

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ISABELLE DIAS ABRAHÃO

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DO GRANITO ARROIO MOINHO
(CANGUÇU/RS): UM ESTUDO DAS REAÇÕES MINERAIS DECORRENTES DA
DEFORMAÇÃO**

PORTO ALEGRE

2024

ISABELLE DIAS ABRAHÃO

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DO GRANITO ARROIO MOINHO
(CANGUÇU/RS): UM ESTUDO DAS REAÇÕES MINERAIS DECORRENTES DA
DEFORMAÇÃO**

Trabalho de conclusão de curso de geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Márcia Elisa Boscato Gomes e Maria José Maluf de Mesquita

Coorientador: Msc. Maurício Dias da Silva

PORTO ALEGRE

2024

CIP - Catalogação na Publicação

Abrahão, Isabelle Dias
ANÁLISE MICROESTRUTURAL DO GRANITO ARROIO MOINHO
(CANGUÇU/RS): UM ESTUDO DAS REAÇÕES MINERAIS
DECORRENTES DA DEFORMAÇÃO / Isabelle Dias Abrahão. -
- 2024.
145 f.
Orientadores: Márcia Elisa Boscato Gomes, Maria
José Maluf de Mesquita.

Coorientador: Maurício Dias Silva.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Porto
Alegre,
BR-RS, 2024.

1. Microestrutural. 2. Química Mineral. 3. Granito
Sintectônico. 4. Escudo Sul-Rio-grandense. I. Gomes,
Márcia Elisa Boscato, orient. II. de Mesquita, Maria
José Maluf, orient. III. Silva, Maurício Dias,
coorient. IV. Título.

Isabelle Dias Abrahão

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DO GRANITO ARROIO MOINHO
(CANGUÇU/RS): UM ESTUDO DAS REAÇÕES MINERAIS DECORRENTES DA
DEFORMAÇÃO**

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso apresentado na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte das exigências para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Porto Alegre, 19 de dezembro de 2024.

Banca Examinadora

Prof^a. Dr^a. Maria do Carmo Gastal (UFRGS)

Dr. Dionatan Ferri Padilha (UFRGS)

Msc. Susan Martins Drago (UFRGS)

*À minha mãe, por seu amor incondicional, força e exemplo,
que sempre me inspiram a ir além.*

AGRADECIMENTOS

A finalização deste trabalho não foi apenas o resultado de muito esforço e dedicação da minha parte, cada pessoa que fez parte da minha vida nesse período, acabou contribuindo com o trabalho, sendo com uma ajuda, um conselho, uma troca de experiências, direta ou indiretamente relacionado com esse trabalho, ou até com um abraço que diz “vai dar certo”. Cabe aqui, um agradecimento a todos os pequenos momentos que fizeram toda a diferença na minha vida e no desenvolvimento deste trabalho.

À minha mãe, Marizane Dias, meus sinceros agradecimentos por ter me trazido até aqui, que desde sempre fez e ainda faz de tudo para me proporcionar as melhores experiências em todos os âmbitos da vida. Que desde muito pequena me incentivou a buscar meus objetivos e me ajudou a lidar com os obstáculos. Mãe, tu és o meu exemplo de força, coragem e resiliência, obrigada pela paciência, pelo amor, pelas correções, por ter me trazido um pote de sorvete enquanto eu escrevia este trabalho, obrigada por ser meu porto seguro, o qual eu sempre posso contar, caminhando o meu caminho e lutando a minha luta.

Agradeço também toda minha família pelo apoio incondicional e palavras de encorajamento. À minha vózinha, Elvira Dias, dona do melhor abraço do mundo, que sempre me protegeu e me acolheu nos momentos mais difíceis. Ao meu vô, Eli Dias, que sempre contou cheio de orgulho, suas histórias de trabalho nas minas de carvão, uma inspiração e um exemplo de perseverança. À minha dinda, Ana Abati, minha segunda mãe, por estar do meu lado, acreditar em mim e vibrar as minhas conquistas. Ao João Miguel, meu parceiro de vida, que vivenciou intensamente a construção desse trabalho, agradeço por todos os cafés passados e as noites acordado para não me deixar sozinha, pelas palavras de apoio e carinho quando eu mais precisava.

À minha querida amiga Rafaela Gomes, que, mesmo não estando mais entre nós, brilha intensamente no céu, como sempre brilhou em vida. Tua amizade, sabedoria e luz continuam a me guiar em um caminho onde o otimismo e vontade de viver cada segundo nos fortalece. Essa é uma pequena homenagem a tudo o que tu representas para mim e a certeza de que tu estarás eternamente no meu coração.

À minha grande amiga de anos, Juliana Vieira, é um privilégio conviver com uma pessoa que transmite alegria e positividade como tu e compartilhar minhas vivências contigo por tantos anos e ainda encontrar aconchego na nossa amizade. À galera da MS Elite Box, que todos os dias me ouviam falar sobre este trabalho, agradeço por todos os momentos divertidos que me faziam descansar a cabeça por pelo menos 1h por dia.

Um agradecimento especial aos meus orientadores, Márcia Gomes, Maria José Mesquita e Maurício Dias, que ao longo de toda a jornada de construção desse trabalho foram meus parceiros de conversas, reflexões e risadas, que me apoiaram e me deram suporte científico e emocional para a realização deste trabalho. Carrego-os com muito carinho no meu coração.

Aos amigos que a UFRGS me trouxe e que tornaram a geologia, realmente gratificante. Agradeço imensamente à Priscila Vieira ou Pripri, que desde o primeiro semestre completa a minha metade da laranja, é um privilégio dividir momentos especiais e conquistas, alegrias e tristezas, crescer e amadurecer contigo, claro, sempre com uma torta de limão. Chegar até aqui foi uma conquista gigante e compartilhar esse momento contigo, que viveu cada desafio ao meu lado tornou tudo mais significativo. À Caroline Azzolini, teu carinho é um refúgio nos momentos de dificuldade e tua inteligência e dedicação, uma inspiração constante. Saiba que cada gesto teu, cada ajuda, me fez crescer e sentir a vida mais leve. À Laura Muller por compartilhar o amor pela geoquímica e principalmente por todas as vezes que me ouviu atenciosamente e disse as palavras que eu precisava ouvir, nossa conexão emocional é de outras vidas. Aos integrantes da faixa 1, em especial o Leonardo Hahn e Andrei Costenaro, rimos muito para não chorar, construímos uma amizade para além da universidade e foi incrível passar por mais essa etapa com vocês. Cabe aqui um agradecimento à Jessica Pletsch, minha parceira de laboratório e de boas conversas.

E por fim, gostaria de agradecer a todos que se envolveram de alguma forma nesse trabalho e na minha vida durante esse período, um brinde à ciência e à geologia.

Se a vida te der uma limonada, faça um limão. A vida vai surtar.

Phil Dunphy, Modern Family

Resumo

O Granito Arroio Moinho (GAM), localizado a sudeste da cidade de Canguçu/RS compõe a Suíte Intrusiva Viamão do Batólito Pelotas. Suas estruturas sugerem que seu posicionamento foi controlado pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) de idade Neoproterozoica. O detalhamento microestrutural vinculado com a química mineral e a aplicação de geotermobarômetros foram desenvolvidos, com o objetivo central de identificar as condições de pressão e temperatura a que o granito foi submetido durante seu posicionamento e deformação. O GAM aflora frequentemente como matacões arredondados e lajeados e é composto por monzogranitos e sienogranitos. Sua foliação magmática é marcada pela orientação de anfibólio e principalmente biotita, que contornam cristais de feldspato alcalino alinhados. Nas zonas de cisalhamento desenvolvidas ao longo do corpo, formam-se rochas miloníticas, com variações texturais graduais, permitindo a observação da evolução das transformações decorrentes do processo de deformação. Essas zonas de deformação têm caráter anastomosado, a foliação milonítica é subvertical com direção NE e tipicamente é paralela à foliação magmática e tem cinemática sinistral. A zona de mais baixa deformação é caracterizada pela presença de K-feldspato + plagioclásio + quartzo + biotita castanha e verde + anfibólio + titanita. As principais microestruturas identificadas na zona de mais baixa deformação, como a recristalização do plagioclásio por rotação de subgrão (SGR) ou subgrãos em tabuleiro de xadrez no quartzo, correspondem a temperaturas de aproximadamente 650°C, concordantes com as obtidas pelos geotermômetros aplicados. O geobarômetro Al-biotita indica que a cristalização ocorreu em condições de pressão em torno de 3 kbar. O protomilonito representa o início da sequência de reações desencadeada pela quebra do K-feldspato e do epidoto impulsionada pelo desequilíbrio químico decorrentes da deformação, ocorrendo assim, a perda de CaO associada ao aumento de MgO, resultando na composição mineralógica albita + mica branca + clorita ± epidoto no ultramilonito. As principais feições de deformação identificadas nos milonitos, como a recristalização por rotação de subgrãos e a recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento do quartzo, indicam que a deformação ocorreu em torno de 500°C. Os cálculos geotermobarométricos resultaram em pressões em torno

de 7 kbar e temperaturas entre 650°C (Zr-titanita). As microestruturas identificadas, vinculadas com a química mineral e aplicação de geotermobarômetros, sugerem que a deformação do GAM evoluiu com o próprio calor do corpo, simultaneamente com o resfriamento e cristalização do magma.

Palavras chave: Microestruturas; Química Mineral; Magmatismo Sintectônico; Granito Arroio Moinho

Abstract

The Arroio Moinho Granite, located in Canguçu (Rio Grande do Sul, Brazil), is part of the Viamão Suite of the Pelotas Batholith. Its structures suggest that the emplacement was controlled by the Neoproterozoic Dorsal de Canguçu Shear Zone (ZCDC). This study integrates microstructural analysis, mineral chemistry, and geothermobarometry to constrain the conditions of granite emplacement and deformation. The Arroio Moinho Granite comprises monzo- to syenogranites, which outcrops as boulders and slabs. The magmatic foliation is characterized by amphibole and biotite crystals surrounding oriented K-feldspar crystals. In the shear zones along the granite, mylonites were formed with sinistral kinematics and gradual grain variation, allowing the observation of transformations related to deformation. These anastomosing deformation zones exhibit subvertical mylonitic foliation, parallel to the magmatic foliation (NE). The low-strain zone is characterized by the presence of K-feldspar + plagioclase + quartz + brown and green biotite + amphibole + titanite. The main microstructures identified in the low-strain zones, such as subgrain rotation (SRG) plagioclase recrystallization or chessboard extinction, correspond to temperatures of 650°C, consistent with the geothermometry. Al-biotite geobarometry indicates that crystallization occurred at pressures of approximately 3 kbar. The protomylonite represents the beginning of reactions triggered by the breakdown of K-feldspar and epidote, driven by chemical disequilibrium associated with deformation. These led to the CaO depletion coupled with MgO enrichment, resulting in the albite + white mica + chlorite ± epidote composition of ultramylonites. The main deformation features identified in the mylonites, such as subgrain rotation and low-temperature grain boundary migration (or bulging), suggest deformation temperatures around 500°C. Geothermobarometry results indicate pressures of 7 kbar and temperatures of 650°C (Zr-titanite). The integration of microstructural analysis, mineral chemistry, and geothermobarometry suggest that the deformation of the Arroio Moinho Granite occurred during magma cooling/crystallization, reflecting a dynamic interplay between magmatic and tectonic processes.

Keywords: Microstructures; Mineral Chemistry; Syntectonic Magmatism; Arroio Moinho Granite.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Localização da área de estudo no contexto geológico regional: (a) polígono da área do Granito Arroio Moinho; (b) contexto geológico (modificado a partir de dados da CPRM). 18
- Figura 2 - Localização da Província Mantiqueira, destacada em verde, e das principais áreas cratônicas no Supercontinente Gondwana. (modificado de De Toni et al., 2024). 20
- Figura 3 - Compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Philipp et al., 2016). 22
- Figura 4 - Classificação QAP do Granito Arroio Moinho (modificado de Gomes, 1990). 24
- Figura 5 - Processos de recristalização BLG, SRG e GBM, respectivamente (Passchier & Trouw, 2005). 28
- Figura 6 - Relação dos regimes de recristalização com a temperatura e taxa de deformação (Passchier & Trouw, 2005). 29
- Figura 7 - Feições em mesoescala do Granito Arroio Moinho: (a) foliação magmática na zona de mais baixa deformação (ZBD); (b) contato entre um enclave e o granito na zona de baixa deformação (ZBD), nota-se cristais de K-feldspato no interior do enclave; (c) transição da foliação protomilonítica para foliação milonítica; (d) faixa ultramilonítica de aproximadamente 1 cm. 41
- Figura 8 - Estruturas planares do Granito Arroio Moinho: (a) polígono da área do Granito Arroio Moinho; (b) mapa de lineamentos identificados pela autora (azul), vinculados com lineamentos regionais disponibilizados pela CPRM (amarelo); (c) estereograma da foliação magmática, representada por polos de planos em rede equiárea, hemisfério inferior, indicando o alto a médio ângulo de mergulho da foliação e sua direção preferencial em NE; (d) estereograma da foliação milonítica, representada por polos de planos em rede equiárea, hemisfério inferior, indicando o alto ângulo de mergulho da foliação e sua direção preferencial concordante com a foliação magmática em NE 42
- Figura 9 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no GE da zona de mais baixa deformação em luz plano polarizada (LPP) (F) e polarizadores perpendiculares (LXP): (a) cristal de plagioclásio com limites bordejados por biotita; (b) kink band em cristal de plagioclásio; (c) kink band sutil em cristal de plagioclásio; (d) fratura em cristal de plagioclásio evidenciada pela descontinuidade da macla; (e) recristalização GBM em quartzo; (f) clorita ao longo das clivagens de biotita castanha; (g) kink band em biotita; (h) biotita flexionada. 47
- Figura 10 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no GI da zona de mais baixa deformação em luz plano polarizada (LPP) (I, J, K, M) e polarizadores perpendiculares (LXP): (a) macla tectônica xadrez na borda de cristal de K-feldspato com pertita; (b) mimerquita com morfologia elipsoidal; (c) cristal de K-feldspato com pertita em chama; (d) cristal de plagioclásio com macla polissintética em duas direções; (e) recristalização SGR em cristal de plagioclásio; (f) cristal de quartzo apresentando estrutura núcleo-manto, com extinção ondulante no núcleo; (g) cristal de quartzo apresentando estrutura núcleo-manto, com extinção em tabuleiro de xadrez no núcleo; (h) cristal de quartzo com estrutura núcleo-manto pouco desenvolvida; (i) relação de contato entre anfibólio (verde) e titanita (castanho); (j) anfibólio se transformando em biotita; (k) biotita verde nas bordas da biotita castanha; (l) biotita flexionada; (m) clorita com titanita no centro; (n) titanita euédrica. 53
- Figura 11 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no protomilonito da zona de mais alta deformação em polarizadores perpendiculares (LXP): (a) pertita em chama em clastos de K-feldspato; (b) fratura em cristal de K-feldspato, forçando o clasto a se alinhar com a foliação milonítica; (c) fraturas em K-feldspato seladas por material recristalizado da matriz;

(d) fraturas antitéticas seladas por material recristalizado da matriz; (e) cristal de plagioclásio intensamente alterado e quebrado; (f) macla tectônica em plagioclásio; (g) contatos lobados em quartzo; (h) contatos poligonais em quartzo; (i) quartz ribbon; (j) biotita verde e mica branca marcando a foliação protomilonítica	58
Figura 12- Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no milonito da zona de mais alta deformação: (a) porfiroclasto de K-feldspato com macla xadrez; (b) porfiroclasto de K-feldspato com pertitas bem desenvolvidas e em duas direções; (c) sombra de pressão em K-feldspato boudinado; (d) porfiroclasto de plagioclásio com macla tectônica; (e) grão de plagioclásio com macla tectônica; (f) cauda de recristalização em porfiroclasto de plagioclásio; (g) microfraturamento em porfiroclasto de plagioclásio evidenciado pela descontinuidade da macla polissintética; (h) kink band em porfiroclasto de plagioclásio; (i) agregado de quartzo recristalizado GSPO; (j) contatos lobados em agregado de quartzo; (k) agregados de mica branca marcando a foliação; (l) cristal de monazita concordante com a foliação milonítica.	64
Figura 13 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no ultramilonito da zona de mais alta deformação: (a) porfiroclasto de albita com cauda de recristalização; (b) porfiroclasto de albita com clorita na cauda de recristalização; (c) quartz ribbon; (d) contato poligonal em quartzo recristalizado; (e) clorita, albita e epidoto compondo a matriz; (f) foliação ultramilonítica; (g) e (h) foliação ultramilonítica rotacionando.	68
Figura 14- Diagrama de classificação dos feldspatos (modificado de Deer et al.,1992).	69
Figura 15 - Diagrama de classificação dos feldspatos (modificado de Deer et al.,1992).	70
Figura 16 - Diagrama de classificação dos feldspatos (modificado de Deer et al., 2013).	71
Figura 17 - (a) Diagramas de classificação do anfibólio (Hawthorne, 2012); (b) diagrama de classificação do anfibólio (Hawthorne, 2012; Leake et al., 1997)	72
Figura 18 - Diagrama de classificação da biotita (modificado de Tischendorf et al., 1997).	73
Figura 19 - Química mineral da biotita. Substituição do tipo Tschermak com Al ($Al^{IV} + Al^{VI}$) v. ($Si + (Mg + Fe^{2+})^{VI}$) (apfu).	73
Figura 20 - Diagrama de classificação da mica branca (Guidotti 1978). Membros finais: Mu, muscovita; Fe, fengita; FMu, ferrimuscovita; FFe, ferrifengita.	75
Figura 21 - Diagrama de substituição Tschermak, Al ($Al^{IV} + Al^{VI}$) v. ($Fe + Mg + Si$), da muscovita nos diferentes graus de deformação.	75
Figura 22 - Diagrama de classificação da clorita Si (apfu) v. $Fe / (Fe\ total + Mg)$ (modificado de Foster, 1962).	76
Figura 23 - Diagrama de substituição Tschermak, Al ($Al^{IV} + Al^{VI}$) v. ($Fe + Mg + Si$), da clorita nos granitos GE e GI e no ultramilonito.	77
Figura 24 - Química mineral da clorita. Substituição de Mg v. Fe_{Tot} (apfu).	77
Figura 25 - Síntese da química mineral da biotita, muscovita e clorita nas rochas com diferentes graus de deformação. $4Si = Si/4$; $Mg/oct = Mg/(Fe+Mg+Al)$ (apfu).	85
Figura 26 – Representação quimiográfica das composições das micas brancas, biotitas e clorita nos diferentes graus de deformação. $2R3 = Al/2$; $3R2 = Mg+Fe/3$ (apfu).	85
Figura 27 - Aspectos texturais, mineralógicos e da química mineral de um porfiroclásto com cauda de recristalização em ultramilonito. (A) Fotomicrografia; (B) Imagem em elétrons retroespalhados (BSE); (C a H) mapas composicionais de raios X mostrando a distribuição dos elementos Al, Fe, Mg, Ca, Na e K, respectivamente.	88
Figura 28 - Representação esquemática das transformações mineralógicas decorrentes da deformação em zona de cisalhamento e suas condições de P e T.	90

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Quadro paragenético esquemática indicando as transformações mineralógicas relacionadas com o aumento da deformação. A maior e a menor abundância estão representadas pela linha sólida e pontilhada respectivamente _____ 80

Quadro 2 – Síntese das microestruturas marcadoras de temperatura presentes nas amostras. _____ 83

Quadro 3 - Síntese da química mineral e termobarometria nos diferentes graus de deformação do Granito Arroio Moinho _____ 88

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

GAM – Granito Arroio Moinho

ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

RCMP – Porcentagem reológica crítica de fusão

BLG - Recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento

SGR - Recristalização por rotação de subgrãos

GBM - Recristalização por migração de limite de grão

GSPO – Orientação preferencial do formato de grão

ZBD – Zona de mais baixa deformação

ZAD – Zona de mais alta deformação

GE – Granito equigranular

GI – Granito inequigranular

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Caracterização do problema	17
1.2 Área de estudo	18
1.3 Objetivos	19
1.4 Justificativa	19
2 REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO	20
2.1 Contexto geológico	20
2.1.1 <i>Província Mantiqueira</i>	20
2.1.2 <i>Cinturão Dom Feliciano</i>	21
2.1.3 <i>Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu</i>	22
2.1.4 <i>Granito Arroio Moinho</i>	23
2.2 Magmatismo sintectônico	25
2.3 Microestruturas e texturas indicadoras de temperatura	26
3 METODOLOGIA	30
3.1 Etapa pré-campo	30
3.2 Etapa de campo	31
3.3 Preparação de amostras	32
3.4 Petrografia por microscopia Óptica	33
3.5 Química mineral por Microsonda Eletrônica (EPMA)	34
3.5.1 <i>Método de determinação da fórmula química estrutural (Número de íons)</i>	35
3.6 Geotermobarometria	38
3.6.1 <i>Biotita e clorita</i>	38
3.6.2 <i>Titanita</i>	39
4 RESULTADOS	40
4.1 Feições em macro e mesoescala	40
4.2 Petrografia	42
4.2.1 <i>Zona de mais baixa deformação (ZBD)</i>	42
4.2.2 <i>Zona de mais alta deformação (ZAD): protomilonito</i>	54
4.2.3 <i>Zona de mais alta deformação (ZAD): milonito</i>	59
4.2.4 <i>Zona de mais alta deformação (ZAD): ultramilonito</i>	64
4.3 Química mineral	68
4.3.1 <i>K-feldspato</i>	68
4.3.2 <i>Plagioclásio</i>	69

4.3.3 Albita	70
4.3.4 Anfibólio	71
4.3.5 Biotita	72
4.3.6 Mica branca	73
4.3.7 Clorita	76
4.3.8 Epidoto	78
4.3.9 Titanita	78
4.4 Geotermobarometria	78
5 DISCUSSÕES	79
6 CONCLUSÃO	89
7 REFERÊNCIAS	91
APÊNDICE A	100

1 INTRODUÇÃO

1.1 Caracterização do problema

As rochas graníticas associadas a zonas de cisalhamento assumem um importante papel no entendimento da evolução de ambientes tectonicamente ativos, uma vez que, através de suas estruturas e microestruturas apresentam marcadores dos processos deformacionais submetidos durante sua gênese. A análise microestrutural aliada a análises de química mineral e geotermobarometria, carrega o potencial de desenvolvimento de importantes interpretações sobre a relação de temperatura, pressão, espaço e tempo acerca da cristalização dos magmas e sua deformação. Neste contexto, a relação entre eventos magmáticos e deformacionais é ainda um desafio e estabelecer o elo entre estes dois elementos é de suma importância para o entendimento da formação e evolução de rochas associadas a movimentos transcorrentes em zonas de cisalhamento.

Frequentemente as feições de deformação, principalmente a recristalização de quartzo e feldspato, são interpretadas como produtos de eventos metamórficos, utilizando assim uma nomenclatura metamórfica, como a utilização do prefixo meta ou a utilização de termos como ortogneisse para se referirem ao granitoide deformado. Segundo Bitencourt (1996), em casos de deformação em granitoides sintectônicos é importante colocar a questão sobre a origem da energia termal que causou a recristalização e deformação nessas rochas, já que durante a história evolutiva de um granitoide, o mesmo teoricamente passará por condições de alta temperatura, o que é descrito implicitamente na trajetória de cristalização de rochas ígneas e que pode ser a origem termal de estruturas de alta temperatura.

Atualmente a química mineral associada ao estudo microestrutural, principalmente de estruturas marcadoras de temperatura em quartzo, feldspatos e micas têm se mostrado de suma importância para determinar o pico termal causador de tais estruturas. Visando a importância desta caracterização, este projeto destaca o estudo microestrutural para o reconhecimento de diferentes estágios de deformação desenvolvidos progressivamente no Granito Arroio Moinho.

1.2 Área de estudo

O presente trabalho tem como área de estudo as rochas do Granito Arroio Moinho, localizado nas proximidades da cidade de Canguçu, região sul do estado do Rio Grande do Sul (Figura 1). O Granito Arroio Moinho é um granito sintectônico que se encaixa em zonas de cisalhamento relacionadas à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu-ZCDC (Fernandes *et al*, 1990) tem caráter transcorrente, sentido de movimento levógiro e direção geral NE-SW. Afeta rochas do Granito Arroio Moinho de idade brasiliana (Babinski *et al*, 1997) da Suíte Intrusiva Viamão no Batólito Pelotas. Os processos de deformação geram rochas miloníticas que marcam graus variados de deformação, chegando a formar ultramilonitos em estreitas faixas (Gomes 1990).

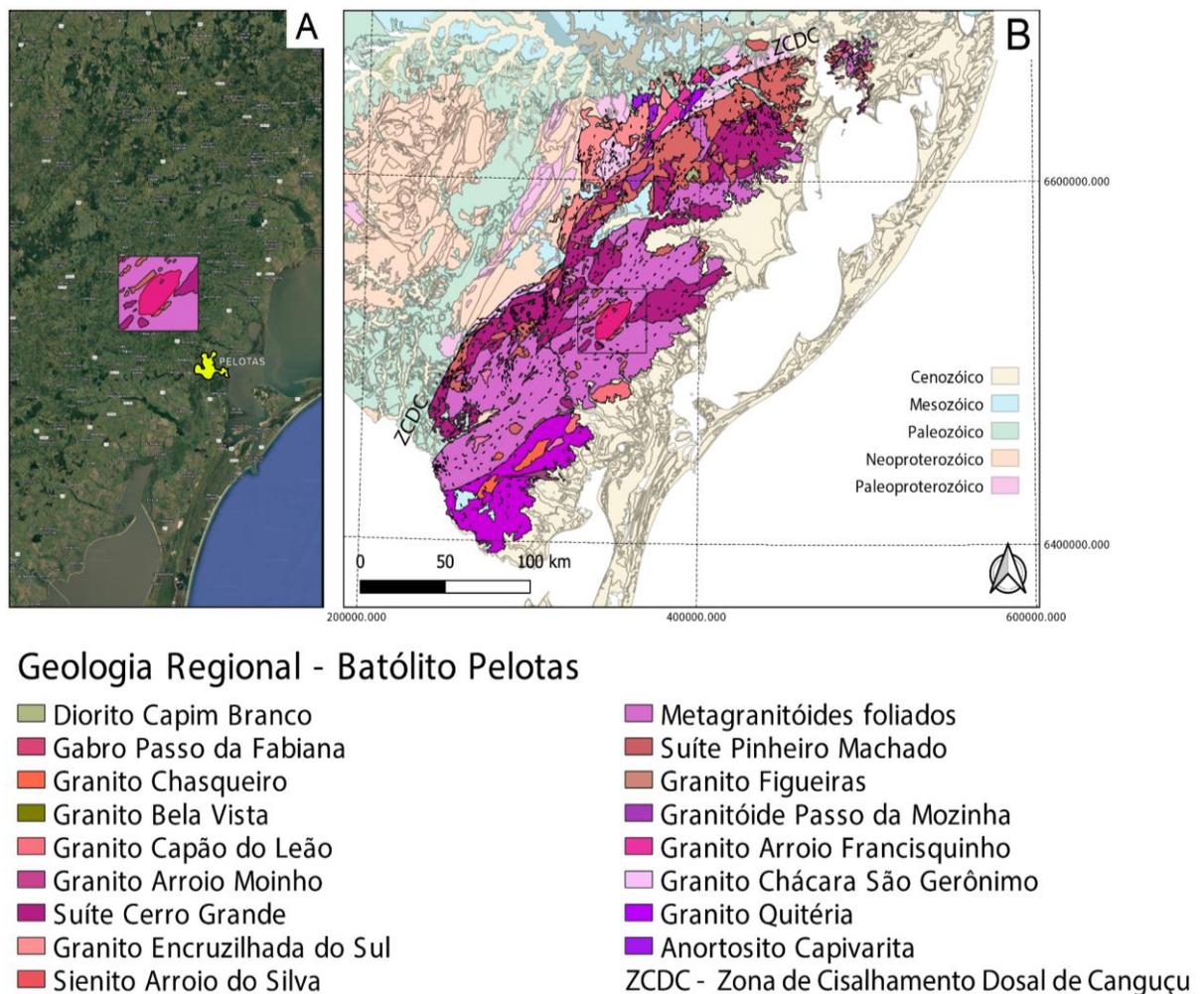


Figura 1 - Localização da área de estudo no contexto geológico regional: (a) polígono da área do Granito Arroio Moinho; (b) contexto geológico (modificado a partir de dados da CPRM).

1.3 Objetivos

Os eventos magmáticos possuem uma relação estreita com eventos tectônicos e registram seus processos através das estruturas. Partindo da premissa que estruturas características marcadoras de temperatura em microescala são geradas em granitoides encaixados em zonas de cisalhamento, o estudo e a caracterização dessas microestruturas permitem a reconstrução das condições tectonotermiais às quais a rocha foi submetida enquanto se alojava. Tem-se então, como objetivo central deste projeto, identificar e determinar o intervalo de condições de temperatura e pressão a que o Granito Arroio Moinho foi submetido durante seu posicionamento. Investigar assim, as relações existentes entre os processos de deformação e as mudanças mineralógicas e na química mineral decorrentes deles. Para a área de estudo, os objetivos específicos da pesquisa são: identificar os mecanismos de deformação; determinar as transformações químicas dos minerais induzidas pela deformação; determinar a temperatura e a pressão de cada assembleia com a utilização de geotermobarômetros.

1.4 Justificativa

A compreensão das condições de pressão e temperatura dos processos de deformação impostos ao Granito Arroio Moinho permite entender e construir sua história magmática e deformacional. Este estudo discute microestruturas e transformações minerais que contribuem significativamente no entendimento das condições em que corpos graníticos similares se deformam. Assim, esse trabalho mostra relevância científica de compreender os processos internos associados à deformação e evolução de corpos graníticos sintectônicos associados a zonas de cisalhamento.

2 REFERENCIAL BIBLIOGRÁFICO

2.1 Contexto geológico

2.1.1 Província Mantiqueira

A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) constitui o segmento meridional da Província Mantiqueira, gerada a partir da colisão dos crátons São Francisco, Congo, Kalahari, Paranapanema e Rio de La Plata, durante a formação do Gondwana Ocidental (Almeida *et al.*, 1981). A Província Mantiqueira se estende do sudeste até o sul do Brasil e é impressa em segmentos supracrustais Neoproterozoicos que possuem evoluções geológicas diferenciadas entre si (Figura 2). A Província é constituída por faixas formadas por processos de subducção, colisão e transcorrência, os orógenos Dom Feliciano no qual se encontra a área de estudo, parte do sul de Brasília, o orógeno Ribeira, e o orógeno Araçuaí (Heilbron *et al.*, 2004, 2008; Passarelli *et al.*, 2011).

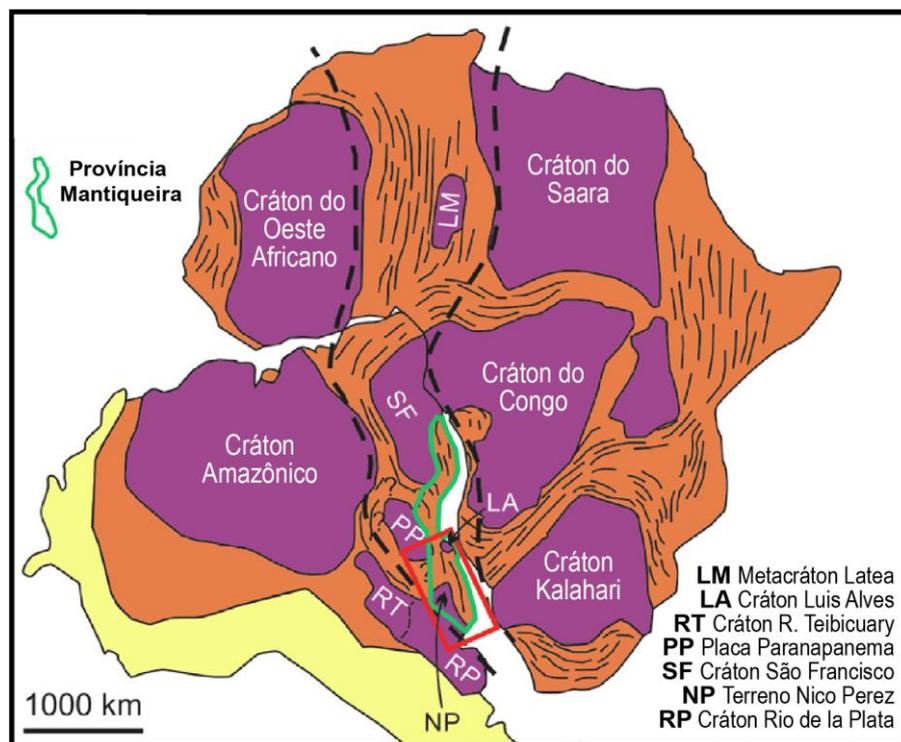


Figura 2 - Localização da Província Mantiqueira, destacada em verde, e das principais áreas cratônicas no Supercontinente Gondwana. (modificado de De Toni *et al.*, 2024).

2.1.2 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (porção sul da Província Mantiqueira) se estende por aproximadamente 1200 km, na direção NE-SW, desde o sul do Uruguai até a porção norte do estado de Santa Catarina (Figura 3). Sua formação está associada a sucessivos eventos colisionais Neoproterozóicos de amalgamação do Gondwana Ocidental durante a Orogenia Brasileira/Pan-africana. No Rio Grande do Sul, a unidade aflora ao longo do Escudo sul-rio-grandense (ESrg) e se divide em domínios: Bloco Taquarembó; Bloco São Gabriel; Cinturão Tijucas; Bloco Encruzilhada; Batólito Pelotas; e Bloco Jaguarão. O ESrg está parcialmente encoberto por um preenchimento vulcanossedimentar Ediacarano-Cambriano denominado Bacia do Camaquã (Philipp *et al.*, 2016; Hueck *et al.*, 2018; De Toni *et al.*, 2024; Lehn *et al.*, 2024).

A variedade e complexidade de eventos que atuaram na formação do Cinturão Dom Feliciano até hoje é motivo de investigação e não apresenta uma teoria unificada sobre sua evolução. Diferentes autores divergem quanto à natureza dos processos na porção central do orógeno aflorante no Rio Grande do Sul. Philipp *et al.*, (2016) propõe uma evolução a partir do desenvolvimento de quatro eventos: Passinho (890-860 Ma), Porongos (800-750 Ma), São Gabriel (770-680 Ma) e Dom Feliciano (650-540 Ma). Para o autor e colaboradores, a formação do Batólito Pelotas está relacionado com um magmatismo sin a tardi-orogênico em 650 Ma a 550 Ma de composição metaluminosa cálcio-alcálica alto-K e peraluminosa, seguida por magmatismo alcalino e subordinadamente peralcalino.

De Toni *et al.*, (2024) argumenta e defende a existência de dois eventos principais, associados ao fechamento do Oceano Charrua (730-700 Ma) a oeste e a consequente formação de uma bacia de *back arc* associada ao Oceano Adamastor (750-650 Ma) a leste, em relação ao Cráton Rio de La Plata. Junto ao fechamento do Oceano Adamastor, aloca-se o magmatismo tardi a pós colisional do Batólito Pelotas, em diferentes estágios: prevalecendo composições cálcico-alcálicas e peraluminosas, seguidas de granitos shoshoníticos e tipo-A com eventuais episódios vulcânicos em 630 e 570-560 Ma.

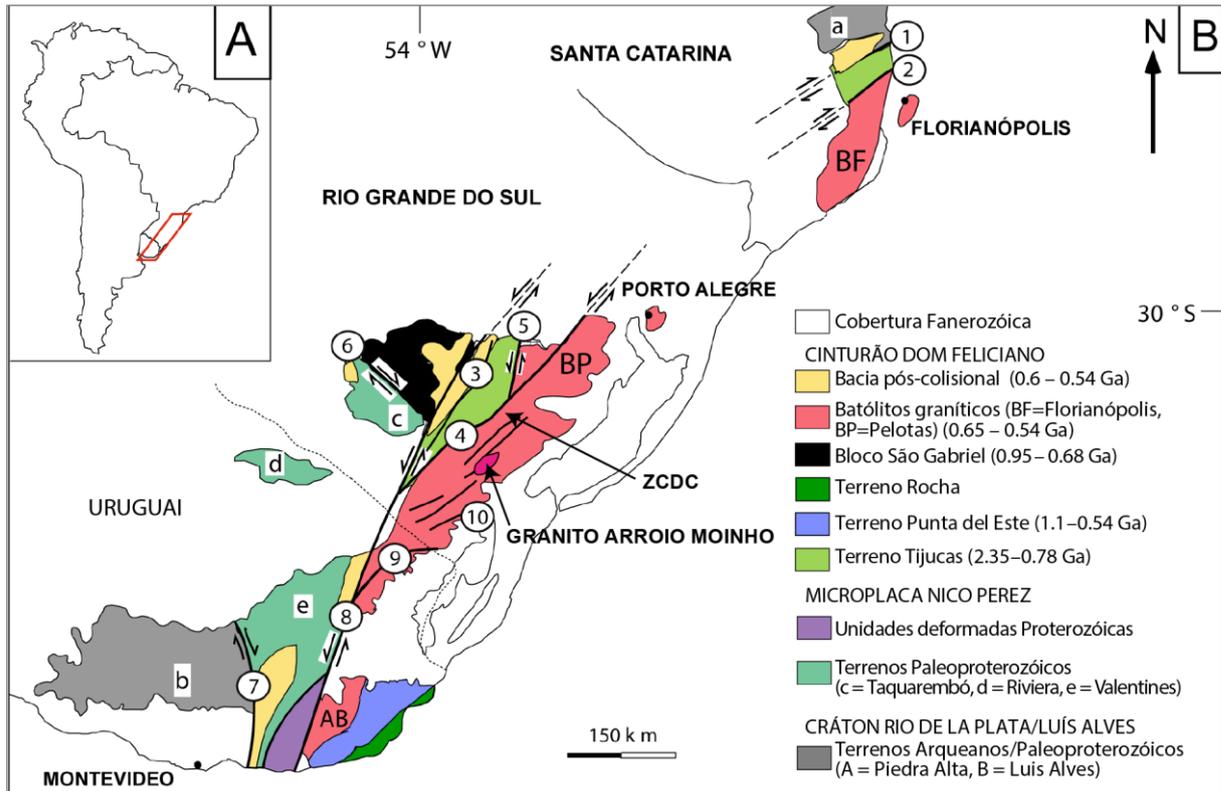


Figura 3 - Compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Philipp et al., 2016).

2.1.3 Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu

A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu é uma estrutura transcorrente sinistral, gerada no Neoproterozoico durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, no setor central do Cinturão Dom Feliciano. Essa estrutura faz parte de um sistema complexo de falhas desenvolvido no sul do Brasil, durante a junção do Gondwana ocidental (Fernandes & Koester, 1999).

Fragoso-César *et al.* (1986) interpretam a ZCDC como uma estrutura gerada através da colisão continental. Outros autores como Fernandes & Koester (1999) consideram-na como uma estrutura intracontinental e na sequência.

Segundo Fernandes *et al.* (1992), a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu iniciou como uma estrutura transcorrente que permitiu a intrusão de diversos granitoides, o movimento dessa zona de cisalhamento foi caracterizado por vários estágios de deformação, afetando esses granitoides. Fernandes & Koester (1999)

discutem que o magmatismo associado à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu foi condicionado por forças tectônicas regionais geradas pela força da convergência dos blocos cratônicos. Bitencourt & Nardi (2000) a ZCDC é uma estrutura de escala litosférica que serviu como conduto para o magmatismo pós-colisional.

Análises isotópicas realizadas por Santana *et al.* (2024) sugerem a origem dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu como produto da mistura de manto empobrecido e fontes sedimentares e metassedimentares, com diversas porcentagens de assimilação crustal.

2.1.4 Granito Arroio Moinho

O Granito Arroio Moinho pertence ao Batólito Pelotas (Gomes, 1990). O Batólito de Pelotas é composto por rochas que se desenvolveram durante a Orogenia Dom Feliciano no Ciclo Brasileiro (900- 450 Ma). As rochas associadas ao Batólito de Pelotas indicam um intenso magmatismo sin- a pós-orogênico de diferentes composições - desde granitos, dioritos a gabros - além de eventuais ocorrências vulcânicas e subvulcânicas basálticas a riolíticas (Hueck *et al.*, 2018). A evolução dessas rochas esteve associada à sucessão de dois eventos deformacionais, o segundo é representado pela evolução da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Hueck *et al.*, 2018). A intrusão, posicionamento e forma alongada do Granito Arroio Moinho, assim como outras associações do Batólito de Pelotas, foram condicionados pela evolução de zonas de cisalhamento relacionadas a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, sincrônicas ao segundo evento deformacional, formando faixas de cisalhamento de cinemática sinistral e direção principal NE-SW (Mesquita *et al.*, 1991).

O Granito Arroio Moinho é constituído por monzo a sienogranitos (Figura 4) com características químicas intermediárias às séries cálcico-alcálicas e shoshoníticas, similares aos granitoides tardimagmáticos orogênicos intrudidos em arcos de grande maturidade.

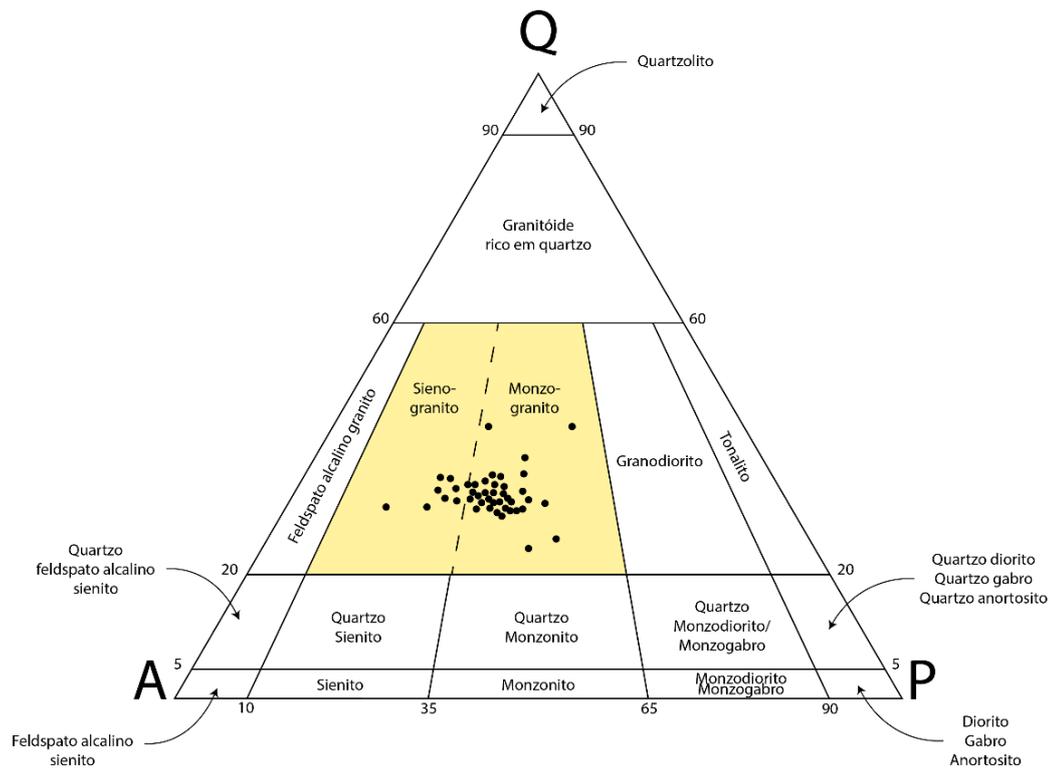


Figura 4 - Classificação QAP do Granito Arroio Moinho (modificado de Gomes, 1990).

O estabelecimento de zonas de cisalhamento originou rochas miloníticas que foram classificadas por Gomes (1990) como protomilonitos, ortomilonitos e ultramilonitos pela progressiva deformação da rocha granítica. Estas definem zonas estreitas de deformação de caráter anastomosado com espessuras de 5 a 10m, sendo comum, a presença de faixas da ordem de poucos centímetros, especialmente desenvolvidas nas proximidades da borda oeste do corpo e com direção preferencial $N35^{\circ} - 75^{\circ}$ e cinemática sinistral. A autora observou também faixas miloníticas mais descontínuas no interior do corpo. Os constituintes principais do granito, como o quartzo e o feldspato apresentam feições de deformação essencialmente dúcteis e de deformação frágil-dúctil, respectivamente. O anfibólio e o oligoclásio são desestabilizados e há neoformação de K-feldspato secundário e de biotita. Além destas transformações, há formação de novas fases minerais como albita, epidoto, titanita e mica branca. As trocas químicas observadas são a redistribuição de elementos, especialmente o Fe e o Ti, a perda relativa de Ca e o ganho de Na em

pequenas proporções (Gomes, 1990). As microestruturas miloníticas evidenciam que as trocas químicas se desenvolveram por processos de difusão induzida pela deformação, plasticidade cristalina e fraturamento, com mecanismos de “*strain softening*” sendo muito importantes (Gomes, 1990). Estas microestruturas associadas às transformações químicas e mineralógicas indicam temperaturas em torno de 350 a 450°C, em condições equivalentes a fácies xistos verdes, para a formação das rochas miloníticas (Gomes, 1990).

2.2 Magmatismo sintectônico

O magmatismo sintectônico refere-se ao magmatismo diretamente relacionado ou em resposta a processos tectônicos ativos, onde a colocação do magma é simultânea aos processos de deformação. O posicionamento de granitoides durante esses processos é controlado pelo campo tensional global, tanto quanto, pela resposta mecânica das rochas encaixantes (Secchi *et al.*, 2022; Wei *et al.*, 2023; Fontoura *et al.*, 2023).

Weinberg *et al.* (2004) discutem que a geometria alongada de granitoides próximos a zonas de cisalhamento sugere sua colocação controlada por estas zonas de alta deformação, já que os magmas tendem a fluir em direção aos locais de baixa-média pressão. O controle sobre a ascensão desses magmas exercido pelas zonas de cisalhamento aponta que as mudanças e contrastes reológicos das rochas nessas condições, desencadeiam a geração e desenvolvimento de pontos tríplexes dilatantes e de baixa-média pressão. Esses pontos tríplexes atuam como atrativos para os magmas, de maneira que esse magma é aprisionado e dá origem ao pluton.

Múltiplos critérios devem ser integrados para a classificação e documentação do caráter sintectônico dos magmas e as fábricas que os mesmos desenvolvem com a progressão da deformação. Segundo Hutton (1988), para a classificação das fábricas de deformação, deve-se levar em consideração, as estruturas que expressam o tempo relativo da ocorrência dessa deformação em relação ao tempo relativo à

cristalização do magma. Tribe & D'Lemos (1996), classificam essas fábricas através da reologia, utilizando a porcentagem reológica crítica de fusão (RCMP - *Rheological Critical Melt Percentage*), assim, os termos “magmático” e “*pre-full crystalization*”, descrevem as fábricas que se formam em consequência da rotação dos cristais, diferentemente das fábricas que envolvem a deformação em estado sólido. Arzi (1978) coloca que antes mesmo de atingir a porcentagem reológica crítica de fusão, em torno de 55% até 70% de cristais, os agregados começam a se comportar essencialmente como um sólido. Assim, os cristais formados precocemente começam a se tocar e interferir na rotação dos demais, gerando uma tensão entre os limites dos cristais, levando a formação de feições de recristalização em estado sólido.

2.3 Microestruturas e texturas indicadoras de temperatura

A identificação de microestruturas de deformação e indicadores cinemáticos permite entender os mecanismos de deformação aos quais a rocha foi submetida, além de fornecer subsídio para reconstruir a história evolutiva estrutural e assim, estabelecer a sequência P-T-t (Passchier & Trouw 2005). Segundo Simpson (1985) o plano adequado para observação de texturas e microestruturas é paralelo à lineação de estiramento e perpendicular à foliação, pois a direção de cisalhamento é expressa pelo estiramento e o plano do cisalhamento pode ser representado pela foliação ou planos de fratura.

As microestruturas e texturas indicadoras de temperatura são aquelas que registram as condições térmicas sob as quais foram submetidas. A geometria dessas microestruturas em determinados minerais, como quartzo e feldspato, indica faixas de temperatura específicas pré estabelecidas. Formação de extinção ondulante, migração de defeitos intracristalinos e a geração de subgrãos, recristalização e formação de cristais menores com contatos poligonais, são exemplos de microestruturas marcadoras de temperatura.

Em geral, os minerais se deformam principalmente por deformação frágil em baixas temperaturas, apesar de caracterizar um processo mais lento, a solução por pressão pode ocorrer simultaneamente nesse regime. As fraturas aliviam as tensões, possibilitando a formação concomitante de microestruturas formadas por mecanismos mais lentos e rápidos (Gratier *et al.* 1999). Segundo Passchier & Trouw (2005), a deformação cristaloplástica inicia em temperaturas maiores, porém a taxa de deformação e a pressão de fluidos da rocha podem influenciar esse processo. Ao longo da evolução deformacional de uma rocha, ocorre a competição constante entre processos de distorção da rede cristalina e processos de recuperação e recristalização que reduzem a densidade de deslocações.

Com o aumento da temperatura, ocorre o predomínio dos mecanismos de recristalização, essa temperatura é dependente da composição de cada fase mineral. Segundo Hirth & Tullis (1992), no quartzo, o aumento de temperatura acaba desencadeando a recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento (*BLG - low-temperature grain boundary migration or bulging recrystallisation*). Quando a recuperação se torna incipiente, o mecanismo de recristalização passa para recristalização por rotação de subgrãos (*SGR - subgrain rotation-recrystallisation*), seguida pela recristalização combinada de recristalização por migração de limite de grão (*GBM - High-Temperature Grain Boundary Migration*) e SGR, onde ocorre uma maior difusão na rede cristalina (Figura 5).

Altas temperaturas e a presença de fluidos são fatores que tendem a favorecer a recuperação e a recristalização, em contrapartida, altas taxas de deformação intensificam a distorção cristalina. Mas é importante ressaltar que as estruturas impressas nas rochas geralmente refletem os estágios finais dos processos concorrentes, quando a temperatura ou a taxa de difusão diminui, causando o “congelamento” das estruturas (Tullis *et al.*, 1990) (Figura 6).

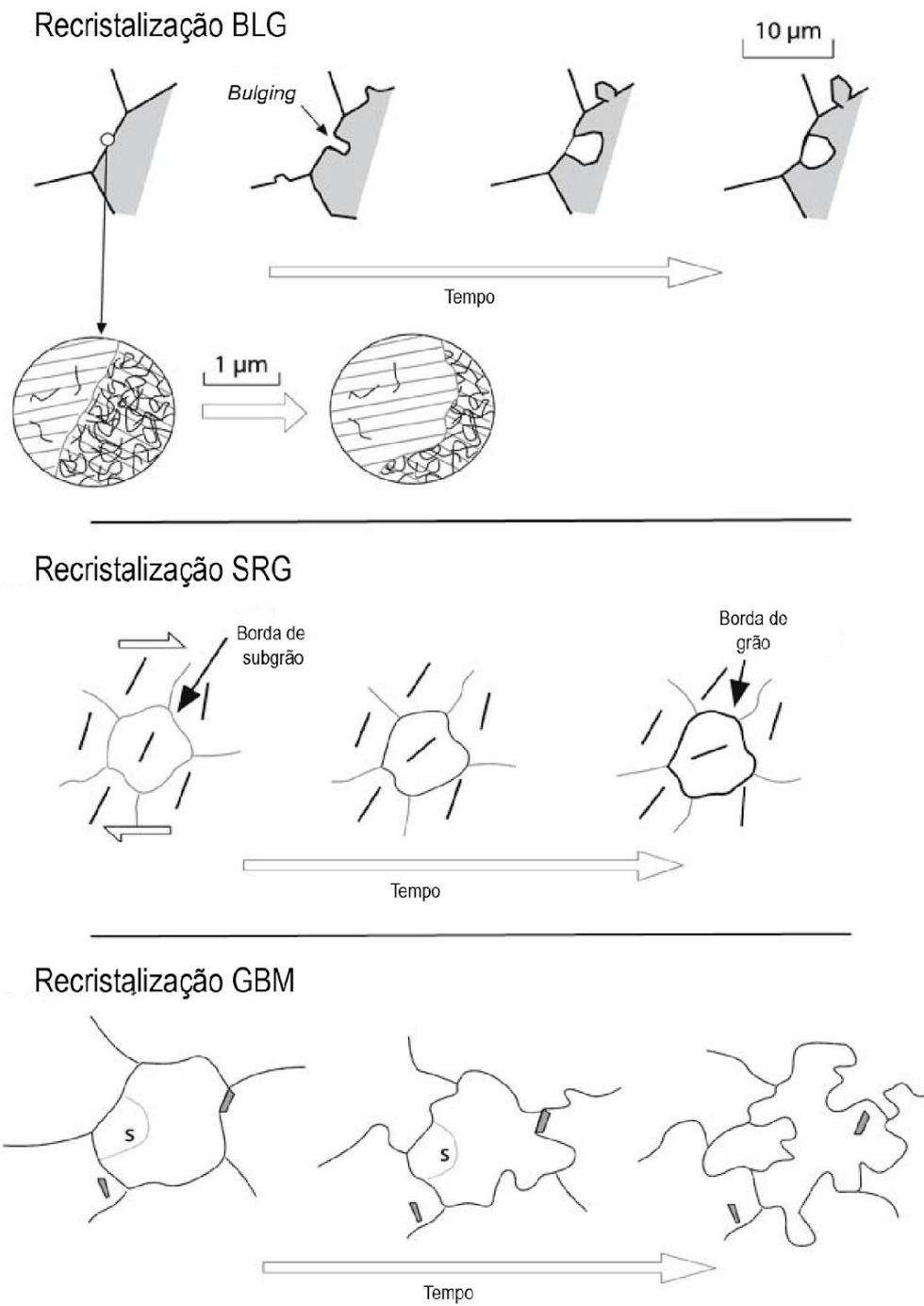


Figura 5 - Processos de recristalização BLG, SRG e GBM, respectivamente (Passchier & Trouw, 2005).

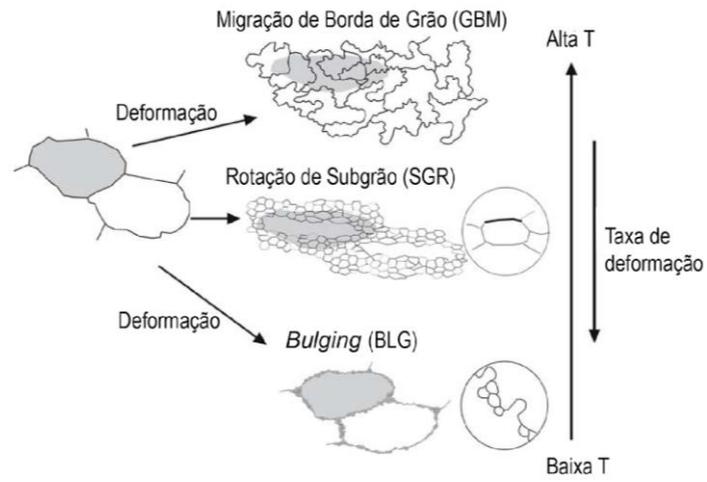


Figura 6 - Relação dos regimes de recristalização com a temperatura e taxa de deformação (Passchier & Trouw, 2005).

3 METODOLOGIA

O projeto propõe uma abordagem do ponto de vista microestrutural e químico do Granito Arroio Moinho das condições atuantes no momento de seu posicionamento. Para o desenvolvimento do estudo, a metodologia empregada é dividida em três etapas principais: etapa pré-campo, etapa de campo e etapa pós-campo.

3.1 Etapa pré-campo

A etapa de pré-campo consistiu na integração de conhecimento geológico da área de estudo, em relação à litologia existente e estruturas que controlam os domínios de interesse, através de revisão bibliográfica. Apropriação teórica sobre processos metamórficos, deformacionais, hidrotermais e de alteração. Revisão de microestruturas, morfologia dos minerais e texturas que indiquem os processos orogênicos.

Nessa etapa, foram produzidos mapas geológicos e mapas de lineamentos da área de estudo utilizando como base o mapa litológico da SBGeo e o mapa produzido por Gomes (1990), que foi digitalizado e georreferenciado no QGIS, software que permite a composição de mapas e georreferenciamento de imagem *raster*.

Os mapas de lineamentos foram construídos com o auxílio das ferramentas do software QGIS. Utilizando imagens do radar SRTM (*shuttle radar topography Mission*), foi feita a renderização sombreada sobreposta a imagem, onde foram identificados e traçados lineamentos positivos e negativos. O polígono foi determinado a partir de mapas geológicos da SBGeo que foi sobreposto a imagem sombreada diminuindo a opacidade.

A partir de imagens de satélite recentes obtidas no Google Earth Pro, foram selecionados pontos de visita e coleta de amostras, complementando os pontos estudados por Gomes (1990), além das estradas de acesso. Também foram traçados, em camadas distintas, além das estradas de acesso, os limites do corpo granítico

junto aos limites das zonas de cisalhamento que cortam o mesmo. As camadas criadas, foram carregadas nos aplicativos de celular Avenza e Google Earth para utilização em campo.

O roteiro de campo foi elaborado para organização dos pontos e ao decorrer dos dias de campo. Os pontos foram agrupados em setores sem deformação e com deformação de forma que os distintos *trends* sejam visitados para uma melhor compreensão da distribuição de *strain*. A distância entre Porto Alegre e Canguçu é de aproximadamente 280 km, com um tempo de deslocamento estimado em cerca de 4 horas. Assim, o primeiro dia foi reservado para o deslocamento pela manhã, com visita a dois afloramentos à tarde. Nos dois dias seguintes, foram planejadas visitas a três afloramentos por dia, dois pela manhã e um à tarde. No último dia, foram programadas visitas a um afloramento pela manhã, com retorno à Porto Alegre na parte da tarde. Afloramentos alternativos foram selecionados para o caso de impossibilidade de acesso aos locais inicialmente previstos.

3.2 Etapa de campo

A etapa de campo foi realizada em 4 dias de trabalho de campo, entre 21/08/2024 e 24/08/2024, na cidade de Canguçu no Rio Grande do Sul localizada a sudoeste da Folha SH.22-Y-C-III-4, escala 1:50.000, entre as coordenadas UTM 350000-380000 mE e 6518000-6528000 mN. Durante a etapa de campo, utilizou-se o *datum* córrego alegre para georreferenciar os afloramentos visitados e amostrados.

A etapa de campo teve como objetivos a caracterização em campo da área de interesse, aumentar o detalhamento estrutural dos elementos de deformação e indicadores cinemáticos, estabelecer diferenças e semelhanças sobre a mineralogia das áreas deformadas e das áreas sem deformação e visualizar a distribuição do *strain*. O trabalho de campo consistiu no reconhecimento da litologia menos deformada até a de maior deformação e na coleta de amostras representativas da área para laminação. Também foram realizadas coletas de atitudes estruturais, unidas à descrição de afloramento e de rocha macroscópica, destacando a distribuição da

deformação, identificando feições texturais e estruturais, além de registros fotográficos de estruturas de interesse. Essa etapa se fez importante para a setorização de feições macroscópicas que podem distinguir os processos sobrepostos.

A petrografia macroscópica se concentrou na observação de características visíveis ao olho nu e com auxílio de lupa, como forma do corpo, cor da rocha, estruturas, texturas e mineralogia. Esta abordagem complementou a análise microscópica fornecendo uma visão mais abrangente das propriedades das rochas, seguindo a descrição sistemática: (1) localização geográfica e vias de acesso; (2) tipo de afloramento e dimensões; (3) medição de atitudes estruturais; (4) foto do afloramento e amostras; (5) croqui esquemático; (6) descrição da mineralogia: classificação, cor, tamanho, forma, inclusões e porcentagem aproximada, minerais essenciais, máficos e acessórios; (7) descrição com a identificação das estruturas e texturas: bandamento, foliações, lineações, estruturas de fluxo, tipo de deformação, marcadores defletidos, bandas de cisalhamento, *mica fish*, foliação oblíqua, dobras, porfiroclastos, imbricação dos minerais e estruturas em quadrante; (8) coleta de amostras orientadas.

3.3 Preparação de amostras

Para o desenvolvimento do trabalho, foram utilizadas 5 lâminas já existentes do Granito Arroio Moinho. A preparação de amostras para análises por EPMA (*Electron Probe MicroAnalyzer* - Microsonda Eletrônica) incluiu o polimento específico para microanálise e a metalização com carbono das lâminas.

O polimento específico para microanálise da amostra foi realizado a fim de remover relevos presentes nas lâminas, utilizando assim lixas em sequência de numeração crescente (200, 600 e 2000 mesh), seguidas por pano com pasta de diamante de granulometria entre 6, 3, 1 e $\frac{1}{4}$ μm , garantindo a homogeneização da superfície dos constituintes com diferentes durezas. Em cada etapa do polimento, as lâminas passaram por banho no ultrassom e lavagem com álcool para evitar a contaminação por resíduos da etapa anterior, e, além disso, uma verificação em microscópio da superfície e cor de interferência das lâminas.

A rugosidade nas lâminas pode interferir diretamente na confiabilidade dos dados obtidos, uma vez que, o caminho da absorção na direção de todos os espectrômetros necessariamente deve ser igual, evitando o espalhamento desigual do sinal de raios X característicos aplicando erros na quantificação elementar.

A metalização das amostras foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica (CPGq - UFRGS). Utilizando a metalizadora Jeol JEE 4B, foi adicionado um filme com 20 nm de carbono evaporado na superfície das lâminas, para que a superfície da amostra esteja eletricamente condutora.

3.4 Petrografia por microscopia Óptica

A petrografia por microscopia óptica teve como estratégia, a descrição dos constituintes minerais, texturas e estruturas, bem como sua classificação petrográfica e a escolha de pontos para as análises e mapeamento químico por EPMA. A microscopia óptica é uma ferramenta importante para análise microtectônica, visto que é imprescindível na identificação de deformação interna, setorização da deformação, orientação preferencial da trama e a variação dos tamanhos de grão e geração de subcristais. Esta etapa consistiu na classificação dos minerais essenciais (QAPF), máficos (M') e acessórios, bem como a análise textural e microestrutural, com objetivo de identificar, caracterizar e documentar os mecanismos de deformação.

Foram descritas e interpretadas 5 lâminas delgadas do Granito Arroio Moinho, divididas em 4 grupos de amostras: (1) lâmina representativa do ultramilonito; (2) lâmina representativa do milonito; (3) lâmina do protomilonito; (4) lâmina representativa do granito sem deformação. As descrições das lâminas seguiram a sistemática: (1) classificação de milonitos ou rocha sem deformação; (2) microestruturas, comportamento dúctil e/ou rúptil; (3) identificação de equi- ou inequigranularidade e classificação da granulação; (4) forma dos minerais e integridade das faces; (5) limites entre grãos, ângulos interfaciais e feições de recristalização; (6) texturas; (7) Anotações, desenhos esquemáticos e geração de imagens.

As análises por microscopia óptica e imagens foram realizadas no microscópio petrográfico trinocular da marca Zeiss modelo Imager M2m do Laboratório de Microsonda Eletrônica. O equipamento conta com câmera acoplada, modelo AxioCam MR R3 e *software* para aquisição das imagens Zen lite (versão de 2012).

3.5 Química mineral por Microsonda Eletrônica (EPMA)

A Microsonda Eletrônica (*Electron Probe MicroAnalyzer* - EPMA) é uma ferramenta analítica que permite a realização de análises quantitativas pontuais *in situ* alcançando alta resolução espacial, da ordem de 1 μm , permitindo a detecção de quantidades a partir de centenas de ppm, bem como a obtenção de mapas composicionais de raios X quantitativos. Este equipamento é utilizado para determinar a composição química dos minerais diretamente em lâmina delgada ou *mount*, permitindo aliar o estudo petrográfico por microscopia óptica ao estudo da química mineral.

Esta técnica faz uso do espectro de raios X emitido por uma amostra sólida bombardeada por um feixe focado de elétrons para obter uma análise química pontual. A energia dos raios X emitidos é característica do elemento químico presente na amostra no ponto excitado (raios X característicos) e é detectada por espectrômetros de comprimento de ondas (WDS – *Wavelength Dispersive Spectrometer*) que faz a leitura do sinal, onde a intensidade deste sinal é comparada com a de padrões, cuja intensidade é medida e comparada com padrões de composição conhecida, resultando então, na determinação da quantidade (% ou ppm) do elemento.

A amostra é visualizada através de um microscópio óptico acoplado, ou a partir de imagens eletrônicas produzidas pelos elétrons retro-espalhados (BSE - *Backscattered*). O WDS utiliza cristais de difração para dispersar raios X por comprimento de onda. Através das correções de matriz, comparação com padrões certificados e espectrômetros dedicados que permitem a determinação precisa dos picos de raios X dos elementos. A análise de química mineral por EPMA é imprescindível para estudar as mudanças químicas dos minerais em cada estágio de deformação, aplicação dos geotermômetros e geobarômetros.

As análises quantitativas, imagens e mapas composicionais por EPMA foram realizadas pelo Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do Instituto de Geociências da UFRGS, utilizando a Microsonda Eletrônica CAMECA SXFive, equipada com cinco espectrômetros WDS.

Foram analisados minerais constituintes do Granito Arroio Moinho na zona de menor deformação, do ultramilonito, milonito e do protomilonito. A primeira etapa das análises constituiu a definição das condições analíticas mais adequadas para a determinação quantitativa da composição química síncrona dos variados elementos das fases previamente selecionadas.

Foram avaliados os resultados obtidos nas condições analíticas de 15 kV, 10 nA para as rochas miloníticas e 15 kV, 15 nA para as rochas das zonas de mais baixa deformação do Granito Arroio Moinho. Nessa condição, foi obtido o melhor resultado de resolução de pico sem perda de contagem. As análises foram executadas com a utilização de cinco espectrômetros com cristais TAP, LIF e PET. Para a análise da titanita foram utilizadas três condições distintas: a aquisição dos elementos maiores foi feita em 15 kV e 20 nA; a do F e ETR foi feita em 15 kV e 100 nA e para a leitura do Zr, 20 kV e 200 nA conforme estabelecido por Drago *et al*, 2021.

Os mapas composicionais foram realizados com tensão de 15 kV e corrente de 15 nA. Utilizou-se os dados de química mineral para determinação de condições de pressão e temperatura. Os geobarômetros foram produzidos baseados no Al-biotita e os geotermômetros baseados no Al-biotita, Al-clorita e Zr-titanita, obtendo assim, as condições e variações de T e P dos processos de deformação, que foram comparados ao que é determinado pelas microestruturas de deformação.

3.5.1 Método de determinação da fórmula química estrutural (Número de íons)

O método da fórmula estrutural utiliza a composição química dos minerais para determinar o número de átomos na célula unitária cristalográfica, ou em uma célula unitária hipotética quando a real não é conhecida com precisão (Newman & Brown, 1987). Este é o método padrão para calcular fórmulas estruturais de minerais. Esse método fundamenta-se no princípio da eletroneutralidade que exige que a carga total

dos cátions seja igual à carga total dos ânions. Para alcançar isso, o cálculo adota uma de duas abordagens: um número fixo de cargas aniônicas ou um número fixo de cátions nos sítios octaédricos, tetraédricos e dodecaédricos da estrutura cristalina (Karathanasis, 2008; Christidis *et al.*, 2023).

Na abordagem de cargas aniônicas fixas, assume-se que as cargas são principalmente de O^{2-} e OH^- , embora outros ânions possam ser considerados. A fórmula estrutural é calculada com base em um número fixo de cargas de O^{2-} , enquanto a ocupação de OH^- é idealizada (Karathanasis, 2008). Este também é o procedimento para fórmulas estruturais derivadas da análise por microsonda eletrônica (Christidis, 2006). Na abordagem de cátions fixos, assume-se uma ocupação ideal dos sítios octaédricos e tetraédricos, com as cargas positivas balanceadas pelas cargas aniônicas ideais ou específicas do grupo mineral em questão, mantendo assim a eletro-neutralidade. Desde que as análises químicas sejam precisas, ambas as abordagens, seja pelo número fixo de cátions ou pelo número fixo de ânions, devem gerar fórmulas estruturais quase idênticas.

A determinação da fórmula química estrutural por número de oxigênios deve seguir etapas de cálculos para converter os dados gerados por microanálise de %peso óxidos em número de átomos pela ocupação dos sítios seguindo as regras de coordenação, e resultando na fórmula química final.

Foi construída uma tabela para os cálculos no Excel para cada análise com a seguinte estrutura:

1. Primeira coluna: nome do óxido;
2. Segunda coluna: wt% do óxido - dado bruto da análise;
3. Terceira coluna: número de cátions no óxido;
4. Quarta coluna: número de oxigênios;
5. Quinta coluna: peso molecular do óxido - massa de todos os elementos somada;
6. Sexta coluna: proporção molecular dos óxidos - wt% do óxido dividido pelo peso molecular do óxido;
7. Sétima coluna: proporção atômica de oxigênio a partir de cada molécula - proporção molecular dos óxidos multiplicados pelo número de oxigênios, seguido

da divisão do número de oxigênio padrão do mineral pela soma da proporção atômica de oxigênio, resultando no fator de correção;

8. Oitava coluna: número de ânions na base de oxigênios - fator de correção multiplicado pela proporção atômica de oxigênio;

9. Nona coluna: número de cátions na fórmula dividido por oxigênios - ex: Al_2O_3 , 2 cátions para 3 oxigênios, $2/3$ de Al.

Concluídas estas etapas, a análise baseada em óxidos pode ser convertida em uma fórmula balanceada. Seguindo alguns critérios de fechamento do valor total dos óxidos, cada análise deve somar 100% com até 2% de erro para fases anidras e o equivalente mais a estimativa do teor de água nos minerais hidratados (que varia conforme a espécie analisada).

A atribuição de cátions à estrutura dos principais silicatos segue as regras de Pauling, ou seja, uma quantidade de Al^{3+} e, se necessário, Fe^{3+} é atribuída às posições tetraédricas vagas de modo que $\text{Si}^{4+} + \text{Al}^{3+} (+\text{Fe}^{3+}) = 4$. Por padrão, o Al, Fe e Mg restantes são atribuídos a sítios octaédricos embora no caso de alguns filossilicatos, o Mg também pode ocupar sítios de maior coordenação. A menos que a especiação do Fe seja verificada por um método independente, assume-se que todo ferro é 2+ ou 3+. A espectroscopia Mössbauer é necessária para a determinação da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ e uma fórmula estrutural precisa nos casos de minerais com diferentes condições de oxidação. No caso dos filossilicatos com sítio dodecaédrico na intercâmara (tipo T-O-T ou 2:1), os cátions maiores como Ca, Na e K são alocados nesse sítio para o balanço adequado de cargas, enquanto em outros minerais esses elementos podem entrar em sítios octaédricos ou em sítios de coordenação maior, especialmente o K que não entra no octaedro em função do seu raio atômico.

Ainda sobre os filossilicatos, como a muscovita, minerais do grupo das micas, com a fórmula idealizada $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, os números de cátions são calculados com base em 11 átomos de oxigênio correspondentes a $\text{O}_{10}(\text{OH}$ e outros ânions como Cl e F) $_2$. O valor da água não pode ser obtido através das análises de microsonda, mas pode ser normalizado conforme valores teóricos ou ainda estimado através da perda ao fogo ou análise termogravimétrica. Os valores dos ânions como OH, F e Cl, quando obtidos, devem ser normalizados como átomos e precisam somar até 2 na fórmula final na base de 11 oxigênios.

Para a verificação dos cálculos foi utilizado o software de recálculo de química mineral de análises de EPMA GCDKit Mineral versão 1.0.0 (Janoušek *et al.*, 2016), que utiliza a linguagem em R GUI (*Graphical User Interface Comparison*) versão 4.1.3. Utilizando o *software*, as análises para espécies minerais podem ser recalculadas para átomos por unidade de fórmula (apfu) com base em equivalentes fixos de O, soma de cargas ou átomos. Os átomos calculados podem então ser alocados nos seus respectivos sítios cristalográficos ou usados para calcular parâmetros definidos pelo usuário e proporções de membros finais. Os resultados das análises podem então ser plotados em diagramas e exportados para a área de transferência, TXT, CSV, XLS, XLSX, HTML, DBF ou outros formatos de arquivo.

3.6 Geotermobarometria

Para a determinação das condições de pressão e temperatura da cristalização do Granito Arroio Moinho, foram aplicados diversos geotermobarômetros baseados na química mineral. Com a aplicação destes métodos, espera-se estabelecer os intervalos de P e T de duração destes eventos. Serão aplicados os seguintes métodos.

3.6.1 Biotita e clorita

Para complementar os dados das condições de pressão e temperatura, foram utilizados o geotermobarômetro com base nas análises de química mineral da clorita e da biotita.

As condições de pressão baseadas na biotita foram determinadas através do barômetro Al-na-biotita de Uchida *et al.* (2007) que utiliza como parâmetro no conteúdo de Al^T na biotita na base de 22 oxigênios através da equação empírica:

$$P \text{ (kbar)} = 3,03 \times \text{Al}^T - 6,53 \text{ (} \pm 0,33 \text{)}$$

Já para a aplicação do termômetro Al-na-clorita, foi utilizado o termômetro de Cathelineau, baseado no teor de Al tetraédrico na base de 14 oxigênios, a partir da equação empírica:

$$T(^{\circ}\text{C}) = - 61,92 + 321,98 \text{ Al}^{\text{IV}}$$

3.6.2 Titanita

O método de geobarometria de Zr-titanita é uma técnica utilizada para estimar as condições de pressão e temperatura em que a titanita se formou baseado na proporção de Zircônio (Zr). O método é desenvolvido visando as frequentes substituições que ocorrem na estrutura da titanita como a substituição do Ti^{4+} por Zr^{4+} .

A titanita (CaTiSiO_5) é um mineral que pode incorporar zircônio em sua estrutura cristalina. A quantidade de zircônio que a titanita pode conter é influenciada pelas condições de T e P durante sua formação. Este método, calibrado por Hayden *et al.* (2008), utiliza o conteúdo de Zr na titanita para estimar a temperatura. A relação entre a concentração de Zr e a temperatura é baseada em experimentos que mostram como a solubilidade de Zr em titanita varia com a temperatura durante o resfriamento do magma. A temperatura é calculada a partir da seguinte relação: $T(^{\circ}\text{C})=f(\text{Zr})$ onde $f(\text{Zr})$ é uma função que relaciona a concentração de Zr na titanita com a temperatura.

O processo para o cálculo geobarométrico e geotermométrico do Granito Arroio Moinho iniciou-se na seleção das lâminas e dos cristais específicos somados com as descrições das texturas e relações com outros minerais presentes nas amostras que foram utilizadas para as análises químicas por EPMA.

Para a realização dos cálculos geobarométricos e geotermométricos, os resultados das proporções dos elementos de interesse de cada cristal analisado foram inseridos nas equações de calibração, para a obtenção das estimativas de P e T. Os valores estimados de pressão são expressos em Kilobar (kbar) e a temperatura em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$).

4 RESULTADOS

4.1 Feições em macro e mesoescala

O Granito Arroio Moinho aflora frequentemente como matacões arredondados de até 6 m e lajeados de até 60 metros de comprimento alongados principalmente para nordeste e menos frequentemente alongados para leste. O granito apresenta uma estrutura foliada marcada por bandas milimétricas de minerais máficos, anfibólio e principalmente biotita, que contornam cristais de K-feldspato. Enclaves com contatos lobados de microgranitoides estirados e concordantes com a foliação também são comuns, com dimensões pequenas de cerca de 5 cm até enclaves maiores que chegam a aproximadamente 80 cm, são observados cristais de K-feldspato de aproximadamente 4 cm, no interior dos enclaves, indicando incipiente hibridização magma-enclave.

Nas zonas de cisalhamento, formam-se rochas miloníticas com variações texturais graduais, permitindo a observação da evolução das transformações decorrentes do processo de deformação, assim são formadas rochas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. As zonas protomiloníticas possuem cerca de 15 cm de largura e as zonas milonítica tem predominantemente tamanhos aproximados de 4 cm de espessura. As faixas ultramiloníticas são milimétricas até cerca de 3 cm de largura. Essas zonas de deformação são anastomosadas, esse caráter é evidenciado pelas atitudes coletadas em campo, com direção geral NE e cinemática sinistral (Figura 7).



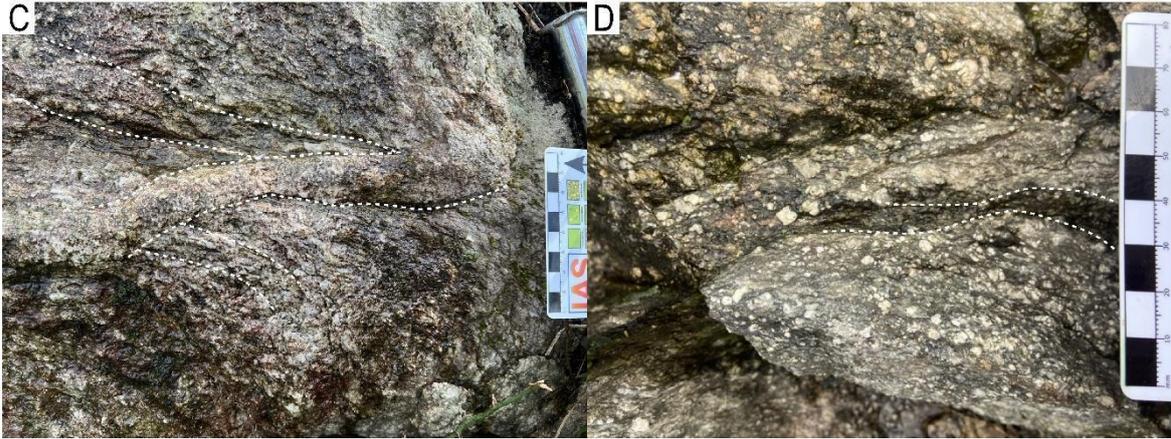


Figura 7 - Feições em mesoescala do Granito Arroio Moinho: (a) foliação magmática na zona de mais baixa deformação (ZBD); (b) contato entre um enclave e o granito na zona de baixa deformação (ZBD), nota-se cristais de K-feldspato no interior do enclave; (c) transição da foliação protomilonítica para foliação milonítica; (d) faixa ultramilonítica de aproximadamente 1 cm.

Na zona de mais baixa deformação (ZBD) a foliação magmática (S_0) observada é marcada pela orientação de forma dos cristais de biotita e anfibólio. Essa foliação é anastomosada, melhor preservada em relação às zonas de mais alta deformação (ZAD) e apresenta direção preferencial em NE e mergulhos que variam de predominantemente médio ângulo a alto ângulo.

Já na zona de mais alta deformação (ZAD), ocorre a presença dos milonitos em variados graus de deformação, a estrutura planar predominante é a foliação milonítica (S_m), de direção geral NE, evidenciando uma foliação milonítica concordante com a foliação magmática. A foliação milonítica é caracterizada pela textura porfiroclástica nos cristais de feldspato, estiramento do quartzo e de agregados máficos. Apresentam mergulhos predominantemente altos, conforme mostrado na Figura 8 (estereograma D).

Os lineamentos encontrados mostram duas direções preferenciais de estruturas. Em macroescala predominam estruturas com direção NE, essas são concordantes com o alongamento do corpo e a direção geral das zonas de cisalhamento. Também são observáveis de forma incipiente, estruturas com direção geral em NNW.

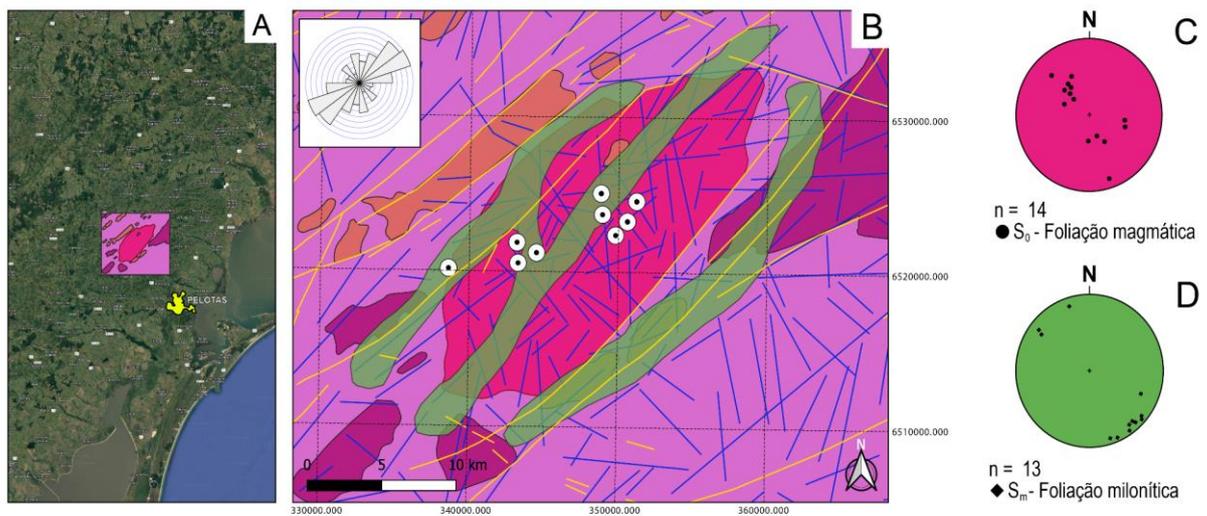


Figura 8 - Estruturas planares do Granito Arroio Moinho: (a) polígono da área do Granito Arroio Moinho; (b) mapa de lineamentos identificados pela autora (azul), vinculados com lineamentos regionais disponibilizados pela CPRM (amarelo); (c) estereograma da foliação magmática, representada por polos de planos em rede equiárea, hemisfério inferior, indicando o alto a médio ângulo de mergulho da foliação e sua direção preferencial em NE; (d) estereograma da foliação milonítica, representada por polos de planos em rede equiárea, hemisfério inferior, indicando o alto ângulo de mergulho da foliação e sua direção preferencial concordante com a foliação magmática em NE

4.2 Petrografia

4.2.1 Zona de mais baixa deformação (ZBD)

O Granito Arroio Moinho possui, além das faixas de cisalhamento, uma heterogeneidade deformacional, ocorrendo assim, áreas com maior grau de deformação que outras. O granito é inequigranular (GI) de granulação fina a grossa, nessas áreas que apresentam maior heterogeneidade de tamanhos. Ocorrem grandes cristais que tendem a euedria, cristalizados de forma tardia coexistindo com pequenos grãos gerados a partir da recristalização. Porém, ocorrem áreas cujos cristais tendem à maior homogeneidade de tamanhos, caracterizando o granito nessas áreas como equigranular (GE) de granulação média. Nessas áreas, a deformação não é tão

amplamente distribuída e expressa sua composição mineralógica por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e clorita.

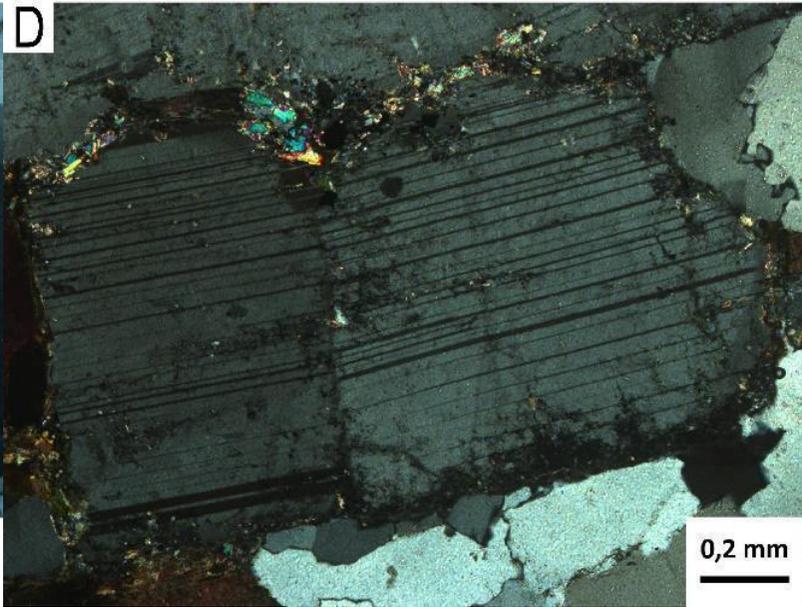
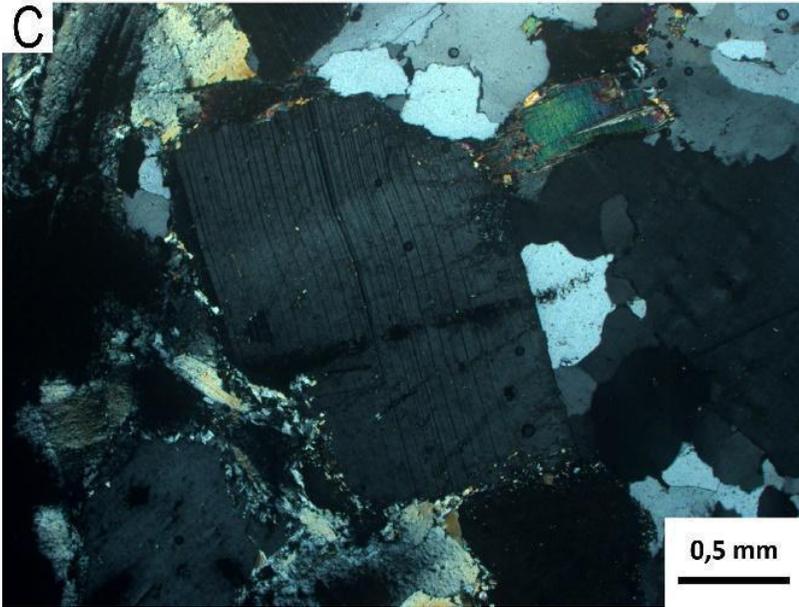
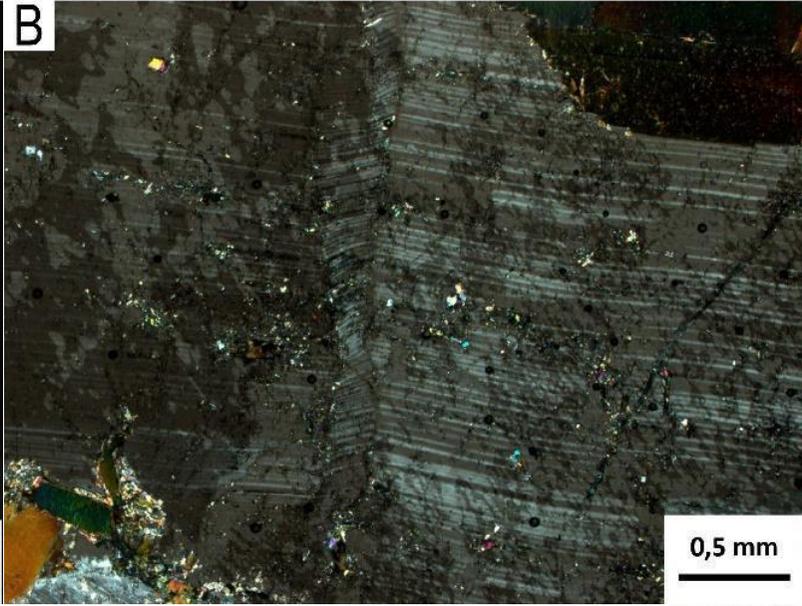
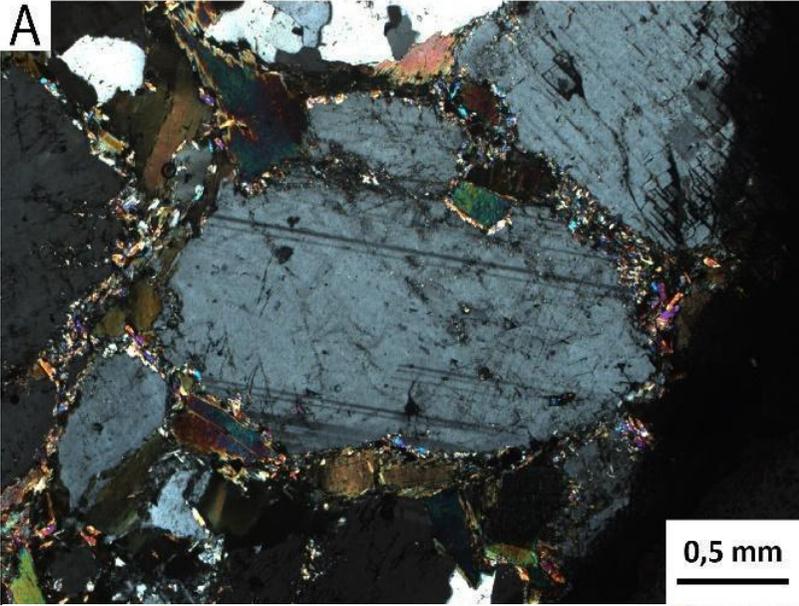
O K-feldspato ocorre com orientação incipiente, geralmente maior que os cristais de plagioclásio, com tamanhos que variam entre 1 mm e 6 mm. Cristais menores geralmente possuem forma anédrica tendendo para o formato de um prisma alongado com as faces arredondadas com contatos irregulares localizados. Os cristais maiores ocorrem com menos frequência, possuem forma subédrica, geralmente com uma a duas faces retas e hábito prismático alongado a tabular, outras faces tendem para o arredondamento com contatos irregulares. O K-feldspato, em geral, apresenta raramente macla simples Carlsbad regular, extinção ondulante mais nítida e marcada nos cristais maiores e localmente nos cristais menores, também apresentam fraturamento amplamente distribuído.

O plagioclásio tem tamanhos que variam de 0,25 mm até 5 mm, com forma subédrica predominantemente, a anédrica e hábito prismático alongado a tabular, tendendo para o arredondamento. Também apresenta extinção ondulante suave. Os grãos de plagioclásio têm seus limites bordejados por biotita menor que 0,1 mm. Biotitas de aproximadamente 0,2 mm também contornam alguns poucos grãos. Apresentam macla polissintética e localmente nota-se a macla polissintética combinada com macla simples Carlsbad cobrindo grãos inteiros. Também são frequentes a presença de *kink bands* (leve ondulação evidenciada pelas maclas) e fraturas (Figura 9 A, B, C e D).

O quartzo tem tamanhos que variam entre 0,2 mm e 1,5 mm, principalmente em agregados de quartzo recristalizado, anédricos com contatos tríplices lobados até retos em ângulos de aproximadamente 120 graus e extinção ondulante. Esses agregados também estão associados com raros grãos de quartzo primário. O quartzo apresenta recristalização de migração de limite de grãos (GBM - *High-Temperature Grain Boundary Migration*) impresso em grãos que se projetam para dentro do grão adjacente (Figura 9 E).

A biotita forma lamelas frequentemente em agregados de 3 a 5 grãos que formam uma foliação anastomosada e secundariamente ocorrem isolados. Têm hábito lamelar com contatos levemente serrilhados e forma subédrica a anédrica mais frequentemente, com integridade das faces irregular, moderadamente alta. Seus

tamanhos variam entre 0,4 mm a 0,8 mm. Apresentam pleocroísmo em castanho escuro a castanho claro e extinção ondulante e mosqueada. É comum em algumas áreas a transformação parcial da biotita para clorita ao longo das clivagens. Os grãos de biotita também apresentam abundantemente *kink bands* e o arqueamento das clivagens (Figura 9 F, G e H).



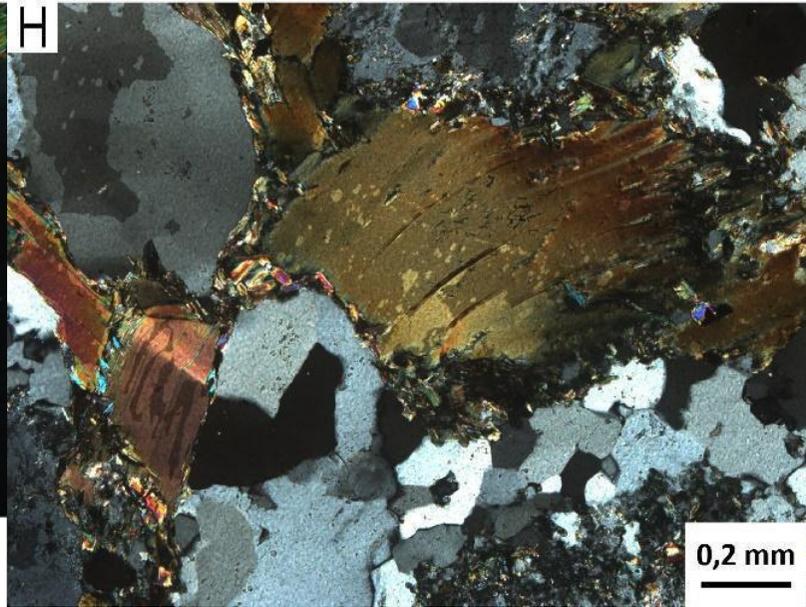
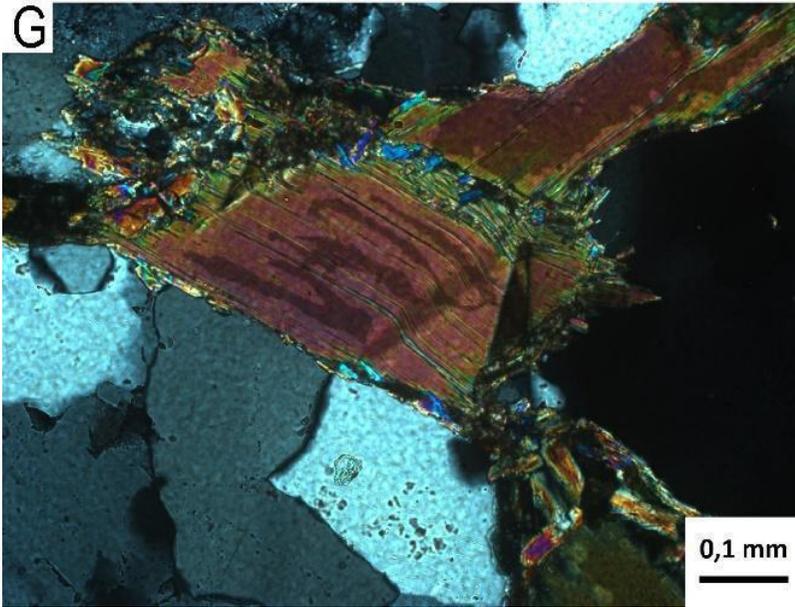
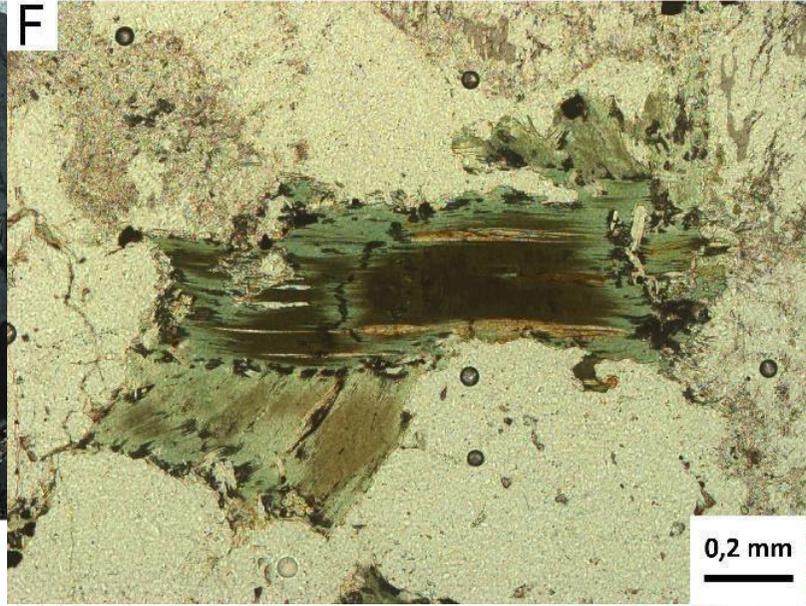
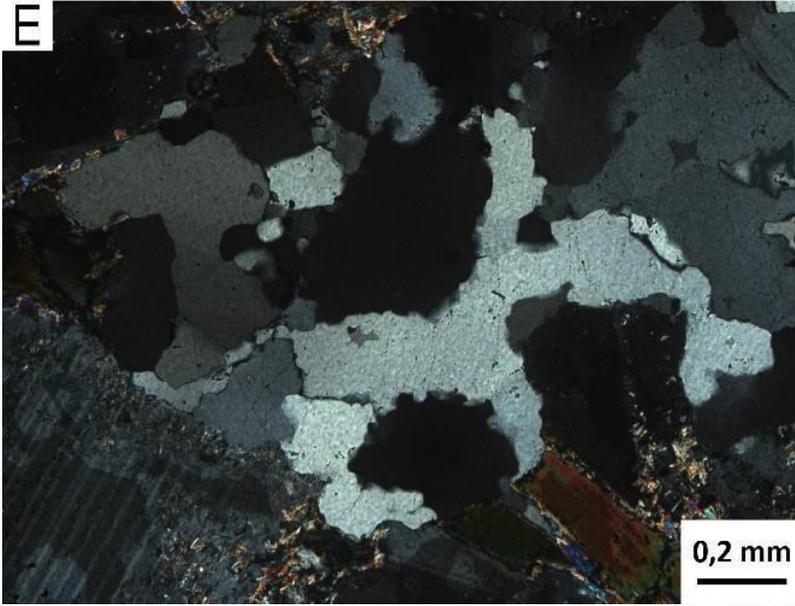


Figura 9 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no GE da zona de mais baixa deformação em luz plano polarizada (LPP) (F) e polarizadores perpendiculares (LXP): (a) cristal de plagioclásio com limites bordejados por biotita; (b) kink band em cristal de plagioclásio; (c) kink band sutil em cristal de plagioclásio; (d) fratura em cristal de plagioclásio evidenciada pela descontinuidade da macla; (e) recristalização GBM em quartzo; (f) clorita ao longo das clivagens de biotita castanha; (g) kink band em biotita; (h) biotita flexionada.

As áreas do granito com granulação inequigranular (GI) seriada fina a grossa mais evidente, possui assembleia mineral composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio, clorita, titanita e alanita como acessórios.

O K-feldspato ocorre com orientação incipiente em tamanhos que variam entre 5 mm e 8 mm. Os cristais têm forma subédrica a anédrica principalmente e hábito prismático a tabular, tendendo para o arredondamento, com faces e contatos irregulares lobados e extinção ondulante marcada. Apresentam macla Carlsbad regular, por vezes ao longo do plano da macla mostram irregularidades, também são observáveis maclas tectônicas xadrez irregulares nos limites dos grãos com maior frequência (Figura 10 A), onde a concentração da deformação tende a ser maior, indicando o aumento da triclinicidade induzido pela deformação. Apresentam também localmente mimerquita (Figura 10 B), a morfologia do intercrescimento com quartzo é principalmente elipsoidal a formatos mais arredondados. O K-feldspato localmente apresenta pertita em chama, esparsas e principalmente nas bordas, localmente ocorrem distribuídas por todo o grão (Figura 10 C).

O plagioclásio tem tamanhos que variam entre 0,25 mm e 5 mm. Os cristais maiores geralmente têm forma subédrica com 2 a 3 faces com contatos irregulares lobados, com hábito principalmente prismático alongado, tendendo para o arredondamento e extinção ondulante. Apresentam macla polissintética em uma direção e macla polissintética em duas direções se truncando (Figura 10 D), cobrindo grãos inteiros. Os cristais maiores também exibem alteração e frequentes inclusões de biotita. Os cristais menores de plagioclásio exibem predominantemente forma anédrica, esses são formados por recristalização, exibem macla polissintética irregular, onde não cobrem todo grão, por vezes não apresentam a macla. Alguns grãos são associados aos cristais anteriores, esses mostram a descontinuidade das

maclas por rotação imprimindo uma recristalização por rotação de subgrão (SGR - *Subgrain Rotation*) (Figura 10 E).

O quartzo ocorre em tamanhos de <0,1 mm a 5 mm. Os grãos maiores são anédricos, tendendo para o arredondamento e com contatos lobados. Apresenta estrutura núcleo-manto, o núcleo cristalino é deformado e apresenta extinção ondulante, onde os subgrãos são alongados horizontalmente (Figura 10 F), e extinção em tabuleiro de xadrez (Figura 10 G). Os grãos menores são de quartzo recristalizado, anédricos com extinção ondulante distribuídos em agregados periféricos dos grãos maiores e ocupando interstícios. Apresentam predominantemente geometria de limites de grãos interlobados com limites de grãos irregulares e lobados. Subordinadamente apresentam geometria de limites de grãos poligonal com limites de grãos retos em ângulo de aproximadamente 120 graus. Os grãos de quartzo recristalizados maiores constantemente mostram recristalização de migração de limite de grãos e os menores, que comumente formam mantos ao redor dos cristais anteriores (Figura 10 F, G e H), mostram principalmente recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento (*BLG - low-temperature grain boundary migration or bulging recrystallisation*).

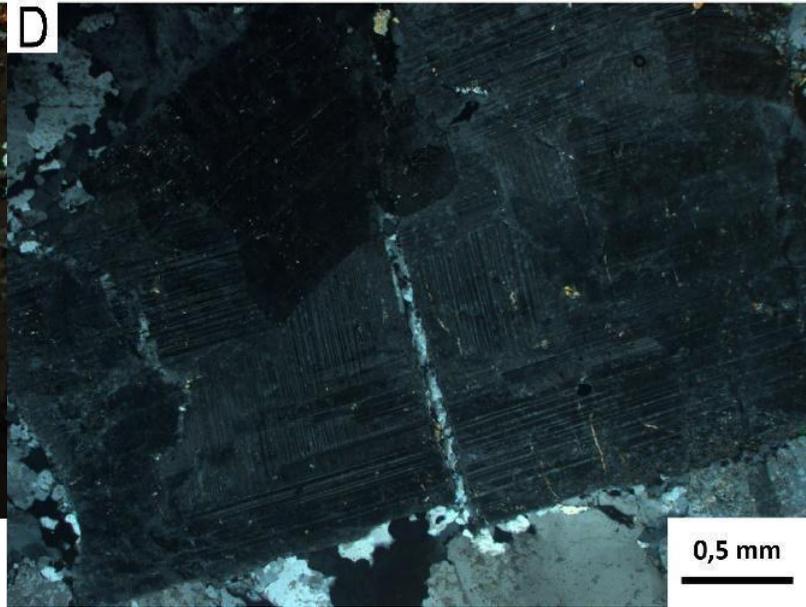
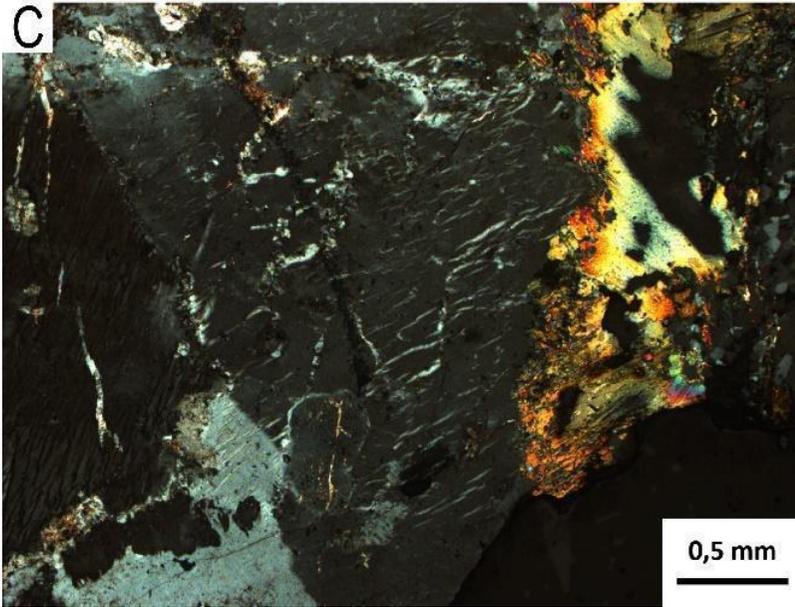
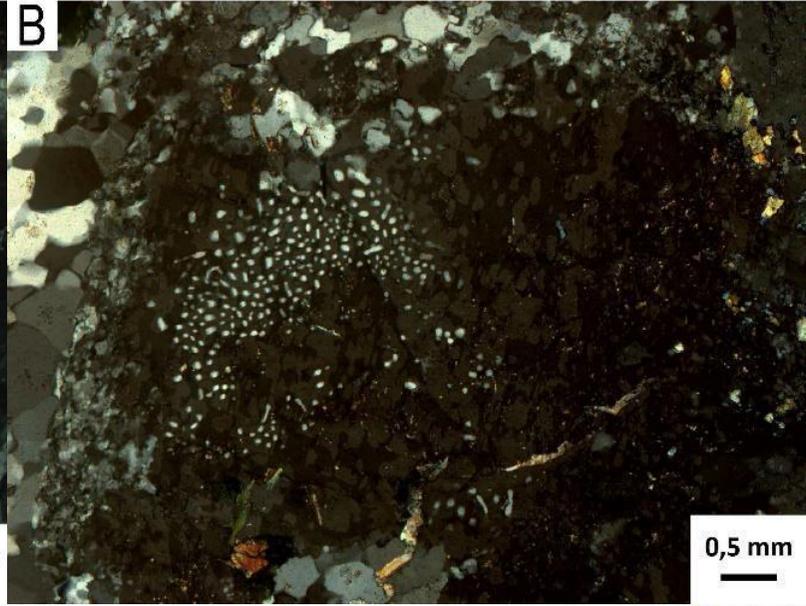
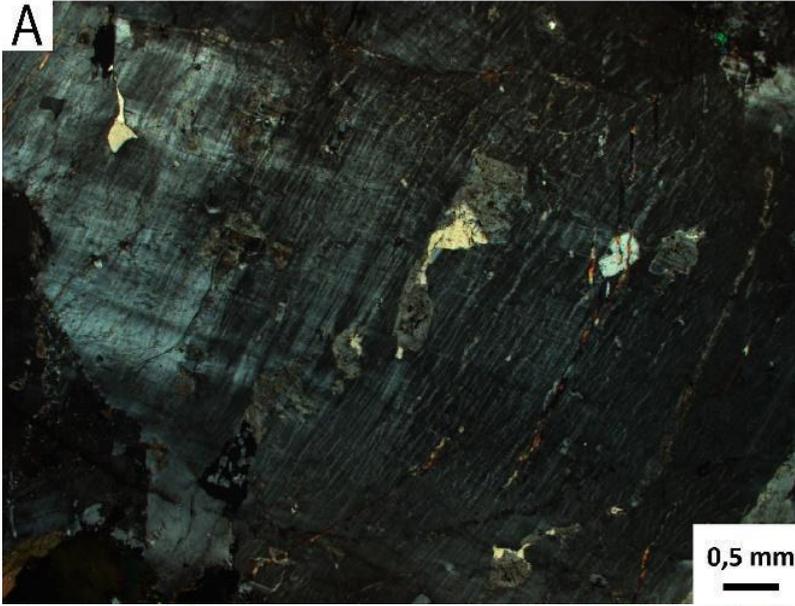
O anfibólio, tem ocorrência apenas no granito inequigranular (GI), os cristais são orientados e forma junto com as biotitas a foliação magmática. Tem forma raramente euédrica e predominantemente subédrica com faces e contatos retos a irregulares e hábito prismático alongado. Apresenta predominantemente pleocroísmo em verde médio a verde escuro. O anfibólio também ocorre localmente com pleocroísmo em castanho claro a castanho escuro e, nesse caso tem forma subédrica e associação com biotita, que se encontra no centro do anfibólio. Tem tamanhos que variam entre aproximadamente 1 mm e 6 mm. O anfibólio é frequentemente fraturado e comumente associado à titanita (Figura I). Também são observadas importantes relações de contato entre o anfibólio e a biotita, onde os contatos são serrilhados controlados pelas clivagens do anfibólio até contatos difusos, evidenciando a transformação parcial do anfibólio para biotita (Figura J).

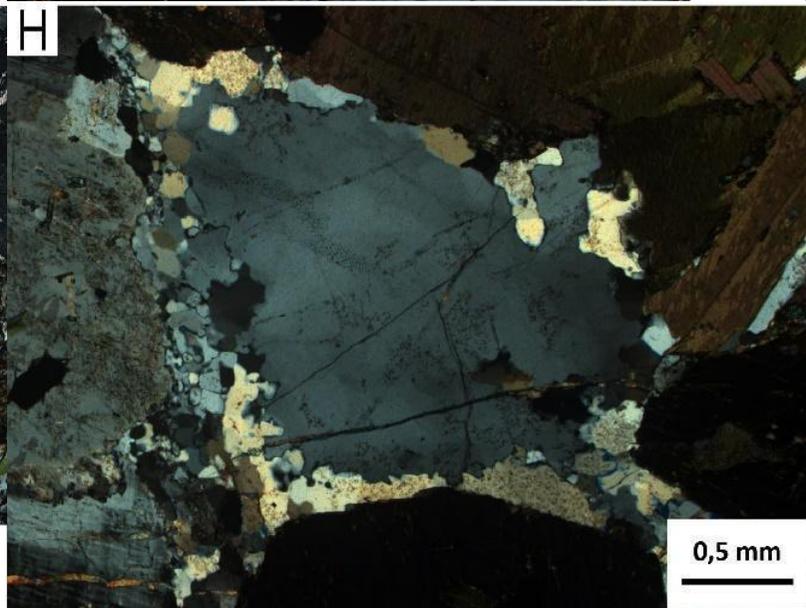
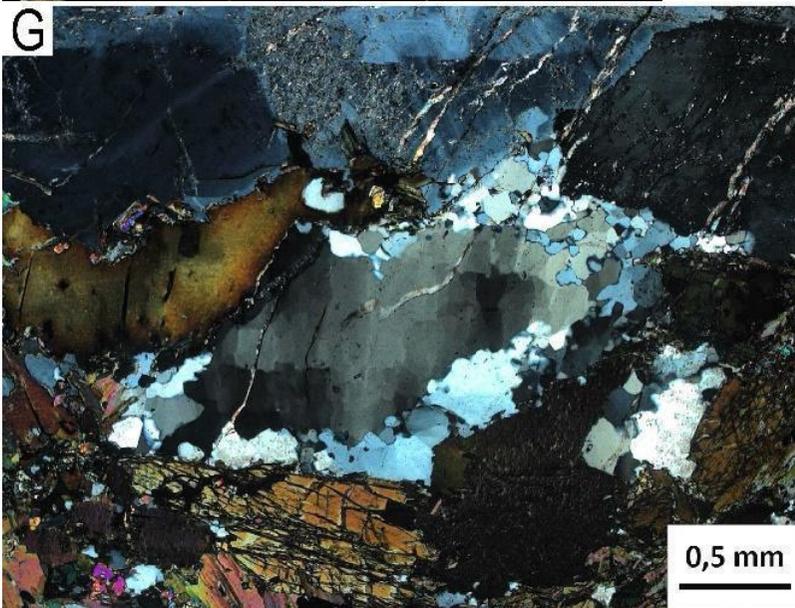
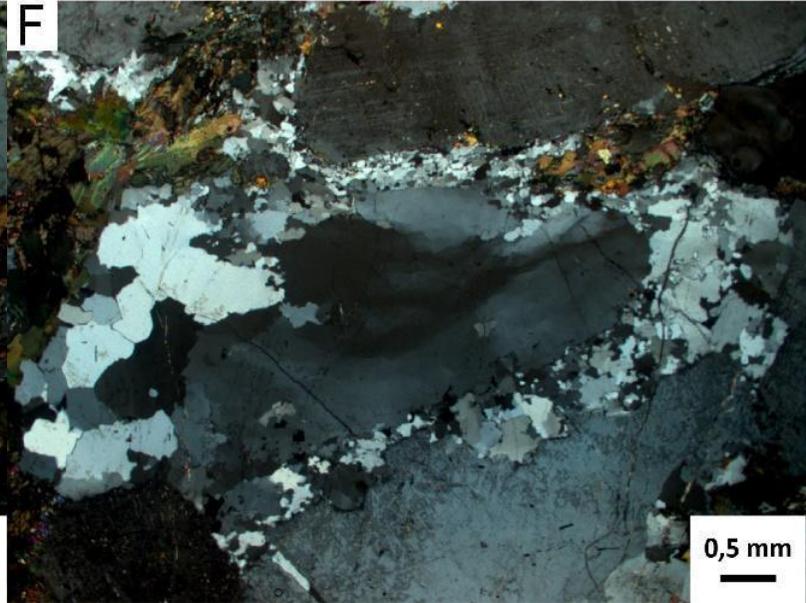
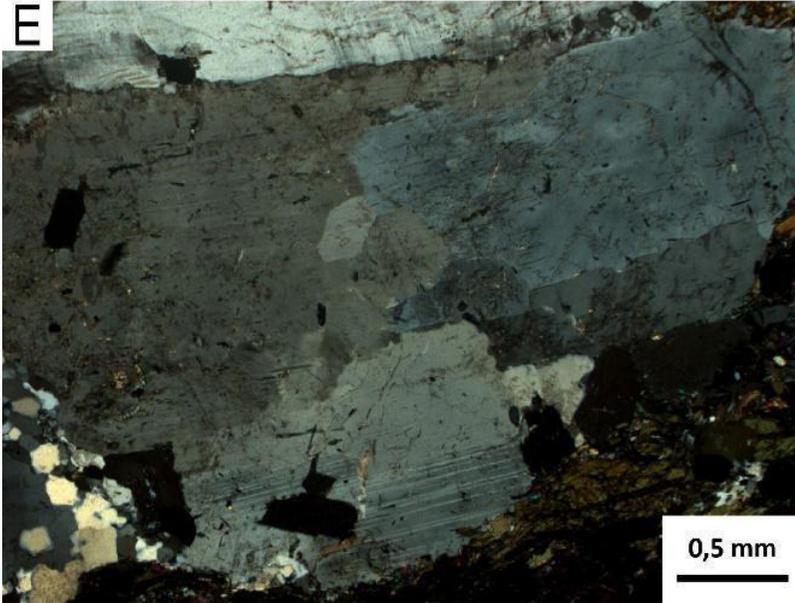
A biotita forma agregados que marcam uma foliação anastomosada. Tem hábito lamelar com contatos serrilhados e forma principalmente subédrica, com faces irregulares, com ocorrências locais anédrica. Seus tamanhos variam de aproximadamente <0,1 mm a 0,6 mm. Apresentam pleocroísmo em castanho escuro

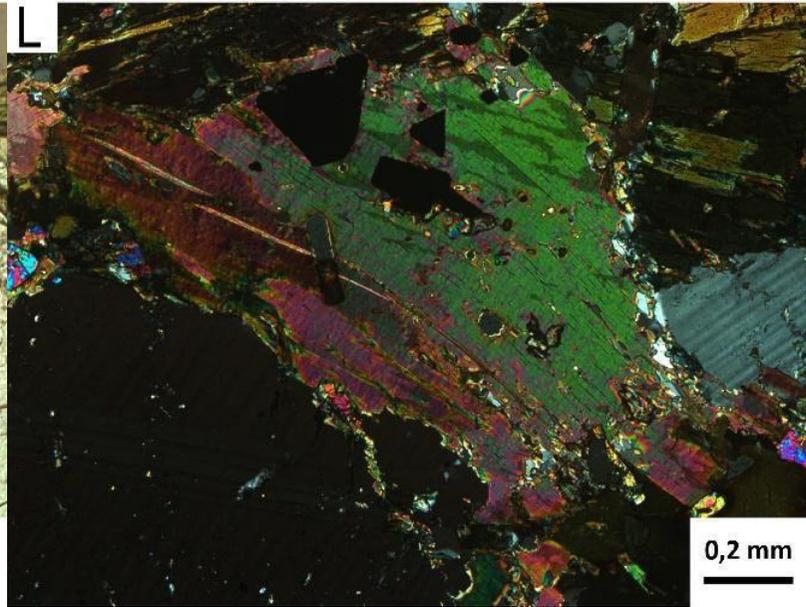
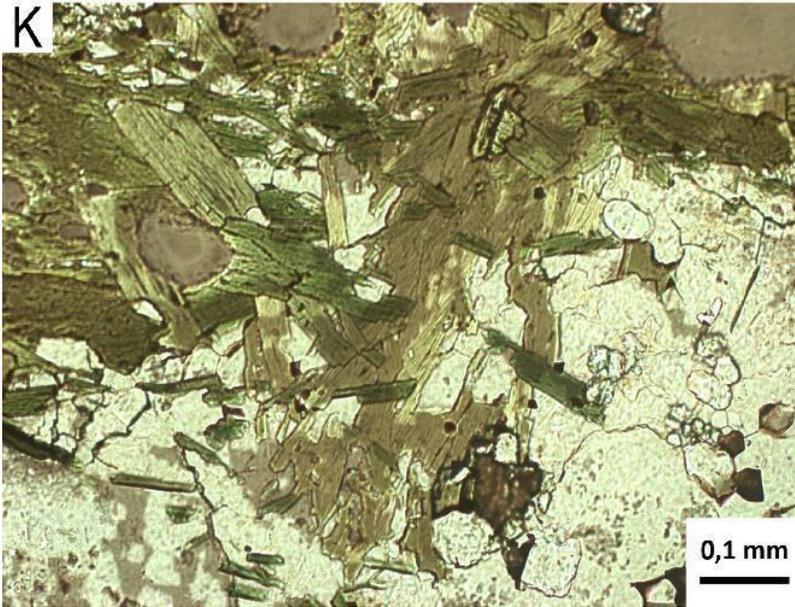
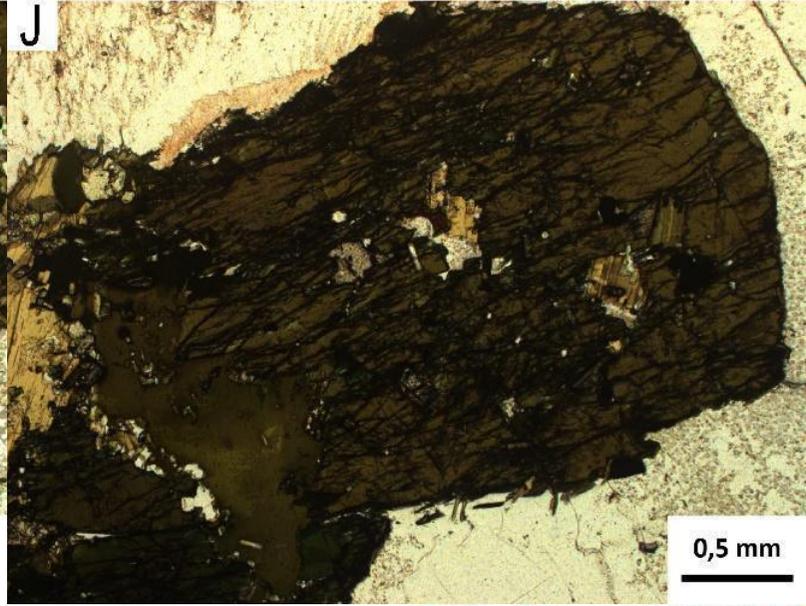
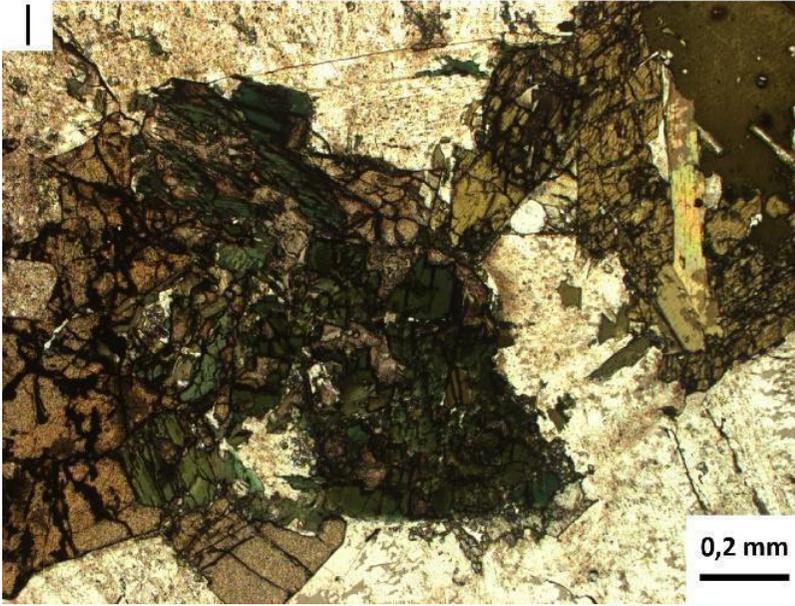
a castanho claro e castanho médio a verde escuro, em grãos maiores (0,4 - 0,6 mm). Também ocorrem biotitas recristalizadas identificadas por um fraco pleocroísmo em verde claro a médio em tamanhos menores que 0,1 mm, que se localizam nas bordas dos antigos grãos (Figura 10 K), formando caudas ou em agregados orientados. Apresenta também, extinção ondulante e mosqueada. Localmente ocorre a transformação parcial para clorita ao longo das clivagens. Os grãos de biotita apresentam arqueamentos em suas clivagens (Figura 10 L).

A clorita tem ocorrência restrita em áreas onde a deformação é menor, com tamanhos de aproximadamente 0,6 mm. Apresenta pleocroísmo incolor a verde médio pálido e extinção ondulante, com forma subédrica e integridade das faces muito baixa, e com concentrações de opacos ao longo das clivagens (Figura 10 M). Também ocorrem transformações parciais da biotita nas bordas e ao longo das clivagens.

A titanita e a alanita são minerais acessórios que ocorrem no granito GI. Os grãos de titanita frequentemente são euédricos (Figura 10 N) e raramente subédricos, com contatos retos a irregulares subordinadamente, ocorrendo principalmente associados ao anfibólio. Apresenta cor castanho claro e tamanhos que variam de 1 mm até 5 mm. A alanita ocorre localmente, tem forma anédrica, com contatos lobados e ocorre em áreas com menor deformação, associada às biotitas. Apresenta cor amarelo claro e tem tamanhos aproximados de 0,5 mm.







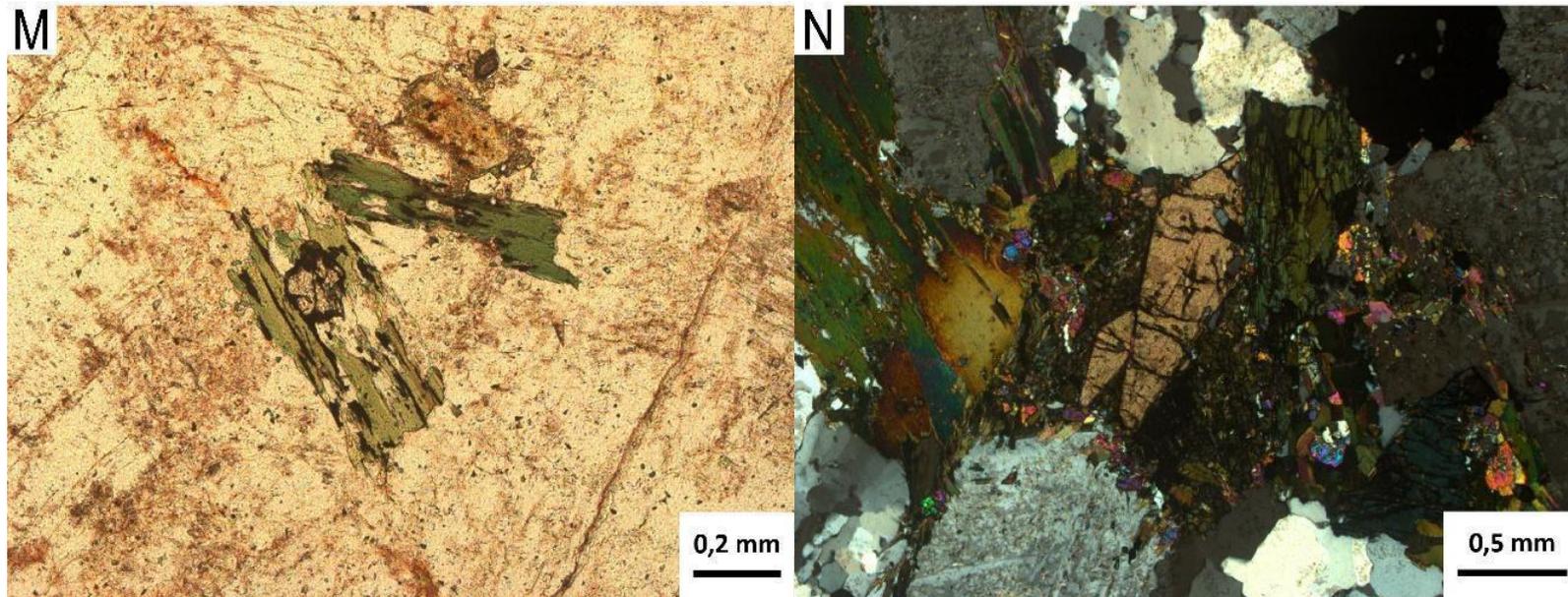


Figura 10 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no GI da zona de mais baixa deformação em luz plano polarizada (LPP) (I, J, K, M) e polarizadores perpendiculares (LXP): (a) macla tectônica xadrez na borda de cristal de K-feldspato com pertita; (b) mimerquita com morfologia elipsoidal; (c) cristal de K-feldspato com pertita em chama; (d) cristal de plagioclásio com macla polissintética em duas direções; (e) recristalização SGR em cristal de plagioclásio; (f) cristal de quartzo apresentando estrutura núcleo-manto, com extinção ondulante no núcleo; (g) cristal de quartzo apresentando estrutura núcleo-manto, com extinção em tabuleiro de xadrez no núcleo; (h) cristal de quartzo com estrutura núcleo-manto pouco desenvolvida; (i) relação de contato entre anfibólio (verde) e titanita (castanho); (j) anfibólio se transformando em biotita; (k) biotita verde nas bordas da biotita castanha; (l) biotita flexionada; (m) clorita com titanita no centro; (n) titanita euédrica.

4.2.2 Zona de mais alta deformação (ZAD): protomilonito

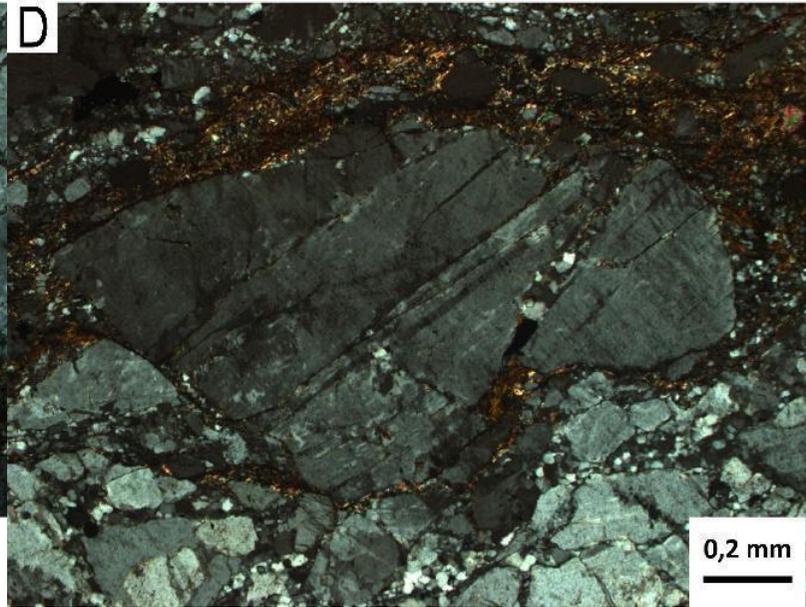
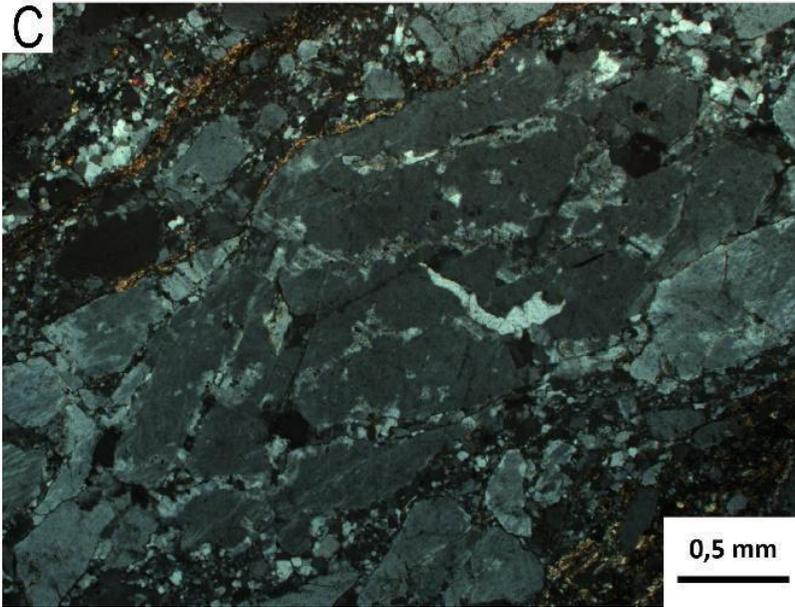
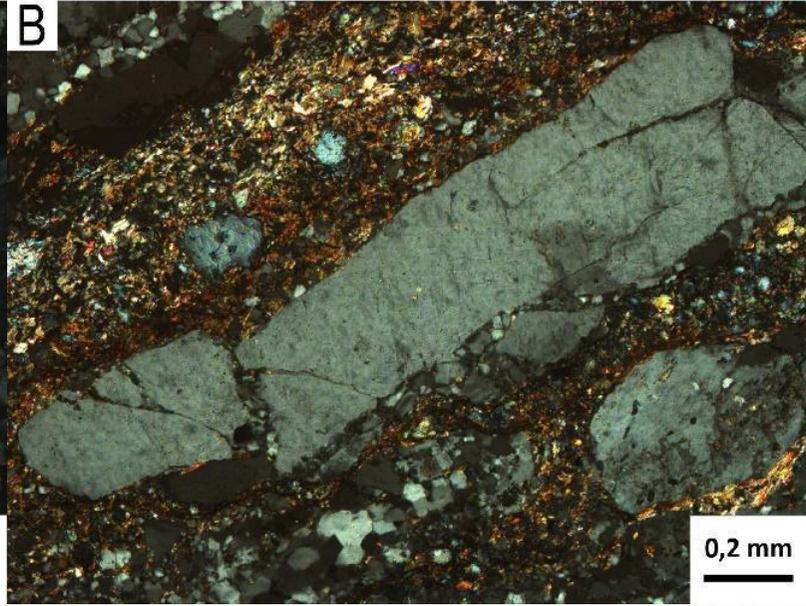
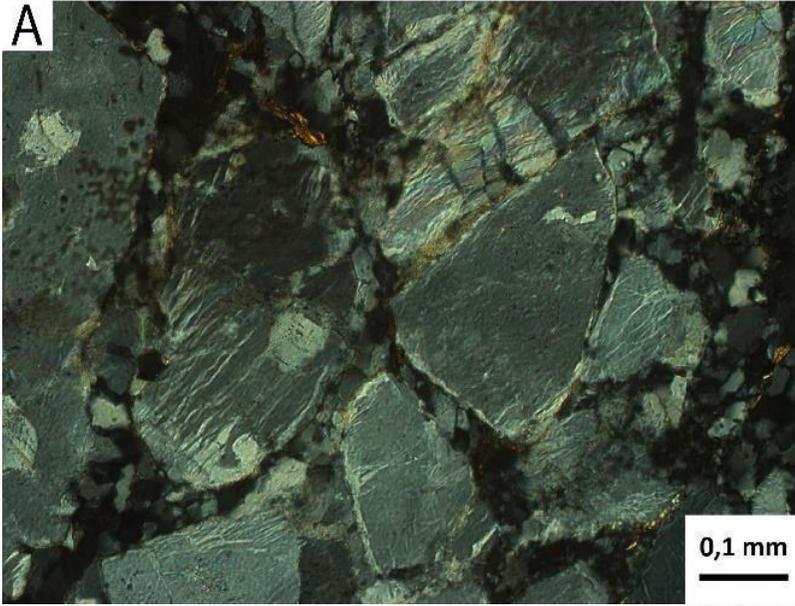
O protomilonito representa a zona de transição gradual do granito para os milonitos, a qual é marcada pela diminuição no tamanho dos grãos e a formação de uma foliação mais intensa. Os clastos de feldspato que na zona de mais baixa deformação tinham tamanhos de até 8 mm, no protomilonito têm tamanhos médios em torno de 5 mm e constituem 40% do volume da rocha. Uma foliação descontínua e incipiente é formada, caracterizada por bandas centimétricas irregulares compostas por porfiroclasto de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, e bandas mais irregulares milimétricas de micas e outros minerais recristalizados.

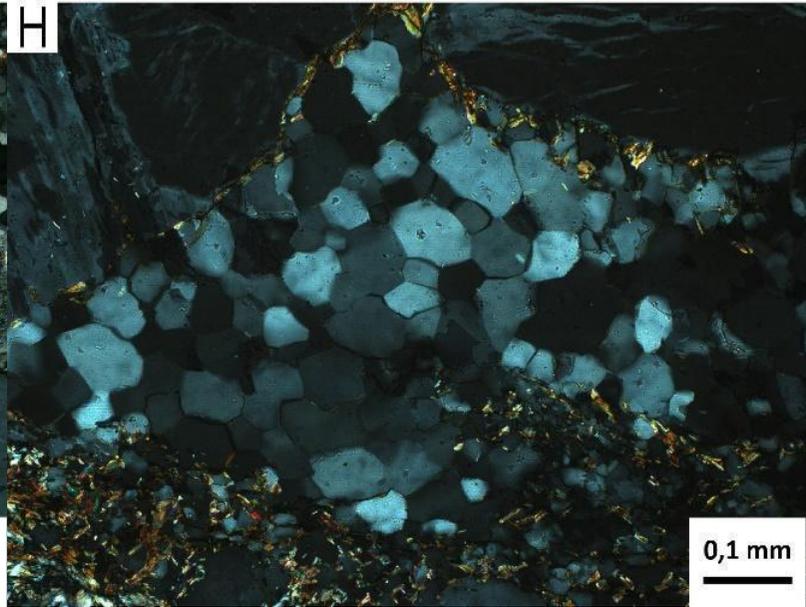
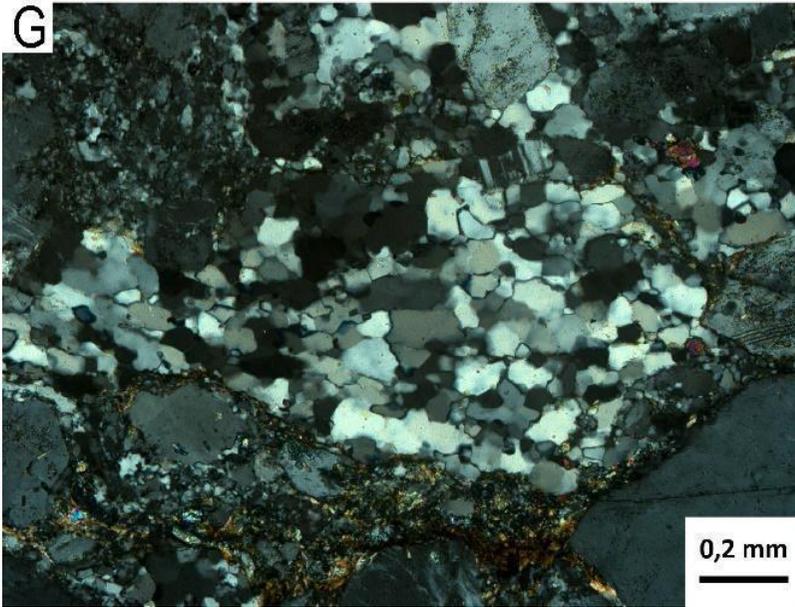
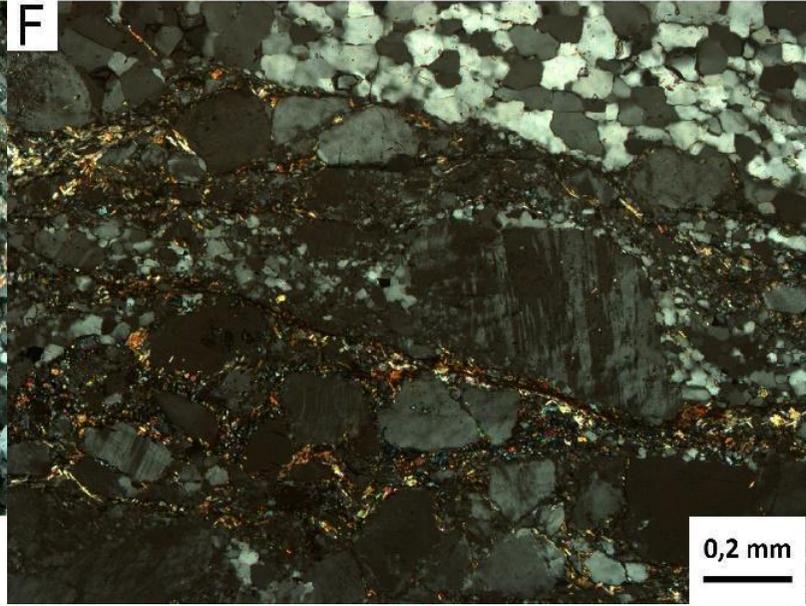
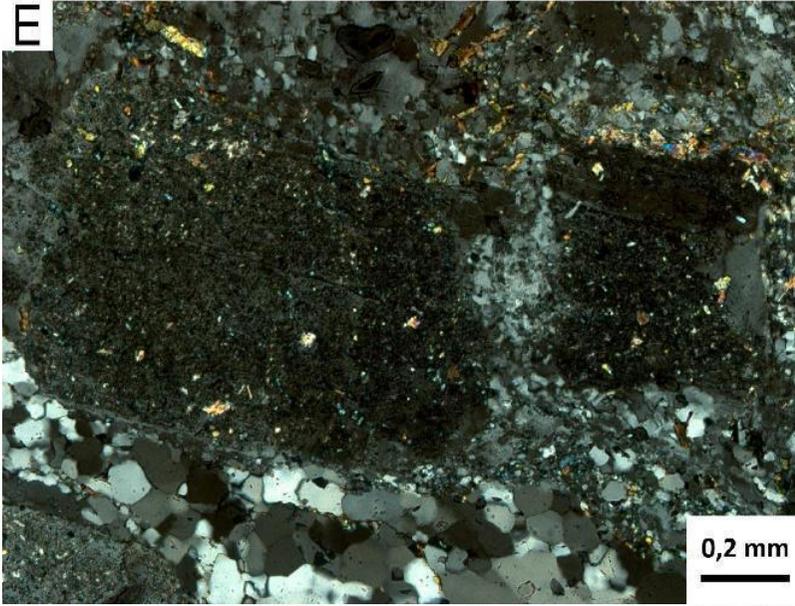
Os porfiroclastos de K-feldspato são orientados com a foliação milonítica em tamanhos que variam entre aproximadamente 0,2 mm e 3 mm, com forma que tende ao arredondamento das faces e hábito prismático a tabular, com faces irregulares e extinção ondulante. Apresentam maclas tectônicas xadrez cobrindo porfiroclastos menores. Os cristais de K-feldspato exibem intensa albitização, com maior volume de pertitas em chama. A pertita em chama começa a aparecer de forma menos espaçada cobrindo a maior parte do grão e localmente apenas distribuída nos limites (Figura 11 A). Os porfiroclastos são amplamente fraturados e alinhados segundo a foliação (Figura 11 B). As fraturas do K-feldspato frequentemente são preenchidas por quartzo recristalizado (Figura 11 C). Também é possível observar fraturas de cisalhamento sintéticas e antitéticas (Figura 11 D). Localmente também é observada a formação de estruturas de núcleo-manto.

O plagioclásio no protomilonito tem tamanhos que variam entre 0,1 mm e 5 mm, em alguns níveis o plagioclásio mantém sua forma subédrica, principalmente em grãos menores, já grãos maiores são submetidos ao fraturamento e rotação tendendo para o arredondamento, com faces irregulares e extinção ondulante. Principalmente os grãos maiores de plagioclásio apresentam forte alteração (Figura 11 E) para mica branca e epidoto distribuída pelo clastos e também é observável micas concordantes com as maclas. Apresentam macla polissintética cobrindo os grãos e maclas tectônicas que não cobrem o grão inteiro (Figura 11 F). É observado que há recristalização de material da matriz em fraturas do plagioclásio, assim como no K-feldspato.

O quartzo no protomilonito aparece como agregados de quartzo recristalizado, frequentemente alongados e com extinção ondulante. O quartzo em agregados forma camadas intercaladas com porfiroclastos e faixas micáceas. Apresentam limites de grãos irregulares e lobados até limites de grãos retos em ângulo de aproximadamente 120 graus (Figura 11 G e H). Algumas camadas formam *quartz ribbons* (Figura 11 I) através da migração do contorno de grãos dentro da fita. Também é comum a recristalização do quartzo menor que 0,01 mm em fraturas dos demais grãos e porfiroclastos de K-feldspatos e plagioclásio.

A foliação magmática é marcada por biotita marrom e anfibólio, com o aumento do grau de deformação e o desenvolvimento da foliação milonítica, a foliação passa a ser marcada por biotita verde e mica branca (Figura 11 J). Os grãos de biotita ocorrem em palhetas juntamente com a mica branca que formam uma foliação anastomosada com cerca de 0,5 mm. As micas têm hábito lamelar com contatos levemente serrilhados a difusos, forma subédrica mais frequentemente a anédrica. Os grãos têm tamanhos menores que 0,05 mm. A biotita apresenta pleocroísmo leve em tons de verde claro a verde médio, já a mica branca é incolor e possui cores de interferência alta. A titanita ocorre como acessório no protomilonito. Os cristais de titanita são anédricos arredondados e ocorrem em agregados de até 0,5 mm.





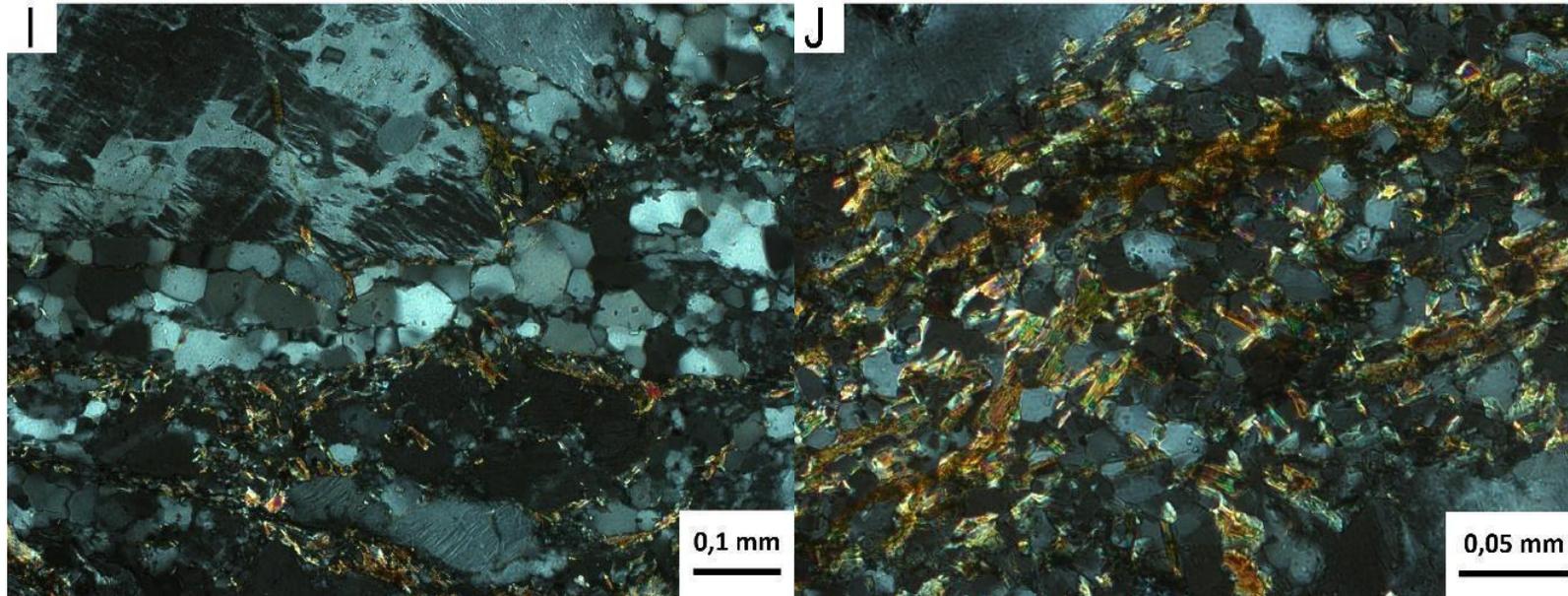


Figura 11 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no protomilonito da zona de mais alta deformação em polarizadores perpendiculares (LXP): (a) pertita em chama em clastos de K-feldspato; (b) fratura em cristal de K-feldspato, forçando o clasto a se alinhar com a foliação milonítica; (c) fraturas em K-feldspato seladas por material recristalizado da matriz; (d) fraturas antitéticas seladas por material recristalizado da matriz; (e) cristal de plagioclásio intensamente alterado e quebrado; (f) macla tectônica em plagioclásio; (g) contatos lobados em quartzo; (h) contatos poligonais em quartzo; (i) quartz ribbon; (j) biotita verde e mica branca marcando a foliação protomilonítica

4.2.3 Zona de mais alta deformação (ZAD): milonito

Este domínio caracteriza-se por uma maior redução tectônica da granulação da rocha original. Em paralelo a essa diminuição, ocorre o aumento da granulação de minerais recristalizados, como o quartzo e a mica branca. O aumento significativo da nitidez da foliação milonítica é a feição característica, formada por bandas milimétricas de mica branca e menos frequentemente biotita verde.

Os grãos de K-feldspato ocorrem orientados com a foliação milonítica em tamanhos que variam entre aproximadamente 0,2 mm na matriz e 1,5 mm nos porfiroclastos. Têm formas predominantemente arredondadas a formas lenticulares e extinção ondulante, sendo observável em alguns porfiroclastos uma zonação incipiente. Apresentam maclas tectônicas xadrez cobrindo poucos porfiroclastos (Figura 12 A). O K-feldspato exibe com mais frequência pertita em chama. O processo de albitização no milonito se torna mais presente e mais intenso, de forma que a pertita em chama ocorre mais densa, com fitas mais espessas e menos espaçadas, ocorrendo em uma ou duas direções (Figura 12 B). Em alguns grãos a pertita cobre quase o grão inteiro, em outros a albitização é completa. Alguns porfiroclastos quando fraturados geram sombra de pressão entre os fragmentos boudinados (Figura 12 C) e outros ao rotacionar geram caudas de sombra de pressão.

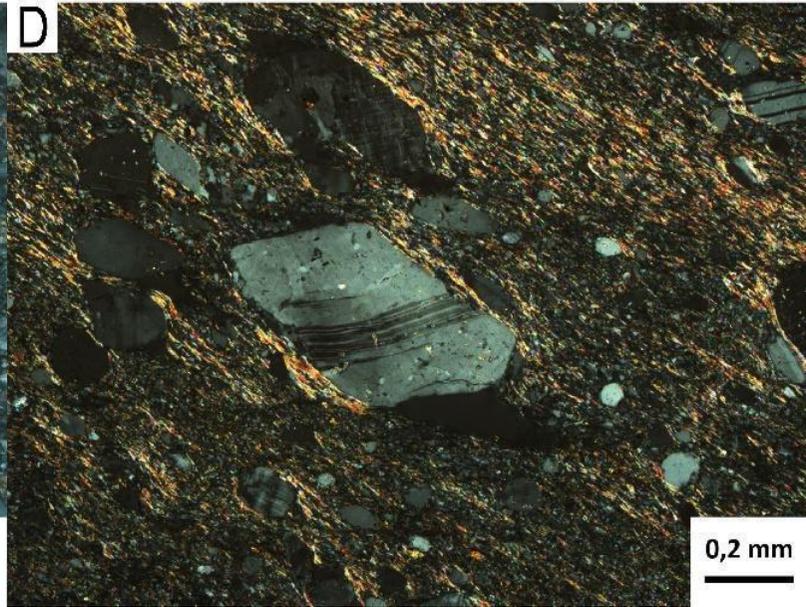
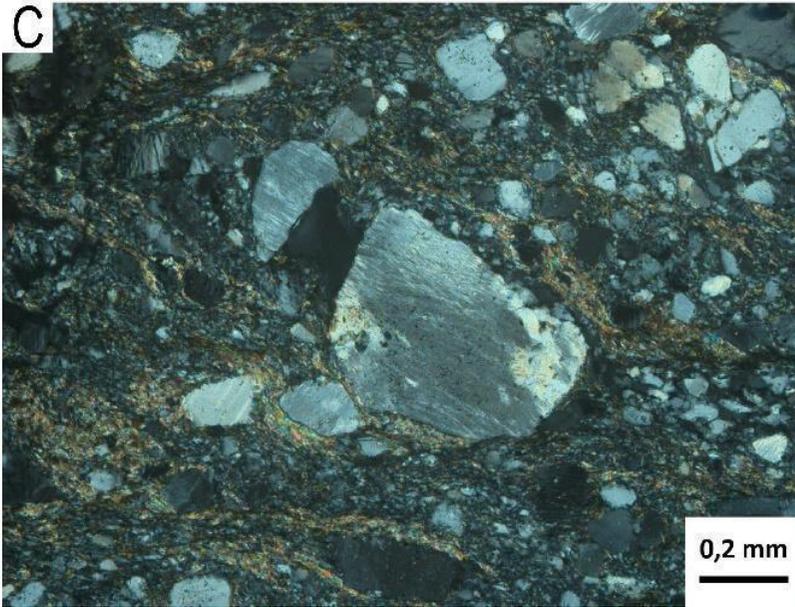
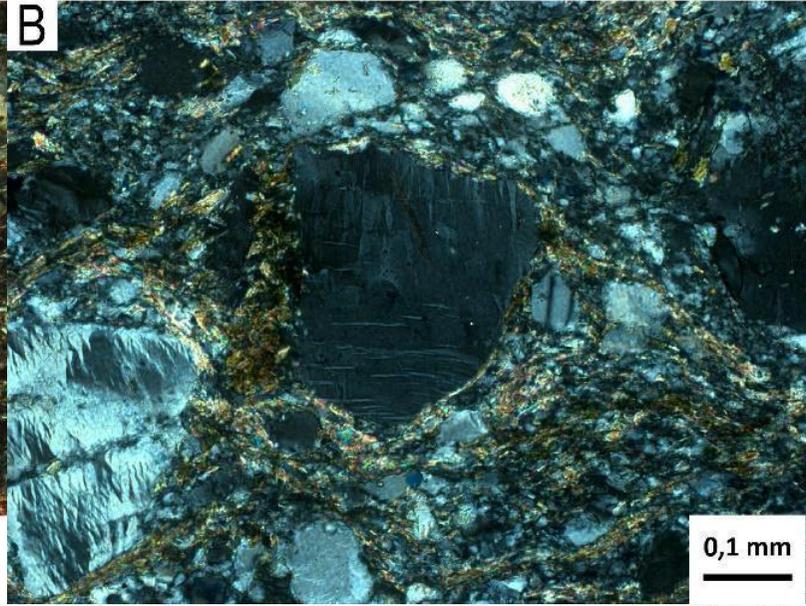
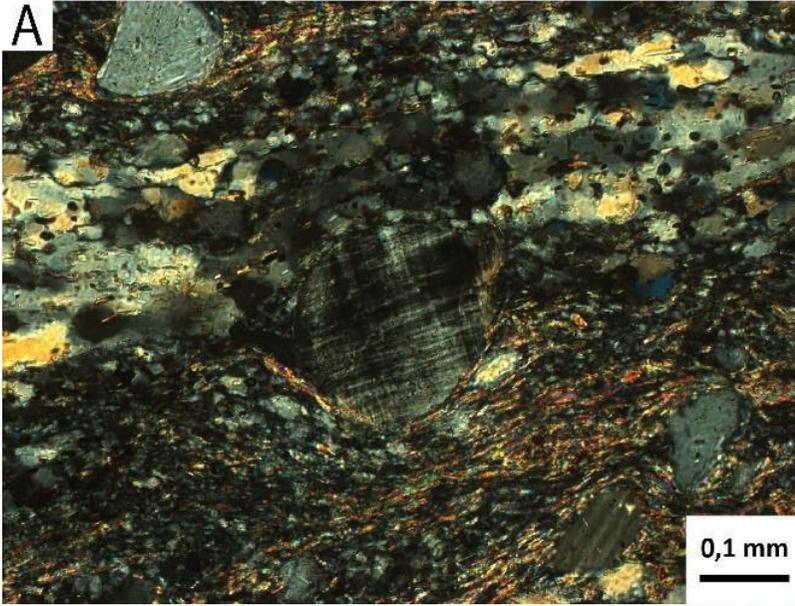
Os grãos de plagioclásio ocorrem em tamanhos que variam entre < 0,1 mm e 0,8 mm. O plagioclásio em resposta à deformação imposta nas faixas miloníticas adquirem a forma de lente ou mineral *fish*, com a integridade das faces alta e extinção ondulante. Os grãos de plagioclásio apresentam maclas polissintéticas cobrindo os grãos e maclas tectônicas que não cobrem o grão inteiro (Figura 12 D e E). Os porfiroclastos de plagioclásio formam caudas de sombra de pressão causadas pela rotação (Figura 12 F). Também são observadas as sombras de pressão em raras fraturas. Apresentam fraturas evidenciadas pela descontinuidade das maclas e *kink bands* (Figura 12 G e H).

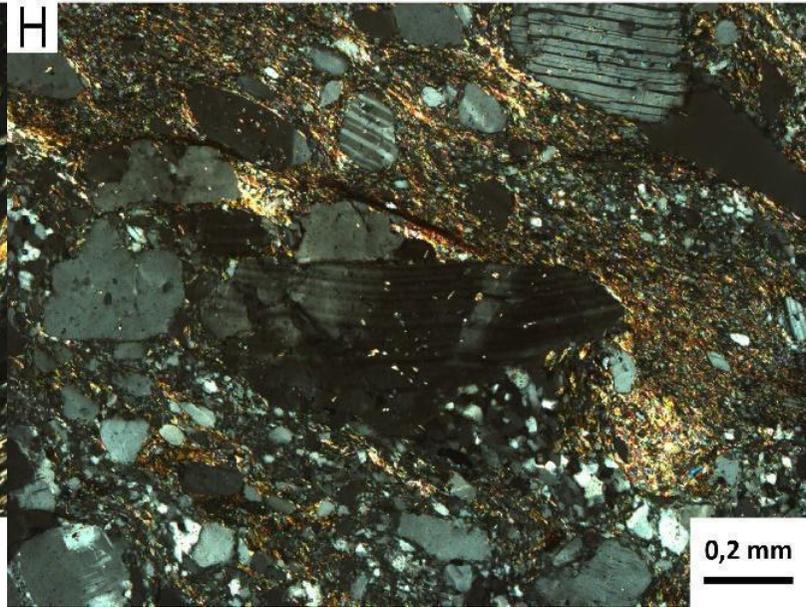
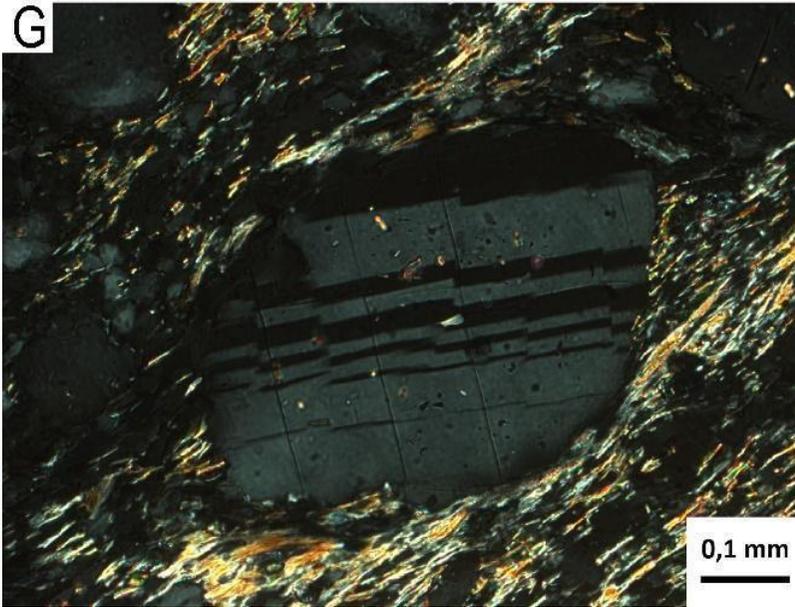
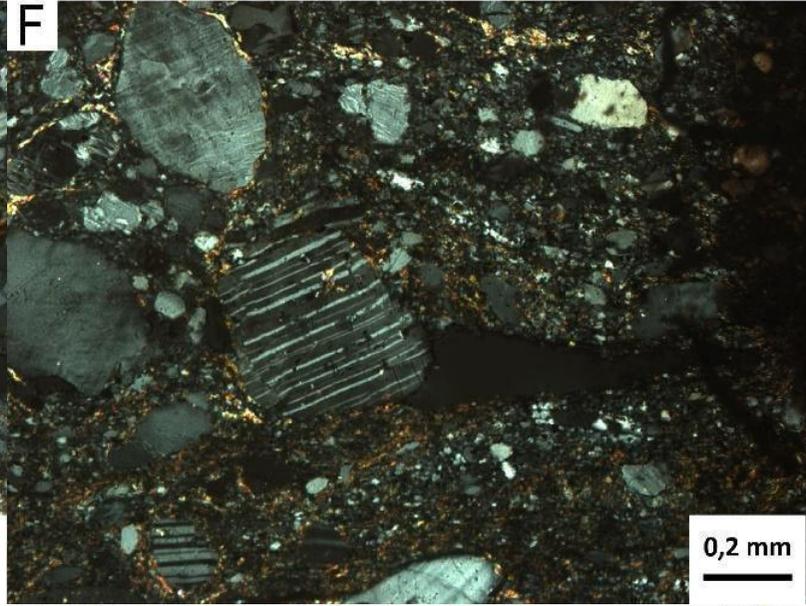
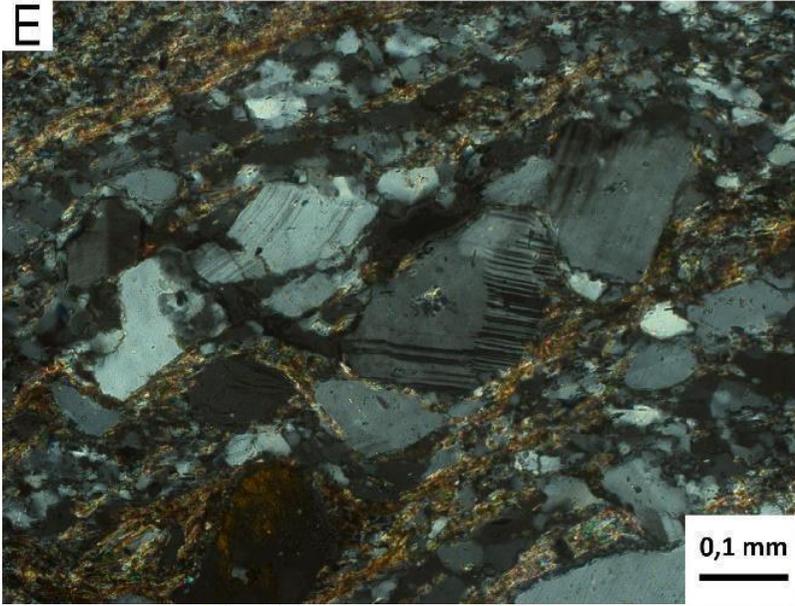
Os agregados de quartzo recristalizado crescem em relação ao protomilonito. Apresentam em alguns níveis, limites de grãos irregulares lobados até limites de grãos poligonais retos em ângulo de aproximadamente 120 graus (Figura 12 J). E em outros níveis apresentam GSPO (*grain shape preferred orientation*) (Figura 12 I), onde os grãos de quartzo são orientados e alongados obliquamente à foliação milonítica. É

comum a recristalização do quartzo menor que 0,01 mm em fraturas dos demais grãos e porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio.

É observado o aumento significativo da proporção de mica branca em relação ao protomilonito. A foliação anastomosada composta por principalmente mica branca no milonito é marcada e mais espessa que a gerada no protomilonito (Figura 12 K). As palhetas de mica branca chegam a aproximadamente 0,2 mm.

A monazita ocorre como acessório apenas no milonito e apresenta tamanhos de 0,1 mm até 0,2 mm, com forma anédrica que tende ao arredondamento. É possível observar que localmente a monazita se encontra orientada com a foliação milonítica (Figura 12 L).





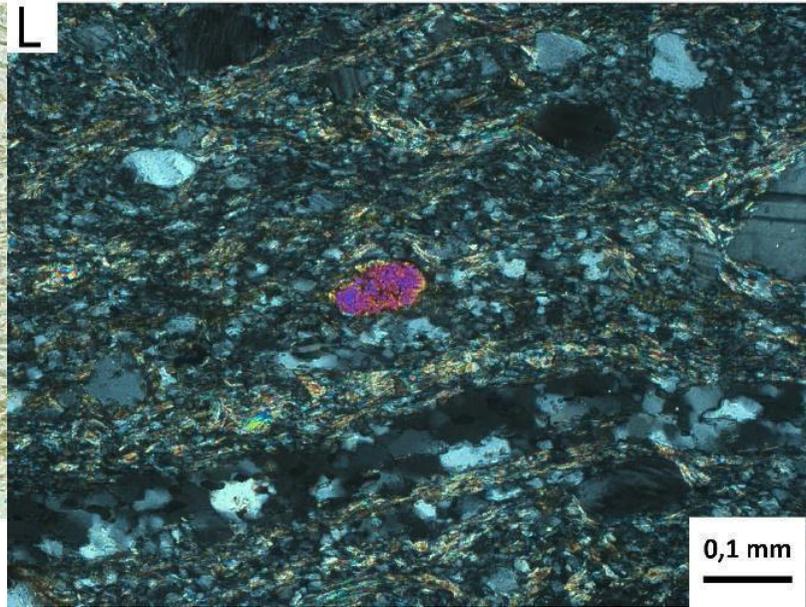
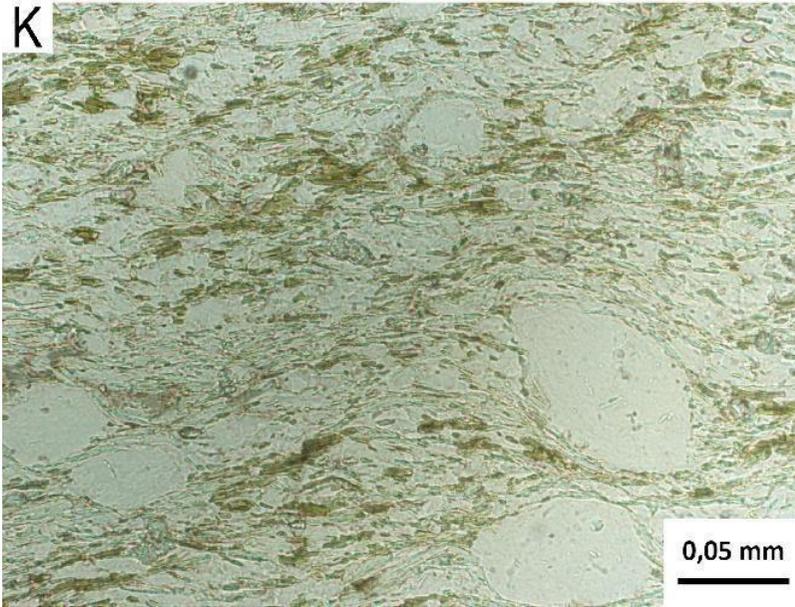
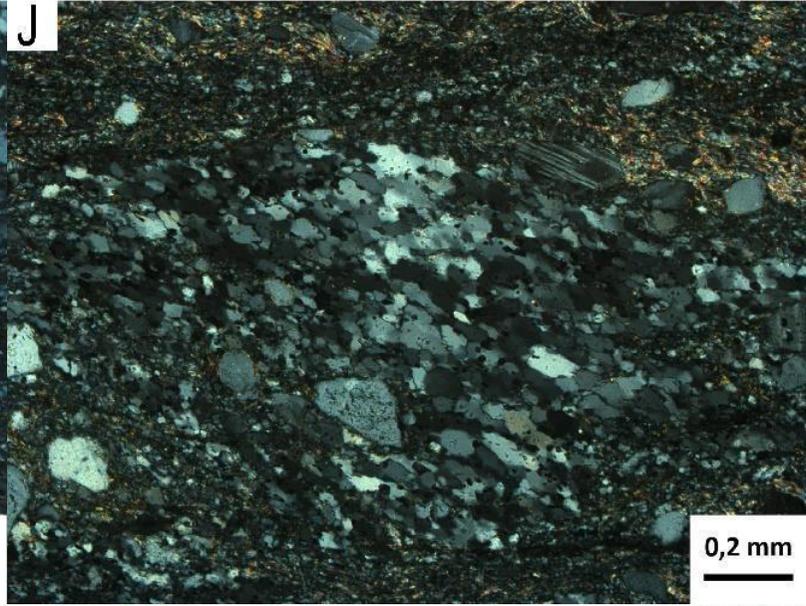
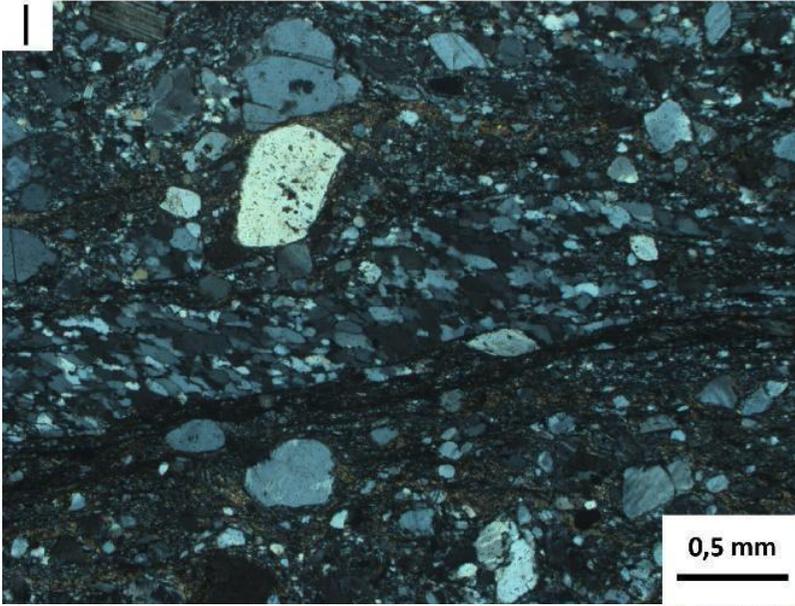


Figura 12- Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no milonito da zona de mais alta deformação: (a) porfiroclasto de K-feldspato com macla xadrez; (b) porfiroclasto de K-feldspato com perlititas bem desenvolvidas e em duas direções; (c) sombra de pressão em K-feldspato boudinado; (d) porfiroclasto de plagioclásio com macla tectônica; (e) grão de plagioclásio com macla tectônica; (f) cauda de recristalização em porfiroclasto de plagioclásio; (g) microfraturamento em porfiroclasto de plagioclásio evidenciado pela descontinuidade da macla polissintética; (h) kink band em porfiroclasto de plagioclásio; (i) agregado de quartzo recristalizado GSPO; (j) contatos lobados em agregado de quartzo; (k) agregados de mica branca marcando a foliação; (l) cristal de monazita concordante com a foliação milonítica.

4.2.4 Zona de mais alta deformação (ZAD): ultramilonito

As porções ultramiloníticas são restritas às faixas milimétricas a até 2 cm de rocha intensamente foliada onde é observada a transição das porções miloníticas para as ultramiloníticas. É comum também a ocorrência destas faixas no interior do granito, sem haver a presença dos domínios de menor intensidade de deformação. São constituídos por bandas de quartzo, alternadas a bandas micáceas formadas por mica branca e clorita. A mineralogia é restrita à ocorrência de quartzo, que não apresenta orientação preferencial, albita, mica branca, epidoto e clorita.

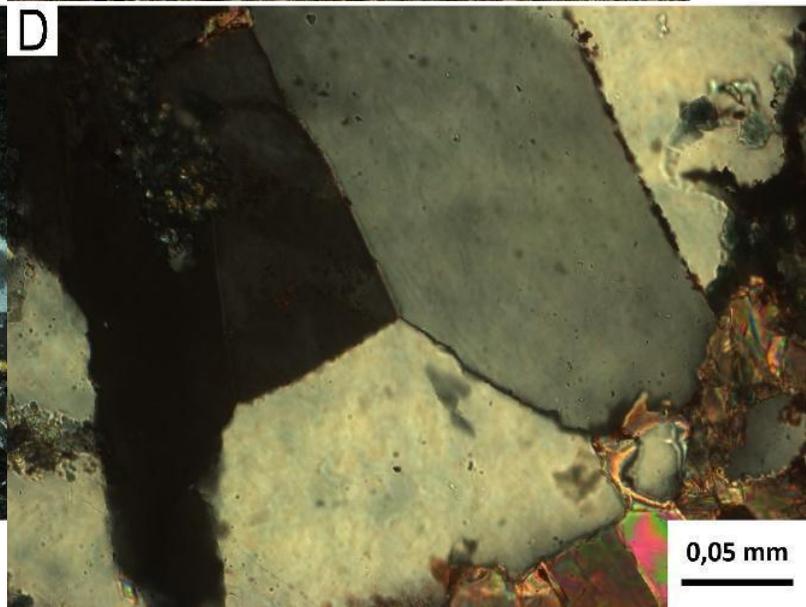
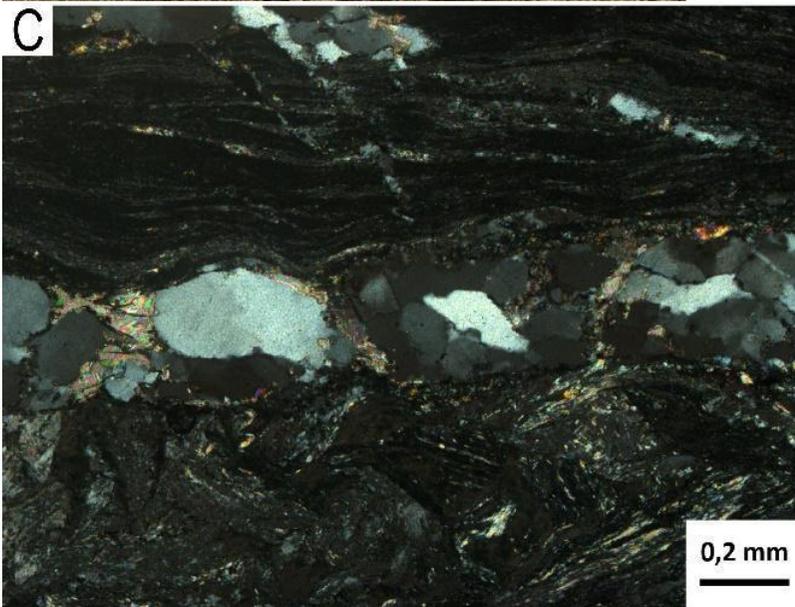
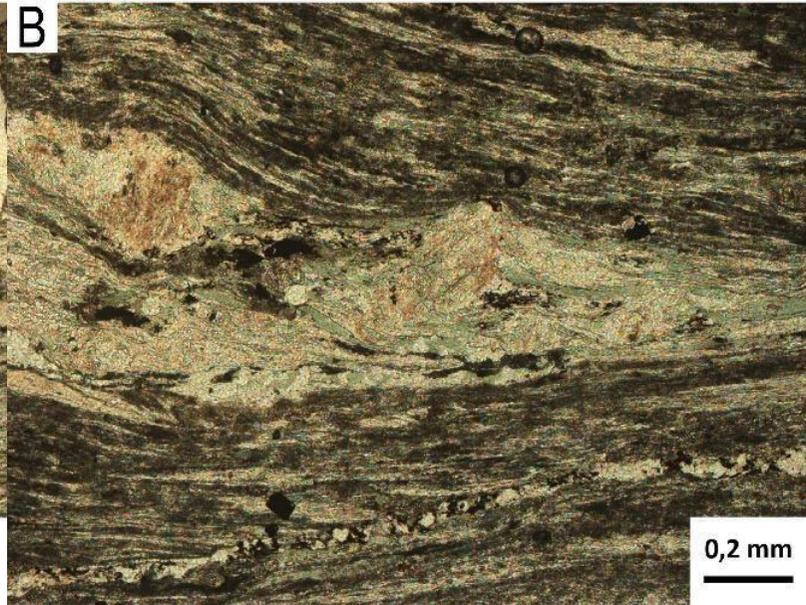
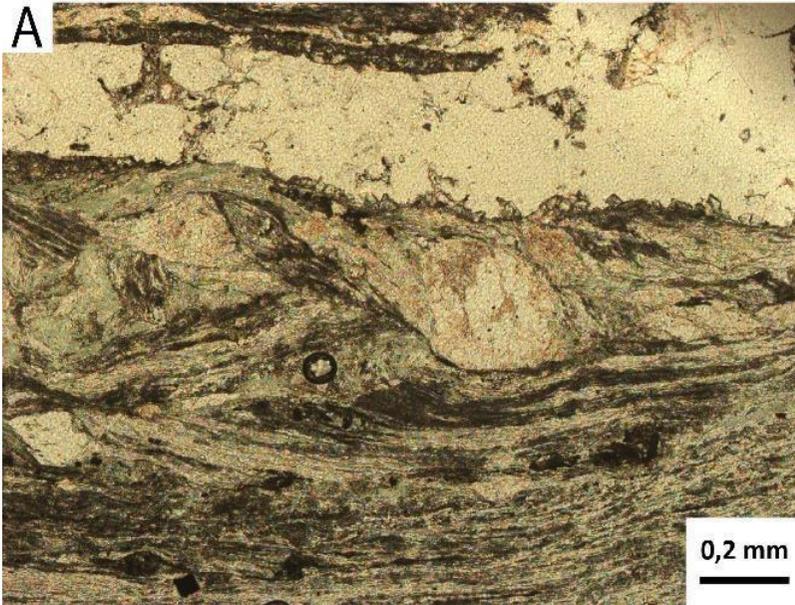
Nas zonas ultramiloníticas, a albita ocorre como porfiroclastos com tamanhos aproximados de 0,3 mm. Os porfiroclastos exibem caudas recristalizadas (Figura 13 A e B), bem desenvolvidas e com tamanhos de cerca de 0,4 mm. A albita ocorre também nas faixas predominantemente micáceas, em agregados menores que 0,01 mm na matriz, formando uma massa de cristais, onde não são observáveis os contatos de grãos.

O quartzo nos ultramilonitos ocorre em agregados recristalizados com extinção ondulante suave distribuídos em fitas anastomosadas intercaladas com faixas de mica (Figura 13 C). O quartzo recristaliza formando agregados predominantemente poligonais com limites de grãos retos em ângulo de aproximadamente 120 graus e não aparentam ter uma orientação preferencial (Figura 13 D).

As micas desempenham um papel importante nos ultramilonitos, a mica branca e a clorita passam a predominar e marcam a intensa foliação milonítica (Figura 13 E e F). Também ocorrem raros cristais de biotita. Formam faixas micáceas de até 10 mm, onde as formas e os contatos das micas não são nítidos, tornando difícil a identificação da granulação das micas. Essas faixas contornam os porfiroclastos, e

localmente são observadas feições de rotação dessas faixas, adquirindo a morfologia *fish* (Figura 13 G e H).

O epidoto, assim como a albita, ocorre na matriz como agregados, integrando a massa de cristais com contatos difusos e tamanhos menores que 0,02 mm. A titanita ocorre como acessório no ultramilonito. Os cristais de titanita são anédricos arredondados e ocorrem em tamanhos de até 0,6 mm.



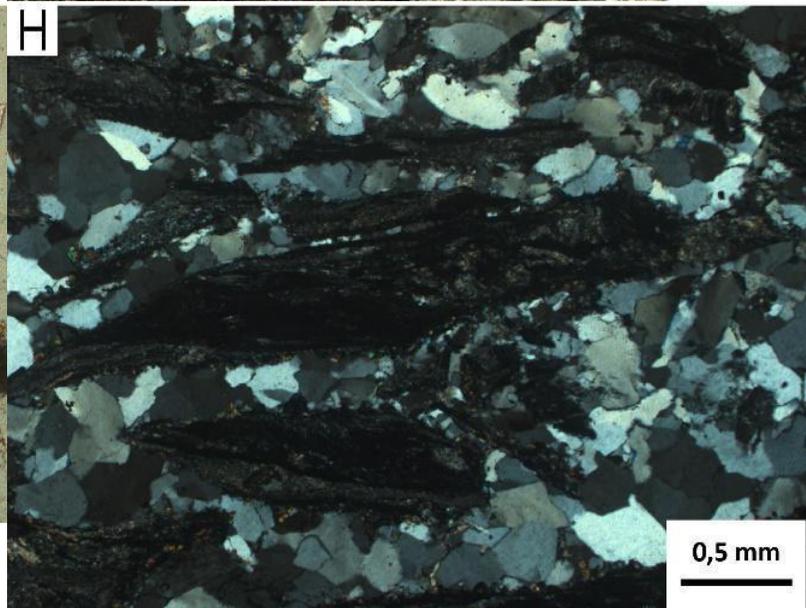
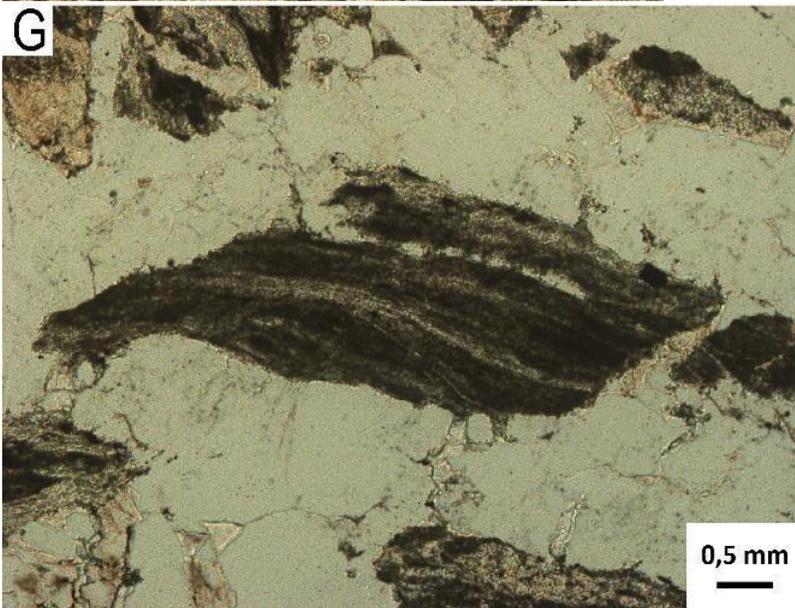
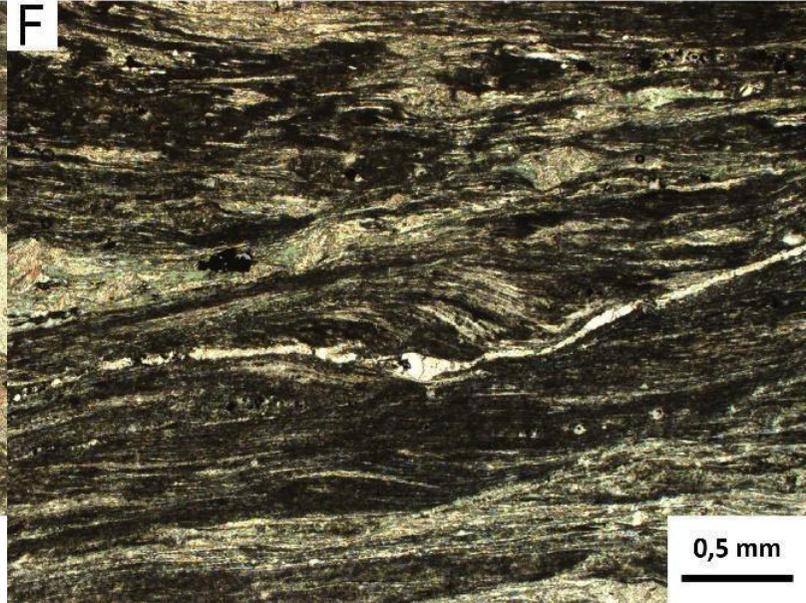
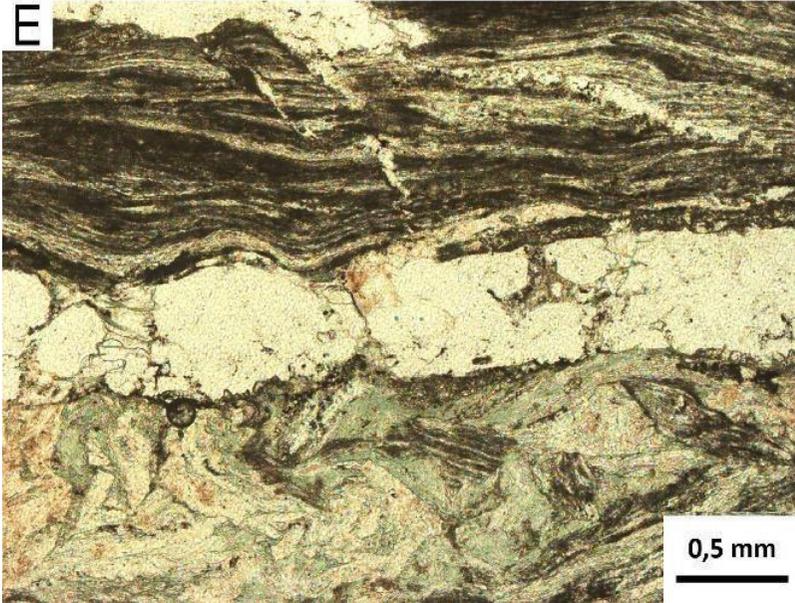


Figura 13 - Feições de microescala do Granito Arroio Moinho no ultramilonito da zona de mais alta deformação: (a) porfiroclasto de albita com cauda de recristalização; (b) porfiroclasto de albita com clorita na cauda de recristalização; (c) quartz ribbon; (d) contato poligonal em quartzo recristalizado; (e) clorita, albita e epidoto compondo a matriz; (f) foliação ultramilonítica; (g) e (h) foliação ultramilonítica rotacionando.

4.3 Química mineral

4.3.1 K-feldspato

Os cristais de K-feldspato analisados na zona de mais baixa deformação têm, de modo geral, composição de ortoclásio, que varia de Or_{96} até Or_{80} . Em grandes cristais de até 8 mm analisados, observa-se uma sutil zonação oscilatória, onde a composição varia do centro dos cristais com $Or_{91-96}Ab_{9-4}$, para a parte intermediária com composição levemente mais sódica ($Or_{81-90}Ab_{19-10}$) até a composição da borda onde o cristal volta para composições mais ricas em K ($Or_{92-93}Ab_{8-7}$). As pertitas com morfologia em chamas apresentam composições de albita que variam em $Or_{0,5}Ab_{98}An_{1,5}$ e composições menos expressivas em anortoclásio $Or_{22}Ab_{77}An_1$.

Nas zonas de mais alta deformação, como no protomilonito, a composição geral do K-feldspato é Or_{97-69} , apresentando teores mais altos de Na. As pertitas analisadas têm composições que variam de $Or_{0,3}Ab_{99}An_{0,7}$ a $Or_{14}Ab_{85}An_1$ nos protomilonitos, onde as mesmas são espessas e bem desenvolvidas. Os cristais de K-feldspato recristalizados que integram a matriz mais fina têm composição de ortoclásio, que varia de Or_{97} até Or_{95} . No milonito, em geral, o K-feldspato ocorre como ortoclásio com composições de Or_{98-68} . A albita é predominante no ultramilonito (Figura 16), subordinadamente, ocorre anortoclásio com composição média de $Or_{11-22}Ab_{75-77}$, e ortoclásio expressando sua composição em Or_{66-41} .

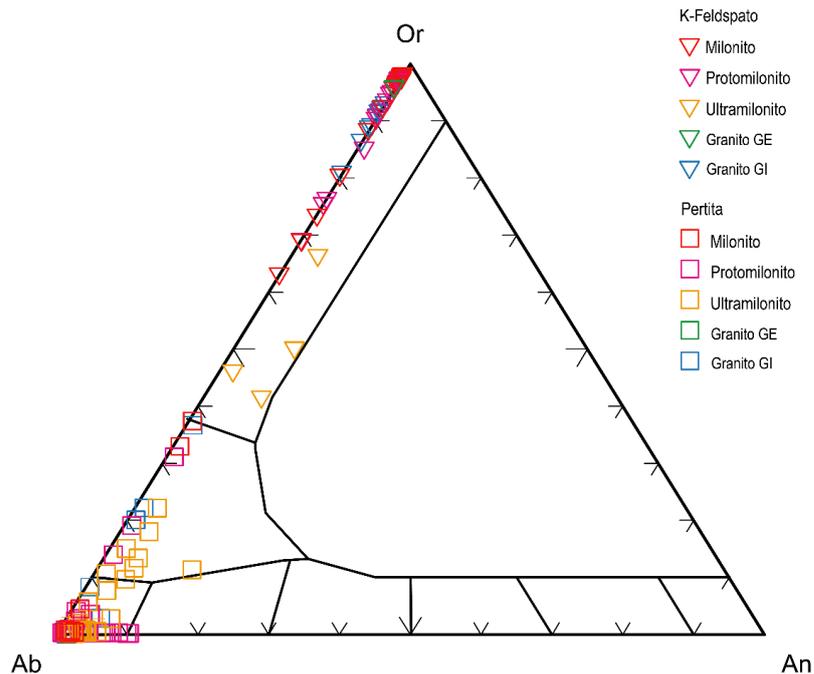


Figura 14- Diagrama de classificação dos feldspatos (modificado de Deer et al., 1992).

4.3.2 Plagioclásio

O plagioclásio que ocorre na zona de mais baixa deformação tende à predominância de oligoclásio. Em áreas onde o granito é inequigranular (GI), de modo geral, o oligoclásio apresenta sua composição variante entre An_{29} até An_{14} , já em áreas do granito equigranular (GE), a andesina predomina, com porcentagens de anortita que variam de An_{34} a An_{30} . A zonação do plagioclásio nessas zonas de menor deformação ocorre de forma normal com composições de centro em An_{34-33} , intermediário em An_{33-32} e composições de borda que variam em An_{32-27} . Também apresentam zonação oscilatória sutil, com composição de centro em An_{30} , intermediário An_{28} e composição de borda An_{30} .

Assim como o K-feldspato, o plagioclásio nas zonas de mais alta deformação tendem a composições mais ricas em Na (Figura 15), além de, subordinadamente ocorrer oligoclásio. No protomilonito, apesar dos clastos de plagioclásios terem passado pela albitização, ainda ocorre significativamente oligoclásio com composições de An_{14} até An_{10} . No milonito, os cristais de oligoclásio analisados

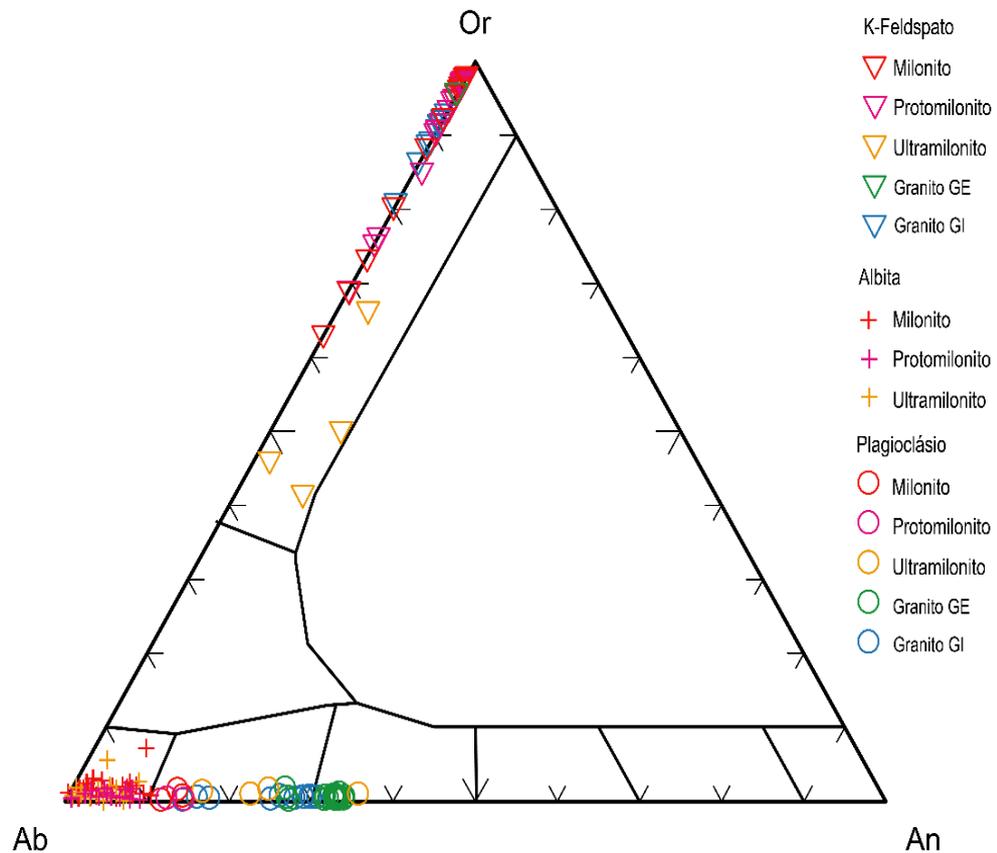


Figura 16 - Diagrama de classificação dos feldspatos (modificado de Deer et al., 2013).

4.3.4 Anfibólio

Os cristais de anfibólio subédricos a anédricos, com pleocroísmos distintos em verde médio a verde escuro e em castanho claro a castanho escuro, de modo geral, apresenta uma composição química que não varia de forma expressiva. Em geral, os anfibólios apresentam fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios $K_{0,28} Na_{0,42} Ca_{1,98} (Mg_{1,49}, Fe_{3,16}, Ti_{0,13}, Mn_{0,08}) Al_{0,36} (Si_{6,50} Al_{1,50}) O_{22} (OH_{1,82}, F_{0,18})$ e são classificadas como Mg-hornblenda, segundo Hawthorne *et al.* (2012) (Figura 17).

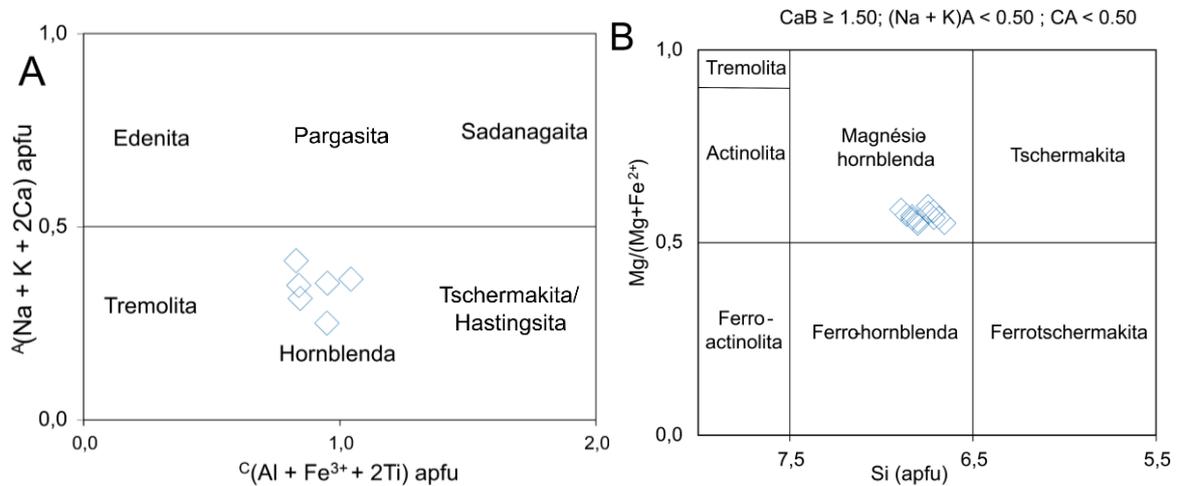


Figura 17 - (a) Diagramas de classificação do anfibólio (Hawthorne, 2012); (b) diagrama de classificação do anfibólio (Hawthorne, 2012; Leake *et al.*, 1997)

4.3.5 Biotita

Os cristais de biotita analisados, mostram dois trends composicionais, Mg-biotita e Fe-biotita (Figura 18). A evolução das micas ao longo do aumento do grau de deformação é marcada pelo aumento progressivo no conteúdo de ferro e pela diminuição do magnésio. As biotitas analisadas na zona de mais baixa deformação apresentam composições que marcam o início da recristalização, o aumento do Fe e o aumento do Al tetraédrico. Nas áreas de mais baixa deformação (GE e GI) as biotitas mostram valores de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ em 0,5 e valores de Al^{VI} de 0,27 apfu.

Nos cristais de biotita analisados nos milonitos (protomilonito e milonito), os quais tem uma granulação mais fina, apresentam razão de valores de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, em 0,8 e ocorre o aumento do Al^{VI} para 0,76 apfu. Já no ultramilonito ocorrem raros cristais de biotita que apresentam razão de valores de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ de 0,5 e valores de Al^{VI} de 1,3 apfu. Desta forma, observa-se que o intervalo composicional das biotitas nas diferentes litologias parece ser relacionado com a substituição do tipo Tschermak, como mostra a Figura 19, onde se observa que a diminuição de Si, Mg e Fe é acompanhada pelo aumento linear do Al^{T} .

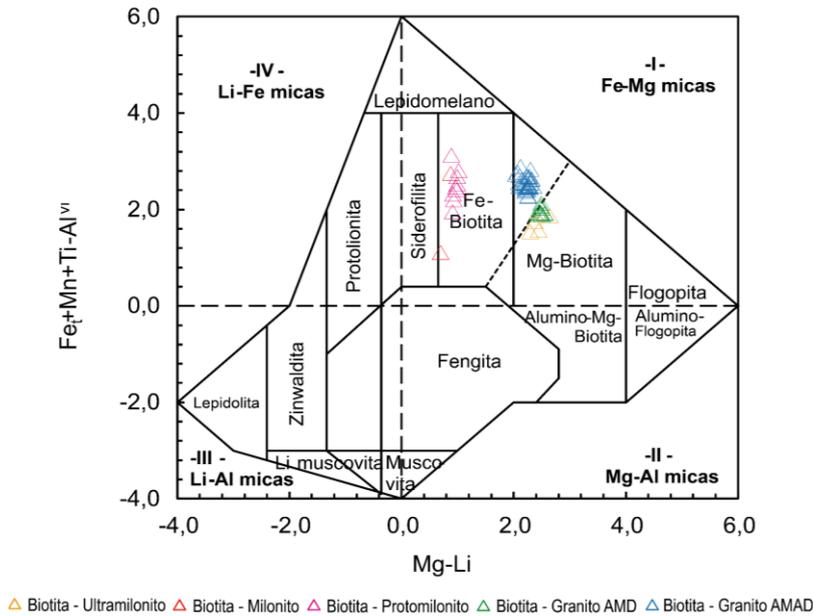


Figura 18 - Diagrama de classificação da biotita (modificado de Tischendorf et al., 1997).

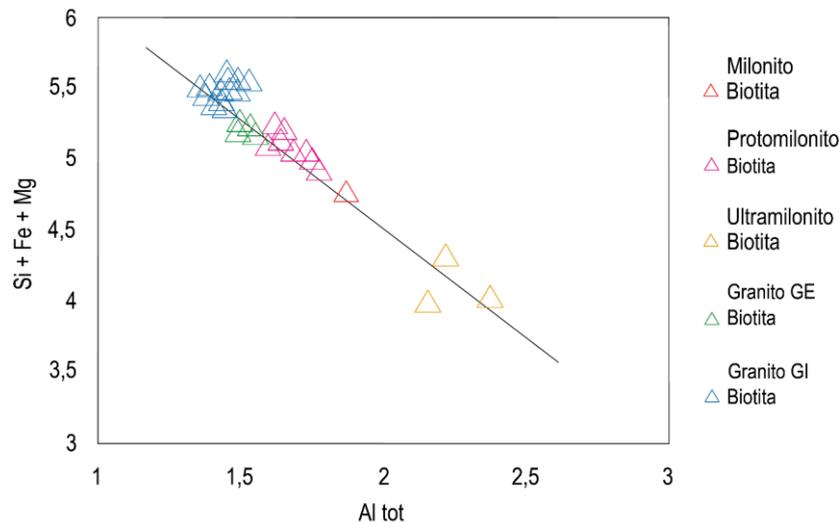


Figura 19 - Química mineral da biotita. Substituição do tipo Tschermak com Al ($Al^{IV} + Al^{VI}$) v. ($Si + (Mg + Fe^{2+})^{VI}$) (apfu).

4.3.6 Mica branca

As micas brancas presentes nas rochas miloníticas (protomilonito, milonito e ultramilonito) ocupam uma faixa composicional que predomina a muscovita, tendendo para composições fengíticas. Essa tendência é expressa na variação de sílica, que aumenta conforme a composição se aproxima da fengita.

No protomilonito a muscovita apresenta fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios ($K_{1,63} Na_{0,38} Ca_{0,03} (Al^{VI}_{3,08} Mg_{0,25} Fe_{tot\ 0,78} Ti_{0,03}) (Si_{6,46} Al^{IV}_{1,54}) O_{20} (OH_{3,99} F_{0,03})$). Os cristais de muscovita analisados no milonito e no ultramilonito, respectivamente, mostram composição em ($K_{1,85} Na_{0,03} (Al^{VI}_{3,42} Mg_{0,20} Fe_{tot\ 0,59} Mn_{0,01} Ti_{0,03}) (Si_{6,27} Al^{IV}_{1,73}) O_{20} (OH_{3,88} F_{0,12})$) e ($K_{1,76} Na_{0,07} Ca_{0,01} (Al^{VI}_{3,24} Mg_{0,45} Fe_{tot\ 0,55} Ti_{0,03}) (Si_{6,33} Al^{IV}_{1,67}) O_{20} (OH_{3,92} F_{0,08})$).

Em todos os litotipos, a mica branca tem ocupação interfoliar $> 0,8$ apfu e Si > 3 apfu na base de 11 oxigênios, que caracterizam composições dentro do campo das fengitas. Os conteúdos de Fe+Mg e de Al se aproximam da fengita ideal pela presença dos cátions divalentes no octaedro acompanhada pela diminuição do Al^T ($Al < 3,0$). O campo composicional geral das micas brancas (Figura 20) indica que o controle das variações químicas relacionadas com o grau de deformação são as substituições ferrifengita – ferrimuscovita (Guidotti, 1987), sendo esta a principal substituição a partir da muscovita ideal nos milonitos com menor deformação. No ultramilonito, a mica branca mostra uma tendência de diminuição do Al^{VI} acompanhada pela diminuição do Mg, também observados na Figura 20.

A substituição do tipo Tschermak parece exercer o principal controle na variação composicional das micas brancas em todas as amostras, como mostra a estreita correlação linear negativa entre $(Fe + Mg + Si) v. Al^T$ (Figura 21). A mica branca no ultramilonito apresenta grande dispersão no extremo da maior substituição fengítica.

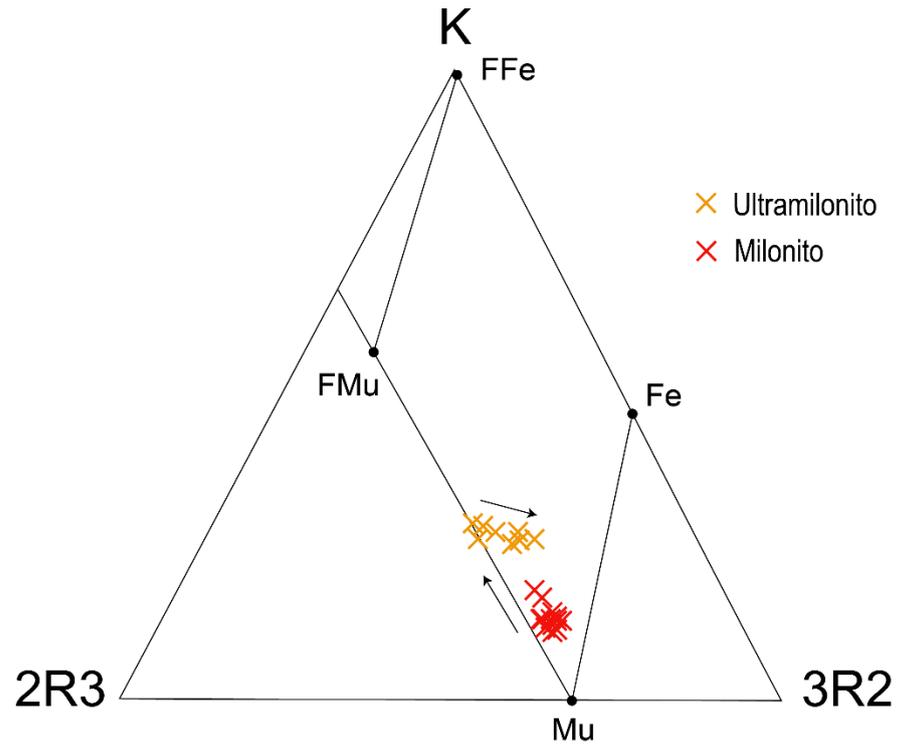


Figura 20 - Diagrama de classificação da mica branca (Guidotti 1978). Membros finais: Mu, muscovita; Fe, fengita; FMu, ferrimuscovita; FFe, ferrifengita.

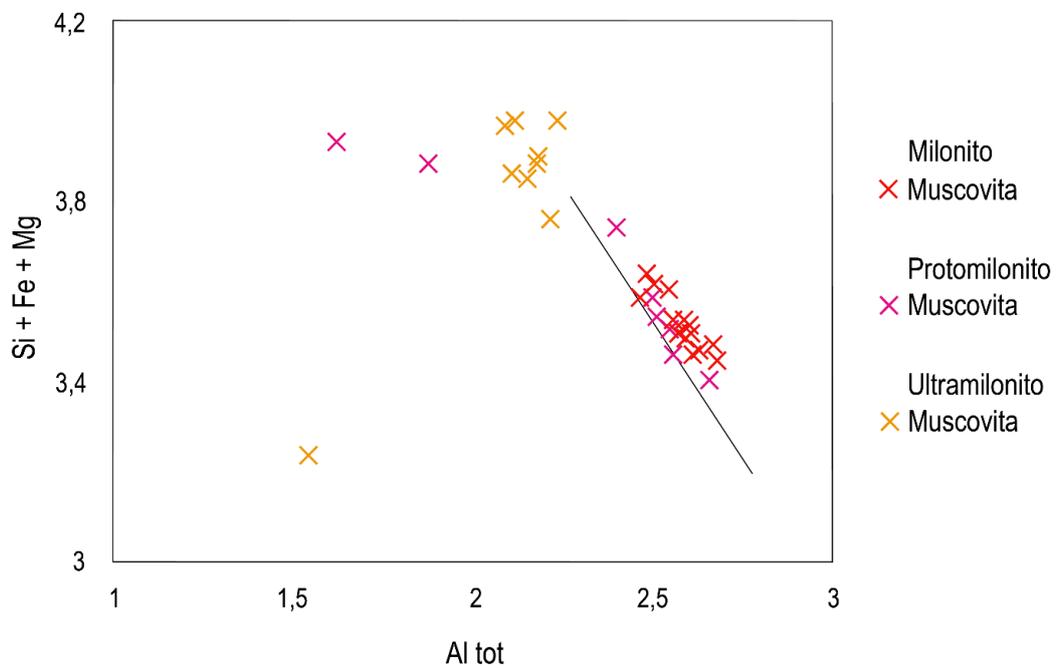


Figura 21 - Diagrama de substituição Tschermak, Al ($Al^{IV} + Al^{VI}$) v. (Fe + Mg + Si), da muscovita nos diferentes graus de deformação.

4.3.7 Clorita

Segundo a classificação de Foster (1962) a clorita apresenta composições de ripidolita, brunsvigita e diabanita no GI, principalmente sheridanita no ultramilonito e clinocloro no granito GE (Figura 22). Mostra sua composição calculada na base de 28 oxigênios para o granito equigranular (GE) em $(\text{Mg}_{5,43} \text{Fe}_{\text{tot } 4,16} \text{Mn}_{0,08} \text{Al}^{\text{VI}}_{2,28}) (\text{Si}_{5,73} \text{Al}^{\text{IV}}_{2,27}) \text{O}_{20} (\text{OH}_{15,96} \text{F}_{0,04})$, com variação nas proporções de ferro e magnésio na área de mais alta deformação (GI) em $(\text{Mg}_{3,27} \text{Fe}_{5,75} \text{Mn}_{0,1} \text{Ti}_{0,07} \text{Al}^{\text{VI}}_{2,45}) (\text{Si}_{5,79} \text{Al}^{\text{IV}}_{2,21}) \text{O}_{20} (\text{OH}_{15,87} \text{F}_{0,13})$. Já no ultramilonito, os cristais de clorita analisados, ocorrem em pequenas palhetas com composições em $(\text{Mg}_{4,62} \text{Fe}_{\text{tot } 4,60} \text{Mn}_{0,09} \text{Al}^{\text{VI}}_{2,62}) (\text{Si}_{5,49} \text{Al}^{\text{IV}}_{2,50}) \text{O}_{20} (\text{OH}_{15,95} \text{F}_{0,06})$. A composição das cloritas é melhor descrita pela substituição do tipo Tschermak, observada em todas as litologias (Figura 23). Entretanto, a clorita do ultramilonito parece ter a sua composição principalmente controlada pela reação de substituição $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}$, que envolve a troca de Mg^{2+} por Fe^{2+} na camada octaédrica, como indicado pela correlação linear negativa na Figura 24. Em cada litologia, a clorita tem um campo composicional bem definido, não havendo continuidade composicional entre as rochas de menor deformação e o ultramilonito.

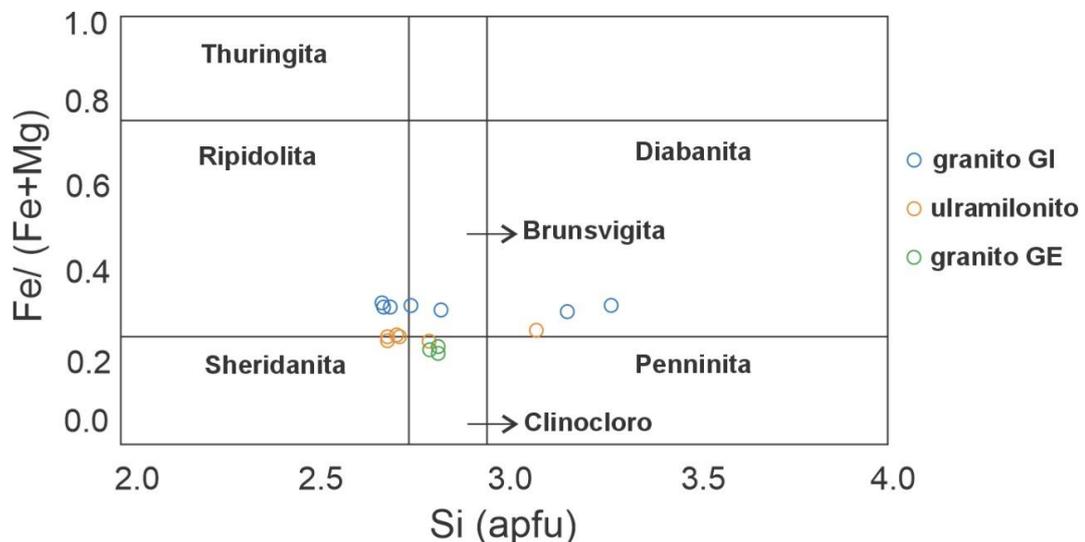


Figura 22 - Diagrama de classificação da clorita Si (apfu) v. Fe/ (Fe total + Mg) (modificado de Foster, 1962).

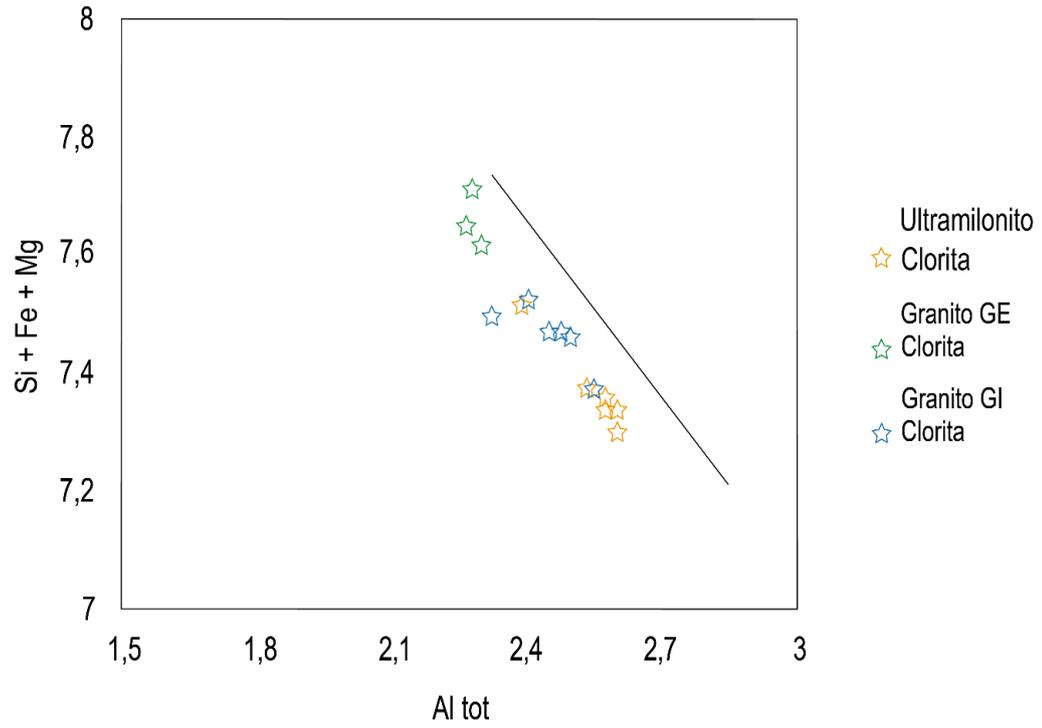


Figura 23 - Diagrama de substituição Tschermak, Al ($Al^{IV} + Al^{VI}$) v. (Fe + Mg + Si), da clorita nos granitos GE e GI e no ultramilonito.

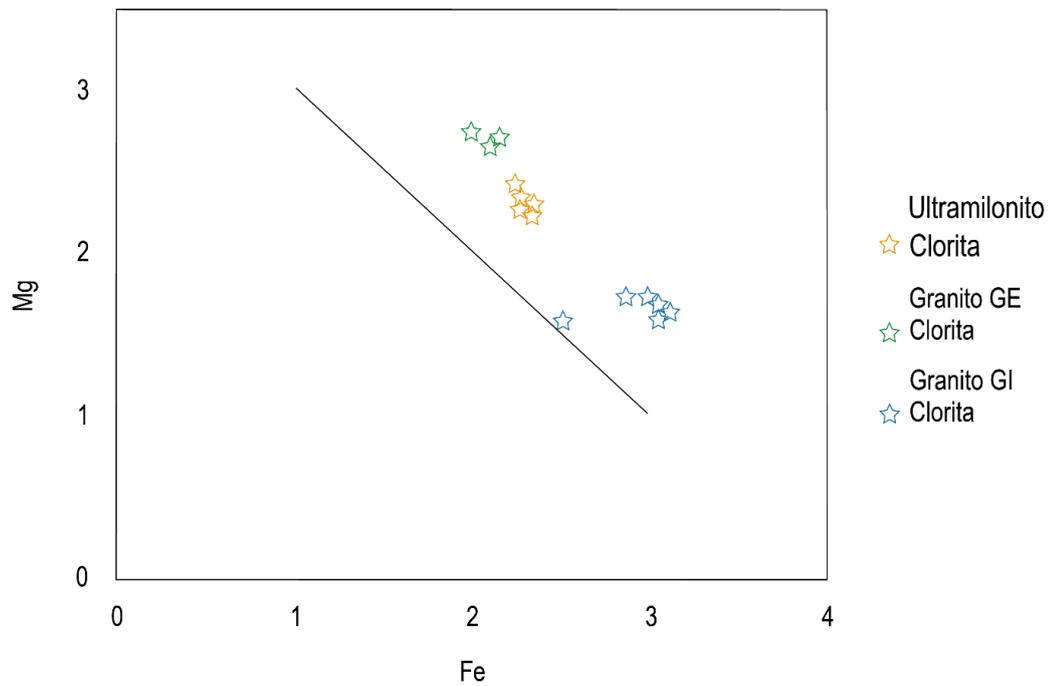


Figura 24 - Química mineral da clorita. Substituição de Mg v. Fe_{Tot} (apfu).

4.3.8 Epidoto

O epidoto é um mineral que ocorre apenas no ultramilonito, compondo a matriz, junto com a albita e as micas. Os cristais de epidoto analisados apresentam uma fórmula estrutural média, calculada para 25 oxigênios de $(\text{Ca}_{3,58} \text{Na}_{0,25} \text{Mg}_{0,03} \text{Mn}_{0,02}) (\text{Al}_{4,17} \text{Fe}^{+3}_{1,43} \text{Ti}_{0,22}) (\text{Si}_{6,20}) \text{O}_{25}$.

4.3.9 Titanita

Os cristais de titanita presentes tanto na zona de mais baixa deformação, quanto na zona de mais alta deformação apresentam variações químicas sutis. As fórmulas calculadas na base de 18 oxigênios para a zona de mais baixa deformação, protomilonito e ultramilonito respectivamente são $(\text{Ca}_{3,72} \text{Fe}_{0,16} \text{Mn}_{0,01}) (\text{Ti}_{3,21} \text{Nb}_{0,02} \text{Y}_{0,02} \text{Ce}_{0,02} \text{Nd}_{0,01} \text{Al}_{0,31}) (\text{Si}_{3,63})\text{O}_{18}$, $(\text{Ca}_{3,79} \text{Fe}_{0,20} \text{Mn}_{0,01}) (\text{Ti}_{3,00} \text{Nb}_{0,01} \text{Y}_{0,02} \text{Al}_{0,51}) (\text{Si}_{3,75})\text{O}_{18}$, $(\text{Ca}_{3,54} \text{Fe}_{0,11} \text{Mn}_{0,01}) (\text{Ti}_{2,96} \text{Al}_{0,59}) (\text{Si}_{3,76})\text{O}_{18}$. É observável a ocorrência da diminuição de ETRs e o aumento no alumínio da zona de menor deformação para o ultramilonito.

4.4 Geotermobarometria

As condições de temperatura e pressão de cristalização do granito Arroio Moinho e das rochas miloníticas foram calculadas baseadas em dados da química mineral com a utilização de termômetros e barômetros. A partir do barômetro Al-na-biotita de Uchida *et al.* (2007), no granito equigranular (GE), a biotita apresenta uma pequena variação de Al total, entre 2,98 apfu e 3,09 apfu, indicando pressão máxima

de 2,9 kbar. Já na área onde o granito é inequigranular (GI), o conteúdo de Al total da biotita varia de 2,71 apfu a 3,04 apfu, e pressão máxima de 2,7 kbar. Nas rochas miloníticas os teores de Al total da biotita são de 3,13 apfu a 3,73 apfu, resultando em pressões de 3,3 kbar a 4,7 kbar. No ultramilonito são encontrados os maiores valores de Al total na biotita, entre 4,32 apfu e 4,79 apfu, indicando pressão média de 7,0 kbar.

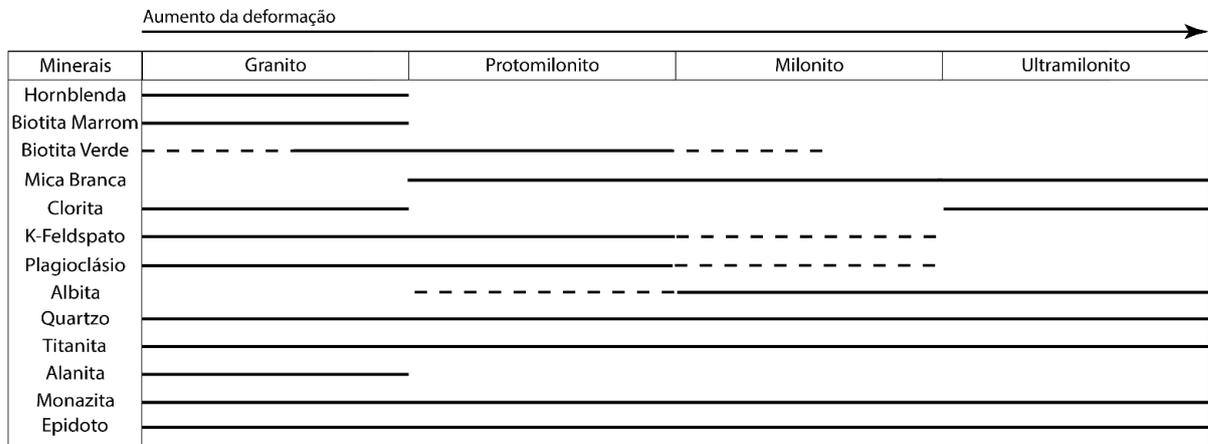
Para a aplicação do geotermobarômetro Zr-na-titanita, foi utilizada a pressão obtida pelo barômetro Al-na-biotita de 3 kbar. Assim, foi obtida a temperatura mínima de 692°C e máxima 721°C na zona de mais baixa deformação. No protomilonito e no milonito, onde a temperatura tende a não variar expressivamente, o geotermobarômetro indica temperatura mínima de 621°C e máxima 651°C. Já no ultramilonito a pressão utilizada foi de 7 kbar, obtida pelo barômetro Al-na-biotita. As temperaturas obtidas foram de 687°C e 699°C.

As cloritas nas rochas pertencentes a zona de mais baixa deformação, possuem teores de Al^{IV} entre 1,13 apfu e 1,28 apfu, resultando em temperaturas de cristalização entre 302°C e 352°C. No ultramilonito encontram-se as cloritas com maior conteúdo de Al^{IV}, entre 1,76 apfu e 1,67 apfu, registrando temperaturas entre 504°C até 534°C.

5 DISCUSSÕES

É notável a variação mineralógica das rochas do Granito Arroio Moinho com a progressão da deformação (Quadro 1). Na zona de mais baixa deformação (ZBD), é possível observar que existe uma área com menor grau de deformação, onde o granito é equigranular médio (GE) e outra com um maior grau de deformação, cujo granito é inequigranular fino a grosso (GI). O GE é composto por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita castanha e ocorre transformações de biotita para clorita, já o granito com maior grau de deformação, o GI, tem sua composição expressa por de K-

feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita castanha, biotita verde, anfibólio, clorita, titanita e alanita como acessórios.



Quadro 1 - Quadro paragenético esquemática indicando as transformações mineralógicas relacionadas com o aumento da deformação. A maior e a menor abundância estão representadas pela linha sólida e pontilhada respectivamente.

A ocorrência e geração da microestrutura de subgrão em tabuleiro de xadrez no quartzo pode ser o produto da ativação e do deslizamento do sistema prismático combinado com o sistema basal (Stipp *et al.*, 2002), ou ainda, pode ser resultante da transição do quartzo alfa para o quartzo beta (Kruhl *et al.*, 1996). Blumenfeld *et al.* (1986) e Mainprice *et al.* (1986) discutem que a ativação do plano prismático ocorre acima de 700°C. Já nos estudos de Stipp *et al.* (2002), sugere-se que a extinção em padrão de tabuleiro de xadrez, é gerada na faixa de temperatura de cerca de 650°C.

O quartzo em locais restritos apresenta recristalização por migração de limite de grão (GBM - *High-Temperature Grain Boundary Migration*), o que corresponde ao Regime 3, de Hirth & Tullis (1992). Hirth & Tullis (1992) demonstram através de experimentos realizados em agregados de quartzo, que a migração de limites de grão ocorre em altas temperaturas. Já Stipp *et al.* (2002) discutem que o regime de recristalização por migração de limite de grão, caracteriza a deformação em faixas de temperatura que vão de 500°C até cerca de 700°C.

Localmente, os cristais maiores de quartzo exibem microestrutura núcleo-manto (White, 1976), o manto de cristais de quartzo recristalizado caracteriza o Regime 2 de Hirth & Tullis (1992) de deformação de recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento (*BLG - low-*

temperature grain boundary migration or bulging recrystallisation). Rosenberg & Stünitz (2003), sugerem um intervalo de temperatura que varia de 200° até 300°C para a recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura.

De forma mais abundante, os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, característica de deformação plástica intracristalina. Segundo Stipp *et al.* (2002), a extinção ondulante que varre o grão por inteiro assume como mecanismo de deformação em condições de temperatura que variam de 300°C-400°C, nessas condições o deslizamento basal na direção $(c)\langle a \rangle$ é favorecido.

A ocorrência de subgrãos relativamente grandes em cristais de plagioclásio, quando comparados com os subgrãos produzidos nos cristais de quartzo, é pouco expressiva, porém, corresponde a temperaturas elevadas. A orientação cristalográfica evidenciada pela diferença no ângulo de extinção evidencia a recristalização por rotação de grão. A recristalização por rotação de grão em feldspatos ocorre em temperaturas acima de 600°C (Pryer, 1993; Kruse & Stünitz, 1999; Altenberger & Wilhelm, 2000). Fitz Gerlad & Stunitz (1993), discutem que a ativação dos sistemas de deslizamento necessários para a formação de subgrãos no feldspato, requisita temperaturas acima dos 550°C.

Microestruturas como *kink band* e extinção ondulante nos feldspatos, ocorrem tanto na zona de mais baixa deformação, quanto nas faixas miloníticas. Pryer (1993) sugere que as condições de temperatura para a formação dessas microestruturas vão de 400°C até 500°C. Nessas condições de temperaturas, também ocorre o aparecimento da pertita em chama (*flame-perthite*) principalmente nos limites de grãos, onde há uma maior concentração de estresse e deformação intracristalina no contato de grãos adjacentes (Pryer, 1993; Pryer & Robin, 1996).

As feições de deformação presentes na zona de mais baixa deformação, como a recristalização do plagioclásio por SGR ou cristais de quartzo apresentando subgrãos em tabuleiro de xadrez, indicam que o sistema sofreu deformação em temperaturas da ordem de 650°C. Essa faixa de alta temperatura se repete com a aplicação dos geotermômetro Zr-na-titanita, indicando temperaturas que variam de 721°C no granito equigranular até 692°C no granito inequigranular.

O protomilonito representa o início do processo de simplificação da composição mineralógica, apresentando K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita verde e a introdução da mica branca, que não ocorre na zona de mais baixa deformação. No protomilonito a mineralogia varia, ocorre a mudança nas proporções de mica branca, que aumentam, além da granulação aumentar, apresentam de forma expressiva albita em relação a outros feldspatos que estavam presentes. Além disso, é acrescentada a monazita na paragênese dos milonitos. Os ultramilonitos apresentam a mineralogia composta por albita, quartzo, clorita, epidoto e mica branca.

As mudanças na mineralogia da zona com mais baixa deformação e da zona de mais alta deformação e as reações decorrentes da deformação que ocorrem nessas rochas, são sugeridas por Vidal *et al.* (2006), como reações resultantes da evolução das condições de pressão, temperatura e condição de oxidação durante a deformação, desencadeadas pela busca do equilíbrio, assim, cristalizando novos grão com composições diferentes em vez de reequilibrar os cristais pré-existentes. No modelo proposto em Gonçalves *et al.* (2012), essas reações em zonas de cisalhamento são governadas pela instabilidade da assembleia mineral, assim, os processos químicos podem sobrepor-se aos registros dos processos de deformação mecânica.

Nas faixas miloníticas predominam no quartzo a recristalização por rotação de subgrãos (SGR - *subgrain rotation-recrystallisation*) que corresponde ao Regime 2 de Hirth & Tullis (1992), combinada com a recristalização por migração de limite de grão, formando assim, cristais alongados oblíquos em relação a foliação (GSPO - *grain shape preferred orientation*). Segundo Stipp *et al.* (2002), a recristalização por rotação de subgrão torna-se dominante em faixas de temperatura que variam de 400°C a 500°C.

Subordinadamente, ocorre a recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento (*BLG - low-temperature grain boundary migration or bulging recrystallisation*) nos feldspatos, formando microestruturas núcleo-manto (White, 1976). Tullis & Yund (1991), sugerem que a faixa de temperatura necessária para o desenvolvimento dessa estrutura é de 450°C a 600 °C, discutem também, que a recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura é o produto do baixo volume de difusão. Já Rosenberg & Stünitz

(2003), sugerem que as temperaturas necessárias para desencadear a recristalização BLG são menores, aproximadamente 400°C até 500°C.

Os microfraturamentos dos feldspatos selados por pequenos grãos recristalizados de quartzo da matriz são feições comuns nas faixas miloníticas, principalmente no protomilonito e no milonito, são característicos de condições de deformação correspondentes de fácies xisto verde superior (Simpson, 1985). Büttner *et al.* (1999) discutem que essa feição sugere a existência residual de fusão concomitante com a deformação do feldspato.

Mineral	Microestrutura	Autor	Temperatura (°C)
Zona de mais baixa deformação			
Feldspato	Kink band	Pryer (1993)	400-500°C
	Extinção ondulante	Pryer (1993)	400-500°C
	Pertita em chama	Pryer (1993)	400-500°C
	Recristalização por rotação de grão	Fitz Gerlad & Stunitz (1993)	>550°C
Quartzo	Subgrão em tabuleiro de xadrez	Blumenfeld <i>et al.</i> (1986)	>700°C
	Recristalização por migração de limite de grão	Stipp <i>et al.</i> (2002)	500-700°C
	Recristalização por abaulamento (bulging)	Rosenberg & Stunitz (2003)	200-300°C
	Extinção ondulante	Stipp <i>et al.</i> (2002)	300-400°C
Zona de mais alta deformação			
Feldspato	Kink band	Pryer (1993)	400-500°C
	Recristalização por abaulamento (bulging)	Rosenberg & Stunitz (2003)	400-500°C
	Microfraturas seladas	Simpson <i>et al.</i> (1985)	Fácies xisto verde superior
Quartzo	Recristalização por rotação de grão	Stipp <i>et al.</i> (2002)	400-500°C

Quadro 2 – Síntese das microestruturas marcadoras de temperatura presentes nas amostras.

Observa-se uma tendência de estruturas nos milonitos que indicam a constância da temperatura na ordem 500°C, no geotermômetro Zr-na-titanita esses valores indicam temperaturas mais altas, de 651°C a 621°C, mas sem expressivas variações entre o protomilonito e o milonito, no ultramilonito o geotermômetro Zr-na-titanita, indica temperaturas mais elevadas, de 699°C a 687°C, divergindo com os resultados do geotermômetros Al-na-clorita, que indica temperaturas que variam de 504°C a 534°C. Em contrapartida, ocorre expressivo aumento na pressão, de valores

em média de 2,8 kbar para rochas da zona de mais baixa deformação, para valores que variam de 3,3 kbar a 4,7 kbar no protomilonito e no milonito respectivamente, até finalmente no ultramilonito, onde é observável um grande aumento da pressão para ordem de 7 kbar. Diversos autores consideram que variações de pressão dessa natureza correspondem à existência de gradiente de pressão de fluidos, em que a alta pressão de fluidos leva a um regime supralitostático (Boiron *et al.* 2001; Cox, 1995, 2016; Mesquita *et al.* 2021).

A relação Al x Fe permite a discriminação da titanita ígnea do granito e titanita formada por processos de deformação do ultramilonito (Kowallis *et al.*, 1997; Mohammad & Maekawa, 2008). O enriquecimento de Al na titanita pode ser favorecido pela diminuição da temperatura em condições de alta atividade de flúor (Franz & Spear, 1985) ou pelo aumento da P (Enami *et al.*, 1993; Tropper *et al.*, 2002). A composição da titanita do ultramilonito indica baixa atividade de F e corrobora a condição de alta P indicada pela geobarometria.

As temperaturas obtidas para a cristalização da clorita nos milonitos, em torno de 500°C e o conteúdo de Si $<3, 4 < R2 + <5, 2 < R3 + <3$ (apfu) correspondem à uma clorita gerada a partir dos processos de deformação, segundo Walshe (1986); Bourdelle *et al.*, (2015), que corroboram a sua correlação com condições de pressão acima de 5 kbar. Em contraste, a clorita formada no granito é mais rica em Si e com menor Mg, apresenta temperaturas de formação em torno de 300°C, tendo sua formação compatível com processos de alteração da biotita em condições hidrotermais.

As composições fengíticas das micas brancas dos milonitos, comportamento que é observado neste estudo, indicam a sua formação em condições de altas pressões de fluidos (Ernst, 1963). Segundo este autor, altas P e T favorecem a extensão da solução sólida entre a fengita e a ferrifengita.

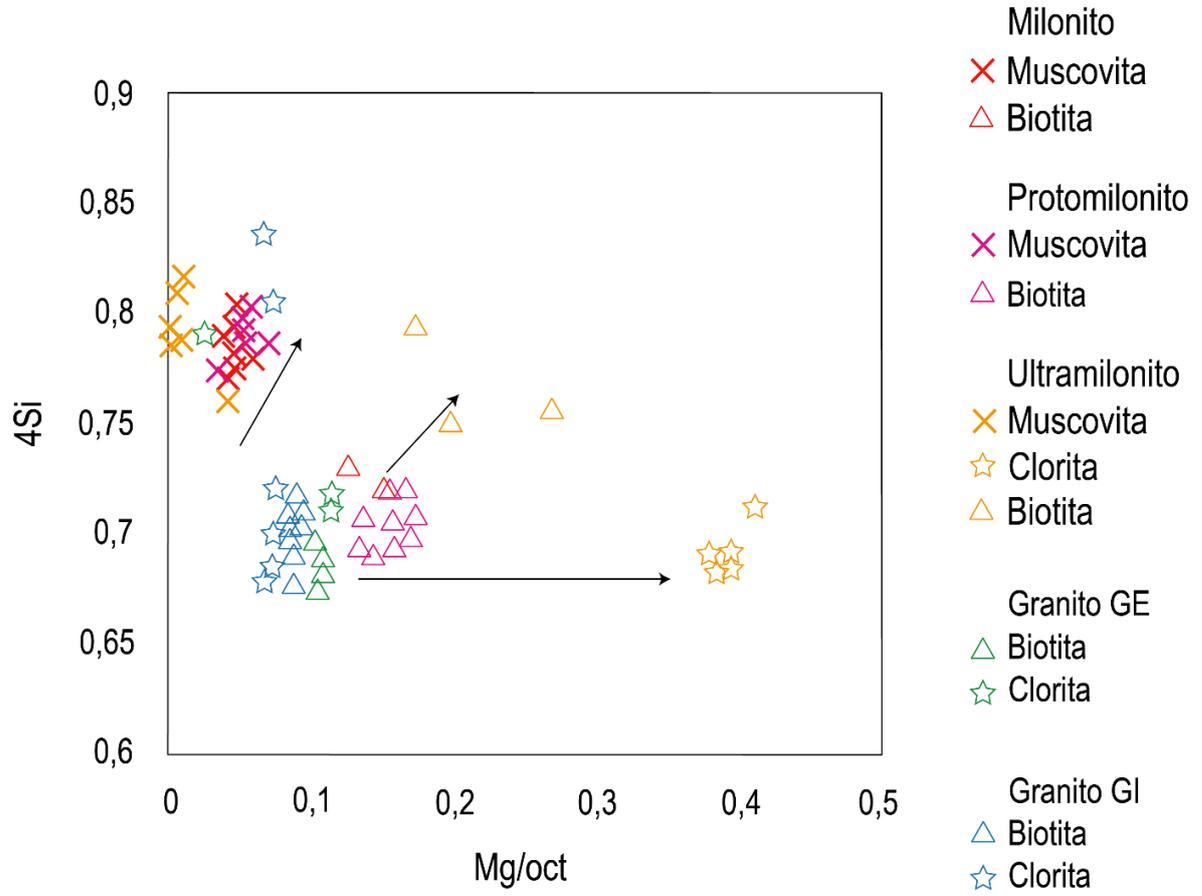


Figura 25 - Síntese da química mineral da biotita, muscovita e clorita nas rochas com diferentes graus de deformação. $4Si = Si/4$; $Mg/oct = Mg/(Fe+Mg+Al)$ (apfu).

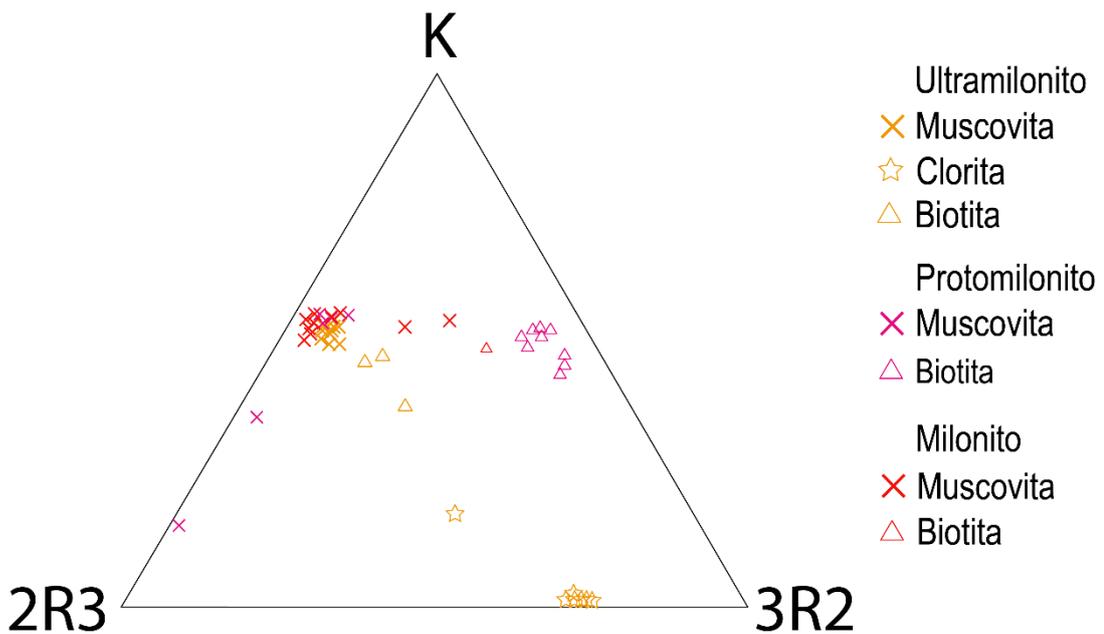


Figura 26 – Representação quimiográfica das composições das micas brancas, biotitas e clorita nos diferentes graus de deformação. $2R3 = Al/2$; $3R2 = Mg+Fe/3$ (apfu).

Gonçalves *et al.*, (2012) estudando zonas de cisalhamento no metagranodiorito Grimsel (Alpes Centrais) discutem que a formação da mica branca e da clorita é um resultado induzido pela quebra do feldspato (K-feldspato e albita) junto com a quebra do epidoto. A sequência de reações desencadeada pela quebra desses minerais é impulsionada pela geração de gradientes de potencial químico, por processos de equilíbrio, que ocorrem no sentido da assembleia mineral portadora de clorita no ultramilonito. Gonçalves *et al.* (2012) demonstram a partir da modelagem de diagramas de potencial químico quantitativo que determinam o MgO e o CaO como móveis, que essas reações de quebra, desencadeiam a perda significativa de CaO associada com o aumento expressivo de MgO. O processo de equilíbrio descrito por Gonçalves *et al.* (2012), percorre por três estágios. O primeiro estágio é caracterizado pelo aumento do potencial químico em direção ao MgO, até que o K-feldspato seja consumido, levando assim, a formação de mica branca. Essa etapa resulta em um ganho de MgO e H₂O concomitante com a perda de CaO. No estágio seguinte, após o consumo total de K-feldspato, o sistema evolui para condições em que a clorita começa a se formar. Assim, o epidoto começa a reagir com a albita, também produzindo mica branca e causando a redução significativa de CaO e subordinada de MgO, os autores ainda ressaltam que, nessa etapa é necessário um ganho de água para manter o sistema saturado em H₂O. O terceiro e último estágio caracteriza-se pela plena formação de clorita e mica branca a partir da reação entre o epidoto restante, a biotita e a albita. A semelhança entre as transformações mineralógicas e na química mineral modeladas no trabalho de Gonçalves *et al.* (2012) e as observadas neste trabalho apontam para que os processos sejam semelhantes nos dois casos.

A deformação progressiva do Granito Arroio Moinho nas zonas de cisalhamento culmina em uma assembleia restrita no ultramilonito, como ilustrado na Figura 27. As imagens e os mapas composicionais evidenciam a perda de cálcio (Figura 27 F) que aparece na forma de pequenos cristais de apatita, a cristalização da clorita rica em Mg e da fengita (Figura 27 E e H) nas caudas de recristalização do porfiroclásto de albita (Figura 27G). A síntese da química mineral e geotermobarometria discutidas neste capítulo é apresentada no Quadro 2.

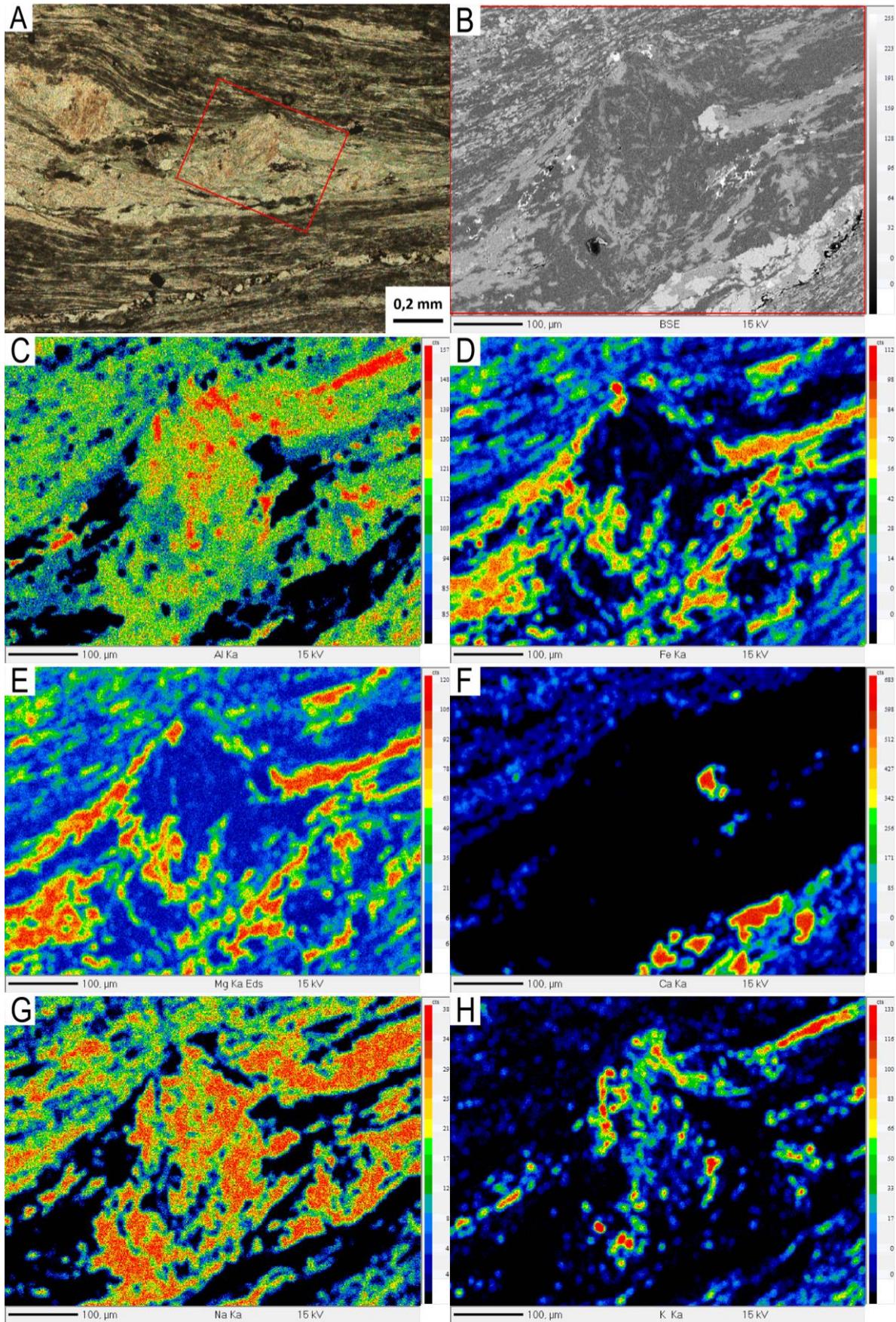


Figura 27 - Aspectos texturais, mineralógicos e da química mineral de um porfiroclásto com cauda de recristalização em ultramilonito. (A) Fotomicrografia; (B) Imagem em elétrons retroespalhados (BSE); (C a H) mapas composicionais de raios X mostrando a distribuição dos elementos Al, Fe, Mg, Ca, Na e K, respectivamente.

Mineral	Granito	Milonito	Ultramilonito
K-feldspato	Or 96-80 %	Or 98-68 %	-----
Plagioclásio An (%)	Oligoclásio-Andesina An 34-14%	Albita Ab 97-90%	Albita Ab 98 – 81%
Anfibólio Mg/(Mg+Fe) Hawthorne et al (2012)	2,1 Mg-hornblenda	-----	-----
Biotita Fe/(Fe+Mg) Al ^{VI} (apfu) Foster (1960)	0,5 0,27 Mg-biotita	0,8 0,76 Fe-biotita	0,5 1,3 Mg-biotita
Mica branca Si (apfu) Fe+Mg	-----	3,0 0,7	3,2 0,5
Clorita Mg/(Mg+Fe) Foster (1962)	2,3 Ripidolita, brunsvigita, clinochloro	-----	2,7 Sheridanita
Titanita Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	2,02 1,6	3,5 1,9	3,6 1,2
Geotermobarômetros Zr-titanita Al-biotita Al ^{IV} -clorita	790-720°C 3 Kbar	650-620°C 3 Kbar	699-687°C 7 Kbar 500-540°C

Quadro 3 - Síntese da química mineral e termobarometria nos diferentes graus de deformação do Granito Arroio Moinho.

6 CONCLUSÃO

As feições de deformação de alta temperatura presentes na zona de mais baixa deformação, como a recristalização do plagioclásio por SGR ou cristais de quartzo apresentando subgrãos em tabuleiro de xadrez, representam temperaturas de aproximadamente 650°C, essa condição corresponde à temperatura *solidus* de rochas graníticas. Essa faixa de temperatura coincide com as condições obtidas com a utilização dos geotermômetros aplicados. Além de apresentar feições de alta temperatura vinculadas com a ausência de paragênese metamórfica, a zona de mais baixa deformação apresenta texturas típicas de rochas ígneas, indicando que o calor presente durante o processo de deformação é proveniente do sistema granítico. Nos milonitos, as microestruturas imprimem condições de temperaturas mais baixas, como a recristalização por rotação de subgrãos e a recristalização por migração de contorno de grão de baixa temperatura ou recristalização de abaulamento do quartzo. As temperaturas obtidas para o processo deformacional refletem que o cisalhamento ocorreu concomitante ao resfriamento do corpo ígneo (Figura 28). Desta forma, o GAM pode ser considerado um corpo sintectônico à atividade deformacional da zona de cisalhamento transcorrente de cinemática sinistral responsável por seu posicionamento na crosta. A assembleia final na zona de maior deformação tende à redução na mineralogia, constituída majoritariamente por mica branca fengítica, clorita magnésiana e quartzo. As microestruturas identificadas vinculadas com a química mineral e aplicação de geotermobarômetros sugerem que a deformação do Granito Arroio Moinho se desenvolveu simultaneamente com o resfriamento e cristalização do magma.

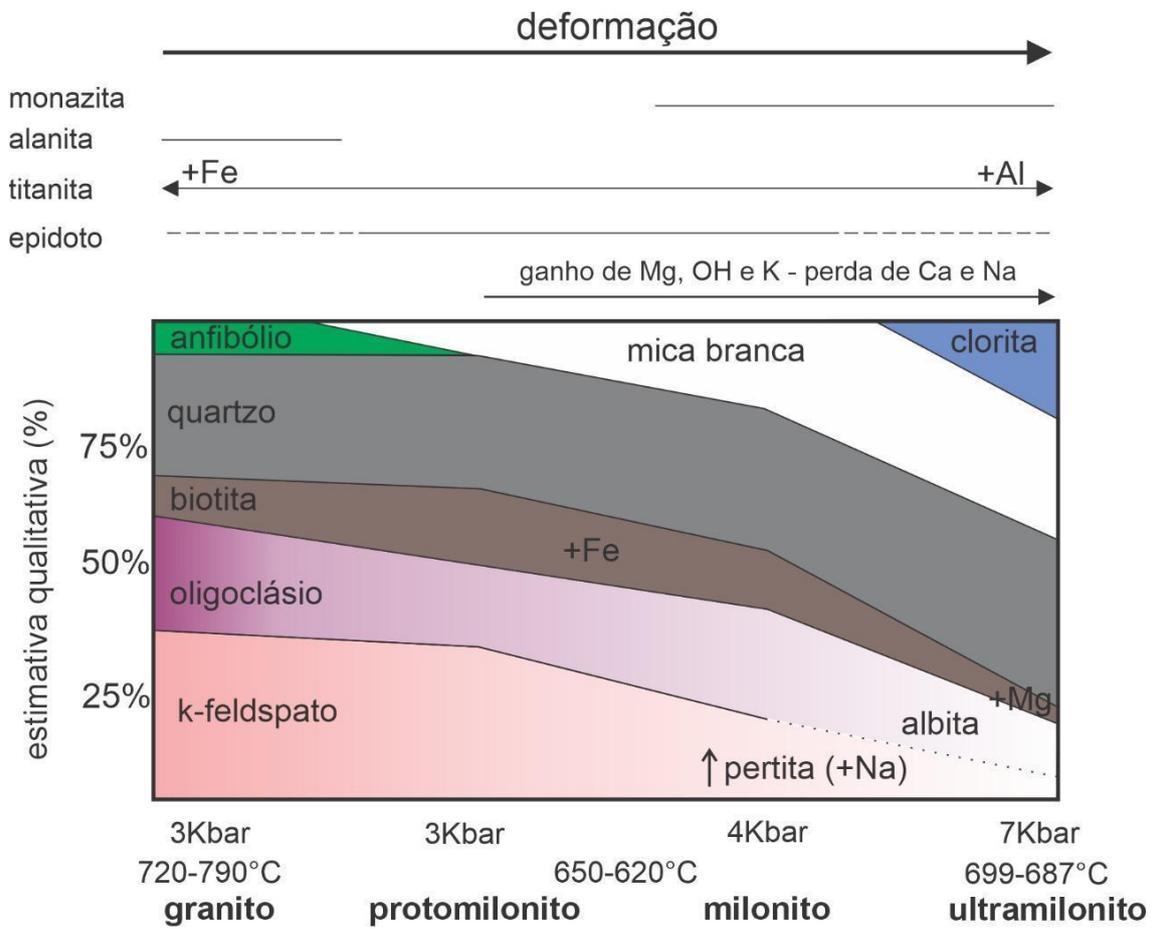


Figura 28 - Representação esquemática das transformações mineralógicas decorrentes da deformação em zona de cisalhamento e suas condições de P e T.

7 REFERÊNCIAS

ALTENBERGER, U.; WILHELM, S. Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics*, v. 320, n. 2, p. 107-121, 2000.

ARZI, Avner A. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, v. 44, n. 1-4, p. 173-184, 1978.

BABINSKI, Marly et al. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 3-4, p. 263-274, 1997.

DE FÁTIMA BITENCOURT, Maria. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. 1996. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BITENCOURT, M. de F.; NARDI, Lauro Valentim Stoll. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 186-189, 2000.

BLUMENFELD, Ph; MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J. L. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, v. 127, n. 1-2, p. 97-115, 1986.

BOIRON, Marie-Christine et al. Geometry and P–V–T–X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia). *Chemical Geology*, v. 173, n. 1-3, p. 207-225, 2001.

BOURDELLE, Franck et al. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R₂+–Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, v. 27, n. 5, p. 617-626, 2015.

BÜTTNER, Steffen H. The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions: An example from the central European Variscan Belt. *American Mineralogist*, v. 84, n. 11-12, p. 1781-1792, 1999.

CATHELINEAU, M.; IZQUIERDO, G.; NIEVA, D. Thermobarometry of hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal system (Michoacan, Mexico): Significance of fluid-inclusion data. *Chemical geology*, v. 76, n. 3-4, p. 229-238, 1989.

CHRISTIDIS, G. E. et al. Methods for determination of the layer charge of smectites: a critical assessment of existing approaches. *Clays and Clay Minerals*, v. 71, n. 1, p. 25-53, 2023.

CHRISTIDIS, George E. Genesis and compositional heterogeneity of smectites. Part III: Alteration of basic pyroclastic rocks—A case study from the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus. *American Mineralogist*, v. 91, n. 4, p. 685-701, 2006.

COX, Stephen F. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, n. B7, p. 12841-12859, 1995.

COX, Stephen F. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: Implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes—An invited paper. *Economic Geology*, v. 111, n. 3, p. 559-587, 2016.

DE ALMEIDA, Fernando Flávio Marques et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.

DEER, William Alexander; HOWIE, Robert Andrew; ZUSSMAN, Jack. An introduction to the rock-forming minerals. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 2013.

DE FÁTIMA BITENCOURT, Maria. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. 1996. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

DE JESUS SANTANA, João Pedro et al. Source of the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 134, p. 104742, 2024.

DE TONI, Giuseppe Betino et al. Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr–Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle. *Gondwana Research*, v. 125, p. 180-209, 2024.

DRAGO, Susan Martins; GOMES, Márcia Elisa Boscato; KOESTER, Edinei. Mineral chemistry and geothermobarometry of neoproterozoic rocks from northeast Dom

Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 108, p. 103152, 2021.

ENAMI, Masaki et al. Al-Fe (super 3+) and F-OH substitutions in titanite and constraints on their PT dependence. *European Journal of Mineralogy*, v. 5, n. 2, p. 219-231, 1993.

ERNST, W. G. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, v. 48, n. 11-12, p. 1357-1373, 1963.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria–Capivarita. *Acta Geol. Leopold*, v. 13, p. 117-138, 1990.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, n. 1, p. 77-96, 1992.

FERNANDES, Luis Alberto D.'Avila; KOESTER, Edinei. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 3-24, 1999.

FERNANDES, Luis Alberto D.'Avila; KOESTER, Edinei. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 3-24, 1999.

FONTOURA, João AS et al. Restoring a syntectonic transtensional pluton by integrating structural geology, anisotropy of magnetic susceptibility, and gravimetric modelling. *Journal of Structural Geology*, v. 179, p. 105016, 2024.

FOSTER, Margaret Dorothy. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US Government Printing Office, 1962.

FRAGOSO CESAR, Antonio Romalino Santos et al. Batolito Pelotas (Proterozoico superior-Eopaleozoico) no escudo do Rio Grande do Sul: consideracoes gerais. *Resumos e Breves Comunicações. Boletim 1*, 1986.

FRANZ, Gerhard; SPEAR, Frank S. Aluminous titanite (sphene) from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. *Chemical Geology*, v. 50, n. 1-3, p. 33-46, 1985.

GERALD, JD Fitz; STÜNITZ, H. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, v. 221, n. 3-4, p. 269-297, 1993.

GOMES, M. E. B. Petrologia do Granito Arroio Moinho, Canguçu (RS): geoquímica e deformação. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, 199p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1990.

GONCALVES, Philippe et al. Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30, n. 7, p. 703-722, 2012.

GRATIER, JEAN-PIERRE et al. Group Report: Fluids, Geochemical Cycles, and Mass Transport in Fault Zones.

GRIM, Ralph Early; GUVEN, Necip. *Bentonites: geology, mineralogy, properties and uses*. Elsevier, 2011.

GUIDOTTI, C. V. Muscovite and K-feldspar from two-mica adamellite in northwestern Maine; composition and petrogenetic implications. *American Mineralogist*, v. 63, n. 7-8, p. 750-753, 1978.

HAWTHORNE, Frank C. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, v. 97, n. 11-12, p. 2031-2048, 2012.

HAYDEN, Leslie A.; WATSON, E. Bruce; WARK, David A. A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 155, p. 529-540, 2008.

HEILBRON, Monica et al. *Província mantiqueira. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 203-235, 2004.

HEILBRON, Monica et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, n. 1, p. 211-237, 2008.

HIRTH, Greg; TULLIS, J. A. N. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, v. 14, n. 2, p. 145-159, 1992.

HUECK, Mathias et al. The dom feliciano belt in southern Brazil and Uruguay. *Geology of Southwest Gondwana*, p. 267-302, 2018.

HUTTON, Donald HW. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 79, n. 2-3, p. 245-255, 1988.

JANOUSĚK, Vojtěch et al. *Geochemical modelling of igneous processes: principles and recipes in R language*. Springer, 2015.

KARATHANASIS, A. D. Structural allocation of clay mineral elemental components. *Methods of Soil Analysis Part 5—Mineralogical Methods*, v. 5, p. 465-483, 2008.

KOWALLIS, B. J.; CHRISTIANSEN, E. H.; GRIFFEN, D. T. Compositional variations in titanite. In: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 1997. p. 402.

KRUHL, J. H. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, v. 14, n. 5, p. 581-589, 1996.

KRUSE, Robert; STÜNITZ, Holger. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics*, v. 303, n. 1-4, p. 223-249, 1999.

LEAKE, Bernard E. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, v. 61, n. 405, p. 295-310, 1997.

LAUX J.H., STROPPER J.L., PROVENZANO C.A.S., HORNB.L.D., KLEIN C. *Mapa Geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre: CPRM (Serviço Geológico do Brasil), 2021. Escala 1:500.000. 1 mapa. Novas Fronteiras.

LEHN, Ilana; PAIM, Paulo Sérgio Gomes; CHEMALE JR, Farid. From the sea to the land: How microbial mats dominated marine and continental environments in the Ediacaran Camaquã Basin, Brazil. *Geosystems and Geoenvironment*, v. 3, n. 3, p. 100283, 2024.

MAINPRICE, David et al. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, v. 14, n. 10, p. 819-822, 1986.

MESQUITA, Maria José et al. Shearing and fluid evolution of the Porto Nacional orogenic gold district, western Brazil: microstructural, fluid inclusion, and CO isotopic evidence. *Ore Geology Reviews*, v. 136, p. 104242, 2021.

MESQUITA, Maria José Maluf de. *Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)*. 1991.

MOHAMMAD, Yousif Osman; MAEKAWA, Hirokazu. Origin of titanite in metaroddingite from the Zagros Thrust Zone, Iraq. *American mineralogist*, v. 93, n. 7, p. 1133-1141, 2008.

NEWMAN, A. C. D.; BROWN, G. *The chemical constitution of clays*. 1987.

PARSONS, I. WA Deer, RA Howie and J. Zussman *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, London (Longman Scientific & Technical), 1992. xvi+ 696 pp. *Mineralogical Magazine*, v. 56, n. 385, p. 617-619, 1992.

PASSARELLI, Claudia Regina et al. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, p. 391-414, 2011.

PASSCHIER, Cees W.; TROUW, Rudolph AJ. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media, 2005.

PHILIPP, Ruy Paulo. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. 1998. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

PHILIPP, Ruy Paulo; PIMENTEL, Marcio Martins; CHEMALE JR, Farid. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, n. Suppl 01, p. 83-104, 2016.

PRYER, L. L.; ROBIN, P.-YF. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology*, v. 18, n. 9, p. 1151-1166, 1996.

PRYER, Lynn L. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of structural Geology*, v. 15, n. 1, p. 21-36, 1993.

PRYER, Lynn L. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of structural Geology*, v. 15, n. 1, p. 21-36, 1993.

SECCHI, F. et al. Syntectonic magmatism and reactivation of collisional structures during late-Variscan shearing (SW Sardinia, Italy). *International Journal of Earth Sciences*, v. 111, n. 5, p. 1469-1490, 2022.

SIMPSON, Carol. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of structural geology*, v. 7, n. 5, p. 503-511, 1985.

STIPP, Michael et al. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 200, n. 1, p. 171-190, 2002.

STÜNITZ, H.; GERALD, JD Fitz. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. *Tectonophysics*, v. 221, n. 3-4, p. 299-324, 1993.

STÜNITZ, H.; GERALD, JD Fitz; TULLIS, J. Dislocation generation, slip systems, and dynamic recrystallization in experimentally deformed plagioclase single crystals. *Tectonophysics*, v. 372, n. 3-4, p. 215-233, 2003.

ROSENBERG, Claudio L.; STÜNITZ, Holger. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, v. 25, n. 3, p. 389-408, 2003.

TISCHENDORF, Gerhard et al. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, v. 61, n. 409, p. 809-834, 1997.

TRIBE, Ian R.; D'LEMOS, RICHARD S. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the geological society*, v. 153, n. 1, p. 127-138, 1996.

TROPPER, PETER; MANNING, CRAIG E.; ESSENE, ERIC J. The substitution of Al and F in titanite at high pressure and temperature: experimental constraints on phase relations and solid solution properties. *Journal of Petrology*, v. 43, n. 10, p. 1787-1814, 2002.

TULLIS, Jan; DELL'ANGELO, Lisa; YUND, Richard A. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. *The Brittle-Ductile Transition in Rocks*, v. 56, p. 67-81, 1990.

TULLIS, Jan; YUND, Richard A. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. *Journal of Structural Geology*, v. 13, n. 9, p. 987-1000, 1991.

UCHIDA, Etsuo; ENDO, Sho; MAKINO, Mitsutoshi. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, v. 57, n. 1, p. 47-56, 2007.

VIDAL, Olivier et al. P–T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, n. 7, p. 669-683, 2006.

WALSHE, John L. A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*, v. 81, n. 3, p. 681-703, 1986.

WEI, Wei et al. Tectonic controls on magmatic tempo in an active continental margin: Insights from the Early Cretaceous syn-tectonic magmatism in the Changle-Nan'ao Belt, South China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 128, n. 2, p. e2022JB025973, 2023.

WEINBERG, Roberto Ferrez; SIAL, A. N.; MARIANO, Gorki. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, v. 32, n. 5, p. 377-380, 2004.

WHITE, Sil. A Discussion on natural strain and geological structure-The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 283, n. 1312, p. 69-86, 1976.

APÊNDICE A

Tabela 1 - Composição química da biotita da zona de mais baixa deformação (GE)

Ponto	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .
Observação							Centro	Borda	Borda	Centro	
F	0,19	0,32	0,36	0,45	0,55	0,21	0,06	0,32	0,47	0,21	0,51
Na ₂ O	0,07	0,02	0,04	0,07	0,05	0,03	0,02	0,02	0,08	0,05	0,03
SiO ₂	35,60	35,16	35,23	35,41	35,76	35,11	35,49	35,94	35,49	34,56	36,18
MgO	10,00	10,21	10,00	9,58	10,07	9,93	10,23	9,84	9,78	9,86	10,16
Al ₂ O ₃	16,40	16,76	16,70	16,85	16,92	16,62	16,49	16,30	16,81	16,86	16,59
Cl	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05
K ₂ O	9,62	9,49	9,63	9,59	9,83	9,63	9,55	9,64	9,63	9,69	9,73
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	2,48	2,60	2,58	2,57	2,41	2,56	2,49	2,76	2,41	2,65	2,70
MnO	0,28	0,28	0,25	0,29	0,27	0,32	0,29	0,22	0,24	0,28	0,27
FeO	21,22	19,94	19,81	20,00	20,39	19,77	19,99	19,97	20,38	20,58	20,71
Rb ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00
BaO	0,13	0,07	0,19	0,13	0,09	0,11	0,17	0,20	0,09	0,13	0,16
Total	96,07	94,90	94,84	95,02	96,40	97,25	94,32	94,84	95,24	95,43	94,91
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios											
Si	5,49	5,46	5,49	5,52	5,51	5,48	5,49	5,56	5,51	5,39	5,53
Al IV	2,51	2,54	2,51	2,484	2,491	2,518	2,506	2,436	2,488	2,607	2,468
Al VI	0,46	0,53	0,56	0,609	0,581	0,541	0,502	0,539	0,589	0,494	0,522
Ti	0,29	0,30	0,30	0,30	0,28	0,30	0,29	0,32	0,28	0,31	0,31
Fe	2,74	2,59	2,58	2,61	2,63	2,58	2,59	2,59	2,65	2,69	2,65
Mn	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04
Mg	2,30	2,37	2,32	2,22	2,31	2,31	2,36	2,27	2,26	2,29	2,32
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
K	1,89	1,88	1,91	1,91	1,93	1,92	1,89	1,90	1,91	1,93	1,90
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	3,90	3,84	3,81	3,77	3,72	3,89	3,96	3,83	3,76	3,89	3,74
F	0,09	0,16	0,18	0,22	0,27	0,11	0,03	0,16	0,23	0,11	0,25
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	19,75	19,73	19,73	19,72	19,79	19,71	19,68	19,67	19,76	19,78	19,75

Tabela 2 - Composição química da clorita da zona de mais baixa deformação (GE)

Ponto Observação	37 / 1 . Clivagens da bt	38 / 1 . Clivagens da bt	39 / 1 . Clivagens da bt
F	0,19	0,00	0,00
Na2O	0,01	0,00	0,00
SiO2	26,72	27,16	27,31
MgO	17,10	16,99	17,55
Al2O3	18,09	18,20	18,55
Cl	0,00	0,01	0,01
K2O	0,06	0,23	0,05
CaO	0,01	0,06	0,06
TiO2	0,08	0,07	0,06
MnO	0,44	0,42	0,42
FeO	24,05	23,84	22,73
Rb2O	0,00	0,02	0,02
NiO	0,00	0,00	0,06
ZnO	0,05	0,08	0,07
Cr2O3	0,02	0,02	0,01
Total	86,81	87,10	86,88
Fórmula estrutural calculada na base de 28 oxigênios			
Si	5,70	5,74	5,74
Al IV	2,303	2,26	2,26
Al VI	2,241	2,271	2,334
Ti	0,01	0,01	0,01
Fe	4,29	4,21	3,99
Mn	0,08	0,08	0,08
Mg	5,44	5,35	5,50
Ni	0,00	0,00	0,01
Zn	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,02	0,06	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00
OH	15,87	16,00	16,00
F	0,13	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00
Total	36,09	36,02	35,96

Tabela 3 - Composição química do feldspato da zona de mais baixa deformação (GE)

Ponto	16 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .
Mineral	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio
Obs.	Centro	Intermediário	Borda	Borda	Intermediário	Intermediário	Centro	Borda	Borda	Borda	Centro
Na ₂ O	8,64	7,77	8,63	7,75	7,95	7,78	7,90	7,91	7,97	7,83	7,86
SiO ₂	61,69	60,24	61,59	59,68	60,37	60,33	60,54	59,86	60,31	60,50	60,59
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	24,16	25,13	24,22	25,37	25,38	25,38	24,92	25,25	25,24	25,27	25,27
K ₂ O	0,04	0,14	0,34	0,10	0,07	0,09	0,13	0,04	0,07	0,07	0,08
CaO	5,83	6,89	5,58	7,21	6,80	7,01	6,59	7,04	6,97	6,93	6,99
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00
FeO	0,00	0,06	0,08	0,02	0,05	0,06	0,04	0,10	0,07	0,06	0,00
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,01	0,04	0,02	0,06	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,04
SrO	0,10	0,12	0,18	0,14	0,08	0,04	0,10	0,09	0,10	0,03	0,07
Total	100,47	100,35	100,67	100,29	100,81	100,77	100,22	100,33	100,78	100,72	100,93
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	10,92	10,71	10,90	10,63	10,68	10,68	10,76	10,66	10,68	10,71	10,71
Al	5,04	5,26	5,05	5,33	5,29	5,30	5,22	5,30	5,27	5,27	5,26
Fe	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	1,11	1,31	1,06	1,38	1,29	1,33	1,26	1,34	1,32	1,31	1,32
Na	2,97	2,68	2,96	2,68	2,73	2,67	2,72	2,73	2,74	2,69	2,69
K	0,01	0,03	0,08	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
Total	20,05	20,01	20,09	20,05	20,04	20,02	20,01	20,06	20,06	20,01	20,02

Tabela 4 - Continuação da composição química do feldspato da zona de mais baixa deformação (GE)

Ponto	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .
Mineral	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	Plagioclásio	K-feldspato	Plagioclásio
Obs.	Centro	Centro	Borda	Intermediário	Centro	Intermediário	Borda	Centro	Intermediário	Borda
Na ₂ O	7,66	7,80	8,12	7,89	7,85	7,89	8,58	7,87	0,48	7,69
SiO ₂	59,76	59,38	59,86	59,69	59,85	60,31	61,86	59,87	63,75	60,53
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	25,29	25,74	25,19	25,51	25,32	25,30	24,20	25,14	18,50	25,26
K ₂ O	0,05	0,08	0,06	0,07	0,15	0,12	0,12	0,12	15,91	0,21
CaO	6,89	7,27	6,80	7,05	6,97	7,10	5,70	6,95	0,00	6,92
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02
FeO	0,05	0,08	0,06	0,03	0,05	0,05	0,06	0,00	0,01	0,08
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,03	0,64	0,03
SrO	0,01	0,05	0,06	0,12	0,05	0,05	0,08	0,12	0,01	0,12
Total	99,74	100,42	100,17	100,37	100,29	100,86	100,61	100,12	99,34	100,89
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	10,67	10,57	10,67	10,62	10,65	10,68	10,93	10,68	11,92	10,71
Al	5,32	5,40	5,29	5,35	5,31	5,28	5,04	5,28	4,08	5,27
Fe	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Sr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	1,32	1,39	1,30	1,34	1,33	1,35	1,08	1,33	0,00	1,31
Na	2,65	2,69	2,81	2,72	2,71	2,71	2,94	2,72	0,17	2,64
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	3,80	0,05
Total	19,99	20,09	20,10	20,07	20,06	20,05	20,03	20,05	20,02	20,00

Tabela 5 - Composição do anfibólio da zona de mais baixa deformação (G1)

Ponto	5 / 1 .	6 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	12 / 1 .	14 / 1 .	16 / 1 .	18 / 1 .	20 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .
Observação	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Intermediário	Intermediário
Na ₂ O	1,38	1,43	1,48	1,34	1,38	1,37	1,36	1,39	1,49	1,33	1,34
SiO ₂	39,74	41,32	39,82	41,21	41,57	41,20	41,27	41,33	41,51	42,52	42,11
MgO	5,22	6,33	5,59	6,33	6,35	6,77	6,20	6,28	6,25	6,85	6,71
Al ₂ O ₃	12,19	9,59	12,13	9,91	9,99	10,45	10,46	9,99	10,05	9,29	9,67
K ₂ O	1,54	1,38	1,57	1,41	1,38	1,39	1,42	1,47	1,46	1,39	1,43
CaO	11,92	11,82	11,80	11,84	11,86	11,99	11,84	11,72	11,71	11,85	11,92
TiO ₂	0,27	1,24	0,59	1,21	1,01	0,58	0,99	1,34	1,24	1,62	1,29
FeO	25,19	24,32	24,75	24,08	24,17	23,55	24,34	24,06	24,07	23,72	23,98
F	0,19	0,11	0,58	0,28	0,24	0,37	0,45	0,69	0,24	0,58	0,24
MnO	0,61	0,55	0,54	0,60	0,59	0,58	0,52	0,57	0,58	0,59	0,54
Total	98,24	98,09	98,85	98,22	98,55	98,24	98,85	98,84	98,60	99,74	99,23
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios											
Si	6,28	6,49	6,29	6,48	6,50	6,47	6,47	6,51	6,49	6,59	6,53
Al IV	1,722	1,512	1,711	1,521	1,499	1,532	1,532	1,491	1,511	1,409	1,472
Al VI	0,548	0,263	0,546	0,316	0,343	0,402	0,4	0,363	0,341	0,287	0,294
Fe	3,33	3,19	3,27	3,17	3,16	3,09	3,19	3,17	3,15	3,08	3,11
Ti	0,03	0,15	0,07	0,14	0,12	0,07	0,12	0,16	0,15	0,19	0,15
Mg	1,23	1,48	1,32	1,48	1,48	1,59	1,45	1,47	1,46	1,58	1,55
Mn	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07
Ca	2,02	1,99	2,00	2,00	1,99	2,02	1,99	1,98	1,96	1,97	1,98
Na	0,42	0,44	0,45	0,41	0,42	0,42	0,41	0,42	0,45	0,40	0,40
K	0,31	0,28	0,32	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28
OH	1,90	1,95	1,71	1,86	1,88	1,82	1,78	1,66	1,88	1,71	1,88
F	0,10	0,05	0,29	0,14	0,12	0,18	0,22	0,34	0,12	0,29	0,12
Total	17,97	17,86	18,04	17,88	17,86	17,94	17,91	17,94	17,87	17,85	17,84

Tabela 6 - Continuação da composição do anfibólio da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .	49 / 1 .	50 / 1 .
Observação	Intermediário	Intermediário	Intermediário	Intermediário	Borda	Centro	Borda	Borda	Centro	Borda
Na ₂ O	1,47	1,38	1,29	1,31	1,25	1,23	1,52	1,51	1,35	1,33
SiO ₂	40,57	41,73	42,09	41,69	41,17	41,82	41,30	41,43	42,57	42,85
MgO	6,24	6,40	6,41	6,12	6,35	6,28	6,66	6,35	6,95	6,98
Al ₂ O ₃	9,79	9,79	10,04	10,11	10,38	9,94	9,68	10,03	8,74	8,81
K ₂ O	1,36	1,32	1,37	1,33	1,23	1,22	1,43	1,45	1,20	1,20
CaO	11,53	11,71	11,69	11,77	11,86	11,78	11,67	11,70	11,70	11,80
TiO ₂	1,15	0,91	0,97	0,87	0,53	0,78	1,60	1,46	1,44	1,51
FeO	23,72	24,18	24,09	24,32	24,30	24,38	23,51	23,98	23,33	23,55
F	0,30	0,37	0,22	0,26	0,60	0,15	0,65	0,37	0,37	0,56
MnO	0,63	0,58	0,55	0,60	0,62	0,63	0,55	0,65	0,62	0,66
Total	96,74	98,35	98,72	98,38	98,29	98,21	98,56	98,92	98,27	99,25
Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios										
Si	6,48	6,55	6,55	6,53	6,51	6,54	6,51	6,47	6,65	6,66
Al IV	1,52	1,45	1,453	1,47	1,495	1,458	1,495	1,526	1,348	1,341
Al VI	0,323	0,362	0,388	0,396	0,438	0,375	0,302	0,321	0,262	0,272
Fe	3,17	3,17	3,13	3,19	3,21	3,19	3,10	3,13	3,05	3,06
Ti	0,14	0,11	0,11	0,10	0,06	0,09	0,19	0,17	0,17	0,18
Mg	1,49	1,50	1,49	1,43	1,50	1,47	1,56	1,48	1,62	1,62
Mn	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,09
Ca	1,97	1,97	1,95	1,98	2,01	1,98	1,97	1,96	1,96	1,96
Na	0,46	0,42	0,39	0,40	0,38	0,37	0,47	0,46	0,41	0,40
K	0,28	0,26	0,27	0,27	0,25	0,24	0,29	0,29	0,24	0,24
OH	1,85	1,82	1,89	1,87	1,70	1,93	1,68	1,82	1,82	1,72
F	0,15	0,18	0,11	0,13	0,30	0,07	0,32	0,18	0,18	0,28
Total	17,90	17,87	17,80	17,83	17,93	17,80	17,95	17,90	17,79	17,82

Tabela 7 - Composição da biotita da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	28 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	41 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	44 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .
Obs.	Intermediário	Intermediário	Intermediário	Centro	Borda	Centro	Borda	Borda	Intermediário	Centro	Borda
Na ₂ O	0,08	0,05	0,09	0,07	0,06	0,07	0,00	0,09	0,05	0,06	0,06
SiO ₂	35,82	35,77	36,40	35,13	35,83	35,86	35,12	35,30	35,88	35,35	36,02
MgO	9,02	9,16	9,12	8,88	8,68	8,34	8,04	8,13	8,38	8,08	8,40
Al ₂ O ₃	14,78	14,81	14,72	15,01	14,94	15,50	15,42	14,89	15,04	14,71	15,24
K ₂ O	9,55	9,53	9,64	9,43	9,55	9,43	9,28	9,40	9,32	9,27	9,41
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	1,71	1,72	1,83	1,95	2,14	2,20	2,04	2,10	1,90	1,92	2,07
FeO	24,02	23,92	24,04	23,20	23,40	23,29	24,59	23,06	23,27	24,50	24,52
Rb ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00	0,06	0,01	0,00
BaO	0,09	0,09	0,08	0,14	0,06	0,11	0,04	0,10	0,07	0,13	0,12
F	1,21	0,98	0,76	0,93	1,28	0,93	0,68	0,66	1,03	0,86	0,78
MnO	0,33	0,34	0,43	0,38	0,38	0,34	0,43	0,50	0,36	0,38	0,45
Cl	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04
Total	96,63	96,43	97,15	95,19	96,35	96,11	95,72	94,28	95,40	95,30	97,11
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios											
Si	5,69	5,67	5,69	5,63	5,70	5,67	5,58	5,67	5,73	5,67	5,65
Al IV	2,307	2,332	2,307	2,372	2,3	2,335	2,416	2,33	2,273	2,327	2,354
Al VI	0,462	0,434	0,406	0,461	0,502	0,552	0,474	0,489	0,555	0,455	0,462
Ti	0,20	0,20	0,22	0,23	0,26	0,26	0,24	0,25	0,23	0,23	0,25
Fe	3,19	3,17	3,14	3,11	3,11	3,08	3,27	3,10	3,11	3,29	3,21
Mn	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06
Mg	2,14	2,17	2,13	2,12	2,06	1,96	1,91	1,95	1,99	1,93	1,96
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02
K	1,94	1,93	1,92	1,93	1,94	1,90	1,88	1,93	1,90	1,90	1,88
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
OH	3,39	3,50	3,61	3,52	3,36	3,53	3,65	3,65	3,47	3,56	3,60
F	0,61	0,49	0,38	0,47	0,64	0,47	0,34	0,34	0,52	0,44	0,39
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	20,01	19,97	19,91	19,94	19,95	19,83	19,85	19,82	19,86	19,89	19,85

Tabela 8 - Continuação da composição da biotita da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	54 / 1 .	55 / 1 .	56 / 1 .	57 / 1 .	58 / 1 .	59 / 1 .	60 / 1 .	61 / 1 .	62 / 1 .	63 / 1 .	64 / 1 .
Obs.	Recrist.										
Na ₂ O	0,10	0,05	0,02	0,08	0,07	0,06	0,03	0,05	0,10	0,03	0,08
SiO ₂	35,96	34,36	35,49	35,67	34,83	36,12	35,31	34,92	34,52	36,48	34,54
MgO	8,72	9,06	8,66	8,93	8,76	8,75	9,05	8,69	8,48	9,02	8,76
Al ₂ O ₃	15,27	16,11	15,65	15,51	15,63	15,27	15,78	15,71	15,94	15,49	15,66
K ₂ O	9,38	7,86	8,83	8,96	8,73	9,52	8,96	9,27	8,58	9,48	8,01
CaO	0,05	0,02	0,00	0,06	0,02	0,01	0,04	0,02	0,06	0,00	0,06
TiO ₂	1,15	0,83	0,94	0,96	0,81	1,18	0,74	0,88	1,26	0,98	1,23
FeO	24,16	25,30	24,87	24,00	24,38	24,20	24,46	24,73	24,65	23,53	24,94
Rb ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03	0,05	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00
BaO	0,05	0,03	0,03	0,05	0,08	0,06	0,03	0,00	0,07	0,02	0,05
F	0,94	0,64	1,03	0,84	0,87	1,06	1,11	0,83	1,23	0,90	1,03
MnO	0,38	0,40	0,39	0,37	0,34	0,39	0,43	0,43	0,40	0,38	0,39
Cl	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01
Total	96,19	94,70	95,96	95,48	94,59	96,73	96,00	95,60	95,31	96,37	94,77
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios											
Si	5,70	5,50	5,65	5,67	5,61	5,71	5,63	5,58	5,57	5,74	5,57
Al IV	2,301	2,503	2,347	2,332	2,389	2,288	2,368	2,418	2,432	2,262	2,434
Al VI	0,552	0,536	0,591	0,574	0,578	0,559	0,597	0,543	0,598	0,609	0,54
Ti	0,14	0,10	0,11	0,11	0,10	0,14	0,09	0,11	0,15	0,12	0,15
Fe	3,20	3,39	3,31	3,19	3,29	3,20	3,26	3,31	3,33	3,10	3,36
Mn	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
Mg	2,06	2,16	2,06	2,12	2,11	2,06	2,15	2,07	2,04	2,11	2,11
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03
K	1,90	1,61	1,79	1,82	1,80	1,92	1,82	1,89	1,77	1,90	1,65
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
OH	3,52	3,67	3,47	3,57	3,55	3,46	3,43	3,57	3,36	3,54	3,47
F	0,47	0,33	0,52	0,42	0,44	0,53	0,56	0,42	0,63	0,45	0,52
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Total	19,94	19,86	19,93	19,90	19,94	19,97	20,00	20,00	19,98	19,90	19,90

Tabela 9 - Continuação da composição da biotita da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	65 / 1 .	66 / 1 .	67 / 1 .	68 / 1 .	69 / 1 .	70 / 1 .	71 / 1 .	72 / 1 .	73 / 1 .	74 / 1 .	75 / 1 .
Obs.									Centro	Borda	Borda
Na ₂ O	0,03	0,06	0,06	0,05	0,02	0,05	0,08	0,06	0,07	0,06	0,01
SiO ₂	33,36	35,29	34,83	35,01	35,15	35,76	35,37	35,20	35,82	35,60	35,64
MgO	8,75	8,68	9,01	9,27	8,72	8,82	8,96	8,68	8,98	9,13	8,98
Al ₂ O ₃	15,81	15,98	15,56	15,61	15,91	15,79	16,24	15,87	15,59	15,67	15,31
K ₂ O	7,34	8,83	8,64	8,53	8,86	9,15	8,91	8,86	9,34	9,51	9,36
CaO	0,06	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	1,04	0,90	0,73	0,90	0,80	0,94	1,03	0,78	0,90	0,65	0,39
FeO	25,77	24,75	24,44	24,02	24,17	24,46	24,60	24,12	23,33	24,50	24,51
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,08	0,01	0,04
BaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,05	0,00	0,07	0,05	0,05	0,00
F	0,20	1,01	1,03	1,01	0,75	0,85	0,57	0,93	1,08	0,95	1,45
MnO	0,43	0,46	0,38	0,41	0,46	0,39	0,38	0,34	0,39	0,37	0,35
Cl	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
Total	92,82	96,03	94,76	94,88	94,95	96,33	96,22	94,96	95,66	96,51	96,07
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios											
Si	5,41	5,61	5,62	5,62	5,61	5,65	5,55	5,64	5,71	5,64	5,73
Al IV	2,589	2,387	2,382	2,383	2,386	2,354	2,447	2,358	2,294	2,361	2,267
Al VI	0,433	0,609	0,576	0,569	0,61	0,584	0,559	0,64	0,632	0,564	0,635
Ti	0,13	0,11	0,09	0,11	0,10	0,11	0,12	0,09	0,11	0,08	0,05
Fe	3,50	3,29	3,30	3,22	3,23	3,23	3,23	3,23	3,11	3,25	3,30
Mn	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	2,12	2,06	2,17	2,22	2,08	2,08	2,10	2,07	2,13	2,16	2,15
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
K	1,52	1,79	1,78	1,75	1,81	1,84	1,79	1,81	1,90	1,92	1,92
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
OH	3,89	3,48	3,47	3,48	3,61	3,57	3,71	3,52	3,45	3,52	3,25
F	0,10	0,51	0,53	0,52	0,38	0,43	0,28	0,47	0,55	0,48	0,74
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	19,77	19,95	19,98	19,94	19,89	19,92	19,87	19,92	19,96	20,03	20,11

Tabela 10 - Composição da clorita da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .
Observação								
Na ₂ O	0,02	0,01	0,03	0,00	0,05	0,05	0,02	0,04
SiO ₂	24,93	25,17	24,94	25,59	31,82	30,68	24,82	26,55
MgO	9,91	10,65	10,39	10,53	8,61	10,13	10,05	10,79
Al ₂ O ₃	19,81	19,05	19,33	18,62	15,78	16,45	19,16	18,12
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,05	6,10	4,11	0,01	0,91
CaO	0,04	0,05	0,00	0,01	0,05	0,10	0,01	0,05
TiO ₂	0,16	0,23	0,09	0,09	1,61	1,01	0,14	0,32
FeO	33,48	32,95	33,33	32,86	27,55	28,61	33,84	31,61
F	0,00	0,00	0,00	0,04	0,67	0,60	0,02	0,18
MnO	0,59	0,62	0,54	0,54	0,32	0,40	0,62	0,53
Cl	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01
NiO	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
ZnO	0,03	0,20	0,02	0,13	0,20	0,04	0,14	0,03
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	89,03	88,99	88,77	88,47	92,80	92,21	88,88	89,19
Fórmula estrutural calculada na base de 28 oxigênios								
Si	5,43	5,48	5,45	5,60	6,69	6,45	5,44	5,76
Al IV	2,569	2,518	2,55	2,401	1,311	1,551	2,556	2,238
Al VI	2,517	2,372	2,429	2,402	2,6	2,525	2,397	2,397
Ti	0,03	0,04	0,02	0,02	0,26	0,16	0,02	0,05
Fe	6,10	6,00	6,09	6,01	4,84	5,03	6,21	5,74
Mn	0,11	0,12	0,10	0,10	0,06	0,07	0,12	0,10
Mg	3,22	3,46	3,39	3,44	2,70	3,18	3,29	3,49
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Zn	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
K	0,01	0,01	0,01	0,01	1,64	1,10	0,00	0,25
OH	16,00	15,99	16,00	15,98	15,55	15,60	15,98	15,87
F	0,00	0,00	0,00	0,03	0,44	0,40	0,01	0,13
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	36,01	36,04	36,05	36,00	36,16	36,11	36,07	36,07

Tabela 11 - Composição da titanita da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	1/1.	2/1.	3/1.	4/1.	5/1.	6/1.	7/1.	8/1.	9/1.	10/1.	11/1.
Observação											
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,04	0,05	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05
SiO ₂	29,68	29,68	29,82	30,08	29,89	30,10	29,78	29,67	29,62	29,67	29,73
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	2,05	1,82	1,98	2,10	2,02	1,87	2,11	2,19	1,84	1,80	2,28
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,04	0,03
CaO	27,69	28,45	28,34	28,72	28,58	28,70	28,42	27,93	28,28	28,13	28,41
TiO ₂	34,37	35,41	34,83	35,19	35,17	35,76	34,57	33,97	35,46	35,33	34,39
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,10	0,13	0,09	0,12	0,11	0,09	0,12	0,10	0,12	0,08
FeO	1,76	1,43	1,66	1,62	1,56	1,48	1,70	1,75	1,65	1,58	1,91
F	0,70	0,73	0,88	1,03	0,96	0,84	0,89	0,98	0,69	0,71	1,08
Y ₂ O ₃	0,83	0,34	0,37	0,18	0,24	0,18	0,27	0,52	0,54	0,65	0,50
Nb ₂ O ₅	0,49	0,38	0,32	0,17	0,18	0,24	0,23	0,23	0,44	0,46	0,22
La ₂ O ₃	0,09	0,10	0,09	0,05	0,07	0,05	0,09	0,07	0,10	0,08	0,07
Ce ₂ O ₃	0,56	0,49	0,43	0,26	0,33	0,30	0,37	0,39	0,44	0,47	0,44
Pr ₂ O ₃	0,10	0,08	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09
Nd ₂ O ₃	0,58	0,34	0,33	0,23	0,25	0,22	0,28	0,37	0,43	0,45	0,40
Sm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO ₂	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03
ZrO ₂	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06
Total	99,09	99,50	99,38	99,89	99,53	99,99	98,99	98,39	99,83	99,71	99,81
Fórmula estrutural calculada na base de 18 oxigênios											
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01
Si	3,64	3,61	3,64	3,65	3,64	3,64	3,65	3,67	3,60	3,61	3,64
Ti	3,17	3,24	3,20	3,22	3,22	3,25	3,19	3,16	3,24	3,23	3,17
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,30	0,26	0,29	0,30	0,29	0,27	0,30	0,32	0,26	0,26	0,33
Fe	0,18	0,15	0,17	0,17	0,16	0,15	0,17	0,18	0,17	0,16	0,20

Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03
Ce	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ca	3,64	3,71	3,71	3,74	3,73	3,72	3,73	3,70	3,68	3,67	3,73
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
OH	3,73	3,72	3,66	3,60	3,63	3,68	3,65	3,62	3,73	3,73	3,58
F	0,27	0,28	0,34	0,40	0,37	0,32	0,35	0,38	0,27	0,27	0,42
Total	15,08	15,08	15,12	15,15	15,14	15,10	15,14	15,15	15,09	15,08	15,18

Tabela 12 - Continuação da composição da titanita da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	12 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .
Observação					
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04
SiO ₂	29,91	29,67	30,07	30,22	29,84
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	2,14	2,11	2,17	1,82	3,74
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,04	0,02	0,00
CaO	28,64	28,63	28,77	29,09	29,30
TiO ₂	34,92	34,93	35,16	35,99	34,54
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
MnO	0,12	0,14	0,11	0,11	0,11
FeO	1,71	1,68	1,66	1,41	1,19
F	0,99	0,91	1,05	0,96	1,31
Y ₂ O ₃	0,35	0,27	0,29	0,19	0,15
Nb ₂ O ₅	0,22	0,26	0,20	0,25	0,24
La ₂ O ₃	0,10	0,08	0,07	0,04	0,00
Ce ₂ O ₃	0,40	0,37	0,36	0,27	0,02
Pr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,05	0,05	0,00
Nd ₂ O ₃	0,32	0,29	0,28	0,22	0,02
Sm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO ₂	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00
ZrO ₂	0,05	0,05	0,05	0,04	0,00
Total	100,04	99,53	100,41	100,71	100,52
Fórmula estrutural calculada na base de 18 oxigênios					
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Si	3,64	3,62	3,64	3,64	3,60
Ti	3,20	3,21	3,20	3,26	3,14
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,31	0,30	0,31	0,26	0,53
Fe	0,17	0,17	0,17	0,14	0,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01

Ce	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00
La	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	3,73	3,74	3,73	3,75	3,79
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
OH	3,62	3,65	3,60	3,63	3,50
F	0,38	0,35	0,40	0,37	0,50
Total	15,15	15,14	15,15	15,12	15,23

Tabela 13 - Composição de plagioclásio da zona de mais baixa deformação (G1)

Ponto	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	11 / 1 .	17 / 1 .	19 / 1 .	21 / 1 .	103 / 1 .	104 / 1 .	105 / 1 .
Obs.	Intermed.	Intermed.	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Borda	Centro	Intermed.	Borda
Na ₂ O	8,19	8,25	8,30	8,37	8,61	9,81	10,06	10,20	8,85	8,91	8,28	8,28	8,12
SiO ₂	60,16	61,08	61,26	61,41	62,22	64,55	64,89	64,92	62,59	62,02	61,07	61,36	61,27
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,02	24,61	24,90	23,99	24,14	22,76	22,49	22,27	24,36	24,05	25,35	24,80	25,04
K ₂ O	0,13	0,14	0,13	0,09	0,13	0,09	0,12	0,05	0,11	0,08	0,12	0,14	0,09
CaO	6,85	6,21	6,29	5,91	5,56	3,81	3,45	3,07	5,76	5,34	6,42	6,12	6,49
SrO	0,04	0,04	0,02	0,05	0,05	0,13	0,09	0,00	0,08	0,00	0,05	0,01	0,00
TiO ₂	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
FeO	0,04	0,05	0,05	0,18	0,23	0,19	0,13	0,21	0,14	0,30	0,06	0,06	0,03
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,04	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	100,49	100,41	100,96	100,06	100,99	101,38	101,25	100,73	101,91	100,72	101,37	100,78	101,07

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios

Si	10,69	10,83	10,80	10,92	10,95	11,27	11,33	11,38	10,93	10,95	10,74	10,83	10,79
Al	5,24	5,14	5,18	5,03	5,01	4,68	4,63	4,60	5,01	5,00	5,25	5,16	5,20
Fe	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,30	1,18	1,19	1,13	1,05	0,71	0,65	0,58	1,08	1,01	1,21	1,16	1,23
Na	2,82	2,84	2,84	2,89	2,94	3,32	3,41	3,47	3,00	3,05	2,82	2,83	2,77
K	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Total	20,11	20,03	20,05	20,02	20,02	20,06	20,07	20,06	20,07	20,08	20,06	20,02	20,01

Tabela 14 - Composição de K-feldspato da zona de mais baixa deformação (GI)

Ponto	76 / 1 .	77 / 1 .	78 / 1 .	79 / 1 .	80 / 1 .	81 / 1 .	82 / 1 .	83 / 1 .	84 / 1 .	85 / 1 .	86 / 1 .
Observação	Borda	Borda	Centro	Centro	Borda	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Borda
Na ₂ O	0,89	2,18	0,35	0,98	0,97	11,79	8,73	11,94	11,79	11,30	1,24
SiO ₂	64,91	65,55	64,49	65,38	64,92	68,22	67,70	68,93	68,94	66,81	64,84
MgO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	18,77	18,91	18,86	18,67	18,52	20,24	19,74	19,95	20,11	20,23	18,71
K ₂ O	15,51	13,73	16,08	15,51	15,57	0,14	3,86	0,10	0,11	0,16	15,14
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,28	0,28	0,30	0,69	0,00
SrO	0,06	0,06	0,05	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04	0,00
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03
FeO	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,06	0,02
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,48	0,19	0,75	0,25	0,37	0,01	0,14	0,00	0,04	0,00	0,49
Total	100,65	100,67	100,65	100,84	100,47	100,80	100,48	101,23	101,39	99,29	100,49
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,94	11,95	11,91	11,97	11,96	11,85	11,93	11,92	11,90	11,80	11,93
Al	4,07	4,06	4,11	4,03	4,02	4,14	4,10	4,07	4,09	4,21	4,06
Fe	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,03	0,01	0,06	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,05	0,06	0,13	0,00
Na	0,32	0,77	0,13	0,35	0,35	3,97	2,98	4,00	3,95	3,87	0,44
K	3,64	3,19	3,79	3,62	3,66	0,03	0,87	0,02	0,02	0,04	3,56
Total	20,01	20,00	19,99	20,00	20,03	20,07	19,94	20,06	20,04	20,05	20,03

Tabela 15 - Continuação da composição de K-feldspato da zona de mais baixa deformação (G1)

Ponto	87 / 1 .	88 / 1 .	89 / 1 .	90 / 1 .	91 / 1 .	92 / 1 .	93 / 1 .	94 / 1 .	95 / 1 .	96 / 1 .
Observação	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Intermed.	Pertita	Pertita	Borda
Na ₂ O	12,10	11,60	11,69	11,10	7,11	11,68	1,57	11,67	9,45	0,80
SiO ₂	69,25	68,06	69,11	67,90	66,61	68,84	64,14	68,52	67,88	64,96
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,24	20,27	20,46	20,56	19,75	20,01	18,74	20,05	19,71	18,52
K ₂ O	0,03	0,12	0,04	0,52	6,35	0,10	14,81	0,05	3,67	15,48
CaO	0,31	0,65	0,37	1,06	0,21	0,35	0,00	0,45	0,27	0,00
SrO	0,07	0,03	0,02	0,10	0,05	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
FeO	0,00	0,00	0,06	0,01	0,08	0,04	0,06	0,02	0,07	0,00
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,01	0,01	0,01	0,41	0,00	0,82	0,00	0,20	0,46
Total	102,01	100,73	101,77	101,27	100,56	101,06	100,16	100,82	101,27	100,30
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	11,89	11,84	11,88	11,78	11,87	11,92	11,88	11,89	11,90	11,98
Al	4,10	4,16	4,14	4,20	4,15	4,08	4,09	4,10	4,07	4,02
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,03
Ca	0,06	0,12	0,07	0,20	0,04	0,06	0,00	0,08	0,05	0,00
Na	4,03	3,91	3,89	3,73	2,46	3,92	0,56	3,93	3,21	0,29
K	0,01	0,03	0,01	0,12	1,44	0,02	3,50	0,01	0,82	3,64
Total	20,08	20,05	20,00	20,04	20,01	20,01	20,11	20,02	20,08	19,97

Tabela 16 - Composição química da biotita do protomilonito

Ponto	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .
Obs.													
F	0,13	0,22	0,48	0,25	0,25	0,10	0,37	0,51	0,18	0,06	0,00	0,54	0,00
Na ₂ O	0,10	0,06	0,01	0,06	0,05	0,07	0,13	0,07	0,06	0,09	0,07	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	16,64	17,25	16,58	18,51	17,03	18,27	16,78	17,83	16,30	15,85	15,57	14,79	12,73
SiO ₂	35,63	34,62	35,47	34,72	35,86	34,47	33,02	35,31	32,04	32,70	31,73	32,76	30,08
MgO	3,97	3,88	3,72	3,60	3,80	3,51	3,30	3,53	2,98	3,05	3,30	3,14	3,30
Cl	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,06	0,04	0,10	0,05	0,05	0,07	0,02	0,03
K ₂ O	8,90	8,78	8,64	8,78	8,41	8,04	7,00	7,78	6,36	5,98	7,61	5,88	5,97
CaO	0,03	0,07	0,08	0,09	0,15	0,14	0,15	0,07	0,22	0,11	0,17	0,15	0,25
MnO	0,40	0,40	0,40	0,40	0,37	0,36	0,27	0,40	0,22	0,32	0,34	0,44	2,78
FeO	28,24	27,86	26,20	26,77	26,79	24,81	29,45	25,39	28,46	27,75	27,50	30,64	30,83
TiO ₂	1,59	1,25	1,65	1,35	1,33	1,25	1,29	1,26	1,15	1,12	1,29	0,66	0,66
BaO	0,08	0,10	0,05	0,09	0,10	0,14	0,11	0,03	0,09	0,12	0,12	0,15	0,56
Rb ₂ O	0,09	0,06	0,10	0,07	0,16	0,12	0,10	0,06	0,10	0,02	0,05	0,00	0,05
Total	95,82	94,56	93,42	94,72	94,30	91,32	91,99	92,34	88,22	87,20	87,80	89,29	87,35
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios													
Si	5,656	5,582	5,764	5,548	5,74	5,633	5,519	5,748	5,544	5,662	5,53	5,695	5,464
Al IV	2,344	2,418	2,236	2,452	2,26	2,367	2,481	2,252	2,456	2,338	2,47	2,305	2,536
Al VI	0,77	0,86	0,939	1,034	0,953	1,151	0,824	1,17	0,868	0,896	0,727	0,725	0,19
Ti	0,19	0,152	0,202	0,162	0,16	0,154	0,162	0,155	0,15	0,146	0,169	0,086	0,09
Fe	3,749	3,756	3,56	3,578	3,587	3,391	4,117	3,457	4,118	4,018	4,008	4,455	4,683
Mn	0,053	0,055	0,055	0,054	0,05	0,049	0,038	0,056	0,032	0,047	0,05	0,066	0,427
Mg	0,94	0,932	0,901	0,857	0,906	0,855	0,823	0,857	0,77	0,787	0,857	0,812	0,894
Ba	0,005	0,006	0,003	0,006	0,006	0,009	0,007	0,002	0,006	0,008	0,008	0,01	0,04
Ca	0,005	0,012	0,015	0,015	0,025	0,024	0,026	0,012	0,04	0,02	0,032	0,029	0,048
Na	0,03	0,02	0,003	0,02	0,017	0,021	0,043	0,022	0,021	0,03	0,022	0,038	0,042
K	1,801	1,805	1,791	1,789	1,717	1,676	1,493	1,615	1,404	1,322	1,693	1,305	1,383
Rb	0,009	0,007	0,011	0,007	0,016	0,013	0,011	0,007	0,011	0,002	0,006	0	0,006
OH	3,93	3,884	3,743	3,863	3,865	3,933	3,795	3,712	3,884	3,953	3,981	3,697	3,991
F	0,063	0,112	0,245	0,128	0,128	0,049	0,194	0,261	0,1	0,034	0	0,296	0
Cl	0,007	0,004	0,012	0,009	0,006	0,017	0,011	0,026	0,015	0,013	0,019	0,007	0,009
Total	19,552	19,602	19,478	19,523	19,436	19,342	19,543	19,352	19,42	19,275	19,572	19,527	19,803

Tabela 17 - Composição química da titanita do protomilonito

Ponto	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .
Observação								
F	1,85	1,92	1,94	1,82	1,84	2,40	1,46	1,50
Y2O3	0,47	0,50	0,58	0,06	0,05	0,07	0,50	0,47
Nb2O5	0,23	0,24	0,23	0,30	0,21	0,13	0,28	0,25
La2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Ce2O3	0,09	0,07	0,07	0,04	0,03	0,02	0,07	0,07
Pr2O3	0,02	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Nd2O3	0,12	0,11	0,13	0,04	0,01	0,01	0,12	0,12
Sm2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ThO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,04	0,01
SiO2	30,36	30,38	30,40	30,42	30,78	30,62	30,78	30,04
MgO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02
Al2O3	3,42	3,51	3,56	3,31	3,12	3,83	3,75	3,47
P2O5	0	0	0	0,0025	0,0166	0	0	0
CaO	27,83	28,89	28,51	29,39	29,32	29,44	28,83	28,15
TiO2	32,40	32,39	32,15	33,34	33,37	33,11	32,01	31,67
Cr2O3	0,0117	0,0022	0,0126	0,0133	0,0283	0,0117	0,0083	0
MnO	0,1242	0,0889	0,1021	0,0828	0,0788	0,0997	0,1069	0,1414
FeO	2,0984	2,2064	2,1429	1,7377	1,767	1,579	1,9434	2,1132
ZrO2	0,014	0,0085	0,0093	0,0118	0,0164	0	0,0132	0,0106
Total	99,1187	100,3907	99,9062	100,6248	100,7216	101,3259	99,9553	98,0612
Fórmula estrutural calculada na base de 18 oxigênios								
P	0	0	0	0	0,002	0	0	0
Nb	0,013	0,014	0,013	0,017	0,012	0,007	0,015	0,014
Si	3,766	3,737	3,755	3,713	3,749	3,744	3,755	3,745
Ti	3,022	2,995	2,986	3,06	3,056	3,044	2,937	2,97
Zr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001
Th	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0,5	0,509	0,518	0,476	0,448	0,551	0,539	0,509
Fe	0,218	0,227	0,221	0,177	0,18	0,161	0,198	0,22
Cr	0,001	0	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0
Y	0,031	0,033	0,038	0,004	0,003	0,004	0,032	0,031

Ce	0,004	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,003	0,003
La	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001
Pr	0,001	0,001	0,002	0,001	0	0	0,001	0,001
Nd	0,005	0,005	0,006	0,002	0	0	0,005	0,006
Sm	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	3,70	3,81	3,77	3,84	3,83	3,86	3,77	3,76
Mn	0,013	0,009	0,011	0,009	0,008	0,01	0,011	0,015
Na	0,015	0,004	0,005	0,004	0,006	0	0,01	0,003
OH	3,274	3,252	3,242	3,296	3,292	3,072	3,436	3,41
F	0,726	0,748	0,758	0,704	0,708	0,928	0,564	0,59
Total	15,291	15,348	15,336	15,313	15,302	15,385	15,281	15,284

Tabela 18 - Composição química da albita do protomilonito

Ponto	16 / 1 .	56 / 1 .	57 / 1 .	61 / 1 .	62 / 1 .	64 / 1 .	65 / 1 .	66 / 1 .
Obs.								
Na ₂ O	11,80	10,05	10,65	11,28	11,34	11,75	11,47	11,84
Al ₂ O ₃	20,46	19,80	21,58	20,98	20,62	20,17	20,26	19,98
SiO ₂	68,48	67,46	66,27	67,04	66,90	68,48	67,50	69,10
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,05	3,65	0,04	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04
CaO	0,70	0,28	2,12	1,52	1,43	0,45	0,88	0,50
FeO	0,05	0,03	0,05	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
BaO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Rb ₂ O	0,25	0,19	0,22	0,17	0,24	0,26	0,21	0,21
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	101,83	101,55	100,95	101,10	100,64	101,18	100,42	101,71
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios								
Si	11,812	11,833	11,561	11,666	11,702	11,87	11,801	11,91
Al	4,159	4,092	4,437	4,303	4,251	4,12	4,174	4,059
Fe	0,008	0,004	0,007	0,002	0,004	0	0,001	0,001
Ti	0,003	0	0	0,004	0	0	0,004	0
Mg	0,004	0,005	0	0	0,002	0	0,001	0,001
Ba	0	0,006	0	0	0	0	0	0,002
Ca	0,129	0,053	0,397	0,284	0,269	0,084	0,166	0,092
Na	3,945	3,418	3,603	3,806	3,846	3,949	3,888	3,956
K	0,012	0,816	0,01	0,013	0,016	0,016	0,011	0,009
Rb	0,028	0,021	0,025	0,019	0,027	0,029	0,024	0,023
Total	20,098	20,248	20,04	20,097	20,117	20,068	20,069	20,054

Tabela 19 - Composição química do K-feldspato do protomilonito

Ponto	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .
Obs.			Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita			
Na2O	1,53	0,42	12,02	11,67	12,10	11,25	12,00	11,91	0,28	0,40	1,11
Al2O3	19,00	18,52	20,01	20,10	19,87	20,26	20,01	20,24	18,53	18,22	18,49
SiO2	64,56	64,55	68,56	68,60	68,69	68,60	68,44	68,44	65,01	64,55	64,80
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K2O	13,97	16,27	0,08	0,15	0,07	0,52	0,19	0,08	16,58	16,26	15,54
CaO	0,21	0,00	0,28	0,25	0,46	0,48	0,28	0,52	0,00	0,00	0,00
FeO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,07	0,00	0,08	0,02	0,04
TiO2	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,04
BaO	0,06	0,42	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,11	0,07	0,07
Rb2O	0,00	0,04	0,24	0,15	0,28	0,19	0,21	0,25	0,05	0,03	0,00
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,40	100,28	101,25	100,97	101,55	101,36	101,25	101,43	100,67	99,59	100,09
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,912	11,949	11,882	11,898	11,885	11,872	11,872	11,846	11,971	11,997	11,958
Al	4,132	4,041	4,088	4,11	4,052	4,133	4,09	4,129	4,022	3,991	4,022
Fe	0,005	0,006	0,005	0,005	0,003	0,005	0,01	0	0,012	0,003	0,006
Ti	0,002	0,002	0,002	0	0,002	0,003	0,002	0	0	0,005	0,006
Mg	0,003	0,002	0	0	0,005	0,003	0,001	0	0,003	0	0
Ba	0,005	0,03	0	0,001	0,003	0	0,002	0	0,008	0,005	0,005
Ca	0,041	0	0,052	0,047	0,085	0,09	0,053	0,096	0	0	0
Na	0,549	0,151	4,04	3,924	4,059	3,774	4,038	3,996	0,1	0,145	0,397
K	3,29	3,841	0,017	0,033	0,015	0,115	0,041	0,017	3,895	3,855	3,659
Rb	0	0,005	0,027	0,016	0,031	0,021	0,024	0,028	0,006	0,003	0
Total	19,939	20,027	20,114	20,034	20,14	20,014	20,132	20,11	20,019	20,004	20,053

Tabela 20 - Continuação da composição química do K-feldspato do protomilonito

Ponto	29 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .	37 / 1 .	40 / 1 .	41 / 1 .
Obs.			Pertita						Pertita	Pertita	Pertita
Na ₂ O	2,87	0,49	11,80	0,95	2,78	1,07	0,33	3,75	10,53	12,11	11,67
Al ₂ O ₃	18,51	18,41	19,86	18,49	18,93	18,61	18,56	19,21	20,09	20,33	20,84
SiO ₂	65,08	64,68	69,51	64,74	65,40	64,36	64,60	64,65	68,19	68,87	68,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
K ₂ O	13,15	16,29	0,15	15,75	13,39	15,53	16,31	12,62	2,63	0,10	0,06
CaO	0,00	0,00	0,30	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,25	0,40	0,95
FeO	0,07	0,02	0,07	0,00	0,04	0,06	0,00	0,04	0,07	0,01	0,00
TiO ₂	0,04	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00
BaO	0,07	0,09	0,00	0,05	0,17	0,21	0,26	0,25	0,00	0,00	0,00
Rb ₂ O	0,11	0,07	0,22	0,01	0,00	0,01	0,03	0,08	0,17	0,21	0,22
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,90	100,06	101,92	100,06	100,78	99,85	100,14	100,66	101,92	102,08	101,76
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,953	11,974	11,95	11,958	11,912	11,924	11,953	11,81	11,849	11,844	11,745
Al	4,007	4,017	4,024	4,024	4,064	4,064	4,049	4,136	4,114	4,12	4,24
Fe	0,011	0,003	0,01	0	0,006	0,009	0	0,006	0,01	0,001	0
Ti	0,005	0	0,001	0,007	0,003	0	0,005	0,003	0	0,005	0
Mg	0	0	0	0,002	0,003	0,003	0,007	0	0	0,003	0,002
Ba	0,005	0,007	0	0,004	0,012	0,015	0,019	0,018	0	0	0
Ca	0	0	0,055	0	0,007	0	0	0,007	0,046	0,075	0,175
Na	1,02	0,175	3,935	0,342	0,98	0,384	0,117	1,328	3,547	4,039	3,906
K	3,082	3,846	0,034	3,712	3,111	3,672	3,849	2,942	0,584	0,021	0,012
Rb	0,013	0,008	0,024	0,001	0	0,001	0,003	0,009	0,019	0,023	0,025
Total	20,096	20,032	20,033	20,05	20,099	20,072	20,002	20,259	20,168	20,132	20,106

Tabela 21 - Continuação da composição química do K-feldspato do protomilonito

Ponto	43 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .	49 / 1 .	51 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .	54 / 1 .	55 / 1 .
Obs.	Pertita	Pertita	Recristalizado	Pertita	Pertita	Recrist.	Recrist.	Recrist.	Recrist.	Recrist.	Recrist.
Na ₂ O	11,78	11,75	0,25	10,78	11,32	0,76	0,36	0,36	0,32	0,36	0,61
Al ₂ O ₃	20,40	20,07	17,98	20,26	19,69	18,50	18,68	18,73	18,87	18,46	18,48
SiO ₂	68,79	68,83	62,64	67,76	68,05	64,75	64,21	64,36	64,36	65,01	64,94
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,46	0,10	15,80	0,64	0,73	15,90	16,30	16,39	16,33	16,34	16,04
CaO	0,34	0,29	0,00	0,61	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,04	2,18	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
BaO	0,00	0,00	0,38	0,00	0,03	0,19	0,43	0,33	0,32	0,37	0,37
Rb ₂ O	0,21	0,20	0,05	0,25	0,27	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
SrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	101,99	101,29	99,31	100,33	100,33	100,13	100,02	100,22	100,21	100,61	100,46
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,848	11,904	11,832	11,851	11,918	11,963	11,919	11,917	11,908	11,983	11,973
Al	4,141	4,091	4,004	4,176	4,064	4,029	4,087	4,087	4,114	4,01	4,017
Fe	0	0,006	0,344	0,006	0	0	0	0,006	0	0	0
Ti	0	0,001	0	0	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003
Mg	0	0,001	0,005	0	0	0	0	0	0	0,002	0
Ba	0	0	0,028	0	0,002	0,014	0,031	0,024	0,023	0,027	0,027
Ca	0,064	0,053	0	0,114	0,038	0	0	0	0	0	0
Na	3,935	3,94	0,091	3,655	3,845	0,273	0,128	0,129	0,114	0,128	0,219
K	0,102	0,021	3,808	0,143	0,164	3,747	3,86	3,871	3,853	3,842	3,773
Rb	0,023	0,022	0,006	0,028	0,031	0,001	0,002	0	0	0,005	0
Total	20,112	20,04	20,119	19,974	20,065	20,03	20,029	20,038	20,016	19,998	20,012

Tabela 22 - Composição química do plagioclásio do protomilonito

Ponto	17 / 1 .	63 / 1 .
Obs.		
Na ₂ O	10,36	10,85
Al ₂ O ₃	21,94	21,15
SiO ₂	65,23	66,15
MgO	0,02	0,00
K ₂ O	0,07	0,04
CaO	3,14	2,26
FeO	0,00	0,10
TiO ₂	0,01	0,00
BaO	0,03	0,04
Rb ₂ O	0,18	0,16
SrO	0	0
Total	100,97	100,76
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios		
Si	11,419	11,579
Al	4,526	4,364
Fe	0	0,015
Ti	0,001	0
Mg	0,004	0
Ba	0,002	0,003
Ca	0,59	0,424
Na	3,515	3,683
K	0,015	0,01
Rb	0,02	0,018
Total	20,093	20,095

Tabela 23 - Composição química da mica branca no milonito

Ponto	1 / 1 .	3 / 1 .	6 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	10 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .
Observação											
F	0,44	0,22	0,05	0,46	0,00	0,44	0,60	0,17	0,12	0,24	0,48
Na2O	0,06	0,08	0,19	0,12	0,16	0,11	0,08	0,09	0,09	0,09	0,41
SiO2	47,99	46,93	45,95	44,15	45,87	44,38	45,61	46,61	45,10	46,68	46,19
MgO	1,05	0,90	1,03	0,86	1,05	0,88	0,96	1,04	1,20	1,00	0,91
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
CaO	0,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,08
MnO	0,07	0,08	0,08	0,02	0,06	0,00	0,13	0,03	0,13	0,07	0,08
FeO	4,69	4,51	4,97	4,85	5,58	4,60	5,23	4,98	6,84	4,91	4,73
Rb2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	9,97	10,99	10,57	10,97	10,86	10,98	10,05	11,02	10,92	11,12	10,42
BaO	0,08	0,10	0,00	0,07	0,05	0,03	0,11	0,03	0,10	0,12	0,10
Al2O3	33,21	33,07	32,48	32,00	29,38	32,32	33,26	32,89	30,52	33,46	32,12
TiO2	0,22	0,33	0,28	0,21	0,21	0,20	0,34	0,10	0,34	0,23	0,20
SrO											
Total	97,80	97,23	95,65	93,70	93,24	93,95	96,42	96,97	95,40	97,93	95,73
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios											
Si	6,35	6,27	6,23	6,19	6,41	6,19	6,19	6,25	6,23	6,21	6,30
Al IV	1,654	1,735	1,775	1,811	1,587	1,812	1,809	1,752	1,768	1,789	1,698
Al VI	3,523	3,469	3,411	3,475	3,253	3,498	3,512	3,445	3,204	3,457	3,467
Ti	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,02	0,02
Fe	0,52	0,50	0,56	0,57	0,65	0,54	0,59	0,56	0,79	0,55	0,54
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01
Mg	0,21	0,18	0,21	0,18	0,22	0,18	0,20	0,21	0,25	0,20	0,18
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,11
K	1,68	1,87	1,83	1,96	1,94	1,95	1,74	1,89	1,93	1,89	1,81
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	3,82	3,91	3,98	3,80	4,00	3,81	3,74	3,93	3,94	3,90	3,79
F	0,18	0,09	0,02	0,20	0,00	0,19	0,26	0,07	0,05	0,10	0,21
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	17,98	18,09	18,10	18,25	18,14	18,22	18,12	18,14	18,25	18,15	18,16

Tabela 24 - Continuação da composição química da mica branca no milonito

Ponto	19 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .
Obs.													
F	0,34	0,35	0,32	0,51	0,29	0,17	0,24	0,31	0,29	0,12	0,12	0,65	0,36
Na ₂ O	0,09	0,04	0,06	0,16	0,10	0,10	0,07	0,06	0,07	0,08	0,13	0,11	0,09
SiO ₂	42,26	37,82	32,93	43,45	46,40	46,50	46,53	45,94	46,15	47,99	45,77	45,57	45,18
MgO	2,01	2,29	3,03	0,90	1,02	0,98	1,06	1,14	0,87	1,01	1,04	1,08	0,86
Cl	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
CaO	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01
MnO	0,24	0,27	0,40	0,03	0,05	0,05	0,10	0,12	0,05	0,00	0,05	0,12	0,04
FeO	15,41	20,18	27,01	5,02	5,28	4,80	5,06	6,55	4,43	4,87	5,51	6,12	5,02
Rb ₂ O	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,79	9,80	8,89	10,89	10,99	10,78	10,98	10,93	11,00	11,07	10,41	10,47	10,70
BaO	0,06	0,02	0,11	0,12	0,05	0,10	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,09	0,11
Al ₂ O ₃	25,54	23,88	18,34	31,72	31,97	32,08	32,69	30,97	31,98	31,22	32,17	31,28	33,29
TiO ₂	0,67	1,20	1,37	0,26	0,20	0,26	0,21	0,41	0,11	0,30	0,18	0,30	0,20
SrO													
Total	96,48	95,90	92,65	93,07	96,35	95,86	97,09	96,55	95,06	96,77	95,51	95,80	95,86
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios													
Si	6,09	5,70	5,44	6,16	6,29	6,30	6,25	6,27	6,32	6,43	6,23	6,29	6,16
Al IV	1,907	2,298	2,558	1,844	1,708	1,7	1,752	1,727	1,683	1,57	1,766	1,714	1,842
Al VI	2,433	1,945	1,015	3,453	3,4	3,422	3,421	3,258	3,477	3,361	3,398	3,372	3,505
Ti	0,07	0,14	0,17	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02
Fe	1,86	2,55	3,73	0,60	0,60	0,54	0,57	0,75	0,51	0,55	0,63	0,71	0,57
Mn	0,03	0,03	0,06	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,43	0,51	0,75	0,19	0,21	0,20	0,21	0,23	0,18	0,20	0,21	0,22	0,18
Ba	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
K	1,80	1,89	1,87	1,97	1,90	1,86	1,88	1,90	1,92	1,89	1,81	1,84	1,86
Rb	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	3,84	3,83	3,82	3,77	3,87	3,93	3,90	3,86	3,87	3,95	3,95	3,71	3,84
F	0,15	0,17	0,17	0,23	0,12	0,07	0,10	0,14	0,13	0,05	0,05	0,28	0,16
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	18,66	19,08	19,64	18,29	18,16	18,10	18,15	18,22	18,12	18,06	18,11	18,22	18,17

Tabela 25 - Composição química da biotita no milonito

Ponto	17 / 1 .	24 / 1 .
Observação		
F	0,48	0,61
Na ₂ O	0,09	0,07
SiO ₂	37,52	35,59
MgO	2,84	3,45
Cl	0,05	0,04
CaO	0,05	0,05
MnO	0,31	0,47
FeO	23,08	27,87
Rb ₂ O	0,04	0,04
K ₂ O	8,12	8,90
BaO	0,13	0,03
Al ₂ O ₃	20,33	16,44
TiO ₂	1,25	1,44
SrO		
Total	94,27	95,00
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios		
Si	5,84	5,75
Al IV	2,156	2,247
Al VI	1,576	0,886
Ti	0,15	0,18
Fe	3,01	3,77
Mn	0,04	0,06
Mg	0,66	0,83
Ba	0,01	0,00
Ca	0,01	0,01
Na	0,03	0,02
K	1,61	1,84
Rb	0,00	0,00
OH	3,75	3,68
F	0,24	0,31
Cl	0,01	0,01
Total	19,09	19,60

Tabela 26 - Composição química da albita no milonito

Ponto	33 / 1 .	34 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .	38 / 1 .	39 / 1 .	49 / 1 .	50 / 1 .	51 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .
Obs.											
Na ₂ O	11,67	11,61	11,58	11,45	11,62	11,35	11,20	11,44	11,50	11,28	11,49
SiO ₂	67,69	66,50	67,47	67,33	67,69	68,02	66,91	68,25	68,94	66,59	67,40
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
Cl											
CaO	1,07	1,57	0,97	0,78	1,03	1,24	1,29	1,11	0,42	1,40	0,90
MnO											
FeO	0,02	0,00	0,01	0,06	0,09	0,04	0,09	0,00	0,06	0,08	0,04
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,07	0,05	0,05	0,07	0,10	0,07	0,07	0,07	0,21	0,08	0,06
BaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,88	21,38	20,85	20,69	20,69	21,33	20,91	20,60	20,12	21,28	20,74
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02
SrO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06
Total	101,45	101,11	100,96	100,42	101,24	102,10	100,51	101,50	101,27	100,77	100,71
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,72	11,58	11,73	11,75	11,74	11,69	11,69	11,79	11,91	11,62	11,74
Al	4,26	4,39	4,27	4,26	4,23	4,32	4,30	4,20	4,10	4,37	4,26
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	3,92	3,92	3,90	3,87	3,91	3,78	3,80	3,83	3,85	3,82	3,88
K	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	20,12	20,19	20,09	20,06	20,11	20,05	20,06	20,04	19,99	20,11	20,07

Tabela 27 - Continuação da composição química da albita no milonito

Ponto	56 / 1 .	59 / 1 .	62 / 1 .	63 / 1 .	68 / 1 .	69 / 1 .	70 / 1 .	71 / 1 .	73 / 1 .	74 / 1 .
Observação										
Na ₂ O	11,76	11,97	12,26	11,78	11,66	11,74	11,62	11,90	0,28	11,93
SiO ₂	68,96	68,27	68,34	68,62	68,25	68,29	68,82	68,75	98,69	68,80
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Cl										
CaO	0,04	0,33	0,51	0,25	0,38	0,40	0,47	0,13	0,03	0,28
MnO										
FeO	0,02	0,04	0,17	0,13	0,05	0,00	0,04	0,01	0,10	0,11
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,13	0,06	0,09	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,07
BaO	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	19,98	20,60	20,22	20,15	20,27	20,11	20,01	20,00	0,65	19,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02
SrO	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,89	101,31	101,60	101,07	100,69	100,61	101,03	100,87	99,81	101,19
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	11,94	11,81	11,82	11,89	11,86	11,88	11,91	11,92	15,87	11,90
Al	4,08	4,20	4,12	4,11	4,15	4,12	4,08	4,09	0,12	4,07
Fe	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	3,95	4,02	4,11	3,96	3,93	3,96	3,90	4,00	0,09	4,00
K	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	20,01	20,11	20,19	20,04	20,03	20,05	20,00	20,05	16,11	20,07

Tabela 28 - Composição química do K-feldspato no milonito

Ponto	37 / 1 .	40 / 1 .	41 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .	54 / 1 .
Obs.					Pertita	Pertita	Pertita	Pertita	Pertita		
Na ₂ O	4,51	0,45	0,24	0,29	6,86	11,87	11,81	12,23	11,69	1,29	0,39
SiO ₂	65,16	63,86	64,07	64,78	67,52	67,72	67,60	67,77	68,81	62,96	64,26
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
Cl											
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,11	0,39	0,33	0,54	0,20	0,03	0,00
MnO											
FeO	0,08	0,07	0,09	0,03	0,00	0,06	0,00	0,08	0,04	0,05	0,03
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	11,60	16,20	16,39	16,35	6,30	0,13	0,07	0,09	0,15	14,82	16,17
BaO	0,10	0,39	0,21	0,33	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,42	0,31
Al ₂ O ₃	19,05	18,84	18,62	18,77	20,00	20,28	20,08	20,49	19,97	18,70	18,71
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,00
SrO	0,04	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05
Total	100,58	99,81	99,63	100,63	100,94	100,46	99,96	101,25	100,93	98,27	99,93
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,85	11,88	11,93	11,94	11,92	11,82	11,85	11,76	11,92	11,86	11,92
Al	4,08	4,13	4,08	4,08	4,16	4,17	4,15	4,19	4,08	4,15	4,09
Fe	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Na	1,59	0,16	0,09	0,11	2,35	4,02	4,01	4,12	3,93	0,47	0,14
K	2,69	3,84	3,89	3,84	1,42	0,03	0,02	0,02	0,03	3,56	3,83
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	20,25	20,06	20,02	20,00	19,88	20,12	20,09	20,21	20,02	20,08	20,02

Tabela 29 - Continuação da composição química do K-feldspato no milonito

Ponto	55 / 1 .	57 / 1 .	58 / 1 .	64 / 1 .	65 / 1 .	60 / 1 .
Obs.			Pertita			Pertita
Na ₂ O	3,10	0,28	11,09	0,85	3,40	7,69
SiO ₂	65,04	64,10	68,45	65,04	65,83	67,24
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl						
CaO	0,06	0,00	0,24	0,00	0,08	0,21
MnO						
FeO	0,09	0,00	0,04	0,00	0,04	0,08
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	12,96	16,55	0,80	15,38	11,51	5,83
BaO	0,26	0,15	0,00	0,27	0,15	0,09
Al ₂ O ₃	18,95	18,49	19,97	18,66	18,83	19,53
TiO ₂	0,01	0,03	0,00	0,04	0,02	0,03
SrO	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,53	99,61	100,59	100,24	99,85	100,70
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios						
Si	11,88	11,94	11,92	11,97	11,98	11,92
Al	4,08	4,06	4,10	4,05	4,04	4,08
Fe	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Na	1,10	0,10	3,75	0,30	1,20	2,64
K	3,02	3,93	0,18	3,61	2,67	1,32
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	20,14	20,04	19,99	19,96	19,93	20,02

Tabela 30 - Composição química do plagioclásio no milonito

Ponto	61 / 1 .	66 / 1 .	67 / 1 .
Obs.			
Na ₂ O	10,47	10,66	10,02
SiO ₂	64,59	65,62	65,56
MgO	0,00	0,01	0,00
Cl			
CaO	2,90	2,51	2,95
MnO			
FeO	0,10	0,16	0,12
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,29	0,07	0,14
BaO	0,04	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	22,28	22,08	22,09
TiO ₂	0,01	0,02	0,03
SrO	0,17	0,00	0,03
Total	100,84	101,15	100,94
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios			
Si	11,34	11,44	11,45
Al	4,61	4,54	4,55
Fe	0,01	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00
Na	3,56	3,60	3,39
K	0,07	0,02	0,03
Rb	0,00	0,00	0,00
Total	20,16	20,10	19,99

Tabela 31 - Composição química da biotita

Ponto	12 / 1 .	15 / 1 .	48 / 1 .
Observação			
F	0,26	0,19	0,34
Na ₂ O	2,27	0,10	0,79
SiO ₂	46,89	43,43	42,98
MgO	3,71	4,61	6,50
Cl	0,00	0,01	0,01
CaO	0,77	0,04	0,07
MnO	0,08	0,12	0,18
FeO	7,83	9,33	10,37
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	7,82	8,73	6,14
BaO	0,09	0,33	0,38
Al ₂ O ₃	27,07	29,14	26,83
TiO ₂	0,70	0,28	0,17
SrO			
Total	97,49	96,30	94,77
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios			
Si	6,349	6,005	6,041
Al IV	1,651	1,995	1,959
Al VI	2,669	2,754	2,485
Ti	0,072	0,029	0,018
Fe	0,886	1,079	1,219
Mn	0,009	0,014	0,022
Mg	0,748	0,951	1,362
Ba	0,005	0,018	0,021
Ca	0,112	0,006	0,011
Na	0,596	0,026	0,215
K	1,351	1,541	1,101
Rb	0	0	0
OH	3,889	3,916	3,847
F	0,111	0,081	0,151
Cl	0	0,003	0,002
Total	18,448	18,417	18,454

Tabela 32 - Composição química da clorita

Ponto	67 / 1 .	68 / 1 .	69 / 1 .	70 / 1 .	71 / 1 .	72 / 1 .	73 / 1 .	80 / 1 .	81 / 1 .	82 / 1 .	83 / 1 .	84 / 1 .	85 / 1 .
Obs.													
F	0,00	0,10	0,26	0,21	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,13	0,00	0,06
Na2O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02
SiO2	25,84	25,81	25,34	26,15	25,73	25,94	25,37	25,93	26,80	25,63	26,01	26,50	25,87
MgO	14,89	14,43	14,18	14,52	14,83	14,69	14,06	14,62	15,30	14,44	15,00	14,80	14,21
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,36	0,18	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,02
MnO	0,45	0,53	0,45	0,49	0,52	0,49	0,46	0,50	0,47	0,51	0,45	0,56	0,41
FeO	25,55	26,04	26,55	25,81	25,88	26,63	25,90	25,63	25,22	26,19	25,57	26,29	26,09
Rb2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,08	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00
BaO	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al2O3	20,54	20,19	20,62	20,59	20,59	20,72	20,84	20,15	19,04	20,46	20,91	21,30	20,49
TiO2	0,06	0,03	0,03	0,02	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03
SrO													
Total	87,73	87,30	87,56	87,91	87,73	88,63	86,79	87,02	86,98	87,39	88,18	89,58	87,21
Fórmula estrutural calculada na base de 28 oxigênios													
Si	5,463	5,511	5,434	5,541	5,452	5,45	5,431	5,53	5,698	5,464	5,474	5,483	5,517
Al IV	5,119	5,08	5,211	5,143	5,142	5,129	5,258	5,065	4,771	5,14	5,187	5,194	5,149
Al VI	2,537	2,489	2,566	2,459	2,548	2,55	2,569	2,47	2,302	2,536	2,526	2,517	2,483
Ti	0,01	0,005	0,004	0,003	0,009	0,01	0,011	0,007	0,008	0,005	0,007	0,008	0,005
Fe	4,517	4,65	4,762	4,574	4,585	4,679	4,637	4,572	4,486	4,67	4,5	4,549	4,652
Mn	0,08	0,095	0,082	0,088	0,093	0,088	0,084	0,089	0,085	0,093	0,081	0,098	0,073
Mg	4,693	4,593	4,532	4,587	4,685	4,601	4,486	4,648	4,85	4,588	4,707	4,565	4,517
Ca	0,081	0,042	0,013	0,015	0,015	0,015	0,013	0,002	0,002	0,007	0,007	0,009	0,005
Na	0,009	0	0,006	0	0	0,002	0,011	0	0,006	0	0,011	0,004	0,01
K	0	0	0,006	0,003	0	0,005	0,004	0,023	0,012	0,01	0,001	0,008	0
Rb	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0
OH	15,997	15,936	15,819	15,857	15,971	16	16	15,999	15,994	15,974	15,91	15,997	15,962
F	0	0,064	0,179	0,14	0,026	0	0	0	0	0,026	0,089	0	0,038
Cl	0,003	0	0,002	0,002	0,004	0	0	0,001	0,006	0	0,001	0,003	0
Total	35,973	35,976	36,054	35,958	35,982	35,979	35,935	35,941	35,92	35,98	35,976	35,919	35,928

Tabela 33 - Composição química da titanita

Ponto	1 / 1 .	2 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .
Observação				
F	0,28	0,22	0,03	0,10
Na ₂ O	0,00	0,00	6,80	0,55
SiO ₂	31,03	30,83	62,24	33,79
MgO	0,08	0,03	0,32	0,12
Cl	0,01	0,01	0,00	0,03
CaO	29,00	29,02	2,21	26,01
MnO	0,05	0,08	0,00	0,03
FeO	0,95	1,05	1,20	1,36
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,17	0,16	1,57	0,25
BaO	0,35	0,23	0,12	0,31
Al ₂ O ₃	3,08	3,66	22,66	5,96
TiO ₂	34,84	34,62	1,04	30,73
Y ₂ O ₃	0,00	0,05	0,00	0,05
Nb ₂ O ₅	0,03	0,04	0,00	0,04
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00
Ce ₂ O ₃	0,01	0,02	0,01	0,04
Nd ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,02
Sm ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01
ThO ₂	0,00	0,02	0,00	0,00
Pr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO ₂	0,01	0,00	0,00	0,02
Total	99,91	100,01	98,22	99,42
Fórmula estrutural calculada na base de 18 oxigênios				
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,68	3,65	6,31	3,94
Ti	3,11	3,08	0,08	2,70
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00
Th	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,43	0,51	2,71	0,82
Fe	0,09	0,10	0,10	0,13
Y	0,00	0,00	0,00	0,00

Ce	0,00	0,00	0,00	0,00
La	0,00	0,00	0,00	0,00
Pr	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,05	0,02
Ca	3,69	3,68	0,24	3,25
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	1,34	0,12
OH	3,90	3,92	3,99	3,96
F	0,10	0,08	0,01	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	15,06	15,07	15,03	15,05

Tabela 34 - Composição química da mica branca

Ponto	6 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	9 / 1 .	13 / 1 .	14 / 1 .	49 / 1 .	50 / 1 .	54 / 1 .
Observação									
F	0,27	0,24	0,00	0,19	0,22	0,00	0,43	0,22	0,36
Na ₂ O	0,70	0,23	0,10	0,06	0,27	0,18	0,38	0,31	1,93
SiO ₂	48,92	47,02	46,86	47,39	48,37	45,02	47,77	47,27	49,28
MgO	2,25	2,15	2,28	2,06	2,03	2,74	2,23	2,16	1,34
Cl	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	0,02	0,10	0,06	0,06	0,10	0,07	0,08	0,15	4,55
MnO	0,01	0,02	0,06	0,00	0,03	0,05	0,07	0,06	0,02
FeO	4,69	5,14	5,17	4,47	4,57	5,86	4,99	4,74	3,40
Rb ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	9,91	10,60	10,79	10,54	9,81	9,79	10,68	10,52	6,55
BaO	0,65	0,44	0,38	0,96	0,38	0,45	0,53	0,44	0,46
Al ₂ O ₃	29,59	31,25	31,28	31,94	30,41	32,17	31,05	31,38	24,96
TiO ₂	0,26	0,27	0,22	0,42	0,24	0,19	0,32	0,42	6,11
Total	97,27	97,48	97,24	98,12	96,42	96,53	98,54	97,67	98,96
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigênios									
Si	6,536	6,304	6,275	6,296	6,482	6,081	6,359	6,308	6,482
Al IV	1,464	1,696	1,725	1,704	1,518	1,919	1,641	1,692	1,518
Al VI	3,195	3,241	3,211	3,297	3,286	3,201	3,232	3,242	2,35
Ti	0,026	0,027	0,022	0,042	0,024	0,02	0,032	0,042	0,605
Fe	0,524	0,576	0,579	0,496	0,512	0,662	0,555	0,529	0,374
Mn	0,001	0,003	0,007	0,001	0,003	0,005	0,007	0,006	0,002
Mg	0,449	0,429	0,454	0,409	0,405	0,552	0,442	0,429	0,263
Ba	0,034	0,023	0,02	0,05	0,02	0,024	0,028	0,023	0,024
Ca	0,003	0,015	0,009	0,009	0,014	0,011	0,011	0,022	0,641
Na	0,181	0,059	0,025	0,015	0,071	0,047	0,098	0,079	0,493
K	1,689	1,813	1,844	1,786	1,677	1,686	1,814	1,792	1,099
Rb	0	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0
OH	3,886	3,898	3,995	3,916	3,907	3,998	3,815	3,908	3,85
F	0,112	0,102	0	0,081	0,093	0	0,183	0,092	0,149
Cl	0,002	0	0,005	0,003	0	0,002	0,002	0	0,001
Total	18,101	18,188	18,173	18,104	18,012	18,207	18,22	18,164	17,85

Tabela 35 - Composição química do epidoto

Ponto	19 / 1 .	23 / 1 .	25 / 1 .	27 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .	33 / 1 .	64 / 1 .
Observação	Agregado								
F	0,00	0,00	0,00	0,05	0,15	0,20	0,00	0,32	0,00
Na ₂ O	0,02	0,03	0,62	1,05	0,45	1,93	1,67	2,80	1,11
SiO ₂	38,45	37,99	39,31	40,84	41,79	42,37	43,09	50,36	39,36
MgO	0,19	0,00	0,03	0,11	0,79	0,04	0,00	0,09	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	23,42	23,54	21,17	20,32	18,71	19,93	19,49	15,48	22,49
MnO	0,24	0,26	0,21	0,21	0,14	0,14	0,16	0,17	0,19
FeO	12,54	11,67	12,13	11,35	11,15	11,39	11,37	8,89	12,23
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,05	0,11	0,15	0,48	1,42	0,10	0,12	0,20	0,08
BaO	0,00	0,04	0,00	0,04	0,07	0,00	0,04	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	23,16	23,72	23,36	23,87	24,67	23,15	23,53	22,73	22,95
TiO ₂	0,06	0,07	0,11	0,12	0,06	0,07	0,09	0,07	0,08
SrO									
Total	98,12	97,43	97,10	98,44	99,42	99,34	99,57	101,13	98,52
Fórmula estrutural calculada na base de 25 oxigênios									
Si	6,03	5,999	6,179	6,312	6,377	6,485	6,528	7,343	6,14
Al	4,289	4,422	4,337	4,356	4,444	4,184	4,208	3,911	4,226
Fe	1,647	1,543	1,597	1,469	1,424	1,46	1,442	1,086	1,598
Ti	0,007	0,009	0,013	0,013	0,007	0,008	0,011	0,008	0,009
Mn	0,032	0,035	0,028	0,027	0,018	0,018	0,02	0,021	0,026
Mg	0,044	0	0,008	0,024	0,18	0,01	0	0,019	0
Ba	0	0,002	0	0,002	0,004	0	0,002	0,001	0,002
Ca	3,939	3,985	3,57	3,367	3,062	3,271	3,166	2,42	3,763
Na	0,006	0,011	0,19	0,314	0,134	0,576	0,493	0,794	0,336
K	0,01	0,023	0,03	0,095	0,277	0,02	0,024	0,038	0,016
Total	18,003	18,027	17,952	17,98	17,927	18,032	17,895	17,641	18,115

Tabela 36 - Composição química do plagioclásio

Ponto	1 / 1 .	2 / 1 .	4 / 1 .	5 / 1 .	11 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	26 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	59 / 1 .
Observação											
F	0,00	0,15	0,00	0,31	0,15	0,07	0,00	0,12	0,00	0,29	0,71
Na2O	6,55	4,03	1,91	7,49	6,33	2,89	3,86	4,45	4,80	3,17	5,92
SiO2	66,91	58,81	57,63	62,39	65,13	60,20	57,97	57,10	64,20	55,24	64,48
MgO	0,19	0,95	1,19	0,78	0,18	0,01	0,01	0,86	0,46	1,41	0,32
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,44	0,29	0,23	0,39	0,67	6,91	11,94	1,34	0,32	1,21	0,57
MnO	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,07	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03
FeO	0,30	2,46	2,33	1,36	0,63	4,82	4,77	2,50	1,02	3,05	0,82
Rb2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,86	5,37	5,11	2,09	1,10	0,09	0,24	5,54	2,15	5,79	2,08
BaO	0,03	0,20	0,22	0,12	0,07	0,01	0,03	0,36	0,12	0,36	0,10
Al2O3	22,36	25,20	26,37	21,97	22,47	22,17	21,36	25,44	23,07	25,05	23,97
TiO2	0,03	0,15	0,15	0,15	0,09	0,05	2,05	0,14	0,08	1,45	0,10
SrO											
Total	97,69	97,66	95,16	97,10	96,82	97,31	102,25	97,85	96,26	97,04	99,12
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios											
Si	11,809	10,839	10,766	11,392	11,677	11,068	10,451	10,612	11,588	10,409	11,437
Al	4,651	5,475	5,807	4,729	4,747	4,803	4,538	5,573	4,909	5,564	5,011
Fe	0,044	0,379	0,364	0,208	0,095	0,742	0,718	0,388	0,155	0,481	0,121
Ti	0,004	0,021	0,022	0,021	0,012	0,007	0,278	0,019	0,011	0,206	0,014
Mn	0,001	0,007	0,001	0,006	0	0,011	0,004	0	0,001	0,002	0,005
Mg	0,049	0,26	0,332	0,213	0,048	0,004	0,002	0,239	0,124	0,397	0,086
Ba	0,002	0,014	0,016	0,009	0,005	0	0,002	0,026	0,008	0,027	0,007
Ca	0,083	0,057	0,046	0,076	0,129	1,361	2,307	0,268	0,063	0,244	0,109
Na	2,242	1,441	0,692	2,651	2,2	1,032	1,348	1,604	1,681	1,157	2,037
K	0,195	1,261	1,219	0,487	0,252	0,022	0,056	1,313	0,494	1,391	0,471
Total	19,08	19,754	19,264	19,792	19,164	19,05	19,705	20,042	19,034	19,878	19,298

Tabela 37 - Composição química da albita

Ponto	16 / 1 .	51 / 1 .	53 / 1 .	56 / 1 .	57 / 1 .	65 / 1 .	66 / 1 .	75 / 1 .	76 / 1 .	77 / 1 .
Observação										
F	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,10
Na2O	8,68	7,04	11,64	9,35	9,50	9,20	7,69	7,49	9,36	9,90
SiO2	61,06	66,17	68,89	67,79	68,75	68,28	67,48	67,30	68,41	67,50
MgO	0,03	0,28	0,03	0,03	0,01	0,06	0,07	0,00	0,02	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,51	0,25	0,27	0,59	0,34	0,51	0,97	0,84	0,45	0,97
MnO	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,03
FeO	2,38	0,54	0,14	0,20	0,12	0,17	0,28	0,08	0,10	0,08
Rb2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,17	1,30	0,28	0,12	0,05	0,16	0,36	1,60	0,17	0,21
BaO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,09	0,03	0,00
Al2O3	21,48	22,23	20,74	21,17	21,08	21,04	21,71	21,08	21,27	21,81
TiO2	0,02	0,05	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,00
SrO										
Total	98,37	97,95	102,08	99,29	99,85	99,52	98,59	98,56	99,91	100,61
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios										
Si	11,131	11,728	11,826	11,85	11,924	11,897	11,836	11,885	11,877	11,711
Al	4,614	4,645	4,196	4,363	4,309	4,321	4,488	4,388	4,353	4,46
Fe	0,362	0,081	0,021	0,029	0,017	0,024	0,042	0,012	0,014	0,011
Ti	0,003	0,006	0,001	0,004	0,002	0,006	0,003	0,004	0,004	0,001
Mn	0,006	0,002	0,004	0	0	0,005	0	0	0,009	0,004
Mg	0,009	0,073	0,009	0,008	0,002	0,015	0,018	0,001	0,006	0,002
Ba	0	0,004	0	0	0	0,002	0	0,006	0,002	0
Ca	0,881	0,048	0,049	0,111	0,062	0,096	0,182	0,159	0,084	0,18
Na	3,068	2,421	3,876	3,17	3,193	3,108	2,616	2,566	3,151	3,331
K	0,04	0,294	0,06	0,028	0,011	0,036	0,08	0,359	0,038	0,047
Total	20,114	19,301	20,042	19,563	19,521	19,509	19,265	19,38	19,538	19,747

Tabela 38 - Continuação da composição química da albita

Ponto	92 / 1 .	94 / 1 .	95 / 1 .	96 / 1 .	97 / 1 .	98 / 1 .	100 / 1 .
Observação							
F							
Na2O	11,56	8,76	11,59	11,51	11,94	11,66	11,76
SiO2	67,99	66,85	68,56	68,28	69,22	68,58	68,89
MgO	0,00	0,00	0,03	0,04	0,08	0,01	0,01
Cl							
CaO	0,91	0,68	0,51	0,44	0,33	0,38	0,52
MnO							
FeO	0,04	0,14	0,27	0,21	0,25	0,11	0,23
Rb2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,08	3,95	0,03	0,38	0,04	0,11	0,03
BaO	0,06	0,42	0,01	0,01	0,05	0,03	0,00
Al2O3	20,86	20,12	20,70	20,96	20,54	20,29	20,28
TiO2	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,05	0,01
SrO	0,0856	0,0033	0,0581	0,0956	0	0	0,0334
Total	101,60	100,93	101,81	101,94	102,45	101,20	101,78
Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios							
Si	11,746	11,799	11,802	11,76	11,842	11,863	11,861
Al	4,247	4,185	4,2	4,255	4,141	4,136	4,115
Fe	0,005	0,021	0,038	0,031	0,036	0,017	0,034
Ti	0,002	0	0,006	0,001	0,001	0,006	0,002
Mn							
Mg	0	0,001	0,009	0,011	0,02	0,002	0,003
Ba	0,004	0,029	0,001	0	0,003	0,002	0
Ca	0,169	0,129	0,093	0,08	0,06	0,07	0,097
Na	3,872	2,998	3,867	3,843	3,959	3,91	3,925
K	0,018	0,889	0,007	0,084	0,008	0,023	0,006
Total	20,073	20,052	20,029	20,075	20,07	20,029	20,045