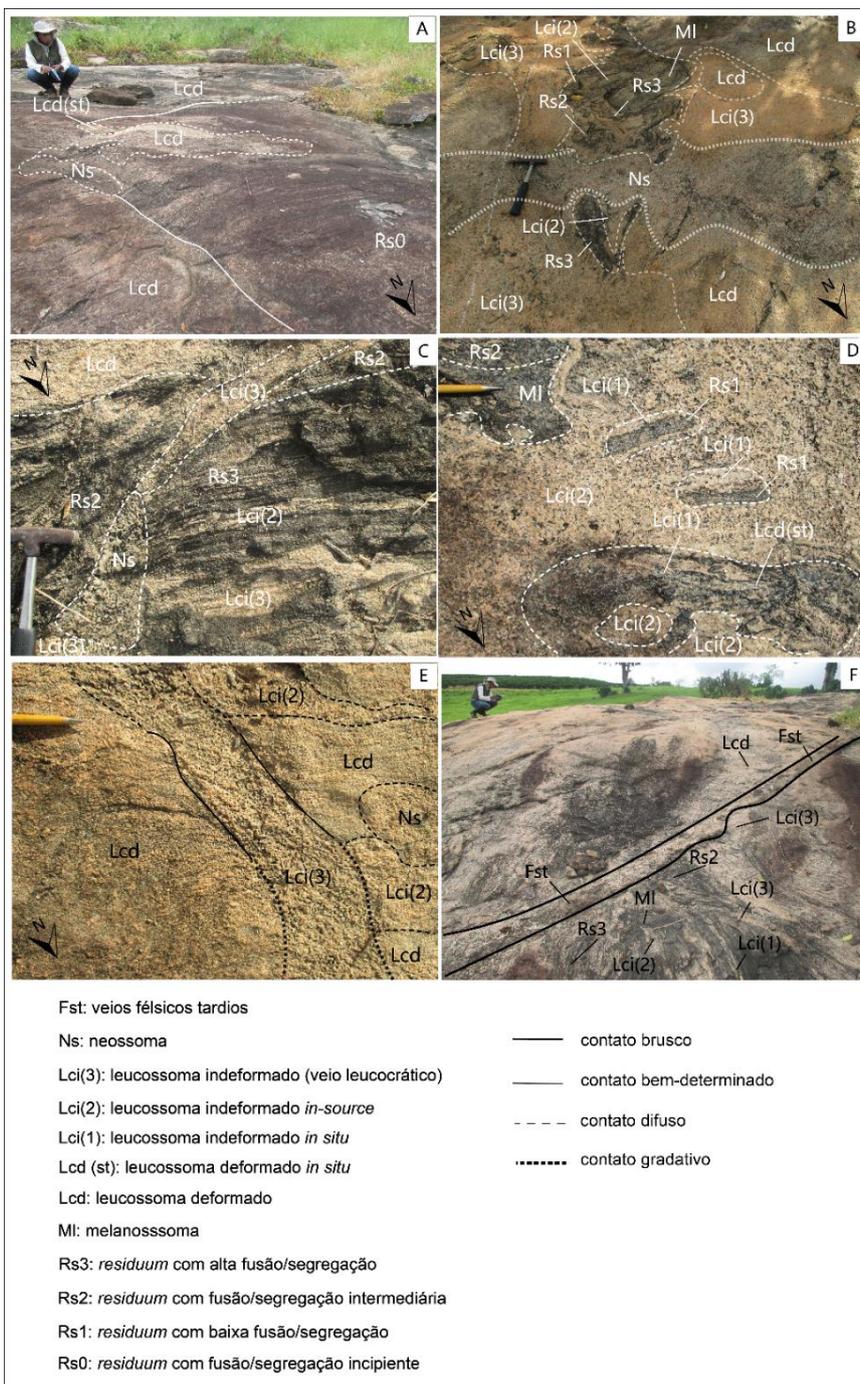
A) *Residuum* com fusão e/ou segregação incipiente - Rs0 (amostra RZ67, quadrante Q13); B) *Residuum* com baixa fusão e/ou segregação - Rs1 (amostra RZ11, quadrante Q1); C) *Residuum* com fusão e/ou segregação intermediária - Rs2 (amostra RZ72, área fracionada F13); D) *Residuum* com alta fusão e/ou segregação - Rs3 (amostra RZ73, quadrante Q9); E) Melanossoma - MI (amostra RZ37, quadrante Q1); F) Leucossoma deformado - Lcd (amostra RZ64, quadrante Q13); G) Leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2) (amostra RZ6, quadrante Q1); H) Leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) (amostra RZ40, quadrante Q5).

Figura 29 – Tipos de contato observados.



A) Foto com visada S30W a partir do centro do quadrante Q1. B) Detalhe em planta do melanossoma - MI, do leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1), do leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2) e do leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) no quadrante Q1. Nessa região do afloramento, a estrutura estromática (preservada em Rs1) é sobreposta pela estrutura em rede (ou *net*) dada pela presença de Lci(3) ao longo de zonas de cisalhamento. C) Contato brusco de veio félsico tardio (Fst) com leucossoma deformado (Lcd; foto tirada do centro do quadrante Q9 em direção ao sul).

Figura 30 – Cronologia relativa adotada.



A) Rs0 é mais antiga que Lcd(st), Lcd e Ns; B) Empilhamento de Rs1 (base), Rs2 (meio) e Rs3 (topo). O MI aflora hospedado em Rs3. C) Contato difuso entre os *residua* e os leucossomas indica a contribuição dos primeiros para a formação dos últimos. Logo, Rs1, Rs2, Rs3 são mais antigos que Lcd, Lci(2) e Lci(3). D) MI formado pela segregação de Lci(2). Logo, o primeiro é mais antigo que o segundo. E) Entre os leucossomas, Lcd é o mais antigo, seguido por Lci(2) e Lci(3). O Ns se sobrepõe ao Lci(3), o que indica que é mais jovem que Lci(3). Lci(1) se sobrepõe aos demais leucossomas nos locais anteriormente ocupados por Lcd(st). F) *Residua* (i.e., Rs2, Rs3) e leucossomas (i.e., Lcd, Lci(2) e Lci(3)) são cortados por Fst. Logo, Fst é a rocha mais jovem.

Residuum com fusão e/ou segregação incipiente

Ocorre em cerca de 1% do granada-biotita diatexito como fácies mesocrática hospedada em leucossoma deformado (Lcd) (Tabela 2; Figuras 25, 26, 27, 28A, 30A, 31 e Apêndice A, Tabela D). A fácies é composta por ortoclásio (33%), quartzo (22%), albita (16%), anortita (14%), biotita (7%), microclina (6%), granada (1%), magnetita (1%) e zircão (<1%).

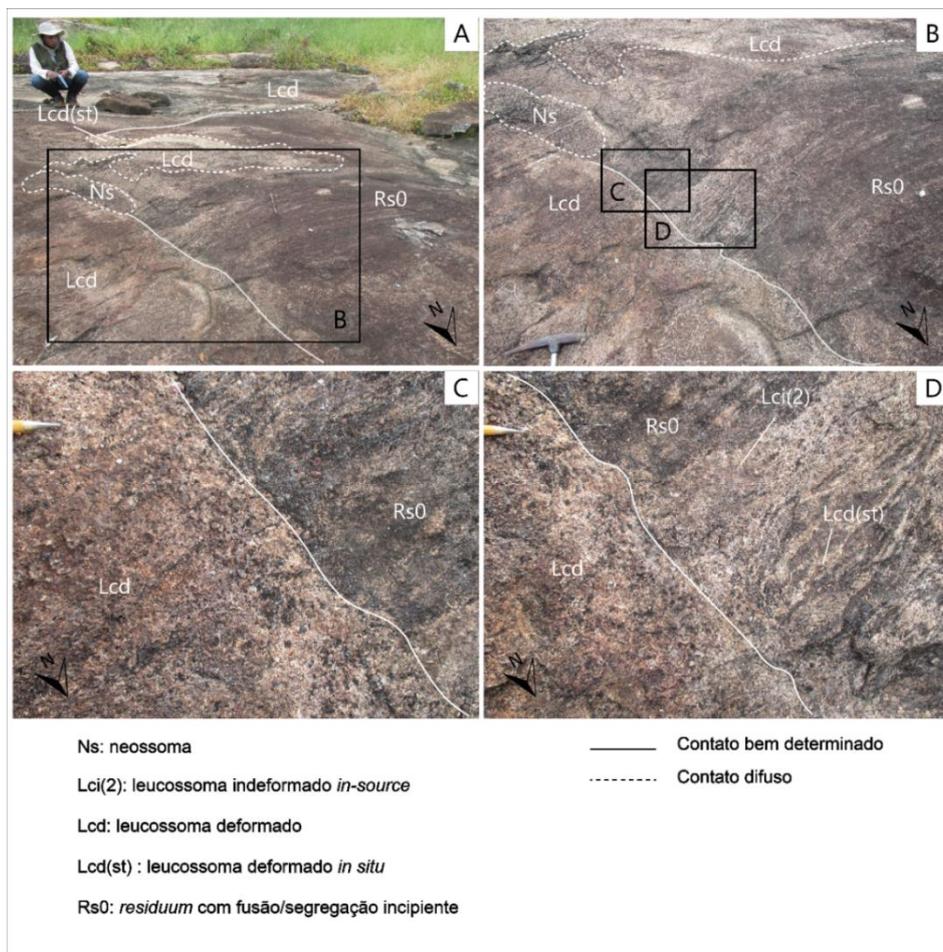
Apresenta bandamento centimétrico a decimétrico dado pela alternância entre bandas félsicas (de cor bege a rosa) e máficas (de cor cinza). A granulação é média e a foliação é bem marcada pela biotita (Figura 28A).

A estrutura migmatítica predominante é estromática (associada a estroma rompido - Lcd(st)) (Figuras 25, 31D) sobreposta por em rede (*net*) e *patch*, com Rs0 como fácies hospedeira e neossoma (Ns) como fácies hospedada no contato com leucossoma deformado (Lcd) (Figuras 31A e 31B).

O contato difuso com leucossoma deformado (Lcd) (Figuras 25, 31A) indica contribuição de Rs0 para a formação de Lcd.

Essa fácies registra pelo menos duas etapas de segregação (primeira associada a formação de leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)) e outra associada a formação de Lcd) (Figuras 31A, 31D); uma etapa de drenagem, associada a formação de parte do fundido que cristalizaria como leucossoma deformado (Lcd) (Figuras 25, 31).

Figura 31 – Residuum com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).



A) Contato bem determinado a difuso entre Lcd e Rs0 sugere que há contribuição de Rs0 para gerar parte do fundido que se cristalizou como Lcd. Por outro lado, o contato difuso de Ns no contato entre Rs0 e Lcd sugere que houve contribuição de alguma dessas fácies para formação de Ns. B) Detalhe do contato entre Lcd e Rs0 em Ns ocorre como *patch*. C) Contato bem determinado entre Rs0 e Lcd. Há preservação de leucossoma em Rs0, detalhada em D. D) Detalhe do contato entre Rs0 e Lcd. O leucossoma associado a fusão de Rs0 foi preservado como estroma em Rs0 (i.e., Lcd (st)). Portanto, há sobreposição da estrutura estromática (preservada no interior de Rs0 como Lcd(st)) por *patch*, o que sugere que as condições de alto *strain* e baixa fração de fundido foram substituídas por baixo *strain* e baixa fração de fundido. Para comparar as condições de formação dessas estruturas, consultar verbete *estruturas migmatíticas* no Glossário.

Residuum com baixa fusão e/ou segregação

Ocorre em cerca de 8% do granada-biotita diatexito como exposições métricas hospedados no dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) e no leucossoma deformado (Lcd) (Figura 25; Apêndice A, Tabela D). É mesocrático, exibe cor cinza a rosa e granulação média. Apresenta bandamento decimétrico e é composto por ortoclásio (25%), biotita (23%), quartzo (15%), albita (15%), anortita (10%), granada (8%), microclina (3%), magnetita (1%) e zircão (<1%) (Tabela 2; Figuras 25, 26, 27, 28B, 32). A foliação é marcada por biotita (Figuras 28B) e, paralelo a esta, é comum observar estromas milimétricos a centimétricos de leucossoma deformado *in situ* - Lcd(st) (Figura 32C; Tabela 2).

A estrutura migmatítica predominante é estromática, embora localmente, Rs1 ocorra como *rafts* hospedados no leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2) (Figura 32C) em estrutura *schollen*. Essas, por sua vez, são sobrepostas por estrutura em rede (*net*) dada pela presença Lci(2) concordante, Lci(2) discordante a foliação e dique de Lci(3) (Figuras 32A, 32B, 32C). Essas, são, finalmente, sobrepostas por *patch* (Figura 32D). A cronologia relativa entre essas indica que a estromática foi sobreposta pela *schollen*, que foi sobreposta por estrutura em rede (*net*) e que foi sobreposta por *patch*.

O contato difuso com o dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) (Figuras 25 e 32B) indica contribuição local de Rs1 para a formação do dique.

Os contatos de Rs1 com as fácies hospedeiras indicam pelos menos dois episódios de segregação. O primeiro associado a formação de Rs1, de Lcd(st), de MI e de Lci(2) concordante com a foliação (Figura 32A) e Lcd e a segundo associado a formação de Lci(2) discordante (Figura 32B). Da mesma forma, a análise dos contatos indica uma etapa de drenagem (associada a formação de Lci(3)) (Figura 32A) e quatro de cristalização de fundido. A primeira etapa de cristalização é sin-deformacional associada a formação de Lcd(st) (Figuras 32C e 32D) e três etapas tardi- a pós-deformacionais associadas a formação de leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1), de leucossoma indeformado *in source* -

Lci(2) concordante, de leucossoma indeformado *in source* - Lci(2) discordante e de leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) (Figuras 32D, 32C, 32B e 32A).

O *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) registra períodos de cristalização de material félsico em condições de alta deformação (marcado pela preservação dos estromas de Lcd(st)) (Figuras 32C e 32D), deformação moderada (marcado por bandamento e foliação definida por biotita e magnetita) (Figura 32A) e na quase ausência de deformação (marcado pela presença de Lci(1) superposto a Lcd(st) (Figura 32D).

Figura 32 – Residuum com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) hospedado em dique de leucossoma indeformado veio leucocrático Lci(3).



A) Rs1 preserva o Lcd(st) como estroma e o contato difuso com Lci(2) (canto direito). O contato difuso com Lci(2) indica que Rs1 participou da geração da *sheet lenses* de Lci(2) concordante (quadrante Q1). B) Detalhe do contato entre duas porções de Rs1 da foto anterior cortadas por Lci(2) concordante. A primeira, na porção superior, é detalhada nas Figuras 32C e 32D. A segunda, na porção inferior, preserva o contato difuso entre Rs1 e Lci(2) discordante e entre Rs1 e Lci(3), o que sugere provável influência de Rs1 na formação de Lci(2) discordante e Lci(3). C) Detalhe de Rs1 com o estroma na porção central e Lci(2) concordante na parte inferior. *Rafts* de Rs1 são hospedados em Lci(2) concordante. D) Leucossoma indeformado *in situ* (Lci(1)) (centro da foto e canto superior esquerdo) formado a partir da refusão de estroma hospedado em Rs1. Nessa porção do afloramento, a estrutura estromática (preservada em Rs1) foi sobreposta por *schollen* (como indicado pelos *rafts* de Rs1), posteriormente sobreposta pela em rede (ou *net*) (como indicado pelos veios de Lci(3)) e finalmente por *patch* (como indicado pelo Lci(1) no canto esquerdo da foto). O que indica incremento na fração de fundido (estromática sobreposta por *schollen*), seguido de diminuição na fração de fundido (*schollen* por *net*), seguido por diminuição no *strain* (*net* por *patch*).

Residuum com fusão e/ou segregação intermediária

Ocorre em cerca de 5% do granada-biotita diatexito como exposições decimétricas a métricas hospedadas no dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) ou hospedados no leucossoma deformado (Lcd) (Figuras 25, 28C, 33; Apêndice A, Tabela D). É mesocrático e exibe cor cinza a preta (Figura 28C). A composição mineralógica é formada por ortoclásio (30%), biotita (25%), plagioclásio (20%), quartzo (15%), granada (9%) e magnetita (1%) (Tabela 2; Figuras 26, 27).

Apresenta granulação média a fina e bandamento centimétrico dado pela alternância de bandas félsicas ricas em feldspato e quartzo e bandas máficas ricas em biotita, granada e magnetita (Figura 33A). Frequentemente a granada aparece como poiquiloblastos (Figuras 33B, 33C, 33D).

A estrutura migmatítica predominante é estromática, sobreposta por estrutura em rede (*net*) dada pela presença de veios de Lci(3) e Lci(2) concordante à foliação (Figuras 33A, 33B, 33D).

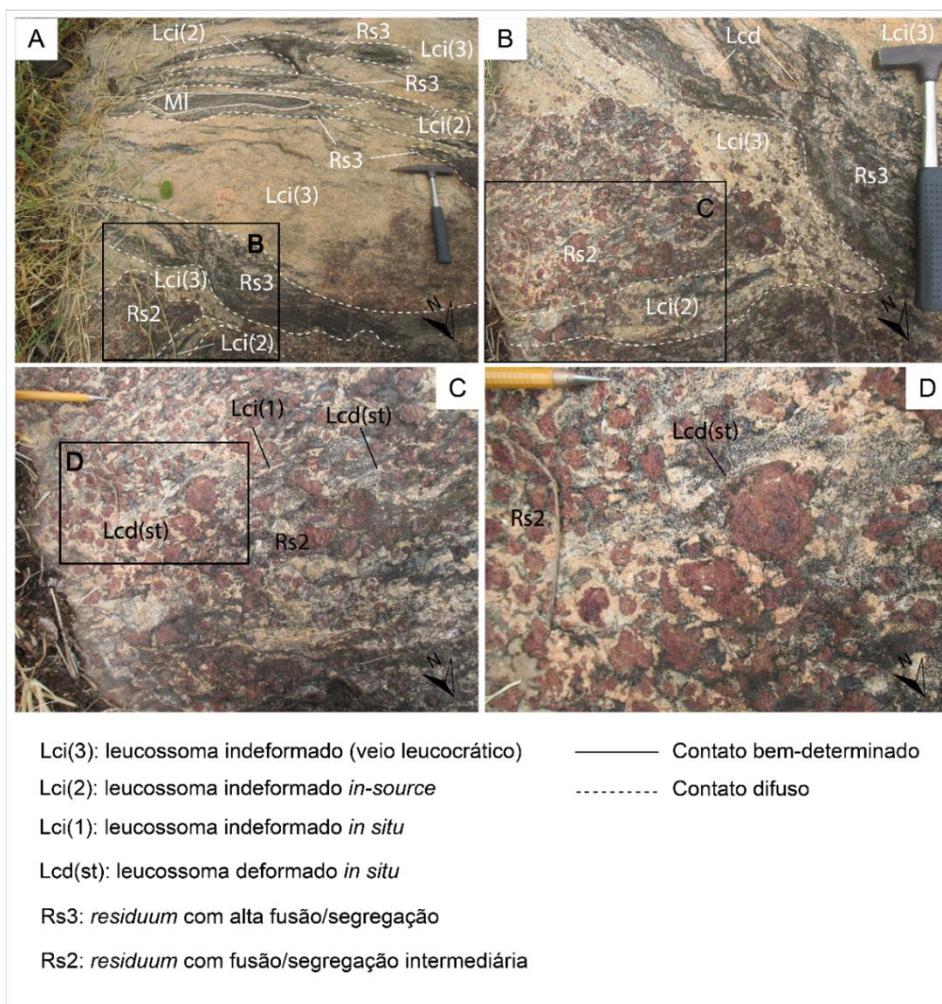
Os contatos difusos com o dique de Lci(3) e com veios locais de leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) (Figuras 33A, 33B) indicam provável contribuição de Rs2 para formação destes.

A fácies Rs2 registra pelos menos duas etapas de segregação, uma etapa de drenagem e quatro de cristalização de fundido. A primeira etapa de segregação é associada a formação de Rs2 e de leucossoma deformado *in situ* - Lcd(st) (Figuras 33A, 33B, 33C). Por outro lado, a segunda etapa de segregação é associada a formação de leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1), de leucossoma indeformado *in source* - Lci(2) concordante e de veios locais de leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) (Figuras 33B e 33C). A etapa de drenagem é associada a formação de veios locais de leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) (Figura 33B). A primeira etapa de cristalização é sin-deformacional e associada a formação de Lcd(st) (Figuras 33C e 33D) e três tardi- a pós-deformacionais associadas a formação de Lci(1), Lci(2) e veios locais de Lci(3) (Figuras 33B, 33C).

A fácies Rs2 registra períodos de cristalização de material félsico em condições de alta deformação marcados pelos estromas de Lcd(st) (Figura 33D),

deformação moderada (marcado por bandamento e foliação definida por biotita) (Figuras 33B e 33C) e baixa ou ausência de deformação (marcado por Lci(1) superimposto ao Lcd(st) (Figura 33C).

Figura 33 – Residuum com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2).



A) Contato difuso entre Rs2, Rs3 com dique de Lci(3) e veio de Lci(3). Isso sugere que tanto Rs2 quanto Rs3 contribuíram para a formação do fundido alojado em Lci(3). A conexão entre veios de leucossomas indica estrutura migmatítica em rede. B) Detalhe de veio de Lci(3) e de Lci(2) concordante em contato com Rs2. C) Detalhe que mostra poiquiloblastos de granada contornados por estroma deformado (Lcd(st)) paralelo ao traço da foliação indicando cristalização sin-deformacional e Lci(1), indicando cristalização tardi- a pós-deformacional. D) Estroma dobrado indicando registro de fase deformacional anterior a estabilização completa de Rs2. Essa região do afloramento, portanto, registrou sobreposição da estrutura estromática por estrutura em rede (ou *net*). O que indica diminuição no *strain*. Área fracionada F3.

Residuum com alta fusão e/ou segregação

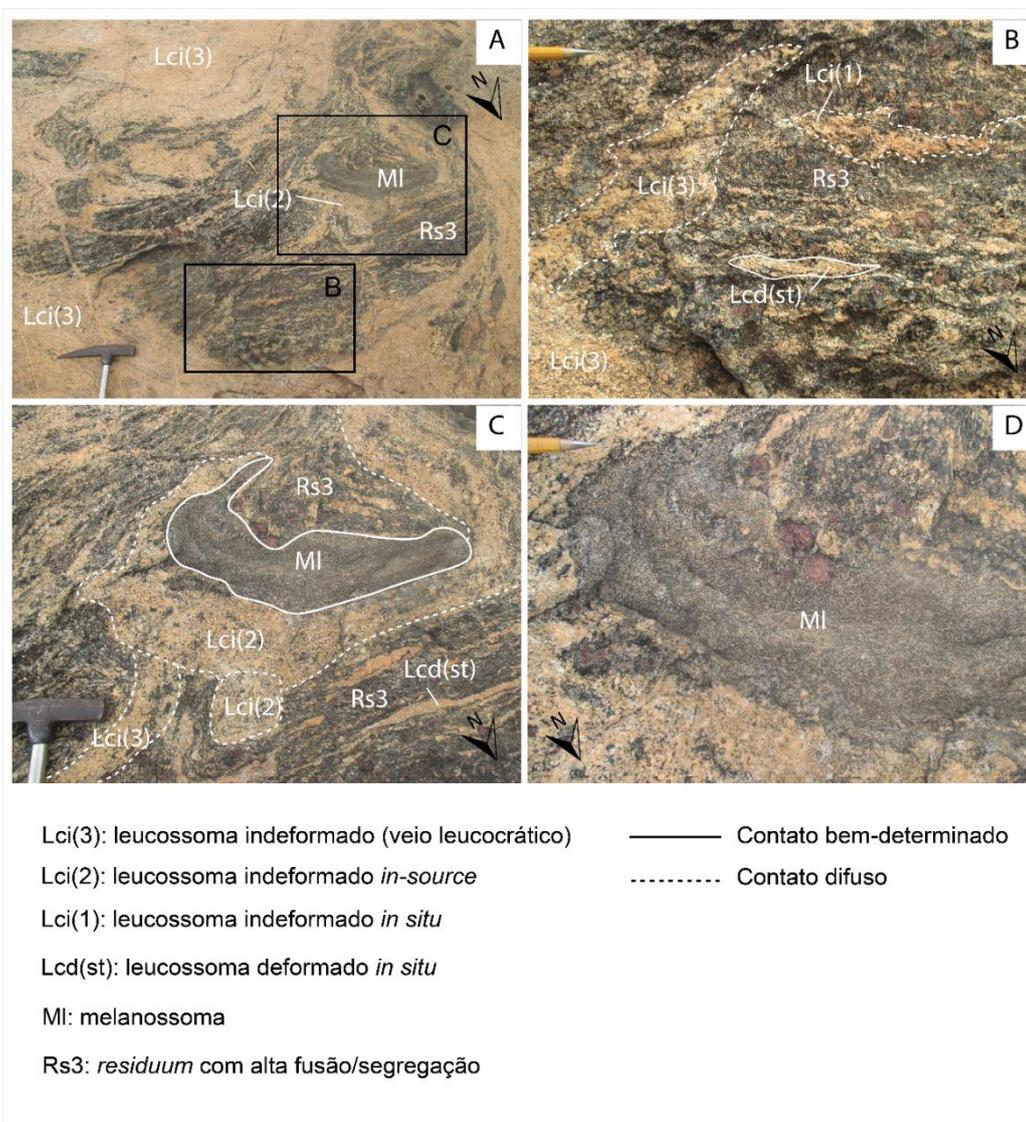
Ocorre em cerca de 2% do granada-biotita diatexitito como exposições decimétricas a métricas hospedadas em leucossoma indeformado (veio leucocrático) - Lci(3) ou leucossoma deformado (Lcd) (Figura 25; Apêndice A, Tabela D). É mesocrático a melanocrático e exibe cor cinza a preta (Figura 28D). Apresenta granulação fina a média e bandamento milimétrico dado pela alternância de bandas félsicas que hospedam estromas de leucossoma deformado *in situ* - Lcd(st) e leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1) e bandas máficas ricas em biotita, granada e magnetita (Tabela 2; Figuras 34A e 34B). É composta por K-feldspato (30%), biotita (30%), plagioclásio (20%), quartzo (12%), granada (5%) e magnetita (3%) (Tabela 2; Figuras 26, 27).

A foliação é muito bem desenvolvida e marcada por biotita e magnetita (Figura 28D). O contato difuso entre Rs3 e o dique de Lci(3) indica que o fundido proveniente da fusão parcial e segregação de Rs3 contribuiu para a formação do dique (Figura 34A).

A estrutura migmatítica predominante é estromática, sobreposta por estrutura em rede (*net*) dada pela presença de veios de Lci(3) e de Lci(2) concordante à foliação (Figura 34A; 34B, 34C).

A fácies Rs3 registra períodos de cristalização de material félsico em condições de alta deformação (marcado pela presença de estromas de Lcd(st); Figuras 34B e 34C) e em condições tardi- a pós-deformacionais (associadas a formação dos veios locais de Lci(3) e *pods* e *sheet lenses* de Lci(2); Figura 34C).

Figura 34 – *Residuum* com alta fusão e/ou segregação (Rs3).



A) Rs3 hospedado em dique de Lci(3). O contato difuso entre essas duas fácies indica a provável participação de Rs3 na formação do dique. B) Detalhe de Rs3 que mostra a preservação de estroma como Lcd(st) e veios locais de Lci(3). O contato bem determinado do veio de Lci(3) com o dique de Lci(3) indica que o primeiro é mais antigo que o segundo. C) Fácies hospedadas em Rs3: MI ocorre como contato bem determinado; Lci(2) ocorre como *pods* e *sheet lenses*; Lci(3) ocorre como veios centimétricos e Lcd(st) como estroma. Nesta região, a estrutura estromática preservada em Rs3 é sobreposta por estrutura em rede (ou *net*), o que indica diminuição do *strain*. D) Detalhe de MI mostrado na foto anterior. Na porção superior direita aflora Rs3 e na porção inferior esquerda aflora Lci(2).

Melanossoma

Ocorre em cerca de 1% do granada-biotita diatexito como exposições centimétricas a métricas hospedados no dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) ou no leucossoma deformado (Lcd) (Figura 25; Apêndice A, Tabela D) ou como *rafts* hospedados no dique de Lci(3) (Figura 43).

É melanocrático, exibe cor cinza a preta e granulação fina. É isotrópico e composto por biotita (25%), albita (22%), anortita (21%), ortoclásio (20%), quartzo (10%), magnetita (2%), apatita (<1%) e monazita (<1%) (Tabela 2; Figuras 26, 27, 28E).

O contato com as demais fácies é bem determinado (Figuras 25, 34C e 34D) e, frequentemente, marcado pela presença de *selvedge* máficos compostos por biotita e magnetita localmente associados a *selvedge* félsicos compostos por quartzo e feldspato (Figura 35). Localmente, ocorre como *rafts* hospedados em Lcd ou em Lci(3) (Figura 43).

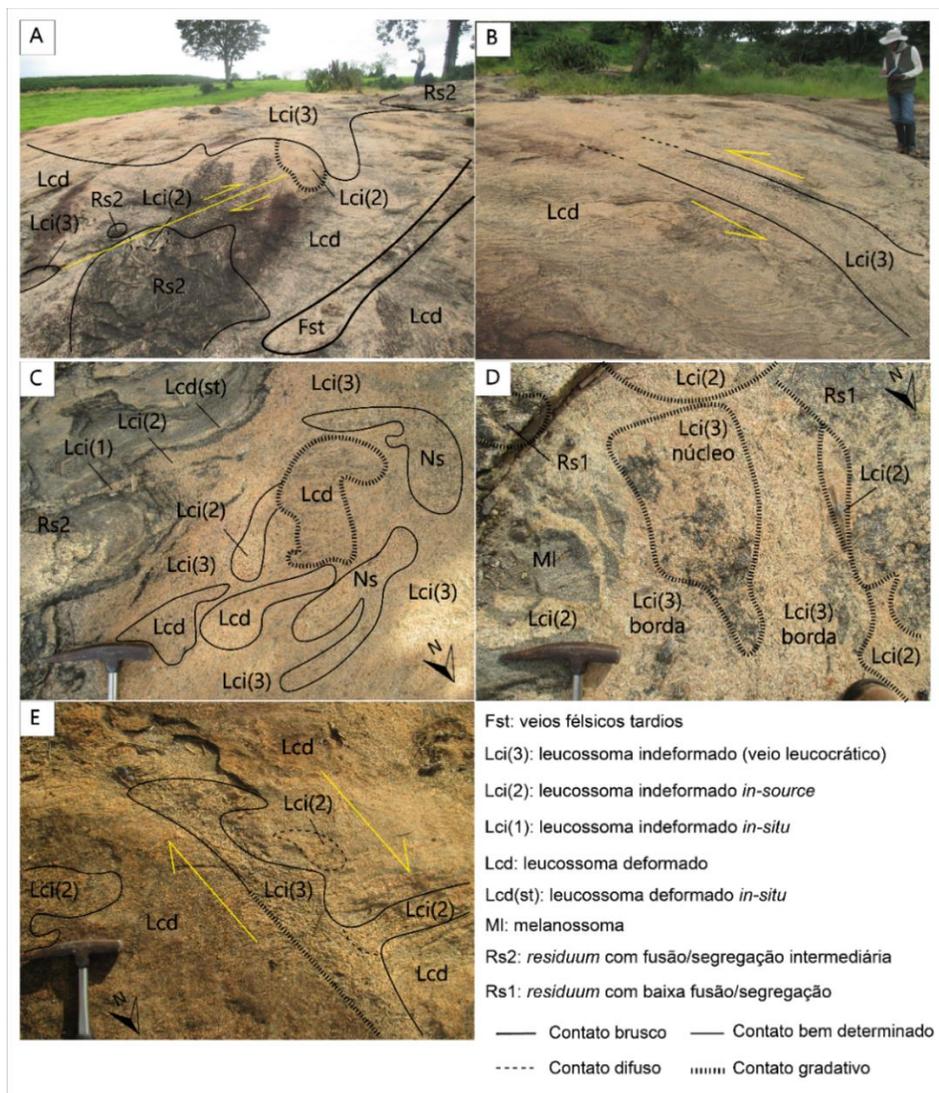
Figura 35 – Selvedge máfico e selvedge félsico no contato entre melanossoma (MI) e residuum com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2) no quadrante Q5.



Leucossoma deformado

Ocorre em cerca de 60% do granada-biotita diatexitos como exposições decimétricas a métricas e hospeda as demais fácies (Figura 25; Apêndice A, Tabela D). É leucocrático e exibe cor bege a rosa (Figura 28F). Apresenta granulação média a grossa e é composto por ortoclásio (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%), granada (5%) e zircão (<1%) (Tabela 2; Figuras 26, 27). Exibe bandamento composicional centimétrico dado pela alternância de bandas de cor rosa (ricas em K-feldspato) e de cor bege (ricas em plagioclásio) (Figura 28F). Os cristais de feldspato, quartzo e biotita apresentam-se orientados. Apresenta *shear bands* e zonas de cisalhamento preenchidas ou não por leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) (Figuras 36A, 36B, 36E, 36A).

Figura 36 – Tipos de leucossoma.



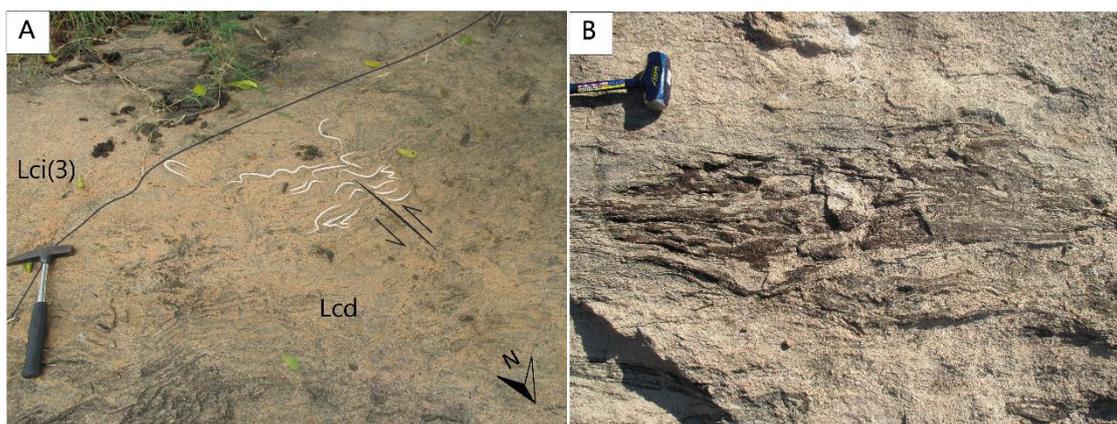
A) Visada para S a partir do centro de Q9. B) Zona de cisalhamento hospedada em Lcd (com estrutura dobrada) preenchida por veio de Lci(3) (visada para SW; quadrante Q7). C) Dique de leucossoma Lci(3) em contato com Rs3. O dique ainda preserva porções de leucossomas mais antigos que o alimentaram (i.e., Lcd e Lci(2) concordante). E indício de nova fusão (Ns hospedado em Lci(3)). D) Diferença composicional entre borda (rica em plagioclásio) e núcleo (rico em K-feldspato), o que sugere cristalização fracionada (quadrante Q1). E) Detalhe em zona de cisalhamento preenchida por veio de Lci(3). Os contatos gradativo e difuso entre Lcd e veio de Lci(3) sugerem provável contribuição de Lcd para formação do veio. Por outro lado, o contato difuso entre Lci(2) concordante e o veio de Lci(3) sugere provável formação de rede de drenagem. Essa região registra sobreposição da estrutura dobrada (preservada em Lcd) por estrutura em rede (ou *net*) e, posteriormente, por *patch* (quadrante Q7), o que indica diminuição no *strain*.

O leucossoma deformado (Lcd) hospeda as seguintes estruturas migmatíticas: dobrada (*fold*) (Figura 37A), em rede (*net*) (Figura 36E), *schlieren* (Figura 37B) e *patch* (Figura 31B). A estrutura dobrada (*fold*) é resultado da ocorrência de dobras decimétricas no bandamento composicional de Lcd (Figura 37A). A estrutura em rede (*net*) é dada pelos veios de Lci(3) que cortam Lcd (Figuras 36B, 36E). A estrutura *schlieren* é dada pela por *schlieren* composto de granada, biotita e magnetita hospedado em Lcd (Figura 37B). E a estrutura *patch* é dada por *Pods* ou *sheet lenses* de Ns (Figura 31B).

O contato difuso de Lcd com Rs0 indica que provavelmente Rs0 contribuiu para a formação do fundido cristalizado como Lcd (Figura 16A).

A orientação e deformação de Lcd sugere influência de deformação tanto na formação de sítio para sua alocação quanto durante a sua cristalização. O desenvolvimento zonas de cisalhamento preenchidas por veios de Lci(3) indica fusão sin-deformacional e cristalização tardi- a pós-deformacional (Figuras 36B, 36E). Por outro lado, a presença de nessoma (Ns) hospedado como estrutura *patch* em Lcd indica fusão e cristalização sob condições tardi- a pós-deformacionais (Figura 36B).

Figura 37 – Leucossoma deformado (Lcd).



A) Estrutura migmatítica dobrada (*fold structure*) cortada por zona de cisalhamento sinistral (quadrante Q6); B) Estrutura migmatítica *schlieren* hospedada em Lcd, que já apresentava estrutura dobrada. Portanto, nessa região do afloramento há sobreposição de estrutura dobrada por *schlieren* (área fracionada F17).

Leucossoma indeformado

Ao contrário de Lcd, os demais leucossomas não apresentam indício macroscópico de deformação (e.g., bandamento e foliação). Por isso, foram chamados de leucossomas indeformados. E, de acordo com a posição, orientação e distância do material refratário, foram subdivididos em três fácies. Essas três características, segundo SAWYER (2008a), indicam a relação petrogenética entre o leucossoma e sua hospedeira. As subdivisões do leucossoma indeformado adotadas são: leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1), leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2) e leucossoma indeformado veio leucocrático - Lci(3).

Leucossoma indeformado *in situ*

A fácies leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1) ocorre em menos de 1% do granada-biotita diatexito como *sheet lenses* e *pods* milimétricos a centimétricos entre os planos de foliação de *residuum* com baixa fusão e/ou segregação - Rs1 (Figura 32D) e de *residuum* com fusão e/ou segregação intermediária - Rs2 (Figura 33C). É leucocrático, exibe cor bege a rosa ou cinza a rosa. Apresenta granulação média e é composto por K-feldspato (40%), plagioclásio (25%), quartzo (22%), biotita (10%) e granada (3%) (Tabela 2; Figuras 26, 27).

O leucossoma indeformado *in situ* - Lci(1) aparenta, com frequência, ser o produto da refusão do estroma de leucossoma deformado *in situ* - Lcd(st) (Figuras 30D e 32D).

De acordo com as características observadas (i.e., local da cristalização, relação com a hospedeira e indício de deformação), essa fácies registra cristalização em condições tardi- a pós-deformacionais.

Leucossoma indeformado *in-source*

A fácies leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)) ocorre em cerca de 3% do granada-biotita diatexitó como *pods* ou *sheet lenses* centimétricos a métricos hospedados em *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) (Figuras 32A, 32B, 32C, 38), *residuum* com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2) (Figuras 33A, 33B), *residuum* com alta fusão e/ou segregação (Rs3) (Figuras 34A, 34C e 34D) e leucossoma deformado (Lcd) (Figura 36E); em contato difuso com leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) (Figuras 32A, 32B, 32A, 32B, 34C, 36E) ou em contato bem determinado com melanossoma (MI) (Figura 34C).

O contato com MI é bem determinado e frequentemente marcado por *selvedges* máficos milimétricos compostos por biotita e magnetita (Figura 35).

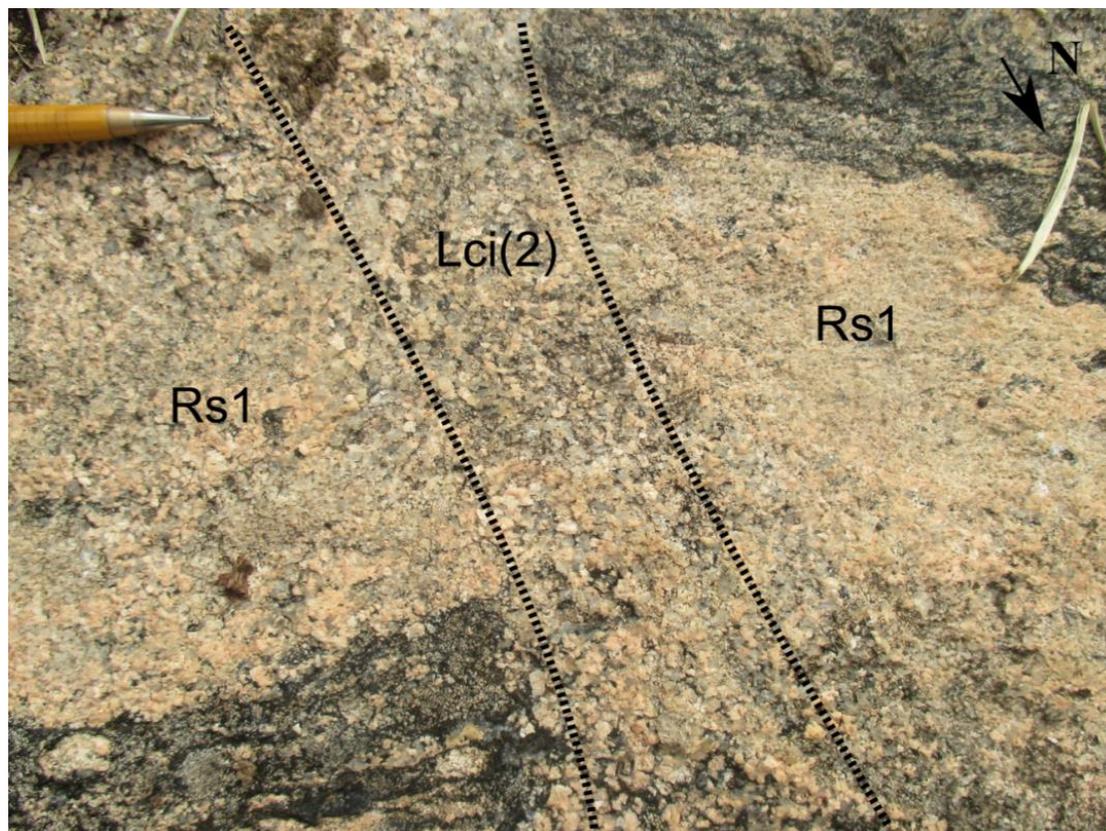
É leucocrático, exibe cor bege a rosa ou cinza a rosa. Apresenta granulação média e é composto por K-feldspato (37%), quartzo (25%), plagioclásio (25%), biotita (10%) e granada (3%) (Tabela 2; Figuras 26, 27).

O leucossomas *in-source* - Lci(2) foi formado em duas fases distintas. Na primeira fase ele é concordante, segue a maior extensão do afloramento e é paralelo ao bandamento composicional do leucossoma deformado (Lcd) e a foliação dos *residua* (Figuras 25, 32A, 33A, 36E). Em contrapartida, a segunda fase ocorre localmente (e.g., quadrante Q1) (Figuras 32B, 38), é discordante e faz um ângulo de aproximadamente 60° em relação a maior extensão do afloramento (Figura 25).

A fácies Lci(2) concordante é hospedada por Rs1 (Figura 32B), Rs2 (Figura 33B), Rs3 (Figura 33A) e MI (Figuras 33A e 34C) ou forma rede com veios de Lci(3) (Figuras 36D e 36E).

A fácies Lci(2) discordante pode ser hospedada em contato gradativo com *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) (Figura 38) que, por sua vez, é hospedado no dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) (Figura 25Figura 25 –). O contato sugere contribuição de Rs1 para formação do fundido cristalizado como Lci(2) discordante.

Figura 38 – Contato gradativo entre *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) e leucossoma indeformado *in-source* (Lci (2)) discordante no quadrante Q1.



Leucossoma indeformado (veio leucocrático)

Ocorre em cerca de 20% do granada-biotita diatexitito como veios decimétricos que cortam o afloramento (Figura 25), preenchendo os planos de zonas de cisalhamento (Figuras 36B e 36E) ou como dique métrico na porção sudeste do migmatito (Figuras 25, 32A).

É leucocrática, exibe cor bege a rosa ou cinza a rosa, granulação média e é composta por K-feldspato (34%), quartzo (30%), plagioclásio (23%), biotita (10%) e granada (3%) (Tabela 2; Figuras 26, 27).

O contato entre Lci(3) e Lci(2) é difuso a gradativo (Figuras 32B, 32C, 33A, 33B, 36D e 36E). Isso sugere formação de rede de drenagem de fundido que pode ter funcionado por longo intervalo de tempo (Figura 36E).

O contato bem determinado de Lci(3) com Rs0, com Rs1, com Rs2, com Rs3 e com MI indica que a cristalização de Lci(3) foi posterior a cristalização

dessas fácies (Figuras 25, 26). O contato difuso e gradativo com Lcd e Lci(2) indica contribuição dessas fácies para a formação do fundido cristalizado como Lci(3) (Figuras 36B, 36C e 36E).

Localmente, exibe *Pods* ou *sheet lenses* hospedados no Rs1 com zoneamento composicional entre núcleo e borda (Figura 36D). O núcleo (granulação grossa) é rico em K-feldspato e a borda (granulação média) é rica em plagioclásio. O contato entre núcleo e borda é gradativo (Figura 36D). Essa característica indica que houve cristalização fracionada em Lci(3) e que a composição desse não corresponde a composição do fundido inicial.

A fácies Lci(3) se concentra em zonas de cisalhamento, o que indica provável fusão sin-deformacional e cristalização tardi- a pós-deformacional.

Neossoma

Ocorre em menos de 1% do granada-biotita diatexitos como exposições decimétricas.

Na presente dissertação, o neossoma (Ns) é considerado como a fácies que ocorre como *patch* centimétrico a decimétricos hospedado no Lcd, no Rs0 e no Lci(3) e que contém tanto a parte residual quanto a parte formada a partir da cristalização de fundido (como definido por SAWYER, 2008b) (Figura 31B e 36C). Ou como fácies que aflora paralela a eixo de dobra métrica (Figura 48). É leucocrático e com granulação grossa; isotrópico, bege e composto por quartzo (50%) e feldspato (50%) (Tabela 2; Figuras 25, 26).

Veio félsico tardio

O veio félsico tardio (Fst) apresenta cor bege, é leucocrático, de granulação muito grossa e composto por K-feldspato (60%), quartzo (30%) e biotita (10%) (Figuras 30F, 36A). Ele corta as fácies em contato brusco (com orientação aproximada N-S), o que indica que sua formação não está associada ao evento anatético que formou as fácies (Figura 25).

3.4.2 Deformação

Este item descreve o estudo dos registros de deformação observados no granada-biotita diatexitó. O estudo é fundamentado na orientação, disposição e sobreposição de estruturas deformacionais dúcteis e rúpteis como sugerido por DAVIDSON et al. (1994), SAWYER (2008a), SAWYER (2008b), BROWN (2008), SOLAR (2008) e DEINER & FAGERENG (2014).

Embora haja influência da deformação na formação de estruturas migmatíticas (SAWYER, 2008a), este item trata apenas da descrição e interpretação das estruturas deformacionais dúcteis ou rúpteis (e.g., foliação, *shear bands*, fraturas, bandamento composicional etc.). As estruturas migmatíticas (i.e., estromática, *schollen* etc.) são tratadas no item 3.4.3.

A análise aqui apresentada é baseada no Mapa estrutural (Figura 39) confeccionado a partir da metodologia descrita no início desse capítulo (Item 3.1: Levantamento cartográfico). Dado que o afloramento estudado é um lajedo, a mensuração de estruturas planares e identificação de estruturas lineares foi dificultada. Para contornar a situação, buscou-se mensurar o azimute e representar os traços estruturais (i.e., interseção entre a estrutura e o plano de corte do afloramento) das estruturas planares.

O Mapa estrutural mostra dois domínios diferentes: o Domínio 1 (predominante no afloramento) e o Domínio 2 (circunscrito aos limites do dique de Lci(3), na porção sudeste do migmatito) (Figura 39).

No Domínio 1, a orientação da maior dimensão das fácies é N60W-S60E, paralela à direção do traço da foliação de Rs0, de Rs1, de Rs2 e de Rs3 ($S_n = 210/45$), do bandamento composicional de Lcd ($S_n = 210/45$) e das estruturas *schollen* e *schlieren* (Figuras 39, 40). Por outro lado, os veios discordantes da estrutura em rede (ou *net*, preenchidos por Lci(3)) apresentam direção geral mais frequente N-S e N10E-S10W (Figuras 39, 40). É comum observar *shear bands* em que a foliação e/ou bandamento composicional são cortados por zonas de cisalhamento agrupadas de acordo com direção e cinemática (Tabela 4; Figura 39).

Tabela 4 – Orientação e cinemática das zonas de cisalhamento observadas no granada-biotita diatexitó.

Identificação do plano de cisalhamento	Azimute	Cinemática
C1	N10W	Destral
C2	N05E	Sinistral
C3	N40E	Destral
C4	N10E	Sinistral
C5	N50E	Sinistral

No Domínio 2, a orientação da maior dimensão do dique é N10E-S10W, paralela a orientação da maior dimensão das fácies que este hospeda (i.e., Rs1, Rs2 e Rs3) e paralela aos veios que preenchem zonas de cisalhamento no Domínio 1 (Figura 39). Entretanto, o traço das foliações das fácies que o dique hospeda (i.e., Rs1, Rs2 e Rs3) é N80W-S80E, portanto, perpendicular a orientação do dique e da maior dimensão das fácies. Essa diferença indica que a alocação das fácies no Domínio 2 se deu durante a formação das zonas de cisalhamento, mas que a formação das foliações de Rs1, Rs2, Rs3 é anterior a formação das zonas de cisalhamento.

A análise da sobreposição das fácies (Figura 45), da atitude, da sobreposição/interferência de estruturas deformacionais (Figuras 41, 45, 46 e 47) e das estruturas migmatíticas (Figuras 31, 32, 33, 36, 37) indicam que durante a formação do granada-biotita diatexitó o estado de tensões se alterou não apenas em magnitude como também em orientação (Figura 41).

Quanto a magnitude, o maior *strain* foi associado a pouca fração de fundido e a formação de leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)) hospedado em Rs0 (Figura 31). Portanto, anterior a formação do fundido que geraria leucossoma deformado (Lcd) (Figuras 31, 36). O menor *strain*, reduzido a praticamente zero, é associado a pouca fração de fundido e cristalizado como neossoma (Ns) como *patch* hospedado em Lcd, Lci(2) ou Lci(3)) (Figuras 31B e 36C). Entre essas condições, o granada-biotita diatexitó passou por situações diferentes marcadas por oscilações no *strain*, no grau de fusão, no grau de segregação e drenagem e na taxa de cristalização. Como em todas essas

variáveis/processos há relação entre deformação e anatexia, optou-se por separar o intervalo de evolução do granada-biotita diatexito em fases anatético-deformacionais. Assim, foram informalmente discriminadas e ordenadas cronologicamente cinco fases (i.e., DA1, DA2, DA3, DA4 e DA5) estabelecidas de acordo com regime deformacional (i.e., dúctil, rúptil), fração de fundido, fácies formadas, estruturas deformacionais e estruturas migmatíticas formadas. Essa abordagem é compatível com os princípios apontados por SAWYER (2008a), BROWN (2008), DAVIDSON et al. (1994) e DEINER & FAGERENG (2014).

Fase DA1

A primeira fase (DA1) atinge o protólito metamórfico (i.e., gnaiss), que é dobrado (dobra em escala métrica) e submetido a anatexia. As porções mais férteis (i.e., mais susceptíveis a fusão) fundem para gerar fundido que, após segregado, cristaliza-se como leucossoma *in situ* e leucossoma *in-source* nos planos de foliação da rocha (Figura 40A). É nessa fase que é formada a fácies Rs0 e o leucossoma associado a esta (i.e., leucossoma *in situ* preservado como estroma rompido – Lcd(st)) (Figuras 24, 31C). A estrutura migmatítica típica dessa fase é estromática em Rs0 (Figuras 31, 38). A formação do estroma indica baixa fração de fusão associada a alto *strain* (Figura 49).

Fase DA2

Durante a segunda fase (DA2) a anatexia permanece. É nessa fase que se inicia a formação de Rs1, Rs2, Rs3 e MI a partir da fusão e segregação das regiões mais férteis (i.e., mais susceptíveis a fusão) do protólito. A princípio, a estrutura migmatítica desenvolvida foi estromática (preservado como estroma deformado em Rs1 e Rs2). Entretanto, com o aumento da fusão, ao invés do fundido se cristalizar como leucossoma, com a progressão da compactação, este é drenado para zona de charneira da dobra e lá se acumula. Ao mesmo tempo são formadas as dobras parasíticas centimétricas a métricas registradas em Rs2 e MI (Figuras 41, 42). Nessa fase também ocorre o início da deformação do estroma de Rs0, Rs1 e Rs2 para formar o Lcd(st), localmente preservado como dobra parasítica (Figuras 31C, 32D, 33C).

Fase DA3:

Durante a terceira fase (DA3), com a progressão da compactação e anatexia iniciada em DA1 e vigente em DA2, ocorreu o rompimento da dobra, liberação do fundido acumulado na zona de charneira e deformação do fundido parcialmente cristalizado. Portanto, a cristalização sin-deformacional de fundido segregado e drenado de Rs0, Rs1, Rs2 e Rs3 gerou a fácies Lcd com seu bandamento composicional (Figura 27F).

Como consequência da deformação, formaram-se *boudins* de Rs0 (Figura 45A) e Lcd(st) rompido (que permanece nos planos de foliação de Rs0, Rs1, Rs2 e Rs3). As estruturas migmatíticas típicas dessa fase são a dobrada e *schlieren*, formadas durante a deformação do Lcd e das fácies por ele hospedadas (e.g., Rs2) (Figura 36).

Fase DA4:

Durante a quarta fase (DA4), com a progressão da compactação associada a anatexia, houve nucleação de zonas de cisalhamento formando *shear bands* hospedadas em Lcd (Figuras 35B, 35E) e fusão de Lcd. O fundido foi gerado a partir da fusão de Lcd se cristalizou como o Lci(2) (concordante ou discordante) hospedado em Lcd (Figuras 31A, 31B, 32A, 32B, 36, 38) e veios de Lci(3) nos planos das zonas de cisalhamento hospedadas em Lcd (Figura 35).

Devido a sua infertilidade, o melanossoma (MI) formado nas fases anteriores não foi capaz de gerar fundido durante esta fase. Entretanto, a deformação foi registrada como pares conjugados associados a compactação (Figuras 45, 46).

As estruturas migmatíticas associadas a essa fase são a estrutura *schollen* com *rafts* de melanossoma e *residuum* (Figura 42) e a estrutura em rede (ou *net*) hospedada principalmente em Lcd. A cronologia relativa estabelecida entre elas estabelece que a estrutura *schollen* é anterior a em rede (*net*).

A sobreposição de estruturas deformacionais dúcteis por rúpteis (Figuras 46, 47) mostra que houve oscilação na pressão de poro durante a formação do

dique Lci(3) e, portanto, a segregação do fundido cristalizado no dique se deu em pulsos (Figuras 46, 47).

Fase DA5

Durante a quinta fase (DA5), a progressão da compactação associada a baixa taxa de anatexia levou geração de fundido a partir da fusão de Lcd, Lci(2) e Lci(3).

Como resultado da deformação, formaram-se os *boudins* de Lcd (Figura 44A) e, tardiamente, fraturas no melanossoma (MI) (preenchidas por fundido gerado a partir da fusão do dique de Lci(3)) (Figura 45C).

Após o término da deformação associada a DA5, o fundido formado pela fusão parcial de Lcd, Lci(2) e Lci(3) se cristaliza como neossoma (Ns) em *patch* hospedado em Lcd, Lci(2) e Lci(3), paralelo ao eixo da dobra formada em DA1 ou preenchendo fraturas (Figuras 31B, 35C, 44, 45, 46, 47, 48).

O padrão de interferência de dobra observado, mostra que a orientação do estado de tensões se alterou ao longo do tempo para outro aproximadamente perpendicular (Figura 40). A fase anatético deformacional em que isso se deu seria posterior a DA3 (quando o bandamento composicional de Lcd foi formado) (Figura 40).

Figura 39 – Mapa estrutural que relaciona orientação das fácies migmatíticas e as estruturas deformacionais.

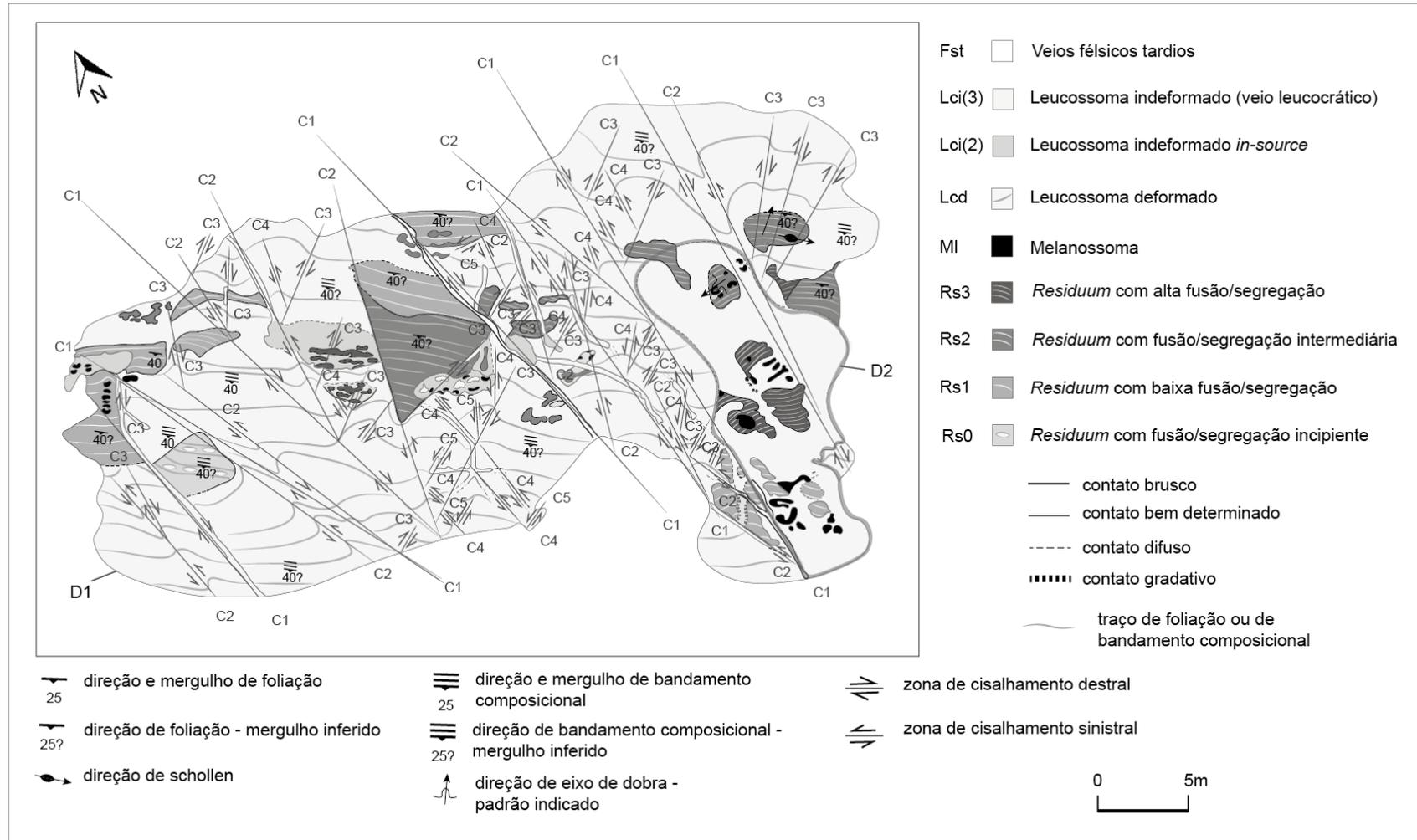
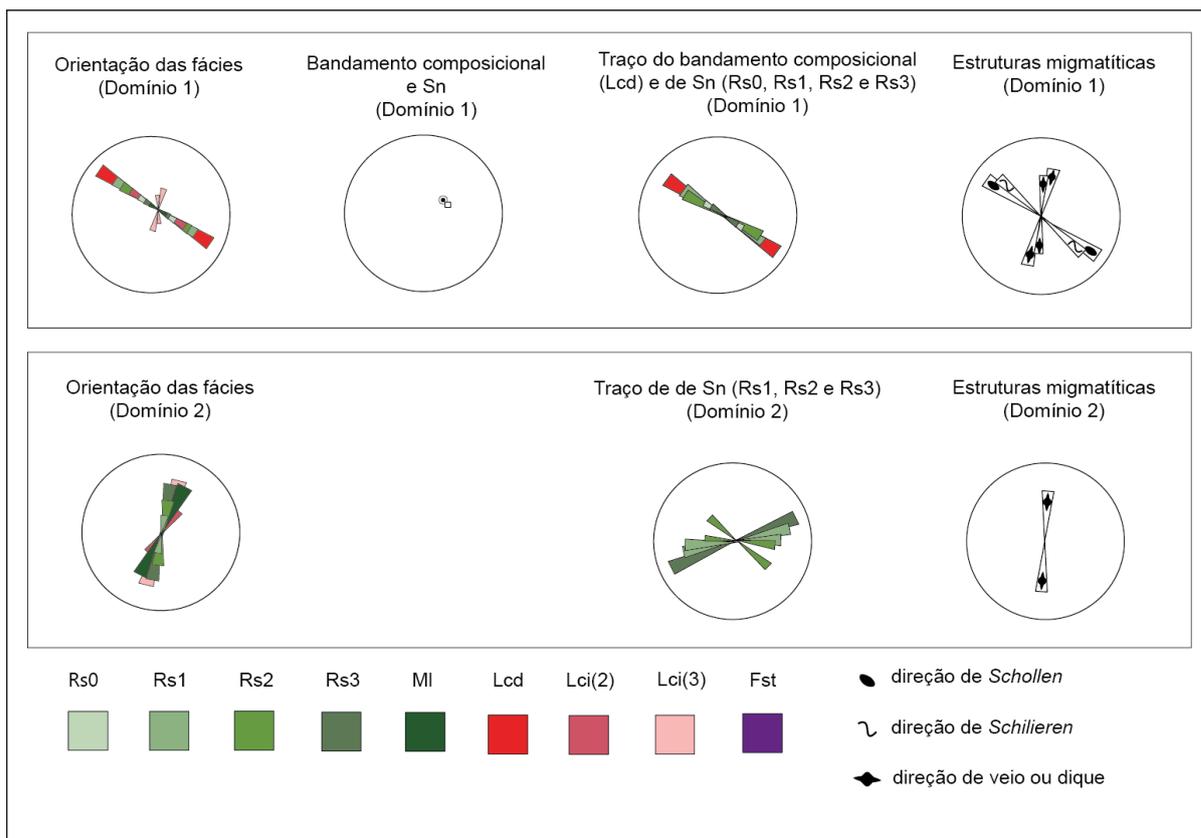


Figura 40 – Diagrama de rosetas e estereogramas das fácies mostradas no Mapa estrutural.

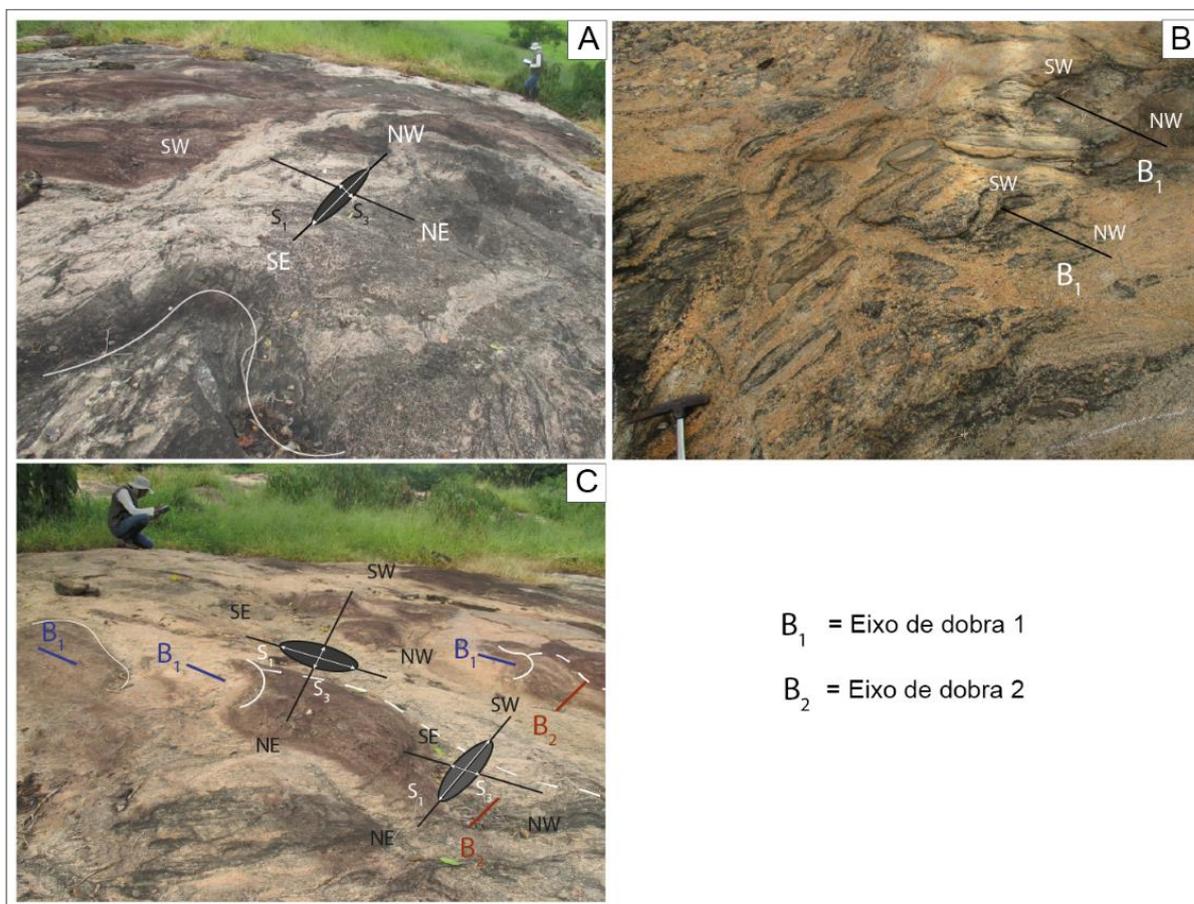


No diagramas de roset de Orientação das fácies, a área e orientação das abas indicam, respectivamente, a frequência e orientação das fácies. No diagrama de Traço do bandamento composicional, a área e orientação das abas indicam, respectivamente, a frequência e orientação do bandamento composicional. No diagrama de Traço de Sn, a área e orientação das abas indicam, respectivamente, a frequência e orientação da foliação. No diagrama de Estruturas migmatíticas, a área e orientação das abas indicam, respectivamente, a frequência e orientação das estruturas migmatíticas.

No domínio 1 (D1) o bandamento composicional e a foliação tendem a ser paralelos a orientação de Rs0, Rs1, Rs2, Rs3 e Lcd. No domínio 2 (D2) a orientação das fácies não coincide com a foliação (Figura 39).

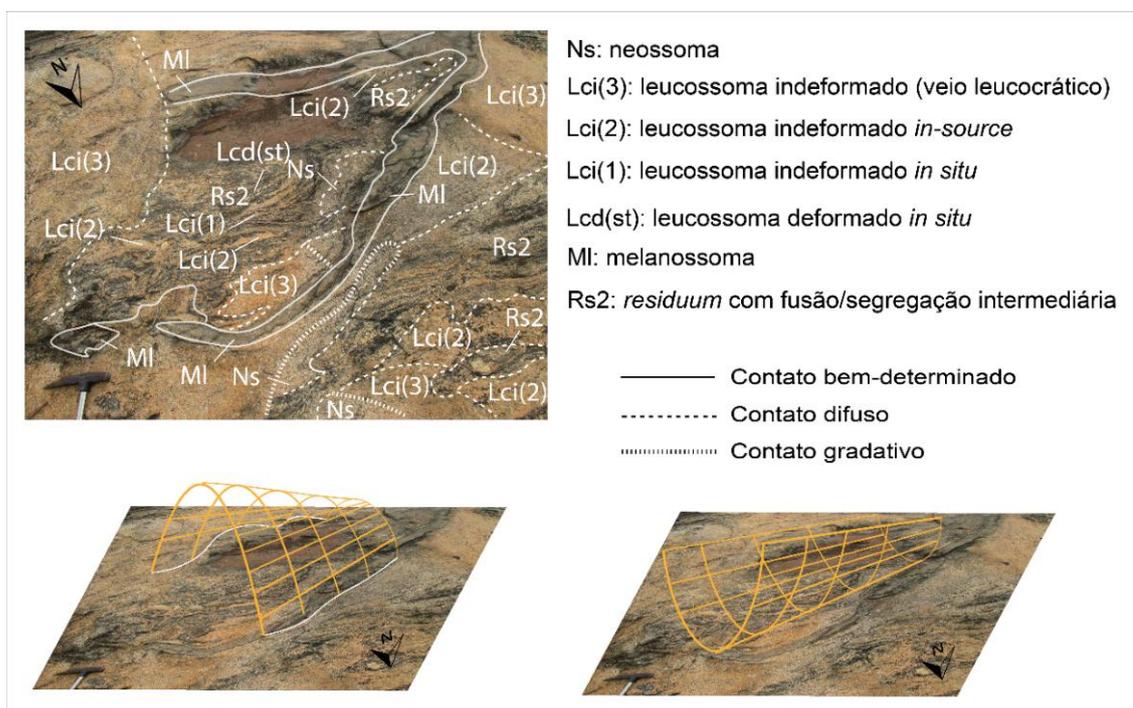
A orientação das fácies Rs0, Rs1, Rs3, MI e Lcd no domínio 1 é paralela ao traço da foliação de Rs0, Rs1, Rs2 e Rs3, paralela ao traço do bandamento composicional de Lcd, paralela a estruturas *Schillieren* e *Schollen*. A orientação geral dessas estruturas é N60W-S60E.

Figura 41 – Sobreposição de dobras no granada-biotita diatextito.



A) Zona de charneira de dobra com eixo B_1 de direção geral NW – SE e elipsóide de deformação indicado. B) Eixo de dobras com direção geral NW – SE. C) Zona de charneira de dobra com eixo B_1 de direção geral NW – SE e elipsóide de deformação indicado e zona de charneira de dobra com eixo B_2 de direção geral NE-SW e elipsóide de deformação indicado.

Figura 42 – Dobra parasítica no melanossoma (MI) associada a fase DA2.



A) Interseção da dobra com a superfície do afloramento. B) Reconstituição da dobra como antiforme;
 C) Reconstituição da dobra como sinforme. Quadrante Q5.

A fase DA1 é representada pelos estromas hospedados nos *rafts* de Rs0. A fase DA2 é representada pelas dobras parasíticas de MI e de Rs2 com eixo com caimento de ca. 20° (indicado em azul). A fase DA4 é representada por estrutura *schollen* com *rafts* de Rs1, Rs2 e MI hospedados em Lci(3).

Figura 43 – Estruturas deformacionais e estruturas migmatíticas associadas às fases DA1, DA2 e DA4.

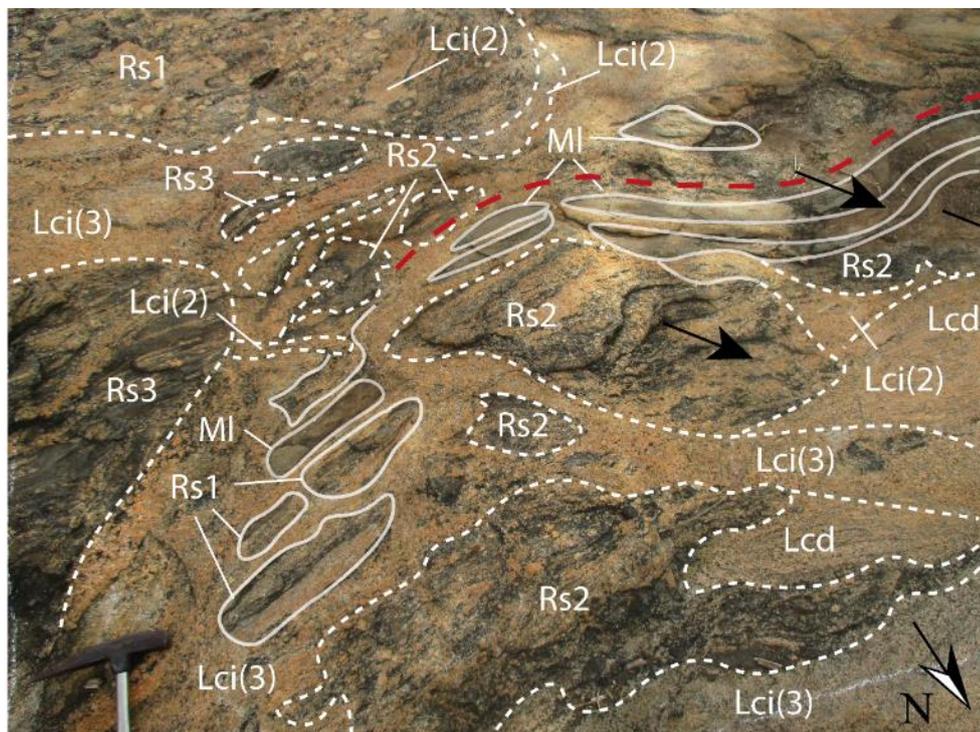
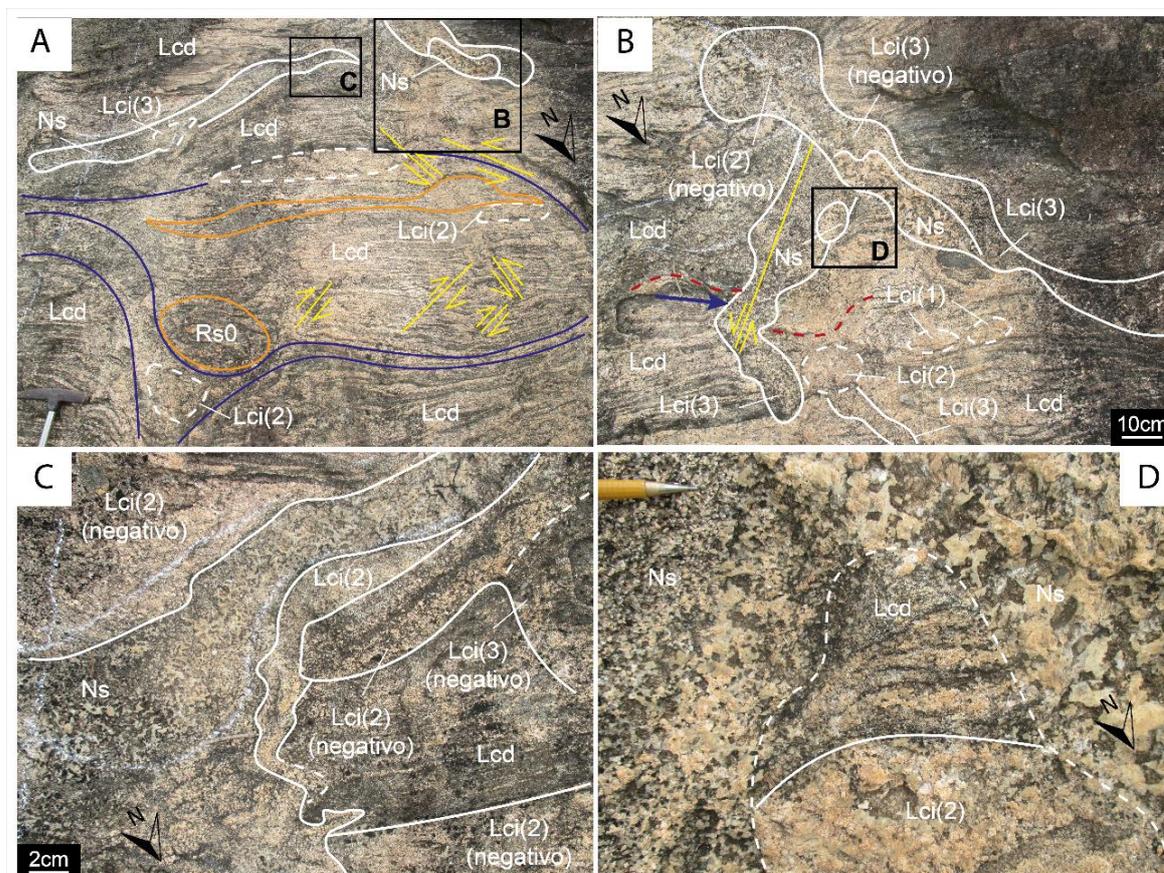


Figura 44 – Estrutura migmatítica *Schillieren* hospedada em Lcd associada a fusão de Rs2 e deformação de Lcd durante as fases DA2 e DA3.

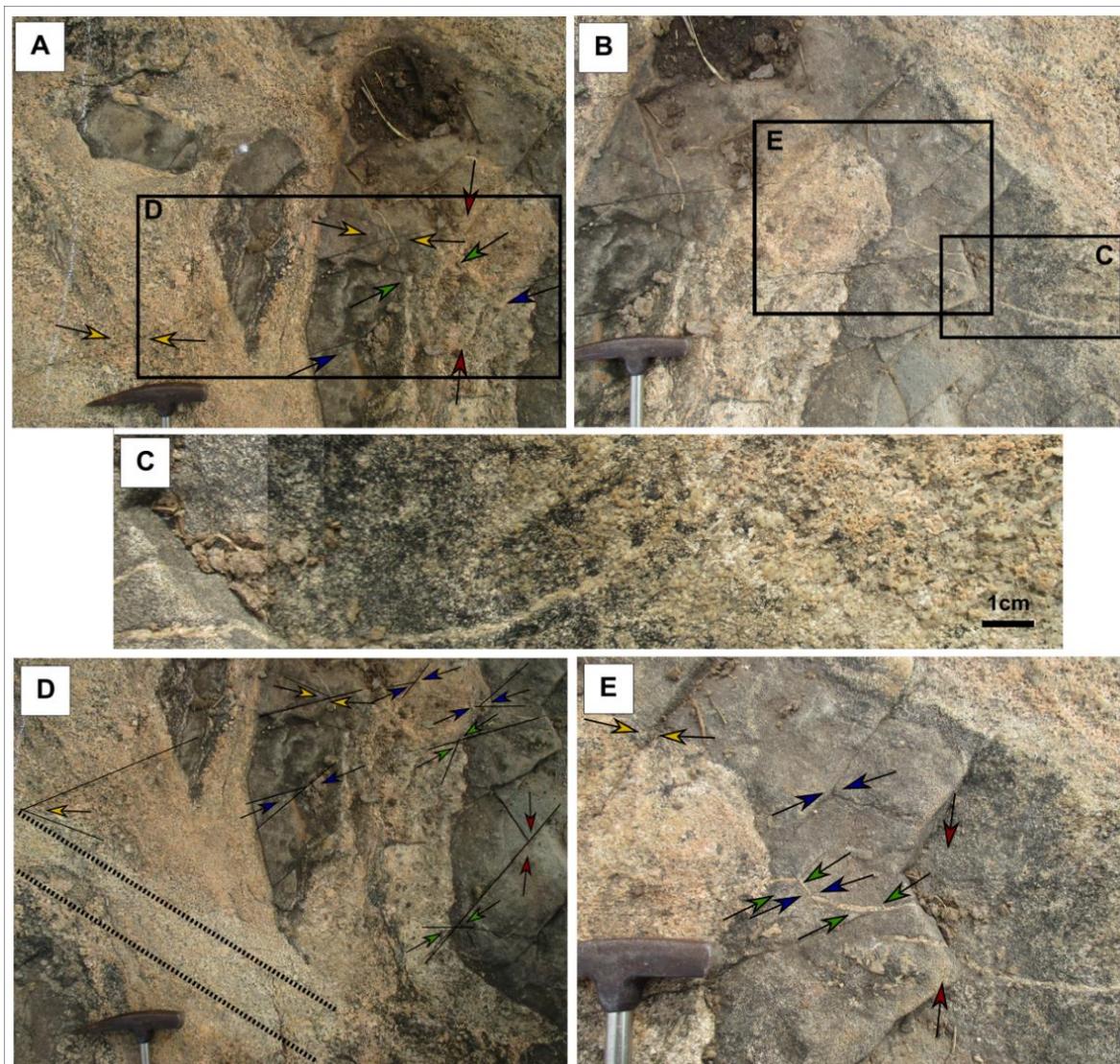


Figura 45 – Sobreposição de fácies migmatíticas, estruturas deformacionais e estruturas migmatíticas observadas no quadrante Q6.



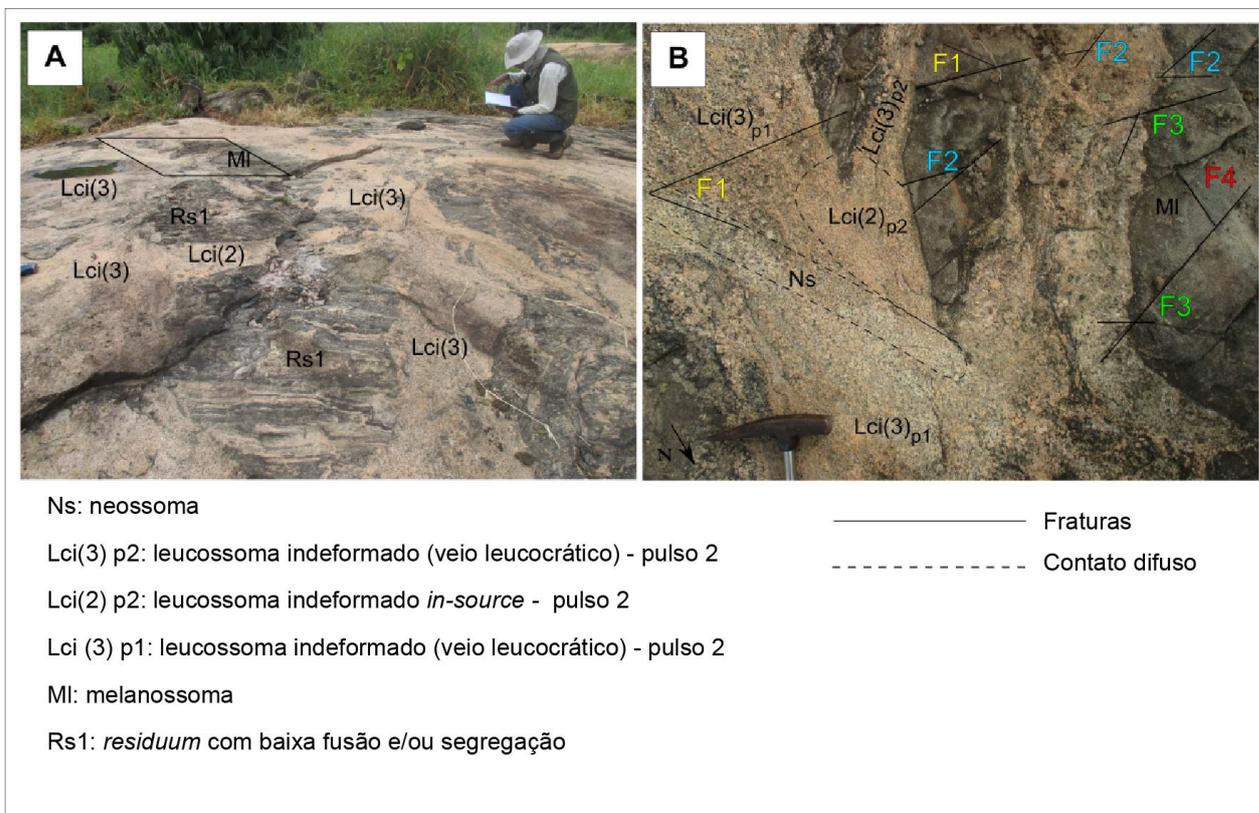
As fácies mais antigas (e.g., Rs0) foram sobrepostas por fácies mais recentes (e.g., Lcd, Lci(2), Lci(3), Ns) através da combinação entre processos associados a deformação e anatexia (e.g., deformação dúctil, fusão parcial, drenagem etc.). A) Estroma rompido hospedado em Rs0 como registro da fase DA1 (formação do estroma) e DA3 (rompimento do estroma); *boudins* de Rs0 como registro da fase DA3 (em laranja); zonas de cisalhamento em Lcd (em amarelo) com Lci(2) discordante e Lci(3) associados a fase DA4; cristalização de Ns como registro da fase DA5. B) Negativo de Lci(2) e Lci(3) indicando drenagem de fundido e cristalização logo abaixo como Lci(3). A seta azul indica eixo de dobra em Lcd (indicada em vermelho). C) Neossoma (Ns) cristalizado a partir da fusão de Lci(2), Lci(3) e Lcd. D) Detalhe do contato difuso entre o Ns, o Lcd e o Lci(2) que sugere provável contribuição de Lcd e Lci(2) para formação do fundido cristalizado como Ns.

Figura 46 – Pares conjugados de fraturas no melanossoma hospedado no dique de Lci(3) formadas durante a fase DA4 no MI.



As setas indicam a possível orientação de σ_1 . A orientação mais antiga é a amarela (N63W) seguida pela azul (N87W), verde (N93W = N87E) e vermelha (N151W = N29E). A rotação mostra que durante a formação de Lci(3) o MI foi submetido a quatro episódios relacionados compressionais enquanto a hospedeira era submetida a oscilação na pressão de poro. A) e B) O par associado a seta amarela (N63W) também é registrado no primeiro leucossoma segregado. Isso indica que entre o primeiro e a orientação azul (N87W) houve intervalo de tempo suficiente para cristalização de fundido segregado. C) O pulso associado a orientação em azul (N87W) segregou fundido que percolou a fratura e alterou a borda de MI. D) Ns se cristalizou paralelo a orientação de fratura associada a orientação amarela (N63W). E) Detalhe dos sistemas de fratura. Quadrante Q1.

Figura 47 – Sobreposição de estruturas deformacionais dúcteis (zonas de cisalhamento) por rúpteis (fraturas).

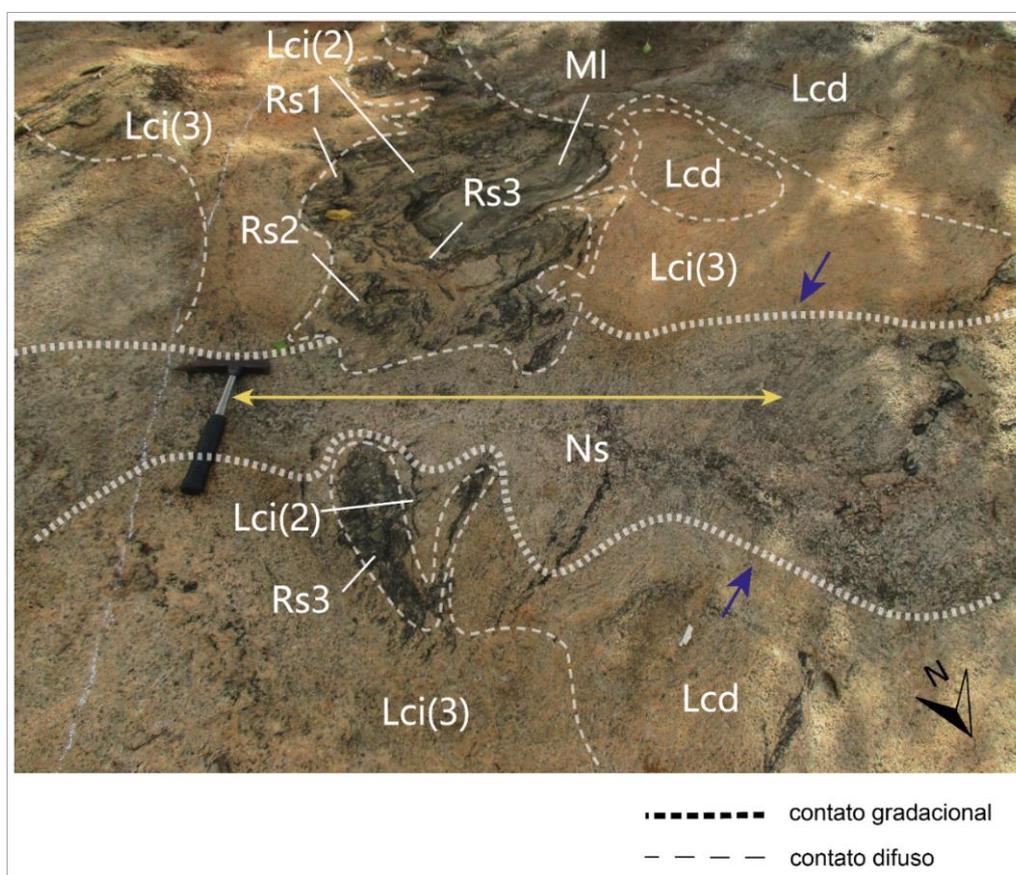


Esta sobreposição indica oscilação na pressão de poro e segregação de fundido em pulsos para formação do dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci (3)). A) Visão geral do quadrante Q1 com dique de leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) desenvolvido no interior de zonas de cisalhamento. O polígono indica o local a ser detalhado em B. B) Pares conjugados no melanossoma (MI) e no dique de Lci(3). F1 = N63W; F2 = N87W; F3 = N93W = N87E; F4 = N151W = N29E.

A cronologia dos sistemas de fraturas está em ordem crescente com F1 como o mais antigo e F4 o mais recente. A presença de fraturas no MI e no próprio Lci(3) (desenvolvido ao longo de uma zona de cisalhamento) indica que houve oscilação na pressão de poro e que a segregação de fundido para formação do dique de Lci(3) ocorreu em pulsos. O primeiro pulso cristalizou como leucossoma indeformado (veio leucocrático) (i.e., Lci(3)p₁). Já o segundo pulso cristalizou como leucossoma indeformado *in-source* (i.e., Lci(2)p₂) e como leucossoma indeformado (veio leucocrático) (i.e. Lci(3) p₂). Como o contato entre Lci(3)p₁ e Lci(2)p₂ é difuso, o que indica que possivelmente houve contribuição do material de Lci(3)p₁ para formação de Lci(2)p₂. Logo, as quatro famílias distintas de fraturas sugerem que durante a formação do dique de Lci(3), o MI foi submetido a quatro episódios associados a

deformação compressiva enquanto a hospedeira era submetida a oscilação na pressão de poro (drenada) para gerar o fundido cristalizado no dique. A família F1 também é registrada no Lci(3)p₁, o que indica intervalo de tempo suficiente para que o fundido segregado no primeiro pulso cristalizasse e depois fosse submetido a deformação rúptil. As outras fraturas (i.e., F2, F3 e F4) não foram registradas em Lci(3)p₁ porque, durante a formação das mesmas, Lci(3)p₁ era submetido a fusão parcial e drenado para gerar material para cristalização de Lci(2)p₂ e Lci(3)p₂. Quadrante Q1.

Figura 48 – Zona de charneira de dobra rompida preenchida por Ns.



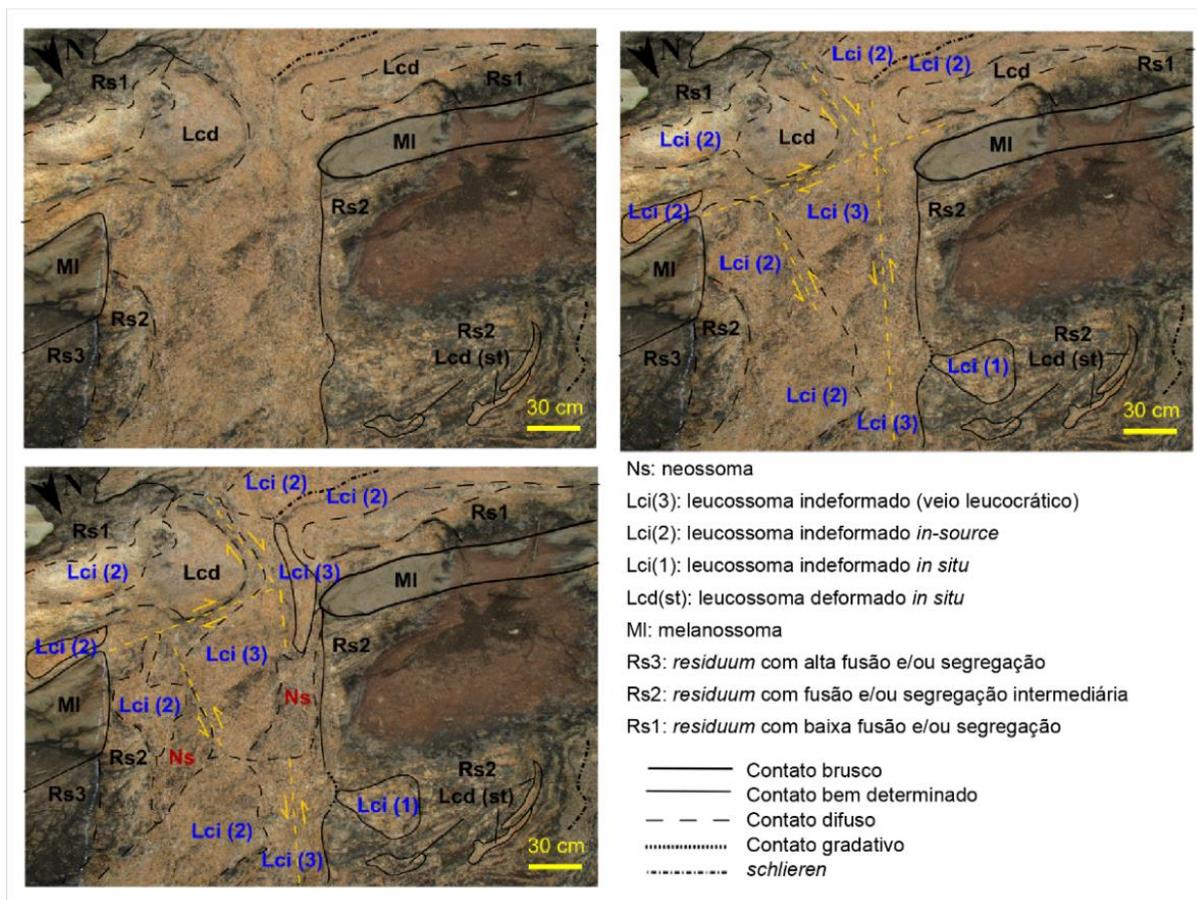
A porção superior da foto (acima da zona de charneira) corresponde ao flanco oeste da dobra e a parte inferior (abaixo da zona de charneira) corresponde ao flanco leste. A direção de σ_1 é indicada em azul e em amarelo é mostrado o eixo da dobra. As fácies Rs1, Rs2 e Rs3 (delimitadas em vermelho) correspondem possivelmente a protólitos com fertilidades diferentes submetidos a anatexia durante a fase DA2 até DA4. Após o rompimento da dobra, o fundido trapeado na zona de charneira extravasou e foi deformado para gerar Lcd (fases DA2 a DA3). Na fase DA4 formou-se o Lci(2) discordante e na fase DA5 houve fusão de Lci(2), Lci(3) e Lcd para gerar Ns (paralelo ao eixo da dobra).

3.4.3 Estruturas migmatíticas

A sobreposição de estruturas migmatíticas (e.g., estromática, *schlieren*, *schollen*, em rede, *patch*) é observada em locais distintos do granada-biotita diatextito (Figuras 28, 31, 32, 33, 35, 48). Ao estabelecer uma cronologia relativa, observou-se o padrão: estromática (formadas em DA1 e DA2) seguida por dobrada e *schlieren* (formadas em DA3), seguida por *schollen* e em rede (ou *net*) (formadas em DA4) e, finalmente, *patch* (formada em DA5) (Figura 49). Ao ser plotado no diagrama apresentado por SAWYER (2008a), essa sobreposição mostra alteração no *strain* e fração de fundido ao longo do tempo (Figura 50).

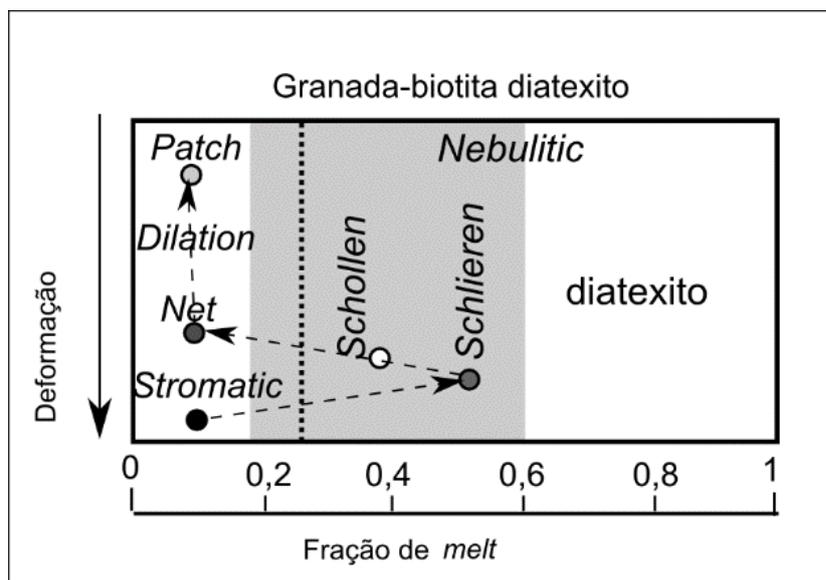
Na passagem da estrutura estromática (fases DA1 e DA2) para *schlieren* (fase DA3) houve incremento no *strain* e fração de fundido (Figura 50). Na passagem da estrutura *schlieren* (fase DA3) para *schollen* (fase DA4), por sua vez, há diminuição no *strain* acompanhada de diminuição na fração de fundido (Figura 50). Na passagem da estrutura *schollen* para em rede (*net*), há nova diminuição na fração de fundido acompanhada de aumento no *strain* (Figura 50). E, finalmente, na passagem da estrutura *schollen* (fase DA4) para a *patch* (fase DA5) a deformação tende a zero e a fração de fundido diminui (Figura 50).

Figura 49 – Sobreposição de fácies e estruturas migmatíticas sugerindo as fases de formação no quadrante Q4.



A foto do topo (a esquerda) mostra a formação das fácies Lcd(st), Rs1, Rs2, Rs3, MI e Lcd associados desde a fase DA1 até DA3. No topo (a direita) são hospedados veios de Lci(3) ao longo das zonas de cisalhamento nucleadas entre Rs1, Rs2, Rs3, MI e Lcd e associadas a fase DA4. Na base, a esquerda está indicado o neossoma (Ns) com estrutura *patch*, formado pela fusão parcial dos leucossomas Lci(2) e Lci(3), associado a fase DA5. Nessa região, a estrutura estromática é sobreposta pela *schlieren*, seguida por em rede (ou *net*) que, por sua vez é seguida por *patch*.

Figura 50 – Avaliação qualitativa das alterações no *strain* e na fração de fundido durante a evolução do granada-biotita diatexito.



O diagrama foi construído utilizando como base o diagrama de *Morfologia de segunda ordem* apresentado por SAWYER (2008a). Foram plotados pontos nos campos correspondentes as estruturas migmatíticas observadas e a cronologia relativa da sobreposição de estruturas migmatíticas foi indicada com setas (a estrutura mais antiga é a estromática, seguida pela *schlieren*, *schollen*, em rede (ou *net*) e, finalmente *patch*).

O diagrama mostra uma evolução em pelo menos nove estágios. O primeiro é caracterizado por alto *strain* (deformação) e baixa fração de fundido (fração de *melt*) (estrutura estromática). O segundo por diminuição do *strain* e aumento da fração de fundido (passagem da estrutura estromática para *schlieren*). O terceiro por quantidade intermediária de fração de fundido acompanhada ainda de alto *strain* (estrutura *schlieren*). O quarto por uma pequena diminuição na fração de fundido acompanhada de diminuição moderada no *strain* (passagem da estrutura *schlieren* para *schollen*). O quinto por quantidade ainda intermediária de fração de fundido e intenso *strain* (estrutura *schollen*). A sexta por diminuição intensa na fração de fundido acompanhada de diminuição menos intensa no *strain* (passagem de *schollen* para *net*). O sétimo por uma quantidade relativamente pequena de fração de fundido acompanhada de *strain* intermediário (estrutura em rede ou *net*). O oitavo por grande diminuição no *strain* e diminuição mais sutil na fração de fundido (passagem da estrutura *net* para a *patch*). E o nono estágio indica baixa fração de fundido acompanhada de baixo *strain* (estrutura *patch*).

3.4.4 Discussão do mapeamento de detalhe

O mapeamento em escala de afloramento de granada-biotita diatexitos através da metodologia adotada mostrou grande variedade faciológica, fácies formadas em idades distintas, sobreposição de fácies, segregação em pulsos, formação de rede de drenagem, partição da deformação e sobreposição de estruturas migmatíticas.

Variabilidade faciológica

A variedade faciológica indica que a fusão e segregação se alteraram ao longo do afloramento e ao longo tempo. Como resultado, gerou-se diversas fácies residuais e segregadas e uma fácies formada por cristalização de fundido sem a presença de tensão diferencial (i.e., Ns).

A presença de cinco fases faciões residuais (i.e., Rs0, Rs1, Rs2, Rs3, MI; formadas entre DA1 e DA2) com composição mineralógica e grau de fusão parcial distintos implica em protólitos distintos ou condições distintas de formação (i.e., P, T, *strain*). A composição mineralógica corresponde a diferentes composições/proporções entre fases peritéticas, fases não submetidas completamente a fusão parcial e minerais formados a partir da cristalização do fundido não segregado.

O grau de fusão parcial, por sua vez, resulta da natureza do protólito, do *strain* e das condições de P e T vigentes durante a formação da fácies. Como as fácies residuais foram formadas em condições de alto *strain* e incremento na fração de fundido (DA1 a DA2), considera-se que se formaram em contexto similar. E, para um contexto similar, diferentes produtos requerem diferentes reagentes. Portanto, essas fácies resultariam da fusão e segregação de rochas metamórficas com diferentes aportes químicos, ou seja, diferentes protólitos.

Por outro lado, a formação de fácies segregadas (i.e., Lcd em DA3; Lcd(st) em DA1 a DA3; Lci(1) em DA3; Lci(2) e Lci(3) em DA4) com composição mineralógica distintas depende tanto da composição do fundido formado a partir de reação de fusão quanto de como se deu sua extração e alocação (ambos viabilizados pela deformação). A sobreposição de estruturas migmatíticas indica que o *strain* variou

durante o tempo e a cronologia relativa mostra que diferentes leucossomas foram gerados em diferentes etapas da formação do migmatito (i.e., DA1, DA2, DA3 e DA4).

O fundido cristalizado em Lcd(st) foi segregado e estabilizado como estroma em DA1 sob condições de alto *strain* e baixa fração de fundido, como indicado por estrutura estromática. Posteriormente, foi deformado (em DA3). O Lcd, por outro lado, foi formado em condições de alto *strain* e alta fração de fundido, como indicado por estrutura *schlieren* (em DA3). Por sua vez, o Lci(1) foi formado pela cristalização de fundido em regiões de menor pressão durante a formação de *boudins* de Rs0 (em DA3). O Lci(2) e o Lci(3), por outro lado, foram formados em condições de baixa fração de fundido seguidas por incremento de fundido (como indicado por estruturas *schollen a net*). Vale ressaltar que, localmente, ocorreu cristalização fracionada em veios de Lci(3). Assim, a composição desses veios não corresponde a do fundido inicial, gerado a partir de reação de fusão, mas está relacionada com processos posteriores a segregação e a drenagem.

Interessante notar que a área ocupada pelos leucossomas (i.e., Lcd, Lcd(st), Lci(1), Lci(2) e Lci(3)) é muito superior a área ocupada pelas fácies residuais (i.e., Rs0, Rs1, Rs2, Rs3 e MI). O que sugere que a rocha residual associada pode se encontrar em profundidade (i.e., na terceira dimensão do afloramento).

Fácies formadas em idades distintas

As fácies apresentam diferentes idades. Essa cronologia resulta dos variados processos de evolução do granada-biotita diatextito que se desenrolaram nas etapas DA1, DA2, DA3, DA4 e DA5 e, aparentemente, de uma cronologia relativa pré-anatética.

O registro dessa cronologia foi identificado no empilhamento de Rs1, Rs2 e Rs3 no flanco oeste da dobra formada nas fases DA1 e DA2 (Figura 43). Esse apresenta declividade máxima de 20° (Figura 24). Por outro lado, a foliação e o bandamento composicional na mesma região apresentam mergulho de ~ 40° (Figura 39). Logo, a foliação/bandamento composicional mergulham mais que o flanco. Portanto, trata-se de um flanco normal (i.e., não invertido). Assim, as fácies residuais do flanco oeste (i.e., Rs1, Rs2, Rs3) poderiam ter sido geradas a partir da fusão e segregação de,

respectivamente, P1, P2, P3 (i.e., protólito metamórfico 1, protólito metamórfico 2, protólito metamórfico 3) com fertilidades e mineralogia distintas, em que P1 seria o mais antigo, seguido por P2 e P3. Logo, a cronologia relativa adotada no mapeamento seria, pelo menos em parte, reflexo de posicionamento estratigráfico anterior.

Sobreposição de fácies

Localmente, fácies já cristalizadas (e.g., Lcd, Lci(2) e Lci(3); formadas entre DA3 a DA4) são hospedeiras (em contato difuso ou bem determinado) de neossoma (Ns; formado em DA5) como *patch* (Figuras 30A, 30B, 36C, 45, 48). Essa característica é interpretada como *sobreposição de fácies*, em que uma fácies já estabilizada serve de protólito para outra, o que sugere mais de um estágio de fusão.

Segregação em pulsos e formação de rede de drenagem

A disposição das fácies e sobreposição de estruturas deformacionais registraram como os processos de segregação e drenagem provavelmente se deram. A segregação se deu em pulsos e a drenagem através de formação de *rede de drenagem*.

Segregação em pulsos

A segregação em pulsos foi inferida através da sobreposição de estruturas dúcteis por rúpteis e teria se dado a partir de dinâmica estabelecida entre a rocha parcialmente fundida e a compactação. Nos primeiros estágios da segregação teriam se formado duas fácies segregadas através da cristalização de fundido expulso das hospedeiras: Lci(1) (posteriormente deformado e registrado como Lcd(st)) e Lci(2) concordante. Enquanto a formação do primeiro foi restrita, o Lci(2) concordante foi alocado em vários sítios. Nessas regiões, a presença de fundido entre os cristais levou ao aumento da pressão de poro, que por sua vez, levou a diminuição da tensão efetiva. Como a compactação não cessou, para acomodar a tensão, formaram-se *shear bands* que receberam o fundido drenado, que cristalizou como veios de Lci(3). O contato gradativo entre Lci(2) concordante e Lci(3) indica que esse processo pode

ter se dado durante longo intervalo de tempo. E, com a progressão da fusão e da deformação, houve diminuição na tensão efetiva, que levou a novos episódios de segregação e drenagem responsáveis por formar o dique de Lci(3) e o Lci(2) discordante (em DA4). Este mecanismo já foi apresentado anteriormente por outros autores (e.g., RUTTER & MECKLENBURG (2006), BROWN (2008) e DEINER & FAGERENG (2014)).

Entretanto, as fácies hospedadas pelo dique de Lci(3) (i.e., Rs1, Rs2 e Rs3) são anteriores (formadas durante DA2) a cristalização do mesmo (formado em DA4). E a orientação destas no interior do dique não coincide com sua orientação fora do dique (Figuras 25, 39). Assim, sugere-se que houve processo de rotação (provavelmente associado a formação do sítio para alocar o dique, em DA4) que girou as fácies mais antigas (i.e., Rs1, Rs2 e Rs3).

O contato gradativo de Rs1 com o Lci(2) discordante indica que a segregação de Rs1 também pode ter levado longo tempo (Figura 38).

Rede de drenagem

A rede de drenagem pode ser inferida através dos contatos gradativos entre Lci(2) concordante e Lci(3). Esse registro indica que locais distintos continham fundido ao mesmo tempo. O que implica em continuidade petrológica formada por compactação da rocha parcialmente fundida, mecanismo já mencionado por SAWYER (2001), GUERNINA & SAWYER (2003), MARCHILDON & BROWN (2003), SAWYER (2008a) e BROWN (2008).

Partição da deformação

A partição na deformação no granada-biotita diatextito, a variabilidade e sobreposição de estruturas deformacionais (e.g., bandamento composicional e foliação sobrepostas por zonas de cisalhamento que, por sua vez, são sobrepostas por fraturas) indicam diferentes idades de formação de estruturas e diferentes respostas a orientação em relação ao campo de tensões e/ou oscilação na pressão de poro.

As estruturas identificadas apresentam diferentes idades: a foliação dos *residua* é pré anatética; enquanto o bandamento composicional do leucossoma é posterior à anatexia, à segregação e à drenagem. Por outro lado, as *shear bands* são posteriores a estabilização de Lcd, embora o contato difuso entre Lcd e os veios que preenchem *shear bands* indique que na data da formação destes Lcd ainda não estava completamente cristalizado.

A presença da grande quantidade de fundido ao mesmo tempo em que foram preservadas estruturas pré-anatéticas (e.g., Sn associado aos *residua*) pode ser justificada pelo fato de tratar-se de diatexito local gerado pela grande acumulação de fundido na zona de charneira e posterior rompimento.

A formação de algumas estruturas como *boudins* de Lcd pode estar relacionada a diferenças de competência. Houve cristalização prematura do fundido que gerou Lcd em relação aos demais leucossomas. Assim, o Lci(1) observado poderia ser explicado como segregado a partir de fácies em fusão e cristalizado em zonas de menor pressão.

O padrão de interferências de dobra observado indica mudança na orientação relativa do campo de tensões ao longo do tempo (Figura 41C).

Sobreposição de estruturas migmatíticas

A sobreposição de estruturas migmatíticas indica que houve variação na fração de fundido e *strain* durante a evolução do granada-biotita diatexito (Figuras 49, 50). Somado a isso, a estrutura *schollen* é interpretada por BROWN (2008) como resultado da perda de coesão por incremento de fundido em migmatitos com protólitos com diferentes fertilidades intercalados. E a estrutura em rede (ou *net*) é interpretada pelo mesmo autor como indício de fusão por *hydrate-breakdown*.

Condição de cristalização dos leucossomas

A fácies predominante é leucossoma deformado (Lcd). O bandamento composicional desta fácies indica que a cristalização deste se deu sob condições sin-deformacionais. Por outro lado, os leucossomas indeformados (e.g., Lci(1), Lci(2) e Lci(3)) foram cristalizados em condições tardi- a pós-deformacionais.

Portanto, o granada-biotita diatexito foi formado por fusão dinâmica (*dynamic melting*; i.e., fusão acompanhada de tensão desviatória) o que resultou em segregação e estabilização de fácies ricas em fundido e fácies empobrecidas em fundido. Essa evolução se deu durante longo intervalo de tempo e os parâmetros envolvidos nos processos responsáveis por sua formação se alteraram (i.e., *strain*; fração de fundido; orientação no campo de tensões) ao longo de cinco fases (i.e., DA1, DA2, DA3, DA4 e DA5). Logo, o produto final observado é um registro da sobreposição não só dos processos (e.g., metamorfismo, fusão, segregação, drenagem, nucleação, cristalização e deformação) como também da variação destes ao longo do tempo.

4 ESTUDO PETROGRÁFICO

Este capítulo descreve o estudo petrográfico realizado em fácies migmatíticas amostradas do granada-biotita diatexitó. O objetivo foi determinar a composição mineralógica, a granulação e a textura, bem como identificar o registro microscópico preservado de cada processo (i.e., fusão parcial, a segregação, a cristalização e a deformação) para estimar a reação de fusão parcial e os processos que levaram a estabilização das fases minerais identificadas.

- *Residuum* com fusão e/ou segregação incipiente - Rs0;
- *Residuum* com baixa fusão e/ou segregação - Rs1;
- Melanossoma - MI;
- Leucossoma deformado *in situ* - Lcd(st);
- Leucossoma deformado - Lcd;
- Leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2).

Os métodos empregados estão descritos no Capítulo1, *item* 1.5.3.1 – Estudo petrográfico.

4.1 *Residuum* com fusão e/ou segregação incipiente

O *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0) é inequigranular (granulação média a grossa) e bandado (Figura 51). A fácies é composta por ortoclásio (33%), quartzo (22%), albita (16%), anortita (14%), biotita (7%), microclina (6%), granada (1%), magnetita (1%) e zircão (<1%) (Figuras 51, 52).

A deformação dúctil é marcada por foliação dada pela biotita, por extinção ondulante em quartzo e por estrutura *x-board* em quartzo (Figuras 51 e 52). A deformação rúptil, por sua vez, é marcada por fraturas transmineralicas secas ou preenchidas por fundido que cortam cristais de ortoclásio e quartzo ou cristais de albita e ortoclásio (Figura 52).

A foliação é espaçada, zonal e anastomosada (Figura 51) e o bandamento supracitado é dado pelas diferenças texturais e mineralógicas entre o domínio da clivagem e o domínio dos micrólitos (Figuras 51, 52). O domínio dos micrólitos é granoblástico e composto por ortoclásio (33%), quartzo (23%), albita (20%), biotita

(9%), microclina (6%), anortita (6%), magnetita (2%), granada (1%) e zircão (<1%). O domínio da clivagem, por sua vez, é lepidoblástico e composto por biotita (40%), ortoclásio (20%), quartzo (20%), albita (7%), anortita (6%) e magnetita (5%) granada (2%) e zircão (< 1%) (Figuras 51, 52).

No domínio dos micrólitos é possível distinguir bandas félsicas e bandas máficas (Figura 51). Na banda félsica do domínio dos micrólitos as biotitas são subidioblásticas a xenoblásticas, apresentam dimensões que variam de 0,2 a 0,8 mm, contatos embainhados a retos e fazem ângulos de 0° a 90° em relação as biotitas do domínio da clivagem (Figuras 51 e 52). As relações de contato mostram que são anteriores as biotitas do domínio da clivagem (Figura 51). Na banda máfica do domínio dos micrólitos as biotitas são xenoblásticas a subidioblásticas, apresentam dimensões de 0,2 a 1mm, contatos embainhados a retos, corroídos e fazem ângulos de 0° a 90° em relação as biotitas do domínio da clivagem (Figura 51). As relações de contato mostram que são anteriores as biotitas do domínio da clivagem (Figura 51).

No domínio da clivagem, as biotitas são subidioblásticas a idioblásticas, com dimensões entre 0,6 a 1,5mm. Comparando-as com as biotitas do domínio dos micrólitos, apresentam menor quantidade de contatos embainhados a corroídos (Figuras 4.1 e 4.2). Entretanto, localmente ocorrem poças de fusão, filmes de fusão e pseudomorfos de anortita, quartzo, albita e ortoclásio (Figura 51).

Ortoclásio

O ortoclásio é idioblástico a subidioblástico (Figuras 51, 52, 53). Os cristais idioblásticos de ortoclásio ocorrem tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem. No domínio dos micrólitos tendem a ser equidimensionais com cristais que variam de 0,1 a 0,4mm em contato corroído com a biotita e em contato reto com os demais minerais (Figura 52). Localmente, na banda máfica do domínio dos micrólitos (Figura 51), são equidimensionais com cristais que variam de 0,2 a 0,25 mm em contato poligonal com ângulo próximo a 120° associados a biotita, granada, quartzo, albita e anortita (Figura 53) e hospedam cristais de granada e biotita (Figura 53).

Os cristais subidioblásticos de ortoclásio ocorrem tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem. No domínio dos micrólitos os cristais de ortoclásio subidioblásticos tendem a ser inequidimensionais, com dimensões que variam de 1 a 2mm em contato lobado com quartzo, microclima e biotita marrom e reto com biotita castanha (Figura 52). Exibem fraturas secas ou preenchidas por fundido (Figura 52). No domínio da clivagem os cristais subidioblásticos de ortoclásio tendem a ser equidimensionais e inequidimensionais. Os cristais subidioblásticos equidimensionais apresentam dimensões entre 0,2 a 0,5mm, contato reto com biotita marrom e biotita castanha, contato lobado com anortita e contato irregular com granada (Figura 52). Os cristais subidioblásticos inequidimensionais tem 0,1 a 0,5mm em contato lobado a reto com biotita castanha e marrom, em contato lobado com anortita e em contato irregular com granada (Figura 51).

As microestruturas e indícios de deformação sugerem que os cristais de ortoclásio foram formados por processos distintos. Os cristais subidioblásticos inequidimensionais com contato lobado (Figuras 51, 52) e os subidioblásticos equidimensionais com inclusões de biotita e/ou plagioclásio são pseudomorfos (Figura 52). Os cristais idioblásticos, por sua vez, são fases peritéticas ou cristais cristalizados diretamente a partir da cristalização de fundido (Figura 52). Os cristais subidioblásticos a idioblásticos que formam agregados minerais (com ângulo de contato próximo a 120°) são pseudomorfos que foram posteriormente submetidos a evento metamórfico e/ou deformacional (Figura 53).

Quartzo

O quartzo é subidioblástico a xenoblástico e ocorre tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem (Figuras 51, 52, 53)

Quando subidioblástico, tende a ser inequidimensional com cristais que variam de 0,2 a 1,5mm em contato corroído e embainhado com os demais minerais. Exibem extinção ondulante e fraturas preenchidas por fundido (Figura 52). No interior dos agregados minerais da banda máfica do domínio dos micrólitos, os cristais subidioblásticos de quartzo fazem ângulo de contato próximo a 120° e ocorrem associados a cristais de biotita, ortoclásio e albita (Figura 53).

Quando xenoblástico tende a ser equidimensional com cristais que variam de 0,4 a 1mm em contato embainhado a lobado com os demais minerais. Exibem extinção ondulante e fraturas secas (Figura 52).

As microestruturas e indícios de deformação sugerem que os cristais de quartzo foram formados por processos distintos. Os cristais subidioblásticos e xenoblásticos com contato lobado a corroído são pseudomorfos (Figuras 51, 52). Os cristais subidioblásticos contato reto com ângulo próximo a 120° e inclusões de biotita/ou minerais máficos são pseudomorfos posteriormente submetidos a metamorfismo e/ou deformação (Figura 53). Através da interpretação da sobreposição de microestruturas, também é possível identificar fases distintas de fusão do quartzo que se deram em condições desde sin-deformacional até pós-deformacional. O registro da fusão e cristalização sin-deformacional são os pseudomorfos de quartzo com inclusões de ortoclásio e extinção ondulante (Figura 52). O registro da fusão após a deformação dúctil são os pseudomorfos com fraturas preenchidas por fundido (Figura 52). Nesses cristais, a deformação dúctil, capaz de deformar a rede cristalina do mineral, foi sucedida por quebras e/ou cisalhamentos durante a anatexia. Por outro lado, os cristais subidioblásticos com inclusões de biotita e/ou plagioclásio são interpretados como produto da cristalização de fundido (pseudomorfos) após a deformação (Figura 52).

Biotita

A biotita é xenoblástica, subidioblástica e idioblástica com cristais castanhos a marrom claro e ocorre tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem (Figuras 51, 52, 53).

Os cristais xenoblásticos de biotita são inequidimensionais, castanhos a marrom claro, apresentam dimensões que variam de 0,1mm a 0,2mm, contato embainhado com os demais minerais e ocorrem associados a cristais subidioblásticos de ortoclásio na banda félsica do domínio dos micrólitos (Figuras 51, 52) ou como inclusões no agregado mineral da banda máfica do domínio dos micrólitos (Figura 53).

Os cristais subidioblásticos de biotita são inequidimensionais, apresentam dimensões que variam de 0,6 a 1,5 mm, contato corroído a reto com os demais

minerais e ocorrem tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem (Figura 51).

Os cristais idioblásticos de biotita são inequidimensionais, apresentam dimensões que variam de 0,6 a 1,5 mm, contato corroído a reto com os demais minerais e ocorrem tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem (Figuras 51, 52, 53).

As microestruturas sugerem que os cristais xenoblásticos de biotita com contato embainhado e os subidioblásticos com contato corroído são registro da reação incompleta de fusão. Os cristais idioblásticos com contato reto são interpretados como metamórficos ou fases em excesso na reação.

Microclina

A microclina é xenoblástica e equidimensional, com cristais que variam 1 a 4 mm e ocorrem no domínio dos micrólitos. Apresenta contato lobado com os demais minerais. Ocasionalmente, exibem inclusões de biotita (Figura 52).

As microestruturas sugerem que os cristais de microclina são pseudomorfos.

Albita

A albita é subidioblástica, inequidimensional, com cristais que variam de 1 a 0,3mm. Apresenta contato reto a lobado com os demais minerais e macla tanto no domínio dos micrólitos quanto no da clivagem (Figura 51). No interior de agregado mineral da banda máfica do domínio dos micrólitos, cristais de albita subidioblástica fazem ângulo de contato próximo a 120° com os demais minerais (Figura 53).

As microestruturas sugerem que os cristais subidioblásticos de albita com contato lobado são pseudomorfos (Figura 52). Os subidioblásticos com contato reto com ângulo próximo a 120° , por sua vez, são interpretados como pseudomorfos posteriormente submetidos a metamorfismo e/ou deformação (Figura 53).

Anortita

A anortita é subidioblástica, inequidimensional, com dimensões que variam de 0,3 a 0,5mm. Apresenta contato reto a lobado com os demais minerais e macla tanto no domínio dos micrólitos quanto no da clivagem (Figura 51). No interior de agregado mineral da banda máfica do domínio da clivagem, cristais de anortita subidioblástica fazem ângulo de contato próximo a 120° com os demais minerais (Figura 53).

As microestruturas sugerem que os cristais subidioblásticos de anortita com contato lobado são pseudomorfos (Figura 51). Por outro lado, os subidioblásticos de anortita com contato reto com ângulo próximo a 120° são interpretados como pseudomorfos posteriormente submetidos a metamorfismo e/ou deformação (Figura 53).

Granada

A granada é subidioblástica, equidimensional, com cristais que variam de 0,3 a 0,25mm tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem. Em agregado mineral da banda máfica do domínio dos micrólitos, apresenta cor rosa e ocorre como inclusão no ortoclásio e como cristal individual (Figura 53). Quando inclusa no ortoclásio, aparece como trilhas paralelas a foliação (Figura 53). Por outro lado, como cristal isolado aparece na junção tríplice de minerais (Figura 53).

As microestruturas sugerem que os cristais de granada são fases peritéticas associadas a reação de quebra da biotita. E, aparentemente, ocorreram duas etapas distintas de estabilização da granada: a primeira seguindo a orientação da biotita na foliação que contorna o agregado mineral e a segunda sem orientação preferencial (Figura 53). O que indica que a primeira representa estabilização sin-deformacional e a segunda tardi- a pós-deformacional (Figura 53).

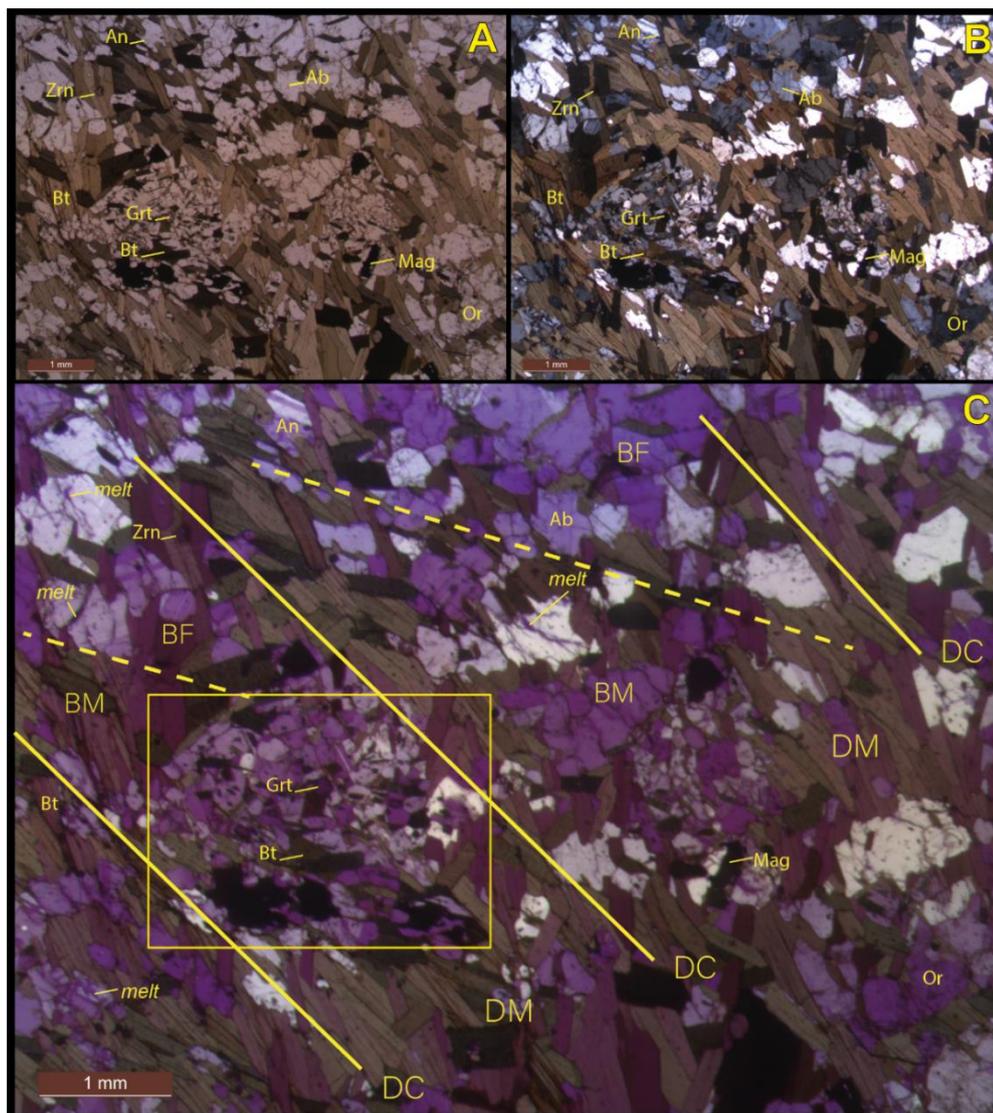
Magnetita

A magnetita é xenoblástica, com cristais inequidimensionais a equidimensionais que variam de 0,2 a 0,3mm e ocorrem normalmente associados a biotita tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem (Figura 51).

Zircão

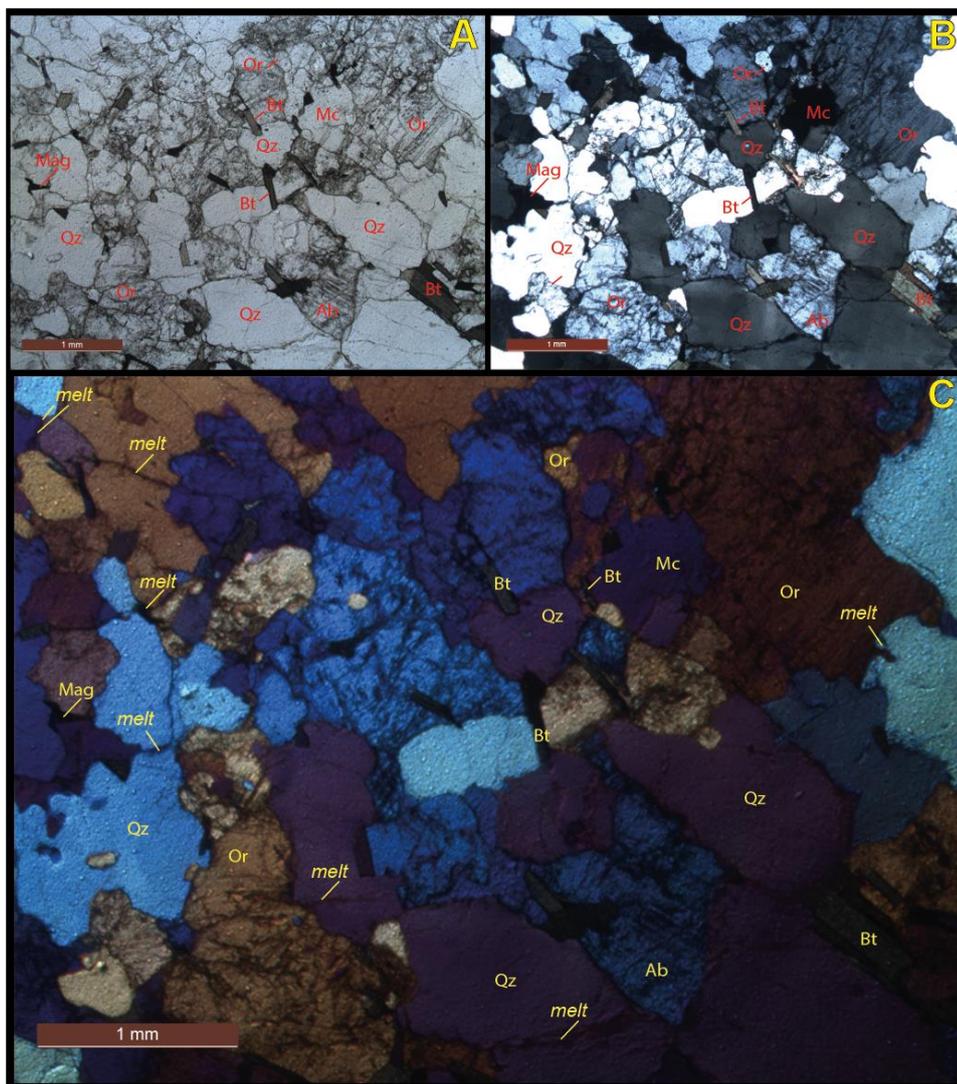
O zircão é idioblástico a subidioblástico, marrom, com cristais que variam de 0,03 a 0,05mm inclusos na biotita tanto no domínio dos micrólitos quanto no domínio da clivagem (Figura 51).

Figura 51 – Fotomicrografias do *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).



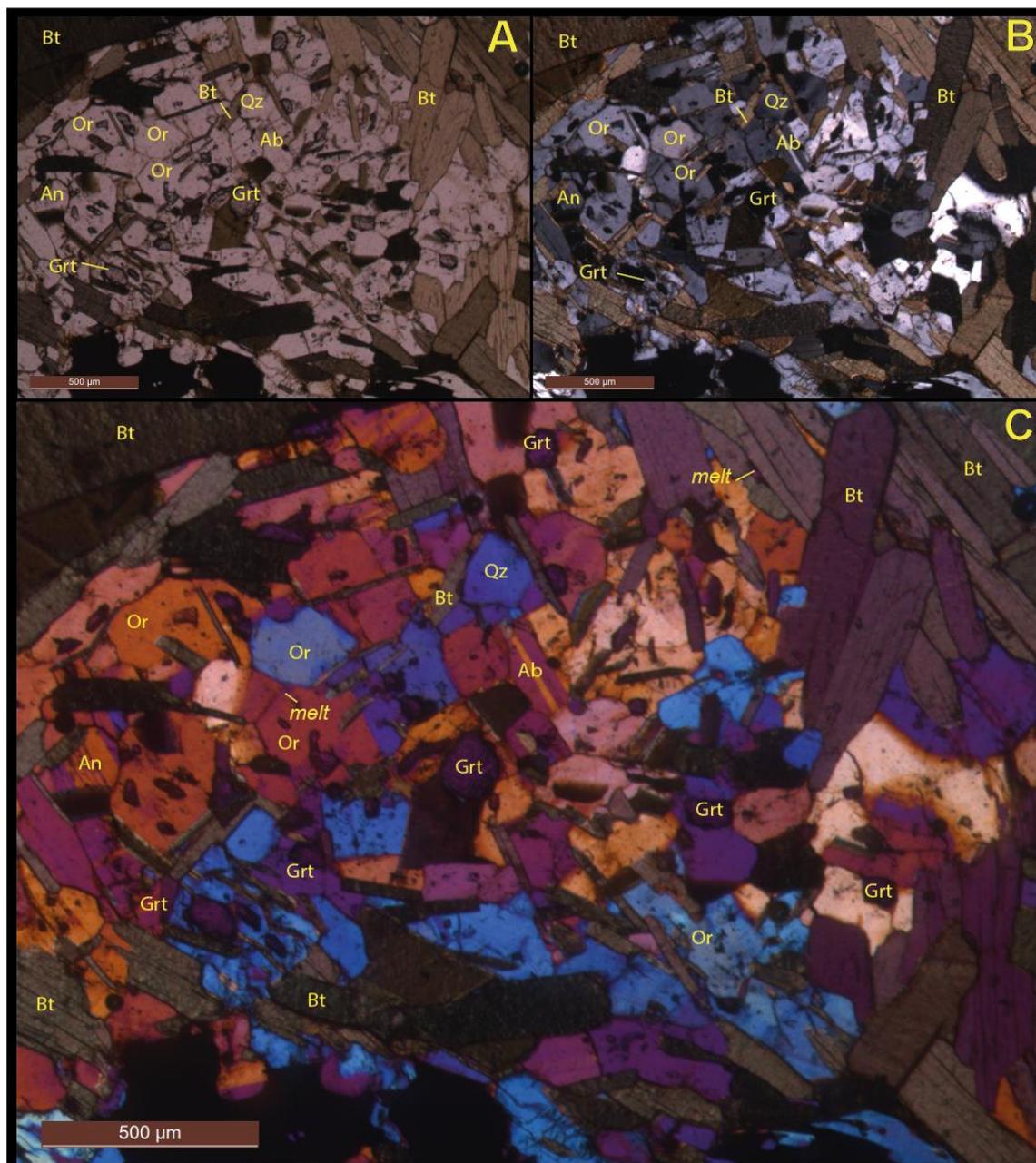
A rocha apresenta foliação espaçada, zonal e anastomosada. O domínio dos micrólitos (porção granoblástica) é indicado pela sigla DM e o domínio da clivagem (porção lepidoblástica) é indicado pela sigla DC. A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . No domínio dos micrólitos (DM), a linha amarela tracejada separa a banda félsica (BF) da banda máfica (BM). No domínio da clivagem, a orientação preferencial das biotitas é indicada por linha amarela contínua. O domínio dos micrólitos é granoblástico e composto por Or (33%) + Qz (23%) + Ab (20%) + Bt (9%) + Mc (6%) + An (6%) + Mag (2%) + Grt (1%) + Zrn (<1%). O domínio da clivagem é lepidoblástico e composto por Bt (40%) + Or (20%) + Qz (20%) + Ab (7%) + An (6%) + Mag (5%) + Grt (2%) + Zrn (< 1%). O polígono em amarelo indica o detalhe mostrado nas fotomicrografias da Figura 53. Amostra RZ67C; quadrante Q13. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = (albita); An = anortita; Bt = biotita; Grt = granada; Mag = magnetita; Mc = microclina; Or = ortoclásio; Qz = quartzo e Zrn = zircão. *Melt* = fundido. DC = domínio da clivagem; DM = domínio dos micrólitos; BM = banda máfica do domínio dos micrólitos e BF = banda félsica do domínio dos micrólitos.

Figura 52 – Fotomicrografias da banda félsica do domínio dos micrólitos do *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1λ . Nesta porção predominam cristais de ortoclásio, quartzo, microclina, albita e anortita. Os cristais de ortoclásio são interpretados como pseudomorfos (e.g., cristal subidioblástico na porção inferior esquerda e cristal subidioblástico na porção superior direita) e como fases peritéticas (e.g., cristal idioblástico na porção superior central). Os cristais de quartzo são interpretados como reagentes da reação incompleta de fusão parcial sin-deformacional (e.g., cristais subidioblásticos com extinção ondulante na porção central direita e cristal xenoblástico com fraturas preenchidas por fundido na porção central inferior) e como pseudomorfos (e.g., cristal subidioblástico na porção central superior em contato biotita). Os cristais de microclina são interpretados como pseudomorfos (e.g., cristal xenoblástico em contato com ortoclásio na porção superior direita). Fraturas transminerálicas preenchidas por fundido cortam cristais de quartzo e ortoclásio. Amostra RZ67A, quadrante Q13. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Bt = biotita; Mag = magnetita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. *Melt* = fundido.

Figura 53 – Detalhe do do agregado mineral hospedado na banda máfica do domínio dos micrólitos do *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0).



Os cristais de ortoclásio, albita, anortita e quartzo são interpretados como pseudomorfos formados a partir da cristalização tardi- a pós-deformacional de fundido gerado por fusão sin-deformacional associada a um primeiro episódio de fusão (Ep1). A textura granoblástica com contato poligonal com ângulo próximo a 120° indica que foram submetidos à segundo evento metamórfico e/ou deformacional após sua cristalização. As inclusões de biotita e plagioclásio são interpretadas como resultantes da reação incompleta de fusão. As inclusões de granada são interpretadas como fases peritéticas. Amostra RZ67C; quadrante Q13. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; An = anortita; Bt = biotita; Grt = granada e Or = ortoclásio. *Melt* = fundido.

A diferença de composição entre as bandas félsicas e máficas no domínio dos micrólitos é interpretada como o relicto das bandas félsicas e máficas da fase metamórfica. Durante o metamorfismo, a rocha foi submetida a fusão parcial sin-deformacional. A anatexia, por sua vez, ficou registrada na fácies como contatos embainhados e corroídos nas biotitas no domínio dos micrólitos e como pseudomorfos no agregado mineral. Após essa fase anatética, houve deformação rúptil responsável pelo desenvolvimento de fraturas. Essa etapa foi seguida por outra fase metamórfica, registrada como ângulo de contato próximo a 120° nos cristais do agregado mineral formado por pseudomorfos cristalizados na etapa anatética anterior. Esse segundo evento metamórfico foi acompanhado de deformação e seguido de anatexia sin-deformacional (Figuras 51, 53). A deformação foi responsável pela formação da clivagem de crenulação e a anatexia foi responsável pela formação de pseudomorfos do domínio da clivagem.

Assim, Rs0 guarda o registro de duas fases de metamorfismo e deformação. A primeira fase evoluiu para fusão parcial e cristalização sin, tardi- a pós-deformacional e preservou as bandas félsicas e máficas no domínio dos micrólitos. A segunda produziu o domínio da clivagem. A sobreposição das duas ficou registrada em agregado mineral. Nesse agregado, os cristais com contato próximo a 120° com inclusões são interpretados como pseudomorfos da anatexia associada a primeira fase metamórfica e posteriormente reequilibrados em uma segunda fase metamórfica e/ou deformacional. Essa segunda fase metamórfica também seria responsável por gerar anatexia, como atestado por pseudomorfos alojados no domínio da clivagem (Figuras 51, 53).

No *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0) o registro da reação incompleta de fusão são: cristais deformados (extinção ondulante) de quartzo com contato reto a corroído; cristais xenoblásticos com contato embainhado e subdioblásticos com contato corroído de biotita. Por outro lado, as fases peritéticas: são cristais idioblásticos de ortoclásio e cristais subdioblásticos de granada. Por sua vez, os pseudomorfos são cristais subdioblásticos com contato lobado de albita e de anortita; cristais subdioblásticos de ortoclásio com contato embainhado (com ou sem inclusões de biotita e/ou plagioclásio); cristais xenoblásticos com contato lobado de quartzo e microclina. E, finalmente, os pseudomorfos submetidos posteriormente a

metamorfismo e/ou deformação são ortoclásio com ângulo de contato próximo a 120°; quartzo com ângulo de contato próximo a 120° e inclusões de biotita/ou minerais máficos; albita contato reto com ângulo próximo a 120° e anortita contato reto com ângulo próximo a 120°.

4.2 *Residuum* com baixa fusão e/ou segregação

O *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) é inequegranular (granulação média a grossa), granoblástico a lepidoblástico e foliado (Figuras 54, 55). A fácies é composta por ortoclásio (25%), biotita (23%), quartzo (15%), albita (15%), anortita (10%), granada (8%), microclina (3%), magnetita (1%) e zircão (<1%).

A deformação dúctil é marcada pela orientação da biotita e por extinção ondulante em quartzo subidioblástico (Figuras 54, 55). Por outro lado, a deformação rúptil é marcada por fraturas no quartzo subidioblástico ou no ortoclásio subidioblástico a xenoblástico preenchidas ou não por fundido (Figuras 54, 55).

Distingui-se cinco gerações de biotita de acordo com orientação, cor e pleocroísmo (Figuras 54, 55; vide abaixo descrição do mineral 'Biotita'). Cada uma dessas orientações define uma foliação (Figura 54). Em termos de orientação, tem-se: Bt₁ faz ca. de 15° com Bt₂; Bt₂ faz ca. de 40° com Bt₃; Bt₃ faz ca. de 20° com Bt₄; Bt₄ faz ca. de 30° com Bt₅ e Bt₅ faz ca. de 120° com Bt₁ (Figuras 54, 55).

A foliação mais evidente é espaçada, zonal e é marcada pela orientação da biotita subidioblástica a idioblástica da quarta geração (i.e., Bt₄) (Figura 54).

O domínio dos micrólitos é dado por predomínio de ortoclásio, quartzo, albita e anortita (Figura 54). O domínio da clivagem é dado por predomínio de biotita, albita, ortoclásio, quartzo e granada (Figura 54).

Cada geração de biotita no domínio da clivagem possui seu próprio correspondente com a mesma orientação no domínio dos micrólitos: no domínio da clivagem os cristais de biotita de todas as gerações tendem a ser subidioblásticos a idioblásticos com predomínio de contatos retos (Figura 54) e no domínio dos micrólitos, os cristais de biotita das cinco gerações tendem a ser xenoblásticos com contatos embainhados a corroídos (Figura 54). Portanto, os domínios se sobrepõem

de forma que o que observado é a sobreposição de cinco foliações espaçadas zonais (Figura 54).

A fusão parcial é indicada por poças de fusão no domínio dos micrólitos e por filmes de fusão que acompanham a orientação das cinco gerações de biotita no domínio da clivagem (Figuras 54, 55).

Ortoclásio

O ortoclásio é subidioblástico a xenoblástico, inequidimensional, com cristais que variam 0,3 a 0,8 mm. Apresenta contato lobado a reto ou corroído com os demais minerais (Figuras 54, 55, 57). Pode aparecer com orientações distintas associado as várias gerações de biotita (Figuras 54, 55) ou aparecer como inclusão dentro do plagioclásio em poiquiloblasto de granada (Figuras 56, 57).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que os cristais subidioblásticos e xenoblásticos de ortoclásio com contato lobado ou corroído e associados a biotita, tanto no domínio dos micrólitos quanto no da clivagem, são pseudomorfos (Figuras 54, 55, 56 e 57). Da mesma forma, o cristal de ortoclásio incluso na anortita hospedada na granada é interpretado como pseudomorfo (Figuras 56, 57).

Biotita

A biotita é idioblástica a xenoblástica com dimensões que variam de 1,2 a 0,2 mm. No domínio da clivagem apresenta-se subidioblástica a idioblástica e predominam contatos retos com os demais minerais (Figura 54). Por outro lado, no domínio dos micrólitos apresenta-se xenoblástica com predomínio de contatos embainhados com os demais minerais (Figura 54).

As gerações de biotitas são (da mais antiga para a mais recente): a primeira geração (Bt₁) apresenta cor marrom e pleocroísmo de marrom a castanho escuro. Já a segunda geração (Bt₂), apresenta cor castanho escuro e pleocroísmo de castanho escuro a castanho claro. Por outro lado, a terceira geração (Bt₃) apresenta cor

castanho claro e pleocroísmo de castanho claro a castanho escuro. Já a quarta geração (Bt₄) apresenta cor castanho claro e não apresenta pleocroísmo. E, finalmente, a quinta geração (Bt₅) apresenta cor castanho claro e pleocroísmo de castanho claro a castanho claro amarelado (Figura 55).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que os cristais xenoblásticos de biotita com contato embainhado e os subidioblásticos com contato corroído são registro da reação incompleta de fusão (Figura 54). Por outro lado, os idioblásticos com contato reto são fases em excesso na reação (Figura 54).

Quartzo

O quartzo é inequedimensional, com cristais que variam de subidioblásticos a xenoblásticos e dimensões que variam de 0,3 a 0,8 mm (Figuras 54, 55). O contato com os demais minerais é lobado. Ocasionalmente apresenta extinção ondulante e fraturas preenchidas por fundido (Figuras 54, 55).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que os cristais subidioblásticos de quartzo são representantes de reação incompleta de fusão e os cristais xenoblásticos são pseudomorfos (Figura 54).

Albita

A albita é inequedimensional e apresenta cristais subidioblásticos a xenoblásticos com dimensões variam de 0,2 a 0,8 mm (Figuras 54, 55). Apresenta-se maclada e o contato com os demais minerais tende a ser reto a corroído. Localmente, os cristais são xenoblásticos com inclusões de biotita (Figura 54).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que os cristais de albita com contato reto a corroído são representantes de reação incompleta de fusão (Figuras 54, 55). Por outro lado, os cristais xenoblásticos que apresentam inclusões são pseudomorfos (Figura 54).

Anortita

A anortita é inequidimensional e apresenta cristais subidioblásticos a xenoblásticos com dimensões que variam de 0,2 a 0,8 mm (Figura 55). E, localmente, aparece como inclusão subidioblástica na granada e hospeda cristal de ortoclásio (Figura 57).

Os cristais apresentam macla e o contato com os demais minerais tende a ser reto a corroído (Figuras 55, 57).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que tanto os cristais de anortita subidioblásticos a xenoblásticos na matriz quanto a inclusão subidioblástica são representantes de reação incompleta de fusão (Figuras 55, 56, 57).

Microclina

A microclina é equidimensional a inequidimensional e apresenta cristais subidioblásticos com dimensões que variam de 0,3 a 0,8 mm (Figura 55). O contato com os demais minerais tende a ser corroído a lobado. Localmente, apresenta cristais com inclusões de biotita aparentemente paralelas a Bt_2 e lobos (associados a fusão parcial) também aparentemente paralelos as biotitas Bt_2 (Figura 55). Além disso, apresenta lobos e concavidades associados a contato embainhado paralelos as biotitas associadas a Bt_3 (Figura 55).

As microestruturas (e.g, tipos de contato) sugerem que os cristais de microclina subidioblásticos sem inclusão e o cristal com inclusão de biotita são pseudomorfos.

Granada

A granada é equidimensional, subidioblástica a xenoblástica, com dimensões que variam de 4 a 1,5mm e, localmente, ocorre como poiquiloblasto com dimensões que variam de 4 a 1,5mm (Figura 56). Apresenta inclusões de anortita, ortoclásio, biotita e magnetita. O contato com os demais minerais tende a ser corroído e apresenta-se fraturada (Figuras 55, 56).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que os cristais de granada são fases peritéticas.

Magnetita

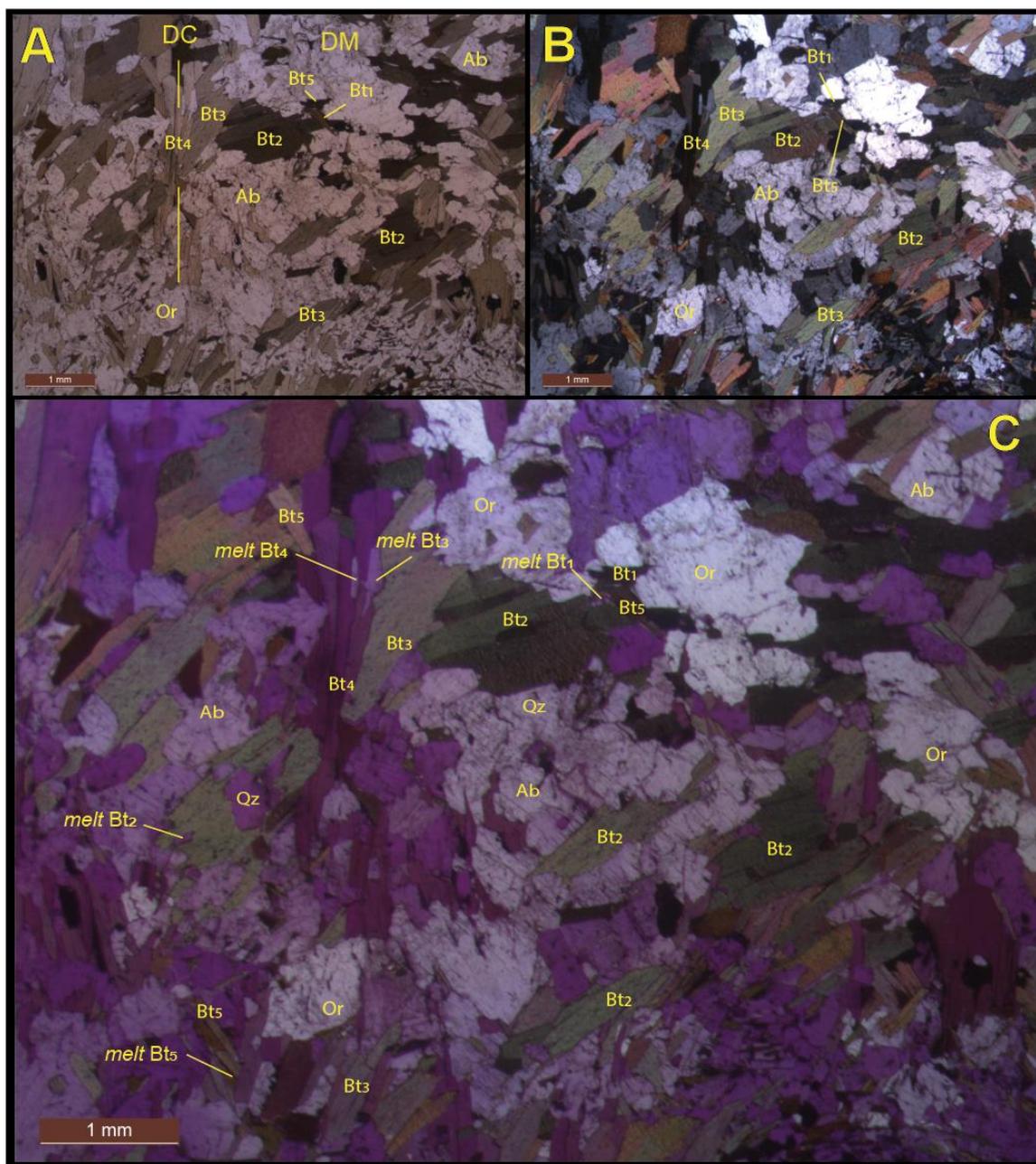
Os cristais de magnetita são xenoblásticos, inequidimensionais. Apresentam dimensões que variam de 0,2 a 0,5 mm e ocorrem normalmente associados a biotita (Figura 55).

Zircão

Os cristais de zircão são idioblásticos a subidioblásticos e aparecem como inclusão de pequenas dimensões (0,03 a 0,05mm) na biotita causando halo pleocróico (Figura 55).

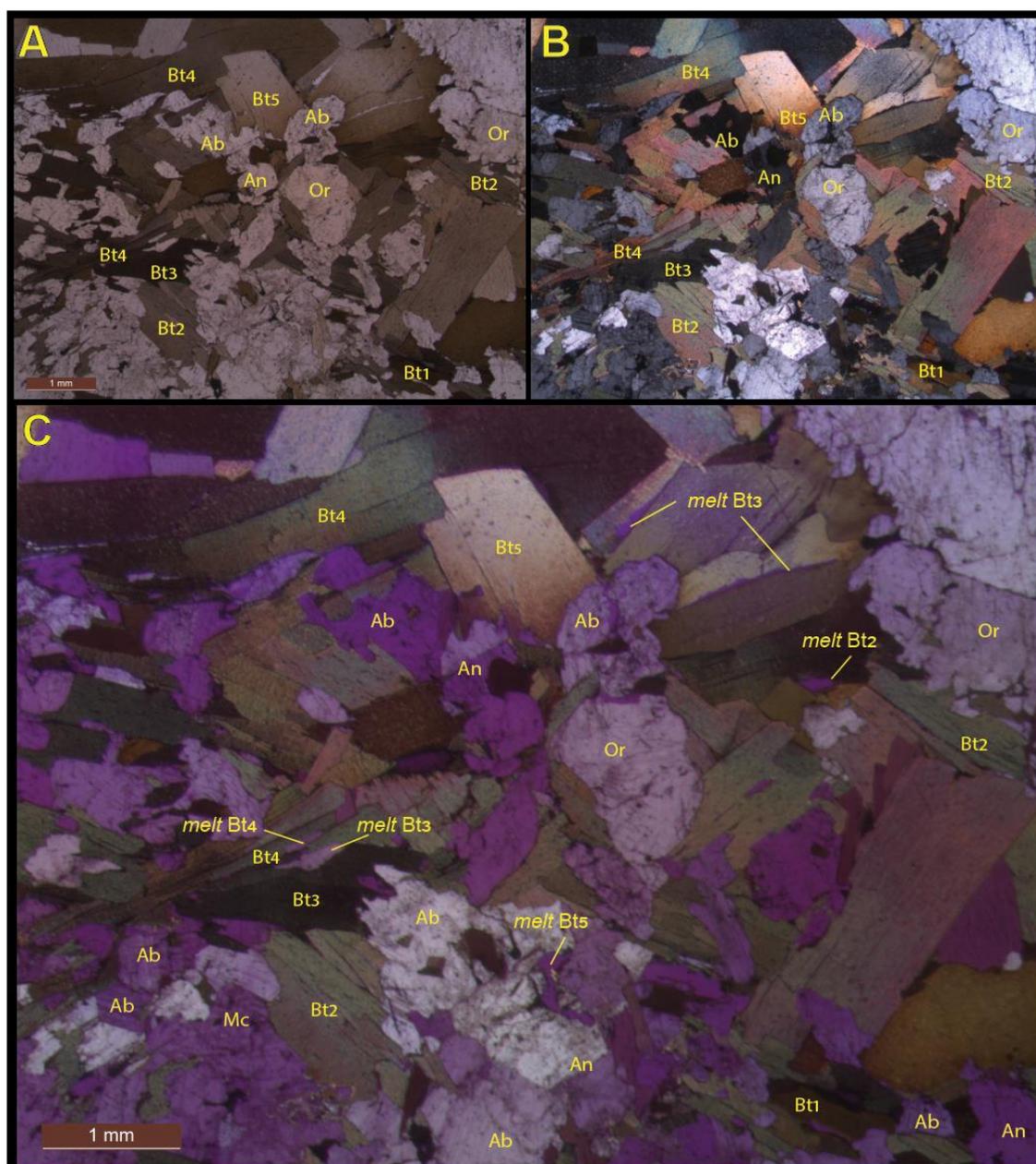
No *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) o registro da reação incompleta de fusão são: cristais com contato embainhado de biotita; cristais subidioblásticos de quartzo; cristais com contato reto a corroído de albita; cristais subidioblásticos a xenoblásticos de anortita; inclusão subidioblástica de anortita. Por outro lado, as fases peritética são cristais subidioblásticos a xenoblásticos de granada (com ou sem inclusões). E, por sua vez, os pseudomorfos são cristais subidioblásticos a xenoblásticos de ortoclásio; cristais xenoblásticos de quartzo; cristais xenoblásticos de albita (com inclusões) e cristal subidioblástico de microclina (com ou sem inclusão).

Figura 54 – Fotomicrografias de *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).



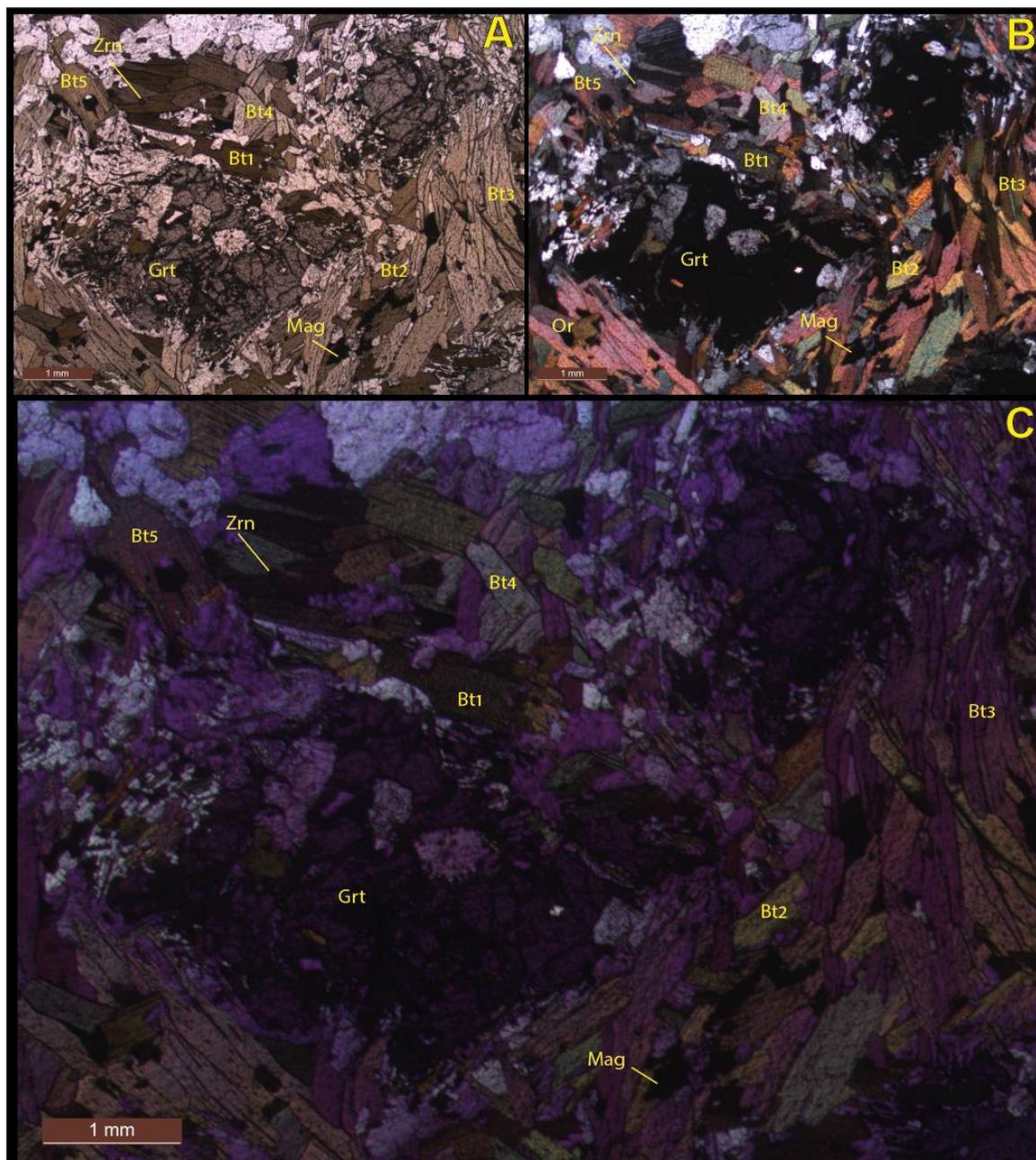
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (25%) + biotita (23%) + quartzo (15%) + albita (15%) + anortita (10%) + granada (8%) + microclina (3%) + magnetita (1%) + zircão (<1%). A rocha apresenta foliação espaçada e zonal. O domínio dos micrólitos é indicado pela sigla DM e o domínio da clivagem é indicado pela sigla DC. A orientação preferencial das biotitas que definem o domínio da clivagem é dada por traço em amarelo. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Bt = biotita; Or = ortoclásio; Qz = quartzo. *Melt* = fundido. *Melt* Bt₁ = fundido associado a Bt₁; *melt* Bt₂ = fundido associado a Bt₂; *melt* Bt₃ = fundido associado a Bt₃; *melt* Bt₄ = fundido associado a Bt₄; *melt* Bt₅ = fundido associado a Bt₅. Amostra RZ18; quadrante Q1.

Figura 55 – Fotomicrografias de *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).



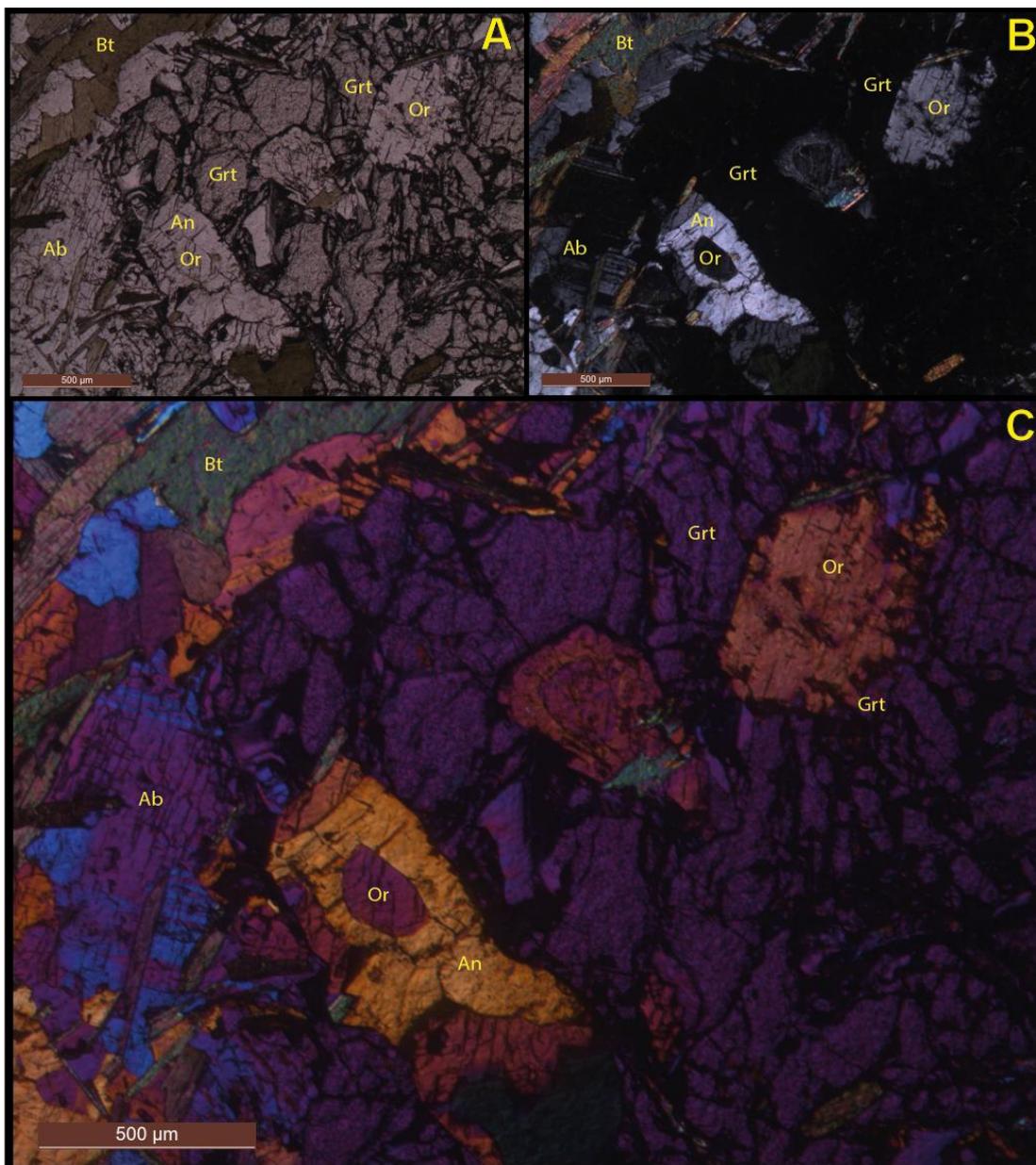
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (25%) + biotita (23%) + quartzo (15%) + albita (15%) + anortita (10%) + granada (8%) + microclina (3%) + magnetita (1%) + zircão (<1%). No domínio dos micrólitos, a orientação predominante dos minerais félsicos (e.g. a albita do centro da foto) é a de Bt₅. Entretanto, há minerais que preservaram a orientação paralela a biotitas anteriores (como a albita no canto inferior direito paralela a Bt₃). Todas as gerações apresentam indícios de fusão (e.g. filmes de fusão, contatos corroídos ou embainhados). Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; An = anortita; Bt = biotita e Or = ortoclásio. *Melt* = fundido. *Melt* Bt₁ = fundido associado a Bt₁; *melt* Bt₂ = fundido associado a Bt₂; *melt* Bt₃ = fundido associado a Bt₃; *melt* Bt₄ = fundido associado a Bt₄; *melt* Bt₅ = fundido associado a Bt₅. Amostra RZ18; quadrante Q1.

Figura 56 – Fotomicrografias de poiquiloblasto de granada do *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (25%) + biotita (23%) + quartzo (15%) + albita (15%) + anortita (10%) + granada (8%) + microclina (3%) + magnetita (1%) + zircão (<1%). A granada está fraturada e hospeda inclusões de biotita da geração Bt₁, de plagioclásio e de magnetita. As demais gerações de biotita contornam a granada. Logo, é possível inferir que esta provavelmente se formou entre a fusão de Bt₁ e a cristalização de Bt₂. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010) = Bt (biotita), Grt = granada e Mag = magnetita. Amostra RZ18; quadrante Q1.

Figura 57 – Fotomicrografias de detalhe de poiquiloblasto de granada do *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1).



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1λ . A fácies é composta por ortoclásio (25%) + biotita (23%) + quartzo (15%) + albita (15%) + anortita (10%) + granada (8%) + microclina (3%) + magnetita (1%) + zircão (<1%). O fundido paralelo a orientação das biotitas forma poças ou filmes de fusão. Os minerais com contato corroído ou embainhado são interpretados como representantes de reação incompleta de fusão. Por outro lado, aquelas que apresentam inclusão são interpretados como pseudomorfos. Os que apresentam inclusão e contato corroído ou embainhado são interpretados como pseudomorfos submetidos a fusão. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; An = anortita; Bt = biotita; Grt = granada e Or = ortoclásio. Amostra RZ18; quadrante Q1.

4.3 Melanossoma

O melanossoma (MI) é equigranular (granulação fina), lepidoblástico a granoblástico e foliado (Figuras 58, 59). A fácies é composta por biotita (25%), albita (22%), anortita (21%), ortoclásio (20%), quartzo (10%), magnetita (2%) e apatita (<1%) (Figuras 58, 59, 60).

A deformação dúctil é marcada pela foliação dada pela biotita e pela extinção ondulante do quartzo. A foliação é espaçada. No domínio dos micrólitos (granoblástico) há predomínio de cristais subidioblásticos a xenoblásticos de minerais félsicos (e.g., albita, anortita, ortoclásio e quartzo) (Figuras 58, 59). Por outro lado, no domínio da clivagem (lepidoblástico) há predomínio de biotita subidioblástica a idioblástica (Figuras 58, 59).

Biotita

A biotita é xenoblástica a idioblástica e inequidimensional. Apresenta cristais de 0,2 a 0,6 mm, com cor marrom e pleocroísmo que varia de castanho claro a marrom (Figuras 58, 59, 60). Ocasionalmente os cristais apresentam inclusões de zircão que formam halo pleocróico.

Os cristais subidioblásticos são predominantes (cerca de 65%), apresentam maiores dimensões (0,4 a 0,6 mm) e contato lobado a corroído com os demais minerais. Os cristais idioblásticos ocorrem subordinadamente (25%), apresentam dimensões intermediárias (0,2 a 0,3 mm) e contato reto com os demais minerais (Figuras 58 e 59). O restante é representado por 10% de cristais xenoblásticos com dimensões menores que os demais (0,05 a 0,2 mm) e contato lobado com os demais minerais (Figura 60).

As microestruturas (e.g, tipos de contato) sugerem que os cristais subidioblásticos de biotita com contato lobado a corroído e os xenoblásticos são representantes de reação incompleta de fusão e que os idioblásticos são fases em excesso na reação de fusão.

Albita

A albita é subidioblástica, inequidimensional, com cristais que variam de 0,2 a 0,3 mm (Figuras 58, 59, 60). Apresenta macla, inclusões de apatita e contato reto a lobado com os demais minerais (Figuras 59, 60)

As inclusões de magnetita e microestruturas (e.g., contato lobado) indicam que essa fase corresponde a pseudomorfo (Figura 60).

Anortita

A anortita é subidioblástica, inequidimensional, com cristais que variam de 0,3 a 0,4mm. Apresenta macla e contato reto a lobado com os demais minerais (Figuras 58, 59, 60).

As inclusões de magnetita e biotita e microestruturas (e.g., contato lobado) indicam que essa fase corresponde a pseudomorfo (Figuras 59, 60).

Ortoclásio

O ortoclásio é subidioblástico, inequidimensional, com cristais que variam 0,6 a 0,8 mm. Apresenta inclusões de apatita, contato reto a localmente lobado com os demais minerais e ocasionalmente sinais de sericitização ao longo da clivagem (Figuras 58, 59, 60).

O contato reto com os demais minerais indica que esse mineral é uma fase peritética.

Quartzo

O quartzo é subidioblástico a xenoblástico (Figuras 58, 59, 60). Os cristais xenoblásticos são predominantes (85% do total de quartzo), inequidimensionais e apresentam dimensões maiores (0,3 a 0,4 mm). Ocorrem em contato lobado com os demais minerais e apresentam extinção ondulante (Figuras 58, 59). Por outro lado, os cristais subidioblásticos são subordinados (15% do total de quartzo),

equidimensionais e apresentam dimensões menores (0,1 a 0,2 mm). Ocorrem como cristais levemente arredondados em contato reto a levemente lobado com biotita xenoblástica e, localmente, apresentam inclusões (Figura 59).

O contato lobado e a extinção ondulante dos cristais xenoblásticos indicam que esses cristais podem ser representantes de reação incompleta de fusão sin-deformacional (Figuras 59, 60). Já o contato reto a lobado dos cristais subidioblásticos e as inclusões indicam que provavelmente são pseudomorfos que se individualizaram com a progressão da cristalização (Figuras 58, 59).

Magnetita

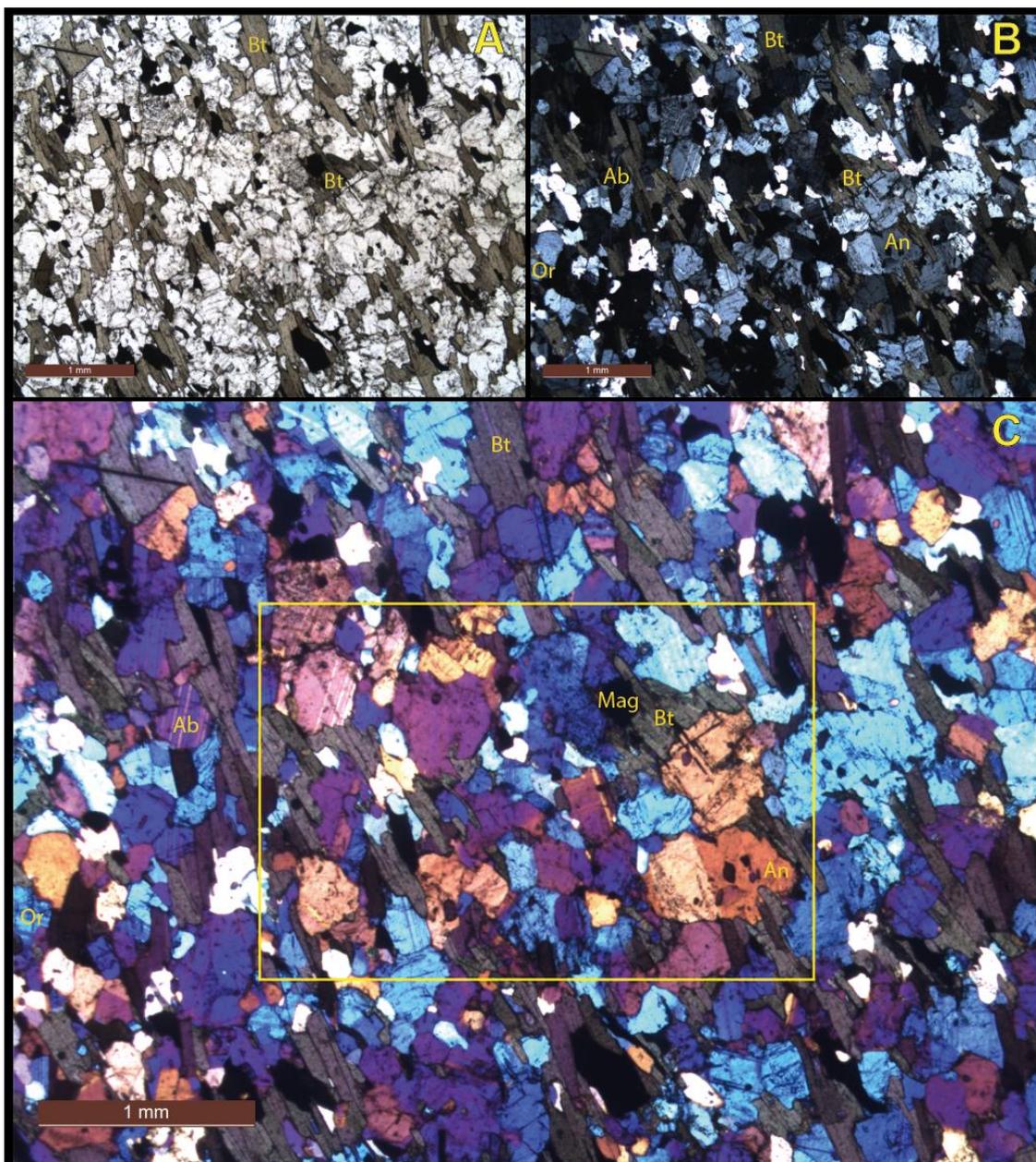
Os cristais de magnetita são xenoblásticos, inequidimensionais e normalmente ocorrem associados a biotita. Apresentam dimensões que variam de 0,4 a 0,6 mm e contato reto a lobado com os demais minerais (Figuras 58, 60).

Apatita

Os cristais de apatita são idioblásticos, prismáticos, com dimensões de 0,002 a 0,04 mm e ocorrem como inclusões na albita e no ortoclásio (Figuras 59, 60).

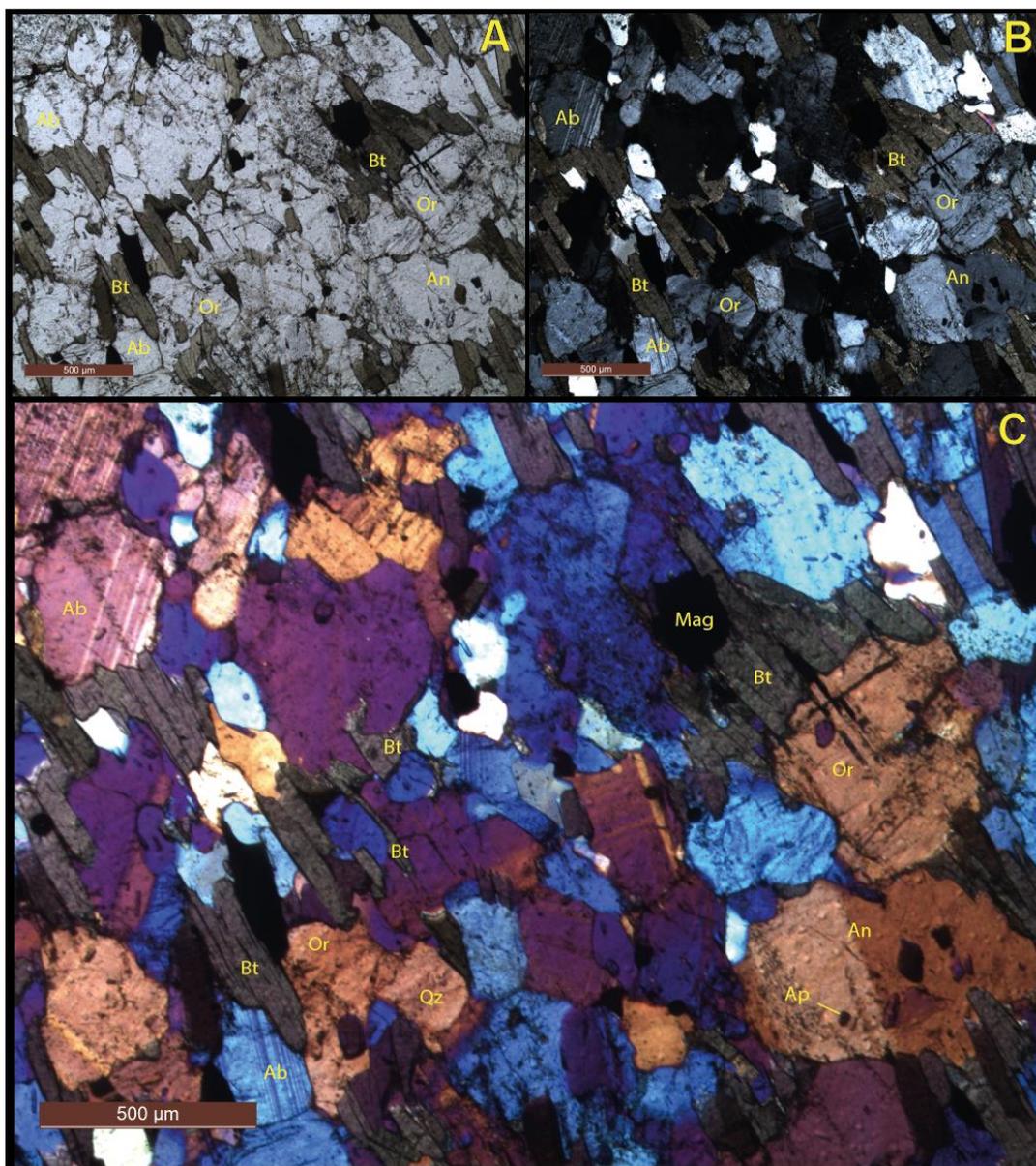
No melanossoma (MI), o registro da reação incompleta de fusão são: cristais subidioblásticos de biotita com contato lobado a corroído; cristais xenoblásticos de biotita e cristais xenoblásticos com extinção ondulante de quartzo. Por outro lado, o registro das fases peritéticas são cristais de ortoclásio subidioblástico com contato reto. E, finalmente, os pseudomorfos são cristais subidioblásticos de albita com inclusões; cristais subidioblásticos de anortita com inclusões e cristais subidioblásticos de quartzo com formato levemente arredondado.

Figura 58 – Fotomicrografias do melanossoma (MI).



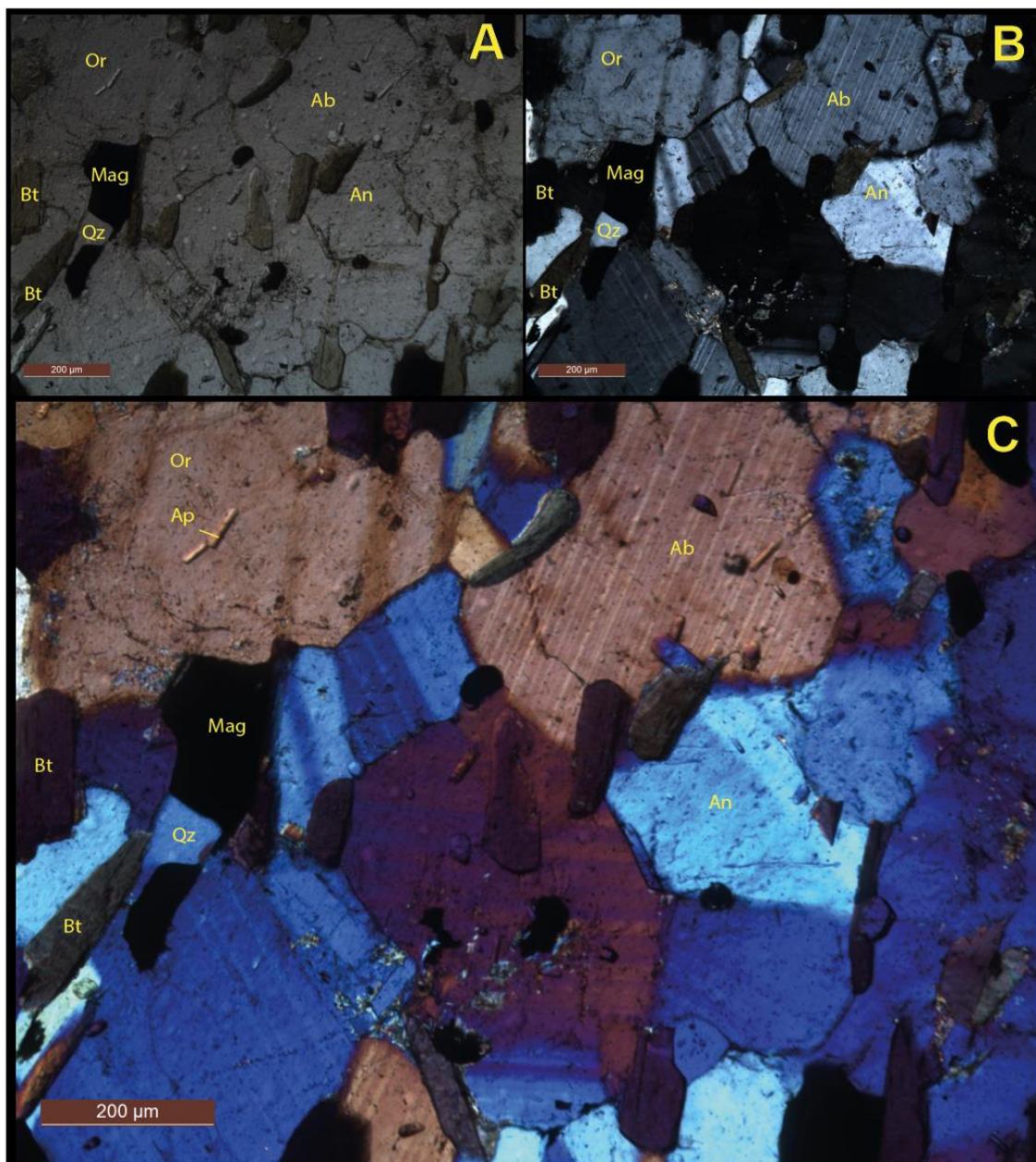
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por biotita (25%), albita (22%), anortita (21%), ortoclásio (20%), quartzo (10%), magnetita (2%), apatita (<1%). É possível individualizar o domínio da clivagem e o domínio dos micrólitos. No domínio dos micrólitos há predominio de cristais subidioblásticos a xenoblásticos de albita, anortita, ortoclásio e quartzo. Por outro lado, no domínio da clivagem, há predominio de biotita subidioblástica a idioblástica. O polígono amarelo indica detalhe mostrado nas fotomicrografias da Figura 59. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; An = anortita; Bt = biotita; Mag = magnetita e Or = ortoclásio. Amostra RZ37; quadrante Q1.

Figura 59 – Fotomicrografias de detalhe do melanossoma (MI).



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1λ . A fácies é composta por biotita (25%), albita (22%), anortita (21%), ortoclásio (20%), quartzo (10%), magnetita (2%) e apatita (<1%). No domínio dos micrólitos as biotitas são subidioblásticas a xenoblásticas. No domínio da clivagem as biotitas são subidioblásticas a idioblásticas. No canto inferior direito observa-se inclusões de apatita na anortita interpretada como pseudomorfa. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; An = anortita; Ap = apatita; Bt = biotita; Mag = magnetita; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ37; quadrante Q1.

Figura 60 – Fotomicrografias que detalham o melanossoma (MI).



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por biotita (25%), albita (22%), anortita (21%), ortoclásio (20%), quartzo (10%), magnetita (2%) e apatita (<1%). O formato em curvas do contato lobado da albita, anortita, ortoclásio e quartzo foi substituído pela formação de faces retas nas porções côncavas e convexas. E apesar do contato lobado indicar fusão parcial, há ausência de fundido. Essas características apontam para processo de segregação da porção fundida e estabilização dos minerais residuais. Siglas dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; An = anortita; Ap = apatita; Bt = biotita; Mag = magnetita; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ37; quadrante Q1.

4.4 Leucossoma deformado *in situ*

O leucossoma deformado *in situ* (Lcd (st)) aflora como estroma de Rs1. É inequegranular (granulação média a grossa); com textura granoblástica dada por predomínio de ortoclásio, quartzo e microclina (Figuras 61, 62). A fácies é composta por ortoclásio (35-37%), quartzo (25%), microclina (13-15%), albita (10-12%), anortita (8-10%), granada (2-3%), biotita (1%), magnetita (1%), zircão (<1%) (Figuras 61, 62).

A deformação dúctil é marcada por extinção ondulante no quartzo (Figura 61) e a deformação rúptil é marcada por fraturas transminerálicas no quartzo e ortoclásio que, ao cortarem o ortoclásio, são preenchidas com filmes de fundido (Figuras 61, 62).

Ortoclásio

O ortoclásio é subidioblásticos a xenoblástico e varia de equidimensional a inequidimensional (Figuras 61, 62). Os cristais equidimensionais (1 a 1,5 mm) podem ocorrer como núcleo sobrecrecido por microclina ou como cristal isolado (Figura 61). Quando sobrecrecido por microclina é subidioblástico e apresenta contato gradativo com a mesma. Quando como cristal isolado é idioblástico e apresenta contato reto a lobado com microclina sobrecrecida em ortoclásio ou contato reto a lobado com quartzo e albita (Figura 61). Por outro lado, os cristais inequidimensionais apresentam duas populações distintas: aqueles de maiores dimensões (com cerca de 5mm a 8 mm), subidioblásticos a xenoblásticos, com contato corroído a lobado com os demais minerais e fraturas preenchidas por fundido. E aqueles com menores dimensões (2 a 4 mm), subidioblásticos, com contato lobado com os demais minerais e não fraturados.

Os cristais de ortoclásio equidimensionais sobrecrecidos por microclina são aqui interpretados como pseudomorfos cujo núcleo foi estabilizado em condições de maior P e T e a borda foi estabilizada em condições de menor P e T. As inclusões de biotita dentro da borda de microclina indicam que esta é pseudomorfa.

Os cristais equidimensionais isolados de ortoclásio são aqui interpretados como fases peritéticas. Por outro lado, os cristais inequidimensionais de maiores dimensões

(5 a 8mm) preenchidos por fundido e os cristais inequidimensionais de menores dimensões (2 a 4 mm) são aqui interpretados como pseudomorfos.

Quartzo

O quartzo é subidioblástico a xenoblástico e deformação marcada por extinção ondulante e fraturas transminerálicas que, ao cortarem o ortoclásio, são preenchidas com filmes de fundido (Figura 61). Os cristais subidioblásticos são equidimensionais, com cristais que variam de 1 a 2mm e apresentam contato reto a corroído com os demais minerais (Figuras 61, 62). Por outro lado, os cristais xenoblásticos são inequidimensionais, variam de 1 a 3mm e apresentam contato embainhado com os demais minerais (Figuras 61, 62).

As microestruturas (e.g., tipos de contato) sugerem que tanto os cristais subidioblásticos quanto os xenoblásticos são representantes de reação incompleta de fusão.

Microclina

A microclina é xenoblástica a subidioblástica, inequidimensional. Quando xenoblástica, aparece como sobrecrescimento no ortoclásio e contato lobado a corroído com os demais minerais (Figura 61). Por outro lado, quando subidioblástica aparece como cristais isolados com contato corroído com os demais minerais (Figura 61).

As microestruturas dos cristais xenoblásticos (e.g., contato lobado a corroído) e as microestruturas dos cristais subidioblásticos (e.g., contato corroído) indicam que ambos são pseudomorfos submetidos a outro episódio de fusão parcial cuja cristalização do fundido gerado se deu em condições de menor P e T.

Albita

A albita é subidioblástica e inequidimensional, com cristais que variam de 1 a 3 mm. Exibe macla e fraturas preenchidas por fundido (Figura 61). Apresenta contato lobado com os demais minerais.

As microestruturas (e.g., contato lobado) indicam que se trata de um pseudomorfo.

Anortita

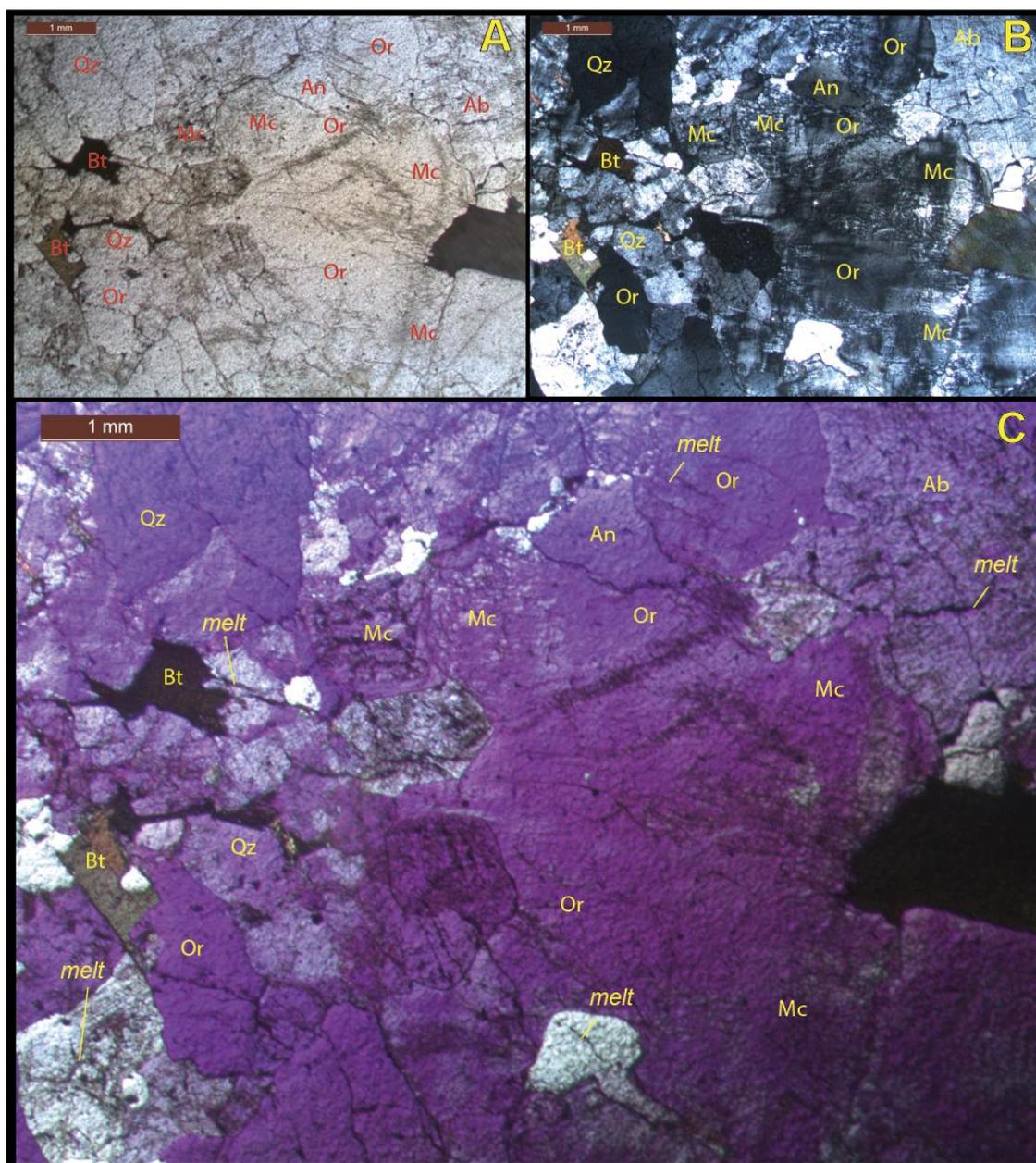
A anortita aparece como subidioblástica a xenoblástica, inequidimensional, com cristais que variam de 0,3 a 0,8 mm e exibe macla (Figura 61). Apresenta contato lobado a embainhado com os demais minerais.

O contato lobado indica que se trata de um pseudomorfo e o contato embainhado indica que se trata de um representante de reação incompleta de fusão.

Biotita

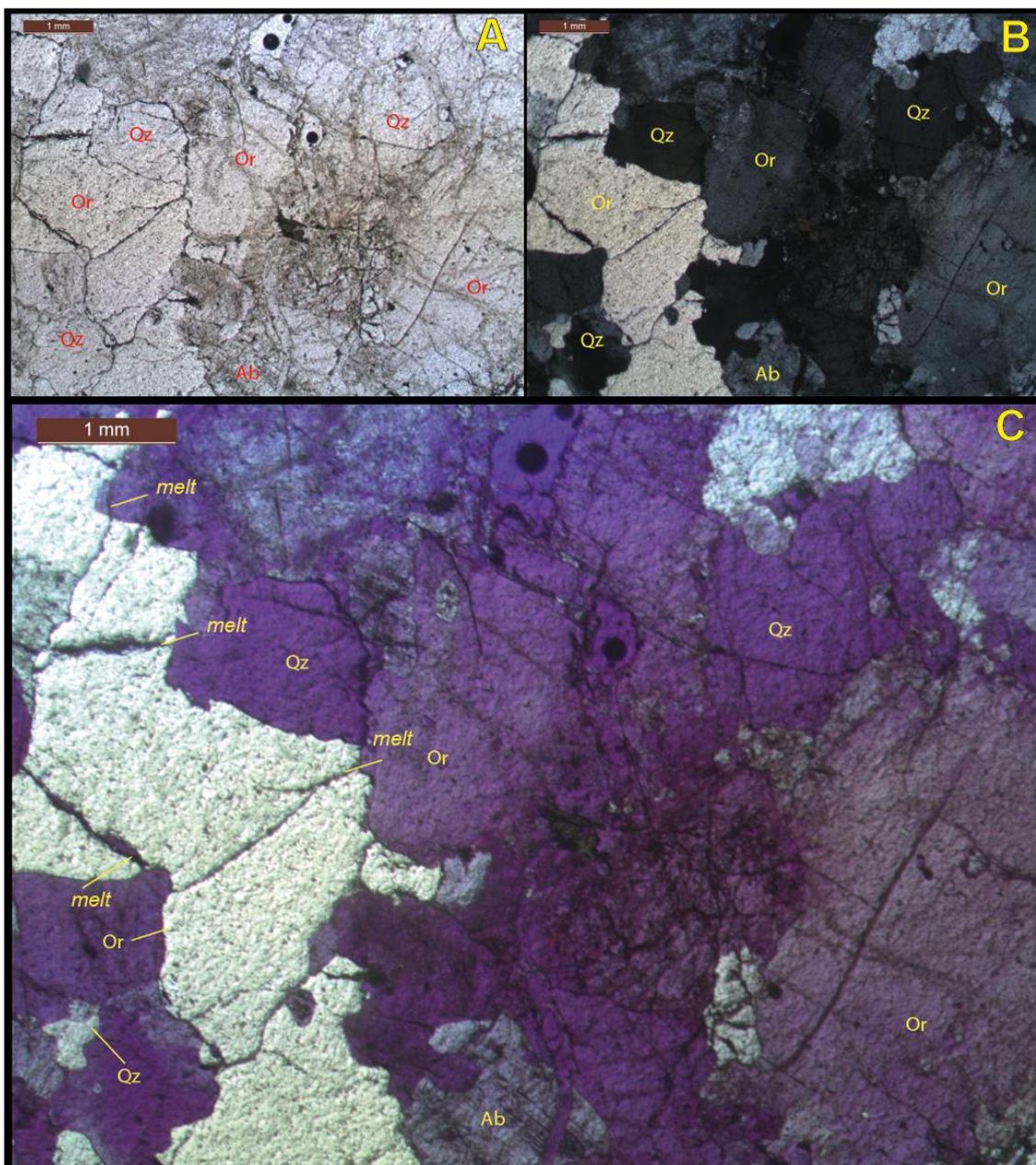
A biotita é subidioblástica, com cristais inequidimensionais que variam de 0,8 mm a 1,5mm. Apresenta contato reto a embainhado com os demais minerais (Figura 61), o que indica que se trata de um representante de reação incompleta de fusão.

Figura 61 – Fotomicrografias do leucossoma deformado *in situ* (Lcd (st)) associado a Rs1.



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (35-37%), quartzo (25%), microclina (13-15%), albíta (10-12%), anortita (8-10%), granada (2-3%), biotita (1%), magnetita (1%) e zircão (<1%). O sobrecrecimento de microclina sobre ortoclásio indica passagem de condições de maior T e P para condições de menor T e P. As fraturas transminerálicas preenchidas por fundido que cortam o quartzo e o ortoclásio indicam fusão após a estabilização desses minerais. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albíta; An = anortita; Bt = biotita; Mc = microclina; Or = ortoclásio; Qtz = quartzo. Melt = fundido. Amostra RZ54; quadrante Q1.

Figura 62 – Fotomicrografias do leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)) associado a Rs1.



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (35-37%), quartzo (25%), microclina (13-15%), albita (10-12%), anortita (8-10%), granada (2-3%), biotita (1%), magnetita (1%) e zircão (<1%). O contato corroído e embainhado dos minerais associados a fraturas indica fusão sin-deformacional. Sigla dos minerais: (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Or = ortoclásio; Qz = quartzo. *Melt* = fundido. Amostra RZ54; quadrante Q1.

No leucossoma deformado *in situ* (Lcd (st)) o registro da reação incompleta de fusão são: quartzo com contato corroído; quartzo, albita e biotita com contato embainhado. Por outro lado, a fase peritética é ortoclásio. E os pseudomorfos são ortoclásio, microclina e albita. Como o ortoclásio (fase peritética) foi sobrecrecido por microclina (pseudomorfo), tem-se nesta fácies o registro de cristalização de fundido mudança nas condições de P e T.

4.5 Leucossoma deformado

O leucossoma deformado (Lcd) é inequigranular (granulação média a grossa), com textura granoblástica e bandamento composicional definido pela alternância de bandas ricas em K-feldspato e bandas ricas em plagioclásio. (Figura 63). A fácies é composta por ortoclásio (30%), microclina (22%), quartzo (22%), albita (15%), biotita (8%), granada (5%), magnetita (<1%) e zircão (<1%).

A deformação dúctil é marcada pela foliação dada pela orientação dos cristais de ortoclásio, quartzo, albita e biotita (Figura 66), por extinção ondulante no quartzo (Figuras 63, 64) e estrutura *x-board* no quartzo (Figuras 66, 67). E a deformação rúptil é marcada por fraturas preenchidas por fundido no ortoclásio (Figura 64) e fraturas secas na microclina, no quartzo e na albita (Figura 64).

Ortoclásio

O ortoclásio é idioblástico, subidioblástico e xenoblástico e varia de equidimensional a inequidimensional (Figuras 63, 64, 65, 66). Os cristais idioblásticos são equidimensionais, ocorrem localmente, apresentam dimensões que variam de 0,4 a 0,6 mm e fazem contato reto com os demais minerais (Figura 63). Por sua vez, os cristais subidioblásticos tendem a ser equidimensionais com dimensões que variam de 0,8 a 1 mm (Figura 63). Podem ocorrer como núcleo sobrecrecido por microclina (Figura 69) ou como cristal isolado e ser peritítico em ambos os casos (Figuras 65, 69). Quando sobrecrecido por microclina apresenta contato gradativo com a mesma (Figura 69). Por outro lado, quando como cristal isolado apresenta contato corroído a lobado com os demais minerais, fraturas preenchidas por fundido e, localmente,

sericitização ao longo da clivagem e inclusão de anortita (Figura 66). Entretanto, quando xenoblástico, os cristais tendem a ser inequidimensionais com dimensões que variam de 0,5 a 1,3 mm (Figura 63). Apresenta contato lobado com os demais minerais, fraturas preenchidas por fundido (Figura 64) e, eventualmente, inclusões de biotita. Localmente, aparece como inclusão dentro de magnetita (Figura 65) ou dentro do quartzo com estrutura *x-board* (Figuras 66, 67, 68).

As microestruturas (e.g., forma, tipos de contato) sugerem que os cristais idioblásticos são fases peritéticas. Por outro lado, os cristais subidioblásticos isolados e cristais xenoblásticos são pseudomorfos. Já os cristais subidioblásticos sobrecrecidos por microclina são pseudomorfos estabilizados em condições de maior P e T e depois submetidos ao sobrecrecimento em condições de menor P e T.

Microclina

A microclina é subidioblástica a xenoblástica e varia de equidimensional a inequidimensional (Figuras 63, 64). Os cristais apresentam macla (Figura 64) e eventualmente fraturas secas e sericitização ao longo da clivagem (Figura 64).

Os cristais subidioblásticos tendem a ser equidimensionais, apresentam dimensões que variam de 0,5 a 1,5mm. Podem ocorrer como cristais isolados (Figura 64) ou como borda sobrecrecida sobre ortoclásio (Figura 69). Apresentam contato gradativo com este quando aparecem como borda (Figura 69) e contato corroído a lobado com os demais minerais quando como cristais isolados (Figuras 63, 64).

Os cristais xenoblásticos tendem a ser inequidimensionais, apresentam dimensões que variam de 0,5 a 1 mm e contato lobado com os demais minerais (Figura 64).

As microestruturas (e.g., forma, tipos de contato) sugerem que os cristais subidioblásticos isolados e os cristais xenoblásticos são pseudomorfos. Já os cristais subidioblásticos sobrecrecidos sobre cristais de ortoclásio representam sobrecrecimento em condições de menor P e T em relação as condições de cristalização do ortoclásio.

Quartzo

O quartzo é subidioblástico a xenoblástico e inequidimensional (Figuras 63, 64, 66). Os cristais subidioblásticos apresentam dimensões que variam de 0,3 a 1,5 mm, contato reto a lobado com os demais minerais e, localmente, fraturas (Figuras 63, 64). Por outro lado, os cristais xenoblásticos apresentam dimensões que variam de 0,3 a 3,5 mm, contato lobado a corroído com os demais minerais, extinção ondulante ou estrutura *x-board* (Figuras 63, 64) e fraturas secas restritas somente ao cristal (Figura 64) ou transminerálicas (Figura 63).

Localmente apresenta inclusões de biotita tabular idióblástica e cristais xenoblásticos de ortoclásio e de albita com macla (Figuras 66, 67, 68).

As microestruturas (e.g., forma, tipos de contato e inclusões) sugerem que os cristais subidioblásticos são pseudomorfos posteriormente submetidos a fusão parcial e que os cristais xenoblásticos são pseudomorfos.

Albita

A albita é subidioblástica e inequidimensional. Apresenta cristais que variam de 0,3 a 0,6 mm, macla e fraturas (Figuras 63, 65, 66). Localmente é antiperitítica (Figura 65).

O contato com outros minerais varia de corroído a lobado (Figuras 63, 65, 66).

As microestruturas (e.g., forma, tipos de contato etc) sugerem que os cristais de albita são representantes da reação incompleta de fusão.

Biotita

A biotita é inequidimensional, xenoblástica a idióblástica e (Figuras 63, 66, 67). Os cristais xenoblásticos variam de 0,2 a 1mm, apresentam cor marrom e contato embainhado com os demais minerais (Figura 63). Por outro lado, os cristais subidioblásticos variam de 0,3 a 0,5 mm, apresentam cor marrom e contato reto a embainhado com os demais minerais (Figura 63). E, finalmente, os cristais

idioblásticos variam de 0,01 a 0,5 mm, apresentam cor marrom e contato reto com os demais minerais (Figura 67).

As microestruturas (e.g., forma, tipos de contato etc) sugerem que os os cristais xenoblásticos e os subidioblásticos são representantes da reação incompleta de fusão. Já os cristais idioblásticos são fases em excesso na reação.

Granada

Os cristais de granada apresentam cor rosa, são subidioblásticos a idioblásticos e inequidimensionais a equidimensionais (Figuras 64, 65). Quando idioblásticos os cristais são equidimensionais com dimensões que variam de a 0,8 a 1,5 mm e apresentam contato reto a irregular com os demais minerais e fraturas secas tanto restritas ao mineral quanto transminerálicas (Figura 64). Por outro lado, quando subidioblásticos, os cristais variam de 0,8 a 1 mm, apresentam contato reto a irregular com os demais minerais e fraturas secas tanto restritas ao mineral quanto transminerálicas (Figura 65).

As microestruturas (e.g., forma, tipos de contato etc) sugerem que os cristais idioblásticos e subidioblásticos são fases peritéticas.

Zircão

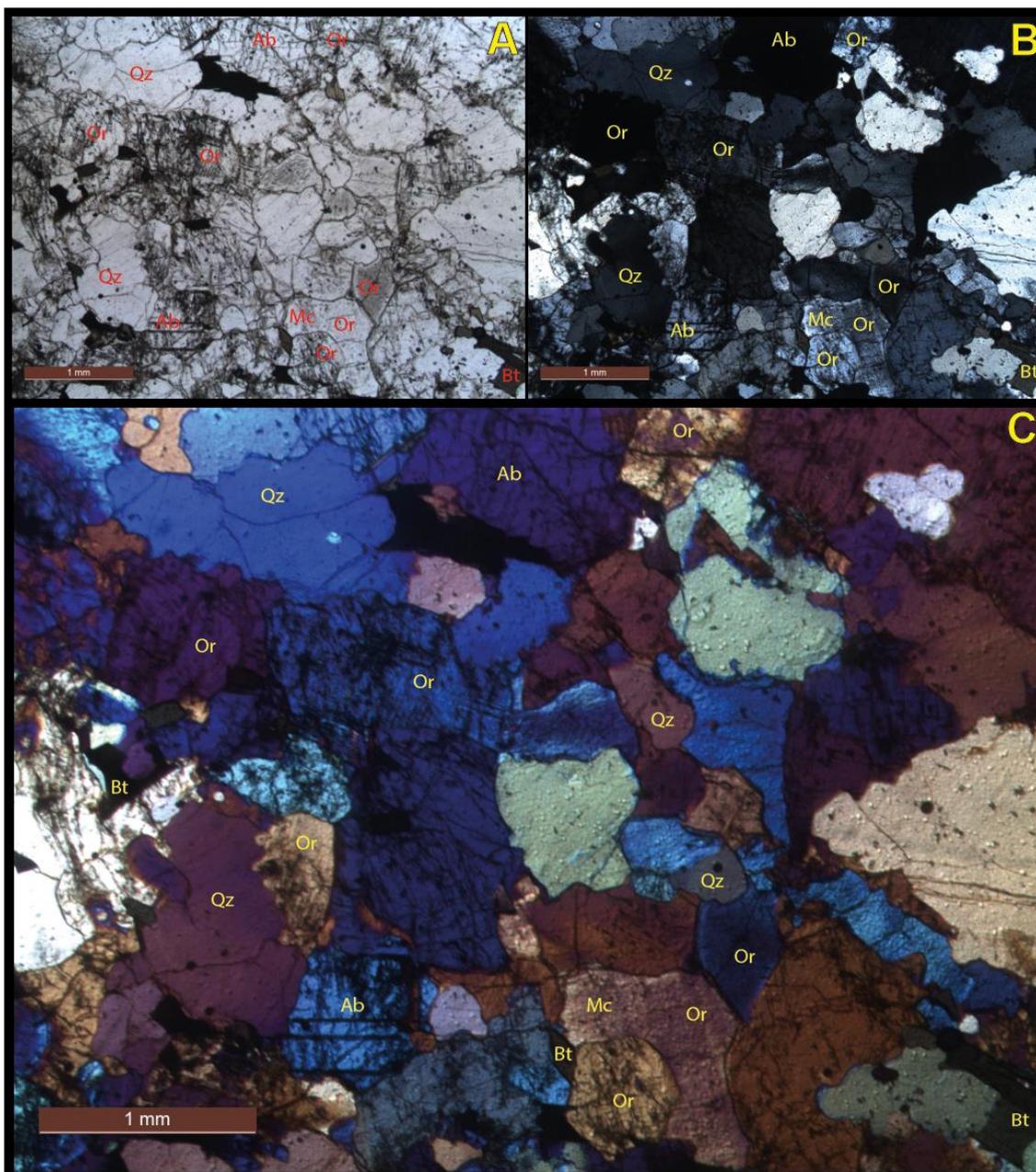
Os cristais de zircão são idioblásticos, equidimensionais e ocorrem como inclusões na biotita, no quartzo ou nos feldspatos. Apresentam dimensões que variam de 0,02 a 0,05mm.

No leucossoma deformado (Lcd) o registro da reação incompleta de fusão são: cristais subidioblásticos de quartzo, cristais subidioblástico de albita; cristais xenoblásticos e cristais subidioblástico de biotita. Por outro lado, as fases peritéticas são ortoclásio idioblástico; cristais idioblásticos e subidioblásticos de granada. E as fases caracterizadas como pseudomorfos são os cristais subidioblásticos isolados de ortoclásio; cristais xenoblásticos de ortoclásio; cristais subidioblásticos isolados de

microclina; cristais xenoblásticos de microclina; quartzo subidioblástico e quartzo xenoblástico.

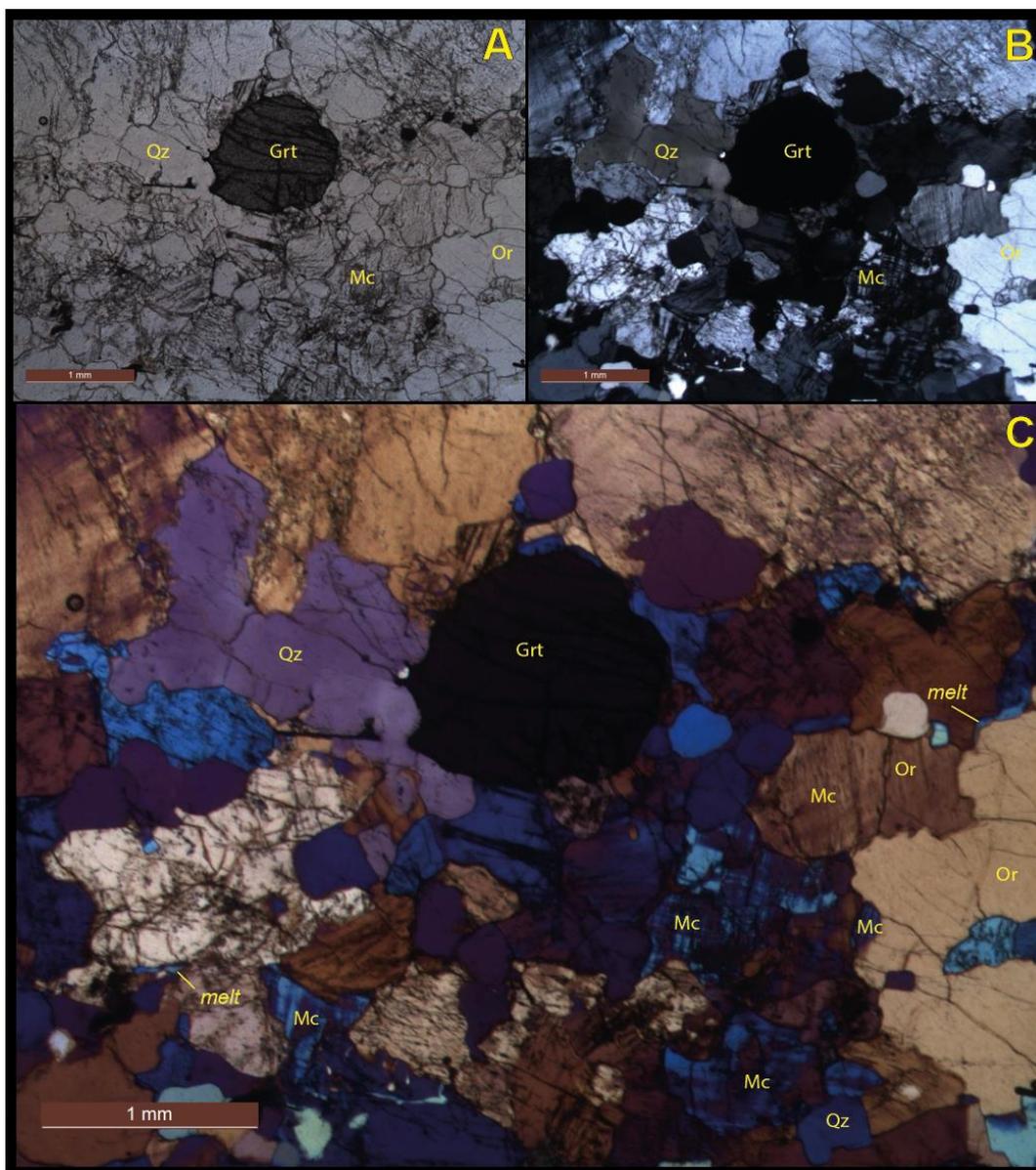
Como o ortoclásio (pseudomorfo) foi sobrecrecido por microclina (pseudomorfo), tem-se nesta fácies o registro de cristalização de fundido em condições de menor P e T do que aquelas vigentes durante a estabilização do ortoclásio.

Figura 63 – Fotomicrografias do leucossoma deformado (Lcd).



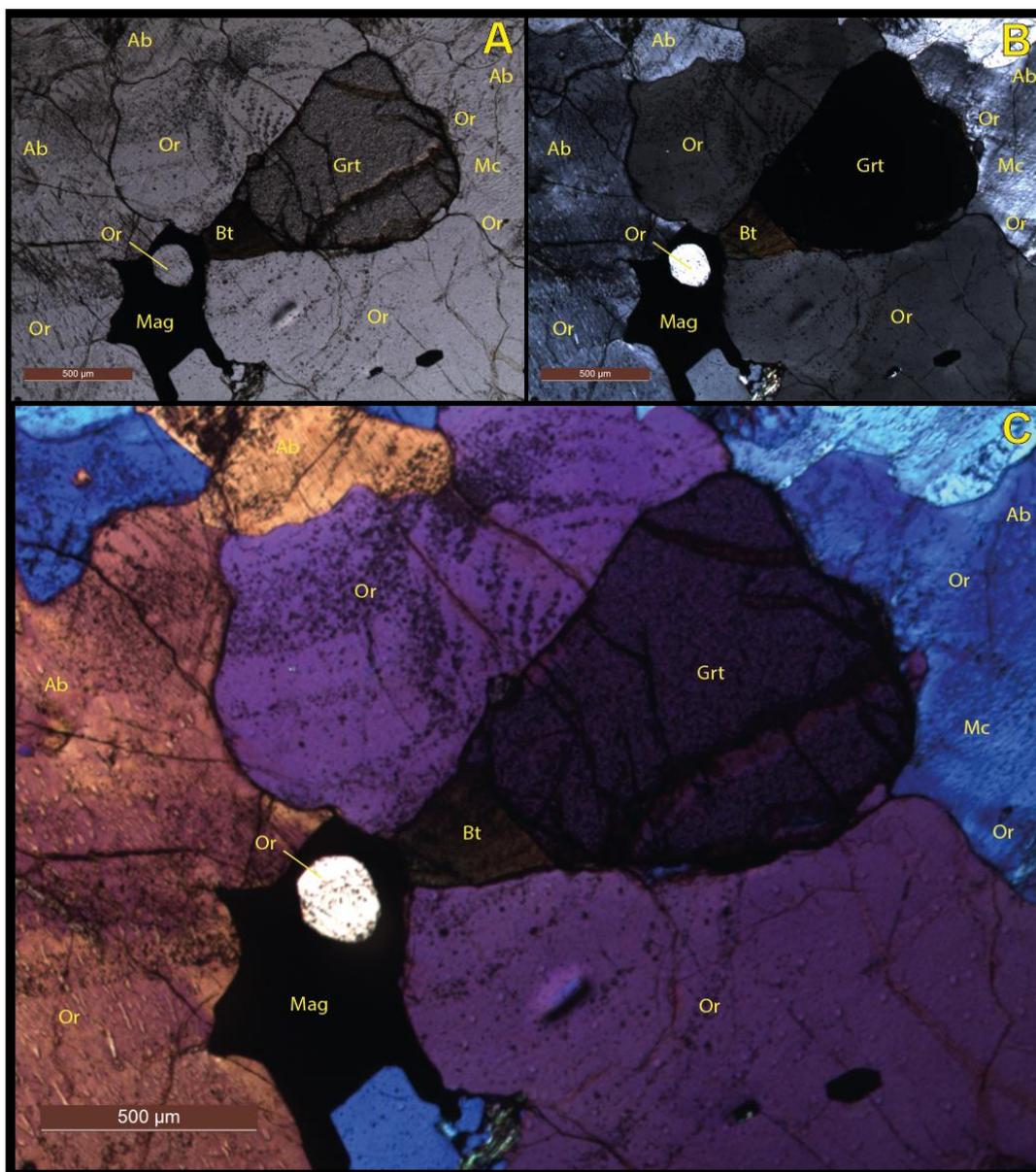
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%), granada (5%), magnetita (<1%) e zircão (<1%). O ortoclásio idioblástico (porção central inferior) em contato com ortoclásio subidioblástico é sobrecrecido por microclina. O quartzo subidioblástico (porção central) e o quartzo xenoblástico com fraturas transminerálicas (porção superior esquerda), apresentam extinção ondulante indicando cristalização sin-deformacional. A biotita aparece como cristal xenoblástico em contato com quartzo e albita (porção superior) e como cristal subidioblástico (porção inferior direita). Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Bt = biotita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ79A; quadrante Q13.

Figura 64 – Fotomicrografias do leucossoma deformado (Lcd).



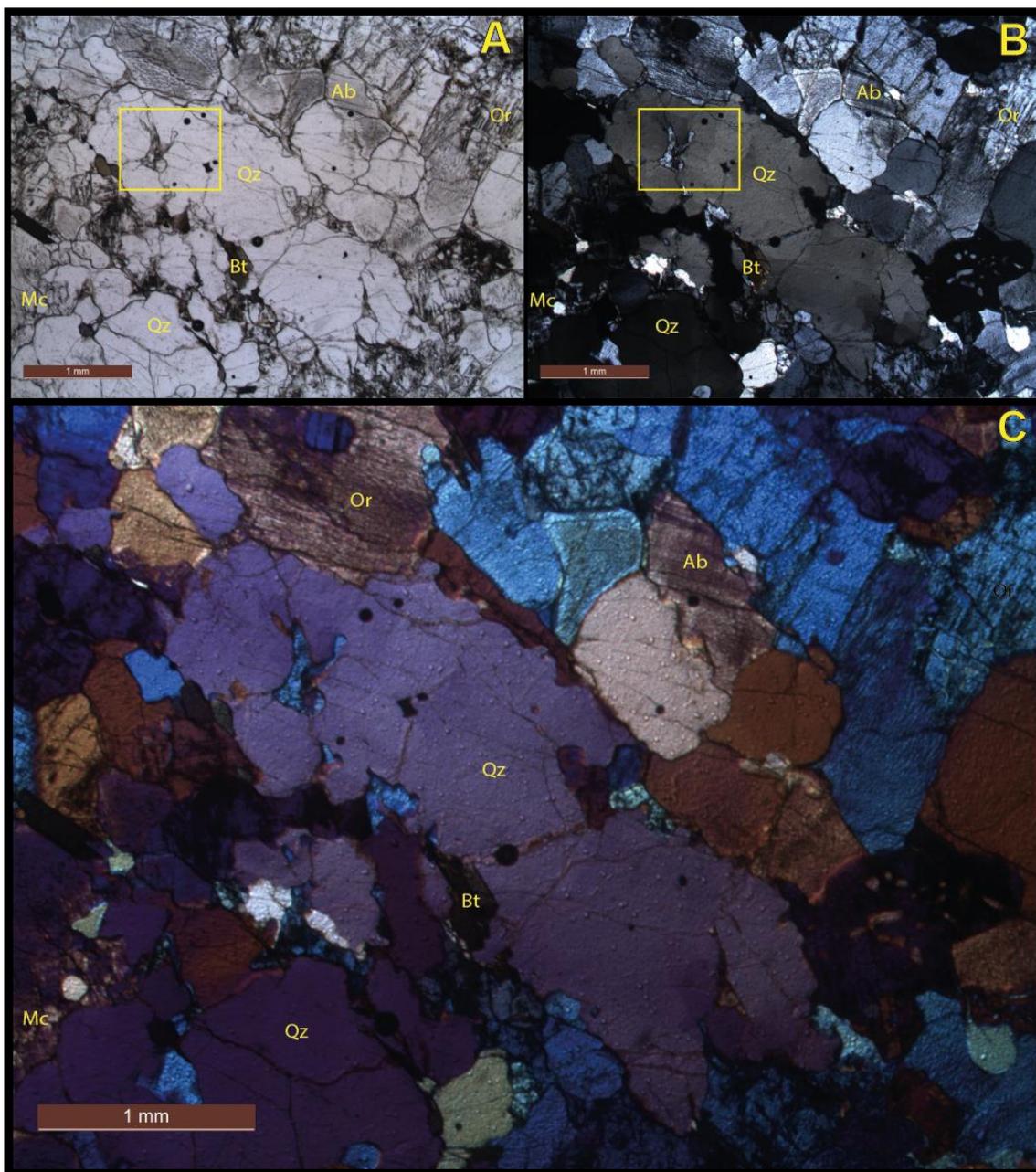
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%), granada (5%), magnetita (<1%) e zircão (<1%). O pseudomorfo de quartzo com extinção ondulante (porção superior esquerda) indica cristalização sin-deformacional. A presença de microclina na parte côncava do contato embainhado do ortoclásio (porção inferior direita) indica que houve substituição de condições de maior T e P para de menor T e P. As fraturas transminerálicas na microclina (porção inferior direita) indicam deformação rúptil após a cristalização. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Grt = granada; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Melt = fundido. Amostra RZ79A; quadrante Q13.

Figura 65 – Fotomicrografias de detalhe do leucossoma deformado (Lcd).



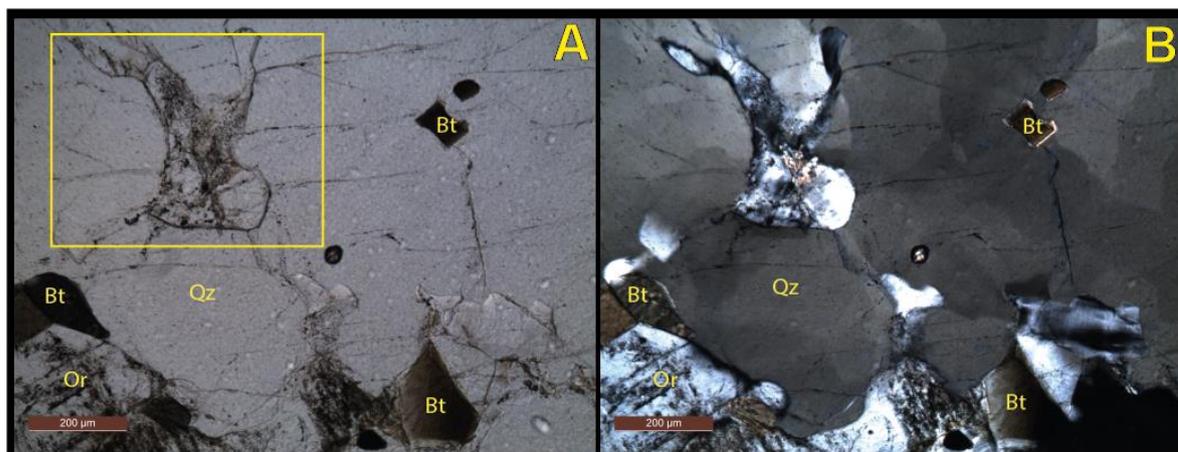
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por Or (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%), granada (5%), magnetita (<1%) e zircão (<1%). O ortoclásio apresenta micropertita em filetes e a albita é anti-pertítica (porção esquerda da lâmina). Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab: albita; Bt = biotita; Grt = granada; Mag = magnetita; Mc = microclina; Or = ortoclásio. Amostra RZ79E, quadrante Q13.

Figura 66 – Fotomicrografias de detalhe do leucossoma deformado (Lcd).



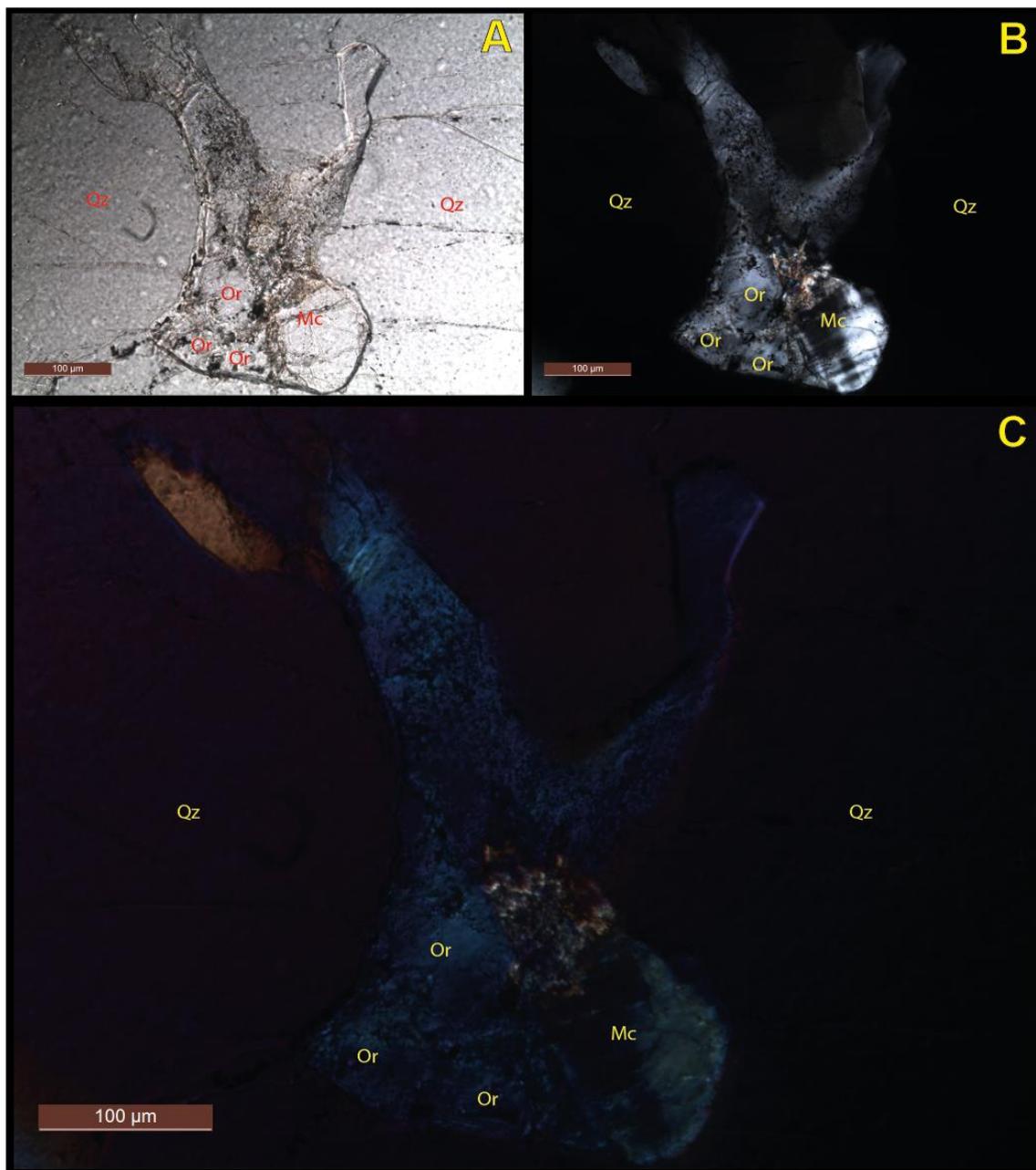
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1λ . A fácies é composta por ortoclásio (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%), granada (5%), magnetita (<1%) e zircão (<1%). O cristal xenoblástico de quartzo com estrutura *x-board* indica cristalização sin-deformacional. Esse preserva inclusões de ortoclásio, microclina e biotita. O cristal de ortoclásio na porção esquerda superior apresenta inclusão de anortita. O polígono amarelo indica a região mostrada na figura 67. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Bt = biotita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ79A, quadrante Q13.

Figura 67 – Fotomicrografias de detalhe do leucossoma deformado (Lcd).



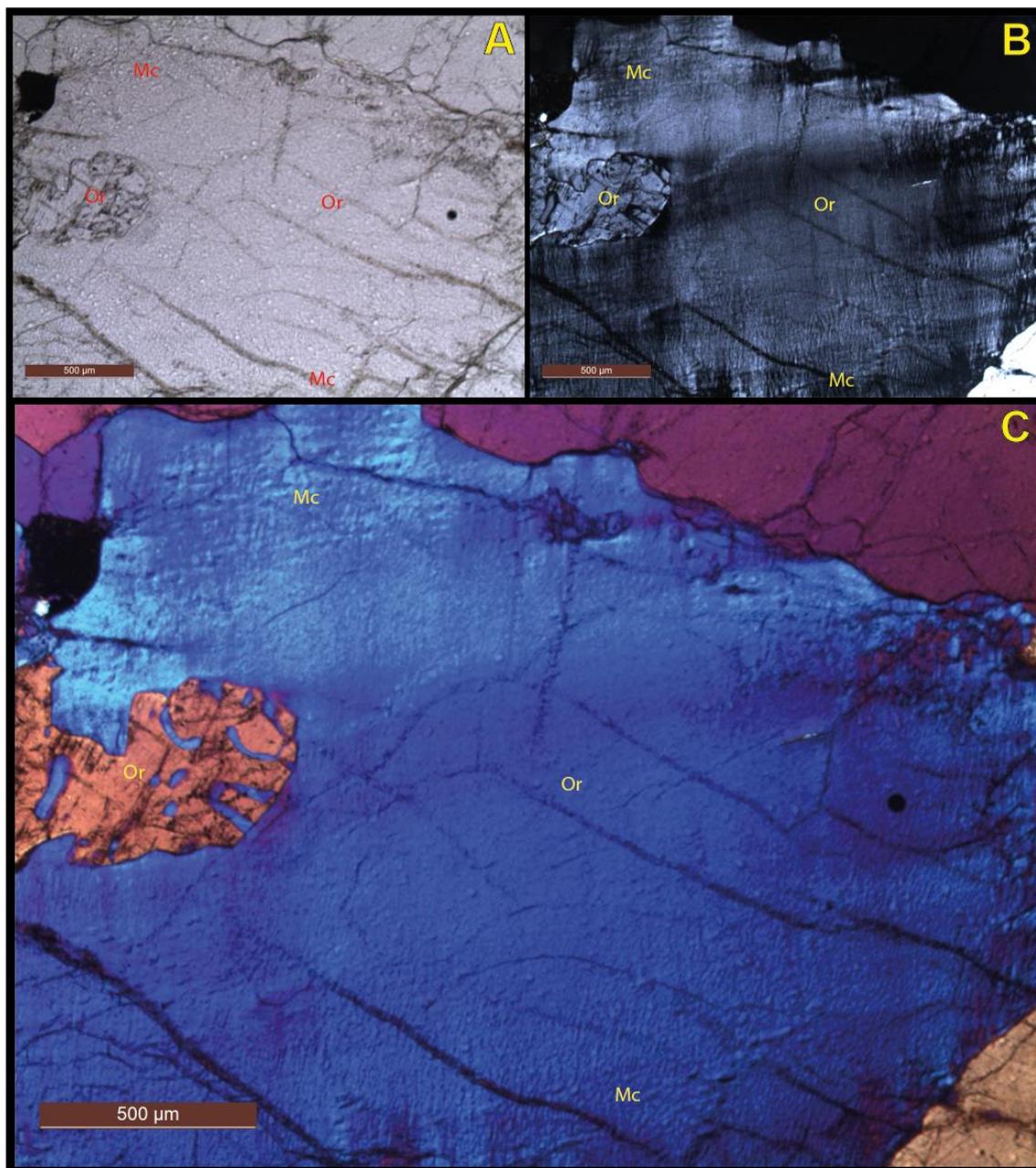
A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1 λ . A fácies é composta por ortoclásio (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%), granada (5%), magnetita (<1%) e zircão (<1%). A inclusão demarcada aparenta ser de minerais estabilizados antes da cristalização do quartzo hospedeiro. Esse, por sua vez, se cristalizou como pseudomorfo em condições sin-deformacionais (apresenta estrutura *x-board*). A presença de biotita idioblástica como inclusão indica que esta fase estava em excesso na reação. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Bt = biotita; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ79A, quadrante Q13. O polígono amarelo demarca a região a ser detalhada na figura 68.

Figura 68 – Fotomicrografias de detalhe na inclusão hospedada em pseudomorfo de quartzo do leucossoma deformado (Lcd).



A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados e C) Nicóis cruzados com placa acessória de 1λ . A presença de ortoclásio e microclina na mesma inclusão pode indicar diferentes condições de P e T, o que sugere preservação do registro de pelo menos duas fases de cristalização distintas (sem mencionar aquelas responsáveis pela formação quartzo hospedeiro e dos demais minerais). Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ79A, quadrante Q13.

Figura 69 – Fotomicrografias de detalhe em cristal subidioblástico de ortoclásio sobrecrecido por microclina no leucossoma deformado (Lcd).



A passagem de ortoclásio para microclina é gradual, o que indica mudança nas condições de T e P durante a cristalização de fundido: de maior P e T para menor P e T. Uma geração anterior de ortoclásio é observada (na porção esquerda) com contato lobado, indicando que trata-se de pseudomorfo. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Mc = microclina e Or = ortoclásio. Amostra RZ79A, quadrante Q13.

4.6 Leucossoma indeformado *in-source*

O leucossoma indeformado *in-source* é inequegranular (granulação média a grossa) e textura granoblástica (Figuras 70, 72, 76, 77). A fácies é composta por ortoclásio (35%), quartzo (25%), albita (25%), microclina (10%), biotita (3%) e granada (2%) (Figuras 70, 72, 76, 77).

A deformação dúctil é marcada por extinção ondulante (Figura 76) e estrutura *x-board* no quartzo (Figura 77) e a deformação rúptil é marcada por fraturas secas transminerálicas no quartzo e no ortoclásio (Figura 72) ou fraturas secas restritas apenas ao quartzo (Figura 74).

Ortoclásio

O ortoclásio é xenoblástico (Figura 76) e subidioblástico (Figura 70) e varia de equidimensional a inequidimensional (Figura 70).

Os cristais equidimensionais são subidioblásticos com dimensões de 0,4 a 0,5 mm, em contato corroído com os demais minerais (Figura 70). Por outro lado, os cristais inequidimensionais apresentam dimensões que variam de 0,8 a 3 mm, são subidioblásticos (Figura 77) ou xenoblásticos (Figura 70) e ocorrem em contato corroído a lobado com os demais minerais. E, localmente, apresentam inclusões de quartzo com extinção ondulante ou de ortoclásio xenoblástico (Figura 77).

As microestruturas (e.g., forma, tipo de contato etc.) sugerem que os cristais subidioblásticos que apresentam contato reto a corroído (Figura 70) são produto da cristalização de fundido ou são fases peritéticas. Por outro lado, os cristais que apresentam contato lobado são pseudomorfos.

Quartzo

O quartzo varia de subidioblástico a xenoblástico. Os cristais subidioblásticos podem ser equidimensionais ou inequidimensionais. Os cristais subidioblásticos equidimensionais apresentam dimensões de 1,5 a 2 mm, contato corroído a lobado

com os demais minerais e, localmente, estrutura *x-board* (Figura 77). Por outro lado, os cristais subidioblásticos inequidimensionais tendem a apresentar dimensões que variam de 0,6 a 0,8 mm, contato reto a corroído com os demais minerais e extinção ondulante.

Os cristais xenoblásticos são inequidimensionais, apresentam dimensões que variam de 1 a 2mm, contato embainhado a corroído com os demais minerais e extinção ondulante ou estrutura *x-board* (Figuras 70, 72). Eventualmente, são cortados por fraturas transminerálicas secas (Figura 72).

As microestruturas (e.g., forma, tipo de contato etc.) sugerem que tanto os cristais subidioblásticos quanto os xenoblásticos são representantes de reação incompleta de fusão.

Microclina

A microclina é xenoblástica (0,2 a 0,5 mm) e aparece como borda sobrecrecida sobre o ortoclásio (Figura 72). Apresenta contato lobado a corroído com os demais minerais (Figuras 70, 72, 74, 75) e, localmente, alimenta fratura preenchida por fundido (Figura 75).

A microestruturas (e.g., forma, tipo de contato etc.) sugere que a microclina é pseudomorfo estabilizado em condições de menor P e T em relação as condições de cristalização do ortoclásio.

Albita

A albita é subidioblástica a xenoblástica (Figura 70), inequidimensional, maclada, com cristais que variam de 0,5 a 4 mm e faz contato corroído a embainhado com os demais minerais. Localmente, apresenta inclusões de biotita (Figura 77).

As microestruturas (e.g., forma, tipo de contato etc.) sugerem que os cristais subidioblásticos a xenoblásticos sem inclusões são representante de reação incompleta de fusão. Por outro lado, os cristais com inclusões são produtos de cristalização de fundido posteriormente submetidos à fusão.

Biotita

A biotita é subidioblástica a xenoblástica, com cristais inequidimensionais que variam de 0,02 a 0,8 mm (Figura 70). Apresenta contato embainhado com os demais minerais. E, localmente, aparece como inclusão na albita (Figura 77).

As microestruturas (e.g., forma, tipo de contato etc.) sugerem que tanto os cristais subidioblásticos quanto a inclusão na albita são registro da reação incompleta de fusão.

Granada

A granada é subidioblástica a xenoblástica e inequidimensional. Os cristais variam de 0,02 mm a 0,05 mm e apresentam-se fraturados. Ocorre como cristais isolados ou como inclusões.

As microestruturas (e.g., forma, tipo de contato etc.) sugerem que se trata de fase peritética.

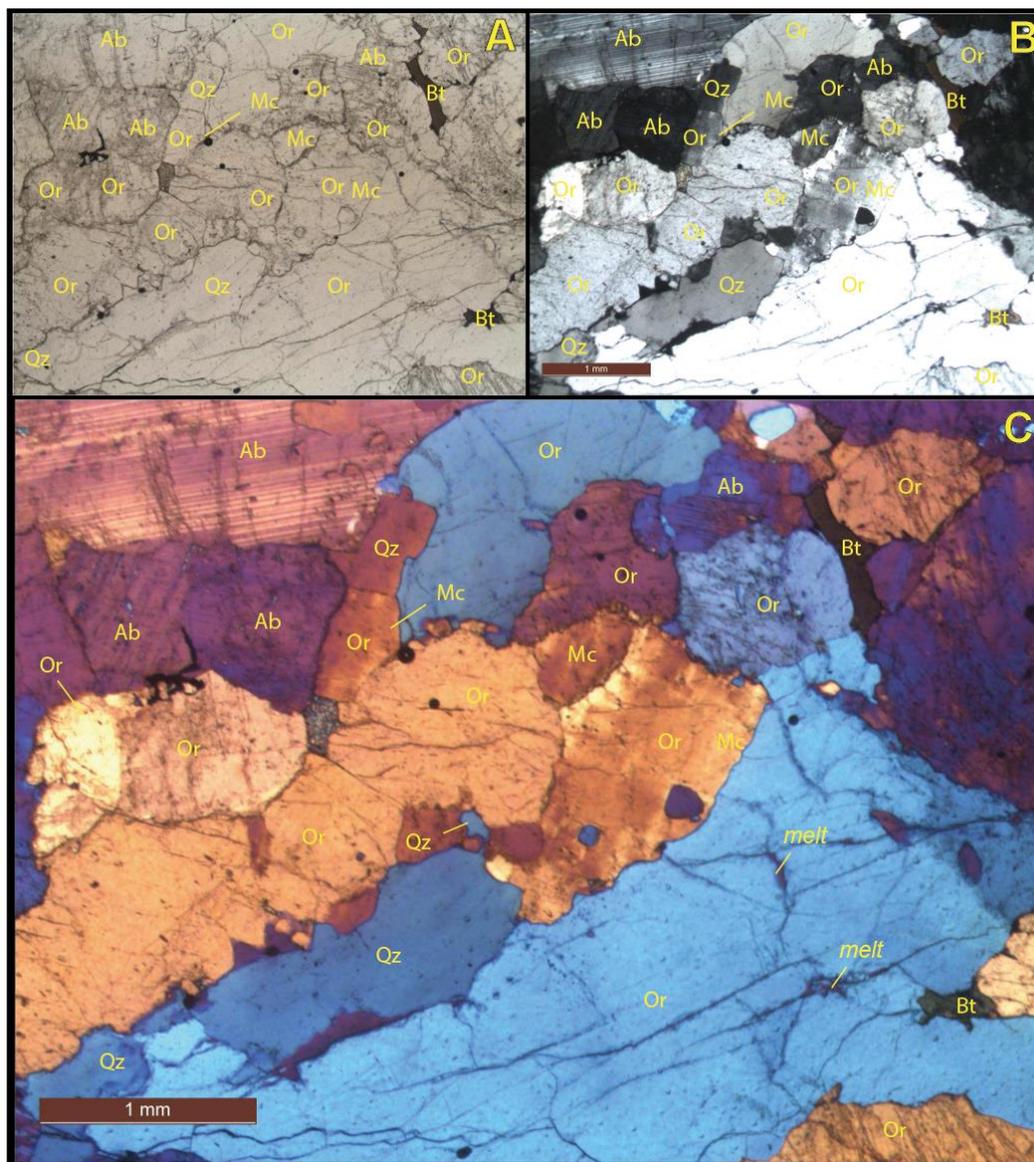
Zircão

Os cristais de zircão são idioblásticos, inequidimensionais e ocorrem como inclusões na biotita, no quartzo ou nos feldspatos. Apresentam dimensões que variam de (0,02 a 0,05mm).

No leucossoma indeformado *in-source* (Lci (2)) os registros da reação incompleta de fusão são cristais subidioblástico de biotita, inclusão de biotita, cristais subidioblásticos a xenoblásticos de albita sem inclusões, cristais subidioblásticos de quartzo e cristais xenoblásticos de quartzo. Por outro lado, as fases peritéticas são granada com contato reto e ortoclásio subidioblástico que apresenta contato reto a corroído. E as fases caracterizadas como pseudomorfos são cristais de albita com inclusões, ortoclásio subidioblástico a xenoblástico com contato lobado e microclina sobrecrecida sobre ortoclásio.

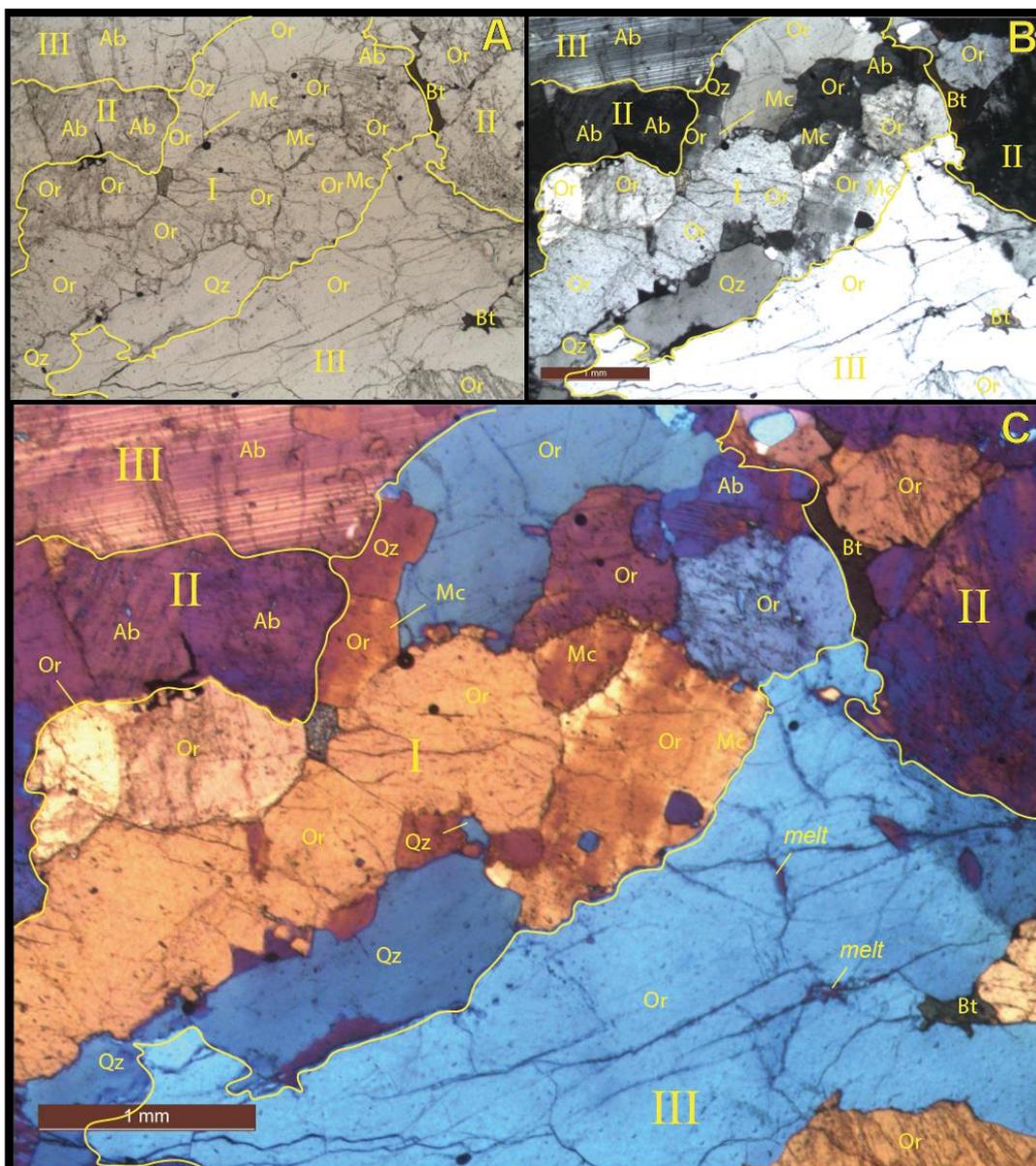
Como o ortoclásio (pseudomorfo) foi sobrecrecido por microclina (pseudomorfo), tem-se nessa fácies o registro de cristalização de fundido em condições de menor P e T do que aquelas vigentes durante a estabilização do ortoclásio.

Figura 70 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



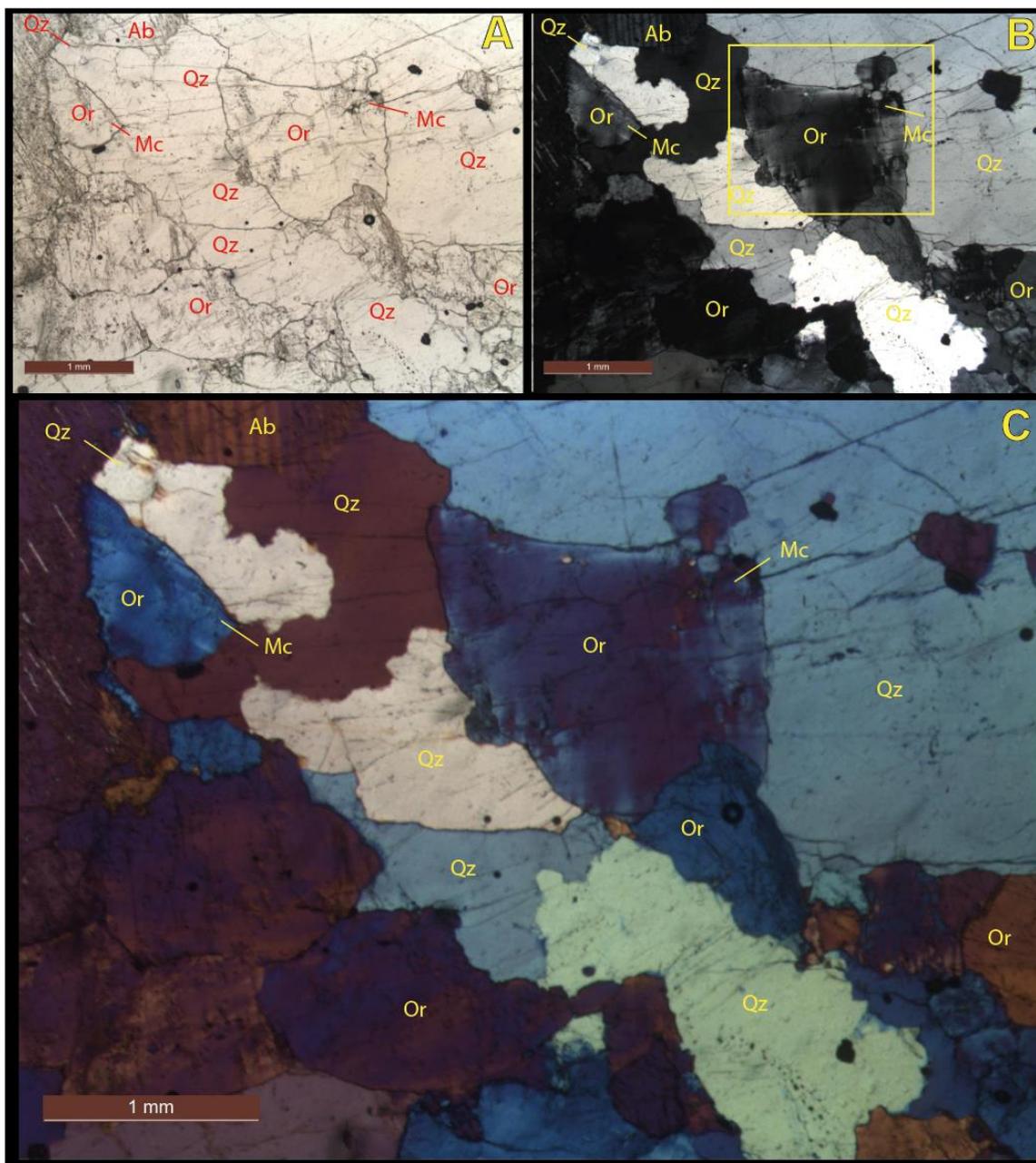
É possível identificar vários estágios de fusão e cristalização (vide figura 71). O sobrecrecimento de microclina sobre ortoclásio indica alteração das condições de P e T durante a cristalização de fundido e as inclusões dentro desse são relictos das fases reagentes da reação de fusão. A análise dos contatos lobados entre o agregado or + mc + bt + qz indica que provavelmente reagiram entre si para dar origem ao fundido em que são hospedados. Após essa etapa de fusão, o agregado reagiu com os cristais hospedeiros. Essa reação é marcada pelo contato corroído com as fases hospedeiras (ortoclásio, albite e microclina) (vide legenda da figura 71). A extinção ondulante no cristal alongado de quartzo (aparente pseudomorfo da reação entre o agregado e o megacristal de ortoclásio) indica deformação sob regime dúctil. O cristal de ortoclásio na porção inferior apresenta inclusões de biotita e de uma geração pretérita de ortoclásio. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albite; Bt = biotita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Melt = fundido. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 71 – Interpretação que aponta vários estágios de formação do leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



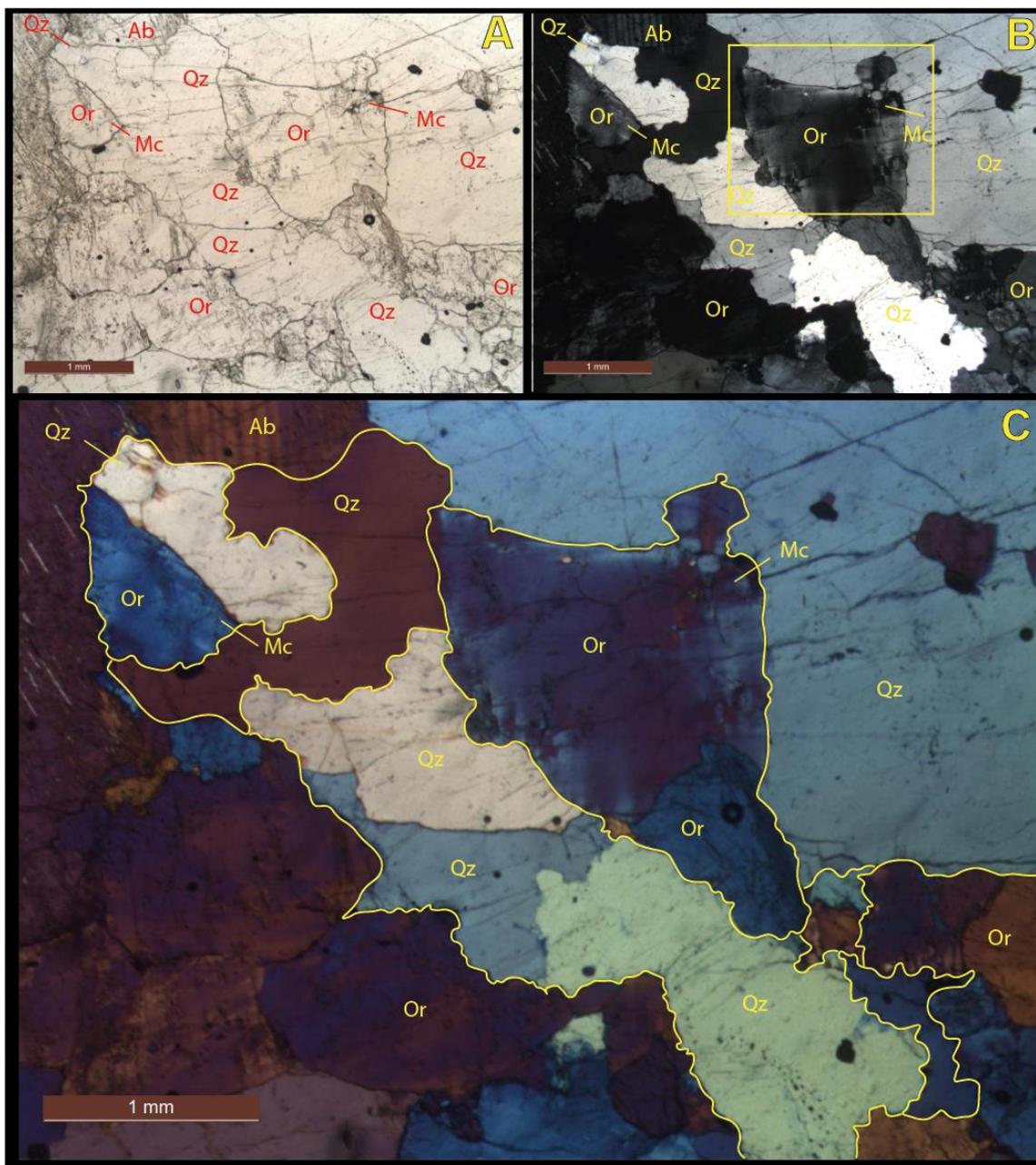
Em amarelo são delimitados os agregados que serviram como reagentes em reação de fusão. Para formá-los, em etapas anteriores, houve fusão, segregação e cristalização. As fases que estavam em excesso, as que são representantes de reação incompleta, os pseudomorfos e as fases formadas a partir da cristalização de fundido se estabilizaram e formaram agregados. Porém, essas etapas foram seguidas por outras em que os agregados reagiram entre si (observe que os agregados se comportam como um único cristal submetido a fusão). Assim, como resultado, tem-se vários agregados formados por fusão, segregação e cristalização que reagiram entre si, como indicado por contatos corroídos ou embainhados. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Bt = biotita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. *Melt* = fundido. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 72 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



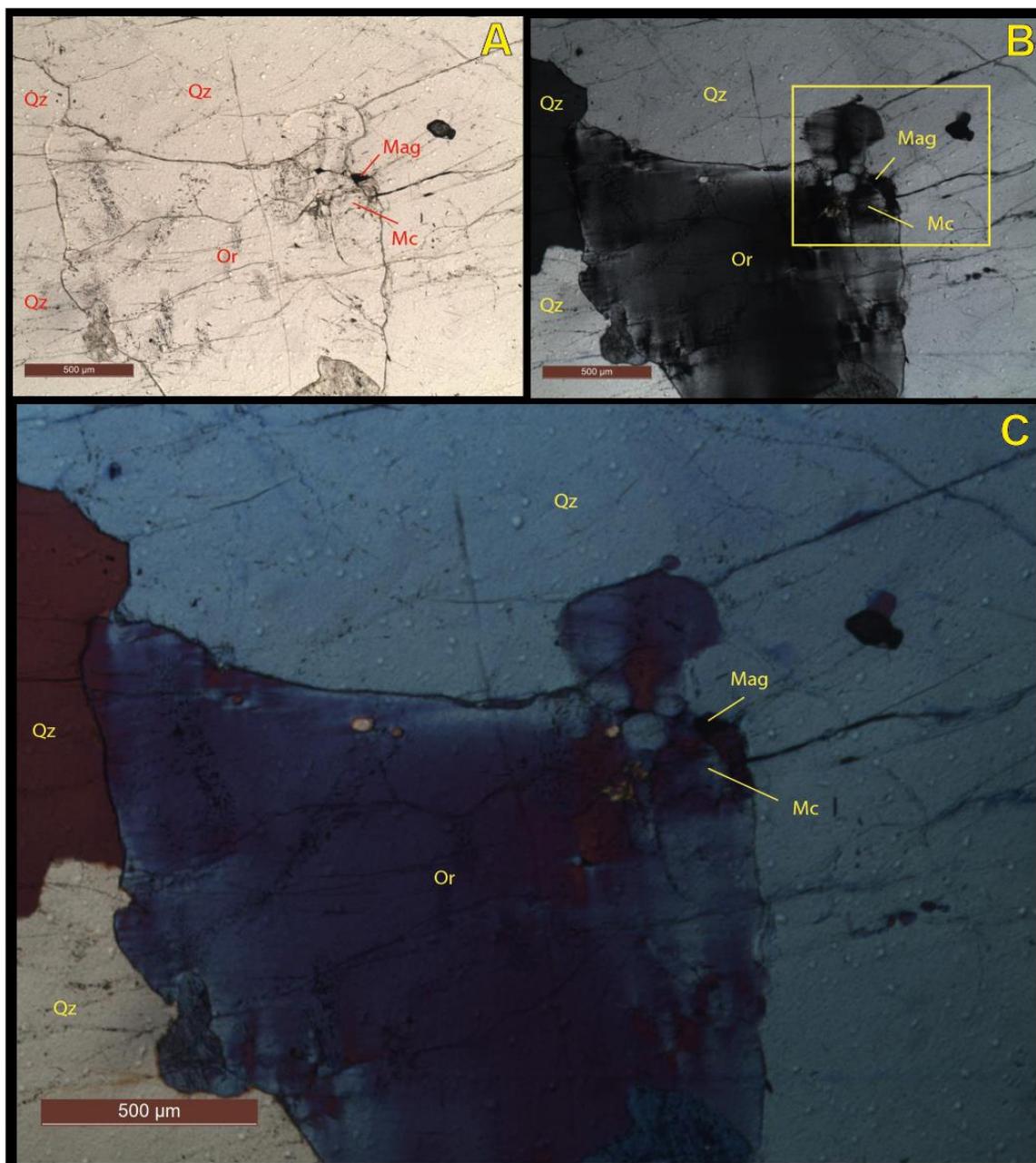
É possível identificar mais de um estágio de fusão e cristalização (vide figura 73). O sobrecrescimento de microclina sobre ortoclásio indica alteração das condições de P e T durante a cristalização de fundido. O polígono amarelo indica a região mostrada na figura 74. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 73 – Interpretação das microestruturas em leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)) apresentadas na figura 72.



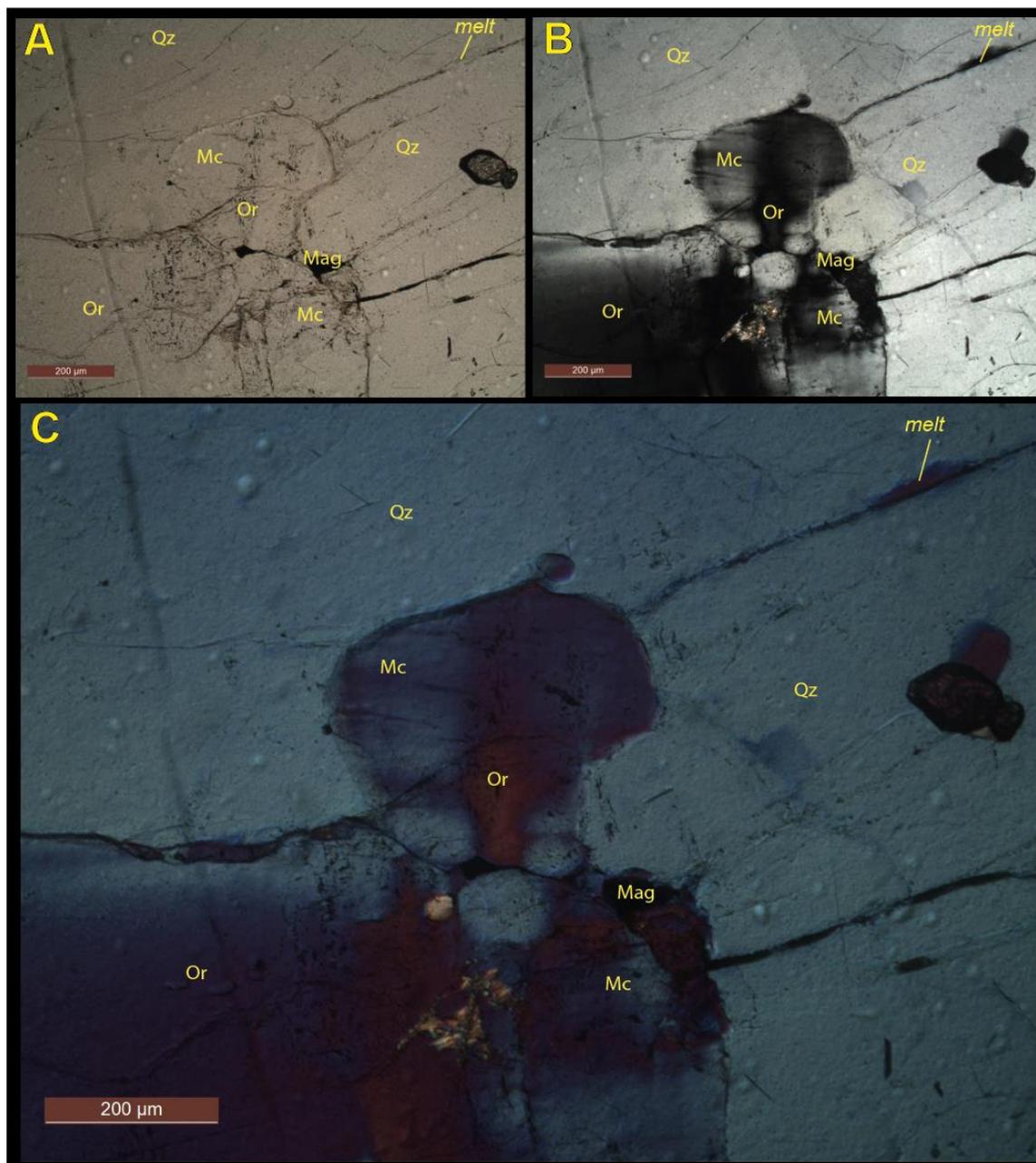
Em amarelo, são delimitados os agregados que serviram como reagentes em reação de fusão. Esses agregados foram formados em etapas anteriores em que houve fusão, segregação e cristalização. As fases que estavam em excesso, as que são representantes de reação incompleta, os pseudomorfos e as fases formadas a partir da cristalização de fundido se estabilizaram e formaram agregados. Após a estabilização destes, esses reagiram entre si (observe que os agregados se comportam como um único cristal submetido à fusão). Nota-se que os contatos entre eles são corroídos ou embainhados. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 74 – Fotomicrografias que mostram o sobrecrecimento de microclina sobre ortoclásio no leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



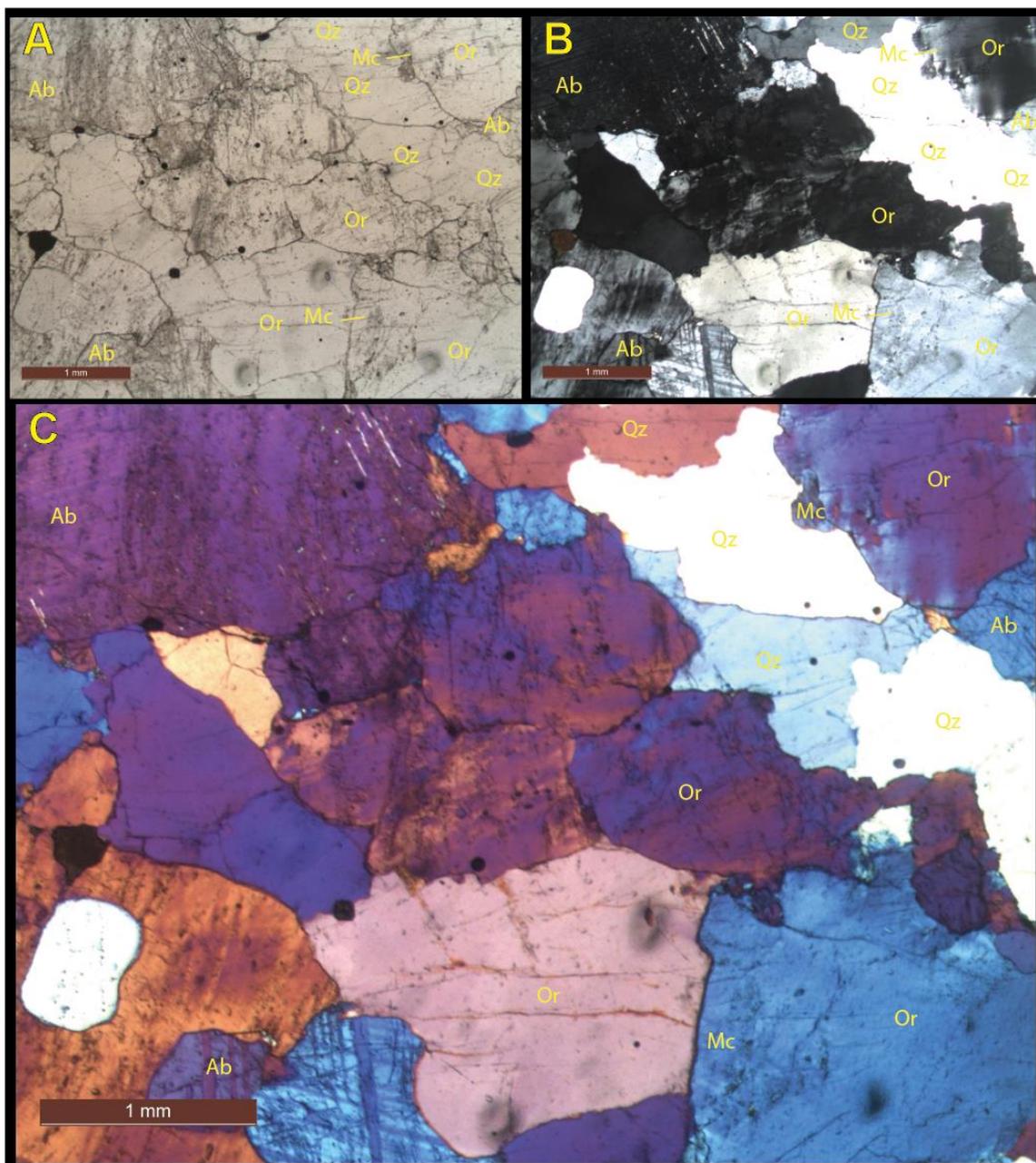
A passagem de um para o outro é gradual indicando mudança nas condições de P e T durante a cristalização de fundido. O contato corroído e embainhado da borda de microclina com os demais minerais indica fusão. O polígono em amarelo indica a região mostrada na figura 75. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Mag = magnetita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 75 – Fotomicrografias que detalham a borda de microclina no leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



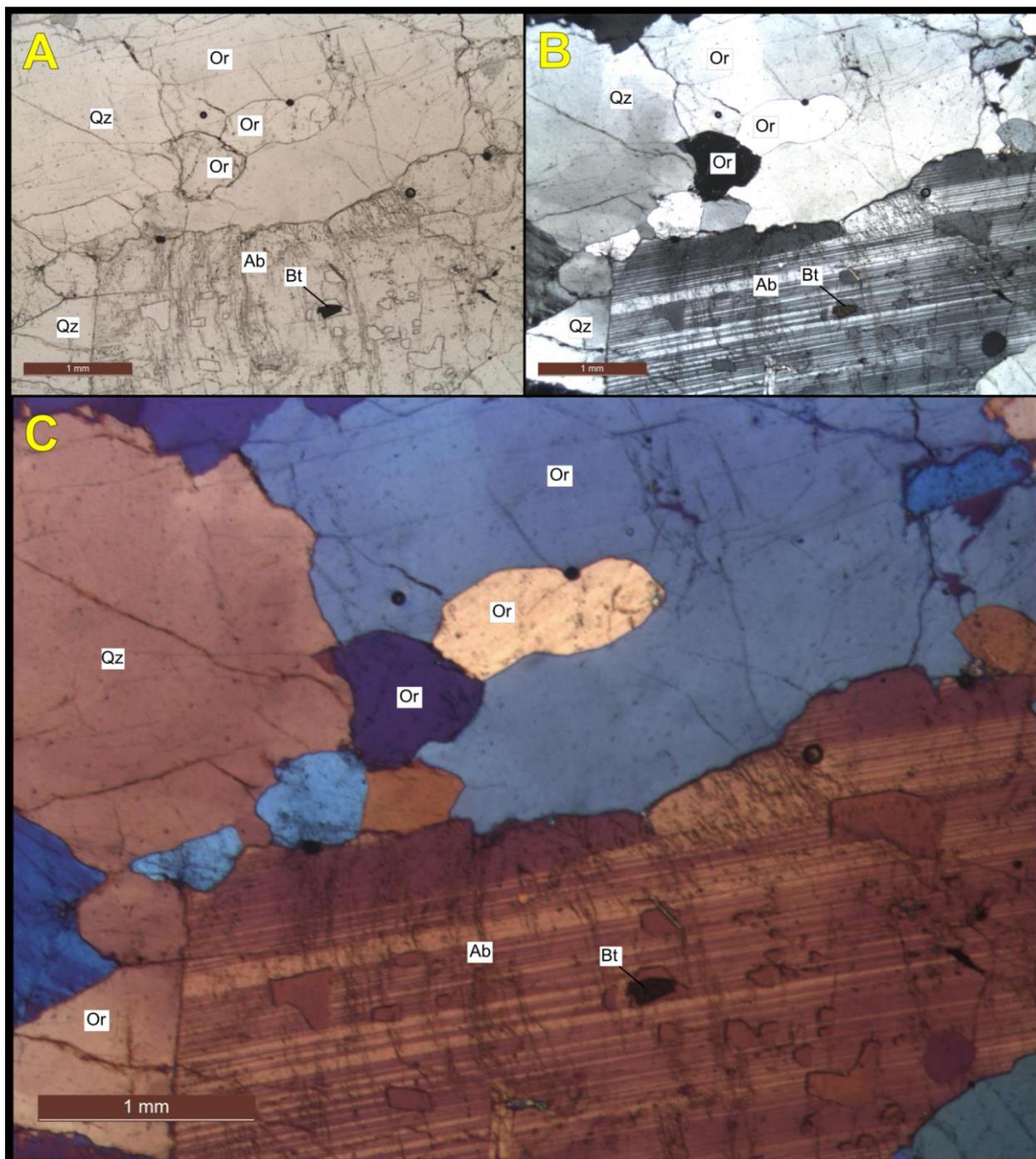
O fundido gerado percola as fraturas do quartzo. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Mag = magnetita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 76 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



Na porção superior direita o fundido formado pela fusão do ortoclásio se cristalizou em condições de menor P e T e gerou o cristal de microclina em contato. O contato reto a corroído/embainhado desse cristal com o cristal xenoblástico de ortoclásio ao lado indica que provavelmente a microclina sofreu fusão. Após essa fusão, houve a formação do cristal xenoblástico de ortoclásio (interpretado como pseudomorfo devido ao contato lobado e as inclusões). No canto superior esquerdo quartzo com extinção ondulante. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Mc = microclina; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

Figura 77 – Fotomicrografias de leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



O cristal de albita é interpretado como produto da cristalização de fundido posteriormente submetido à fusão. Na porção superior central, o contato embainhado do cristal de ortoclásio com os demais minerais e suas inclusões (também de ortoclásio) indicam que este se trata de um pseudomorfo. Estrutura *x-board* no quartzo cortado por fraturas transmineralicas indica substituição de condições dúcteis de deformação por condições rúpteis. Sigla dos minerais (WHITNEY & EVANS, 2010): Ab = albita; Bt = biotita; Or = ortoclásio e Qz = quartzo. Amostra RZ59A, quadrante Q3.

4.7 Discussão dos dados petrográficos

Os estudos petrográficos mostraram que a obliteração do registro geológico em cada fácies foi parcial, o que permitiu o reconhecimento em escala microscópica dos processos já identificados em escala de afloramento (e.g., metamorfismo, deformação, fusão parcial, drenagem, cristalização etc), bem como sua inter-relação, evolução espacial e temporal.

Metamorfismo

Duas fases metamórfico-deformacionais foram reconhecidas via microestruturas e texturas sobrepostas em *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0). A primeira fase ficou registrada como bandamento composicional preservado no domínio dos micrólitos (Figura 52) e a segunda fase ficou registrada como textura granoblástica poligonal de agregado mineral com cristais em ângulo de contato próximo a 120° (Figura 53).

Anatexia

A progressão das duas fases metamórfico-deformacionais gerou fusão parcial (anatexia). A reação de fusão foi estimada através dos minerais interpretados como representantes da reação incompleta de fusão, pseudomorfos e fases peritéticas nas fácies Rs0, Rs1 e Lcd(st). Essa aparenta ser do tipo *hydrate-breakdown* com reações do tipo 1 ou 2 (apresentadas por BROWN, 2008):



Em que: Als = aluminossilicato; Bt = biotita; Crd = cordierita; Grt = granada; Kfs = K-feldspato; L = fundido; Pl₁ = plagioclásio com composição 1; Pl₂ = plagioclásio com composição 2 e Qz = quartzo.

Entretanto, a fusão parcial não teria sido contínua, mas em dois episódios: Ep1 (primeiro episódio de fusão) e Ep2 (segundo episódio de fusão), como mostrado no estudo petrográfico em *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0). O

primeiro seria a progressão da primeira fase metamórfico-deformacional e o segundo seria a progressão da segunda fase metamórfico-deformacional (Figuras 53, 76, 77). Esses dois episódios foram separados por período em que prevaleceu condições de deformação dútil, responsável pelo desenvolvimento de fraturas nos cristais formados no primeiro episódio (Ep1) (Figura 56).

Primeiro episódio de fusão (Ep1)

O primeiro episódio (Ep1) ficou registrado no domínio dos micrólitos e no domínio da clivagem de Rs0 como microestruturas que indicam a fusão e cristalização em duas fases: sin-deformacional e tardi- a pós-deformacional.

- Fase sin-deformacional de Ep1

A fase sin-deformacional de Ep1 ficou registrada em Rs0 como biotitas com contato embainhado a corroído, pseudomorfos de quartzo com estrutura *x-board* (Figuras 51, 52) e inclusões de granadas peritéticas paralelas a foliação dentro de agregado mineral (Figura 53). No início dessa fase, prevaleceu em Rs0 condições de P e T que favoreceram a formação de K-feldspato de mais alta pressão e temperatura (i.e., ortoclásio). Entretanto, a progressão dessa fase levou a condições que favoreceram a formação de K-feldspato de mais baixa pressão e temperatura (i.e., microclina) (Figura 51).

- Fase tardi- a pós-deformacional de Ep1

A fase tardi- a pós-deformacional de Ep1 ficou registrada em Rs0 como pseudomorfos subidioblásticos de quartzo com inclusões de biotita e de plagioclásio e pseudomorfos e fases peritéticas que, posteriormente, se reestabilizaram com textura poligonal em agregado mineral (e.g., granada sem orientação preferencial) (Figura 53).

Segundo episódio de fusão (Ep2)

O ângulo de contato próximo a 120° entre os cristais do agregado mineral em Rs0 indica que os pseudomorfos e fases peritéticas estabilizados no primeiro episódio (Ep1) foram submetidos a segunda fase metamórfico-deformacional. A progressão dessa fase metamórfico-deformacional deu origem ao segundo episódio de fusão (Ep2) (Figura 53).

O segundo episódio de fusão (Ep2) ficou registrado em Rs0 como contatos lobados no domínio dos micrólitos e corroídos nas biotitas do domínio da clivagem (Figura 52). Nessa etapa, o K-feldspato formado em Rs0 é o ortoclásio que aparece como pseudomorfo alojado no domínio dos micrólitos (Figura 52).

Assumindo que o ortoclásio indica condições de maior P e T e microclina indica condições de menor P e T, a fusão do primeiro episódio de fusão (Ep1) se deu em condições de maior P e T, seguidas por cristalização de fundido em condições de menor P e T. E, por sua vez, foi seguida de condições de maior P e T, com cristalização de ortoclásio no segundo episódio de fusão (Ep2) (Figura 78). Logo, tem-se que o primeiro episódio de fusão (Ep1) se deu em condições de maior P e T e estaria associado a DA1 e a DA2. O segundo episódio (Ep2), por sua vez, se deu em condições de menor P e T e estaria associado a DA4. A fase rúptil que os separa corresponderia a DA3. Assim, durante Ep1 (em DA1 e DA2) houve ascensão crustal seguida por subsidência em Ep2 (em DA4) (Figura 78).

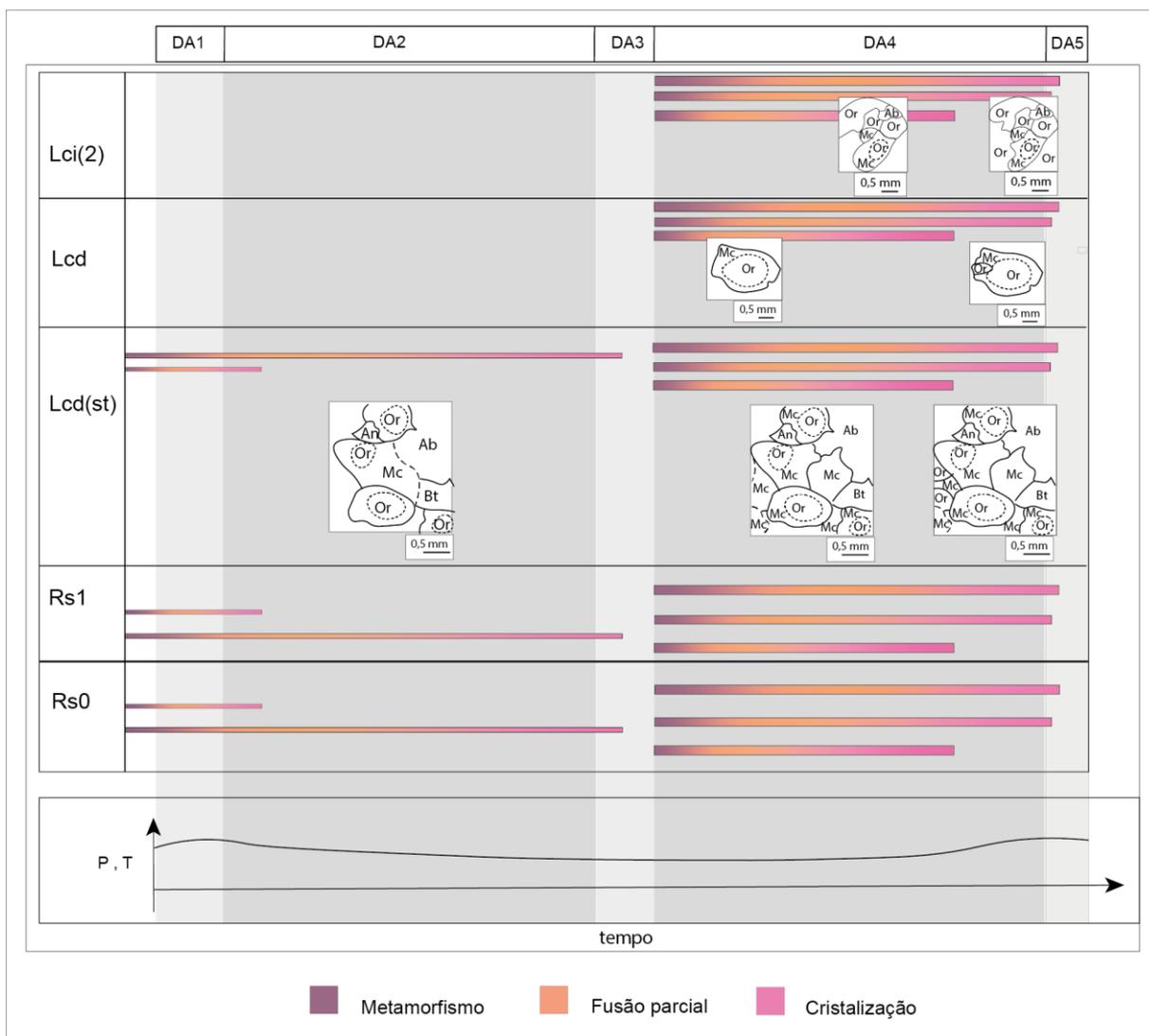
A análise de *residuum* com baixa fusão e/ou segregação (Rs1) mostra que a fusão se deu em cinco pulsos diferentes marcados por contato embainhado a corroído da biotita e modificação na orientação dessas (formando Bt₁, Bt₂, Bt₃, Bt₄ e Bt₅; item 4.2; Figura 54). Nesse caso, as biotitas mais antigas apresentam cor castanho avermelhado (Figuras 54, 55) e as mais jovens apresentam cor castanho amarelado (Figuras 54, 55). Segundo DEER et al. (1965), isso indica que biotitas com alto teor de Ti foram seguidas por biotitas com condições intermediárias de Fe³⁺ e Ti. Essa alteração no conteúdo entre Fe³⁺ e Ti é semelhante ao que ocorre em intrusões em que as biotitas mostram enriquecimento em Fe³⁺ e empobrecimento em Ti com o passar do tempo (DEER et al., 1965). Essa modificação é coerente com *hydrate-breakdown melting* em que ocorre mudança na composição da biotita à medida que o

fundido é lentamente produzido e tem tempo para ser drenado continuamente, como apontado por HOLNESS (2008), SAWYER (2001) e GUERNINA & SAWYER (2003).

Nesse caso, o primeiro pulso (associado a Bt₁) é atribuído a fusão parcial das biotitas da porção máfica do bandamento metamórfico e, portanto, corresponde a fase DA1. Com a progressão da fusão e deformação durante a fase DA2, ocorre o segundo pulso, que acentuou a quantidade de microestruturas associadas a fusão (e.g. contato corroído, contato lobado) e possivelmente formou Bt₂. Finalmente, na fase DA4, durante a formação das zonas de cisalhamento, se deram os três últimos pulsos com a formação de Bt₃, Bt₄ e Bt₅. Logo, o primeiro episódio de fusão (Ep1, correspondente a DA1 e a DA2) seria separado em dois pulsos e o segundo episódio de fusão (Ep2, correspondente a DA4) em três pulsos.

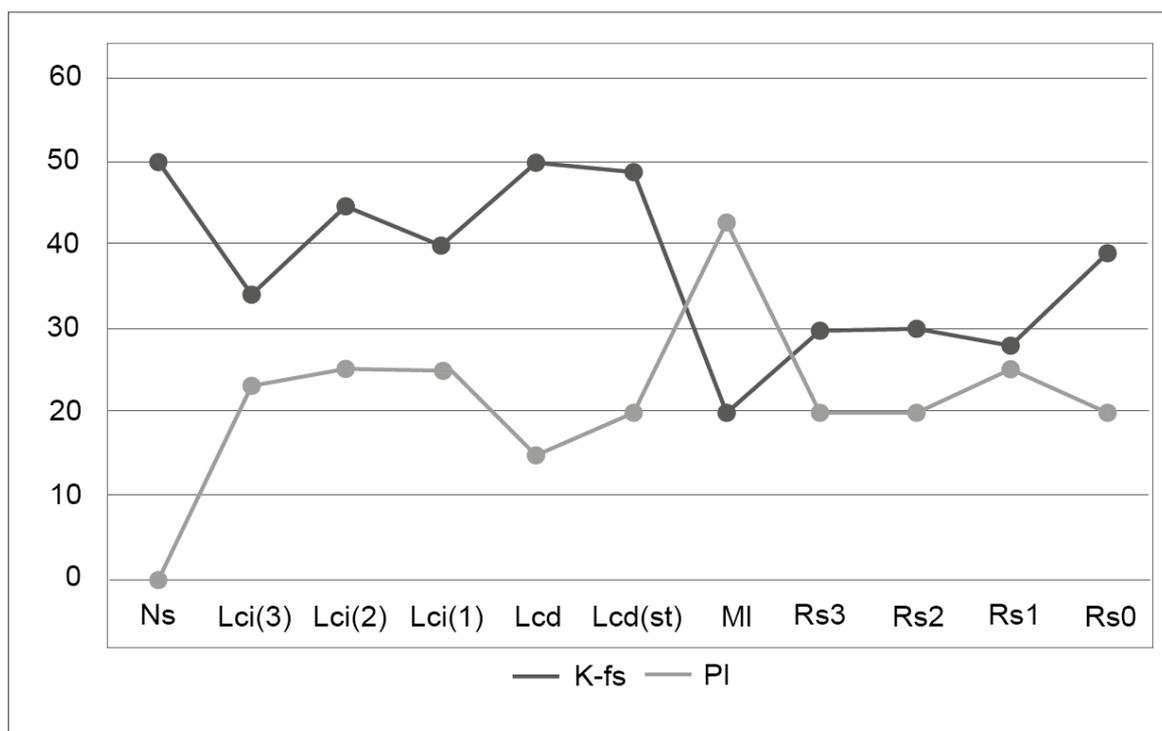
A diferença na orientação das biotitas em Rs1 pode ser explicada pela mudança de orientação relativa ao campo de tensões devido a deformação da própria rocha e/ou ao registro da deformação dúctil associada a orógenos diferentes (Figuras 25, 26, 54, 55).

Figura 78 – Diagrama que mostra a sobreposição de paragêneses ao longo da evolução do granada-biotita diatextito associada aos processos vigentes nas fases anatético-deformacionais.



As barras horizontais coloridas indicam sobreposição de processos em cada fácies durante determinada fase anatético-deformacional. A espessura da barra remete a quantidade de fundido produzido. A cor roxa indica metamorfismo, a cor laranja indica fusão parcial associada ao metamorfismo regional e a cor rosa indica cristalização. A quantidade de barras significa o número de pulsos de fusão parcial a qual determinada fácies foi submetida. A substituição da estabilização de ortoclásio pela estabilização de microclina de DA2 a DA4 sugere decréscimo nas condições de P e T. A substituição da estabilização de microclina pela estabilização de ortoclásio na passagem de DA4 para DA5 sugere acréscimo nas condições de P e T.

Figura 79 – Percentagem de K-feldspato e plagioclásio nas fácies.



Esse fator retrata a retirada por fusão parcial de ortoclásio e quartzo dos *residua* por segregação e drenagem e cristalização desses nos fundidos. No melanossoma, por sua vez, ocorreu a maior concentração de plagioclásio em detrimento a K-feldspato.

Segregação

Os *residua* mostram tendência de empobrecimento em K-feldspato e enriquecimento em plagioclásio em relação as fácies segregadas (e.g., Lcd).

Assim, a interpretação e contextualização das transformações observadas em cada fácies com as observadas na demais apontam uma evolução policíclica, além de prováveis mudanças nas condições P e T durante a cristalização do fundido gerado em dois episódios de fusão através de cinco pulsos de fusão (Figura 78).

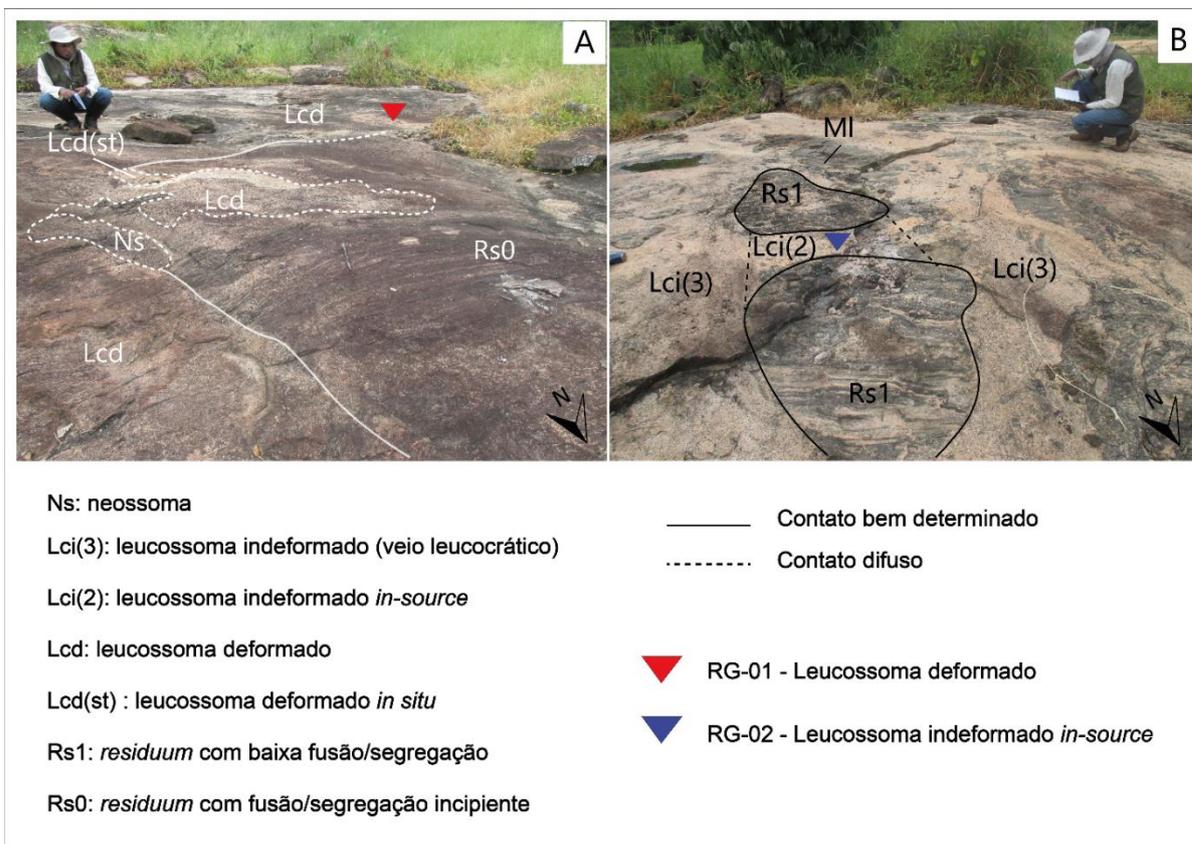
5 ESTUDO GEOCRONOLÓGICO

Este capítulo apresenta estudos geocronológicos feitos pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão em duas fácies do granada-biotita diatexito. A primeira análise foi realizada em leucossoma deformado - Lcd (amostra RG-01) (Figuras 60, 61) e a segunda em leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2) (amostra RG-02) (Figuras 80, 85). O objetivo foi determinar as idades de cristalização magmática e determinar as idades de processos associados a eventos termo-tectônicos.

A discriminação das idades foi baseada na avaliação das razões Th/U como superiores ou inferiores a 0,2, como sugerido por GEBAUER et al. (1997). De acordo com esses autores, em rochas félsicas a intermediárias a razão Th/U funciona como indicador petrogenético de primeira grandeza já que permite discriminar a natureza ígnea ou metamórfica do cristal na região do *spot* analisado. As idades cujas razões Th/U são superiores a 0,2 indicam cristalização magmática e as idades cujas razões Th/U são inferiores a 0,2 indicam eventos termo-tectônicos. Em domínios com o sistema U-Th-Pb magmáticos fechados (i.e., não resetado) normalmente a razão Th/U varia entre 0,2 e 0,8. Valores iguais ou menores a 0,1 indicam depleção de Th em relação a U, o que sinaliza abertura do sistema isotópico em evento termo-tectônico, em geral metamorfismo de médio a alto grau.

Os métodos empregados estão descritos no Capítulo1, *item* 1.5.3.2 – Estudo geocronológico.

Figura 80 – Locais e fácies migmatíticas amostrados para datação.



À esquerda, quadrante Q13, com indicação em vermelho do local de retirada da amostra RG-01 (leucossoma deformado – Lcd). À direita, quadrante Q1, com a indicação em azul do local da retirada da amostra RG-02 (leucossoma indeformado *in-source* – Lci(2)).

5.1 Leucossoma deformado – Lcd

A amostra RG-01 de leucossoma deformado apresenta cor rosa a bege, granulação média a grossa e bandamento composicional centimétrico dado pela alternância entre bandas ricas em feldspato potássico e bandas ricas em plagioclásio (Figura 81). A composição mineralógica é ortoclásio (30%), microclina (20%), quartzo (20%), albita (15%), biotita (10%) e granada (5%). A deformação é evidenciada pela orientação de cristais de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita (Figura 86).

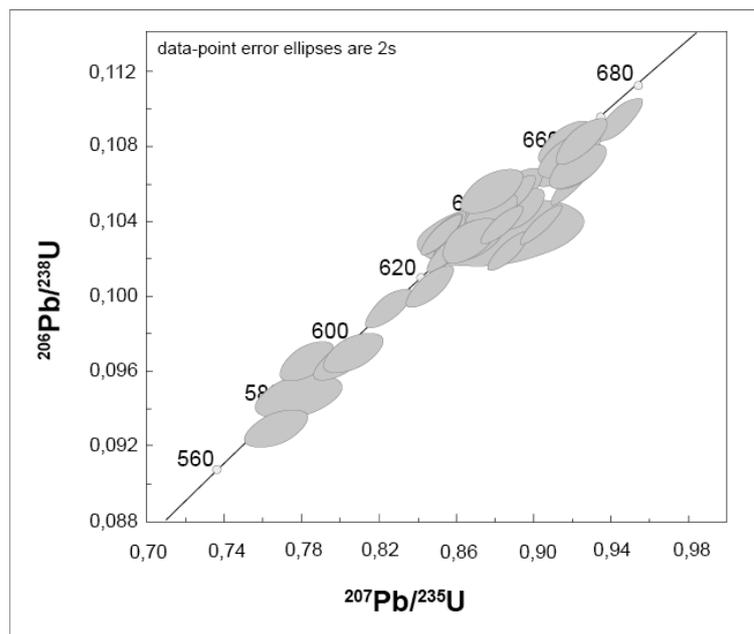
Figura 81 – Amostra de leucossoma deformado coletada para datação.



Na amostra RG-01 foram datados cinquenta cristais de zircão pelo método U-Pb em aparelho LA-ICP-MS (Figura 82; Apêndice B, Tabela 6). As imagens de catodoluminescência mostram variabilidade na morfologia dos grãos com cristais prismáticos a levemente arredondados, de proporção aproximada 2:1. Embora cristais de proporção 1:1 e 3:1 ocorram de forma subordinada. Os cristais apresentam tanto feições originais ígneas (e.g., zoneamento oscilatório) quanto feições metamórficas (e.g., sobrecrecimento metamórfico com elevada luminescência na borda) (Figuras 83, 84). Em geral, aqueles em que a razões Th/U foram inferiores a 0,2 são destituídos de zoneamento oscilatório e apresentam estrutura interna frequentemente homogênea com destruição total ou parcial da estrutura magmática prévia (Figura 84A).

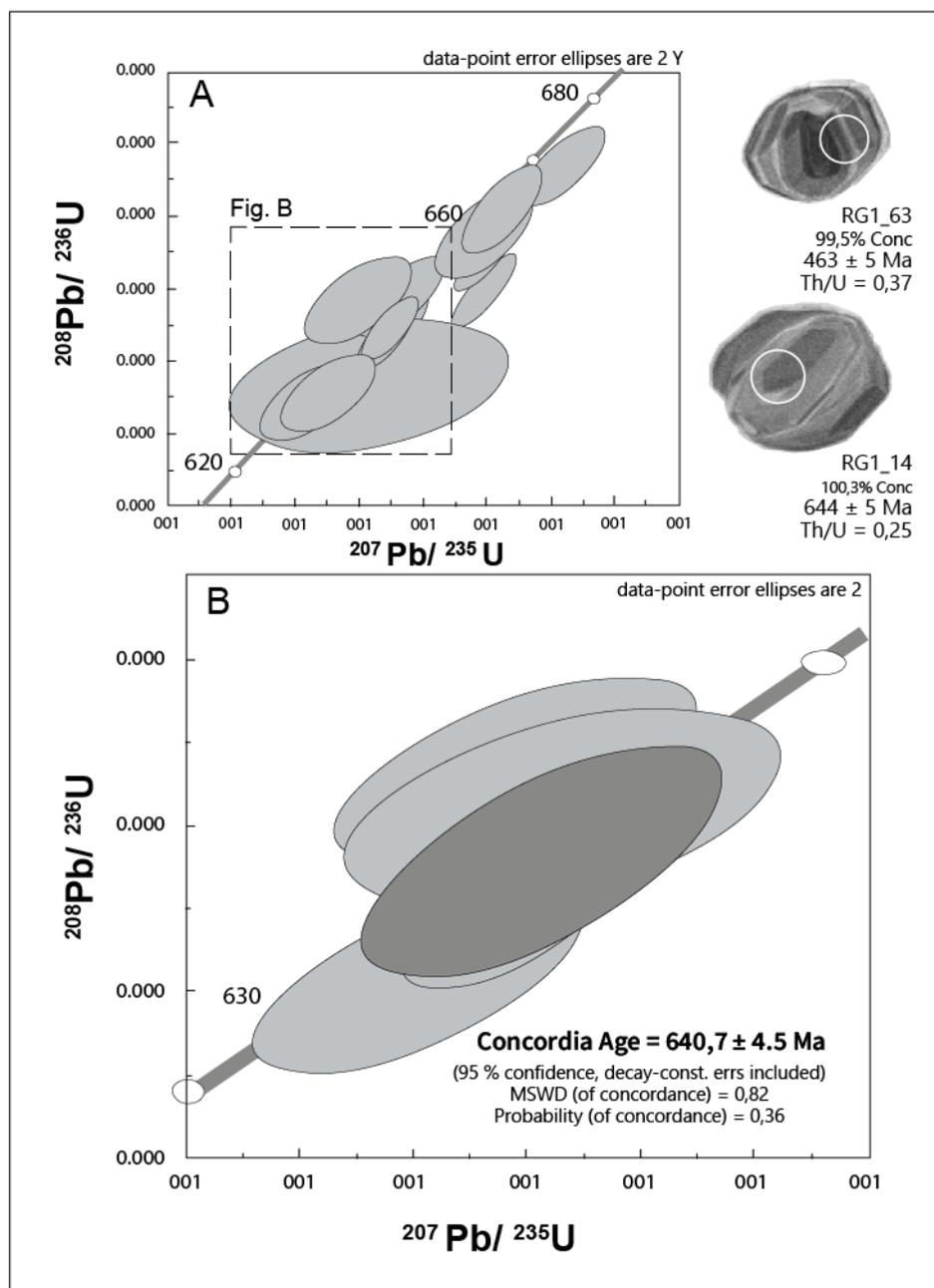
Os conteúdos e razões de U e Th encontrados nos *spots* analisados variaram. Assim, quando as razões Th/U foram superiores a 0,2 as idades foram consideradas ígneas e quando as razões Th/U foram inferiores a 0,2 as idades foram consideradas metamórficas (Tabela 6).

Figura 82 – Diagrama concórdia Wetherill para a amostra RG-01 para todos os grãos de zircão analisados no leucossoma deformado (Lcd).



Nos *spots* cuja razão Th/U foi superior a 0,2 a idade em diagrama concórdia Wetherill para a cristalização magmática do leucossoma deformado (Lcd) foi calculada a partir das medidas dos cinco *spots* com melhor consistência analítica. A idade-concórdia obtida foi de 640 ± 4 Ma (MSWD = 0,82) (Figura 83).

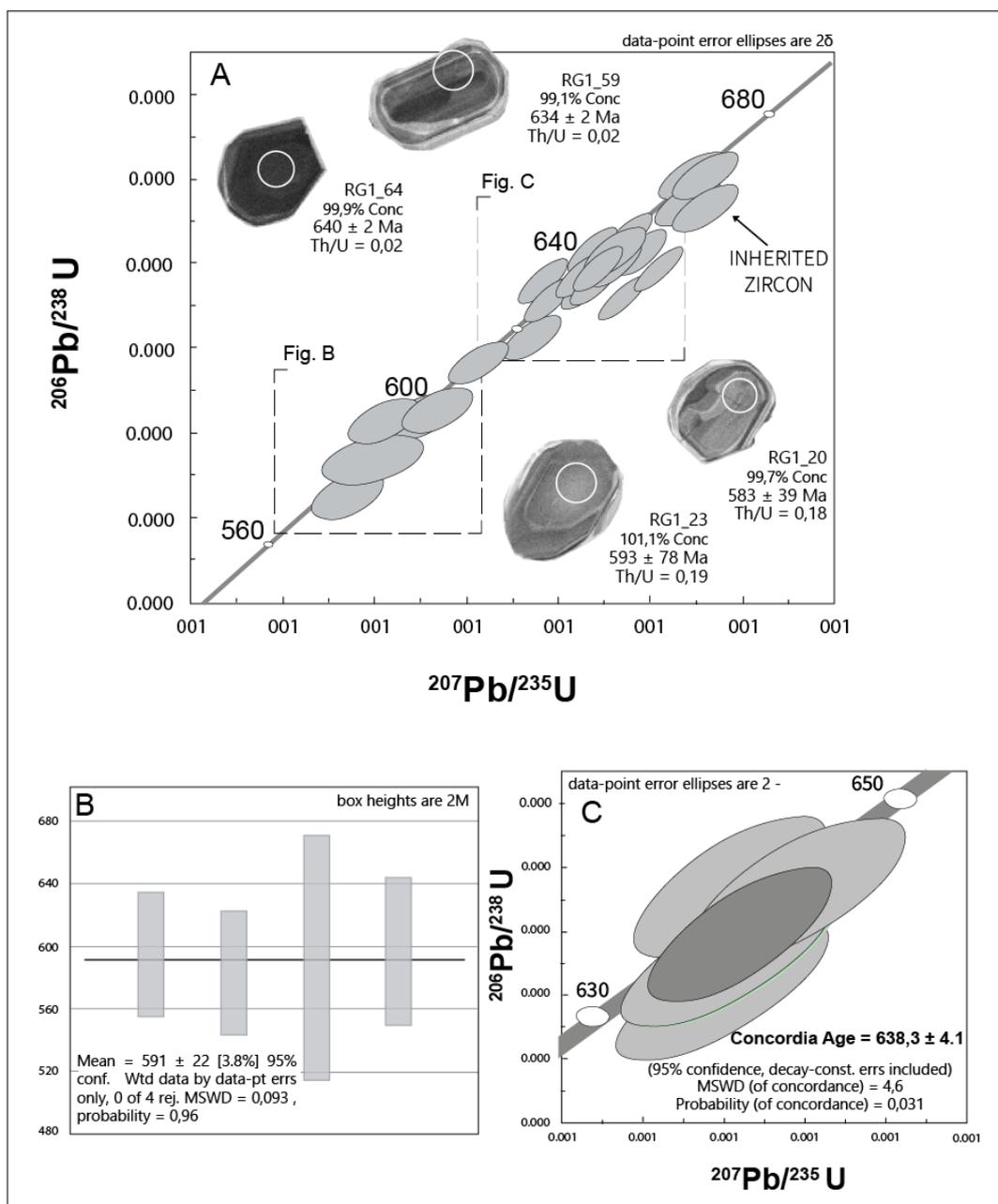
Figura 83 – Diagrama concórdia Wetherill para todos os grãos de zircão do leucossoma deformado com razão Th/U superior a 0,2 (amostra RG-01) (A); Idade-concórdia para cristalização magmática do leucossoma deformado (amostra RG-01) (B).



No entorno imagens de catodoluminescência dos grãos analisados (*spot* = 25µm).

Nos *spots* cuja razão Th/U foi inferior a 0,2 a idade em diagrama concórdia Wetherill determinou a idade de dois intervalos de distúrbio isotópico associado a dois eventos termo-tectônicos no leucossoma deformado. O mais jovem é pós-cristalização ígnea do leucossoma deformado e o mais antigo é sin-cristalização ígnea do leucossoma deformado (Figura 84). O cálculo da idade do intervalo de distúrbio isotópico mais jovem foi de difícil definição, dado o elevado erro analítico. Entretanto, com base em quatro grãos com boa consistência analítica foi possível obter a idade de 591 ± 22 Ma (MSWD = 0,1; Figura 84B). O cálculo da idade do intervalo de distúrbio isotópico mais antigo foi obtido a partir das medidas dos cinco *spots* com melhor consistência analítica. A idade-concórdia obtida foi de 638 ± 4 Ma (MSWD = 4,6; Figura 84C).

Figura 84 – Diagrama concórdia Wetherill para a amostra RG-01 para todos os grãos de zircão com razão Th/U inferior a 0,2 (A). Os retângulos tracejados indicam os dados associados ao intervalo mais jovem (B) e ao intervalo mais antigo (C). B) Diagrama de variação média para o intervalo inferior (B); Idade-concordância do intervalo mais antigo (C).



No entorno imagens de catodoluminescência dos grãos analisados (*spot* = 25 μm).

5.2 Leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2)

A amostra RG-02 de leucossoma indeformado *in-source* apresenta cor bege a rosa e granulação média (Figura 85). A composição mineralógica é ortoclásio (35%), quartzo (25%), albita (25%), microclina (10%), biotita (3%) e granada (2%).

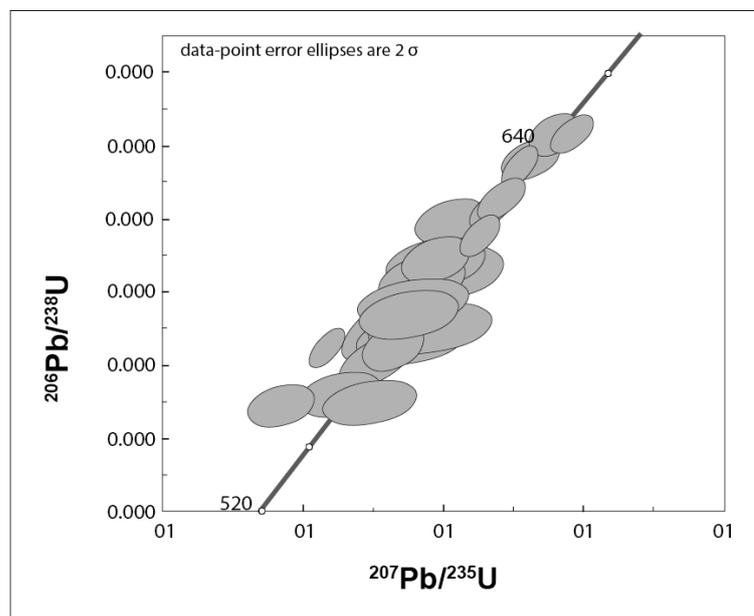
Figura 85 – Amostra de leucossoma *in-source* coletada para datação.



Na amostra RG-02 foram datados cinquenta e sete *spots* em cinquenta grãos de zircão pelo método U-Pb em aparelho LA-ICP-MS (Figura 86; Apêndice B, Tabela 7). As imagens de catodoluminescência mostram variabilidade na morfologia dos grãos com cristais prismáticos a levemente arredondados, de proporção aproximada 2:1, com proporções 1:1 e 3:1 ocorrendo de forma subordinada, assim como na amostra RG-01 (Figuras 87, 88).

Todos os cristais separados apresentam tanto feições originais ígneas (e.g., zoneamento oscilatório) quanto feições metamórficas (e.g., sobrecrecimento metamórfico com elevada luminescência na borda) (Figuras 87, 88).

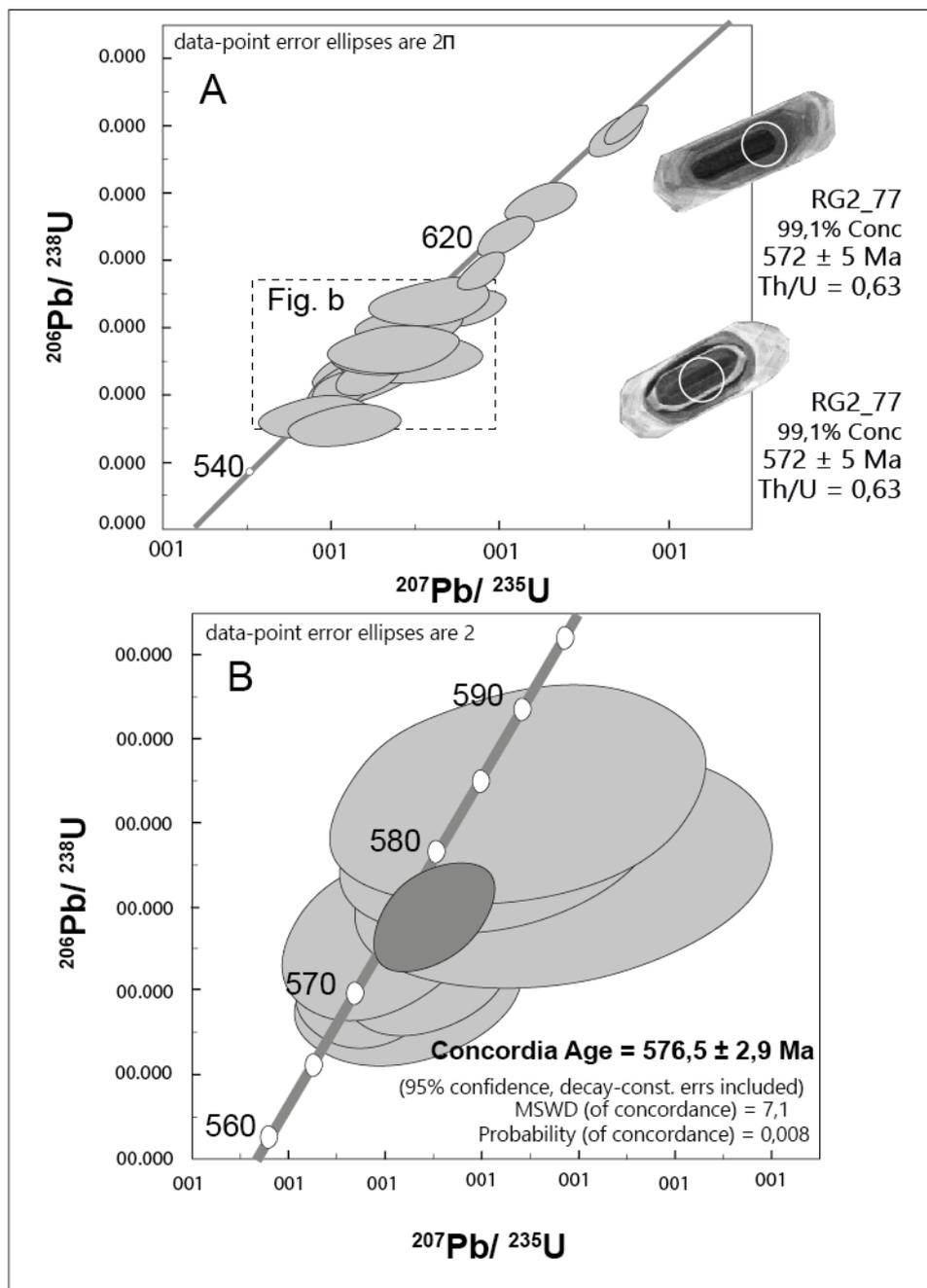
Figura 86 – Diagrama concórdia Wetherill da amostra RG-02 para todos os grãos de zircão analisados no leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)).



Os conteúdos e razões de U e Th encontrados nos *spots* analisados variaram. Assim, quando as razões Th/U foram superiores a 0,2 as idades foram consideradas ígneas e quando as razões Th/U foram inferiores a 0,2 as idades foram consideradas metamórficas (Tabela 7). Os grãos metamórficos (i.e., razões Th/U inferiores a 0,2) em geral são destituídos de zoneamento oscilatório e apresentam estrutura interna frequentemente homogênea com destruição total ou parcial da estrutura magmática prévia (Figura 88).

Nos *spots* cuja razão Th/U foi superior a 0,2 a idade em diagrama concórdia Wetherill para a cristalização magmática do leucossoma indeformado *in-source* foi calculada a partir das medidas dos nove *spots* com melhor consistência analítica. A idade-concórdia obtida foi de 576 ± 3 Ma (MSWD = 7,1) (Figura 87).

Figura 87 — Diagrama concórdia Wetherill da amostra RG-02 para todos os grãos de zircão com razão Th/U superior a 0,2 (A); Idade-concordia da amostra RG-02 (B).



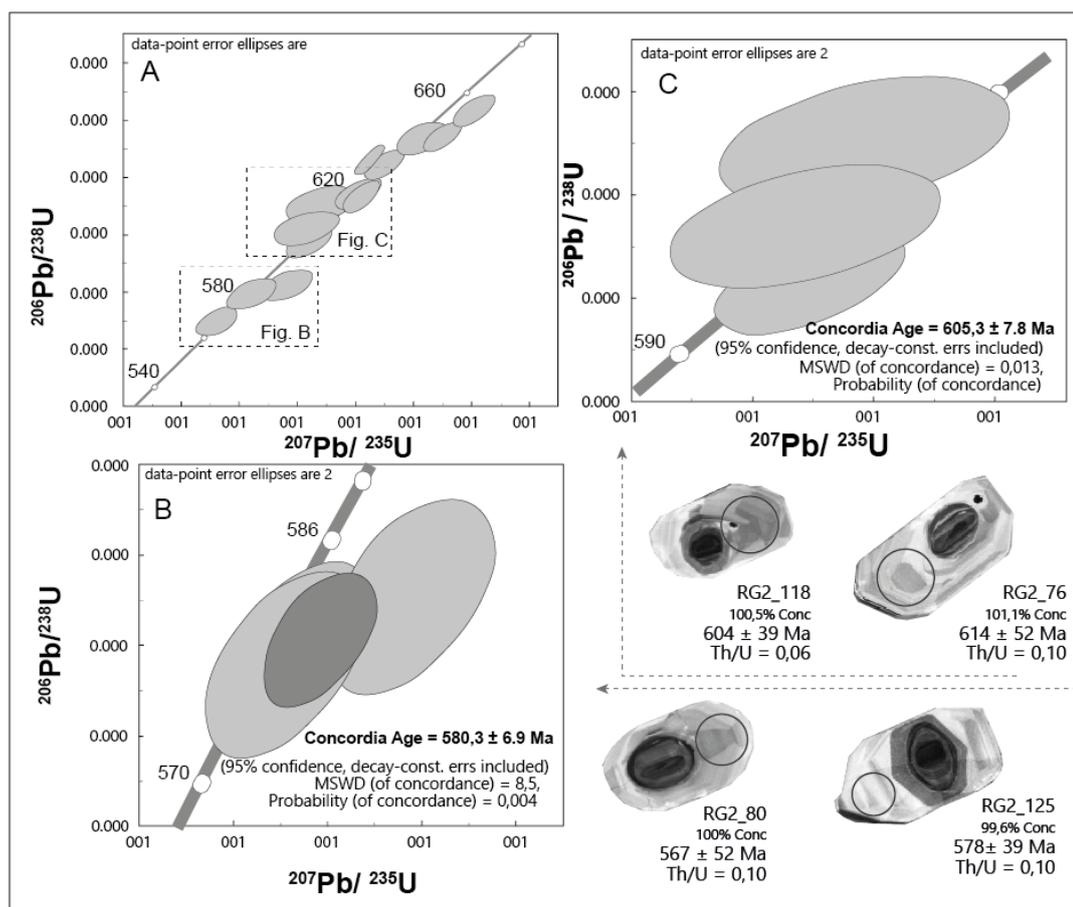
No entorno imagens de catodoluminescência dos grãos analisados.

Nos spots cuja razão Th/U foi inferior a 0,2 a idade em diagrama concórdia Wetherill determinou a idade de dois intervalos de distúrbio isotópico associado a dois eventos termo-tectônicos no leucossoma indeformado *in-source*. O mais antigo é pré-cristalização ígnea do leucossoma indeformado *in-source* (Figura 88B) e o mais jovem

é sin-cristalização ígnea do leucossoma indeformado *in-source* (Figura 88C). O cálculo da idade do intervalo de distúrbio isotópico mais jovem (sin-cristalização do leucossoma indeformado *in-source*) em diagrama concórdia Wetherill foi obtido a partir das medidas dos três *spots* com melhor consistência analítica. A idade-concórdia obtida foi de 580 ± 7 Ma (MSWD = 8,5; Figura 88B).

O cálculo da idade do intervalo de distúrbio isotópico mais antigo (pré-cristalização do leucossoma deformado) em diagrama concórdia Wetherill foi obtido a partir das medidas dos três *spots* com melhor consistência analítica. A idade-concórdia obtida foi de 605 ± 8 Ma (MSWD = 0,1; Figura 88C).

Figura 88 – Diagrama concórdia Wetherill da amostra RG-02 para todos os grãos de zircão com razão Th/U inferior a 0,2 (A). Idade-concórdia para dois intervalos destacados em '87 A' da amostra RG-02 (B e C).



No entorno imagens de catodoluminescência dos grãos analisados.

5.3 Discussão dos dados geocronológicos

As análises isotópicas U-Pb (LA-ICP-MS) foram realizadas em zircões do leucossoma deformado - Lcd e do leucossoma indeformado *in-source* - Lci(2) do granada-biotita diatexito (Figuras 82, 83, 84, 86, 87, 88). Os resultados obtidos mostram que a cristalização ígnea do leucossoma deformado se deu há cerca de 640 ± 5 Ma e a cristalização ígnea do leucossoma indeformado *in-source* se deu há cerca de 576 ± 3 Ma (Tabela 6).

A análise dos grãos com razão Th/U inferiores a 0,2 no leucossoma deformado e no leucossoma indeformado *in-source* permitiu a individualização de dois intervalos de distúrbio isotópico, designados como intervalo 1 e intervalo 2 (Tabela 5). O intervalo 1 é representado no leucossoma deformado e tem início há 638 ± 4 Ma, o que o torna sin-cristalização ígnea dessa fácies dentro dos limites de erro analítico (Tabela 5). O intervalo 2 é representado tanto no leucossoma deformado quanto no leucossoma indeformado *in-source* e trata-se de um longo período de elevadas condições de pressão e temperatura que tem início há cerca de 605 ± 8 Ma e culmina na cristalização ígnea do leucossoma indeformado *in-source* há 576 ± 3 Ma (Tabela 5).

Tabela 5 – Síntese dos resultados obtidos a partir de dados isotópicos U-Pb para leucossoma deformado (amostra RG-01) e para leucossoma indeformado *in-source* (amostra RG-02).

FÁCIES	AMOSTRA	IDADES METAMÓRFICAS		CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA
		Intervalo 1	Intervalo 2	
Leucossoma deformado - Lcd	RG-01	638 ± 4 Ma	591 ± 22 Ma	640 ± 5 Ma
Leucossoma indeformado <i>in-source</i> - Lci(2)	RG-02		605 ± 8 Ma 580 ± 7 Ma	576 ± 3 Ma

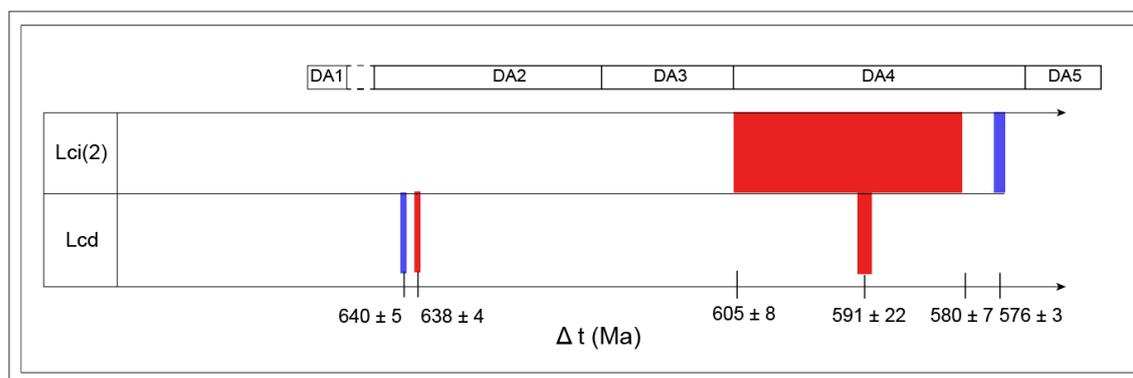
Os distúrbios isotópicos detectados foram indicados por razões Th/U iguais ou menores que 0,1 (Tabelas 6, 7). Portanto, segundo GEBAUER et al. (1997) indicam depleção de Th em relação a U, o que sinaliza abertura do sistema isotópico em

evento termo-tectônico, em geral metamorfismo de médio a alto grau, que pode ter sido acompanhado de fusão parcial. Assim, o intervalo 1 pode ser associado a fusão parcial da rocha metamórfica que deu origem ao granada-biotita diatexitó e o intervalo 2 pode ser associado a fusão parcial das fácies que deram origem ao leucossoma *in-source* no local coletado (quadrante Q1).

Assim, a idade de cristalização ígnea do leucossoma deformado é resultado da cristalização de fundido há 640 ± 5 Ma após a fusão parcial da rocha metamórfica ocorrida na etapa DA1. Em seguida, há 638 ± 4 Ma, o distúrbio isotópico registrado em zircões do leucossoma deformado é atribuído à nova fusão parcial associada a fase DA2 (Figura 89).

Em seguida, tanto o distúrbio isotópico observado nos zircões do leucossoma deformado (há 591 ± 22 Ma) quanto aqueles observados no leucossoma indeformado *in-source* (605 ± 8 Ma e 580 ± 7 Ma) são atribuídos à fusão parcial durante a fase DA4. No final dessa fase, houve condições para cristalização de zircões do leucossoma indeformado *in-source* em 576 ± 3 Ma (Figura 89).

Figura 89 – Diagrama que mostra a idade de cristalização e de fusão parcial e sua relação com as fases anatético-deformacionais.



A largura da barra corresponde a duração do intervalo de tempo associado a cada processo. A cristalização é mostrada em azul e a fusão parcial em vermelho.

6 DISCUSSÕES

O mapeamento de detalhe, a petrografia de detalhe e estudo geocronológico pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) mostraram que a evolução do granada-biotita diatexito foi policíclica e durou cerca de 64 Ma. Durante esse período, houveram dois episódios de fusão que aparentam ser do tipo *hydrate-breakdown*: primeiro episódio (Ep1) e segundo episódio (Ep2); alterações na fração de fundido (fração de *melt*), *strain*, pressão e temperatura. Essas características, somadas a probabilidade de proveniência de protólitos com diferentes fertilidades intercalados, proporcionaram condições para formação de onze fácies migmatíticas. Estas são (da mais antiga para a mais recente): *residuum* com fusão e/ou segregação incipiente (Rs0); *residuum* com pouca fusão e/ou segregação (Rs1); *residuum* com fusão e/ou segregação intermediária (Rs2); *residuum* com alta fusão e/ou segregação (Rs3); melanossoma (Ml); leucossoma deformado *in situ* (Lcd(st)); leucossoma deformado (Lcd); leucossoma indeformado *in situ* (Lci(1)); leucossoma indeformado *in-source* (Lci(2)); leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)) e neossoma (Ns).

A natureza paraderivada do protólito do granada-biotita diatexito foi inferida baseado no alto teor de alumínio, na disposição de fácies com variabilidade mineralógica não explicada apenas pelos processos de metamorfismo e fusão parcial e por variabilidade na fertilidade (i.e.; susceptibilidade a fusão).

Durante essa evolução, as alterações na fração de fundido, *strain*, assim como sobreposição de fácies, sobreposição de estruturas deformacionais e migmatíticas permitiram a individualização de cinco fases anatético-deformacionais (i.e., DA1, DA2, DA3, DA4 e DA5).

A fase DA1

A fase DA1 se inicia com a formação dos primeiros sítios de fusão no protólito metamórfico e termina em 640 ±5 Ma com estabilização de zircões

ígneos de Lcd. Entretanto, como Lcd só viria a se cristalizar mais tarde, os zircões ígneos datados são interpretados como herdados dos primeiros leucossomas formados.

Durante essa fase, tem-se a formação de Rs0 e seu estroma, alto *strain* e baixo grau de fusão (evidenciada pela estrutura migmatítica estromática em Rs0). O leucossoma associado ao estroma (preservado como Lcd(st)) se cristalizava em condições sin-deformacionais. Nesta fase houve alteração nas condições de P e T (i.e. pressão e temperatura) evidenciada pela cristalização de ortoclásio sobrecrecido de microclina.

A fase DA2

A fase DA2 se segue a DA1 e tem seu início em $638 \text{ Ma} \pm 4$ (como assinalado por distúrbio no sistema isotópico U-Pb em zircões metamórficos de leucossoma deformado (Lcd)). Essa fase foi caracterizada por alto grau de fusão, com formação de *residua* (i.e. Rs1, Rs2, Rs3 e Ml) de composição distinta a Rs0. Ao invés do fundido se cristalizar como leucossoma, com a progressão da compactação, este é drenado para zona de charneira da dobra e lá se acumula.

A fase DA3

A fase DA3 é a fase em que ocorre o rompimento de dobra local e termina por volta de $605 \pm 8 \text{ Ma}$. É marcada pela cristalização sin-deformacional de Lcd. A deformação é compressiva e capaz de imprimir bandamento composicional em Lcd.

A fase DA4

A fase DA4 se inicia com outro evento metamórfico-deformacional, cuja progressão levou a fusão parcial por volta de $605 \pm 8 \text{ Ma} - 580 \pm 7 \text{ Ma}$ (como evidenciado pelo grande distúrbio isotópico U-Pb em zircões metamórficos de Lci(2)). O fundido segregado e drenado se cristaliza como Lci(2) em condições

sin- a tardi-deformacionais por volta de 576 ± 3 Ma (como evidenciado pela cristalização de zircões ígneos em Lci(2)). Em seguida, o aumento da pressão de poro levou a diminuição da tensão efetiva e a acomodação da deformação se deu através da nucleação de *shear bands* que receberam o fundido drenado, que se cristalizou como veios de leucossoma indeformado (veio leucocrático) (Lci(3)). Durante essa fase, a deformação dúctil e/ou metamorfismo imprimiram textura granoblástica a pseudomorfos formados nas fases DA1 e DA2.

A fase DA5

A fase DA5 se inicia com a fusão de Lcd, Lci(3) e Lci(2) para formar Ns. Essa fase é pós-deformacional e a estrutura migmatítica que a marca é *patch*.

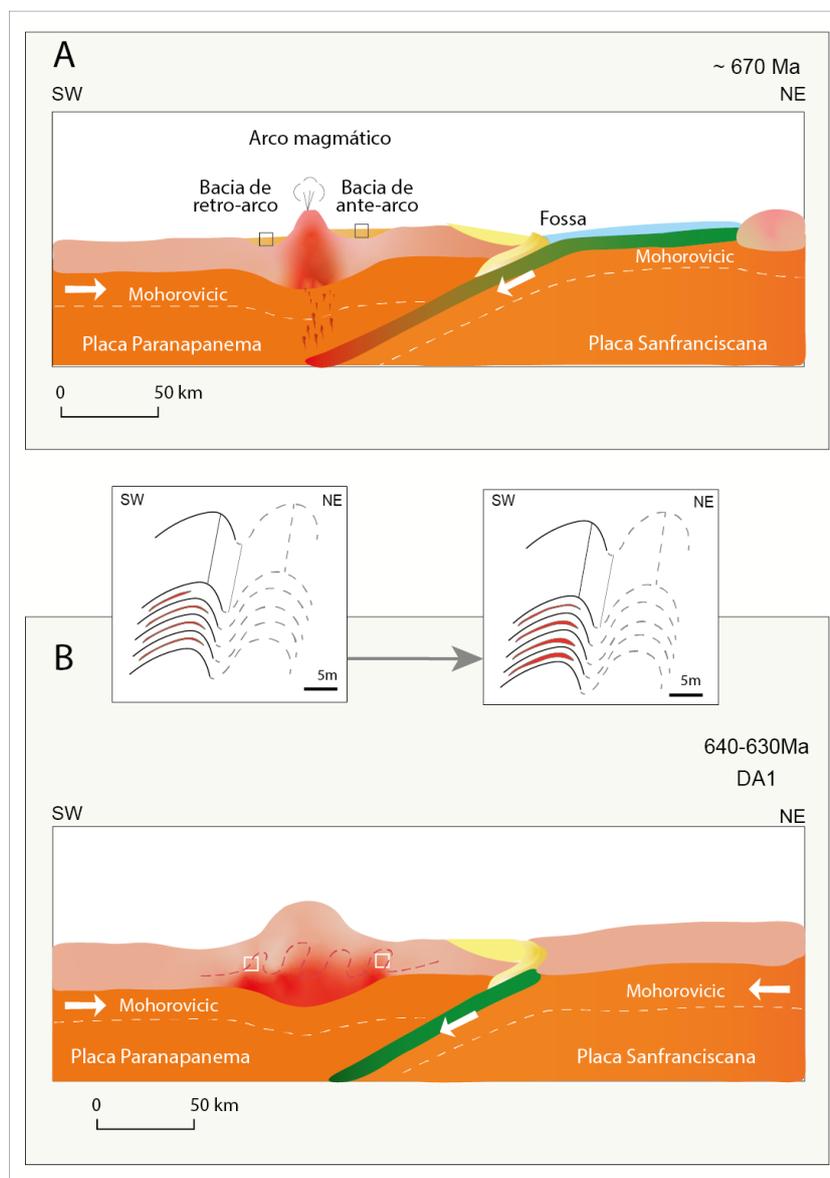
A fase DA1 e DA2 correspondem a um único episódio de fusão (Ep1) separado em dois pulsos. O primeiro corresponderia a fusão e cristalização sin-deformacional e o segundo a fusão e cristalização tardi- a pós-deformacional. Por outro lado, a fase DA4 corresponde ao segundo episódio de fusão (Ep2) com fusão e cristalização sin-deformacional e ocorreu em três pulsos. Estes dois eventos foram separados por período marcado por deformação rúptil (DA3).

Entre as fases DA1 e DA2 (entre cerca de 640 ± 5 Ma e 638 ± 4 Ma) houve substituição de condições de maior T e P (temperatura e pressão) por menor T e P. O que pode ser interpretado como ascensão crustal. E na fase DA4 houve substituição de condições de menor T e P por maior T e P, o que pode ser interpretado como subsidência.

Em termos regionais, durante as fases DA1 e DA2 o Orógeno Brasília Meridional passava por fase de margem ativa (670 e 625 Ma) (BASEI et al., 1995; EBERT et al., 1996; TÖPFNER, 1996; CAMPOS NETO & CABY, 1999; JANASI, 1999, 2002; JANASI et al., 2007; FETTER et al., 2001; NEGRI, 2002; CAMPOS NETO et al., 2011) e convergência acrescionária (635 a 625 Ma) (BASEI et al., 1995; CAMPOS NETO & CABY, 1999; JANASI, 1999; FETTER et al., 2001; MARTINS et al., 2009; CAMPOS NETO et al., 2011), metamorfismo e plutonismo (635 a 625 Ma) (Oliveira & Ruberti, 1979; VASCONCELLOS et al., 1991;

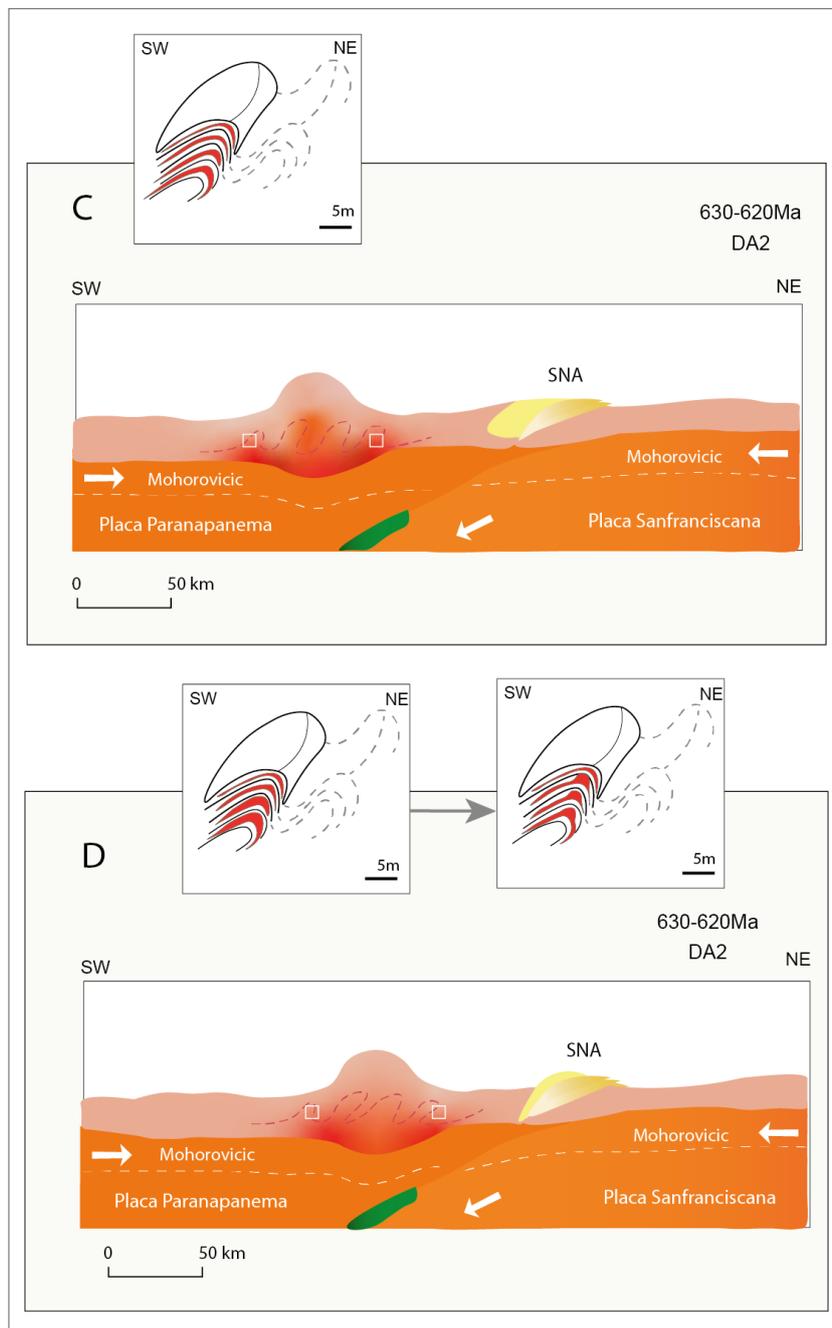
CAMPOS NETO & CABY, 2000; NEGRI & OLIVEIRA , 2005; CAMPOS NETO et al., 2004; CAMPOS NETO et a., 2001) (Figuras 90, 91). Por outro lado, DA3 poderia ter ocorrido durante o principal período de transporte 615 Ma, que levou ao encurtamento orogênico e espessamento crustal em regime de colisão continental (Figura 92) (CAMPOS NETO et al., 2004). Entretanto, como em DA4 ocorreu fusão (entre 605 ± 8 Ma – 580 ± 7) e cristalização (576 ± 3 Ma) e o Orógeno Brasília passava nessa fase por período de equilíbrio metamórfico (associado ao relaxamento térmico colisional) (615 ± 16 e 612 ± 3 Ma) (CAMPOS NETO et al., 2004) (Figura 93). Deve-se investigar se os indícios de deformação e/ou metamorfismo observados nesta fácies são atribuído a evolução do Orógeno Brasília Merional ou se são resultado da interferência com o Orógeno Ribeira embora os dados de campo mostrem que há dobras cuja orientação estaria associada ao Orógeno Brasília Merional e há dobras cuja orientação poderia estar associada ao Orógeno Ribeira (Figura 41).

Figura 90 – Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e contextos geotectônicos em que estava inserido há aproximadamente 670 Ma (A) e durante a fase DA1 (640-630Ma) (B).



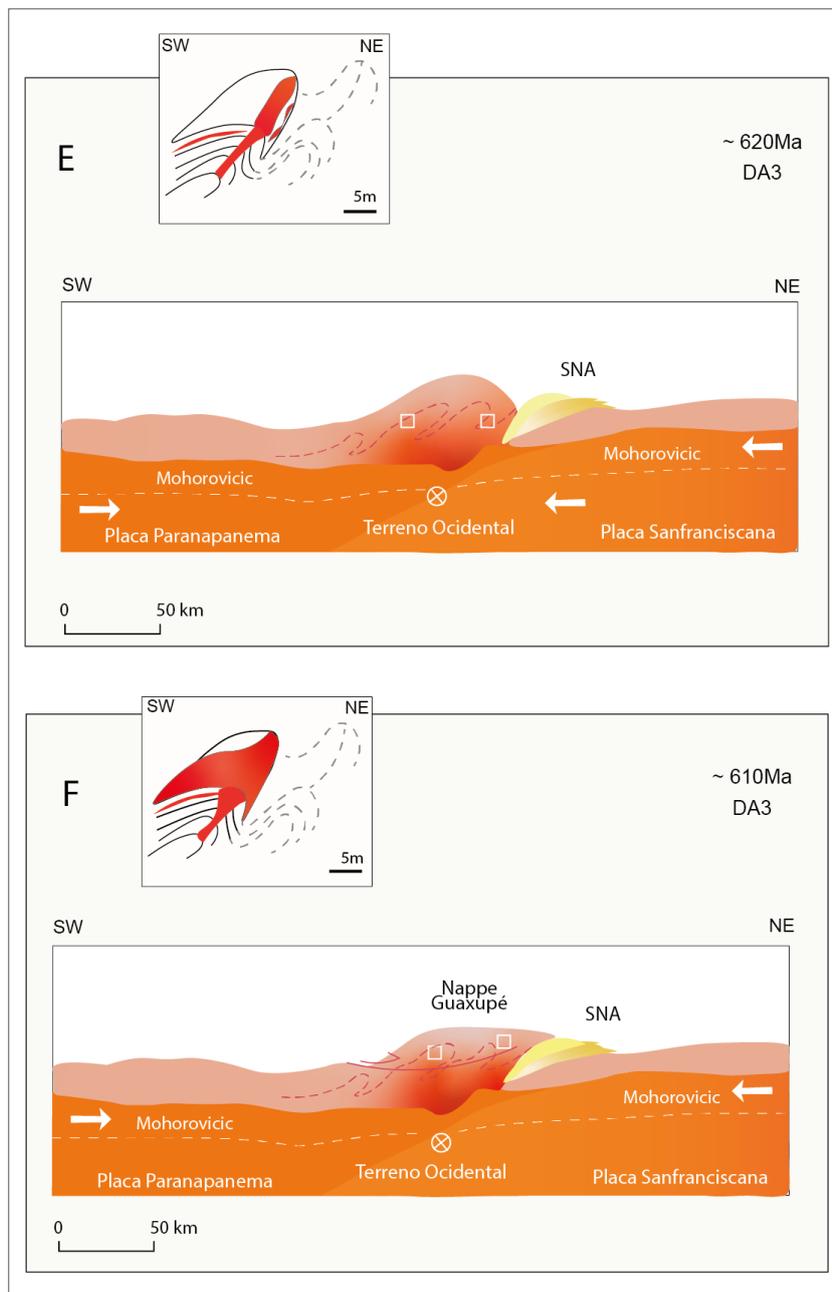
Os quadrados cinza indicam duas prováveis localizações do protólito do granada-biotita diatexito há 670Ma (A) e os quadrados brancos indicam duas prováveis localizações do granada-biotita-diatexito de 640 a 630Ma durante a fase DA1 (B).

Figura 91 – Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e o contexto geotectônico em que estava inserido há 630-620Ma durante a fase DA2 (A, B).



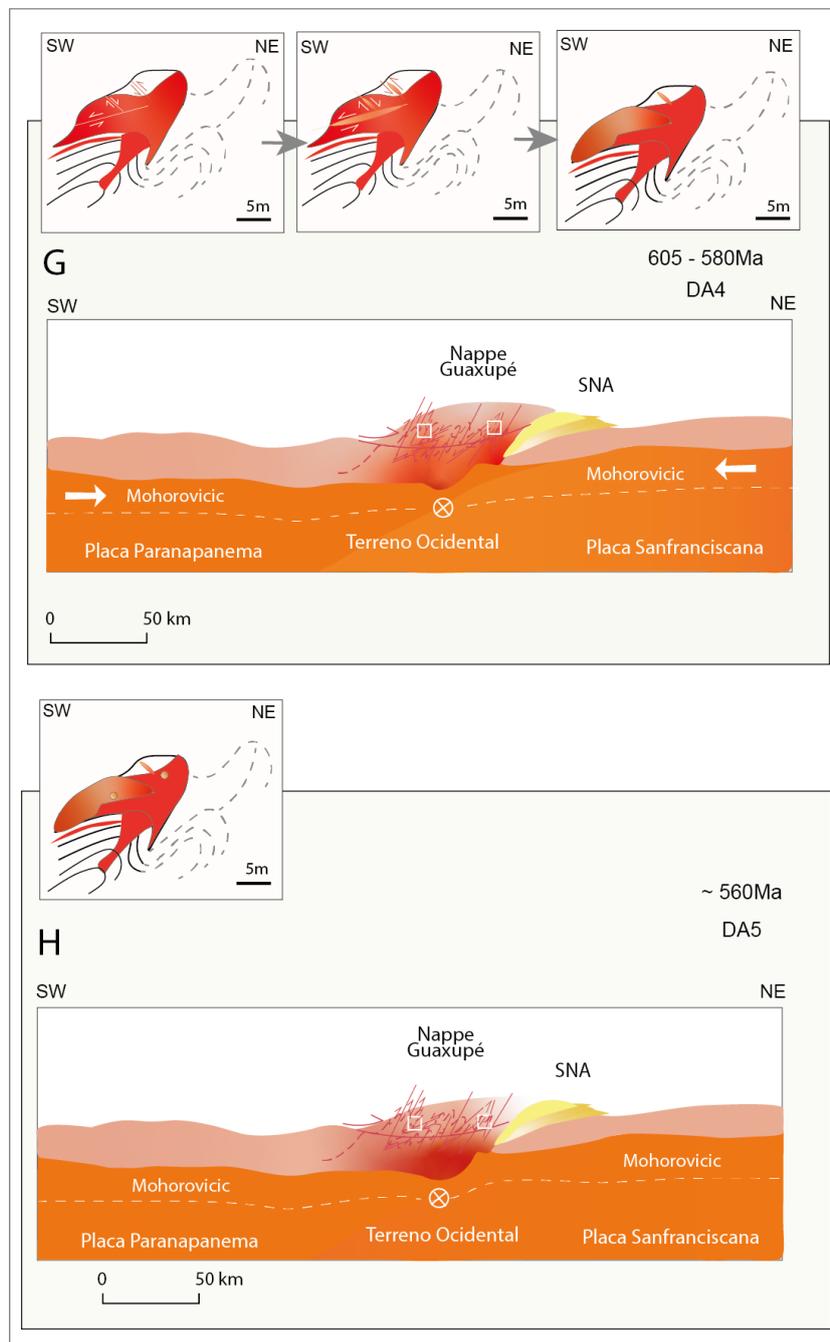
Os quadrados brancos indicam duas prováveis localizações do granada-biotita-diatexito durante a fase DA2 (630 a 620 Ma).

Figura 92 – Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatexito e contextos geotectônicos em que estava inserido há 620-610Ma durante a fase DA3.



Os quadrados brancos indicam duas prováveis localizações do granada-biotita-diatexito durante a fase DA3 (620 a 610 Ma).

Figura 93– Estágios de evolução do afloramento de granada-biotita diatextito e contextos geotectônicos em que estava inserido há 605-580Ma, durante a fase DA4 e há 560Ma, durante a fase DA5.



Os quadrados brancos indicam duas prováveis localizações do granada-biotita-diatextito durante as fases DA4 (605 a 580 Ma) (G) e DA5 (560 Ma) (H).

7 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos apontam que a obliteração do registro geológico no granada-biotita diatexito, tanto em escala de afloramento como em escala microscópica, foi parcial.

Os processos identificados (i.e., metamorfismo, fusão parcial, segregação, drenagem e cristalização) se desenrolaram em contextos distintos (i.e., P, T, *strain*) que refletem mudança no ambiente geotectônico e nível crustal compatível com a evolução de orógeno colisional desde a fase sin-colisional a pós-colisional. O que é compatível aos dados regionais já publicados obtidos a partir do estudo de diversos litotipos com diferentes idades dos orógenos Brasília Meridional e Ribeira.

Portanto, afloramentos de migmatitos poderiam ser utilizados como traçadores geotectônicos locais em áreas de longa história evolutiva e/ou alta complexidade geológica (e.g., interferência de orógenos; sobreposição de orógenos) para a identificação de processos sobrepostos e o estabelecimento de uma cronologia relativa entre os mesmos. Entretanto, para obtenção de dados faz-se necessário o mapeamento de detalhe, a microscopia de detalhe em afloramentos com elevada heterogeneidade e anisotropia. E aponta-se que, embora não sido objeto desta dissertação, o uso de técnicas *in situ* (e.g., microquímica mineral etc.) são necessárias não só para a identificação de fases minerais como para a reconstituição das condições de estabilização.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. de. 1977. **O Cráton do São Francisco**. Rev. Bras. Geoc., 7(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction: **Eart-Science Reviews**, 17:1-29.
- AZEVEDO, R. A. 2013. **Geologia da região de Campestre, sudoeste de Minas Gerais**. Trabalho Geológico de Graduação. Universidade Federal de Minas Gerais, 144p.
- AZEVEDO, R. A., TEDESCHI, M., NOVO, T., PEDROSA-SOARES, A. C. 2014. **Geologia da região de Campestre, sudoeste de Minas Gerais**. In: 47^o Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador, Bahia. Anais do 47^o Congresso Brasileiro de Geologia.
- AZEVEDO, R. A., NOVO, T. A., PEDROSA-SOARES, A. C. & CUNHA, G. M. 2015. **Evolução policíclica em metatexito do Complexo São João da Mata, região de Campestre, MG, Brasil**. In: XV SNET – Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Vitória, ES. Anais do XV Simpósio Nacional de estudos tectônicos.
- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., SATO, K., SPROESSER, W. M. 1995. **A metodologia Urânio-Chumbo na USP**. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67: 221-237.
- BEST, M. G. 2003. **Igneous and metamorphic petrology**. 2nd edition, Brigham Young University, Blackwell Science Ltd., 729p.
- BRAGA, I. F. 2002. **Análise de deformação de rochas infracrustais da região de Cristina e Itajubá – MG**. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 197p.
- BRITO NEVES, B. B., CAMPOS NETO, M. C., FUCK, R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, 22:155-166.
- BRODIE, K. H., FETTES, D., HARTE, B. & SCHMIDT, R. 2002. **Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology**. Structural terms, including fault rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommision on the Systematics of Metamorphic rocks Recommendations.
- BROWN, M. 2008. **Granites, migmatites and residual granulites: relationships and processes**. Working with migmatites, SAWYER, E. W. &

BROWN, M. (eds). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38: 97-144.

CAMPOS, M. T. R. 2012. **Mapa geológico 1:100 000 da região de Alfenas, sul de Minas Gerais**. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 91 p.

CAMPOS NETO, M. C., FIGUEIREDO, M. C. H., JANASI, V. A., BASEI, M. A. S., FRYER, B. J. 1988. **The São José do Rio Pardo mangeritic suite, Southeastern Brazil**. In: International Conference Geochemical Evolution Continental Crust, 1988, Poços de Caldas, MG. Abstracts International Conference Geochemical Evolution Continental Crust, p. 270-271.

CAMPOS NETO, M. C.; JANASI, V. A.; CABY, R. 1996. **Ocorrência de granulitos empobrecidos nas porções basais da nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé**. In: Workshop Geoquímica de Terrenos Pré-Cambrianos. Memorial Mário Figueiredo, 1996, São Paulo. Boletim IG-USP (publicação especial) – Workshop Geoquímica de Terrenos Pré-Cambrianos Memorial Mário Figueiredo, 18, p. 11-13.

CAMPOS NETO, M.C., CABY, R. 1999. Tectonic constrain on Neoproterozoic highpressure metamorphism and nappe system south of São Francisco craton, southeast Brazil. **Precambrian Research**, 97: 3-26.

CAMPOS NETO, M.C. 2000. **Orogenic systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage**. In southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31^o International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 335–365.

CAMPOS NETO M.C., CABY R. 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. **Tectonics**, 19: 669-687.

CAMPOS NETO M.C., BASEI M.A.S., VLACH S.R.F., CABY R., SZABÓ G.A.J., VASCONCELOS P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE e Brasil. Revista do Instituto de Geociências e USP. **Geologia USP Série Científica** 4 (1):13-40.

CAMPOS NETO, M.C., JANASI, V.A., BASEI, M.A.S., SIGA JR, O. 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências** 37 (4-suplemento), p 47-60.

CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M., JANASI, V.A., MORAES, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. **Journal of South American Earth Sciences**, p.1-14.

CHEMALE F., KAWASHITA K., DUSSIN I.A., ÁVILA J.N., JUSTINO D., BERTOTTI A. 2012. **U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84: 275-295.

CORDANI, U. G., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F. M. B. 1984. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. *Ciência, Técnica, Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, 15: 1-70.

DARDENNE, M. A. 2000. **The Brasília Fold Belt**. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., TOMAS FILHO, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ-FILHO, A., CAMPOS, D. A. (eds.), p. 231-263.

DAVIDSON, C., SCHMID, S. M., HOLLISTER, L.S. 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. **Terra Nova**, 6:133-142.

DEER, A. W., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1965. **Minerais constituintes das rochas – uma introdução**. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 559 p.

DEINER, J. F. & FAGERENG, A. 2014. The influence of melt and melt drainage on crustal rheology during orogenesis. **J. Geophys Res. Solid Earth**, 119.

DEL LAMA, E.A., ZANARDO, A., OLIVEIRA, M.A.F., MORALES, N. 2000. Exhumation of high pressure granulites of the Guaxupé complex, southeastern Brazil. **Geological Journal**, 35: 231-249.

EBERT, H.D., CHEMALE, F., BABINSKI, M., ARTUR, A.C., VAN SCHMUS, W.R. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. **Tectonics**, 15: 668-699.

FERNANDES, J. F., IYER, S. S., IMAKUMA, K., CHOUHURI, A. 1987. Geochemical studies in the Proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé Massif, Minas Gerais, Brazil. A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. **Precambrian Research**, 36: 65-79.

FETTER, A.H., HACKSPACKER, P.C., EBERT, H.D., DANTAS, E.L., COSTA, A. C. D. 2001. **New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, Southeastern Brazil**. In: *South American Symposium on Isotope Geology 3*, Santiago: Sociedad Geológica de Chile. CD-ROM.

FREITAS, F.C. 2000. **Geotermobarometria e evolução metamórfica das rochas graníticas da região de Socorro-SP**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 175 p.

FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., SILVA, L.J.H.D. 1994. **Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins**. In: 38° Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú. Balneário Camboriú, p. 215-216.

GARCIA, M. G. M. & CAMPOS NETO M.C. 2003. Contrasting metamorphic conditions in the Neoproterozoic collision-related nappes, South of São Francisco Craton, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 15(8):853-870.

GEBAUER, D., SCHERTL, H.P., BRIX, M., SCHREYER W. 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps, **Lithos** 41, 5-24.

GUERNINA, S. & SAWYER, E. W. 2003. Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec. **J. Met. Geol.** 21, 181-201.

HADDAD, R. C., JANASI, V. A., ULBRICH, H. H. G. J. 1997. Caracterização geoquímica preliminar dos granitóides aflorantes nas vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). **Revista Brasileira de Geociências**, 27 (1).

HOLNESS, M. B. 2008. **Decoding migmatite microstructures**. Working with migmatites, SAWYER, E. W. & BROWN, M. (eds). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38: 57-76.

IBGE, 1970, SF – 23 – V – D – IV – 2, **Carta Campestre (MG)**, Carta do Brasil, escala 1: 50 000.

JANASI, V. A., ULBRICH, H. H. G. J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam 51: 351-374.

JANASI, V.A., VLACH, S.R.F., ULBRICH, H.G.J. 1993. **Enriched mantle contribution to the Itu Granitoid Belt, southeastern Brazil: evidences from K-rich diorites and syenites**. An. Acad. Bras. Ci., 65 (supl. 1): 107-118, SBG, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

JANASI, V. A. 1997a. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, Southeastern Brazil: some geochemical constraints. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 139-150.

JANASI, V. A. 1997b. **Neoproterozoic mangerite-granite magmatism in southeastern Brazil: the São Pedro de Caldas massif**. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso), v. 69, n. 3, p. 367-394.

JANASI, V. A.; HADDAD, R. C.; VLACH, S. R. F. 1997. **Comments on the Sm-Nd systematics of the calc-alkaline granitoids from the Pinhal-Ipuiúna batholith (São Paulo and Minas Gerais, Brazil)**. In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, SP. Expanded Abstracts, p. 147-150.

JANASI, V.A. 1999. **A idade dos granitos Nazaré Paulista e Pinhal, e implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro–Guaxupé (SP-MG)**. VI Simpósio de Geologia do Sudeste. Boletim de Resumos, São Pedro, SP, p.7-7.

JANASI, V. A. ; LEITE, R. J. ; VAN SCHMUS, W.R. 2001 . U-Pb ages and chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes batholith (W of Sao Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, 14: 363-376.

JANASI, V.A. 2002. Elemental and Sr–Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite–charnockite–granite series. **Precambrian Research**, 119:301–327.

JANASI, V. A.; MONTANHEIRO, T. J. ; FREITAS, V. A. ; REIS, P. M. ; NEGRI , F. A. ; DANTAS, F. A. 2007.. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 37:. 745-759.

JANASI, V. A.; VLACH, S. R. F. ; CAMPOS NETO, M. C. ; ULBRICH, H. H. G. J. 2009. Associated A-Type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: Petrological and tectonic significance. **Canadian Mineralogist**, 47: 1505-1526.

KLÖTZLI, U; KLÖTZLI, E.; GÜNES, Z. KOŠLER, J. 2009. Accuracy of laser ablation U-Pb zircon dating: Results from a test using five different reference zircons. **Geostand. Geoanalytical Res.** 33, 5-15.

LEONARDOS JR., O. H. & FYFE, W.S. 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: the African connection. **Revista Brasileira de Geociências**, 4: 247-252.

LUDWIG, K.R. 2009. Isoplot 4.1. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Cent. Sec. Publi. 4, 79.

MANTOVANI, M. S. M. & BRITO-NEVES, B. B. 2005. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic blocks: its importance of the Rhodinia to Gondwana evolutionary theories. **Gondwana Research**, 8(3): 303-315.

MANTOVANI, M.S.M., QUINTAS, M.C.L., SHUKOWSKY, W., BRITO NEVES, B.B., 2005. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. **Episodes** 28, 18 e 22.

MARTINS, L., VLACH, S.R.F., JANASI, V.A. 2009. Reaction microtextures of monazite: correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil. **Chemical Geology**, 261:271-285.

MARCHILDON, N. & BROWN, M. 2003. Spatial distribution of *melt*-bearing structures in anatexitic rocks from Southern Brittany, France: implications for *melt* transfer at grain to orogen-scale. **Tectonophysics** 364, 215 -235.

NEGRI F.A. 2002. **Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP. Rio Claro**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 404p.

NEGRI F.A. & OLIVEIRA M.A. 2005. Geoquímica e Geotermimetria dos Granulitos Máficos Associados às Rochas Supracrustais da Extremidade Meridional do Domínio Socorro, Região de São Francisco Xavier, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, 35(4): 591-602.

OLIVEIRA, M.A.F. & RUBERTI, E., 1979. Granada-cordierita gnaiss do Complexo Granulítico-Migmatítico de São José do Rio Pardo, Caconde, SP: indicações sobre pressão e temperatura de formação. **Boletim Mineralógico** 6: 15-29.

OLIVER, N. H. S. & BARR, T. D. 1997. The geometry and evolution of magma pathways through migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia. **Mineral. Mag.** 61, 3-14.

PASSCHIER, C. W. & TROUW R. A. J. 2005. **Microtectonics**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 371p.

PETERNEL R., TROUW R.A.J., SCHMITT R. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 35 (3): 297-310.

RUBATTO, D., WILLIAMS, I. S. & BUICK, I. S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia. **Contrib. Mineral**, 140, 458-468.

RUTTER, E. H. & MECKLENBURG, J. 2006. **The extraction of melt from crustal protoliths and the flow behavior of partially molten crustal rocks**: an experimental perspective. Evolution and differentiation of continental crust (M. BROWN & Rushmer, eds). Cambridge University Press, p. 384-429.

SANTORO, E. 1998. **Evolução geológica do Pré-Cambriano da região do Santo Antônio do Pinhal, SP**: Importância tectônica das zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 153p.

SAWYER, E. W. 2001. Melt segregation in continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. **J. Metamorphic Geology** 19, 291 – 309.

SAWYER, E. W. 2008a. **Working with migmatites**: nomenclature for the constituent parts. Working with migmatites, SAWYER, E. W. & BROWN, M. (eds). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38:1-28.

SAWYER, E. W. 2008b. **Identifying the parts of migmatites in the field**. Working with migmatites, SAWYER, E. W. & BROWN, M. (eds). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38: 29-36.

SAWYER, E. S. 2008c. **Atlas of migmatites**. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, 371 p.

SLÁMA, J., KOSLER, J., CONDON, D.J., CROWLEY, J.L., GERDES, A., HANCHAR, J.M., HORSTWOOD, M.S.A., MORRIS, G.A., NASDALA, L., NORBERG, N., SCHALTEGGER, U., SCHOENE, B., TUBRETT, M.N.; WHITEHOUSE, M.J. 2008. Plesovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic micro-analysis. **Chemical Geology**, 249, 1–35.

SOLAR, G. S. 2008. **The interplay between tectonics/structure and migmatite morphology in the field**. Working with migmatites, SAWYER, E. W. & BROWN, M. (eds). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 38: 145-158.

SOUZA, D. C.; PEREIRA, F. A. A.; AZEVEDO, R. A.; NOVO, T. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. **Lineamentos associados a Faixa Ribeira e sua correlação com a distribuição das unidades geológicas na Folha Extrema, MG**. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador, Bahia. Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014.

TEDESCHI, M. F.; NOVO, T. A.; AZEVEDO, R. A.; SALIM, L. F. & DEGLER, R.; VIEIRA, P. L. N. C. R. 2015a. **Folha Caldas (SF.23-V-D-IV)**, 1: 100 000, CODEMIG.

TEDESCHI, M. F.; NOVO, T. A. ; AZEVEDO, R. A.; SALIM, L. F. & DEGLER, R.; VIEIRA, P. L. N. C. R. 2015b . **Folha Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI)**, 1: 100 000, CODEMIG.

TEDESCHI, M. F.; NOVO, T. A.; VIEIRA, P. L. N. C. R. 2015c. **Relatório das folhas Caldas (SF.23-V-C-IV) e Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI)**, 1: 100 000, CODEMIG.

TEDESCHI, M.; NOVO, T.; PEDROSA-SOARES, A. C.; AZEVEDO, R. A.; Salim, L. F.; VIERA, P. L. N. C.; EVARISTO, A. 2014. **Mapeamento geológico 1:100.000 das Folha Caldas (SF.23-V-C-IV) e Poços de Caldas (SF.23-V-C-VI)**, sudoeste de Minas Gerais. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador, Bahia. Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia.

TÖPFNER, C. 1996. **Brasiliano-granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais**, Brasilieneiene Vergleichende studie. Münchner Geol. Hefte, A17.

TROUW, R.A.J., PACIULLO, F.V.P., RIBEIRO, A., 1994. **A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 1994, pp. 234 e 235. Anais..., 3.

TROUW, R.A.J., PACIULLO, F.V.P., RIBEIRO, A. 1998. Tectonic significance of Neoproterozoic high pressure granulites in southern Minas Gerais. In: International Conference on Basement **Tectonics**, 14. 1998. Ouro Preto. Abstracts: Universidade de Ouro Preto, p. 69-71.

TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R.R. 2000. **The central segment of Ribeira belt**. In: CORDANI, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., CAMPOS, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 287-310.

TROUW R.A.J., PETERNEL R., MEDEIROS F.F.F., TROUW C.C., RODRIGUES L.H.O. 2003. **The Neoproterozoic Caxambu shear zone, MG**. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9: 124-127.

TROUW R.A.J., PETERNEL R.M.N., CASTRO E.M.O., TROUW C.C., MATOS G.C. 2006. **Geologia e Recursos Minerais das Folhas Varginha e Itajubá (MG)**, escala 1:100.000. Parceria UFRJ-Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Proposta UFRJ/01-2005.

TROUW, R.A.J., PETERNEL, R.M.N., CASTRO, E.M.O., TROUW, C.C., MATOS, G.C. 2008. **Nota explicativa integrada das Folhas Varginha e Itajubá - SF.23-V-D-VI**, escala 1:100.000. - Minas Gerais: CPRM.

TROUW, R.A., PETERNEL R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., PACIULLO, DUFFLES P., TROUW C.C., FONTAINHA M., KUSSAMA H.H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the Southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 48: 43-57.

VALERIANO, C.M., SIMÕES, L.S.A., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. 2000. Tectonic discontinuities in the southern Brasília belt (SE Brazil): implications to

fold-thrust evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, 30:(1):195-199.

VALERIANO, C. M., DARDENNE, M. A., FONSECA, M. A., SIMÕES, L. S. A., SEER, H. 2004. **A evolução tectônica da Faixa Brasília**. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Coords.), Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p.575-593.

VAN ACHTERBERGH, E., RYAN, C.G., JACKSON, S.E. & GRIFFIN, W.L. 2001. **Data reduction software for LA-ICP-MS**: appendix. In Sylvester, P.J. (ed.). Laser Ablation – ICP – Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Ottawa, Ontario, Canada, 29, 239-243.

VASCONCELLOS, A.C.B., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. 1991. The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil. In: Tulsku P., Laajaki K. (eds.) Metamorphism, deformation and structure of the crust. Oulu, The University of Oulu, **Revista Terras**, 5: 86.

VLACH, S. R., JANASI, V. A., VASCONCELLOS, A.C.B. 1990. **The Itu belt**: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais. Natal, SBG. VA, p.1700-1711.

VLACH, S. R. & GUALDA, G.A.R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 30:214-218.

WHITE, R. W. 2008. **Insights gained from the petrological modeling of migmatites**: particular reference to mineral assemblages and common replacement textures. Working of migmatites. SAWYER, E. W. & BROWN, M. (eds). Mineralogical Association of Canada. Short Course Series, 38: 97-131.

WHITNEY, D. L. & EVANS, E. B. 2010. Abbreviations for names of rocks-forming minerals. **American Mineralogist**, 95: 185-187.

ZALESKI, E., VAN BREEMEN, O., PETERSON, V. L. 1999. Geological evolution of the Manitowadge greestone belt and Wawa-Quetico subprovince boundary, Superior Province, Ontario, constrained by U-Pb zircon dates of supracrustal and plutonic rocks. **Can. J. Earth Sci.** 36, 945-966.

GLOSSÁRIO

Diatexito (*diatexite*): Migmatito em que o neossoma é dominante e o fundido (*melt*) é prevarsivamente distribuído em toda a parte. As estruturas anteriores à fusão parcial são ausentes no neossoma e são substituídas por estruturas sin-anatéticas (SAWYER, 2008a).

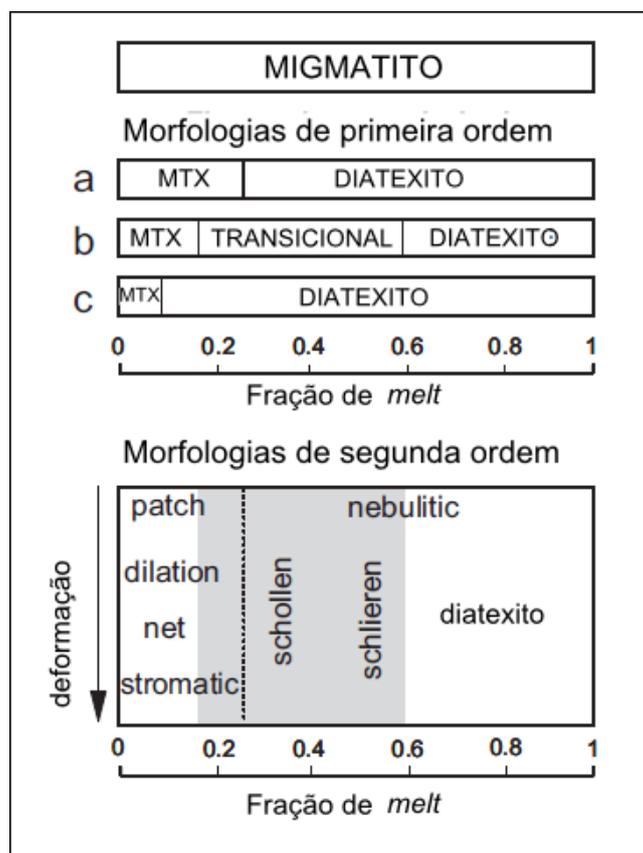
Drenagem: Movimentação da fração fundida para sítios de cristalização cuja distância pode variar de acordo com a taxa de resfriamento, a taxa de deformação e a fração de fundido (SAWYER, 2008a, 2008b; BROWN, 2008).

Estroma: Camadas finas e paralelas de neossoma. Na maior parte das vezes são compostas de leucossoma. Entretanto, podem também ser formados por camadas de material residual, melanossoma ou mesmo neossoma não segregado. Vide verbete *estromática* (SAWYER, 2008a).

Estromática (*stromatic*): Estrutura migmatítica (ou morfologia de segunda ordem) comum em metatexitos e que representa baixa fração de fundido (fração de *melt*) e alta taxa de deformação (vide figura no verbete *estruturas migmatíticas*). É caracterizada por camadas finas e paralelas de neossoma lateralmente contínuas chamadas de *estroma*. Os estromas mais comuns são formados por leucossoma. Entretanto, podem também ser formados por camadas de material residual, melanossoma ou mesmo neossoma não segregado (SAWYER, 2008a).

Estruturas migmatíticas: Termo normalmente adotado no Brasil para o que mais tarde foi definido como *Second-order morphology* ou Morfologia de segunda ordem por SAWYER (2008a). Os exemplos mais comuns são: *estromática*, *schollen*, *schlieren*, em rede, *pacth*, nebulítica e etc.

Morfologia de primeira e segunda ordem para migmatitos.



Três posições para a transição de metatexito (MTX) para diatexito são mostradas. Em (a) e (b) para rochas parcialmente fundidas que apresentam cristais suspensos em fundido e (c) para rochas parcialmente fundidas cujo fundido anatético ocorre como filmes na maioria da borda dos cristais. Para rochas constituídas por esferas uniformes rígidas (a), a transição ocorre a uma fração de fundido por volta de 0,26. Para rochas que contém partículas de diversos tamanhos e formatos (b), a transição se dá por volta de 0,16 e 0,6. Entretanto, se ocorre movimento por processos como *grain boundary sliding* ou *solution-precipitation*, pode ocorrer em frações de fundido tão baixas quanto 0,08 (c). A morfologia de segunda ordem para metatexitos e diatexitos é mostrada com relação à fração de fundido (que cresce da esquerda para direita) com a transição definida por modelo (a) mostrada como linha tracejada e o domínio transicional por modelo (b), mostrado por uma faixa cinza (SAWYER, 2008a).

Em rede (*net structure*): Corresponde a estrutura migmatítica (ou *morfologia de segunda ordem*) formada quando leucossomas (ou neossomas) ocorrem em duas ou mais direções criando um padrão similar a uma rede (SAWYER, 2008a).

Fases peritéticas: Produtos sólidos da reação de fusão parcial (SAWYER, 2008c; BROWN, 2008).

Fundido: Tradução do termo *melt* para o português do Brasil.

Leucossoma: Parte clara do migmatito formada por cristalização do fundido (*melt*) formado por fusão parcial. A composição do leucossoma pode não ser a mesma do magma anatético caso ocorra cristalização fracionada. Existem três tipos de leucossoma: leucossoma *in situ* (*leucossome in situ*); leucossoma *in-source* (*leucossome in source*) ou leucossoma veio leucocrático (*leucocratic vein*) (SAWYER, 2008a).

Leucossoma *in situ* (*leucossome in situ*): Produto da cristalização do magma anatético, ou parte dele, que foi segregado do *residuum* mas, cristalizou no local onde foi formado (SAWYER, 2008a).

Leucossoma *in-source* (*leucossome in-source*): Produto da cristalização do magma anatético, ou parte dele, que migrou para fora do local onde foi formado mas, permaneceu confinado a camada fonte (SAWYER, 2008a).

Leucossoma veio leucocrático (*leucocratic vein*): Produto da cristalização do magma anatético, ou parte dele, que migrou para fora da região (ou camada) submetida à anatexia e intruiu outra parte do migmatito, perto ou longe (SAWYER, 2008a).

Mangeritos: Hiperstênio monzonitos.

Melanossoma: Parte melanocrática do neossoma rica em minerais escuros (e.g., biotita; granada; cordierita; ortopiroxênio; hornblenda e clinopiroxênio) formada pela extração de fundido (SAWYER, 2008a).

Metatexito (*metatexite*): Migmatito heterogêneo em escala de afloramento e cujas estruturas pré-anatéticas foram preservadas (SAWYER, 2008a).

Migmatito (*migmatite*): Rochas encontradas em áreas metamórficas de médio a alto grau. São heterogêneos em escala microscópica a macroscópica e constituídos de duas ou mais partes (i.e., fácies) petrograficamente distintas. Essas fácies são petrogeneticamente relacionadas entre si e ao seu protólito (i.e., rocha metamórfica submetida à anatexia) por fusão parcial ou segregação do fundido (*melt*) da fração sólida (SAWYER, 2008a).

Morfologia de primeira ordem: Corresponde a *First-order morphologies* apresentada por SAWYER (2008) e que separa os migmatitos em metatexitos e diatexitos. Vide verbetes *estruturas migmatíticas*, *metatexito* e *diatexito*.

Morfologia de segunda ordem: Corresponde a *Second-order morphologies* apresentada por SAWYER (2008a). Os exemplos mais comuns são: estromática, *schollen*, *schieren*, em rede, *pacth*, nebulítica e etc. Vide verbete *estruturas migmatíticas*.

Neossoma: Parte do migmatito formada através de fusão parcial. Pode ou não ser submetido à segregação (SAWYER, 2008a).

Paleossoma: porção do migmatito que não sofreu fusão parcial e que preserva estruturas pré-anatéticas (SAWYER, 2008a).

Pseudomorfo: Mineral que assumiu o formato de um poro anteriormente preenchido por fundido (HOLNESS, 2008).

Rafts: Rampas de rochas que não sofreram fusão parcial ou de rochas menos férteis a fusão parcial preservadas na porção fundida na estrutura *schollen* (SAWYER, 2008a).

Representantes da reação incompleta de fusão: Fases minerais reagentes não completamente consumidas na reação de fusão parcial.

Residuum: Parte do neossoma formada pela fração sólida deixada para trás após extração total ou parcial de fundido. Trata-se de um termo genérico que não remete a cor ou a composição mineralógica específica já que ambos dependem da rocha submetida à fusão. O *residuum* pode preservar estruturas pré-anatéticas (e.g., foliação) embora a sua atitude não corresponda necessariamente aquela da etapa metamórfica (SAWYER, 2008a, b, c).

Residua: Plural de *residuum* (SAWYER, 2008 a, b).

Schlieren: Estrutura migmatítica (ou morfologia de segunda ordem) em que há uma fina camada orientada rica em minerais máficos (<10cm). É composta por minerais alongados, frequentemente biotita, embora a presença de plagioclásio, sillimanita, ortopiroxênio ou anfibólio também seja relatada. A análise da microestrutura dessas finas camadas mostra arranjo imbricado das biotitas, o que é interpretado como resultado de choques e agregação de minerais que se movimentavam livremente no magma. O singular de *schlieren* é *schliere*. (SAWYER, 2008 a, b).

Scholle (scholle): Rampas observadas na estrutura *schollen*.

Schollen (schollen): Estrutura migmatítica em que se observam rampas ou *rafts* na porção fundida. Esses pedaços podem ser de rochas que não sofreram fusão parcial ou de rochas menos férteis a fusão. Nesse último caso, eventualmente observa-se estrutura migmatítica típica de baixa fração de fundido (e.g., estromática) (SAWYER, 2008a).

Segregação: Separação da fração sólida da fundida (SAWYER, 2008a).

Selvedge: Borda de rocha de diferente cor, mineralogia, composição ou microestrutura que pode separar duas partes diferentes de migmatito. Não é formada por material residual e pode ser leucocrático, mesocrático ou melanocrático (SAWYER, 2008a).

APÊNDICE A – Levantamento cartográfico

Tabela A: Posição (x, y) dos marcos em relação ao marco zero (M0) e altitude correspondente a cada marco.

A coordenada UTM de M0 é 7603985N e 382576E (origem das coordenadas Equador e Meridiano 45°W, Greenwich, acrescidas das constantes 10 000 km e 500 km, respectivamente; Datum vertical: marégrafo Inbituba, SC e Datum horizontal: WGS84). Z_0 corresponde à altitude M0 e os parâmetros Z_n , **a** e **b** correspondem as variáveis utilizadas no cálculo da altitude de cada marco em relação à altitude de M0.

Marco	x (m)	y (m)	z_0 (m)	z_n (m)	a	b	Altitude (m)
M0	0	0	922	0	–	–	922
M1	0	5	922	1,73	1,7	0,03	921,97
M2	0	10	922	1,8	1,7	0,1	921,9
M3	0	15	922	2,25	1,7	0,55	921,45
M4	5	0	922	1,63	1,7	0,07	921,93
M5	5	5	922	2,05	1,7	0,35	921,65
M6	5	10	922	2,3	1,7	0,6	921,4
M7	5	15	922	2,37	1,7	0,67	921,33
M8	5	20	922	2,7	1,7	1	921
M9	10	5	922	2,13	1,7	0,43	921,57
M10	10	10	922	2,37	1,7	0,67	921,33
M11	10	15	922	2,72	1,7	1,02	920,98
M12	10	20	922	1,7	1,7	0	920,3
M13	15	5	922	2,05	1,7	0,35	921,65
M14	15	10	922	2,25	1,7	0,55	921,45
M15	15	15	922	2,8	1,7	1,1	919,2
M16	20	0	922	2,5	1,7	0,8	921,2
M17	20	5	922	2,3	1,7	0,6	921,4
M18	20	10	922	2,62	1,7	0,92	919,38
M19	20	15	922	3,1	1,7	1,4	918,9
M20	25	0	922	2,6	1,7	0,9	921,1
M21	25	5	922	2,7	1,7	1	921
M22	25	10	922	2,66	1,7	0,96	919,34
M23	30	0	922	2,95	1,7	1,25	920,75
M24	30	5	922	3,1	1,7	1,4	920,6
M25	30	10	922	3,15	1,7	1,45	918,85

Tabela B: Posição dos quadrantes (Q) em relação ao marco zero (M0) e total de área exposta pelos quadrantes.

Quadrante	x (m)	y (m)	Área (m ²)
Q1	0 a 5	0 a 5	25
Q2	0 a 5	5 a 10	25
Q3	0 a 5	10 a 15	25
Q4	5 a 10	5 a 10	25
Q5	5 a 10	10 a 15	25
Q6	5 a 10	15 a 20	25
Q7	10 a 15	5 a 10	25
Q8	10 a 15	10 a 15	25
Q9	15 a 20	5 a 10	25
Q10	15 a 20	10 a 15	25
Q11	20 a 25	0 a 5	25
Q12	20 a 25	5 a 10	25
Q13	25 a 30	0 a 5	25
Q14	25 a 30	5 a 10	25
Total de área exposta (m ²)			350

Tabela C: Posição das áreas fracionadas (F) em relação ao marco zero (M0) e total da área exposta pelas áreas fracionadas.

Área fracionada	x	y	Área exposta (m ²)	Porcentagem de área exposta (%) em relação a um quadrante de 25 m ²
F1	-5 a 0	0 a 5	5	20
F2	-5 a 0	5 a 10	3	12
F3	-5 a 0	10 a 15	7,5	30
F4	-5 a 0	15 a 20	4	16
F5	0 a 5	15 a 20	17	68
F6	5 a 10	0 a 5	8	32
F7	10 a 15	0 a 5	9	36
F8	10 a 15	15 a 20	7	28
F9	15 a 20	-5 a 0	6	24
F10	15 a 20	0 a 5	22	88
F11	20 a 25	-5 a 0	10	40
F12	20 a 25	10 a 15	22	88
F13	25 a 30	-5 a 0	10	40
F14	25 a 30	10 a 15	7	28
F15	30 a 35	0 a 5	15	60
F16	30 a 35	5 a 10	18	72
F17	30 a 35	10 a 15	3	12
Total de área exposta (m ²)			175,5	–

Tabela D: Porcentagem de exposição de cada fácies.

Fácies	Porcentagem relativa de exposição
Ns	<1%
Lci(3)	20%
Lci(2)	3%
Lci(1)	<1%
Lcd	60%
Lcd(st)	1%
MI	1%
Rs3	2%
Rs2	5%
Rs1	8%
Rs0	1%
Total	100%

APÊNDICE B – Dados geocronológicos

Tabela 6 – Dados analíticos dos zircões do leucossoma deformado (amostra RG-01)

Em negrito os dados não utilizados para obtenção da idade e em itálico dados utilizados para obtenção de idades metamórficas.

SPOT	Pb206*	Pb207*	Th/U	RAZÕES ISOTÓPICAS							IDADES						
				207/206*	± (%)	206/238*	± (%)	207/235*	± (%)	RHO	207/206	± (%)	206/238	±	207/235	±	Conc
1	162952	10262	0,6178	0,0629762	0,00069	0,1058747	0,00086	0,919326	0,008	0,882685	707,4	23,7	648,75	5,02	662,00	4,5	97,9
2	37926	2375	0,2544	0,0608900	0,00116	0,1052000	0,00097	0,883208	0,015	0,525736	635,4	40,4	644,81	5,68	642,71	8,35	100,3
3	<i>88246</i>	<i>5571</i>	<i>0,0180</i>	<i>0,0613800</i>	<i>0,00079</i>	<i>0,1082700</i>	<i>0,0009</i>	<i>0,916297</i>	<i>0,010</i>	<i>0,746742</i>	<i>652,6</i>	<i>27,3</i>	<i>662,69</i>	<i>5,23</i>	<i>660,40</i>	<i>5,41</i>	<i>100,3</i>
4	47936	3020	0,3805	0,0612600	0,00091	0,1044300	0,0009	0,882071	0,012	0,649733	648,4	31,5	640,32	5,24	642,10	6,32	99,7
5	13043	831	0,2936	0,0620000	0,00258	0,1033700	0,00145	0,883665	0,035	0,351344	674,1	86,6	634,13	8,49	642,96	19,02	98,6
6	162577	10552	0,0130	0,0649039	0,0008	0,1037615	0,00087	0,928557	0,010	0,780901	771,2	26,4	636,42	5,06	666,87	5,28	95,2
7	<i>105979</i>	<i>6671</i>	<i>0,0266</i>	<i>0,0612400</i>	<i>0,00079</i>	<i>0,1037800</i>	<i>0,00086</i>	<i>0,876295</i>	<i>0,010</i>	<i>0,742499</i>	<i>647,7</i>	<i>27,3</i>	<i>636,52</i>	<i>5,04</i>	<i>638,98</i>	<i>5,29</i>	<i>99,6</i>
8	28729	1761	0,1833	0,0596700	0,00149	0,0946900	0,00098	0,779043	0,018	0,440829	591,6	53,2	583,21	5,78	584,94	10,44	99,7
9	115309	8224	0,0300	0,0713197	0,00103	0,0974223	0,00087	0,958008	0,013	0,676301	966,6	28,5	599,28	5,09	682,26	6,39	86,2
10	<i>28975</i>	<i>1851</i>	<i>0,0518</i>	<i>0,0622000</i>	<i>0,00091</i>	<i>0,1069300</i>	<i>0,00091</i>	<i>0,917046</i>	<i>0,012</i>	<i>0,646585</i>	<i>681,0</i>	<i>31,1</i>	<i>654,89</i>	<i>5,32</i>	<i>660,80</i>	<i>6,4</i>	<i>99,1</i>
11	31674	1864	0,1960	0,0588511	0,00093	0,0965431	0,00086	0,783389	0,012	0,605237	561,6	32,7	594,12	5,06	587,41	6,38	101,1
12	<i>62465</i>	<i>3843</i>	<i>0,0358</i>	<i>0,0599100</i>	<i>0,00111</i>	<i>0,0929700</i>	<i>0,00086</i>	<i>0,767969</i>	<i>0,013</i>	<i>0,542285</i>	<i>600,3</i>	<i>39,6</i>	<i>573,08</i>	<i>5,05</i>	<i>578,60</i>	<i>7,52</i>	<i>99,0</i>
13	55026	3458	0,2501	0,0612000	0,00086	0,1056700	0,0009	0,891671	0,011	0,687279	646,3	29,8	647,55	5,22	647,27	5,93	100,0
14	<i>113722</i>	<i>7151</i>	<i>0,0287</i>	<i>0,0628811</i>	<i>0,00073</i>	<i>0,1024167</i>	<i>0,00084</i>	<i>0,887957</i>	<i>0,009</i>	<i>0,824783</i>	<i>704,2</i>	<i>25,4</i>	<i>628,56</i>	<i>4,92</i>	<i>645,27</i>	<i>4,8</i>	<i>97,3</i>
15	200082	13473	0,1716	0,0655900	0,00092	0,1066900	0,00091	0,964856	0,012	0,689826	793,3	29,0	653,50	5,30	685,81	6,16	95,1
16	127215	9565	0,6943	0,0751850	0,00084	0,1021343	0,00086	1,058775	0,010	0,869775	1073,5	22,2	626,90	5,00	733,22	4,96	83,0
17	110977	6951	0,3241	0,0626310	0,00075	0,1093994	0,00092	0,944726	0,010	0,800073	695,7	25,3	669,26	5,33	675,35	5,13	99,1
18	<i>105666</i>	<i>6550</i>	<i>0,0169</i>	<i>0,0619849</i>	<i>0,00085</i>	<i>0,1045749</i>	<i>0,0009</i>	<i>0,893748</i>	<i>0,011</i>	<i>0,70245</i>	<i>673,6</i>	<i>29,4</i>	<i>641,16</i>	<i>5,23</i>	<i>648,38</i>	<i>5,87</i>	<i>98,9</i>
19	130112	8266	0,0229	0,0619800	0,00078	0,1083400	0,0009	0,925852	0,010	0,760754	673,4	26,7	663,10	5,22	665,45	5,33	99,6
20	93344	6637	0,0775	0,0693800	0,0008	0,1039000	0,00085	0,993919	0,010	0,835683	910,1	23,6	637,22	4,97	700,72	4,95	90,0
21	28691	1789	0,1736	0,0608600	0,00091	0,1028600	0,00088	0,863137	0,012	0,632769	634,3	32,0	631,15	5,14	631,83	6,36	99,9

SPOT	Pb206*	Pb207*	Th/U	RAZÕES ISOTÓPICAS							IDADES						
				207/206*	± (%)	206/238*	± (%)	207/235*	± (%)	RHO	207/206	± (%)	206/238	±	207/235	±	Conc
22	55988	3517	0,0610	0,0613200	0,00082	0,1035000	0,00087	0,875072	0,010	0,714143	650,5	28,5	634,89	5,08	638,32	5,58	99,5
23	38184	2358	0,1026	0,0602900	0,00082	0,0993300	0,00084	0,825709	0,010	0,703196	614,0	29,1	610,48	4,90	611,23	5,53	99,9
24	65005	5094	0,0527	0,0765000	0,00111	0,1018200	0,00089	1,073979	0,014	0,676825	1108,2	28,8	625,07	5,19	740,69	6,79	81,5
25	216648	13683	0,0326	0,0631590	0,0007	0,1038299	0,00085	0,904188	0,008	0,871862	713,6	24,0	636,81	4,96	653,96	4,56	97,3
26	22828	1497	0,3418	0,0640400	0,00115	0,1013400	0,00092	0,894815	0,015	0,547402	743,0	37,7	622,26	5,39	648,95	7,95	95,7
27	35755	1991	0,1229	0,0556748	0,00115	0,0941516	0,00093	0,722749	0,015	0,486314	439,4	40,6	580,04	5,47	552,29	8,13	104,8
28	63654	3918	0,0496	0,0601400	0,00089	0,0965200	0,00083	0,800354	0,011	0,645633	608,6	31,8	593,98	4,89	597,03	6,02	99,5
29	117876	7359	0,2168	0,0624290	0,00071	0,1069971	0,00088	0,921	0,009	0,850145	688,8	24,4	655,28	5,13	662,89	4,72	98,8
30	28538	2259	0,1546	0,0773500	0,00167	0,0935100	0,00095	0,997286	0,020	0,508368	1130,2	42,4	576,26	5,59	702,43	10,13	78,1
31	40288	2313	0,0592	0,0574142	0,00109	0,0981933	0,00095	0,777325	0,014	0,526274	507,5	37,5	603,81	5,53	583,96	7,72	103,3
32	77220	4687	0,0467	0,0607002	0,00077	0,1046773	0,00089	0,876081	0,010	0,751637	628,6	26,6	641,76	5,20	638,86	5,26	100,5
33	84255	5289	0,1771	0,0614200	0,00075	0,1041500	0,00086	0,882004	0,009	0,780599	654,0	26,0	638,68	5,03	642,06	5,03	99,5
34	89247	5388	0,1895	0,0603707	0,001	0,0969910	0,00088	0,807344	0,012	0,592641	616,9	35,0	596,75	5,16	600,96	6,87	99,3
35	84497	5313	0,0234	0,0615400	0,00078	0,1030200	0,00086	0,874139	0,010	0,753845	658,2	27,0	632,08	5,03	637,81	5,24	99,1
36	160981	9984	0,0414	0,0607100	0,00071	0,1022900	0,00084	0,856238	0,009	0,822384	629,0	25,0	627,82	4,92	628,07	4,68	100,0
37	93354	5807	0,0137	0,0609000	0,00073	0,1036200	0,00086	0,870086	0,009	0,80237	635,7	25,7	635,59	5,00	635,61	4,89	100,0
38	167554	10512	0,0139	0,0614300	0,0007	0,1029100	0,00084	0,871644	0,008	0,852069	654,3	24,1	631,44	4,92	636,46	4,53	99,2
39	170294	10690	0,3728	0,0614800	0,0007	0,1046200	0,00086	0,886849	0,009	0,848673	656,1	24,3	641,43	5,00	644,68	4,62	99,5
40	113968	7128	0,0171	0,0612600	0,00075	0,1053500	0,00088	0,889842	0,009	0,784066	648,4	26,2	645,69	5,10	646,28	5,09	99,9
41	148759	9298	0,0219	0,0612300	0,0007	0,1038600	0,00085	0,876827	0,009	0,842257	647,3	24,4	636,99	4,97	639,27	4,61	99,6
42	75269	4612	0,0269	0,0612769	0,00083	0,1046900	0,0009	0,884511	0,011	0,709326	649,0	28,8	641,84	5,24	643,42	5,74	99,8
43	42305	2643	0,6315	0,0612300	0,00091	0,1031300	0,00089	0,870664	0,012	0,646064	647,3	31,6	632,73	5,21	635,93	6,31	99,5
44	45018	2717	0,2721	0,0603634	0,00096	0,1056103	0,00095	0,878984	0,013	0,605882	616,6	33,0	647,20	5,55	640,43	6,88	101,0
45	140434	8667	0,0649	0,0617164	0,00073	0,1040415	0,00087	0,885337	0,009	0,814437	664,3	25,4	638,05	5,06	643,86	4,89	99,1
46	123041	7531	0,0153	0,0599000	0,00069	0,1032800	0,00088	0,852991	0,009	0,854046	600,0	24,6	633,60	5,14	626,29	4,66	101,2
47	33870	2143	0,1795	0,0620400	0,00094	0,1074700	0,00097	0,919306	0,013	0,648239	675,5	32,2	658,04	5,63	661,99	6,77	99,4
48	111853	6838	0,0443	0,0611312	0,0008	0,1005231	0,00092	0,847286	0,010	0,751402	643,9	28,6	617,47	5,40	623,16	5,68	99,1
49	75783	9830	0,7238	0,1297077	0,00142	0,0937897	0,00087	1,677343	0,017	0,910425	2094,0	18,9	577,91	5,09	999,97	6,1	27,0
50	108663	7012	0,2119	0,0645275	0,00082	0,1121813	0,00095	0,998082	0,011	0,758044	759,0	27,0	685,40	5,50	702,84	5,69	97,5

SPOT	Pb206*	Pb207*	Th/U	RAZÕES ISOTÓPICAS							IDADES						
				207/206*	± (%)	206/238*	± (%)	207/235*	± (%)	RHO	207/206	± (%)	206/238	±	207/235	±	Conc
51	62212	3992	0,0656	0,0628200	0,00087	0,1067300	0,00095	0,924455	0,012	0,712428	702,1	29,1	653,73	5,53	664,71	6,09	98,3
52	191974	12200	0,5488	0,0620100	0,00078	0,1081900	0,00097	0,925018	0,010	0,791359	674,5	26,6	662,23	5,62	665,01	5,53	99,6

Tabela 7 – Dados analíticos dos zircões do leucossoma indeformado *in-source* (amostra RG-02).

Em negrito os dados não utilizados para obtenção da idade e em itálico dados utilizados para obtenção de idades metamórficas.

SPOT	Pb206*	Pb207*	Th/U	RAZÕES ISOTÓPICAS							IDADES						
				207/206*	± (%)	206/238*	± (%)	207/235*	± (%)	RHO	207/206	± (%)	206/238	±	207/235	±	Conc
1	20526,35	1219,30	0,11	0,0594	0,0015	0,1000	0,0010	0,8193	0,0198	0,4258	581,84	50,41	614,63	6,04	607,68	10,71	101,13
2	17322,00	1056,00	0,63	0,0599	0,0012	0,0928	0,0009	0,7655	0,0140	0,5025	598,16	41,81	571,90	5,03	577,21	8,03	99,07
3	13501,79	799,64	0,16	0,0592	0,0015	0,0932	0,0009	0,7615	0,0182	0,4040	575,38	51,11	574,73	5,30	574,86	10,30	99,98
4	6903,29	308,42	0,52	0,0447	0,0019	0,0810	0,0010	0,4992	0,0247	0,2569	-73,24	68,49	502,33	6,04	411,17	13,99	118,15
5	23383,35	1379,96	0,11	0,0590	0,0010	0,0919	0,0008	0,7482	0,0119	0,5656	567,63	36,28	567,06	4,87	567,17	6,84	99,98
6	6943,54	278,80	0,41	0,0402	0,0017	0,0750	0,0009	0,4151	0,0201	0,2585	-341,18	58,36	466,05	5,57	352,52	11,57	124,36
7	16258,00	1015,00	0,26	0,0613	0,0013	0,1034	0,0010	0,8744	0,0174	0,4726	650,13	44,69	634,54	5,66	637,97	9,40	99,46
8	5826,00	361,00	0,33	0,0609	0,0024	0,0972	0,0012	0,8162	0,0309	0,3129	636,41	81,85	597,80	6,73	605,92	17,26	98,64
9	23444,00	1419,00	0,48	0,0595	0,0013	0,0921	0,0009	0,7558	0,0160	0,4618	585,44	48,09	568,12	5,31	571,60	9,25	99,39
10	25709,00	1579,00	0,07	0,0604	0,0010	0,0974	0,0009	0,8105	0,0129	0,5631	616,86	36,83	598,98	5,12	602,73	7,22	99,37
11	16699,00	1029,00	0,12	0,0606	0,0014	0,0979	0,0010	0,8176	0,0171	0,4649	624,35	47,17	601,97	5,58	606,69	9,54	99,22
12	13024,00	794,00	0,16	0,0600	0,0018	0,0928	0,0010	0,7671	0,0215	0,3772	602,13	62,04	572,02	5,76	578,11	12,34	98,93
13	1782,54	-265,19	0,72	-0,1488	0,0042	0,0184	0,0017	-0,3776	0,0528	-0,6445	-	148,52	117,57	9,80	-481,40	30,55	609,44
14	21458,00	1334,00	0,10	0,0612	0,0012	0,0945	0,0009	0,7971	0,0148	0,5031	644,87	42,04	582,27	5,17	595,22	8,33	97,78
15	13520,00	816,00	0,37	0,0594	0,0013	0,0929	0,0009	0,7604	0,0152	0,4648	581,42	45,30	572,43	5,07	574,24	8,74	99,68
16	46094,00	2849,00	0,08	0,0609	0,0010	0,1008	0,0009	0,8455	0,0128	0,5834	633,94	35,19	618,98	5,23	622,20	7,04	99,48
17	12712,00	773,00	0,50	0,0599	0,0016	0,0924	0,0009	0,7625	0,0194	0,3881	598,52	56,41	569,66	5,38	575,47	11,14	98,98
18	34433,64	1857,07	0,13	0,0539	0,0011	0,0947	0,0009	0,7044	0,0138	0,4914	368,20	36,50	583,45	5,33	541,43	7,48	107,20
19	10966,91	646,97	0,39	0,0590	0,0020	0,0906	0,0010	0,7371	0,0243	0,3378	566,85	70,75	559,22	5,95	560,72	14,06	99,73
20	6072,19	316,10	0,40	0,0521	0,0026	0,0835	0,0010	0,5993	0,0317	0,2241	287,89	90,00	516,98	5,83	476,80	18,33	107,77
21	37855,13	2264,11	0,07	0,0598	0,0010	0,0939	0,0009	0,7744	0,0123	0,5713	596,70	36,11	578,58	4,97	582,27	6,96	99,36
22	8786,00	537,00	0,42	0,0603	0,0019	0,0978	0,0010	0,8131	0,0250	0,3292	615,07	67,15	601,33	5,79	604,22	14,01	99,52
23	65349,94	3711,38	0,03	0,0568	0,0009	0,0931	0,0009	0,7292	0,0105	0,6395	483,48	27,49	573,96	5,06	556,07	5,60	103,12
24	6705,55	296,01	0,36	0,0441	0,0020	0,0784	0,0010	0,4772	0,0247	0,2388	-102,63	70,56	486,55	5,70	396,13	14,21	118,58

SPOT	Pb206	Pb207	Th/U	RAZÕES ISOTÓPICAS							IDADES						
				207/206*	± (%)	206/238*	± (%)	207/235*	± (%)	RHO	207/206	± (%)	206/238	±	207/235	±	Conc
25	8901,00	543,00	0,32	0,0602	0,0022	0,0975	0,0011	0,8088	0,0290	0,3208	609,69	78,02	599,68	6,58	601,78	16,26	99,65
26	56080,00	3497,00	0,02	0,0615	0,0011	0,1048	0,0010	0,8885	0,0145	0,5624	656,07	37,47	642,59	5,59	645,59	7,78	99,53
27	6113,86	-164,64	0,33	-0,0269	0,0022	0,0431	0,0010	-0,1602	0,0265	-0,1429	-	77,04	272,23	6,03	-177,23	15,35	265,10
28	19739,51	1201,84	0,22	0,0600	0,0014	0,0945	0,0009	0,7822	0,0170	0,4481	604,30	48,96	582,21	5,41	586,74	9,68	99,22
29	8458,32	533,69	0,35	0,0615	0,0028	0,0939	0,0011	0,7961	0,0357	0,2709	656,07	95,50	578,62	6,70	594,60	20,17	97,24
30	9136,00	556,00	0,63	0,0601	0,0020	0,0960	0,0010	0,7962	0,0261	0,3213	608,62	71,41	591,04	5,94	594,69	14,74	99,38
31	35091,00	2120,00	0,06	0,0597	0,0014	0,0984	0,0010	0,8094	0,0183	0,4314	591,63	50,85	604,91	5,65	602,12	10,27	100,46
32	61128,27	3388,97	0,02	0,0554	0,0009	0,0979	0,0009	0,7483	0,0117	0,5925	430,02	31,24	602,04	5,31	567,24	6,32	105,78
33	10352,00	835,00	0,40	0,0797	0,0018	0,0918	0,0009	1,0091	0,0214	0,4618	1189,82	43,85	566,29	5,31	708,44	10,82	74,90
34	10,00	0,00	3,75	-0,7920	4,0758	0,9720	3,9236	-106,1396	353,4381	-1,2122	-	6861,90	4377,39	-	-	-	-
35	43154,00	2658,00	0,06	0,0609	0,0009	0,1030	0,0009	0,8639	0,0112	0,6674	634,29	30,64	631,67	5,17	632,25	6,09	99,91
36	12099,00	742,00	0,37	0,0606	0,0015	0,0938	0,0009	0,7838	0,0184	0,4035	626,49	52,17	577,68	5,24	587,68	10,49	98,27
37	32535,21	2352,07	0,09	0,0723	0,0011	0,1040	0,0009	1,0366	0,0137	0,6602	994,20	29,24	637,80	5,33	722,24	6,80	86,76
38	22582,00	1362,00	0,10	0,0596	0,0011	0,0938	0,0009	0,7713	0,0135	0,5192	590,17	40,02	578,03	4,98	580,50	7,72	99,57
39	30849,00	2326,00	0,14	0,0746	0,0016	0,0968	0,0010	0,9951	0,0196	0,5028	1056,66	42,32	595,63	5,67	701,34	9,99	82,25
40	13417,13	753,46	0,31	0,0562	0,0016	0,0900	0,0009	0,6972	0,0200	0,3523	458,55	56,91	555,77	5,34	537,09	11,42	103,36
41	18214,00	1107,00	0,13	0,0602	0,0013	0,0930	0,0009	0,7710	0,0155	0,4536	608,97	45,37	573,08	5,03	580,36	8,91	98,73
42	6135,00	373,00	0,33	0,0602	0,0025	0,0948	0,0011	0,7873	0,0320	0,2857	612,21	87,59	583,80	6,49	589,65	18,17	99,00
43	16618,18	802,14	0,78	0,0483	0,0015	0,0877	0,0010	0,5839	0,0198	0,3402	112,48	52,37	542,16	5,92	466,99	10,89	113,86
44	-325,38	-74,65	-	0,2294	0,1244	-	47,8980	-	-	-	3048,06	317,80	#VALOR!	5949,43	-	964,29	-
45	126878,00	8016,00	0,01	0,0626	0,0008	0,1049	0,0009	0,9052	0,0106	0,7279	693,99	27,70	643,12	5,18	654,51	5,62	98,23
46	9366,00	0,00	0,43	-0,0022	0,0033	0,0878	0,0010	-0,0260	0,0395	-0,0076	-	0,00	542,51	5,98	-26,78	41,16	204,94
47	71576,00	4411,00	0,15	0,0611	0,0011	0,1014	0,0009	0,8539	0,0139	0,5588	641,35	37,31	622,78	5,41	626,81	7,59	99,35
48	62691,00	3877,00	0,67	0,0613	0,0009	0,0994	0,0009	0,8396	0,0111	0,6536	649,43	31,11	610,60	5,05	618,91	6,14	98,64
49	9151,00	556,00	0,51	0,0603	0,0022	0,0944	0,0010	0,7840	0,0276	0,3011	612,92	76,23	581,27	5,87	587,76	15,70	98,88
50	14216,00	874,00	0,38	0,0610	0,0023	0,0901	0,0010	0,7579	0,0274	0,3042	638,88	77,95	556,31	5,87	572,82	15,81	97,03
51	59525,00	4143,00	0,03	0,0690	0,0014	0,0987	0,0010	0,9389	0,0177	0,5167	899,04	41,16	606,67	5,66	672,33	9,26	89,18