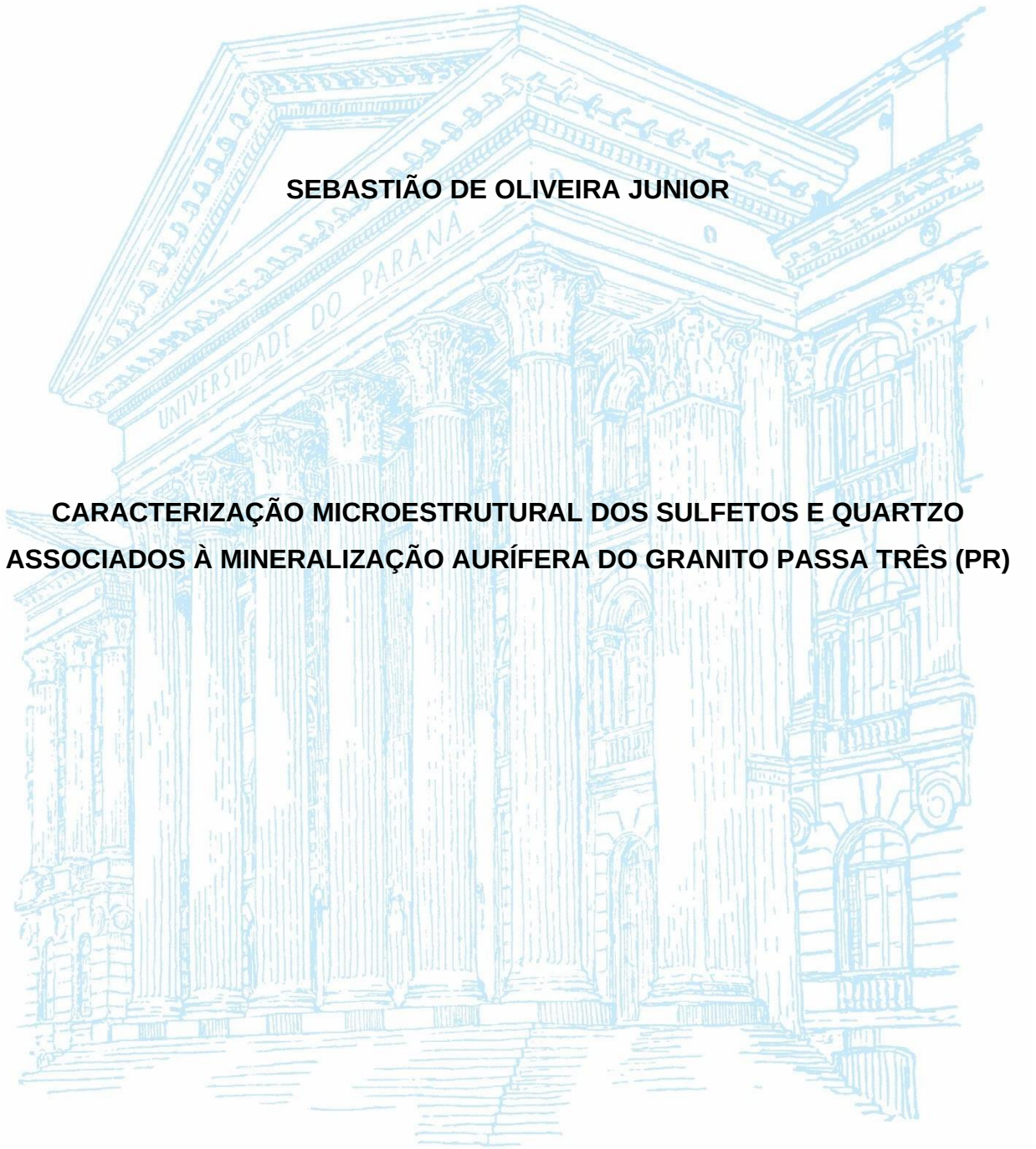
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA



SEBASTIÃO DE OLIVEIRA JUNIOR

CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL DOS SULFETOS E QUARTZO ASSOCIADOS À MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO GRANITO PASSA TRÊS (PR)

CURITIBA
2024

SEBASTIÂO DE OLIVEIRA JUNIOR

CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL DOS SULFETOS E QUARTZO ASSOCIADOS À MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO GRANITO PASSA TRÊS (PR)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia

Orientadora: Profª Drª Ariadne Borgo

CURITIBA

2024

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Paraná, instituição pública que proporcionou minha formação acadêmica e estrutura necessária para a realização desse trabalho.

À Professora Dra. Ariadne Borgo, minha profunda gratidão pela orientação astuta e perspicaz na elaboração deste trabalho desafiador.

Ao Professor Dr. Leonardo E. Lagoeiro, meus agradecimentos pelo apoio dedicado durante a execução das complexas técnicas analíticas e no auxílio com as análises e tratamento dos dados.

Aos companheiros forjados pela geologia Giordano, Daniel, Guillan, Gabriel, Marcello, Milena, Robson, Ortis, Cristian, e Konrado meu reconhecimento pela cumplicidade única e apoio incansável, especialmente nesta fase crucial e aos bons momentos aqui vividos. Aos amigos Mateus, Kleber, Caynã, Lucas, Juninho, Isabella e Aline, agradeço pela presença constante e apoio durante essa jornada desafiadora.

Ao meu sobrinho Kaue, a minha irmã Thaís e ao meu cunhado Edu e demais entes queridos, a inspiração que suas presenças proporcionam é peça fundamental em todas as minhas conquistas.

A minha melhor amiga e namorada Gabriele, meu alicerce emocional, expresso meu profundo agradecimento pelo suporte incalculável ao longo desses anos de graduação, por ser a fortaleza que me impede de desistir dos meus sonhos.

Por fim, manifesto minha eterna gratidão aos meus pais, Sebastião e Rosilda, por me proporcionarem a dádiva da existência e serem os pilares essenciais para minhas realizações. A todos que compartilharam comigo os desafios do crescimento acadêmico e pessoal, ofereço meu reconhecimento sincero e apreço.

RESUMO

Este estudo focou na caracterização do Granito Passa Três (GPT), uma intrusão sienogranítica localizada no Cinturão Ribeira Meridional. Com uma área de 5 km², o GPT é classificado como granito do tipo I e contém veios de quartzo auríferos. O objetivo principal foi analisar a distribuição do ouro nos sulfetos, enfatizando a relação com a mineralização aurífera e as características texturais. A metodologia empregada incluiu levantamento bibliográfico, caracterização petrográfica, microscopia óptica e técnicas como MEV-EDS e EBSD. As análises de MEV-EDS permitiram uma diferenciação química eficaz dos minerais. O estudo também investigou mecanismos de deformação nos veios, correlacionando-os com as fácies do GPT, e revelou associações texturais e mineralógicas específicas para as fácies GEM, GEF e GEB. Análises detalhadas dos veios mineralizados indicaram uma paragênese complexa, incluindo minerais como quartzo, pirita, calcopirita, galena, aikinita, fluorita, muscovita, sericita, carbonato e ouro associado à pirita. Observações microscópicas revelaram padrões texturais vinculados à alteração hidrotermal tardi-magmática. Cristais de quartzo (Q1 e Q2), assim como pirita (Py1 e Py2), exibiram características distintas, sugerindo diferentes condições de formação e evolução dos veios. As análises de EBSD, quando integradas, mantiveram coerência, indicando processos de deformação rúptil-dúctil nos cristais de quartzo, associados ao sistema de transcorrência Lancinha (STL) e a geminações do tipo *Dauphiné*, com temperaturas de deformação entre 200°C e 400°C. A distribuição do ouro nos veios mineralizados parece estar associada à paragênese subsequente à formação dos cristais de quartzo Q1 e da pirita Py1. O ouro foi identificado principalmente como inclusões em microfraturas e espaços intersticiais dentro da pirita, sugerindo que foi introduzido por fluidos auríferos após a formação da pirita hospedeira. Essas características são apoiadas pela ausência de deformação plástica significativa na pirita, indicando que a introdução do ouro ocorreu através de fluidos evoluídos e enriquecidos em ouro e outros elementos. O ouro está associado com calcopirita e aikinita, sugerindo uma assembleia mineral de afinidade Au-Bi-Cu±Mo.

Palavras-chave: Sulfetos, Quartzo, Ouro, Granito Passa Três, MEV-EDS-EBSD.

ABSTRACT

This study focused on the characterization of the Passa Três Granite (GPT), a sienogranitic intrusion located in the Ribeira Meridional Belt. With an area of 5 km², the GPT is classified as a Type I granite and contains gold-bearing quartz veins. The main objective was to analyze the distribution of gold in sulfides, emphasizing the relationship with gold mineralization and textural characteristics. The methodology employed included bibliographic review, petrographic characterization, optical microscopy, and techniques such as SEM-EDS and EBSD. SEM-EDS analyses allowed for effective chemical differentiation of the minerals. The study also investigated deformation mechanisms in the veins, correlating them with the GPT facies, and revealed specific textural and mineralogical associations for the GEM, GEF, and GEB facies. Detailed analyses of the mineralized veins indicated a complex paragenesis, including minerals such as quartz, pyrite, chalcopyrite, galena, aikinite, fluorite, muscovite, sericite, carbonate, and gold associated with pyrite. Microscopic observations revealed textural patterns linked to late-magmatic hydrothermal alteration. Quartz crystals (Q1 and Q2), as well as pyrite (Py1 and Py2), exhibited distinct characteristics, suggesting different conditions of vein formation and evolution. The EBSD analyses, when integrated, maintained coherence, indicating brittle-ductile deformation processes in the quartz crystals, associated with the Lancinha transcurrent system (STL) and Dauphiné twinning, with deformation temperatures ranging between 200°C and 400°C. The distribution of gold in the mineralized veins appears to be associated with the paragenesis following the formation of Q1 quartz crystals and Py1 pyrite. Gold was identified primarily as inclusions in microfractures and interstitial spaces within pyrite, suggesting it was introduced by gold-bearing fluids after the formation of the host pyrite. These characteristics are supported by the absence of significant plastic deformation in pyrite, indicating that gold introduction occurred through evolved fluids enriched in gold and other elements. Gold is associated with chalcopyrite and aikinite, suggesting a mineral assemblage of Au-Bi-Cu±Mo affinity.

Keywords: Sulfides, Quartz, Gold, Passa Três Granite, SEM-EDS-EBSD.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização e vias de acesso. 2
Figura 2: Mapa geológico com a localização do granito Passa Três e suas rochas encaixantes (Dressel, 2018). 5
Figura 3: Classificação de minerais de acordo com estágios distintos associados a momentos tardi-magmáticos. Em vermelho são destacadas as fases 2a e 2b (Dressel, 2018) 10
Figura 4: Estrutura cristalina da pirita. Tilley (2014) 11
Figura 5: Estrutura cristalina do quartzo. Tilley (2014) 11
Figura 6: Trama em processos de a) fluxo catalástico e b) recristalização. Passchier e Trouw (2005) 14
Figura 7: Tipos de microestruturas de acordo com os mecanismos de recristalização. Passchier e Trouw (2005).....15
Figura 8: Fluxograma das etapas desta pesquisa 16
Figura 9: Politriz de baixa rotação MiniMetTM 1000 (Buehler), usada para polimento das amostras analisada em MEV-EBSD.....18
Figura 10: (a) Desenho esquemático de um microscópio eletrônico de varredura; (b) Desenho esquemático do volume de interação elétrons-amostra, considerando os diferentes tipos de sinais gerados. Whiteside *et al.* (2016). 19
Figura 11: (a) Tipos de energias emitidas pela interação de um feixe de elétrons com uma amostra e desvio atômico de um elétron oriundo do MEV, gerando um elétron retroespalhados; (b) faixa de espessuras de maior intensidade de elétrons retroespalhados na amostra para a geração dos cones de Kossel; c) registro das linhas de Kikuchi pela interseção dos cones de Kossel com uma tela de fósforo, conforme os planos atômicos presentes na amostra e d) visão geral de um sistema para visualização da textura cristalográfica e dos grãos via MEV. Morais *et al.* (2020). 20
Figura 12: Microscópio eletrônico de varredura Quanta 450 FEG – FEI, com detector EDS e EBDS acoplados, usado para aquisição dos dados desta pesquisa.....21
Figura 13: Diagrama QAPF, as porcentagens de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio plotados. O losango vermelho define a composição das amostras avaliadas nesta pesquisa. 23
Figura 14: Aspectos macroscópicos das amostras do Granito GEM e GEF. (a) Notar a presença de vênulas cortando a amostra F0402 (b) Amostra BD-76B 23
Figura 15: Diagrama QAPF, as porcentagens de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio plotados. O losango azul define a composição da amostra avaliada nesta pesquisa. ..24
Figura 16: Aspectos macroscópicos da amostra do Granito GEB. (a-b) Amostra BD-T-02. 25
Figura 17: Apresenta diferentes amostras de mão, cada uma destacando características distintas dos veios de quartzo mineralizados. (a) contato abrupto entre o veio de quartzo e o granito avermelhado (Amostra BD-76-C). (b) presença de muscovita, quartzo leitoso, sulfetos maciços e fluorita (Amostra BD-97-C). (c) veio de quartzo com fluorita e disseminação de pirita e calcopirita (Amostra BD-114). (d) veio de quartzo leitoso com bolsões de carbonato e muscovita disseminada (Amostra BD-41-J). (e) veio de quartzo

leitoso a fumê em contato com o granito avermelhado, apresentando também sulfetos disseminados e fluorita (Amostra BD-31-B). (f) veio de quartzo leitoso com vênulas de pirita, calcopirita, fluorita e sulfetos dispersos (Amostra BD-26-A). As abreviações incluem Qtz (quartzo); Py (pirita); Ccpy (calcopirita); Fl (fluorita); Cbto (carbonato); Msc (muscovita) e GEM (granito equigranular médio). 26
Figura 18: (a) Quartzo subédrico de granulação variando de fina a grossa, com extinção ondulante e fraturado, acompanhado por sulfeto (pirita) subédricos de granulação fina a grossa, levemente fraturados; (b) Cristais de quartzo subédrico de granulação muito grossa a grossa, com quartzo subédrico de granulação muito fina a fina no centro (zona cataclástica? delimitado pelo tracejado amarelo); (c) Quartzo subédrico de granulação grossa a fina, exibindo moderada extinção ondulante e lamelas de deformação; há também cristais de sulfetos (pirita) subédricos de granulação fina a média; (d) Quartzo de granulação grossa mostrando fraturamento pronunciado, com extinção ondulante forte e lamelas de deformação. Abreviações: Qtz (quartzo); Py (pirita); Ccp (calcopirita). Fotomicrografia em polarizadores cruzados em magnificação de 4x. 28
Figura 19: (a): Fluorita de granulação média a grossa, anédrica a euédrica (prismática a fibrosa), bordejando cristais de quartzo e pirita, limpidez moderada, em tons de violeta pálido a médio. (b): Fluorita com granulação muito fina a média, presente em fratura presente em fraturas de quartzo e pirita, por vezes engolfada nesses minerais. Contatos preferencialmente retilíneos ou curvos. Associada a carbonatos, sericita e muscovita de granulação muito fina a média. Fotomicrografia em polarizadores paralelos em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py: pirita; Fl: fluorita; Cbto: carbonato; Ser: Sericita. 29
Figura 20: Sericita de granulação muito fina, turbidez moderada a forte, com forma anédrica. Associada a fraturas em cristais de quartzo e sulfetos. Fotomicrografia em polarizadores cruzados em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py: pirita; Cbto: carb carbonato; Ser: sericita. 30
Figura 21: Muscovita anédrica a subédrica, com extinção ondulante e kink bands. Fotomicrografia em polarizadores cruzados em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py: pirita; Ser: sericita 31
Figura 22: Carbonatos preenchendo fraturas nos cristais de quartzo e pirita. Fotomicrografia em polarizadores cruzados e paralelos em magnificação de 4x. Abreviações: Cbto: carbonato; Qtz: quartzo; Py: pirita; Ser: sericita. 31
Figura 23: (a) Cristais representativos de pirita 1, fraturados, e pirita 2 com hábito euédrico cúbico, acompanhados por cristais de calcopirita preenchendo fraturas em associação com cristais de quartzo; observa-se a presença de aikinita ao redor dos cristais de Py1 envolvendo os cristais cúbicos de Py2. (b) Cristais fraturados de Py1 e cristais de Py2. (c) Cristal fraturado de Py1 preenchido por calcopirita, além de cristais cúbicos de Py2 (canto inferior esquerdo). (d) Py1 com preenchimento de calcopirita em seu interior, juntamente com fraturas preenchidas por quartzo e muscovita. (e) Cristais fraturados de Py1 preenchidos por ouro livre, calcopirita e quartzo. (f) Ouro livre entre cristais de quartzo. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x, 10x e 40x (d). Abreviações: Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita; Msc: muscovita; Ser: sericita; Ak: aikinita; Au: ouro. 33

Figura 24: a) Cristais representativos de pirita 2 com hábito euédrico cúbico, próximos a cristais fraturados de pirita I preenchidas por quartzo e ouro livre. b) Cristais euédrico cúbico de Py2 e cristais fraturados de Py1. c) Cristais euédricos cúbicos de Py2 preenchido por calcopirita, além de cristais cúbicos de Py2 (canto inferior esquerdo). d) Py1 associados a cristais de calcopirita, quartzo e fluorita. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita;Fl: fluorita; Au: ouro. 34
Figura 25: a) Cristais representativos de calcopirita em meio a cristais de Py1 e Py2. b) Cristais de calcopirita em meio a cristais de quartzo e nas bordas de cristais de Py2. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita. 35
Figura 26: Cristais de aikinita preenchendo os cristais de pirita 1 e 2. Nota-se associação com a calcopirita. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Ak: aikinita; Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita 36
Figura 27: Pequenos cristais de Galena preenchendo os cristais de pirita 1. Nota-se associação com a calcopirita. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Gal: galena; Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita36
Figura 28: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) mostrando a associação dos principais sulfetos e minerais hidrotermais (lâmina BD-41-g-1).....37
Figura 29: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE). A) sobreposição de elemento analisados. (B-C-D-E-F) mapas de distribuição elementar na área 1. 38
Figura 30: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 1 38
Figura 31: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) com respectivos pontos de análise correspondente aos diagramas de espectros de EDS na área 2 39
Figura 32: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 1.....39
Figura 33: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 2.....40
Figura 34: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 3.....40
Figura 35: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 4.....40
Figura 36: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) com respectivos pontos de análise correspondente aos diagramas de espectros de EDS na área 3 42
Figura 37: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 1.....42
Figura 38: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 2.....43
Figura 39: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 3.....43
Figura 40: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 4.....43
Figura 41: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 5.....44
Figura 42: Lâmina BD-86-B - Mapa de orientação cristalográfica com base no ângulo de Euler, para os cristais de quartzo 46
Figura 43: Mapa de deformação cristalográfica dos cristais de quartzo (GROD-angle) (BD-86-B). Nota-se que basicamente os cristais indexados pela análise estão compreendidos na escala de tonalidade azul, indicando baixa deformação. 47
Figura 44: Histograma de frequência de ângulos de desorientação (misorientation) dos grãos de quartzo para seção BD-86-B. A linha cinza reflete a distribuição teórica, enquanto a coluna em verde destaca a distribuição dos ângulos para pares vizinhos (correlatos). 48

Figura 45: Mapa de deformação cristalográfica dos cristais de quartzo e de pirita (GROD-angle) BD-86-B. Nota-se que basicamente os cristais indexados pela análise estão compreendidos na escala de tonalidade azul, indicando baixa deformação. 49
Figura 46: Mapa de desorientação média do kernel (KAM) mostrando desorientação heterogênea e matriz de deslocamento. 50
Figura 47: Histograma de frequência de ângulos de desorientação (misorientation) dos grãos de pirita para seção BD-26-A. A linha cinza reflete a distribuição teórica, enquanto a coluna em verde destaca a distribuição dos ângulos para pares vizinhos (correlatos). Adicionalmente, a coluna em laranja representa a distribuição dos ângulos para pares aleatórios (não correlatos). 51
Figura 48: A imagem ilustra o processo de abertura indicado pelas setas vermelhas, no estágio hidrotermal inicial, com fluido primário infiltrando a rocha GPT, formando veios de quartzo, precipitando pirita e resultando na cristalização desses minerais. 58
Figura 49: A imagem ilustra o estágio hidrotermal mineralizador, com fluido mineralizado dispersando (indicado pelas setas rosas) através de fraturas nos veios de quartzo (Q1) e pirita (Py1). 59
Figura 50: Após a cristalização dos fluidos mineralizadores do estágio hidrotermal, ocorreu a formação da Py2 através de fraturas nos cristais de Q1 e Py1, além do preenchimento dos espaços intersticiais por calcopirita, ouro e aikinita. 60

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: - Principais formas cristalográficas do quartzo, com seu respectivo índice de miller e nomenclatura. 12
Quadro 2 - Resumo das características das leis de geminação do quartzo descritas por Gault (1949).....13
Quadro 3 - Identificação das amostras selecionadas para análise macroscópica, juntamente com a determinação da mineralogia predominante. Abreviações: Qtz (quartzo); Py (pirita); Fl (fluorita); FK (feldspato potássico); Anf (anfibólio); Px (piroxênio); Cl (clorita). 22
Quadro 4 - Identificação da amostra selecionada para análise macroscópica, juntamente com a determinação da mineralogia predominante. Abreviações: Qtz (quartzo); Pl (plagioclásio); FK (feldspato potássico); Anf (anfibólio); Px (piroxênio). 24
Quadro 5 - Identificação da amostra selecionada para análise macroscópica, juntamente com a determinação da mineralogia predominante. Abreviações: Qtz (quartzo); Py (pirita); Ccpy (calcopirita); Fl (fluorita); Cbto (carbonato); Pl (plagioclásio); Msc (muscovita). 25
Quadro 6 - Identificação das lâminas selecionada para análise microscópica de luz transmitida e refletida e amostra selecionada para a análise de de MEV-EDS-EBSD. .27

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS) para área 01 38
Tabela 2 - Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS) para área 02 41
Tabela 3 - Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS) para área 03 44

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 1
1.1. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO 1
1.2. CONTEXTO E PROBLEMA 2
1.3. OBJETIVOS 3
2. REVISÃO TEÓRICA 4
2.1. SISTEMA OROGÊNICO MANTIQUEIRA 4
2.2. CINTURÃO RIBEIRA 4
2.3. TERRENO APIAÍ 4
2.4. GRUPO VOTUVERAVA 5
2.5. GRUPO LAJEADO 6
2.6. FORMAÇÃO IPORANGA 6
2.7. FORMAÇÃO ÁGUA CLARA 6
2.8. SEQUÊNCIA SERRA DAS ANDORINHAS 7
3. GRANITO PASSA TRÊS 7
4. CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS E COMPOSICIONAIS DOS MINERAIS DE QUARTZO E PIRITA 10
4.1. PIRITA 10
4.2. QUARTZO 11
4.3. DEFORMAÇÃO EM QUARTZO 13
5. MATERIAIS E MÉTODOS 16
5.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 16
5.2. PETROGRAFIA 17
5.3. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS 18
5.4. MICROSCÓPIO ELETRONICO DE VARREDURA (MEV) COM DETECTOR DE ENERGIA DISPERSIVA (EDS) 18
5.5. DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETRO- ESPALHADOS (EBSD) 19
5.6. PARAMETROS ANÁLITICOS 20
6. RESULTADOS 22
6.1. PETROGRAFIA (DESCRIÇÃO MACRO E MICROSCÓPICA DAS AMOSTRAS E ESTUDO DOS SULFETOS) 22
6.1.1. Granito Avermelhado (GEM e GEF) 22
6.1.2. Granito Branco (GEB) 24

6.1.3. Veios De Quartzo 25
6.2. CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA DOS VEIOS DE QUARTZO SULFETADOS 27
6.2.1. Quartzo 27
6.2.2. Fluorita 29
6.2.3. Seritica 30
6.2.4. Muscovita 30
6.2.5. Carbonatos 31
6.2.6. Sulfetos 31
6.2.6.1. Pirita (FeS2) 31
6.2.6.2. Calcopirita ($CuFeS_2$) 35
6.2.6.3. Aikinita ($CuPbBiS_3$) 35
6.2.6.4. Galena (PbS) 36
6.3. ANÁLISE QUÍMICA – ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV-EDS) 37
6.4. ANÁLISE TEXTURAL – DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS NO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV-EBSD) 45
7. DISCUSSÃO 51
8. CONCLUSÃO 61
REFERÊNCIAS 63

1. INTRODUÇÃO

A região de Campo Largo, localizada no Estado do Paraná, é conhecida por abrigar um depósito aurífero hospedado no Granito Passa Três (GPT). Apresentando uma característica marcante, o depósito consiste em veios auríferos compostos por quartzo, fluorita, carbonatos, sulfetos (pirita, calcopirita, molibdenita e esfalerita), ouro nativo e sulfossais (aikinita). A presença de sulfetos, desempenha um papel importante como indicador da presença de ouro, visto que o ouro pode estar presente na estrutura cristalina desses sulfetos, especialmente na pirita (FeS_2).

De acordo com Dressel (2018), a mineralização encontrada no Granito Passa Três é caracterizada pela presença de veios de quartzo auríferos localizados dentro da própria intrusão. Esses veios se formam em um ambiente tectônico extensional, resultando na geração de múltiplas falhas normais e estruturas do tipo *pull-apart*, que são responsáveis por hospedar os principais corpos de minério.

1.1. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área está localizada no município de Campo Largo, a uma distância de aproximadamente 60 km de Curitiba, próximo à localidade de São João do Povinho. O acesso é feito a partir de Curitiba, seguindo pela BR-277 em direção a Ponta Grossa, conforme na (Figura 1).

No km 32, próximo à fábrica da Companhia de Cimento Itambé, é necessário pegar a Estrada Itambé que segue para o norte, em direção à mina de calcário dessa empresa. Após percorrer cerca de 17 km, deve-se tomar uma pequena estrada vicinal à esquerda, seguindo em direção oeste, cerca de 8 km até chegar à Mineração Tabiporã.

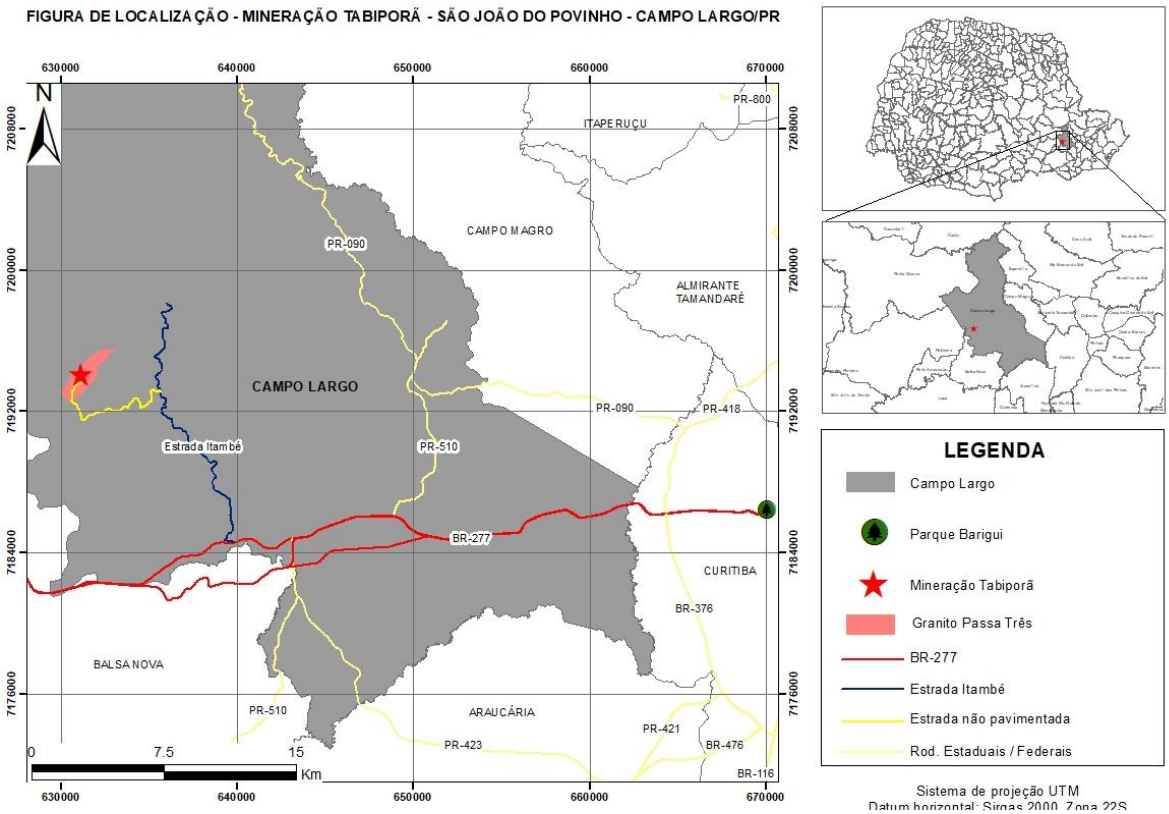


Figura 1: Localização e vias de acesso.

1.2. **CONTEXTO E PROBLEMA**

De acordo com Picanço (2000), a região do vale do Ribeira apresenta potencial mineral elevado para ouro e possui uma longa história de exploração mineral que remonta ao século XVI, com uma intensa atividade garimpeira que resultou em uma exploração bastante predatória dos veios aflorantes. Atualmente, a principal empresa em atividade na região é a Mineração Tabiporã, que iniciou suas atividades no início dos anos 1980.

Essa atividade tem despertado interesse econômico e motivado a realização de diversos estudos com o objetivo de compreender a intrusão ígnea, as fontes de fluidos, a mineralização e a alteração hidrotermal associadas a esses depósitos. No entanto, a caracterização detalhada das características texturais dos sulfetos presentes no GPT ainda é uma lacuna a ser preenchida.

O estudo mais recente de Dressel (2018) trouxe contribuições relevantes ao descrever duas fases de mineralização aurífera associada a sulfetos em relação à fase hidrotermal do GPT. No entanto, apesar das informações apresentadas, as

características texturais dos sulfetos não foram completamente exploradas. A compreensão detalhada das características texturais e condição de deformação permitirá avançar na compreensão dos processos de mobilização do ouro nas distintas fases de mineralização aurífera no contexto do Granito Passa Três.

1.3. **OBJETIVOS**

Este estudo tem como objetivo caracterizar e classificar os sulfetos e quartzos formados por processos hidrotermais no Granito Passa Três, com base em suas características texturais. Especificamente, pretende-se investigar a relação entre os padrões texturais desses minerais, a deformação e as fases portadoras de mineralização aurífera. Para atingir esse objetivo, os seguintes passos foram realizados:

- Análises petrográficas dos sulfetos nos veios de quartzo do Granito Passa Três.
- Emprego de técnicas analíticas, como microscopia eletrônica de varredura com detector de energia dispersiva (MEV-EDS) e análise de difração de elétrons retroespalhados (EBSD), para explorar as características microestruturais e cristalográficas dos sulfetos e quartzo.
- Correlacionar as características texturais dos sulfetos com as diferentes fases de mineralização aurífera propostas por Dressel (2018), a fim de compreender melhor a relação entre esses minerais e a presença de ouro.

Ao atingir esses objetivos, espera-se contribuir para um conhecimento mais abrangente das características texturais dos sulfetos no contexto do Granito Passa Três e do papel da deformação na mobilização do ouro.

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1. SISTEMA OROGÊNICO MANTIQUEIRA

O Granito Passa Três, objeto deste estudo, é pertencente ao Sistema Orogênico Mantiqueira e se estende por cerca de 3.000 km, com orientação NNE-SSW desde o estado da Bahia até o Uruguai (Almeida *et al*., 1978; Heilbron *et al*., 2004; Hasui, 2012). Conforme Almeida e Hasui (1984), o Sistema Mantiqueira é composto por três segmentos distintos: o setentrional, denominado Cinturão Araçuaí; o central, conhecido como Cinturão Ribeira; e o meridional, chamado de Cinturão Dom Feliciano.

2.2. CINTURÃO RIBEIRA

O Cinturão Ribeira se estende paralelamente à costa do sul-sudeste brasileira, com direção NNE-SSW. Esse cinturão orogênico se desenvolveu no Brasiliano durante colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo, bem como com a consolidação do continente Gondwana Ocidental (Brito Neves, Campos Neto, Fuck, 1999; Campanha e Brito Neves, 2004; Fuck, Brito Neves, Schobbenhaus, 2008). Faleiros (2008) divide o cinturão nos terrenos Apiaí, Curitiba e Luís Alves.

2.3. TERRENO APIAÍ

De acordo com Faleiros (2008), o Terreno Apiai é delimitado ao sul pelo Sistema de Transcorrência Lancinha, que o separa do Terreno Curitiba. Ele é constituído por rochas supracrustais que sofreram metamorfismo em condições de facies xisto verde a anfibolito (Heilbron *et al.,* 2004).

No Terreno Apiaí, as rochas supracrustais são representadas pelo Supergrupo Açungui, que abrange diversas unidades metassedimentares. A classificação utilizada neste trabalho segue a proposta de Faleiros (2008), que divide o Supergrupo Açungui em seis unidades litotectônicas principais: grupos Votuverava, Lajeado e Itaiacoca, formações Água Clara e Iporanga, e a Seqüência Serra das Andorinhas (Figura 2). Entretanto, serão revisadas somente as unidades relevantes para o presente estudo.

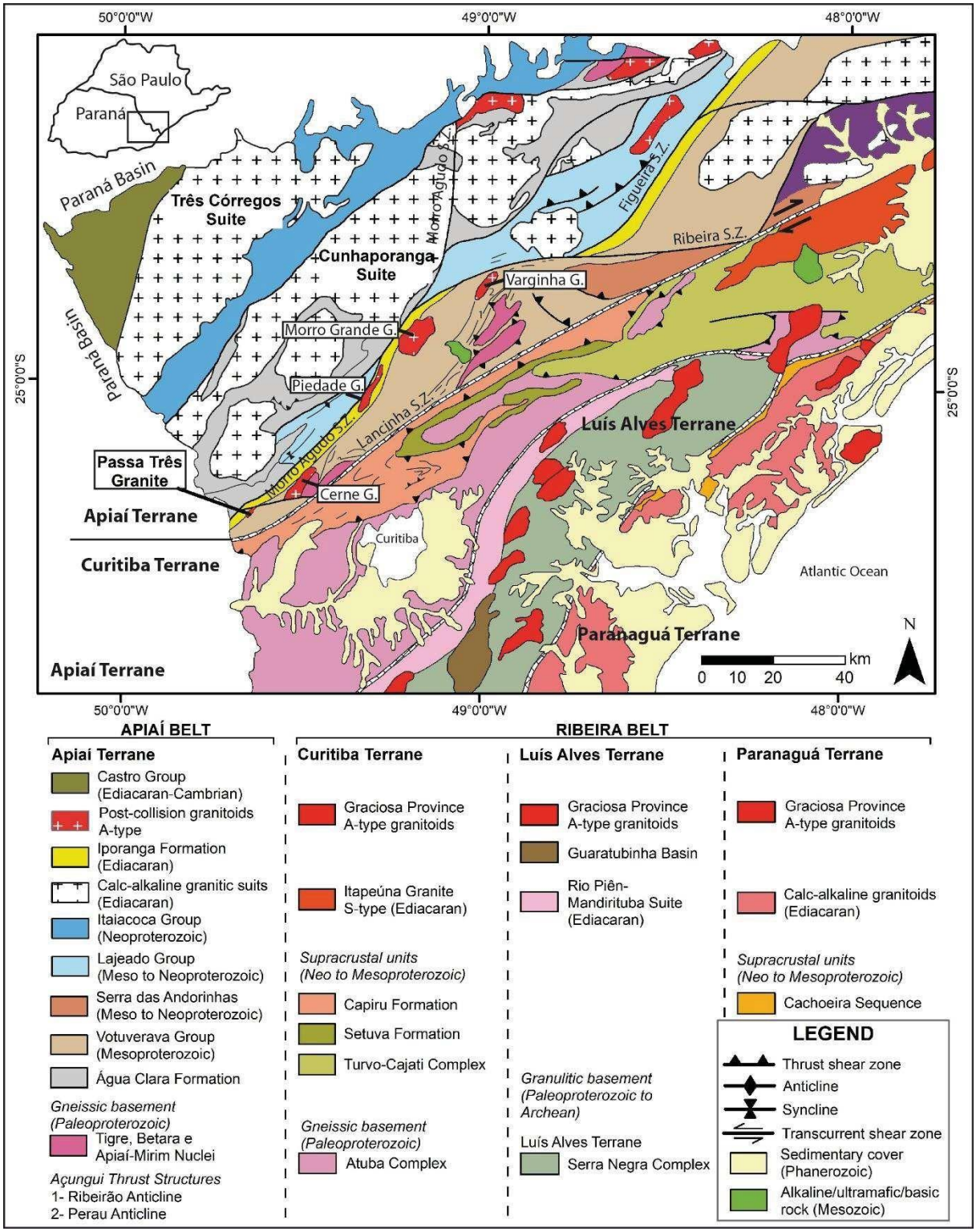


Figura 2: Mapa geológico com a localização do granito Passa Três e suas rochas encaixantes (Dressel, 2018).

2.4. **GRUPO VOTUVERAVA**

O Grupo Votuverava, que foi originalmente descrito como Formação por Bigarella e Salamuni (1958), é delimitado pela Falha da Lancinha ao sul e pelas zonas

de cisalhamento Figueira e Ribeira a norte. Essa formação é predominantemente vulcanossedimentar e composta por metapelitos rítmicos, como ardósia, filito, e micaxisto, que é interpretado como um complexo turbidítico distal. O Grupo Votuverava também apresenta magmatismo básico expressivo, que aparece como intercalações lenticulares de metabasitos concordantes com a estrutura primária. De acordo com Faleiros *et al.* (2011), o Grupo Votuverava é subdividido em cinco formações (Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras) e duas unidades informais (unidades de micaxisto e granada micaxisto).

2.5. **GRUPO LAJEADO**

O Grupo Lajeado, de acordo com Petri e Suguio (1969), Pires (1988) e Campanha e Sadowski (1999) é composto por pacotes espessos alternadamente de composição carbonática e siliciclástica, interpretados como uma sequência plataformal rasa de mar aberto. Esse grupo é formado por sete unidades, alternadamente siliciclásticas e carbonáticas, com estruturas sedimentares bem preservadas (Faleiros, 2008).

2.6. **FORMAÇÃO IPORANGA**

Formação Iporanga é marcada pela presença de metaconglomerados polimíticos, que ocorrem juntamente com filitos, metarritmitos, metarenitos e metabrechas. Devido à variedade de litotipos presentes, várias interpretações paleoambientais são possíveis para essa formação, como tilitos, turbiditos, molassas e fluxo de detritos, conforme apontado por Campanha (1991).

2.7. **FORMAÇÃO ÁGUA CLARA**

A Formação Água Clara é composta principalmente por uma sucessão de rochas carbonáticas impuras, que incluem mármores de diversos tipos, como calciossilicatados, cálcio xistos, mica xistos, anfibólio xistos, quartzitos, granada-clorita-biotita xistos, metacherts, metatufos básicos e intermediários, metabasitos, anfibolitos e cornubianitos. Esses litotipos sugerem a presença de um ambiente de plataforma relativamente profundo. Os corpos de rochas anfibolíticas e metabásicas presentes nas sequências metavulcano-sedimentares geralmente possuem

dimensões longitudinais maiores do que as dimensões laterais, que costumam ser da ordem de dezenas de metros, de acordo com Weber *et al.* (2004).

2.8. SEQUÊNCIA SERRA DAS ANDORINHAS

A Sequência Serra das Andorinhas é composta por diversos tipos de rochas, incluindo filitos, xistos carbonáticos, quartzo xistos, quartzitos, mármores e metabasitos. As rochas predominantes possuem uma xistosidade bem desenvolvida, com uma laminação diferenciada que alterna leitos ricos em quartzo com leitos ricos em micas. Os minerais essenciais presentes são muscovita, biotita e quartzo. A gênese dessas rochas está relacionada ao ambiente metavulcanossedimentar (Faleiros, 2003).

3. GRANITO PASSA TRÊS

O Granito Passa Três, tem sua estruturação amplamente influenciada pelo Sistema de Transcorrência Lancinha, com orientação N40E, que consiste em um conjunto de falhas transcorrentes com cinemática dextral, falhas sintéticas e antitéticas como estruturas secundárias, além de dobras escalonadas. A análise do STL e suas características estruturais tem sido de grande interesse para a compreensão da dinâmica tectônica, sendo que a presença do STL sugere uma ativação durante a Orogenia Brasiliana e Pan-Africana (Fiori, 1992; Cury *et al*., 2002; Campanha e Sadowski, 1999; Siga Jr., 2009).

De acordo com Soares e Góis (1987) e Chiodi Filho *et al*. (1989), o magma que deu origem ao Granito Passa Três é considerado como híbrido, tendo sido alojado em condições tardi-orogênicas ou tardi a pós-colisionais em relação ao arco magmático Três Córregos - Cunhaporanga. O GPT está inserido no mesmo contexto geológico dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne.

Sua forma é alongada e de direção NE-SW, compreendendo uma região com cerca de 5 km² de extensão. De acordo com Piekars (1992), o Granito Passa Três é composto principalmente por sienogranitos, podendo apresentar também fácies quartzo sieníticas.

Cury (2003) descreve que o GPT é constituído por fácies sienogranitos que possuem textura inequigranular média e estrutura predominantemente maciça, embora a foliação magmática também possa estar presente, ainda que rara. Além disso, destaca-se a ocorrência de mineralização aurífera associada a sulfetos, relacionada à fase hidrotermal. Considerado como um granito de tipo I devido ao caráter metaluminoso e ao tipo de mineralização associada (Dressel, 2018).

De acordo com a tese de doutorado de Dressel (2018), o GPT foi dividido em três diferentes fácies: "granito equigranular médio" (GEM), " granito equigranular fino" (GEF) e "granitos brancos" (GEB), além de aplitos e pegmatitos. A idade do Granito Passa Três foi determinada por U-Pb em zirção, revelando valores de 611,9 ± 4,7 Ma e 611,9 ± 5,6 Ma para as fácies GEM e GEF, respectivamente. A fácies GEB, por sua vez, apresenta uma idade mais jovem, de 592,8 ± 7,1 Ma.

Dressel (2018) afirma que a ocorrência dos veios de quartzo está associada ao GPT, em particular à fácies GEM. A autora também destaca que a formação desses veios ocorre em um estágio posterior à cristalização das fácies graníticas. Os veios associados são divididos em três subgrupos de acordo com a sua gênese e momento de cristalização:

O conjunto de feições e estruturas conhecido como “veios transicionais”, que pode ou não estar relacionado com a mineralização aurífera foi categorizado pela autora como parte da transição magmato-hidrotermal. Esta transição ocorre após os estágios principais de cristalização, e é constituída por quartzo, pirita, molibdenita, calcopirita, muscovita e fluorita. A presença de feldspato potássico de coloração rosa nas bordas é uma característica sistêmica desses veios. Essa coloração é utilizada como um sinal indicativo da transição da fase magmática para a fase hidrotermal.

Os “veios estéreis” se constituem somente de quartzo e muscovita hidrotermal. São bastante frequentes e possuem uma direção similar aos veios mineralizados.

Os “veios de quartzo que contêm mineralização aurífera” apresentam morfologia geralmente sigmoidal e internamente estão fraturados, brechados e/ou cisalhados. Sua espessura varia de 30 centímetros a três metros. A paragênese é

complementada por outros minerais, como sulfetos (pirita, calcopirita, aikinita e molibdenita), fluorita, clorita, moscovita, sericita, anquerita e calcita. A autora forneceu informações estruturais que indicam que a disposição dos veios é definida por dois sistemas de arranjo perpendiculares entre si. Um sistema tem direção norte-sul com mergulho de 60-75° W, enquanto o outro tem direção leste-oeste e mergulho de 40-70° S. Geralmente associada a falhas normais e falhas com geometria do tipo *pull-aparts* extensionais.

Com base em Análises Ar-Ar em muscovita, a autora determinou as seguintes idades: veios mineralizados (611,7 ± 2 a 608,8 ± 2 Ma); veios transicionais (612,9 ± 2 a 608,8 ± 2 Ma); veios estéreis (608,4 ± 2 Ma).

A pesquisadora identifica a cristalização dos veios mineralizados em quatro fases, representadas pelas paragêneses:

- Primeiro estágio: quartzo 1 e fluorita;
- Segundo estágio - dividido em estágio 2a e 2b:
- Estágio 2a: quartzo 2 + pirita 2a + calcopirita de ouro ± aikinita ± fluorita ± esfalerita + moscovita;
- Estágio 2b: quartzo 2 + pirita 2b + ouro + calcopirita + aikinita + ankerita ± esfalerita ± fluorita ± moscovita;
- Terceiro estágio: quartzo 3 + ankerita + calcita + molibdenita + aikinita + moscovita + fluorita.

A (Figura 3) ilustra uma tabela que descreve as paragêneses classificadas por fases, conforme proposto por Dressel (2018), detalhando os estágios de cristalização dos minerais, assim como a principal fase mineralizada em ouro, identificada principalmente na fase 2b.

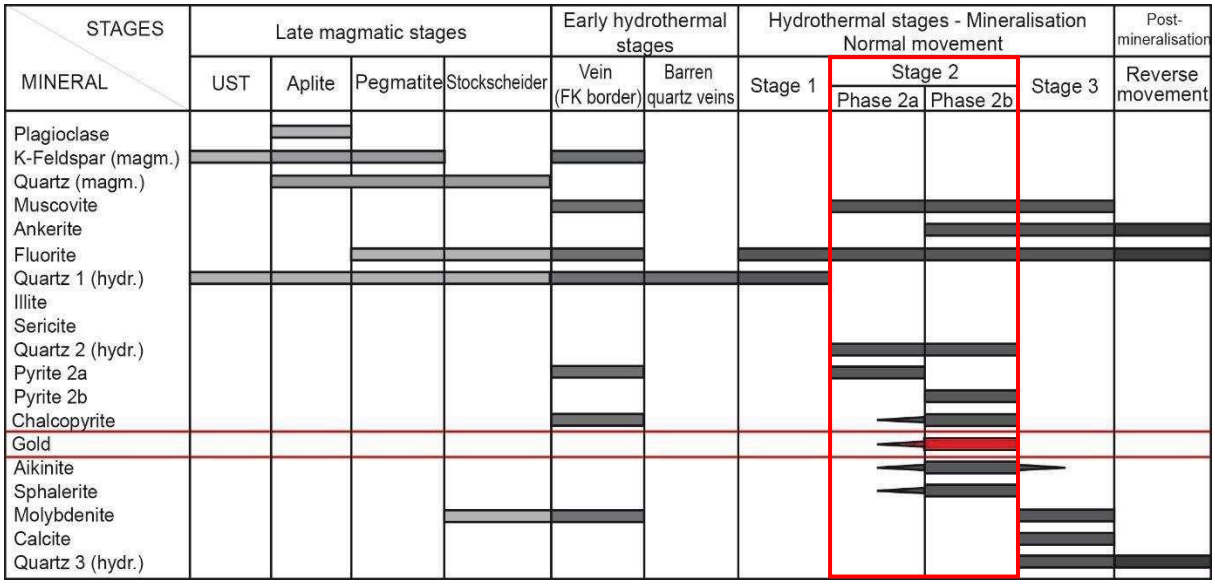


Figura 3: Classificação de minerais de acordo com estágios distintos associados a momentos tardi-magmáticos. Em vermelho são destacadas as fases 2a e 2b (Dressel, 2018)

Para Dressel (2018), a evolução do fluido mineralizador está relacionada à canalização de um fluido magmático dentro do granito em sistemas de falhas com geometria do tipo *pull-apart*. Esse processo resultou no desenvolvimento de zonas de alteração características de sistemas do tipo *intrusion-related gold system (IRGS)*, nos quais a mineralização encontra-se alojada no próprio stock granítico. Isso indica um modelo do tipo *granite-hosted* para o Granito Passa Três.

4. CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS E COMPOSICIONAIS DOS MINERAIS DE QUARTZO E PIRITA

4.1. PIRITA

A pirita, cuja fórmula ideal é FeS_2, destaca-se como o sulfeto mais abundante na rocha em análise. Suas principais características ópticas compreendem uma clivagem (001) de fraca intensidade, isotropia à luz refletida com um sistema de cristalização cúbico e uma tonalidade amarelada (Craig e Vaughan, 1990; Deer *et al*., 1992).

A estrutura cristalina da pirita (Figura 4) é caracterizada pela relação em que cada par de enxofre estabelece interações com três átomos de ferro, formando ligações ao longo dos eixos ternários. Além disso, cada átomo de ferro encontra-se envolto por seis átomos de enxofre. A pirita, em sua manifestação típica, apresenta

um brilho metálico característico e uma coloração amarelada pálida, sendo popularmente conhecida como "ouro de tolo".

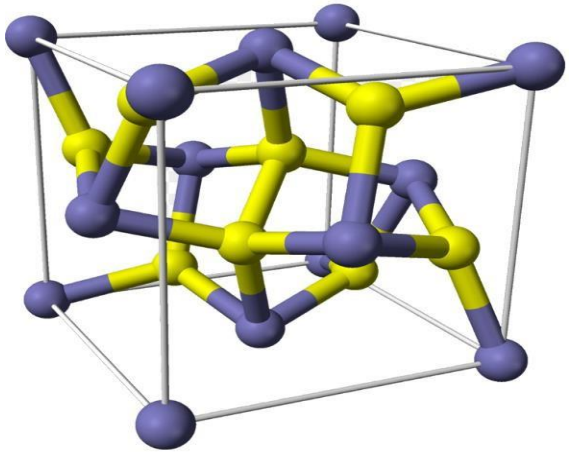


Figura 4: Estrutura cristalina da pirita. Tilley (2014)

4.2. **QUARTZO**

O quartzo tem estrutura cristalina trigonal composta por tetraedros de sílica (dióxido de silício, SiO_2), com cada átomo de oxigênio compartilhado entre dois tetraedros (Figura 5). É um dos minerais mais abundantes da crosta terrestre, cerca de 12% da sua composição, sendo constituinte fundamental de rochas magmáticas, sedimentares e metamórficas (Guzzo, 2004)

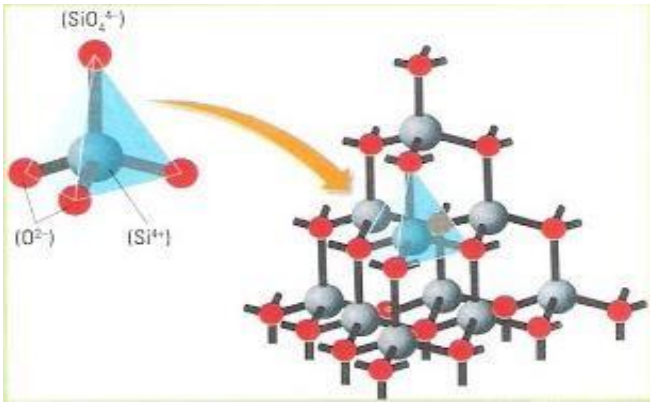


Figura 5: Estrutura cristalina do quartzo. Tilley (2014)

O quartzo tem grande relevância na geologia e mineralogia devido ao seu comportamento a pressões e temperaturas elevadas, sendo este imprescindível para a compreensão dos mecanismos de deformação plástica da crosta terrestre (Santos, 2013).

O quartzo – α, polimorfo estável em condições superficiais, tem sua estrutura básica formada por grupos $(SiO_4)^{4-}$ onde o átomo de silício está no centro do tetraedro formado pelos oxigênios nos vértices (Deer *et al.*, 2010). Esses tetraedros se repetem em eixos helicoidais trigonais e hexagonais que se repetem regularmente (Deer *et al.,* 2010). A direção de rotação desses eixos caracteriza a diferenciação entre os cristais de quartzo dextrógiros e levógiros. Existem diversas formas cristalográficas que compõem os cristais de quartzo, as formas mais comuns são apresentadas no (Quadro 1).

Quadro 1: - Principais formas cristalográficas do quartzo, com seu respectivo índice de miller e nomenclatura.

Forma	Índice de Miller	Nomenclatura
Pinacoide basal	{0001}	c
Prismas hexagonais	{01-10}	m
	{11-20}	a
Romboedro primário positivo	{10-11}	r
Romboedro primário negativo	{01-11}	z
Romboedro secundário positivo	{10-12}	π
Romboedro secundário negativo	{01-12}	π'

A geminação do tipo *Dauphiné*, representada pela rotação de 60° de um dos cristais em torno do eixo <c>, é estritamente penetrativa. Essa geminação pode ser gerada pela transformação entre quartzo α e β ou mecanicamente durante a deformação, associando-se, neste último caso, à ativação de sistemas específicos de deslizamento (Tullis e Tullis, 1972; Menegon *et al.,* 2011).

A geminação do tipo Japão, por sua vez, é caracterizada pela rotação em torno de aproximadamente 84° do eixo <c>, juntamente com o paralelismo dos planos {m} dos cristais individuais.

Por último, a geminação do tipo Brasil é essencialmente penetrativa, envolvendo a combinação de cristais destrógiros e sinistrógiros em um único cristal

(Gault, 1949); (Quadro 2).

Quadro 2- Resumo das características das leis de geminação do quartzo descritas por Gault (1949).

Geminação	Eixo de geminação	Plano de geminação	Plano de composição	Tipo
Dauphiné	[0001]	-	{10-10}	Penetrativa
Brasil	-	{11-20}	{11-20}	Penetrativa / Contato
Japão	-	{11-22}	{11-22}	Contato

4.3. **DEFORMAÇÃO EM QUARTZO**

Em microescala, os cristais experimentam tanto mecanismos de deformação rúptil quanto dúctil. A deformação rúptil envolve fraturamento abrupto das estruturas cristalinas, enquanto os mecanismos no regime plástico são mais lentos, sendo influenciados por fatores como mineralogia, composição do fluido intergranular, tamanho de grão, porosidade e permeabilidade, conforme ressaltado por Passchier e Trouw (2005). A influência de fatores externos, como pressão, disponibilidade de fluidos, reologia dos minerais e taxa de deformação, é crucial na microescala, sendo a temperatura o fator mais significativo, com maior temperatura favorecendo mecanismos dúcteis (Fossen, 2010).

Os mecanismos de deformação rúptil incluem fraturamento e deslizamento friccional, resultando em fluxo particulado ou fluxo granular. A combinação desses mecanismos conduz à cataclase, com a formação de estruturas de redução do tamanho de grãos. Por outro lado, os mecanismos de deformação dúctil não causam ruptura da estrutura cristalina, dando origem a estruturas de deformação plástica em todas as escalas, como dobras, zonas de cisalhamento plástico e estruturas relacionadas a processos de fluência de deslocamentos e difusão (Passchier e Trouw, 2005) (Figura 6).

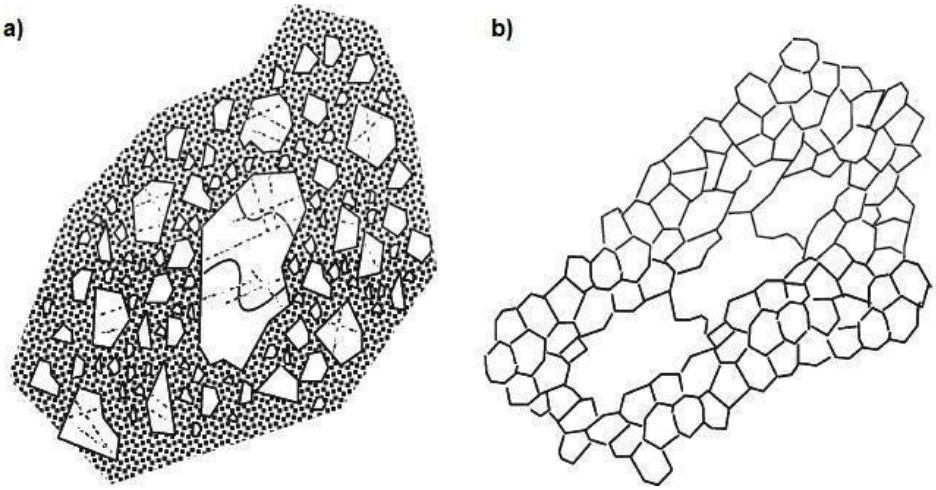


Figura 6: Trama em processos de a) fluxo catalástico e b) recristalização. Passchier e Trouw (2005)

Os mecanismos de deformação no quartzo são predominantemente influenciados pela temperatura, grau de deformação, tensão diferencial e presença de água estrutural e intersticial, conforme destacado por Passchier e Trouw (2005). A temperaturas inferiores a 300°C, os mecanismos dominantes envolvem fraturamento rúptil e dissolução por pressão, resultando em extinções ondulantes, *kink bands* e microfraturamento dos cristais. Em temperaturas entre 300°C e 400°C, a deformação incorpora contribuições significativas do deslizamento de deslocações (*dislocation glide*) e fluência de deslocações (*dislocation creep*), especialmente no sistema de deslizamento basal (c)<a>, com recristalização ocorrendo por *bulging*, conforme proposto por Stipp *et al.,* (2002).

A recristalização dinâmica no quartzo (Figura 7), varia entre 280°C e 700°C, envolve processos como *bulging recrystallization* (BLG), *subgrain rotation recrystallization* (SGR) e *grain boundary migration* (GBM), resultando em mudanças no tamanho médio dos grãos. Passchier e Trouw (2005) descrevem que, em condições específicas de temperatura, a migração de limites de grãos assume um papel dominante como mecanismo de recristalização. Sistemas de deslizamento prismático e romboédrico são ativados, com o sistema de deslizamento prismático {m}<c> ocorrendo apenas em temperaturas superiores a 700°C, segundo Baëta e Ashbee (1969), ou possivelmente acima de 650°C em condições de alta tensão e teor de água, conforme mencionado por Mainprice et al. (1986).

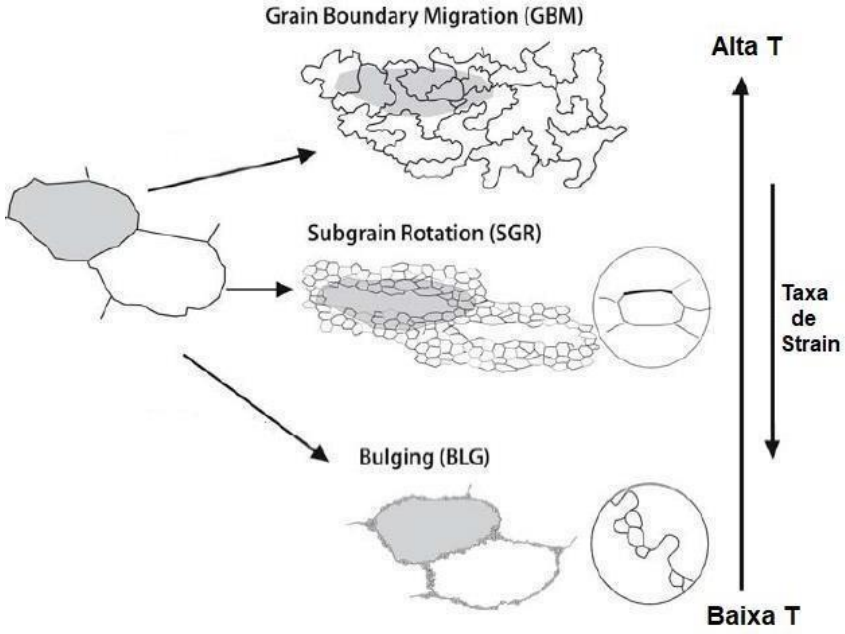


Figura 7: Tipos de microestruturas de acordo com os mecanismos de recristalização. Passchier e Trouw (2005)

5. MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa seguiu a seguinte estrutura, conforme apresenta-se abaixo em um fluxograma em que resume as etapas executadas para elaboração deste trabalho (Figura 8).

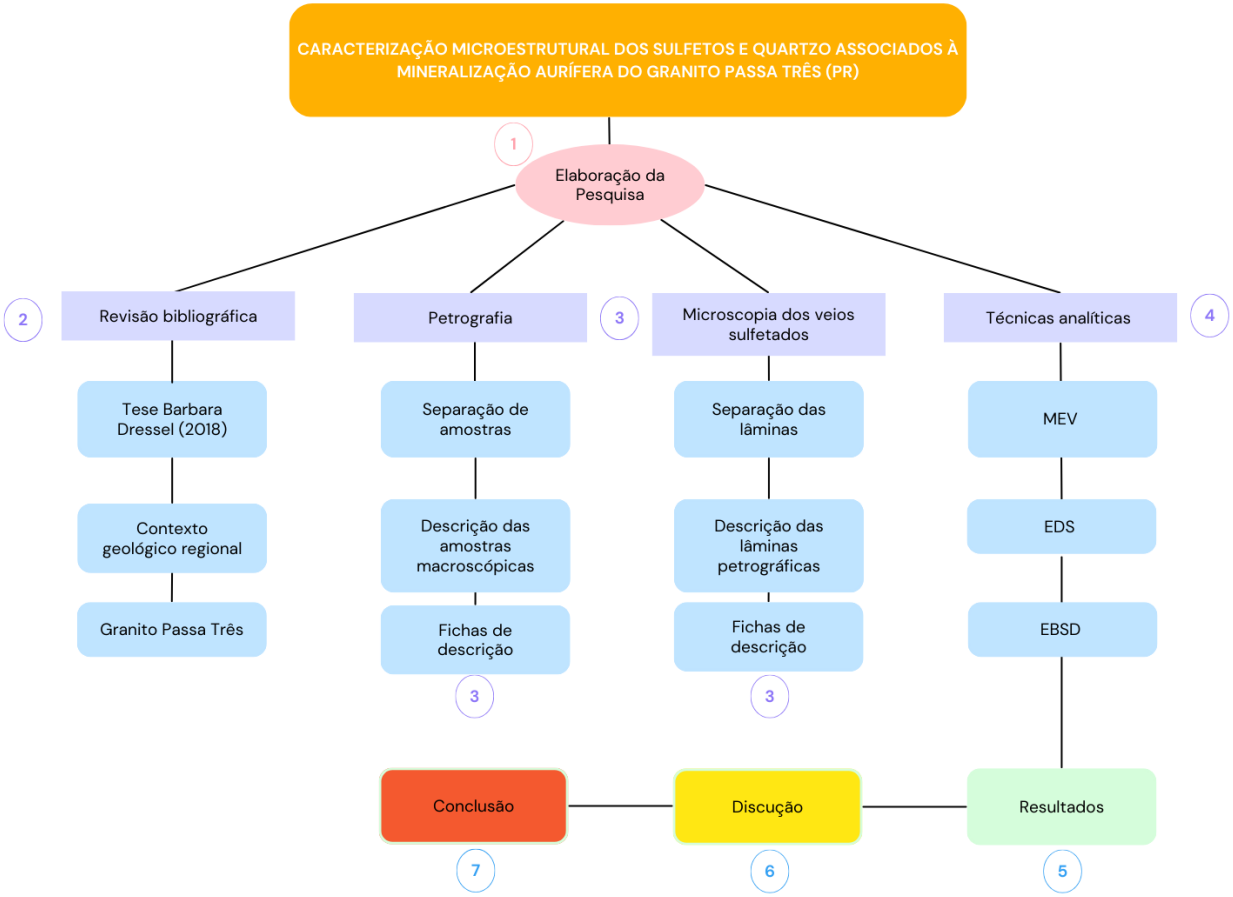


Figura 8: Fluxograma das etapas desta pesquisa

5.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Inicialmente, foi realizada uma ampla pesquisa de dados pré-existentes na literatura a respeito do Granito Passa Três, tendo como base principal o trabalho de Dressel (2018). Posteriormente, realizou-se um estudo detalhado sobre a geologia regional no qual a área de estudos está inserida bem como o entendimento das rochas circundantes e suas adjacências. Cujo acervo é constituído de artigos, livros, teses e dissertações.

5.2. **PETROGRAFIA**

Esta etapa consistiu na descrição petrográfica das amostras de mão selecionadas, visando analisar as características estruturais e mineralógicas dos veios mineralizados, da rocha encaixante, da alteração hidrotermal e das diferentes fácies do GPT.

O estudo prosseguiu com análises microestruturais e mineralógicas de lâminas petrográficas delgadas e polidas disponibilizadas do acervo do Departamento de Geologia da UFPR (DGEOL). Para essa finalidade, foram selecionadas 09 lâminas que melhor se adequassem ao escopo do estudo, não havendo a correspondência direta das lâminas com as amostras de mão.

Para a classificação granulométrica dos minerais, tanto em lâmina quanto em amostra de mão, adotou-se a metodologia proposta por Costa (2013). Esta metodologia categoriza os minerais em cinco classes distintas com base no tamanho dos cristais:

- Cristais Muito Finos: < 0,1 mm.
- Cristais Finos: > 0,1 mm e < 1,0 mm.
- Cristais Médios: > 1,0 mm e < 5,0 mm.
- Cristais Grossos: > 5,0 mm e < 3,0 cm.
- Cristais Muito Grossos: > 3,0 cm.

As análises foram conduzidas utilizando microscópios ópticos disponível no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) do DGEOL. Sendo empregado dois modelos distintos, o primeiro equipamento da marca Olympus, modelo BX-51, e, devido à necessidade de luz refletida para a análise dos sulfetos, utilizou-se o equipamento da marca Leica, modelo DM 2500 P.

Nesta parte da pesquisa caracterizou-se as associações minerais, as microestruturas e as texturas e, posteriormente foram feitos registros fotográficos e a seleção de áreas para a análise no MEV-EBSD

5.3. **PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS**

As lâminas utilizadas foram embutidas em resina epóxi para as análises por Microscopia Eletrônica de Varredura com Espectroscopia de Energia Dispersiva (MEV-EDS) e Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD). Além disso, foi necessário metalizar as lâminas com (C) para garantir a condução da corrente elétrica durante as análises. Para assegurar condições analíticas ideais, as lâminas foram submetidas ao processo de polimento na politriz de baixa rotação MiniMet™ 1000 (Buehler) (Figura 9).

Figura 9: Politriz de baixa rotação MiniMet™ 1000 (Buehler), usada para polimento das amostras analisada em MEV-EDS-EBSD.

5.4. **MICROSCÓPIO ELETRONICO DE VARREDURA (MEV) COM DETECTOR DE ENERGIA DISPERSIVA (EDS)**

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) produz imagens ao focalizar um feixe de elétrons sobre a amostra, atingindo pontualmente sua superfície. A refração da luz ocorre quando ela passa de um meio para outro com diferentes índices de refração, resultando no espalhamento ou dispersão dos elétrons. Esses elétrons são então coletados por detectores e convertidos em um sinal de vídeo, exibindo imagens em três dimensões. Isso permite a análise detalhada da morfologia e estrutura dos minerais (Dedavid et al., 2007) (Figura 10).

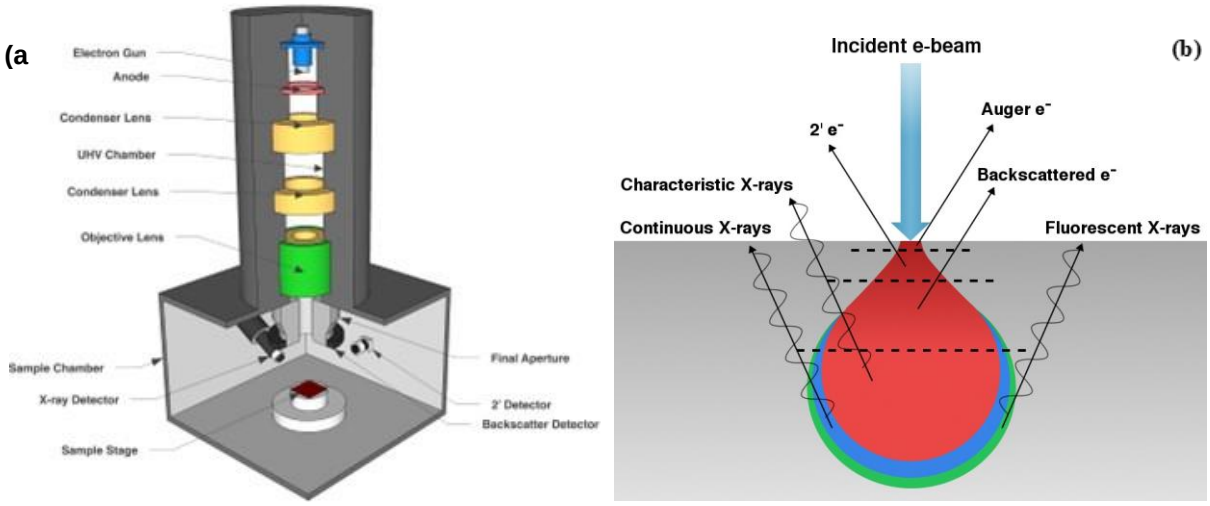


Figura 10: (a) Desenho esquemático de um microscópio eletrônico de varredura; (b) Desenho esquemático do volume de interação elétrons-amostra, considerando os diferentes tipos de sinais gerados. Whiteside *et al.* (2016).

Além disso, a capacidade da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) pode ser expandida com a incorporação de novos detectores, como o detector de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) ou detectores de Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS), que analisam a energia dos raios-X resultante da interação entre o feixe de elétrons e a amostra. Esses detectores fornecem informações detalhadas sobre a composição química dos minerais estudados (Reed, 1996).

5.5. **DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETRO- ESPALHADOS (EBSD)**

A técnica de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) acoplado ao MEV opera adquirindo e analisando os Padrões de Kikuchi, que são características do retículo cristalino do material. Isso ocorre quando a amostra é posicionada com um ângulo de 70 graus em relação ao eixo X do microscópio, resultando na máxima difração do feixe nos planos cristalográficos.

Essa técnica envolve a emissão de elétrons da fonte virtual com o ângulo adequado, resultando na difração desses elétrons nos planos cristalográficos e na formação dos chamados cones de Kossel. Quando esses elétrons atingem a tela de fósforo, geram uma característica visual conhecida como banda de Kikuchi (Morales *et al*., 2007). O que permite obter informações cristalográficas detalhadas do material, incluindo o tamanho e a orientação dos grãos, bem como a identificação de múltiplas fases presentes em uma amostra (Randle, 1992) (Figura 11).

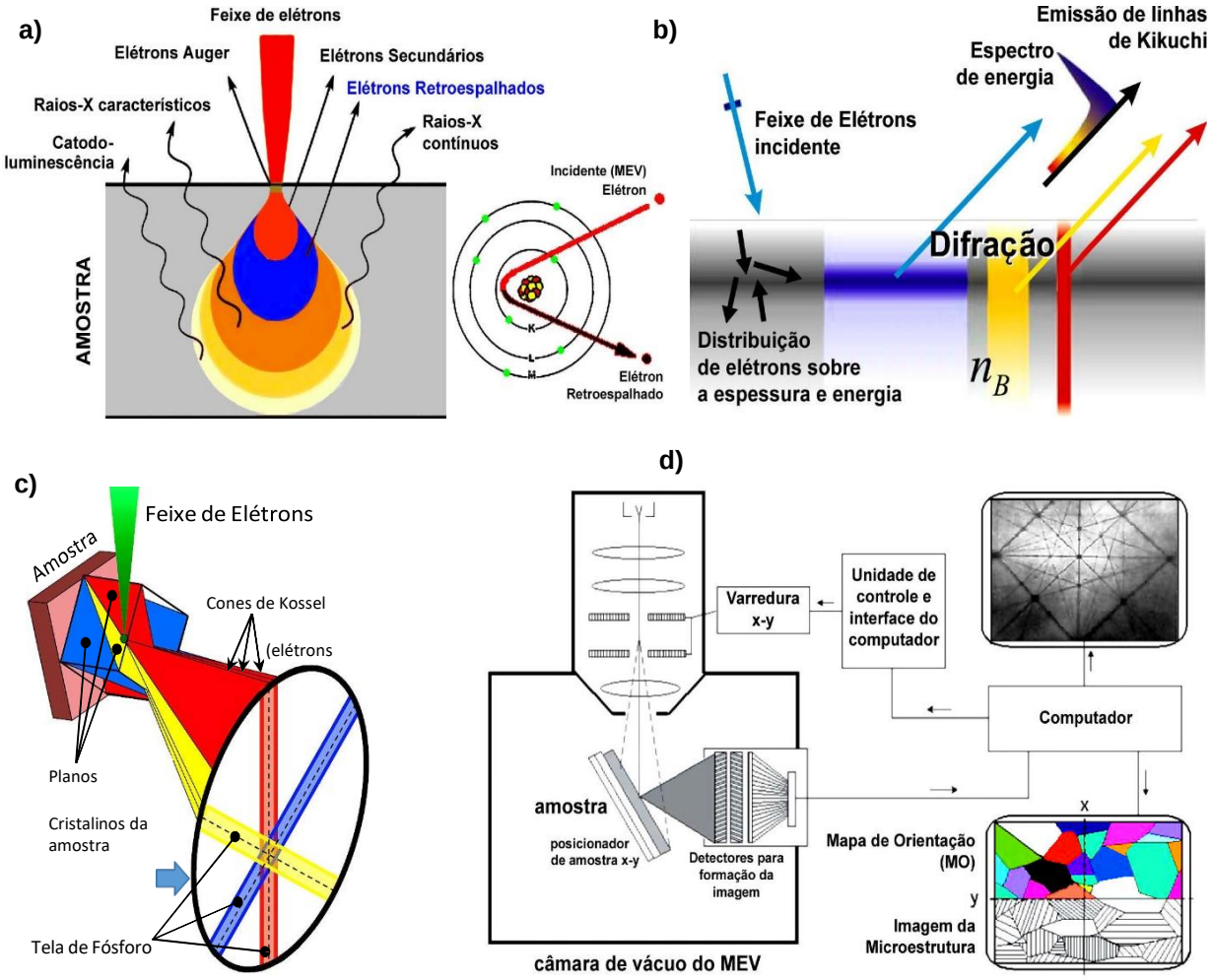


Figura 11: (a) Tipos de energias emitidas pela interação de um feixe de elétrons com uma amostra e desvio atômico de um elétron oriundo do MEV, gerando um elétron retroespalhados; (b) faixa de espessuras de maior intensidade de elétrons retroespalhados na amostra para a geração dos cones de Kossel; c) registro das linhas de Kikuchi pela interseção dos cones de Kossel com uma tela de fósforo, conforme os planos atômicos presentes na amostra e d) visão geral de um sistema para visualização da textura cristalográfica e dos grãos via MEV. Morais *et al.* (2020).

5.6. **PARAMETROS ANÁLITICOS**

As análises foram realizadas com uso de microscópio eletrônico de varredura de marca QUANTA modelo 450 FEG-FEI equipado com módulo para EBSD e EDS. com a Câmera *DigiView* IV (Figura 12). A aquisição e análise dos dados foram realizadas com uso dos *softwares AZtecCrystal*, instalado no Centro de Microscopia Eletrônica (CME), da Universidade Federal do Paraná (UFPR). As amostras foram fixadas na câmara a uma inclinação de 70º graus, com uma distância de trabalho de 20 mm. A tensão de aceleração do feixe foi de 20 Kv, com *step size* de 2 µm e 4 µm.

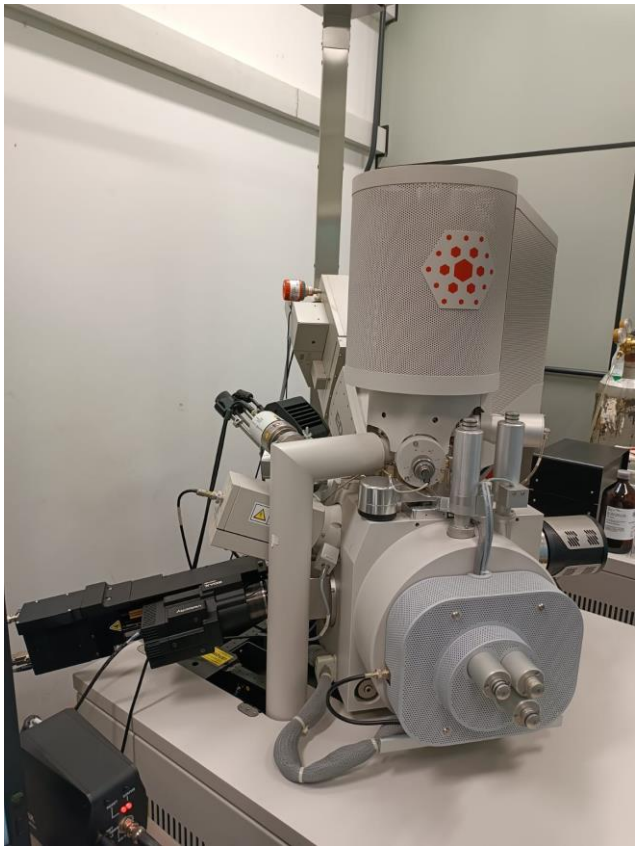


Figura 12: Microscópio eletrônico de varredura Quanta 450 FEG – FEI, com detector EDS e EBDS acoplados, usado para aquisição dos dados desta pesquisa

6. RESULTADOS

6.1. PETROGRAFIA (DESCRIÇÃO MACRO E MICROSCÓPICA DAS AMOSTRAS E ESTUDO DOS SULFETOS)

Com base na análise petrográfica, este estudo classificou as amostras em termos de sua composição mineral e arranjo mineralógico, com o objetivo de investigar e compreender a composição do granito e as características dos veios relacionados à fase hidrotermal do Granito Passa Três. Na análise e categorização das rochas graníticas, empregou-se uma abordagem baseada no diagrama QAPF, permitindo uma caracterização modal da composição dos litotipos analisados (Streckeisen,1967).

6.1.1. Granito Avermelhado (GEM e GEF)

Para descrição dos minerais, texturas e estruturas das fácies GEM e GEF do GPT, foram utilizadas as amostras listadas na (Quadro 3).

Quadro 3 - Identificação das amostras selecionadas para análise macroscópica, juntamente com a determinação da mineralogia predominante. Abreviações: Qtz (quartzo); Py (pirita); Fl (fluorita); FK (feldspato potássico); Anf (anfibólio); Px (piroxênio); Cl (clorita).

Amostras	Caracterização da rocha	Mineralogia
F1041-B	Granito avermelhado	FK + Qtz + Pl + Fl + Cl.
F1041-C	Granito avermelhado + Sulfeto disseminado	FK + Qtz + Py
F1041-D	Granito avermelhado + veios e venulas selfetadas	FK + Py + Qtz + Cl
F0402	Granito avermelhado + veios e venulas sulfetadas	FK + Qtz + Cl + Anf + Px
BD-76-B	Granito avermelhado	FK + Qtz + Pl + Anf + Px

De acordo com a classificação do diagrama QAPF (Figura 13), essas amostras pertencem a categoria dos granitos alcalinos, sendo definido como álcali-feldspato granito.

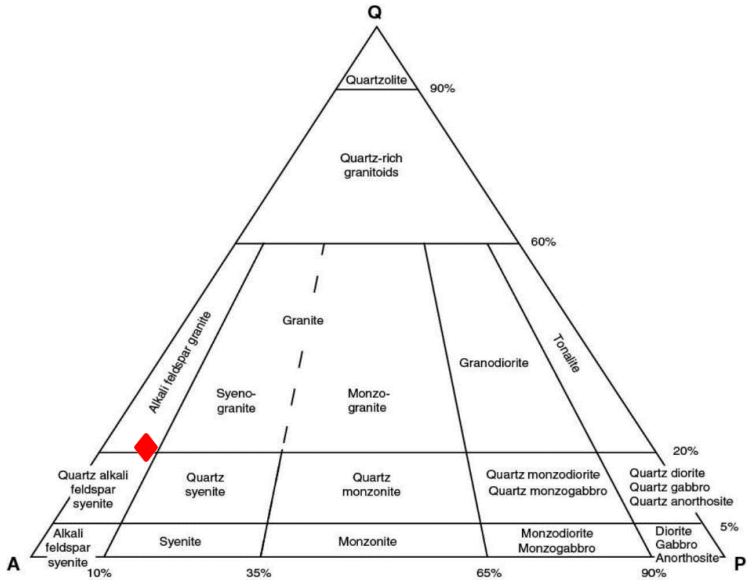


Figura 13: Diagrama QAPF, as porcentagens de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio plotados. O losango vermelho define a composição das amostras avaliadas nesta pesquisa.

Apresentam uma coloração avermelhada. No que diz respeito a textura e a estrutura, essas rochas variam de fanerítica inequigranular fina a média a equigranular fina. Em geral, sua composição mineralógica é definida por feldspato potássico (70%), quartzo (20%), plagioclásio (5%), e, subordinadamente pela presença de sulfetos (pirita), fluorita, sericita, clorita e minerais máficos (anfibólio e piroxênio) (5%). Algumas das amostras analisadas (amostras F0402 e F1041-D) evidenciam a presença significativa de microvênulas que cortam o granito, preenchidas por quartzo, sericita, clorita, além de pirita de granulação muito fina e disseminada em menores proporções (Figura 14).

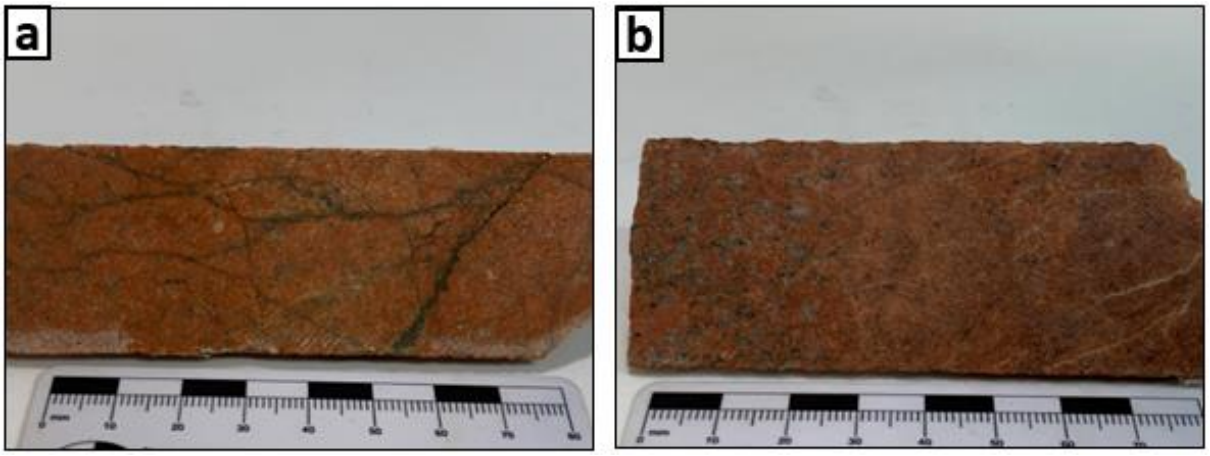


Figura 14: Aspectos macroscópicos das amostras do Granito GEM e GEF. (a) Notar a presença de vênulas cortando a amostra F0402 (b) Amostra BD-76B

6.1.2. **Granito Branco (GEB)**

Para a análise dos minerais, texturas e estruturas da fácies GEB, foi utilizada a amostra mencionada na (Quadro 4).

Quadro 4 - Identificação da amostra selecionada para análise macroscópica, juntamente com a determinação da mineralogia predominante. Abreviações: Qtz (quartzo); Pl (plagioclásio); FK (feldspato potássico); Anf (anfibólio); Px (piroxênio).

Amostras	Caracterização da rocha	Mineralogia
BD-T-02	Granito Branco	Pl + Qtz + FK + Anf + Px

De acordo com a classificação do diagrama QAPF, essa amostra pertence à categoria dos monzogranitos (Figura 15)

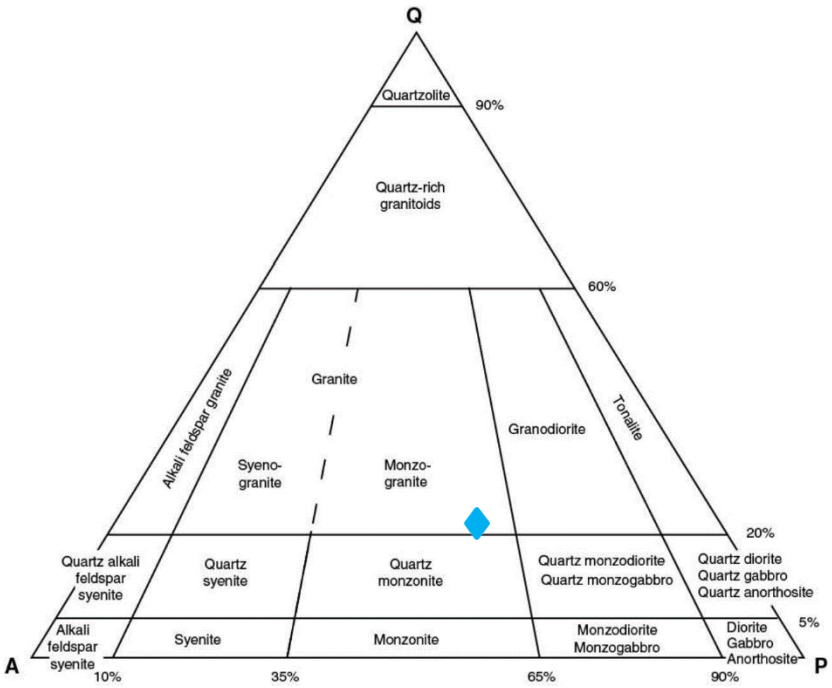


Figura 15: Diagrama QAPF, as porcentagens de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio plotados. O losango azul define a composição da amostra avaliada nesta pesquisa.

Apresentam uma tonalidade predominantemente esbranquiçada. Em relação à textura, a rocha é equigranular média a grossa. Em termos gerais, sua composição mineralógica é dominada por plagioclásio (45%), feldspato alcalino (30%), quartzo (20%) e com a presença de minerais máficos (anfibólio e piroxênio) em menores proporções (5%). O hábito dos cristais varia de anédrico a subédrico. A rocha exibe uma estrutura essencialmente maciça (Figura 16).

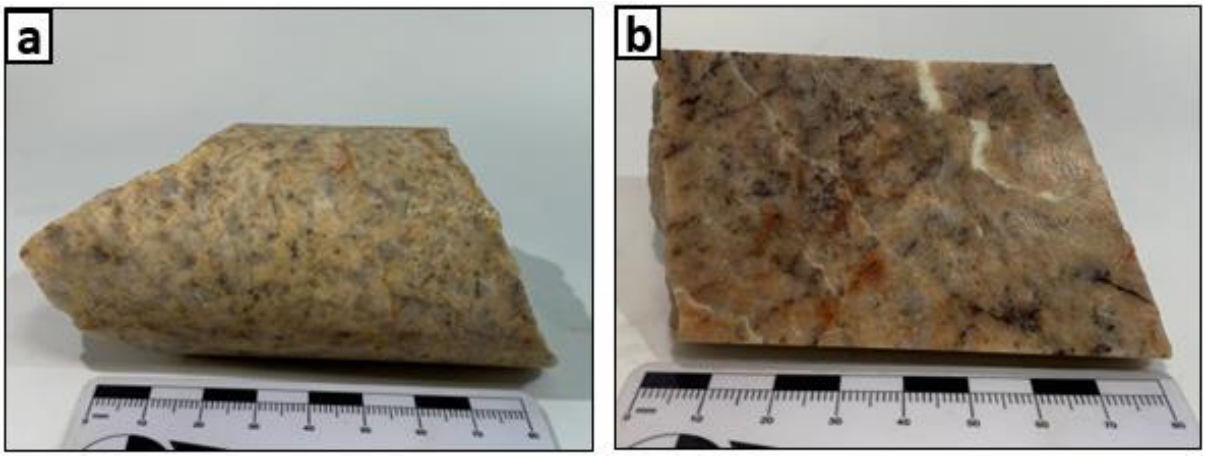


Figura 16: Aspectos macroscópicos da amostra do Granito GEB. (a-b) Amostra BD-T-02.

6.1.3. **Veios De Quartzo**

As amostras mencionadas na (Quadro 5) foram empregadas para realizar análise detalhada dos minerais, texturas e estruturas presentes nos veios de quartzo.

Quadro 5 - Identificação da amostra selecionada para análise macroscópica, juntamente com a determinação da mineralogia predominante. Abreviações: Qtz (quartzo); Py (pirita); Ccpy (calcopirita); Fl (fluorita); Cbto (carbonato); Pl (plagioclásio); Msc (muscovita).

Amostras	Caracterização da rocha	Mineralogia
BD-76-C	Veio de quartzo + Granito avermelhado	Qtz + Py + FK + Pl + Anf + Px
BD-41-J	Veio de quartzo + Granito avermelhado	Qtz + Py + Fl+ FK
BD-114	Veio de quartzo sulfetado	Qtz + Fl + Py + Ccpy
BD-26-A	Veio de quartzo sulfetado	Qtzo + Py + Ccpy + Esf + Fl
BD-97-C	Veio de quartzo sulfetado	Qtz + Py + Msc + Fl
BD-31-B	Veio de quartzo	Qtz + Cbto + Msc

As amostras de veios de quartzo apresentam características variadas. A predominância é de quartzo leitoso, com variações na granulação. Os sulfetos, principalmente a pirita (FeS_2) e a calcopirita ($CuFeS_2$), são os sulfetos predominantes e ocorrem em cristais de granulação variável, tanto de modo disseminado quanto em

forma maciça nas amostras. A pirita apresenta hábito que varia de anédrico a euédrico cúbico, enquanto a calcopirita não assume hábito cristalino euédrico. Esses sulfetos são frequentemente associados a outros minerais, como carbonato, sericita, fluorita e muscovita, que estão presentes em proporções menores. Quando visualizado, nota-se que a transição do granito para o veio de quartzo é marcada de forma abrupta em sua grande maioria (Figura 17).

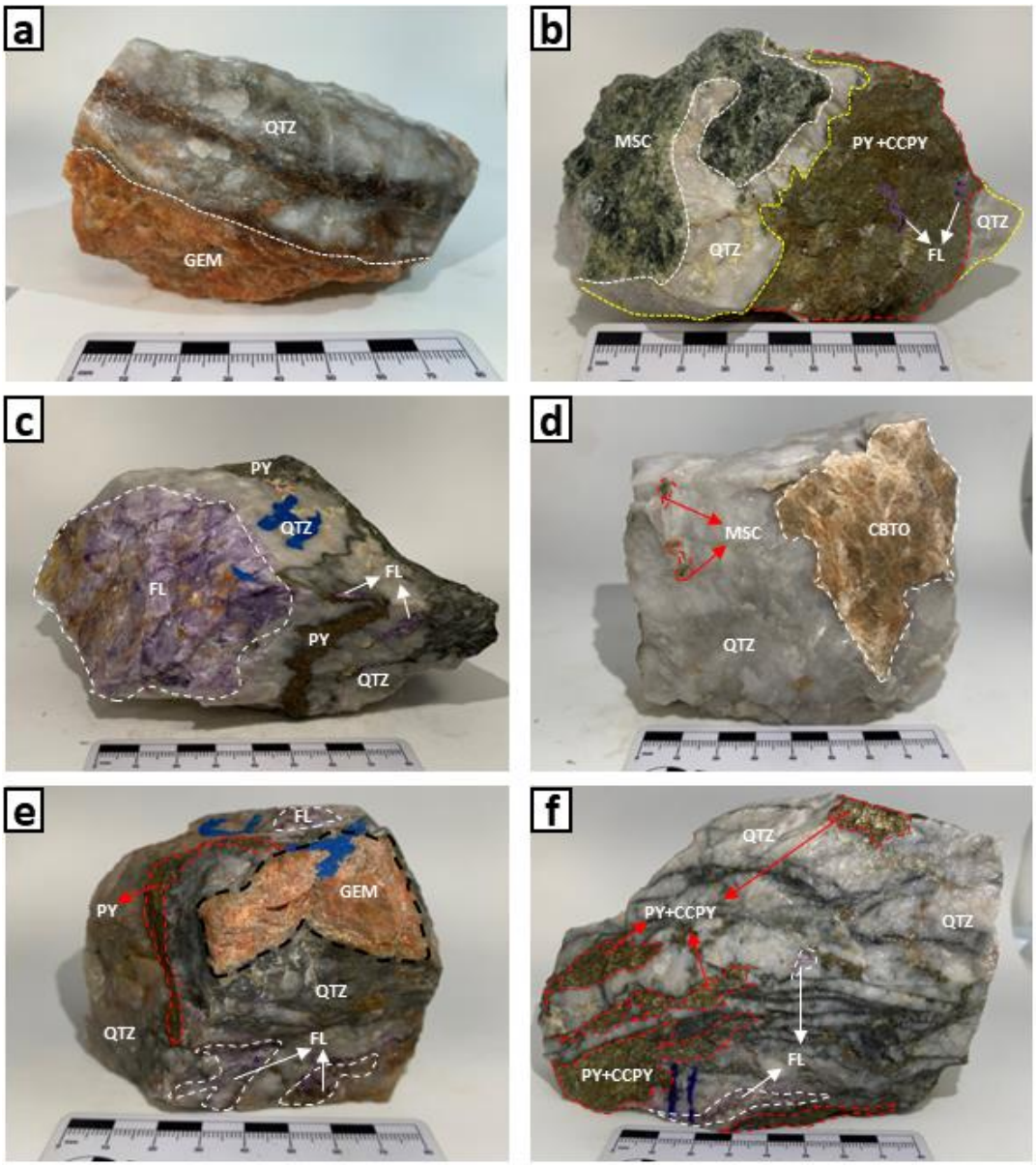


Figura 17: Apresenta diferentes amostras de mão, cada uma destacando características distintas dos veios de quartzo mineralizados. (a) contato abrupto entre o veio de quartzo e o granito avermelhado (Amostra BD-76-C). (b) presença de muscovita, quartzo leitoso, sulfetos maciços e fluorita (Amostra BD-97-C). (c) veio de quartzo com fluorita e disseminação de pirita e calcopirita (Amostra BD-114). (d) veio de quartzo leitoso com bolsões de carbonato e muscovita disseminada (Amostra BD-41-J). (e) veio de quartzo leitoso a fumê em contato com o granito avermelhado, apresentando também sulfetos disseminados e fluorita (Amostra BD-31-B). (f) veio de quartzo leitoso com vênulas de pirita, calcopirita, fluorita e sulfetos dispersos (Amostra BD-26-A). As abreviações incluem Qtz (quartzo); Py (pirita); Ccpy (calcopirita); Fl (fluorita); Cbto (carbonato); Msc (muscovita) e GEM (granito equigranular médio).

6.2. **CARACTERIZAÇÃO MICROSCÓPICA DOS VEIOS DE QUARTZO SULFETADOS**

Será feito um breve detalhamento dos minerais que compreendem os veios de quartzo e formas de ocorrências junto aos sulfetos. Entretanto, direcionaremos nossa atenção para a análise das características texturais dos sulfetos predominantes, especialmente a pirita. Para isso, foram utilizadas as lâminas listadas na (Quadro 6).

Quadro 6 - Identificação das lâminas selecionada para análise microscópica de luz transmitida e refletida e amostra selecionada para a análise de de MEV-EDS-EBSD.

Amostras	Caracterização da Rocha	Microscopia em Luz Refletida/Transmitida	MEV-EDS	MEV - EBSD
BD-86-B	Veio de quartzo sulfetado	X		X
BD-76-E	Veio de quartzo sulfetado	X		
BD-41-H	Veio de quartzo sulfetado	X		
BD-41-G-1	Veio de quartzo sulfetado	X	X	
BD-41-F	Veio de quartzo sulfetado	X		
BD-26-B	Veio de quartzo sulfetado	X		
BD-26-A	Veio de quartzo sulfetado	X		X
BD-19-A	Veio de quartzo sulfetado	X		
BD-41-L	Veio de quartzo sulfetado	X		

De forma geral, as lâminas analisadas são essencialmente constituídas por quartzo (45-65%), sulfetos, principalmente pirita e calcopirita (20-40%), muscovita (5-15%), Fluorita (5-15%), sericita (2-10%), carbonato (2-10%).

6.2.1. **Quartzo**

O quartzo se manifesta de duas formas diferentes, a primeira denominada (Q1) apresenta cristais muito grossos a grossos, com forma subédrica a anédrica, límpidos, porém notam-se em alguns cristais com turbidez moderada, estes exibindo contatos geralmente retilíneos, lobados e por vezes serrilhados. Esses cristais em sua maioria se apresentam moderadamente fraturados. As fraturas observadas estão

frequentemente preenchidas, seja por sulfetos de granulação muito fina a média e hábito anédrico a subédrico, muscovita de granulação muito fina a média e hábito anédrico, carbonato de granulação muito fina a média e hábito anédrico a subédrico, fluorita de granulação muito fina a média e hábito anédrico. Além de raramente ouro em estado livre. Os cristais de quartzo mostram extinção ondulante forte a moderada, com lamelas de deformação moderada a bem desenvolvidas, *bulging*, formação de subgrãos e novos grãos, especialmente próximos a grandes massas sulfetadas (Figura 18).

Por outro lado, a segunda forma de ocorrência do dos cristais de quartzo (Q2) apresenta granulação muito fina a média e estão associados principalmente aos sulfetos de granulação média a grossa. Nessas situações, os grãos de quartzo parecem estar cominuídos entre os sulfetos, gerando, em alguns casos, pequenas áreas de cataclase. Caracterizam-se por contornos predominantemente retilíneos e extinção ondulante forte a moderada, frequentemente associado a sericita e carbonatos de granulação muito fina, além de fluorita de granulação fina a média (Figura 18)

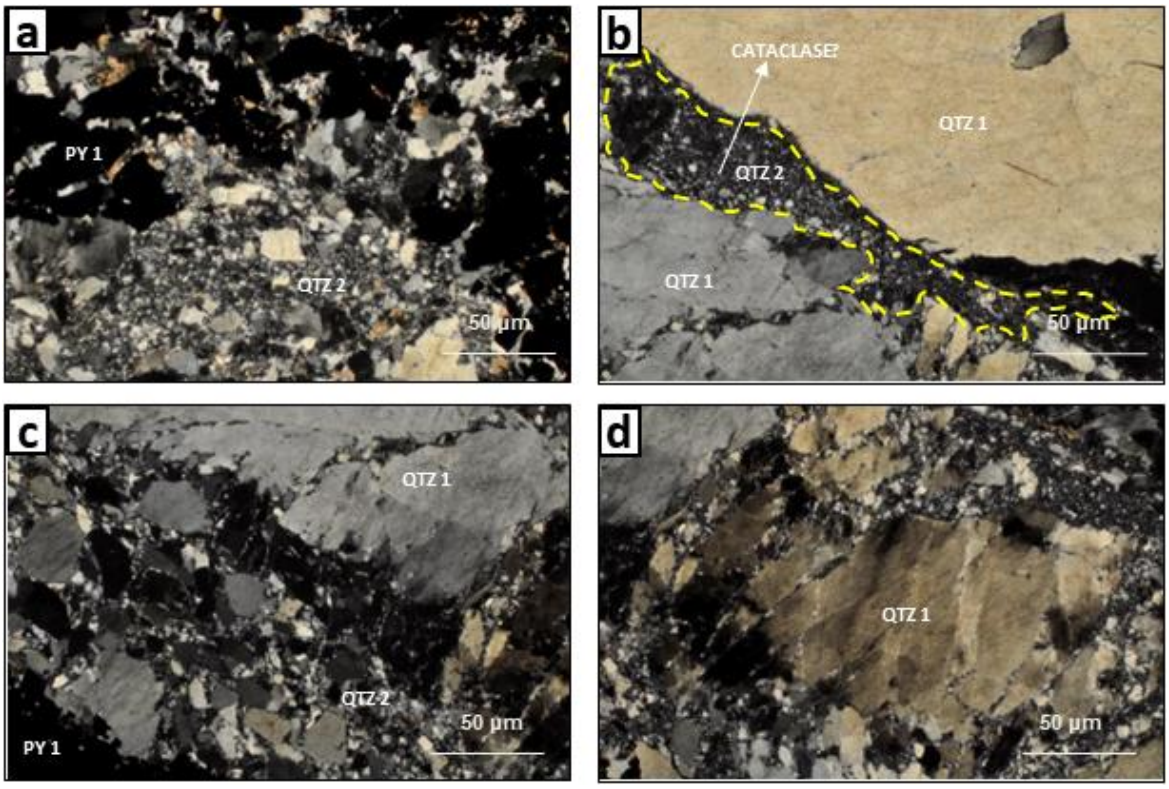


Figura 18: (a) Quartzo subédrico de granulação variando de fina a grossa, com extinção ondulante e fraturado, acompanhado por sulfeto (pirita) subédricos de granulação fina a grossa, levemente fraturados; (b) Cristais de quartzo subédrico de granulação muito grossa a grossa, com quartzo subédrico de granulação muito fina a fina no

centro (zona cataclástica? delimitado pelo tracejado amarelo); (c) Quartzo subédrico de granulação grossa a fina, exibindo moderada extinção ondulante e lamelas de deformação; há também cristais de sulfetos (pirita) subédricos de granulação fina a média; (d) Quartzo de granulação grossa mostrando fraturamento pronunciado, com extinção ondulante forte e lamelas de deformação. Abreviações: Qtz (quartzo); Py (pirita); Ccp (calcopirita). Fotomicrografia em polarizadores cruzados em magnificação de 4x.

6.2.2. **Fluorita**

No que diz respeito à fluorita, são identificadas duas formas distintas: a primeira se caracteriza por cristais de granulação média a grossa, geralmente anédricos a euédrico (prismáticos a fibrosos) com limpidez moderada e variando em tons de violeta pálido a médio. Estes cristais estão associados aos cristais de quartzo e sulfetos, sendo comum a formação de “franjas” bordejando o entorno desses cristais, apresentando contatos predominantemente retilíneos ou curvos. (Figura 19a).

A segunda manifestação de fluorita, é de granulação muito fina a média, está presente em fraturas nos cristais de quartzo e sulfetos, por vezes engolfadas nos meios destes minerais, aparecendo tanto em sulfetos de granulação média a grossa quanto em porções de granulação fina. Os contatos com esses minerais são preferencialmente retilíneos ou curvos. Em ambas as formas, estão frequentemente associados a carbonatos, sericita e muscovita de granulação muito fina a média, com frequência, é possível observar características triangulares que sugerem o preenchimento de espaços vazios, manifestando-se em uma fase subsequente em relação ao quartzo. (Figura 19b).

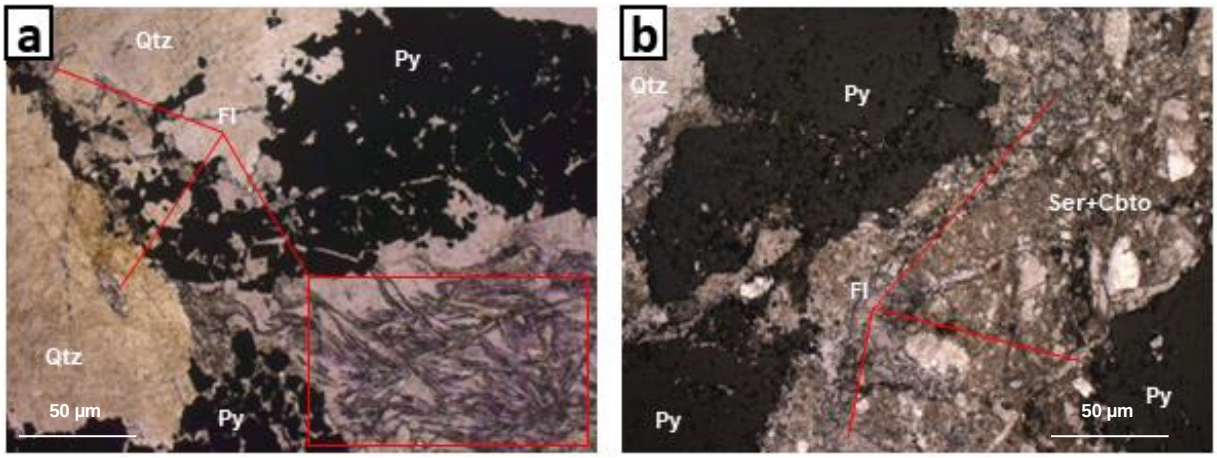


Figura 19: (a): Fluorita de granulação média a grossa, anédrica a euédrica (prismática a fibrosa), bordejando cristais de quartzo e pirita, limpidez moderada, em tons de violeta pálido a médio. (b): Fluorita com granulação muito fina a média, presente em fratura presente em fraturas de quartzo e pirita, por vezes engolfada nesses minerais. Contatos preferencialmente retilíneos ou curvos. Associada a carbonatos, sericita e muscovita de granulação muito fina a média. Fotomicrografia em polarizadores paralelos em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py: pirita; Fl: fluorita; Cbto: carbonato; Ser: Sericita.

6.2.3. **Sericita**

A sericita, ocorre como cristais de granulação muito fina, turbidez moderada a forte e forma anédrica, é comumente associada às fraturas nos cristais de quartzo, e sulfetos, ocasionalmente acompanhada por muscovita, carbonatos e fluorita (Figura 20).

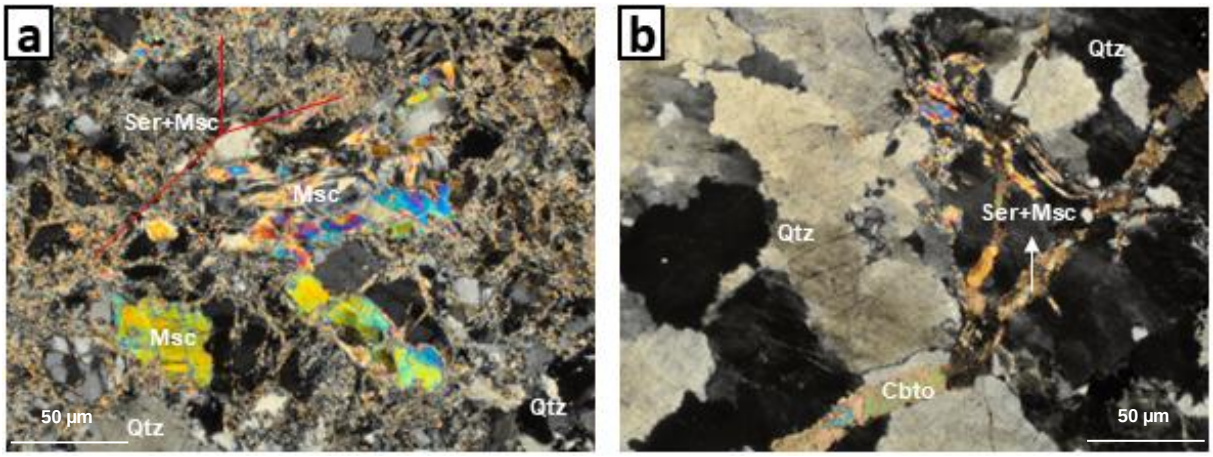


Figura 20: Sericita de granulação muito fina, turbidez moderada a forte, com forma anédrica. Associada a fraturas em cristais de quartzo e sulfetos. Fotomicrografia em polarizadores cruzados em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py: pirita; Cbto: carb carbonato; Ser: sericita.

6.2.4. **Muscovita**

As muscovitas quando bem cristalizadas são límpidas, geralmente tem hábito anédricos a subédrico (aciculares ou prismáticos), e os cristais exibem diferentes níveis de deformação, variando de moderadamente deformados, com extinção ondulante, a altamente deformados, exibindo *kink bands* e formas irregulares (Figura 21).

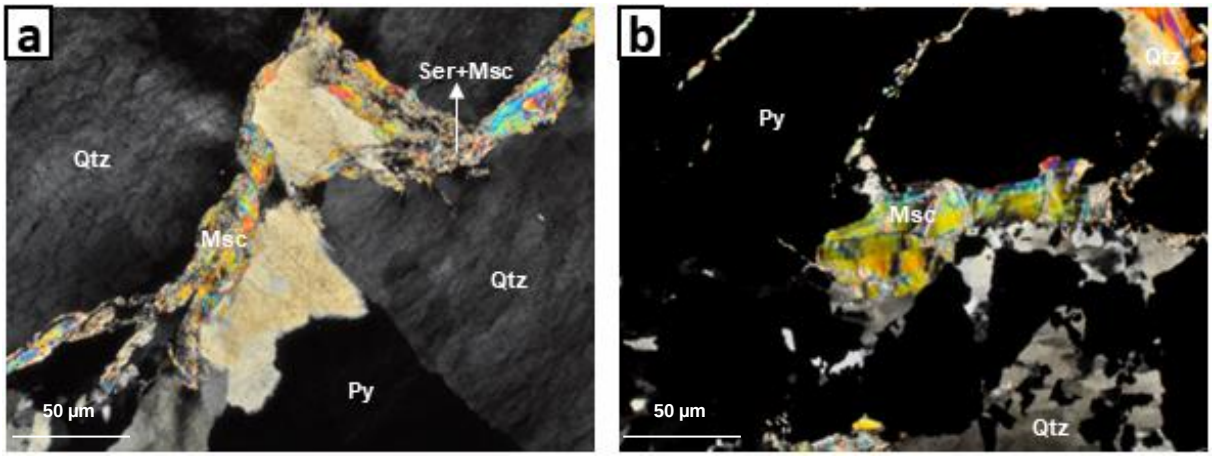


Figura 21: Muscovita anédrica a subédrica, com extinção ondulante e kink bands. Fotomicrografia em polarizadores cruzados em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py: pirita; Ser: sericita

6.2.5. **Carbonatos**

Os carbonatos variam em granulação de muito fina a grossa, preenchem principalmente fraturas nos cristais de quartzo e se associam a pirita, sericita, muscovita e fluorita. Apresentam principalmente hábitos anédricos a subédricos, com turbidez moderada a forte, especialmente em associação com a sericita de granulação muito fina (Figura 22).

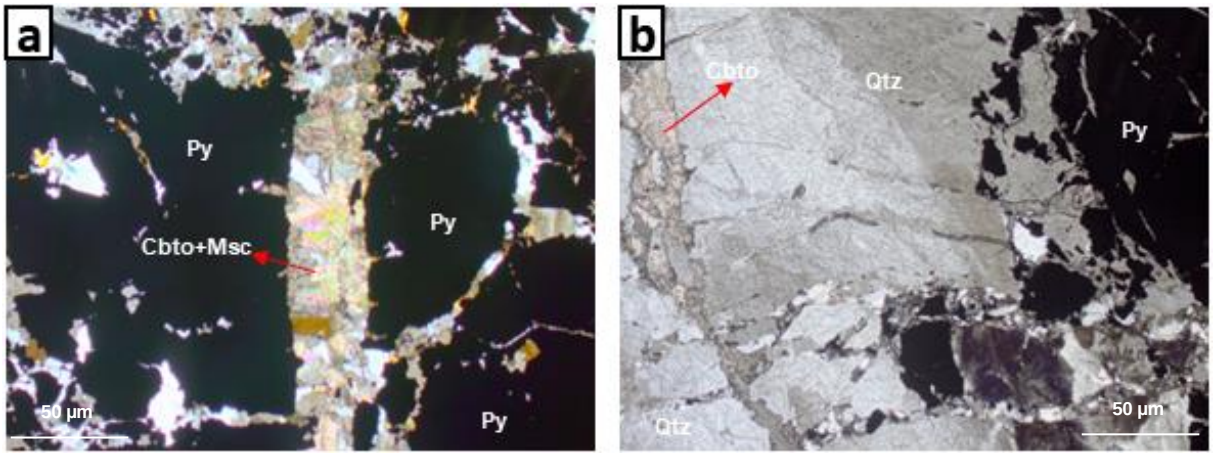


Figura 22: Carbonatos preenchendo fraturas nos cristais de quartzo e pirita. Fotomicrografia em polarizadores cruzados e paralelos em magnificação de 4x. Abreviações: Cbto: carbonato; Qtz: quartzo; Py: pirita; Ser: sericita.

6.2.6. **Sulfetos**

6.2.6.1. Pirita (FeS2)

A pirita corresponde ao principal mineral hospedeiro do ouro no granito Passa Três. A pirita está contida principalmente em veios e vênulas de quartzo e

subordinadamente acompanhada de sericita, muscovita, carbonatos e fluorita. Seus cristais são inequigranulares e com diferentes hábitos cristalinos, que alternam entre anédricos e euédricos cúbicos. Frequentemente estão fraturados exibindo preenchimento de quartzo, calcopirita, aikinita, galena e ouro. Foram determinadas duas texturas de pirita definidas como pirita 1 (Py1) e pirita 2 (Py2). Ambas foram observadas a ocorrência de ouro livre.

A Py1, foi observada em todas as lâminas analisadas dos veios de quartzo. Seus cristais têm estrutura anédrica a subédrica, com granulação média a grossa e contatos irregulares, a bem definidos, além de ser comum a presença de cristais fortemente fragmentados. Seus cristais podem ser pouco a muito fraturados, com fraturas frequentemente preenchidas por quartzo, calcopirita, aikinita, galena e quantidades diminutas de carbonato, sericita, muscovita e fluorita. A quantidade de preenchimentos é variada, sendo que em porções mais fraturadas ocorre maior incidência, com diferentes formas, arredondadas, angulares ou estiradas, preenchidas principalmente por calcopirita, aikinita e ouro livre, indicando cristalização posterior a pirita. Demais, foram registradas ocorrências esporádicas de cristais de galena e magnetita em associação com a Py1, além de porções que apresentam consideráveis volumes de calcopirita, predominantemente nas fraturas que ocorrem nesses minerais, bem como nos interstícios e fraturas dos minerais de quartzo. Cabe destacar que a presença de ouro foi identificada nessa variação textural, embora de maneira limitada, estando restrita aos cristais de Py1 e, raramente, em cristais de quartzo, geralmente próximos a locais de maior ocorrência de calcopirita e aikinita (Figura 23).

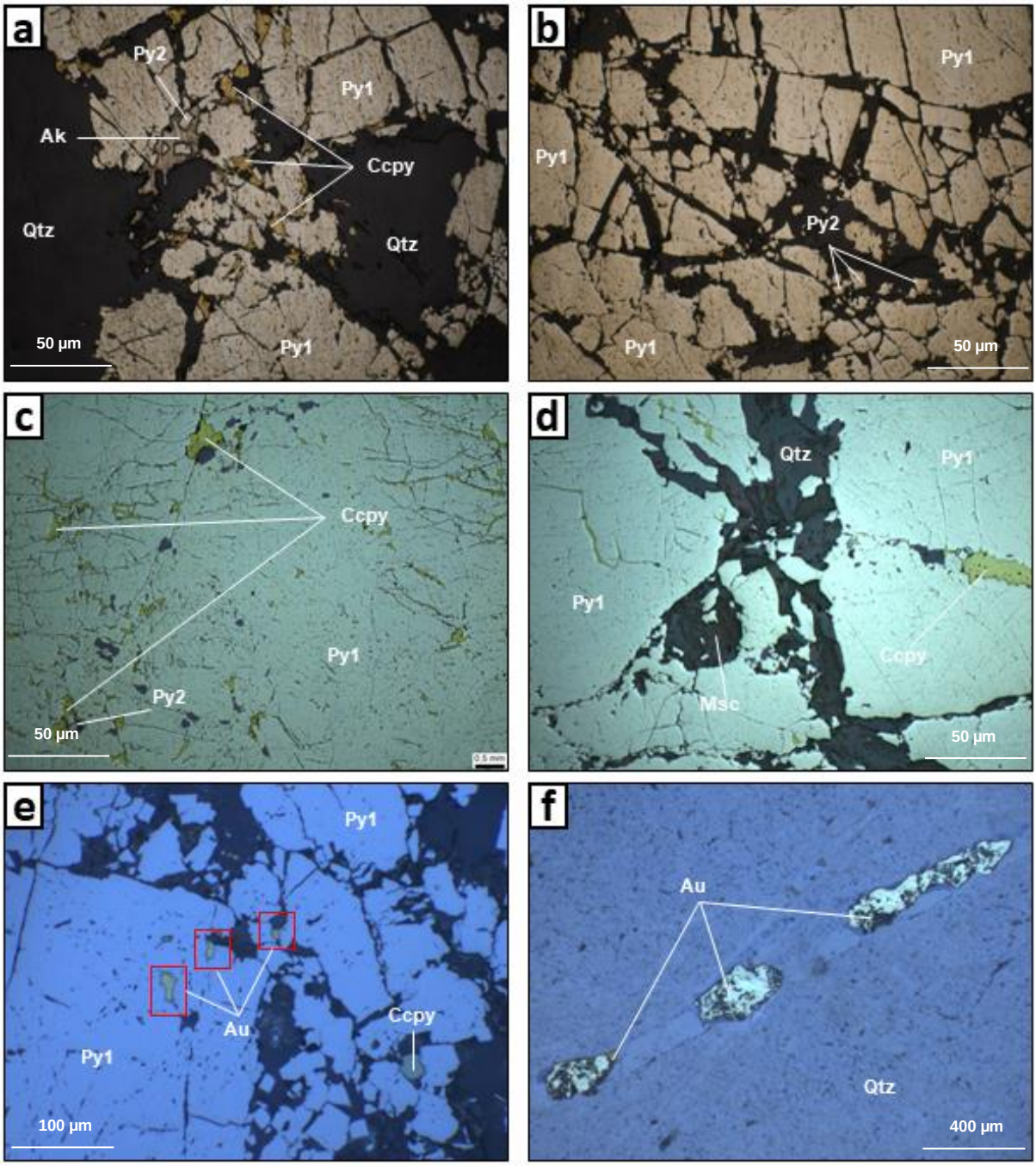


Figura 23: (a) Cristais representativos de pirita 1, fraturados, e pirita 2 com hábito euédrico cúbico, acompanhados por cristais de calcopirita preenchendo fraturas em associação com cristais de quartzo; observa-se a presença de aikinita ao redor dos cristais de Py1 envolvendo os cristais cúbicos de Py2. (b) Cristais fraturados de Py1 e cristais de Py2. (c) Cristal fraturado de Py1 preenchido por calcopirita, além de cristais cúbicos de Py2 (canto inferior esquerdo). (d) Py1 com preenchimento de calcopirita em seu interior, juntamente com fraturas preenchidas por quartzo e muscovita. (e) Cristais fraturados de Py1 preenchidos por ouro livre, calcopirita e quartzo. (f) Ouro livre entre cristais de quartzo. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x, 10x e 40x (d). Abreviações: Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita; Msc: muscovita; Ser: sericita; Ak: aikinita; Au: ouro.

A Py2 diferentemente da anterior, exibe uma variação na granulação de muito fina a média. Além disso, observa-se diferentes hábitos cristalinos, que alternam entre subédricos a euédricos cúbicos, geralmente sendo seus contatos bem definidos, em geral retilíneos. A quantidade de fraturas nesses minerais é pouco evidente. Em contrapartida, preenchimentos é muito variada, de pouco a muitas, preenchidas por calcopirita, aikinita, quartzo e ouro. E essas inclusões mostram-se arredondadas e estiradas. Nessa variedade textural, juntamente com a Py1, foi possível visualizar ouro livre. O ouro presente geralmente está associado nas bordas dos cristais de pirita 2 e em fraturas preenchidas por quartzo, podendo ocorrer junto à calcopirita e aikinita (Figura 24).

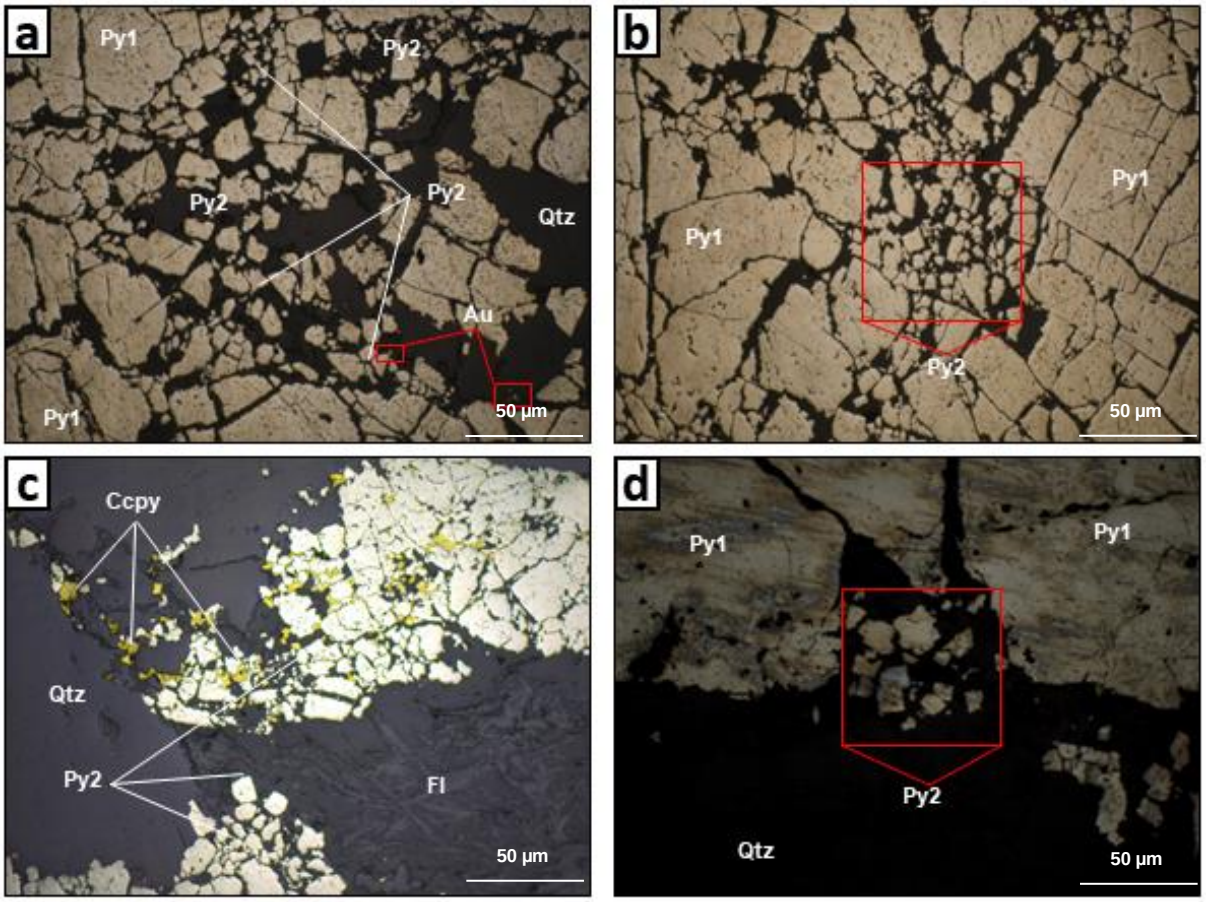


Figura 24: a) Cristais representativos de pirita 2 com hábito euédrico cúbico, próximos a cristais fraturados de pirita I preenchidas por quartzo e ouro livre. b) Cristais euédrico cúbico de Py2 e cristais fraturados de Py1. c) Cristais euédricos cúbicos de Py2 preenchido por calcopirita, além de cristais cúbicos de Py2 (canto inferior esquerdo). d) Py1 associados a cristais de calcopirita, quartzo e fluorita. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita;Fl: fluorita; Au: ouro.

6.2.6.2. Calcopirita ($CuFeS_2$)

O segundo sulfeto mais frequente é a calcopirita. Sua granulação pode variar de muito fina a média. Apresenta hábito anédrico, geralmente, de forma intersticial dentro dos minerais da pirita e quartzo, com contatos curvos, retos e interdigitados. A calcopirita pode ser encontrada de forma disseminada nas fraturas dos cristais de quartzo e por vezes próximo a carbonatos, fluorita, muscovita e sericita, bem como nas fraturas e preenchimentos nos cristais de Py1 e Py2. É comum à sua associação com aikinita, galena, fluorita e ocasionalmente ouro (Figura 25).

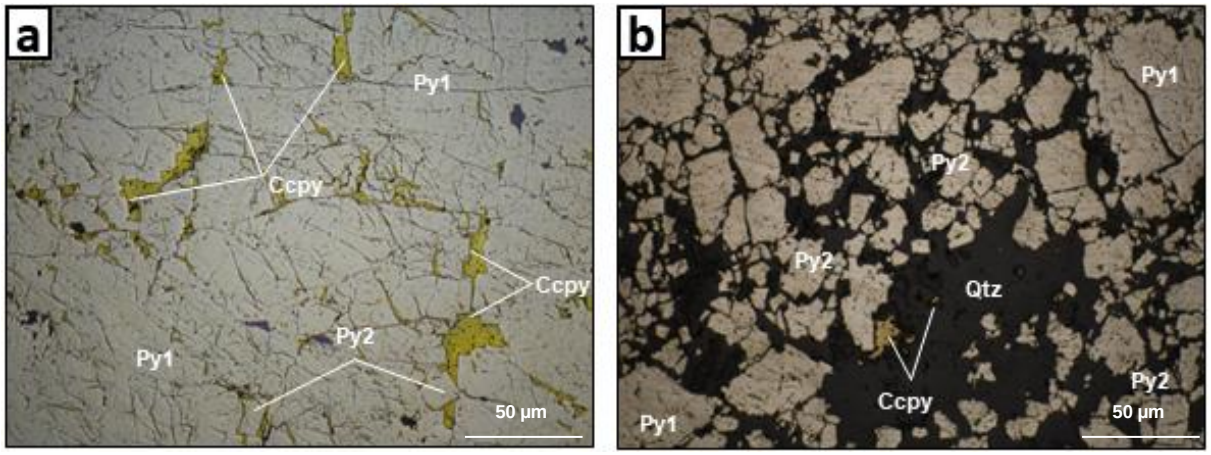


Figura 25: a) Cristais representativos de calcopirita em meio a cristais de Py1 e Py2. b) Cristais de calcopirita em meio a cristais de quartzo e nas bordas de cristais de Py2. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita.

6.2.6.3. Aikinita ($CuPbBiS_3$)

A aikinita, circunda ou preenche fraturas nos cristais de Py1 e Py2 ou nos interstícios e fraturas dos minerais de quartzo. Apresenta crescimento simultâneo com os cristais de calcopirita. Sua morfologia pode ser caracterizada por granulação fina a média, sendo frequentemente anédrica. Em alguns casos, a aikinita pode evidenciar alteração para um mineral de tonalidade cinza mais intensa (Figura 26).

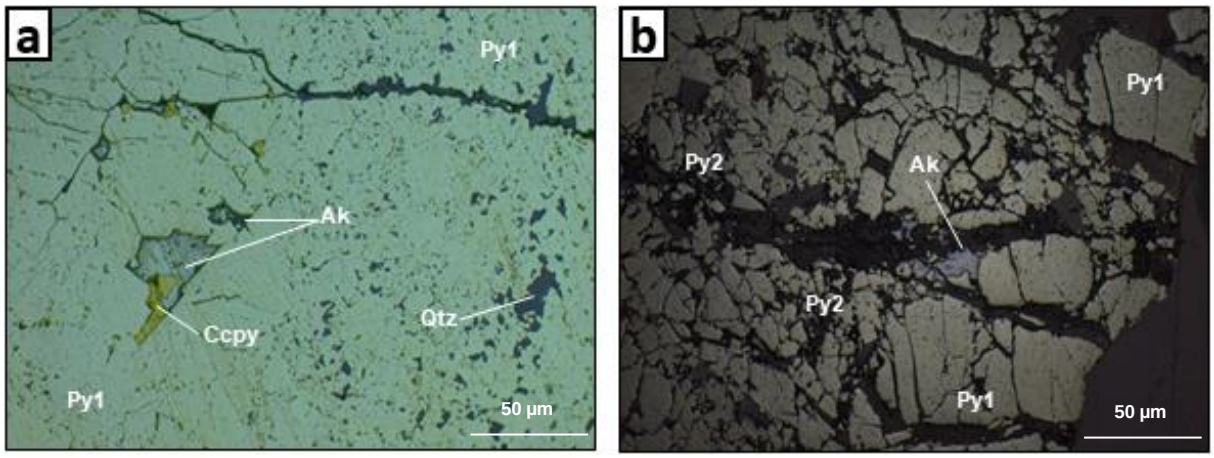


Figura 26: Cristais de aikinita preenchendo os cristais de pirita 1 e 2. Nota-se associação com a calcopirita. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Ak: aikinita; Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita

6.2.6.4. Galena (PbS)

A galena por sua vez, costuma ocorrer em associação com os cristais de calcopirita e pirita. Dos sulfetos analisados, é o que ocorre em menor proporção. Possui uma granulação muito fina de modo geral e apresenta um hábito anédrico a euédrico cúbico. É factível identificar em determinados cristais evidências de feições de arranque, ou seja, danos mecânicos resultantes do processo de polimento, decorrentes da baixa dureza inerente ao sulfeto, formando pequenos triângulos. (Figura 27).

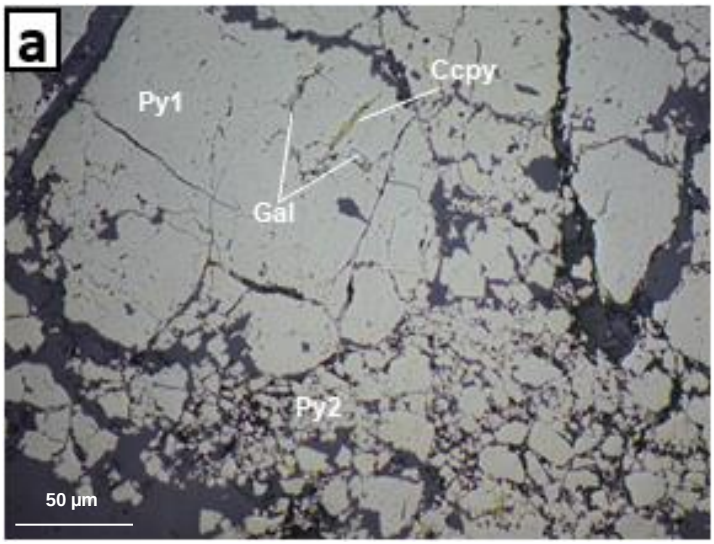


Figura 27: Pequenos cristais de Galena preenchendo os cristais de pirita 1. Nota-se associação com a calcopirita. Fotomicrografia em luz refletida em magnificação de 4x. Abreviações: Gal: galena; Qtz: quartzo; Py1 e Py2: pirita 1 e pirita 2; Ccpy: calcopirita

6.3. **ANÁLISE QUÍMICA – ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV-EDS)**

As análises realizadas utilizando a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com detector acoplado de Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS) foram conduzidas com o objetivo de complementar as investigações petrográficas. Estas análises são essenciais, pois permitem a correlação entre a representação visual de um campo específico e as concentrações aproximadas dos elementos que o compõem. Os resultados das análises semi-quantitativas são expressos em termos dos elementos identificáveis presentes no mineral, com a soma das concentrações totalizando sempre 100%.

6.3.1. **Área 01**

Na área 1, estão representadas as imagens de elétrons retroespalhados (BSE) (Figura 28), os mapas de distribuição elementar (Figura 29), e o diagrama com os espectros de EDS (Figura 30), além da tabela com os resultados em porcentagem obtidos da análise (Tabela 1).

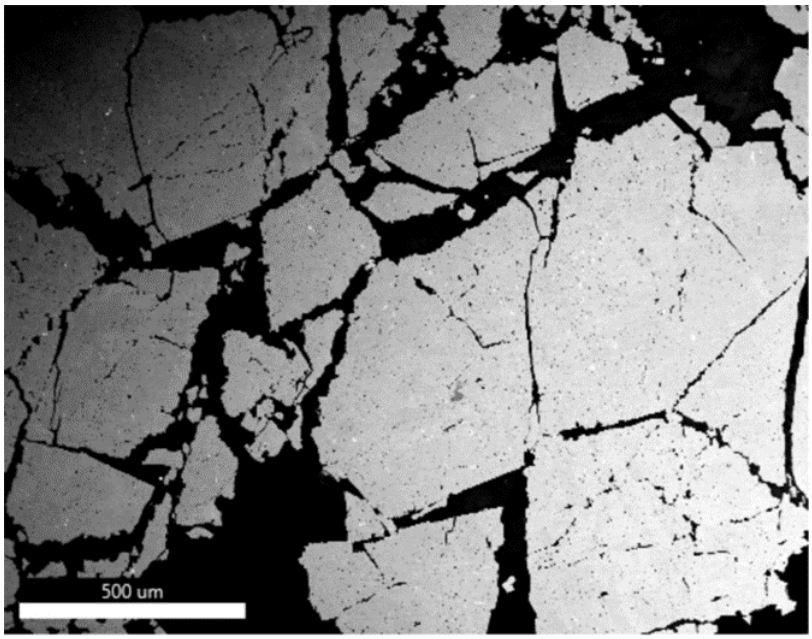


Figura 28: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) mostrando a associação dos principais sulfetos e minerais hidrotermais (lâmina BD-41-G-1)

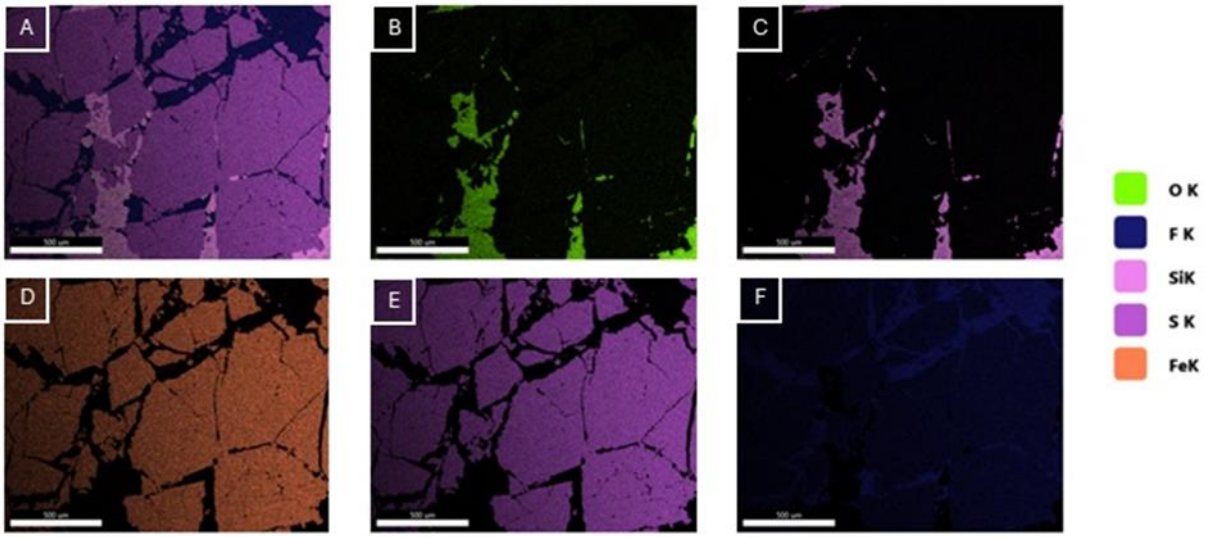


Figura 29: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE). A) sobreposição de elemento analisados. (B-C-D-E-F) mapas de distribuição elementar na área 1.

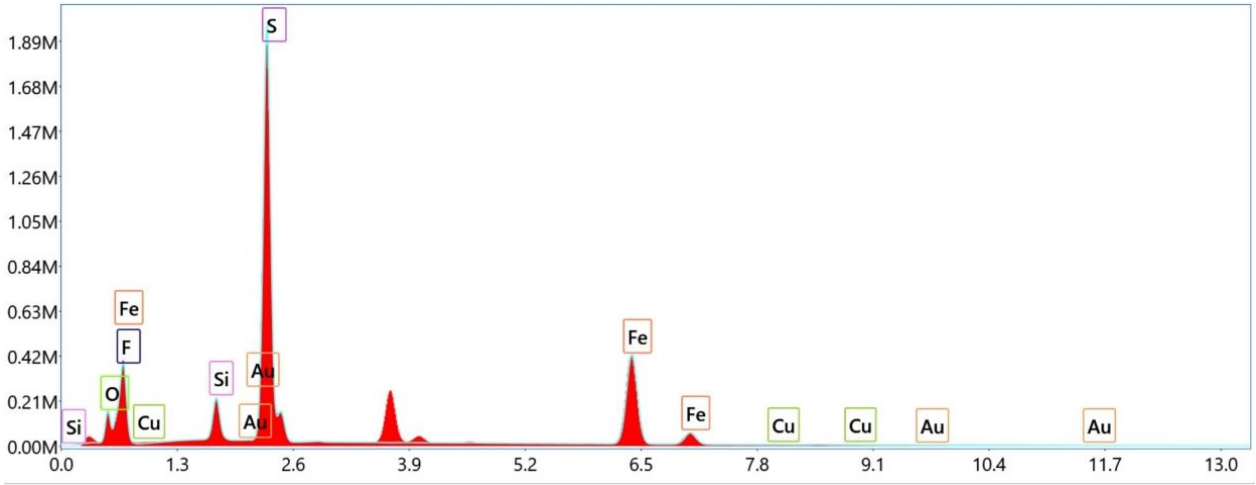


Figura 30: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 1

Tabela 1 - Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS) para área 01

Elemento	Composição (%)
S	40.6
Fe	36.6
O	11.0
F	8.1
Si	3.6
Cu, Au	< limite de detecção

6.3.2. **Área 02**

Na área 2, foram realizadas 4 análises específicas em cristais de pirita e fluorita (Figura 31), cujas composições foram associadas à presença de elementos e representadas por meio de diagramas de espectros de EDS (Figura 32, 33, 34, 35). Além disso, os resultados obtidos em porcentagem estão detalhados na tabela (Tabela 2).

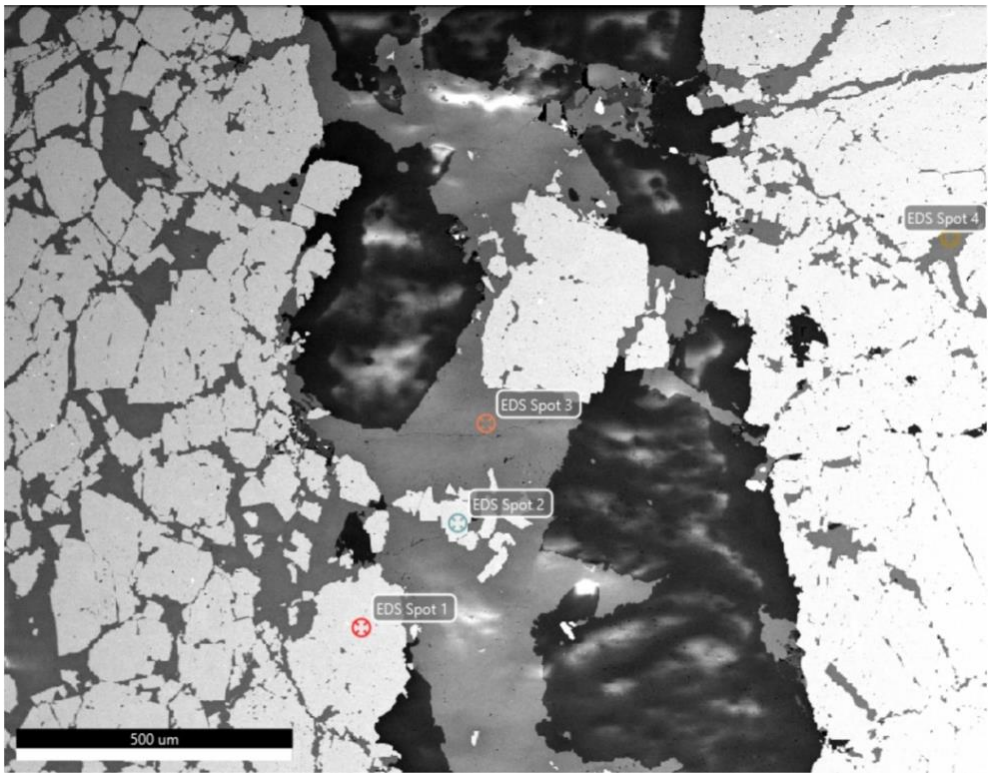


Figura 31: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) com respectivos pontos de análise correspondente aos diagramas de espectros de EDS na área 2

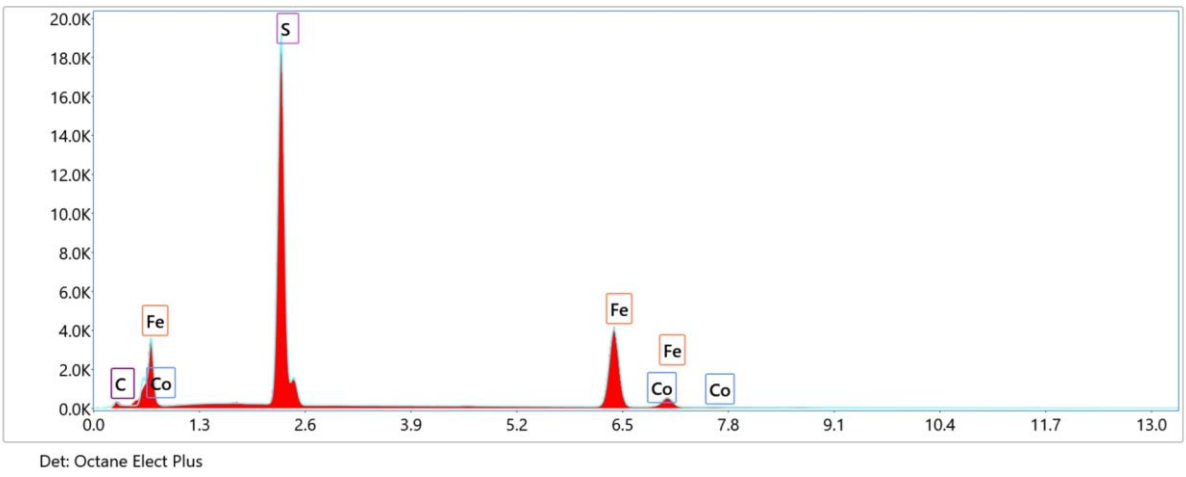


Figura 32: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 1

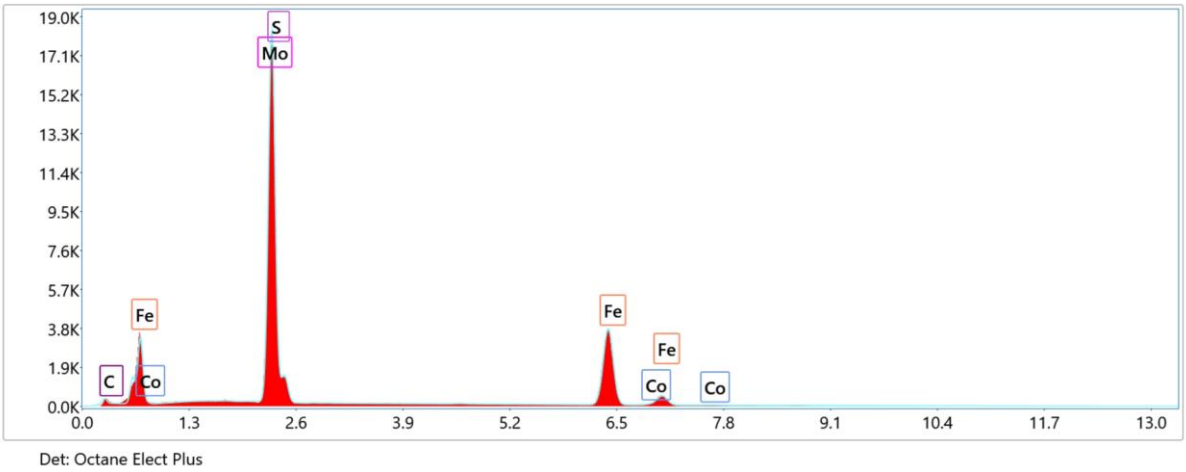


Figura 33: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 2

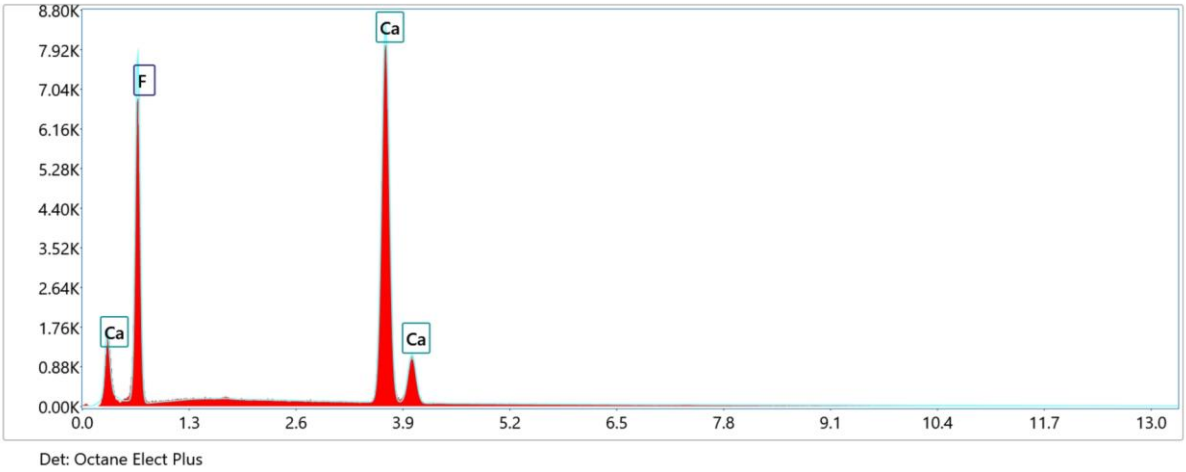


Figura 34: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 3

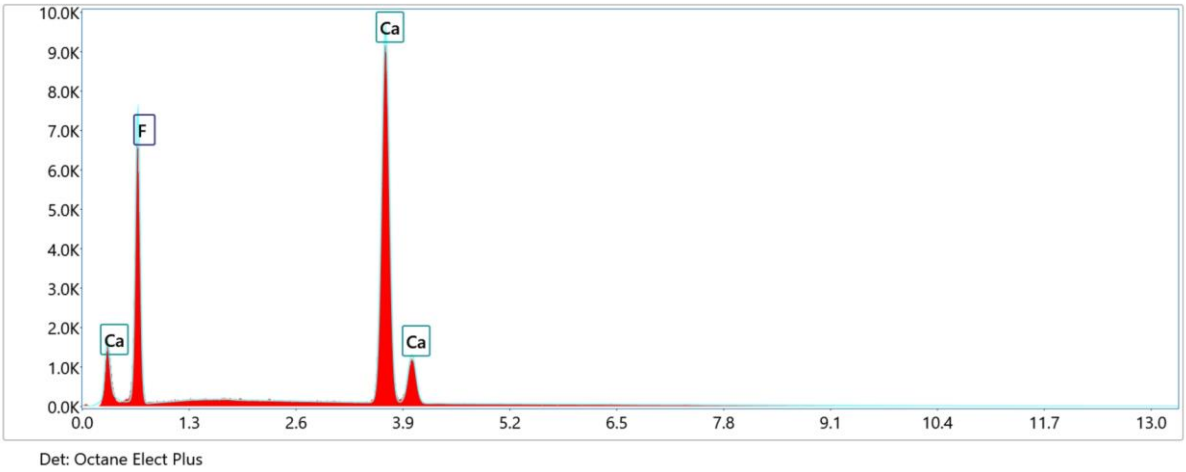


Figura 35: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 2 para o local 4

Tabela 2 - Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS) para área 02

Locais de análise	Mineral analisado	Elemento	Composição (%)
1	Pirita	S	41.8
1		Fe	40.1
1		C	17.6
1		Co	0.5
2		S	39.1
2		Fe	37.4
2		C	19.4
2		Mo	3.5
2		Co	0.5
3	Fluorita	F	54.3
3		Ca	45.7
4	Fluorita	F	51.5
4		Ca	48.5

6.3.3. **Área 03**

Na área 3, foram realizadas 5 análises específicas em cristais de pirita e calcopirita (Figura 36), cujas composições foram associadas à presença de elementos e representadas por meio de diagramas de espectros de EDS (Figuras 37, 38, 39, 40, 41). Além disso, os resultados obtidos em porcentagem estão detalhados na (Tabela 3).

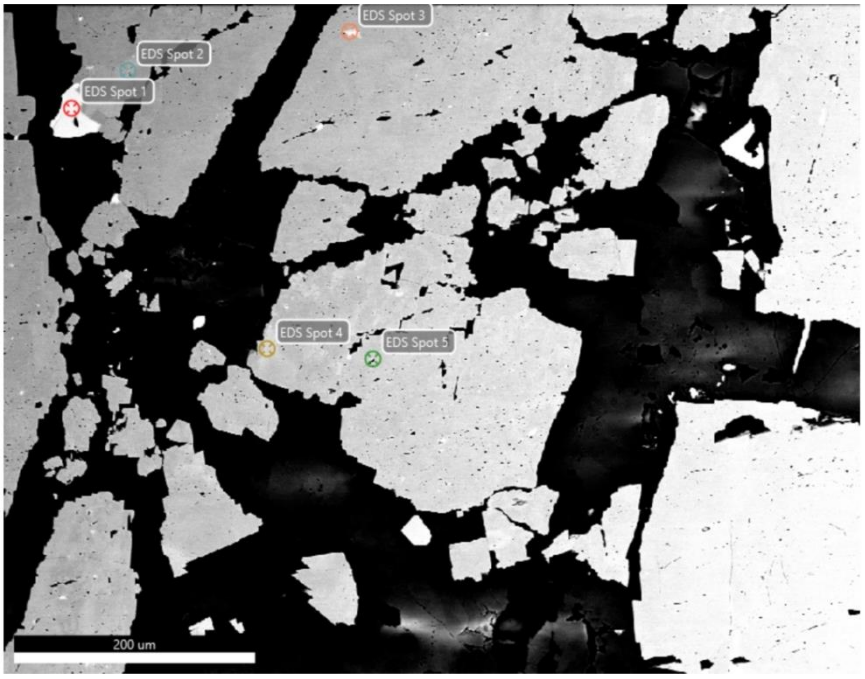


Figura 36: Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) com respectivos pontos de análise correspondente aos diagramas de espectros de EDS na área 3

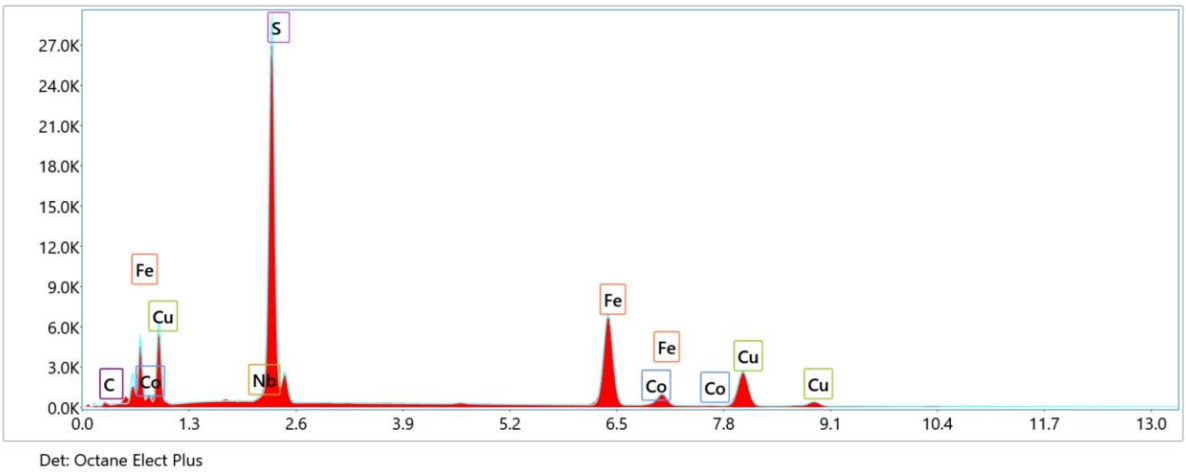


Figura 37: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 1.

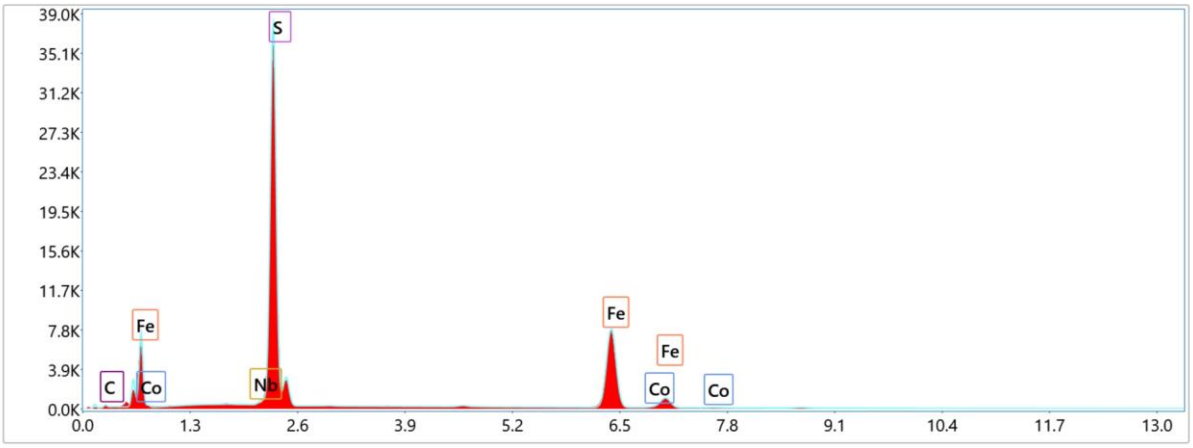


Figura 38: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 2.

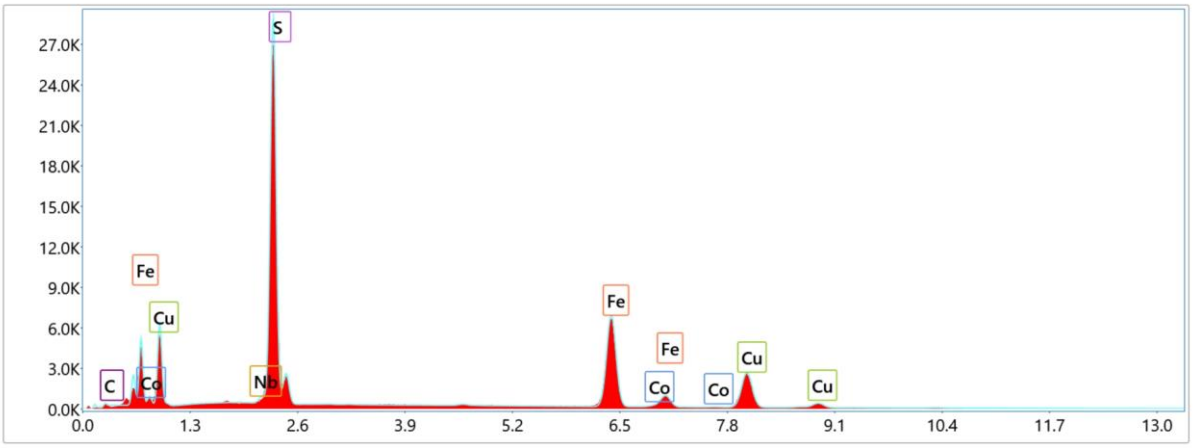


Figura 39: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 3.

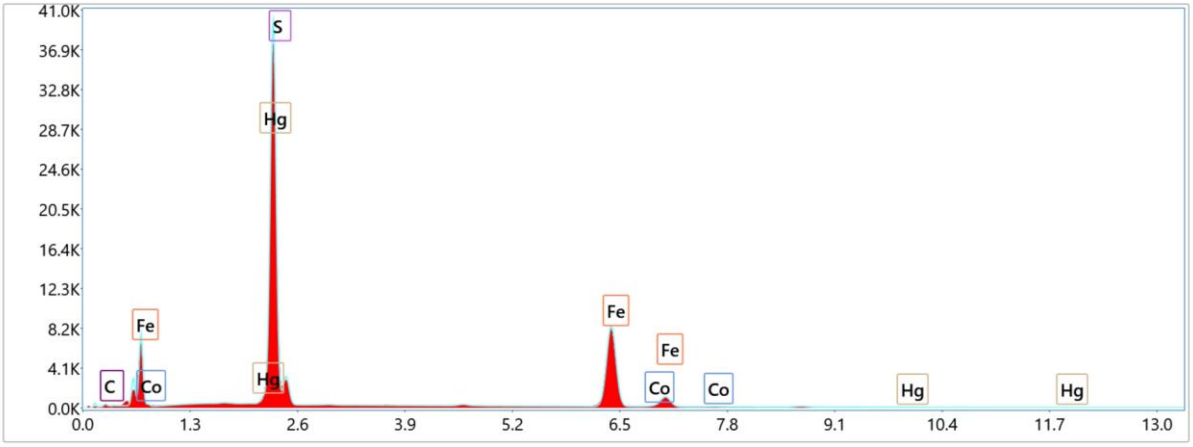


Figura 40: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 4

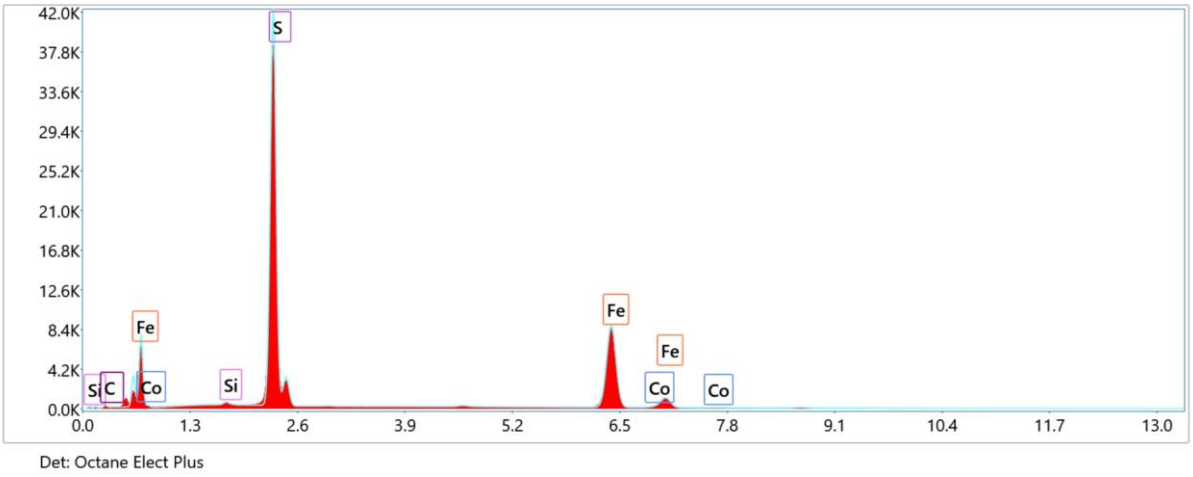


Figura 41: Diagrama mostrando espectros de EDS na área 3 para o local 5

Tabela 3 - Resultados obtidos por análise pontual semi-quantitativa (MEV/EDS) para área 03

Locais de análise	Mineral analisado	Elemento	Composição (%)
1	*Calcopirita*	S	31.1
1		Cu	30.5
1		Fe	29.7
1		C	8.3
1		Co	0.3
2	*Pirita*	S	45.8
2		Fe	44.2
2		Nb	1.4
2		C	8.0
2		Co	0.6
3	*Pirita*	S	34.3
3		Fe	32.8
3		Cu	25.3
3		C	5.7
3		Nb	1.3
3		Co	0.6
4	*Pirita*	S	46.9
4		Fe	45.9
4		C	6.0
4		Hg	0.7
4		Co	0.5
5	*Pirita*	S	46.3
5		Fe	44.6
5		C	8.2
5		Co	0.7
5		Si	0.3

6.4. **ANÁLISE TEXTURAL – DIFRAÇÃO DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS NO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV-EBSD)**

A análise textural foi realizada com o intuito de identificar possíveis evidências de deformação dinâmica. Neste estudo, foram priorizados os cristais de quartzo (BD-86-B) e pirita (BD-26-A), selecionados com base em análise petrográfica.

A escolha considerou também as evidências de deformação intracristalina associadas a ambos os minerais, como distorções nos padrões de crescimento, formação de linhas de fratura internas, desenvolvimento de estruturas de recristalização etc.

A abordagem metodológica adotada para o quartzo (BD-86-B), inclui a análise do mapa de orientação cristalográfica por ângulos de Euler, mapa de deformação cristalográfica (*GROD-angle*) e histogramas de distribuição de frequência do ângulo de desorientação (*misorientation*).

Na análise do mapa de orientação cristalográfica (*All Euler*), as cores são empregadas para representar diversas orientações cristalográficas. Utilizando uma escala de cores RGB (*Red, Green, Blue*), os ângulos permitem determinar a distribuição de orientações, associando cores específicas para uma visualização clara e compreensão do padrão orientacional. Cristais com tonalidades similares indicam orientações cristalográficas semelhantes, enquanto cores distintas apontam para diferentes orientações (Figuras 42).

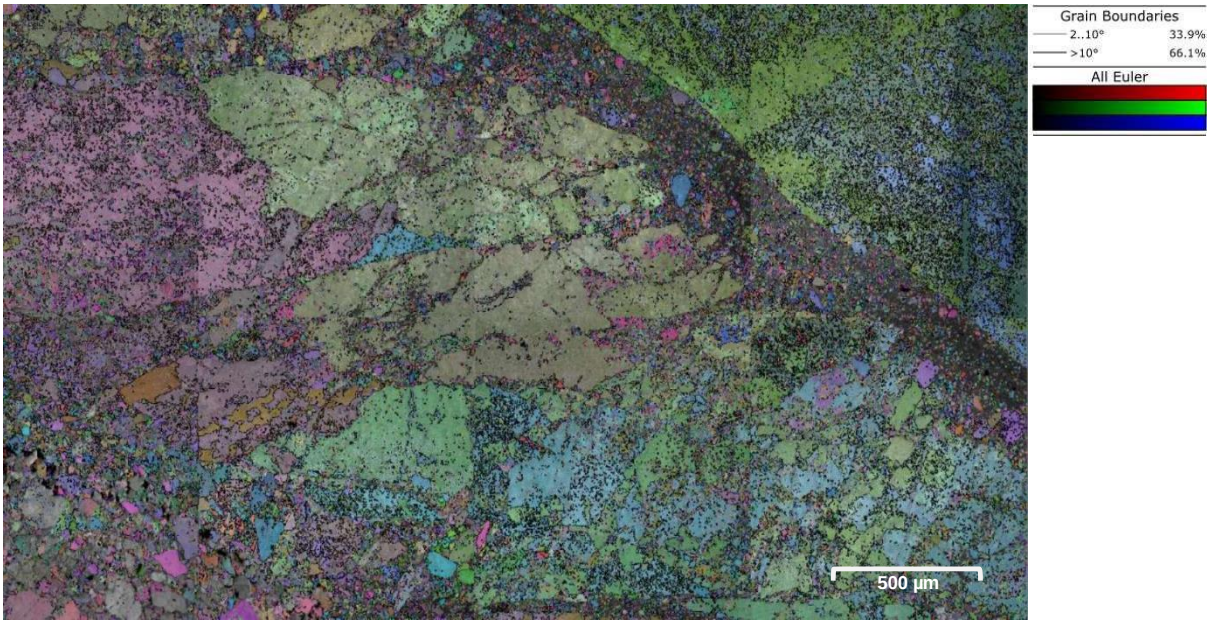


Figura 42: Lâmina BD-86-B - Mapa de orientação cristalográfica com base no ângulo de Euler, para os cristais de quartzo

Os cristais de quartzo na amostra BD-86-B são identificados em tons de verde, azul e roxo, refletindo diferentes desvios angulares. De modo geral, não se observa uma orientação preferencial significativa entre os cristais de quartzo. Na análise dos limites de grãos (*grain boundaries*) para a lâmina BD-86-B, destaca-se a predominância de novos grãos (66,1%) em comparação com subgrãos (33,9%).

O mapa de deformação (*GROD-angle*) é utilizado para visualizar a dispersão lateral nos níveis de desorientação intragranular. Esse mapa oferece uma representação qualitativa das deformações plásticas impostas sobre os cristais. Semelhante ao mapa de orientação cristalográfica (*All Euler*), a escala de cores corresponde às variações de RGB (*Red, Green, Blue*), sendo que a intensidade da coloração indica a magnitude da deformação de forma mais evidente e pronunciada.

Ao analisar os resultados do mapa de deformação (GROD-angle), identifica-se uma certa homogeneidade nas cores, com uma tendência dos cristais de quartzo a exibirem tonalidades de azul, indicando baixa deformação plástica (Figura 43).

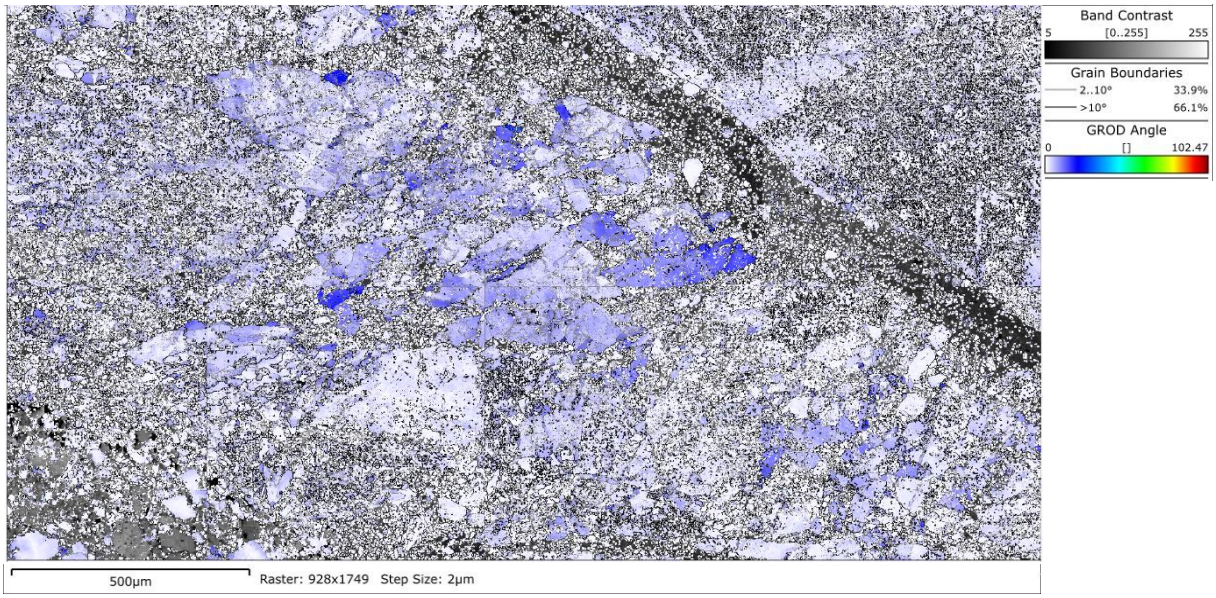


Figura 43: Mapa de deformação cristalográfica dos cristais de quartzo (GROD-angle) (BD-86-B). Nota-se que basicamente os cristais indexados pela análise estão compreendidos na escala de tonalidade azul, indicando baixa deformação.

O histograma de frequência representa os ângulos de desorientação (*misorientation*) dos grãos de quartzo. O ângulo de desorientação é definido como o ângulo entre o retículo de um cristal e seus vizinhos, conforme descrito por Wheeler et al. (2001). Esses ângulos são apresentados separadamente para grãos não correlatos (ou seja, grãos que não são vizinhos) e grãos correlatos (em contato direto, ou seja, vizinhos).

Para os cristais de quartzo identificados, observam-se picos entre 55º e 60º. A análise desses ângulos ajuda a compreender a presença de geminações mecânicas, como a geminação *Dauphiné* nos cristais de quartzo (Figura 44).

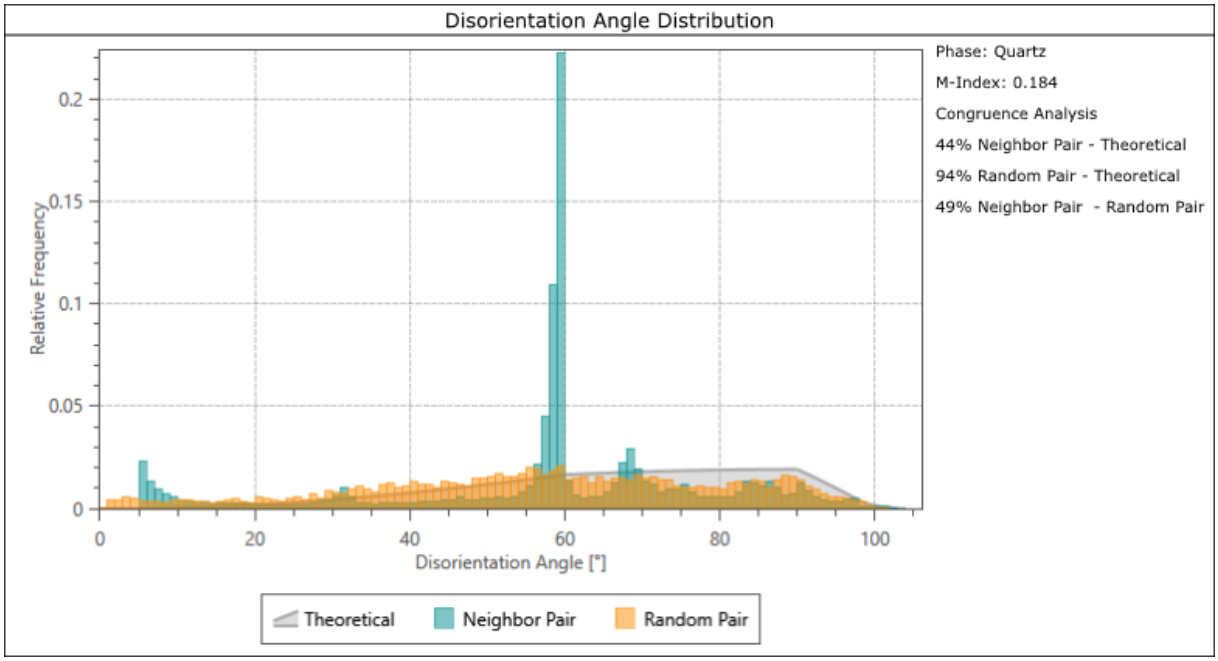


Figura 44: Histograma de frequência de ângulos de desorientação (misorientation) dos grãos de quartzo para seção BD-86-B. A linha cinza reflete a distribuição teórica, enquanto a coluna em verde destaca a distribuição dos ângulos para pares vizinhos (correlatos).

Para os cristais de pirita (BD-26-A), a abordagem metodológica adotada inclui a análise do mapa de deformação cristalográfica (*GROD-angle*), o mapa de desorientação média do kernel (KAM) e histograma de distribuição de frequência do ângulo de desorientação (*misorientation*).

Ao analisar os resultados do mapa de deformação (*GROD-angle*), observa-se uma certa heterogeneidade nas cores, com uma tendência dos cristais de pirita a exibirem tonalidades variando de azul a verde (Figura 45). Essas variações indicam diferentes níveis de deformação entre os cristais de pirita identificados.

A análise dos limites de grãos revela uma predominância de subgrãos (79,1%) em comparação com novos grãos (20,9%). Isso sugere um processo de recristalização dominado pela formação de subgrãos, indicando uma deformação plástica incipiente.

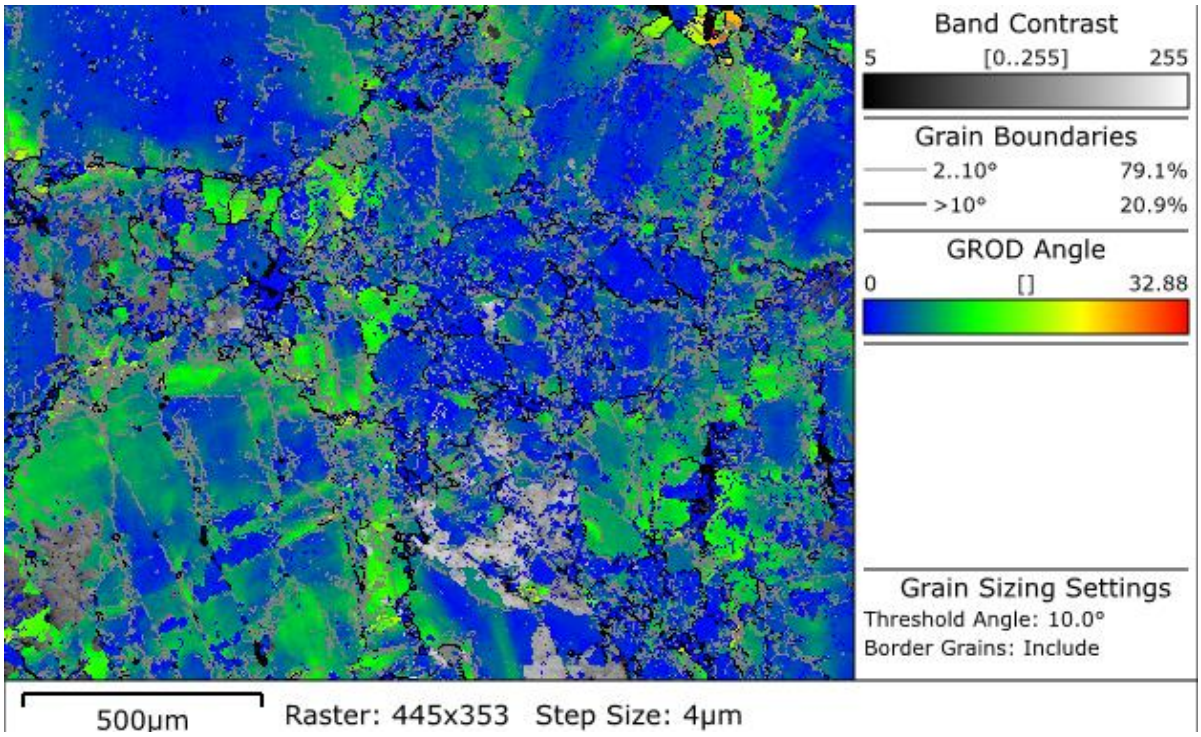


Figura 45: Mapa de deformação cristalográfica dos cristais de quartzo e de pirita (GROD-angle) BD-26-A. Nota-se que basicamente os cristais indexados pela análise estão compreendidos na escala de tonalidade azul, indicando baixa deformação.

O mapa de desorientação média do kernel (KAM) mede a variação angular média entre um ponto de uma rede cristalina e seus pontos vizinhos, fornecendo informações detalhadas sobre a deformação local e os gradientes de orientação em uma amostra.

O KAM é particularmente útil para identificar e quantificar a deformação plástica em materiais. Áreas com alta desorientação média indicam regiões de maior deformação. Nos cristais de pirita na lâmina BD-26-A, as tonalidades de azul e verde indicam uma distribuição heterogênea de desorientação local (Figura 46).

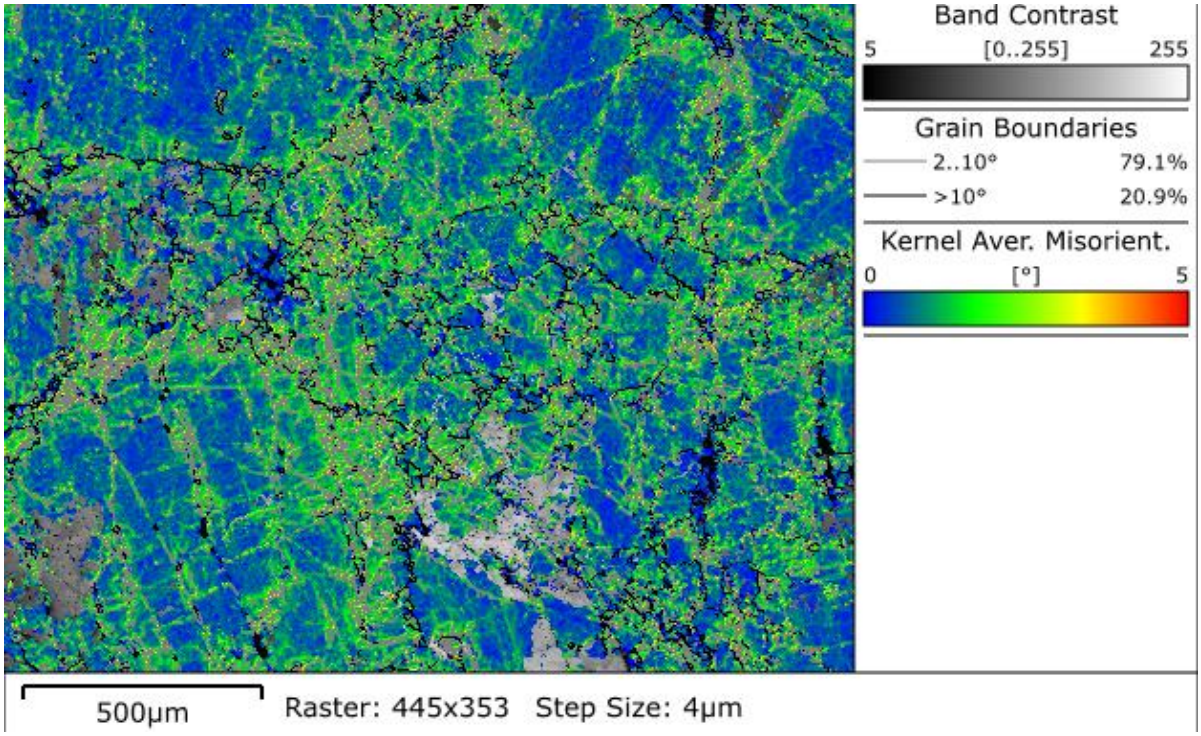


Figura 46: Mapa de desorientação média do kernel (KAM) mostrando desorientação heterogênea e matriz de deslocamento.

Já o histograma de frequência representa os ângulos de desorientação (*misorientation*) para os cristais de pirita, conforme ilustrado na (Figura 47). A distribuição dos ângulos de desorientação mostra picos entre os limites de grãos de baixo ângulo, notavelmente entre 5° e 15°, sugerindo a possível formação de subgrãos nesses cristais. Esta análise é crucial para entender os mecanismos de deformação e recristalização nos cristais de pirita.

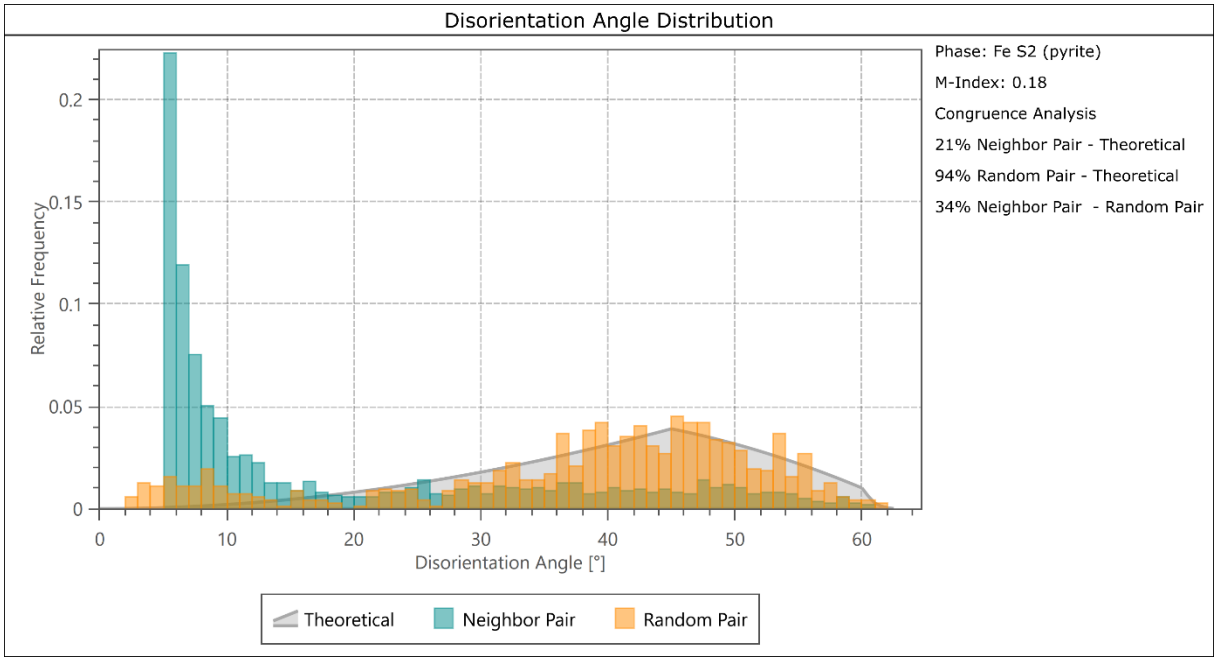


Figura 47: Histograma de frequência de ângulos de desorientação (misorientation) dos grãos de pirita para seção BD-26-A. A linha cinza reflete a distribuição teórica, enquanto a coluna em verde destaca a distribuição dos ângulos para pares vizinhos (correlatos). Adicionalmente, a coluna em laranja representa a distribuição dos ângulos para pares aleatórios (não correlatos).

7. DISCUSSÃO

Guiadas pelas fotomicrografias e descrições detalhadas das lâminas petrográficas, foram conduzidas análises utilizando a técnica de Microscopia MEV-EBSD para investigar os cristais de quartzo e sulfeto com base nas evidências de deformação dinâmica presentes nesses cristais.

Para a diferenciação química dos cristais identificados, foi empregado a Espectroscopia de Energia Dispersiva de Raios X (EDS), acoplado ao MEV para a lâmina BD-41-G-1, a qual proporcionou uma avaliação semi-quantitativa da composição mineral das amostras investigadas.

A presença significativa de sílica (Si) e oxigênio (O) permitiu a caracterização da estrutura dos minerais silicatados, destacando, nesse contexto, o quartzo como componente predominante nos veios mineralizados. Simultaneamente, a elevada concentração de enxofre (S) e ferro (Fe) indicou a predominância de pirita, sulfeto frequentemente observado nas amostras.

A detecção de cobre (Cu) sugeriu a presença de calcopirita ou outros minerais contendo cobre em sua composição, como é o caso da aikinita ($PbCuBiS_3$), juntamente com outros minerais associados não visualizados no campo amostral. Observou-se que o cobre (Cu) apresenta uma abundância inferior em comparação

com a distribuição do ferro (Fe). Isso implica que minerais como a calcopirita são volumetricamente menos relevantes que a pirita, conforme confirmado pela análise petrográfica em luz refletida.

Adicionalmente, a diversidade mineral é notável, com a presença de elementos como flúor (F), associado a minerais de fluorita e/ou apatita, cálcio (Ca), possivelmente associado a minerais carbonatados, além de nióbio (Nb), cobalto (Co), molibdênio (Mo) e mercúrio (Hg), evidenciando a riqueza química nos veios mineralizados. Mesmo sendo observado por meio de análises petrográficas em luz transmitida, o ouro (Au) nas regiões analisadas por EDS estava presente em concentrações muito baixas, na ordem de poucos ppm ou ppb, abaixo do limite mínimo de detecção do equipamento, conforme indicado pelas análises realizadas.

A partir das descrições macroscópicas das fácies do GPT e da análise das amostras dos veios mineralizados, juntamente com as investigações microestruturais, esta análise visa discutir os possíveis mecanismos de deformação que influenciaram os veios de quartzo e os sulfetos que cortam o Granito Passa Três.

O Granito Passa Três, caracterizado por uma textura magmática homogênea, apresenta uma cor vermelha distintiva e é definido pelas fácies GEM e GEF. As amostras associadas ao granito predominam na categoria de alcali-feldspato granito, exibindo duas fácies distintas: uma inequigranular fina a média (GEM) e outra equigranular fina (GEF). Essas fácies, identificadas por suas características texturais e mineralógicas, são compostas principalmente por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, minerais máficos, sulfetos (principalmente pirita e calcopirita), fluorita, muscovita e carbonato.

Observa-se que esses últimos minerais (fluorita, muscovita, carbonato, além do quartzo) são identificados como produtos de alterações hidrotermais tardi-magmáticas, conforme mencionado por Piekarz (1992) e Dressel (2018), e a partir de dados de geocronologia indicam que o Granito Passa Três possui idade de 611,9 ± 4,7 e 611,9 ± 5,6 Ma (fácies GEM e GEF, respectivamente) Dressel (2018).

Além disso, a fácies GEB, descrita neste estudo, é classificada como monzogranito, apresentando textura equigranular média a grossa e composição

mineralógica dominada por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, com a presença de minerais máficos em proporções menores.

Sobre os veios de quartzo mineralizados foco neste estudo, exibem uma paragênese composta por quartzo leitoso, pirita, calcopirita, galena, aikinita, fluorita, muscovita, sericita e carbonato. A pirita (FeS_2) se destaca como o sulfeto predominante em todas as amostras e lâminas analisadas, apresentando cristais que variam de finos a grossos, com hábito anédrico a euédrico cúbico. Observa-se que os cristais euédricos (Py2) estão subordinadas as fraturas dos cristais subédricos de granulometria grossa (Py1). A Py2 euédrica coexiste com calcopirita, aikinita e fluorita, enquanto a presença de galena é rara. Os cristais exibem moderado a forte fraturamento.

Em adição aos sulfetos, é possível observar a presença de ouro livre, frequentemente como inclusões, tanto nos cristais de Py1 e Py2 e raramente em cristais de quartzo, apresenta-se com coloração amarelo dourado, granulometria muito fina a fina, com contatos irregulares, geralmente associado à calcopirita e aikinita.

Seguindo a abordagem de Dressel (2018), que identifica quatro fases distintas de cristalização nos veios mineralizados (ver Figura 3), com a presença de ouro relacionada aos estágios 2a e 2b, este estudo corrobora a existência desses estágios e a ocorrência da mineralização aurífera.

A calcopirita, segundo sulfeto mais abundante, possui hábito anédrico e normalmente preenche fraturas na pirita, assim como aikinita e galena. Os cristais desses minerais exibem granulometria fina a média, com bordas retas, curvas e interdigitadas. Este comportamento é observado em planos incipientemente desenvolvidos e associados à pirita, indicando claramente sua origem hidrotermal e posterior à cristalização dos minerais magmáticos. As texturas observadas são consistentes com o preenchimento de espaços vazios, refletindo o hábito dos minerais pré-existentes, que controlam a morfologia do cristal.

Os cristais de carbonato são encontrados na matriz quartzosa do veio ou preenchendo fraturas entre os cristais de quartzo e sulfetos. Apresentam-se isolados ou em agregados irregulares, exibindo maclas de deformação, bordas retas e

ausência de orientação preferencial dos cristais. Frequentemente, esses cristais estão associados à sericita e muscovita.

Já os cristais de muscovita/sericita ocorrem comumente em associação com os sulfetos e com o quartzo, promovendo alterações nas bordas de minerais sendo possível reconhecer sericita como produto de alteração do feldspato alcalino e do plagioclásio, ocorre preenchendo fraturas nos cristais de sulfetos e quartzo. Ainda se observa deformação evidenciada pela presença de moderada extinção ondulante e *kink bands* nos cristais de muscovita. Estas características sugerem ambiente de baixa temperatura e alta taxa de deformação em regime rúptil (Passchier e Trouw, 2005).

A manifestação do quartzo revela-se em duas formas distintas. Na primeira, denomidado Q1 observam-se cristais majoritariamente muito grossos a grossos, com formas subédricas a anédricas, geralmente límpidos, embora alguns apresentem turbidez moderada. Esses cristais frequentemente exibem contatos retilíneos, lobados e, ocasionalmente, serrilhados, características associadas ao processo de recristalização *bulging* (BLG), indicando processos lentos controlados por temperaturas baixas. Além disso, são moderadamente fraturados e as fraturas são preenchidas, notando-se a presença marcante de sulfetos, muscovita/sericita, fluorita e carbonato.

No que diz respeito à microestrutura, os cristais de Q1 apresentam extinção ondulante forte a moderada, lamelas de deformação, *bulging*, subgrãos e formação de novos grãos. Tais características são cruciais para compreender o contexto geológico e as condições de formação do quartzo, sugerindo uma acomodação da deformação imposta, relacionada a temperaturas em torno de 400°C (Hirth e Tullis, 1992; Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005).

Na segunda manifestação, denominado Q2, os cristais exibem granulação muito fina a média, estando fortemente associados aos sulfetos, cuja granulação varia de média a grossa. Nesse cenário, os grãos de quartzo parecem ser cominuídos entre os sulfetos e os cristais de Q1, resultando, em alguns casos áreas de cataclase. Esses cristais apresentam contornos predominantemente retilíneos e angulares, extinção ondulante fraca a moderada e são frequentemente associados a minerais como

sericita, carbonatos de granulação muito fina, além de fluorita de granulação fina a média.

Essa configuração sugere a influência significativa dos processos cataclásticos, evidenciando a complexa interação entre os minerais nos veios hidrotermais. Observa-se, entretanto, feições de deformação associadas a um estágio mais rúptil, como a presença de fraturamento e cominuição dos cristais, gerando um aspecto cataclástico no Q2, indicando temperaturas inferiores a 300°C (Passchier e Trouw, 2005).

Com a formação de planos de fraqueza, como juntas e falhas, aliada à presença de esforços, há a possibilidade de deslizamento desses planos, ocasionando a cominuição dos minerais, formação de ranhuras e planos de deslizamento contendo um grande volume de fragmentos cataclásticos. Esse processo dinâmico, marcado pela mobilidade e deformação das rochas, frequentemente propicia a entrada de fluidos, culminando na geração de veios de quartzo ou carbonato (Bons, 2000). Como evidência desse fenômeno, destaca-se a observação de uma considerável quantidade de grãos fraturados e cominuidos, sendo por vezes localizados nas lâminas analisadas.

Em relação as análises microestruturais dos minerais acima citados, de maneira geral, destacam-se duas categorias distintas de texturas, que vão desde aquelas associadas à cristalização e recristalização até as relacionadas a processos deformacionais, englobando eventos cataclásticos, deformação dúctil e formação de fraturas. Feições resultantes de processos deformacionais rúptil-dúctil foram identificadas de forma generalizada em todos os minerais analisados. As microestruturas, com foco especial nos cristais de quartzo, evidenciam a influência de mecanismos intracristalinos induzidos por deformação plástica moderada, como a fluência de deslocações (*dislocation creep*), conforme destacado por Hirth e Tullis (1992) em que *dislocation creep* refere-se à criação, movimentação e destruição de linhas ou planos de defeitos dentro dos cristais ou grãos. Observou-se também a presença de mecanismos de recuperação, caracterizados por bandas de deformação, formação de subgrãos e recristalização dinâmica.

A técnica de MEV-EBSD foi empregada com o objetivo de aprimorar a coleta de dados e aprofundar as interpretações sobre as características texturais dos cristais de quartzo (Q1 e Q2) e das piritas (Py1 e Py2) nos veios mineralizados do Granito Passa Três (GPT).

Ao analisar o mapa de orientação (*AII Euler*), observa-se que, de modo geral, não há uma orientação preferencial dos cristais de quartzo na lâmina BD-86-B, evidenciada pelas cores verdes, roxas e azuis. Os cristais de granulação mais grossa, localizados na região central do mapa, sugerem uma leve orientação semelhante entre si. No entanto, essa orientação não é aparente nos grãos de granulação mais fina.

O mapa de deformação *(GROD-angle*) para a lâmina BD-26-A demonstra que os cristais de sulfetos variam predominantemente de azul a verde, indicando uma deformação plástica fraca e localizada. Em contraste, na lâmina BD-86-B, as tonalidades estão restritas ao espectro do azul, indicando áreas onde o quartzo apresenta pouca deformação. Essa condição é caracterizada principalmente por extinção ondulante e lamelas de deformação, observadas por microscopia óptica de luz transmitida.

A análise sugere que os cristais de quartzo na lâmina BD-86-B foram submetidos a uma deformação plástica limitada, principalmente nos cristais de granulação mais grossa (Q1), enquanto nos quartzos de granulação fina (Q2) essa deformação não é evidente. Na amostra BD-26-A, essa interpretação pode ser estendida aos cristais de pirita, que apresentam coloração predominantemente azul e verde, indicando uma deformação plástica também limitada. Cores mais quentes, que indicariam uma maior taxa de deformação, não são evidenciadas nesta análise.

O mapa de desorientação média do kernel (KAM), gerado exclusivamente para os sulfetos, mostra uma distribuição heterogênea de desorientação local e presença de numerosas matrizes de deslocamento, conforme indicado por trilhas lineares de valores de desorientação relativamente moderados (o padrão verde na Figura 46). Isso sugere uma possível associação de deformação relacionada as microestruturas, como microfraturamento nos cristais de Py1, com possível correlação com os cristais de Py2 nessas regiões.

A análise dos limites de grãos *(grain boundaries*) na área investigada da lâmina BD-26-A revela uma predominância de subgrãos (72,7%) em comparação com novos grãos (27,3%). Isso sugere que o mecanismo predominante de deformação está associado à deformação plástica incipiente dos cristais de sulfetos, coexistindo com uma proporção significativa de deformação rúptil. Em contraste, na lâmina BD-86-B, há uma predominância de novos grãos (66,1%) em relação aos subgrãos (33,9%). Presume-se que o mecanismo de deformação mais proeminente esteja relacionado a processos de deformação rúptil nos cristais de quartzo.

Conforme descrito por Passchier e Trouw (2005), em temperaturas inferiores a 300°C, os mecanismos dominantes incluem fraturamento rúptil e dissolução por pressão. Esses processos resultam em extinções ondulantes, como evidenciado no Q1, *kink bands* (observados nos cristais de muscovita), além de microfraturamento nos cristais, incluindo fraturamento e deslizamento friccional, resultando em fluxo particulado ou fluxo granular. A interação desses mecanismos culmina em cataclase, conforme evidenciado no Q2, gerando a formação de estruturas que reduzem o tamanho dos grãos e resultam em mínima deformação plástica, em consonância com as análises petrográficas.

Ao analisar o histograma de frequência (*misorientation*) dos ângulos de desorientação dos grãos de quartzo e sulfetos, observam-se picos distintos, especialmente nas faixas de 5° a 15° e de 55° a 60°. A distribuição dos ângulos de desorientação aponta para uma transição entre limites de grãos com baixo e alto ângulo, notavelmente entre 5° e 15°, sugerindo possível formação de subgrãos para os sulfetos. Já na faixa de 55° a 60°, sugere-se a presença de geminações do tipo *Dauphiné* para o quartzo, caracterizadas por uma rotação de 60° em torno do eixo-c do cristal original e indica-se que a acomodação da deformação nos grãos de quartzo contou com a contribuição da geminação, a qual frequentemente desempenha um papel no processo de redução do tamanho de grão (Lloyd, 2004; Menegon *et al.,* 2010).

Os dados apresentados mantiveram coerência ao serem integrados aos resultados petrográficos e às informações já existentes na literatura. No contexto da evolução dos veios, microestruturas como *bulging*, extinção ondulante, lamelas de deformação entre outros mencionados, o qual sugerem uma associação dos veios ao

sistema de transcorrência Lancinha (STL), com um limite de temperatura entre 200° e 400° (Hilth e Tullis, 1992; Stipp, 2002; Law, 2014).

Os cristais de quartzo Q1, afetados por essas feições microestruturais, apresentam características associadas aos sulfetos, indicando serem os primeiros a se formar durante a abertura e entrada do fluido. Com a progressão do STL, estruturas de abertura associadas a fraturas foram formadas e preenchidas pelos fluidos primários ricos em sílica e sulfetos (Figura 48).

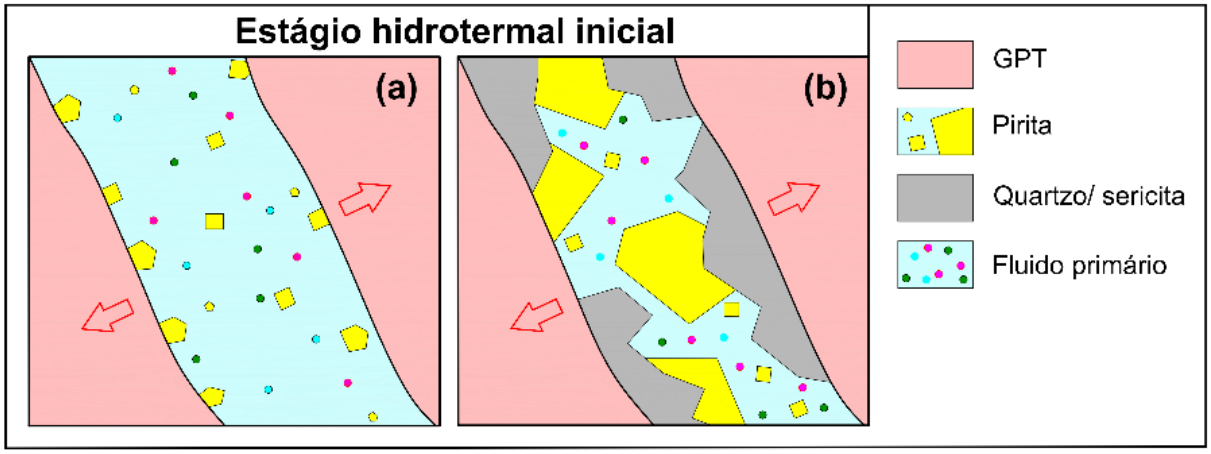


Figura 48: A imagem ilustra o processo de abertura indicado pelas setas vermelhas, no estágio hidrotermal inicial, com fluido primário infiltrando a rocha GPT, formando veios de quartzo, precipitando pirita e resultando na cristalização desses minerais.

Posteriormente, surgiram estruturas rúpteis, como falhas e estruturas de fluxo cataclástico, em temperaturas baixas e plasticidade praticamente nula, evidenciadas tanto nos quartzos quanto nos sulfetos analisados. Portanto, através das análises de microscopia óptica e de MEV-EBSD, pode-se interpretar que a maioria do ouro visível foi introduzida por fluidos auríferos após a formação da pirita hospedeira, em vez de ser resultado da remobilização de ouro invisível contido na pirita. Esses fluidos auríferos circulavam em microfraturas e espaços intersticiais da pirita, levando à precipitação do ouro visível, da calcopirita, aikinita e outros minerais da fase hidrotermal do GPT (Figura 49)

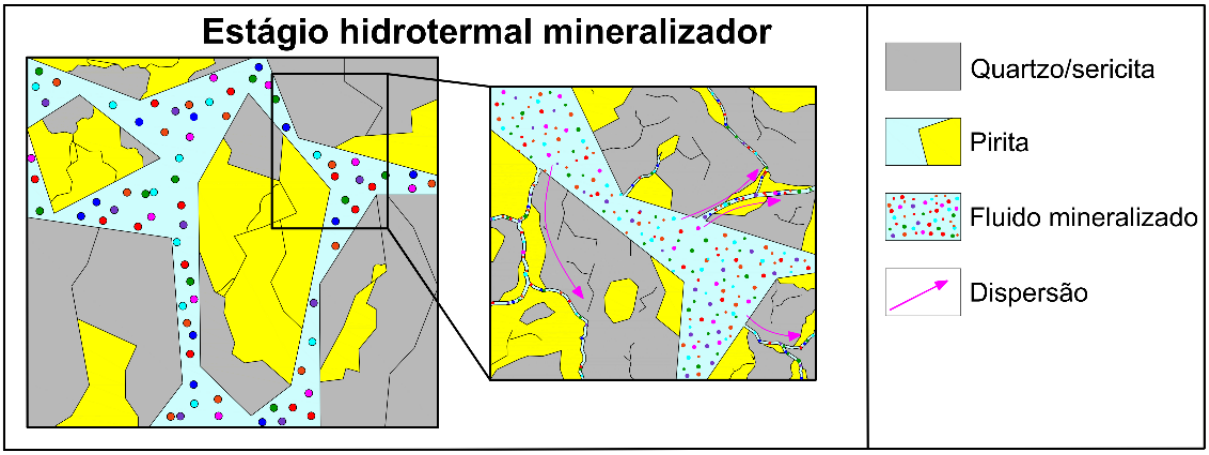


Figura 49: A imagem ilustra o estágio hidrotermal mineralizador, com fluido mineralizado dispersando (indicado pelas setas rosas) através de fraturas nos veios de quartzo (Q1) e pirita (Py1).

É provável que esses fluidos sejam derivados das mesmas fontes que precipitaram a pirita hospedeira do ouro, mas eram mais evoluídos e enriquecidos em ouro e outros elementos, e foram posteriormente cristalizados devido aos hábitos dos minerais pré-existentes, que controlaram a morfologia do cristal quando observados em associação com os cristais de pirita e quartzo. Dressel (2018) sugere que os fluidos mineralizadores evoluíram a partir do fluido magmático, seguido de uma transição magmato-hidrotermal com a formação de aplitos, pegmatitos, USTs e *stockscheider*, até os estágios hidrotermais do depósito, com os sulfetos sendo provenientes do próprio fluido magmático.

As características de deformação das piritas (Py1 e Py2), conforme refletidas pelas características petrográficas e EBSD, indicam que as piritas sofreram principalmente deformação rúptil em vez de dúctil. Isto é consistente com as fracas características de deformação plástica e um baixo grau de recristalização, visto que a deformação plástica da pirita geralmente ocorre sob temperaturas acima de 450 °C (Cox et al., 1981; Graf et al., 1981). A natureza frágil da pirita facilita sua fratura pela atividade tectônica subsequente sob temperaturas relativamente baixas (Barrie et al., 2010), resultando na formação dessas microestruturas dentro da pirita. A frágil deformação da pirita é provavelmente causada pelos mesmos processos tectônicos que controlaram os veios de quartzo e suas estruturas hospedeiras.

Portanto, durante o estágio hidrotermal inicial, quando os veios estéreis foram formados, o fluido primário foi infundido, levando à precipitação de quartzo e pirita pobre em Au e outros elementos. Posteriormente, durante o estágio hidrotermal mineralizado, a pirita pré-existente (Py1) foi sujeita a deformação ruptil e uma série de microestruturas foi gerada. Os fluidos formadores de minério foram dispersos nessas microestruturas e reagiram com as piritas. Quando o ouro e outros metais no fluido fértil atingiram a saturação, ouro visível e sulfetos polimetálicos foram precipitados dentro das fraturas e espaços criados, além da cristalização da Py2 de forma euédrica (Figura 50).

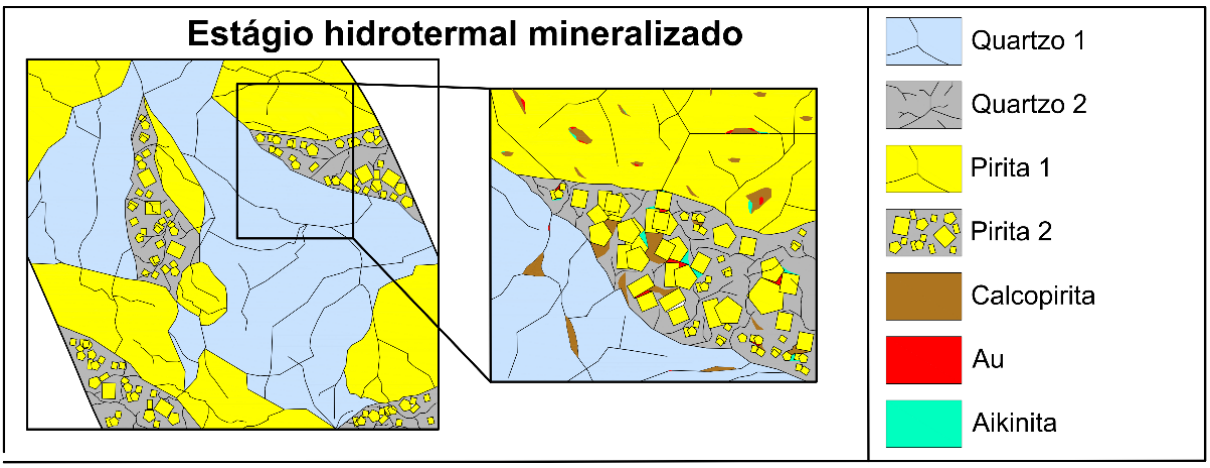


Figura 50: Após a cristalização dos fluidos mineralizadores do estágio hidrotermal, ocorreu a formação da Py2 através de fraturas nos cristais de Q1 e Py1, além do preenchimento dos espaços intersticiais por calcopirita, ouro e aikinita.

Enquanto isso, a pirita provavelmente forneceu elétrons livres para a redução do ouro monovalente (Au^{+}) a ouro elementar (Au^{0}) durante a reação fluido-mineral, e as microestruturas da pirita e do quartzo forneceram caminho para a circulação de fluidos formadores de minério aurífero, criando posições favoráveis para a adsorção e precipitação de ouro. Ao atingir a saturação ou reagir com a pirita, o Au seria depositado como partículas visíveis. A saturação de outros sulfetos incluindo Cu, Zn, Bi, Mo, Au, Pb, etc., pode ter sido alcançada mais tarde e parcialmente sobreposta à precipitação de ouro.

Notavelmente, tanto a aikinita quanto a calcopirita são encontradas dentro ou em associação espacial com a pirita nos veios de quartzo mineralizados. Assim, o ouro está associado com calcopirita e aikinita, sugerindo uma possível assembleia mineral de afinidade Au-Bi-Cu±Mo, conforme Dressel (2018).

8. CONCLUSÃO

No presente trabalho, a abordagem integrada de fotomicrografias e descrições detalhadas das lâminas petrográficas permitiu a condução de análises abrangentes utilizando técnicas, como Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Difração de Elétrons Retroespalhados (EBSD).

A aplicação da Espectroscopia de Energia Dispersiva de Raios X (EDS) proporcionou uma diferenciação química eficaz dos cristais presentes nos veios mineralizado. Ao considerar as fácies do Granito Passa Três, correlacionadas com os veios mineralizados, este estudo explorou mecanismos de deformação que influenciaram esses veios. O Granito Passa Três, caracterizado por facies magmáticas homogêneas, revelou associações texturais e mineralógicas específicas nas categorias GEM, GEF e GEB.

As análises microestruturais detalhadas dos veios de quartzo mineralizados indicam uma paragênese complexa envolvendo quartzo leitoso, pirita, calcopirita, galena, aikinita, fluorita, muscovita, sericita e carbonato. A presença de ouro, especialmente nas fases 2a e 2b, corrobora a interpretação dos estágios de cristalização propostos por Dressel (2018).

As observações microscópicas detalhadas dos minerais, como pirita, calcopirita, galena, muscovita e carbonato, revelam padrões texturais associados à alteração hidrotermal tardi-magmática. A presença de cristais de quartzo Q1 e Q2, bem como a Py1 e Py2, apresenta características distintas de deformação e contextos microtexturais e sugere diferentes condições de formação e evolução dos veios mineralizados.

As investigações sobre os mecanismos de deformação sugeriram que a formação dos veios de quartzo mineralizados foi influenciada por processos de deformação rúptil-dúctil, com temperaturas entre 200°C e 400°C. A presença de microestruturas como bulging, extinção ondulante e lamelas de deformação no Q1, bem como a formação de novos grãos, indicam um ambiente de deformação plástica significativa. Já o Q2 exibem características associadas a processos cataclásticos e fraturamento, sugerindo temperaturas mais baixas e deformação predominantemente rúptil.

A distribuição do ouro nos veios mineralizados parece estar associada à formação hidrotermal subsequente à formação da Py1. O ouro foi identificado principalmente como inclusões em microfraturas e espaços intersticiais dentro da pirita, sendo possivelmente introduzido por fluidos auríferos pós-formação da pirita hospedeira. Essa conclusão é apoiada pela ausência de características de deformação plástica significativa na pirita, sugerindo que a introdução de ouro ocorreu por meio de fluidos evoluídos e enriquecidos em ouro.

Essas observações sugerem que a pirita não sofreu uma deformação dúctil significativa, onde a remobilização de ouro em sulfetos também pode ser induzida por metamorfismo e deformação, um mecanismo comumente considerado responsável pela redistribuição de oligoelementos dentro de cristais minerais. Isto é consistente com a ausência de características de deformação plástica e um baixo grau de recristalização, sendo que a deformação rúptil é desfavorável para a remobilização de ouro, apoiando a conclusão de que o ouro visível na pirita não é resultado da remobilização de ouro invisível contido neste mineral, mas foi introduzido por fluidos auríferos após a formação da pirita hospedeira.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1973). The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairm E.M., Stehli F.G. (eds.). The Ocean basins and margins. New York, Plenum, p. 411-446.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (coordinators). (1984). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgar Blucher. 378p.

BAËTA R. D. e ASHBEE K. H. G.. 1969. Slip systems in quartz: I. Experiments. The American mineralogist, 54:1551-1573.

BARRIE, Craig D.; COOK, Nigel J.; BOYLE, Alan P. Textural variation in the pyrite-rich ore deposits of the Røros district, Trondheim Region, Norway: implications for pyrite deformation mechanisms. Mineralium Deposita, v. 45, p. 51-68, 2010.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. (1958). Estudos Preliminares da Séria Açungui. VIII-Formação Votuverava. Boletim do Instituto de História Natural. Curitiba. 6 p.

BONS, P. D., den Brok, B. (2000). Crystallographic preferred orientation development by dissolution-precipitation creep. Journal of Structural Geology, 22, 1713-1722.

CAMPANHA, G.A.C. (1991). Tectônica Proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação no Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 296 p.

CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G.R. (1999). Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). Precambrian Research. UNESP, Geociências. São Paulo. 31-51 p. DOI:10.1016/S0301-9268(99)00027-3.

CAMPANHA, G.A.C.; DE BRITO NEVES, B.B. (2004). Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. Episodes Journal of International Geoscience, v. 27, n. 4, p. 255-259.

COSTA, G.A. 2013. Rochas ígneas e Metamórficas. Texturas e Estruturas. 1 ed. Editora UFMG. Belo Horizonte, 194 p.

COX, S. F.; ETHERIDGE, M. A.; HOBBS, B. E. The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite. Economic Geology, v. 76, n. 8, p. 2105-2117, 1981.

CRAIG, James R.; VAUGHAN, David J. Compositional and textural variations of the main iron minerals and base metal sulfides. Springer Netherlands, 1990.

CURY, L.F. (2003). Geocronologia e litogeoquímica dos stocks graníticos da porção sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

DE BRITO NEVES, B.B.; NETO, Mário da Costa Campos; FUCK, R.A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. Episodes Journal of International Geoscience, v. 22, n. 3, p. 155-166.

DE MORAIS, W.A. et al. (2020). Proposal for a procedure to estimate the stiffness in textured metals by EBSD data analysis. Unisanta Science and Technology, v. 9, n. 1, p. 38-49.

DEER, W. A, RA Howie and J. Zussman, An introduction to rock-forming minerals. Harlow, Essex, England: New York, NY, Longman Scientific & Technical, 1992.

DEER W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 2010. Minerais constituintes de rochas. Translation by Carlos António Regêncio Macedo. 4th ed. Calouste Foundation, Lisbon, 727 p.

DINGLEY, D.J.; RANDLE, V. (1992). Determinação de microtextura por difração de retroespalhamento de elétrons. Revista de Ciência de Materiais, v. 4545-4566.

DRESSEL, B. (2018). Structural, petrological, and metallogenetic analysis of the Neoproterozoic gold mineralization of Granito Passa Três (Campo Largo – PR) – implications for granite/mineralization relationships. Doctoral thesis. Postgraduate Program in Geology. Federal University of Paraná, Curitiba. 194 p.

DRESSEL, B. (2012). Placement, deformation, and typology relationships of the Varginha, Morro Grande, Piededa, and Cerne granites, East of Paraná. Dissertation (Master in Geology) – Sector of Earth Sciences, Federal University of Paraná. Curitiba.

FALEIROS, F.M. (2008). Evolution of tectonometamorphic terrains of Serrania do Ribeira and Alto Turvo (SP, PR). Doctoral thesis. Postgraduate Program at the Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo. 318 p.

FALEIROS, F.M. et al. (2011). Geochemistry and Petrogenesis of Metabasites from the Votuverava Group (Apiaí Terrain, Southern Ribeira Belt): Evidence of a Calimian Retro-Arc Back Basin. Journal of the Institute of Geosciences - USP, v. 11, n. 2, p. 135-155.

FOSSEN, Haakon. Extensional tectonics in the North Atlantic Caledonides: a regional view. Geological Society, London, Special Publications, v. 1, p. 767-793, 2010.

GUALDA, G.A.R.; LACOURT, D. A evolução tectônica do arco de Ponta Grossa: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano na América do Sul. In: 46° Congresso Brasileiro de Geologia, Gramado, Anais..., 1990.

GUZZO, P. L. Industrial Rocks and Minerals - Quartz. CETEM, 2018 2nd edition.

GRAF, Joseph L. et al. Transmission electron microscopic observation of plastic deformation in experimentally deformed pyrite. Economic Geology, v. 76, n. 3, p. 738-742, 1981.

HASUI, Y. (2010). A grande colisão pré-cambriana do Sudoeste Brasileiro e a estruturação regional. Geociências, São Paulo, v. 29, n.2, p. 141-169.

HASUI, Y. (2012). Mantiqueira Orogenic System. In: HASUI, Y; CELSO DAL RÉ CARNEIRO, C.D.R.; FERNANDO ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (coordinators) Geology of Brazil. São Paulo. Funder: Petrobrás and Federal Government. Beca Editora. P. 331 – 373.

HEILBRON, M. et al. (2004). Mantiqueira Province. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.) Geology of the South American Continent. Beca Editora, p. 180-203.

HIRTH G., TULLIS J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology,14:145–159. https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053- Y

LOYD G. E. 2004. Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone: the significant roles of Dauphiné twinning and misorientation. Geological Society of

London, Special Publications, 224:39-61. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.224.01.04.

MENEGON L., PIAZOLO S., PENNACCHIONI G. 2010. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. Contributions to Mineralogy and Petrolology, 161: 635-652.

MENEGON.L, PIAZOLO S. and PENNACCHIONI G. 2011. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology, 161(4):635-652.

NEUMANN, B. (2000). Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1695-1711. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00060-2.

PICANÇO, J.L. (2000). Isotopic composition and hydrothermal processes associated with gold-bearing veins in the Passa Três granite massif, Campo Largo, PR. Doctoral thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo. 197 p.

PIEKARZ, G.F. (1992). Granito Passa Três – PR and associated gold mineralizations. Master's dissertation, Institute of Geosciences, State University of Campinas, Campinas, 238 p.

REED, R. J. B. 2005. Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge University Press. 2nd Edition. 212 p. DOI:10.1017/CBO9780511610561

SANTOS, A. C. A. Operationalization of the cathodoluminescence technique and application to the study of quartz. 2013.

SOARES, P.C.; GÓIS, J.R. (1987). Geology of Granito Passa Três (PR) and its gold mineralizations. In: 3rd Southern Brazilian Symposium on Geology. Curitiba, Proceedings, p. 497-514.

STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R. and SCHMID S. 2002. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. Journal of Structural Geology, 24:1891-1884.

STOSCH, H.G. (2022). QAPF Diagram Model (Streckeisen) for Excel (1.0). Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.5994130.

STRECKEISEN, A.L. (1967). Classification and Nomenclature of Igneous Rocks: Final Report of an Inquiry. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 107:144-240.

TILLEY J. D. R. Crystals and crystal structure. 2014.

TULLIS J and TULLIS T. 1972. Preferred orientation of quartz by mechanical Dauphine twinning: thermodynamics and axial experiments. American Geophysical Union Monograph, 16:67-82.

VERNON, Ron H.1st ed. A practical guide to rock microstructure. Cambridge university press, 2004. 606p.

WHEELER J., PRIOR D.J., JIANG Z., SPIESS R., TRIMBY P.W. 2001. The petrological significance of misorientations between grains. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141: 109-124. Available at: https://doi.org/10.1007/s004100000225.

WHITESIDE, P.J.D.; CHININIS, J.A.; HUNT, H.K. (2016). Techniques and challenges for the characterization of thin metallic films with applications in photonics. Coatings, v. 6, n. 3, p. 35.

WEBER, W. et al. (2004). The Água Clara Formation in the Araçaíba-SP Region: U-Pb Record of a Mesoproterozoic Basin. Geology USP. Scientific Series, v. 4, n. 1, p. 101-110.