

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
CURSO DE GEOLOGIA

Discente: Mayra Silva Limírio

**ANÁLISE MICROTTECTÔNICA EM ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E
MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO PANTERA, PROVINCIA CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO**

Monte Carmelo- MG

Janeiro/2023

Mayra Silva Limírio

**ANÁLISE MICROTTECTÔNICA EM ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E
MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO PANTERA, PROVINCIA CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO**

Trabalho de Conclusão de Curso II apresentado ao
Curso de Geologia do Instituto de Geografia da
Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos
requisitos necessários à obtenção do título de
Bacharel em Geologia

Área de concentração: Recursos Minerais e microtectônica

Orientador Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva (UFU)

Coorientadora: Profa. Dra. Carolina Penteado Natividade Moreto (UNICAMP)

Monte Carmelo

Fevereiro/2023

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

O48 Limírio, Mayra Silva, 1998-
2023 Análise microtectônica em zonas de alteração hidrotermal e mineralização do depósito Pantera, Província Carajás, Cráton [recurso eletrônico] / Mayra Silva Limírio. - 2023.

Orientador: Marco Antônio Delinardo da Silva .
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia.

Modo de acesso: Internet.
Inclui bibliografia.

1. Geologia. I. , Marco Antônio Delinardo da Silva, 1984-, (Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. III. Título.

CDU: 551



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto de Geografia

Avenida João Naves de Ávila, 2121 - Bairro Santa Mônica, Uberlândia-MG, CEP 38400-902

Telefone: 34-3239-4169 - Bloco 1H - Sala 1H18A



ATA DE DEFESA - GRADUAÇÃO

Curso de Graduação em:	Geologia				
Defesa de:	Trabalho de Conclusão de Curso II - IGUFU32017				
Data:	28/02/2023	Hora de início:	13h00min	Hora de encerramento:	14h30min
Matrícula do Discente:	31611GLG026				
Nome do Discente:	Mayra Silva Limirio				
Título do Trabalho:	Análise microtectônica em zonas de alteração hidrotermal e mineralização do Depósito Pantera, Província Carajás, Cráton Amazônico				
A carga horária curricular foi cumprida integralmente?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim <input type="checkbox"/> Não				

Reuniu-se de forma remota pela plataforma MS Teams, a Banca Examinadora, composta pelo Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva (orientador e presidente da banca examinadora), docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, pela Doutoranda Laryssa de Sousa Carneiro, pesquisadora do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, pelo Prof. Dr. Felix Nannini, docente do instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, e a discente Mayra Silva Limirio.

Iniciando os trabalhos, o presidente da mesa, Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva, apresentou a Comissão Examinadora e a candidata, agradeceu a presença do público e concedeu a discente a palavra para a exposição do seu trabalho. A duração da apresentação da discente e o tempo de arguição e resposta foram conforme as normas do curso.

A seguir o senhor presidente concedeu a palavra aos examinadores externo e interno, que passaram a arguir o candidato. Ultimeada a arguição, que se desenvolveu dentro dos termos regimentais, a banca examinadora, em sessão secreta, atribuiu o resultado, considerando a candidata.

Aprovado com Nota [100]

Reprovado com Nota []

Nada mais havendo a tratar foram encerrados os trabalhos. Foi lavrada a presente ata que após lida e achada conforme foi assinada pela Banca Examinadora.



Documento assinado eletronicamente por **Marco Antonio Delinardo da Silva, Professor(a) do Magistério Superior**, em 28/02/2023, às 14:21, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Felix Nannini, Professor(a) do Magistério Superior**, em 28/02/2023, às 16:50, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8](#)

[de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Laryssa de Sousa Carneiro, Usuário Externo**, em 01/03/2023, às 10:55, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://www.sei.ufu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **4291446** eo código CRC **B1BF5692**.

Agradecimentos

Durante toda faculdade diversas pessoas especiais, inéditas e celebres foram uma rede de apoio gigantesca e contribuíram de forma significativa para que fosse possível a minha conclusão de um curso superior.

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus antecessores por toda garra e determinação por conquistar lugares dentro da sociedade e permitir que os deles tivessem uma oportunidade melhor. A minha amada e eterna Mary Ivone por cada livro, enciclopédia espalhado pela casa, por cada conversa e por sempre me estimular nos meus estudos. Seus sonhos estão sendo realizados e seus sucessores estão ocupando a universidade. A bisã por ser ter sido um exemplo de mulher, de garra e determinação. Ao meu neguinho (Messias) por todo apoio durante cada etapa da minha vida, sou sua maior fã.

Agradeço ao Marco Delinardo pela atenção e por ter me estimulado e confiado em mim mesmo nos momentos em que já não tinha força para terminar o TCC.

A Rilha por ser um exemplo de resistência, pureza e doçura. Se não fosse pelo seu exemplo eu não seria a metade do ser humano que venho me tornando. Aos meus primos, Yago, Raissara, Henrique, Jhenifer, Luiz, Lucas, Jeferson e Yanka por me compreenderem e me trazerem para realidade nos momentos de loucurada. Aos meus pais, tios e a vovó Carminha que tiveram uma importância significativa em cada parte da minha vida.

Aos meus irmãos de alma que encontrei durante toda jornada da faculdade, mas em especial ao Tchunions por estar comigo nos momentos de felicidade e tristeza, a Iaia pelas conversas cabeças e pela abordagem sobre diversas visões onde eu não conseguia enxergar. A Karlinha por sempre me estimular nos estudos, por ser um exemplo de estudante e amiga, por ter sido a pessoa que mais me tolerou durante toda a faculdade, sou grata por toda troca diante desses 6 anos morando juntinhas. Ao meu ente querido Queixada que mesmo de longe consegue me guiar e me acalmar, nossa conexão é inexplicável.

A minha linda parceira de vida Maria Fernanda por me aceitar como sou e por ter estado do meu lado durante toda faculdade, tu és minha melhor amiga.

Muito Obrigada!

Resumo

A Província Carajás (3,0–2,5 Ga), localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, é reconhecida por apresentar diversos tipos de depósitos minerais de classe mundial, com destaque para os depósitos do tipo óxido de ferro, cobre e ouro (*iron oxide-copper-gold deposits - IOCG*) do Neoarqueano (ca. 2,7 e 2,5 Ga) e Paleoproterozoico (ca. 1,8 Ga). A província foi dividida nos domínios Carajás (norte) e Rio Maria (sul). Os dados da mineralização IOCG mostram que a sobreposição de eventos hidrotermais é frequente na formação dos depósitos. Adicionalmente, a percolação dos fluidos mineralizantes é fortemente controlada por feições de zonas de cisalhamento (ex. superfícies S; bandas de cisalhamento extensionais, entre outras). Sendo, assim, o avanço no entendimento sobre a relação temporal entre mineralização e deformação depende de estudos de detalhe, com foco especial em microtectônica. Considerando esta lacuna de conhecimento, o trabalho utilizou a microestrutural para caracterizar a alteração hidrotermal e deformação da mineralização IOCG do depósito Pantera localizado na região norte do Domínio Rio Maria controlado por estruturas subsidriárias a Zona de Cisalhamento Canaã (WNW-ESE). A abordagem metodológica envolveu a descrição de lâminas delgadas e delgadas-polidas de zonas de alteração hidrotermal e mineralização do depósito. Isto permitiu a identificação de feições relacionadas a deformação na zona de cisalhamento em meio as paragêneses hidrotermais do depósito em diferentes zonas. A paragênese mineral descrita nos protomilonitos é compatível ao intervalo 250-500°C e 500-700°C, apresentando mecanismos de recristalização dinâmica e recristalização estática com atuação de pressão de fluido entre 50 e 100 Mpa respectivamente para os intervalos. Comparando em paralelo às condições de temperatura e pressão da fácies xisto verde e fácies anfíbolito inferior. Interpreta-se a partir dos dados microestruturais que os protomilonitos com paragênese hidrotermal compartilhada pela mineralização, são pós cristalização magmática e sin-tectônicos.

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Província Mineral de Carajás, Microtectônica, Metalogênese.

Abstract

The Carajás Province (3.0–2.5 Ga), located in the southeastern portion of the Amazonian Craton, is recognized for having several types of world-class mineral deposits, with emphasis on iron oxide, copper and gold deposits (iron-copper-gold oxide (IOCG) deposits from the Neoproterozoic (ca. 2.7 and 2.5 Ga) and Paleoproterozoic (ca. 1.8 Ga). The province was divided into Carajás (north) and Rio Maria (south) domains. The IOCG mineralization data show that the superimposition of hydrothermal events is frequent in the formation of deposits. Furthermore, the percolation of mineralizing fluids is strongly controlled by shear zone features (eg. S surfaces; extensional shear bands, among others). Therefore, the advance in the understanding of the temporal relationship between mineralization and deformation depends on detailed studies, with a special focus on microtectonics. Considering this knowledge gap, the work used the microstructural to characterize the hydrothermal alteration and deformation of the IOCG mineralization of the Pantera reservoir located in the northern region of the Rio Maria Domain controlled by subsidiary structures of the Canaã Shear Zone (WNW-ESE). One methodological approach involved the description of thin and thin-polished sections of zones of hydrothermal alteration and mineralization of the reservoir. This provided an identification of features related to deformation in the shear zone among the hydrothermal paragenesis of the reservoir in different zones. The mineral paragenesis described in protomylonites is compatible with the range 250-500°C and 500-700°C, with conversion of dynamic recrystallization and static recrystallization occurring with fluid pressure between 50 and 100 Mpa respectively for the ranges. Comparing in parallel the temperature and pressure conditions of the greenschist facies and lower amphibolite facies. It is interpreted from the microstructural data that the protomylonite with hydrothermal paragenesis shared by the mineralization, are post magmatic crystallization and syntectonic.

Keywords: Amazon Craton, Carajás Mineral Province, Microtectonics, Metallogensis.

Lista de Figuras

- Figura 1. Mapa de localização do depósito Pantera em Ourilândia do Norte. 17
- Figura 2. A evolução dos modelos propondo as províncias geotectônico-geocronológicas para o Cráton Amazônico e as respectivas mudanças nas fronteiras das províncias ao longo dos anos. Modelos: 1- Amaral (1974); 2- Cordani et al., (1979); 3- Teixeira et al., (1989); 4- Tassinari et al., (1996); 5- Santos et al., (2000) 20
- Figura 3. Mapa da Província Carajás mostrando os principais litotipos, com importantes depósitos IOCG do domínio Carajás e a localização do depósito IOCG Pantera no domínio Rio Maria. 22
- Figura 4. Mapa geológico de Ourilândia do Norte mostrando as associações litológicas e características estruturais..... 25
- Figura 5. Seção geológica esquemática do depósito Pantera, com a disposição dos litotipos e a distribuição das diferentes zonas de alteração hidrotermal reconhecidas. Elaborado a partir das descrições dos testemunhos PKC-PANT-DH001 e PKC PANT-DH007. 26
- Figura 6. A: textura mimerquítica formado por albita e quartzo e grãos de albita apresentando flame perthite. B: quartzo apresentando SGR e BLG ao redor de grãos quartzo e albita com flame perthite. C: Textura da rocha com cristais de act seguindo a foliação espaçada (lâmina 1-74). Os porfiroclastos foram totalmente saussuritizados e possuem contato com qtz geométricos D: Textura maciça contendo grãos de Act e Pl interceptados por 4 veios de plagioclásio e quartzo seguindo a direção das setas. B: As albitas e os porfiroclastos apresentam recristalização nas suas bordas. Relação de corte entre epidoto e demais minerais. F: Albita apresentando deformação twin juntamente a grãos de plagioclásio e actinolita sendo interceptados por carbonatos. 28
- Figura 7. A: Substituição da chl em cristais de act. B: Cristal de Porfiroclasto de Pl com bordas recristalizadas e actn e Hbl marcando a foliação anastomosada. C: Quartzo geométrico em paragênese com actinolita e grãos de plagioclásio totalmente saussutitizados e interceptados por act. D: Cristais de calcopirita em contato com grãos de albita, plagioclásio e carbonato..... 29
- Figura 8. A: Textura anastomosada marcada por cristais de qtz ao redor dos Pl. Alguns cristais de qtz apresentam extinção ondulante. B: Foliação anastomosada e estruturas C, C' e S marcadas por cristais psiciforme de act. C: Foliação anastomosada e estruturas C, C' e S em cristais de hbl, act. D: Zona proto-milonítica com textura nematoblástica marcada por cristais de act e chl e Ep. E: Ccp e mag disseminada

sobre a foliação nas estruturas S e C'. F: Grãos de Cb em contato com Act, Has, Qtz e Ab. 32

Figura 9. A: Qtz reliquias com formação de subgrãos e extinção ondulante. As albitas apresentam flame perthite, microdobradas e kinking (lâmina 1-126). B: Cristais de Qtz com recristalização dinâmica. A bt segue a foliação a orientação da foliação da rocha (lâmina 1-126). As fotos foram tiradas à nicóis cruzados. C: Zona protomilonítica com estrutura C e S marcadas por cristais de bt, act, hst, chl e Qtz com extinção ondulante (lâmina 1-126). D: Quartzo com extinção ondulante sobre foliação da rocha com estrutura manto-núcleo. A estrutura S está sendo marcada por cristais de act e Qtz (lâmina 1-126). E: Estruturas S e C bordejando porfiroclastos de pl. Os pl estão completamente saussuritizados e apresentam recristalização dinâmica nas bordas (lâmina 1-126). F: Estrutura C e S marcando a foliação a partir de cristais de hst, act, bt e Qtz. A act apresenta lamela deformada e ab microfraturas (lâmina 1-126)..... 35

Figura 10. A: Albita apresentando deformação twin, bt se transformando do chl no canto inferior esquerdo e cristais de Qtz com formato ameboide no canto superior esquerdo. B: Contato entre zona mineralizada e região com deformação rúptil registrada pelas microfraturas dos minerais de act, bt e hst.. C: Biotita se transformando em clorita dentro da zona mineralizada em contato com cristais de mag e ccp desenvolvendo ao longo das lamelas de bt.. D: Zona mineralizada com grandes grãos de mag e cristais pequenos de ccp contidos dentro da bt E e F: Contato entre os minerais de minério da rocha (ccp, mag e pi, pit). 38

Figura 11. Diagrama esquemático mostrando a relação entre a temperatura de deformação e os regimes dinâmicos de recristalização em quartzo, feldspato, biotita e anfibólio. O campo cinza é o espectro de temperatura para a ocorrência de recristalização dinâmica em cada mineral. Legenda: BLG ¼ abaulamento ou migração de contorno de grão em baixa temperatura; SGR ¼ rotação de subgrão; GBM ¼ migração de contorno de grão de alta temperatura. 40

Figura 12. A: Textura mimerquítica com cristais de feldspato e quartzo vermiforme com extinção ondulante. A direita, o porfiroclasto de plagioclásio apresentam recristalização em sua borda para ab.. B: Qtz com lamelas de deformação em contato com Ep. A Ab na lateral direita exibe recristalização BLG e twinnig. C: Porfiroclasto de pl com recristalização nas bordas e Qtz com recristalização (BLG). D: Pl com recristalização na borda, o Qtz com contato com Pl apresenta recristalização GBAR. E: Act com macla deformada em contato com porfiroclastos de Pl. F: Ab com microdobras e act transformada totalmente para hst. 42

Figura 13. A: Superfície C e S marcada por cristais orientados de actinolita com macla e localmente com formato pisciforme. B: Grão de actinolita com maclas fraturadas por veio de Qtz C: Grão de quartzo com extinção ondulante e subgrãos indicando BLG

na parte superior e GBAR na lateral direita.. D: Cristais de qtz apresentando SGR interceptados por veios de carbonatos. E: Qtz com estrutura manto núcleo com cristais de qtz recristalizados por BLG. A albita localizada acima desse qtz apresenta microdobras e comumente os cristais desse mineral apresentam flame perthite. F: Grãos de Pl completamente saussuritizados com recristalização de ab em sua borda. O qtz apresenta-se com recristalização BLG, SGR E GBM. 44

Figura 14. A: Cristais de Ab com maclas apresentando microdobras e bt seguindo as estruturas C, C' e S bordejando e rotacionando cristais de Pl. B: Grão de ab com maclas contendo microdobras bordejados por qtz com GBAR. C: Ab apresentando deformação Twin. D: Maclas de act com rupturas rotacionadas e bordejadas por bt nas estruturas C, C', S. Qtzo com GBAR. E: Qtzo reliquiares e bt orientada seguindo a foliação principal. F: Ab com deformação Twin..... 46

Figura 15. A e B: Contato entre padrão stockwork de mineralização (ccp, mag e pi) e cristais de Plm qtz, act e bt. C: Ab apresentando deformação twinning, act-ep envolvendo cristais de mag. D: Contato de qtz com recristalização SGR, act e mag e ccp. Foto A: nicóis descruzados. Fotos B, C e D: nicóis cruzados. 48

Figura 16. Relação entre tamanho de grão recristalizado e tensão diferencial, expressa como tensão de fluxo para os cristais de quartzo recristalizados dinamicamente (BLG, SGR E GBM). 50

Figura 17 . Ab com estrutura flame perthite na zona distal..... 53

Figura 18. A e B: Act com formato pisciforme formando superfície C e S. Lâmina: 98.5. Zona: intermediária. Figura A a luz natural e figura B a nicóis cruzados..... 54

Figura 19 A: Veio de qtz+pl interceptando porfiroclastos de pl, act, qtz e ab em com direção diferente as estruturas C e S marcadas por act. B: Veios de carbonato interceptando ab+ porfiroclastos de pl+ qtz. O agregado de qtz localizado na parte superior da imagem foi recristalizado pelo mecanismo GBM. 55

Figura 20. Qtzo com lamelas de deformação. 56

Figura 21. Esquema demonstrando como ocorre a cristalização de migração de borda em cristais com deformação twinning..... 58

Figura 22. Act com macla deformada e apresentando deformação por torção. 59

Figura 23. Processos de recristalização dinâmica com fotografias de lâminas do depósito. Modificado: Passchier & Throw (2005)..... 60

Figura 24. Qtz com recristalização estática (GBAR). Figura 25. Qtz com recristalização
estática (GBAR). 62

Lista de Tabela

Tabela 1. Relação dos minerais de acordo com as zonas do depósito Pantera. 49

Sumário

1. Introdução	16
2. Justificativa	17
3. Objetivos	18
4. Metodologia	18
4.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico:	18
4.2 Petrografia	19
5. Síntese Bibliográfica Fundamental	19
5.1 Contexto Geológico Regional	19
6. Resultados: Microtexturas nas Rochas Hospedeiras do Depósito Pantera	26
6.1 Microestruturas de Zona Distal:	27
6.2 Microestruturas de Zona Intermediária	30
6.3 Microestruturas de Zona Proximal	34
6.4 Zona Brechada com Mineralização.....	37
7. Discussão	40
7.1 Mecanismos e Condições de Deformação	41
7.1.1 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Distal	41
7.1.2 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Intermediária	43
7.1.3 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Proximal	45
7.1.4 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Brechada.....	47
7.2 Evolução Paragenética da Alteração Hidrotermal.....	48
7.3 Condições da pressão do fluido.....	49
7.4 Mecanismos para formação das feições de deformação	51
7.4.1 Texturas de intercrescimento.....	51
7.4.2 Mineral fish	53
7.4.3 Deformação intracristalina	54
7.4.4 Deformação rúptil	54
7.4.5 Deformação dúctil	55
7.5 Alterações dos cristais.....	62
8 Conclusões	63
Referências	65

1. Introdução

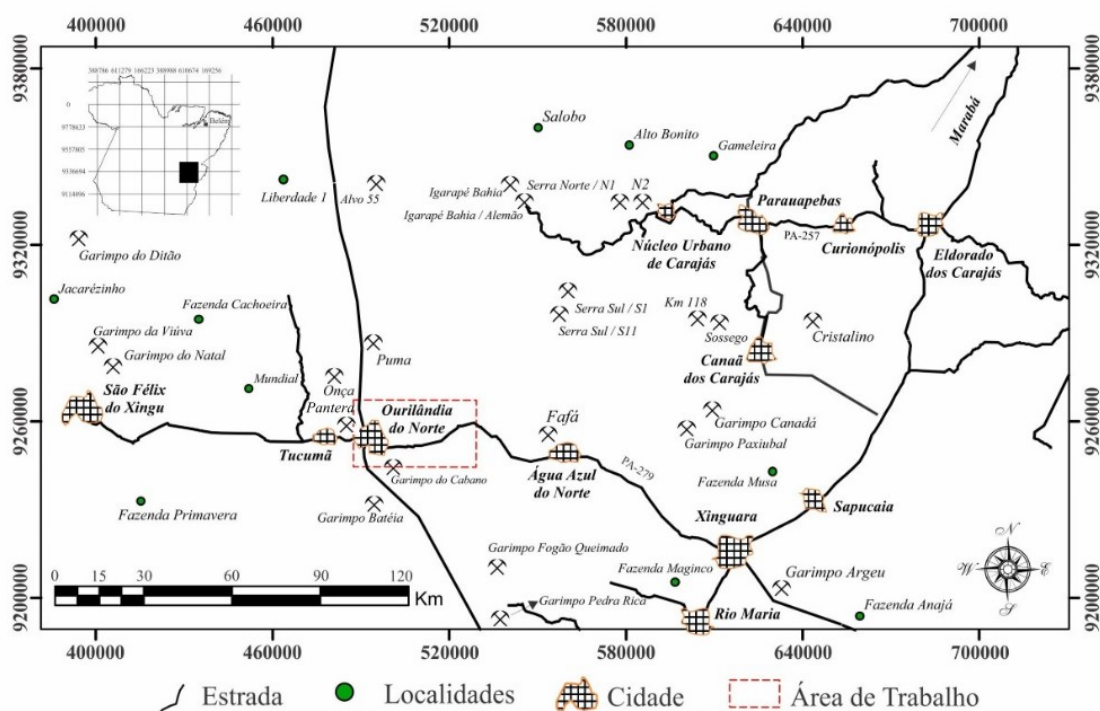
A Província Carajás compreende o maior e mais antigo núcleo crustal do Cráton Amazônico (SANTOS *et al.*, 2000). Este bloco crustal, tectonicamente estabilizado no Arqueano (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004), apresenta diversas ocorrências de depósitos minerais de classe mundial (MONTEIRO *et al.*, 2014), com destaque para os depósitos hidrotermais cupro-auríferos neoarqueanos e paleoproterozoicos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG, iron-oxide copper gold) e de cobre polimetálicos (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). De acordo com Ridley (2013), o controle estrutural é crítico para a exploração e avaliação desses depósitos de minério hidrotermais, pois estes mantêm, por meio da geometria e o espaço, uma relação intrínseca.

Do ponto de vista tectônico, a Província Carajás pode ser dividida em Domínio Rio Maria (DRM) na região a sul (ca. 3,00 a 2,86 Ga) e o Domínio Carajás (DC) na porção norte (ca. 3,05 a 2,55 Ga, VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Até recentemente, os depósitos IOCG eram reconhecidos somente no Domínio Carajás a exemplo, Igarapé Bahia, Manganês do Azul, Alemão, Salobo, Sossego, dentre outros (CARNEIRO, 2005; TALLARICO *ET AL.*, 2005; LANCASTER & OLIVEIRA *ET AL.*, 2000).

Estudos realizados no Domínio Carajás, como de Carneiro (2005), e do Venezian *et al.* (2004) vêm discutindo a relação entre os depósitos IOCG a regiões com concentração de densidades de lineamentos e zonas de cisalhamento, levando em consideração a relação entre as idades dessas estruturas e a mineralização dos depósitos. Neste contexto, o avanço da pesquisa mineral na região do DRM, permitiu a identificação da primeira ocorrência de depósito IOCG, depósito Pantera, localizado em Ourilândia do Norte (Fig. 1). O depósito é controlado por estruturas associadas a Zona de Cisalhamento Canaã (WNW-ESE) e está situado ao longo do limite entre os DC e DRM (LOPES, 2018).

O depósito Pantera possui viabilidade econômica, dados coletados a partir de sondagem mostram teores de Cu variando entre @ 2,58% e 3,75%. O principal mineral de minério é a calcopirita que ocorre em zonas de cisalhamento íngremes formando estilos diversos de mineralização (LOPES, 2018). Originalmente, esse depósito era propriedade da mineradora Vale S.A, mas atualmente o depósito Pantera foi vendido para a mineradora Avanco (Oz Minerals) e está em fase inicial de exploração (LOPES, 2018).

Figura 1. Mapa de localização do depósito Pantera em Ourilândia do Norte.



Fonte: Santos (2015)

Estudos preliminares sobre o a alteração hidrotermal e sua mineralização foram realizados por Lopes (2018). O presente trabalho elucida e descreve a relação entre a deformação e mineralização do depósito, com o intuito de colher informações sobre a estrutural da área do depósito a partir dos estudos de microtectônica. Para isso, o trabalho adotou uma abordagem metodológica envolvendo a descrição de lâminas delgadas e delgadas-polidas de zonas de alteração hidrotermal e mineralização do depósito.

As microestruturas observadas foram individualizadas com base na localização em relação a zona de cisalhamento e feições microestruturais de estado sólido sintectônicos concomitante a percolação de fluídos foram reconhecidos. Um exemplo dessas feições são a textura de intercrescimento, recristalização dinâmica e estática, e feições dúcteis observadas nos minerais em paragênese no depósito Pantera.

2. Justificativa

Com avanço dos estudos na região do Domínio Rio Maria, foi possível registrar a ocorrência do primeiro depósito IOCG nessa região. Essa descoberta é fundamental para o entendimento desse tipo de depósito e estimula os estudos de prospecção na região.

Além disso, essa classe de depósito possui uma relação intrínseca com a geologia estrutural (RIDLEY, 2013). Entretanto, pouco se sabe sobre a relação entre o depósito Pantera e as estruturas locais. Sendo, assim, o avanço no entendimento sobre a relação temporal entre mineralização e deformação depende de estudos de detalhe, com foco especial em microtectônica.

3. Objetivos

O objetivo do trabalho foi realizar uma análise das principais feições microestruturais associadas a paragênese hidrotermal no depósito Pantera, Ourilândia do Norte (PA). Como metas principais, temos:

- i. Separar domínios microestruturais em zonas distais, intermediárias e proximais de zonas de cisalhamento que hospedam mineralização com base nas feições de deformação observadas em secções delgadas-polidas.
- ii. Compreender a relação entre as feições observadas e os minerais associados a alteração hidrotermal no contexto de cada domínio estrutural.

4. Metodologia

4.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico:

O levantamento bibliográfico auxiliou na construção de um acervo sobre a geologia regional, geologia local, e as relações espaciais entre os depósitos minerais do tipo IOCG e as estruturas regionais e locais da Província Mineral de Carajás e seus domínios tectônicos. Esses dados serviram como base para o desenvolvimento da pesquisa e foram consultados durante todo o decorrer do projeto.

Os dados geológicos regionais resultam da compilação dos mapas geológicos de Vasquez *et al.* (2008). Já os dados de geologia local de Ourilândia do Norte são de autoria de Silva *et al.* (2022). Enquanto os dados da mineralização IOCG Pantera são abordados por Lopes (2018).

4.2 Petrografia

O estudo petrográfico foi realizado no laboratório da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp) a partir do microscópio da marca Leica DM750P e na Universidade Federal de Uberlândia- Campus Monte Carmelo (UFU) a partir do microscópio petrográfico binocular polarizado LUMEN (LM-5100-PTR).

O acervo de lâminas utilizado para descrição foi confeccionado no laboratório da Unicamp a partir de 3 furos de sondagem (PKC-PANT-DH001, PKC-PANT-DH003 e PKC-PANT-DH007; Fig. 4g) cedidos pela VALE, totalizando 8 lâminas, sendo 3 de zonas distais, 2 de zonas intermediárias, 1 de zona proximal e 1 na zona brechada mineralizada.

A etapa de petrografia em lâminas delgadas-polidas permitiu a descrição de assembleia mineral, texturas, microestruturas, relações de contato entre os grãos e identificação das alterações minerais. Os dados obtidos subsidiam o entendimento e reconstrução da história deformacional e metalogenética do depósito Pantera.

5. Síntese Bibliográfica Fundamental

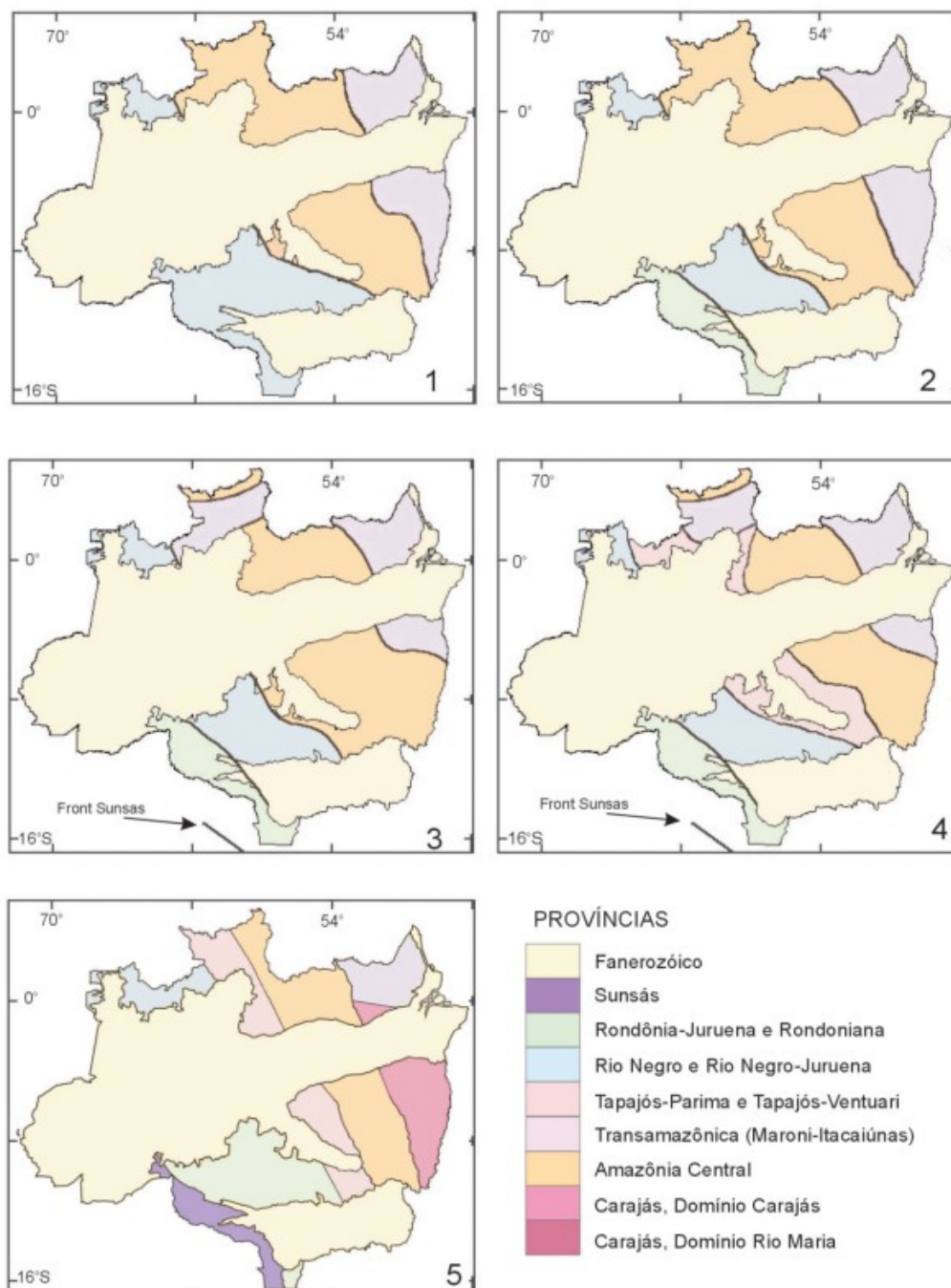
5.1 Contexto Geológico Regional

O Cráton Amazônico está localizado na região norte da plataforma sul-americana (ALMEIDA & HASUI, 1984) abrangendo cerca de 4.500.000 km², constituindo uma das maiores regiões com terrenos de idade Arqueana/Proterozoica no mundo (COUTINHO, 2008). O cráton tem registros de produção de ouro há 200 anos, sendo uma importante região aurífera para o Brasil (COUTINHO, 2008). Geograficamente, o cráton é dividido em dois Escudos, ao norte o Escudo das Guianas e ao sul ocorre o Escudo Central Brasileiro (CORDANI *et al.*, 2000), individualizados pelas sequências sedimentares da bacia do Amazonas Paleozóico (COUTINHO, 2008).

A partir da evolução tectônico-geológico, o Cráton Amazônico subdivide-se seguindo modelos geofísicos, estruturais e geocronológicos (Fig.2). A primeira divisão foi realizada por Amaral (1974) onde o Cráton foi dividido em três províncias: (i) oriental, (ii) central e (iii) ocidental. Em seguida, Almeida *et al* (1977) propôs uma divisão em

duas províncias estruturais: (i) Província Tapajós, localizada ao sul, situada na parte do escudo Brasil Central ou Cráton do Guaporé; e (ii) Província Rio Branco, a norte da bacia Amazonas, pertencente ao escudo das Guianas.

Figura 2. A evolução dos modelos propondo as províncias geotectônico-geocronológicas para o Cráton Amazônico e as respectivas mudanças nas fronteiras das províncias ao longo dos anos. Modelos: 1- Amaral (1974); 2- Cordani et al., (1979); 3- Teixeira et al., (1989); 4- Tassinari et al., (1996); 5- Santos et al., (2000)



Fonte: Modificado de Amaral (1974); 2- Cordani et al., (1979); 3- Teixeira et al., (1989); 4- Tassinari et al., (1996); 5- Santos et al., (2000) apud Domingos (2009).

Autores como Amaral (1974), Cordani (1979), Cordani e Brito Neves (1982), Teixeira *et al.*, (1989); Tassinari (1996); Sato & Tassinari (1997) propuseram a individualização do cráton com base em modelos geocronológicos, sendo os métodos utilizados de K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd (Fig.2). Esses autores presumem que o cráton é formado por um núcleo de rochas antigas hospedando terrenos granito-greenstone envoltos por cinturões móveis (COUTINHO, 2008). Com dados geofísicos (gravimetria e magnetometria) em conjunto com idades radiométricas, Hasui *et al.*, (1984) gerou um modelo geofísico estrutural, individualizando 12 blocos crustais antigos de terrenos granito greenstone belts das quais as margens possuem cinturões altamente deformados (terrenos granulíticos) em consequência dos processos colisionais do Arqueano-Paleoproterozoico.

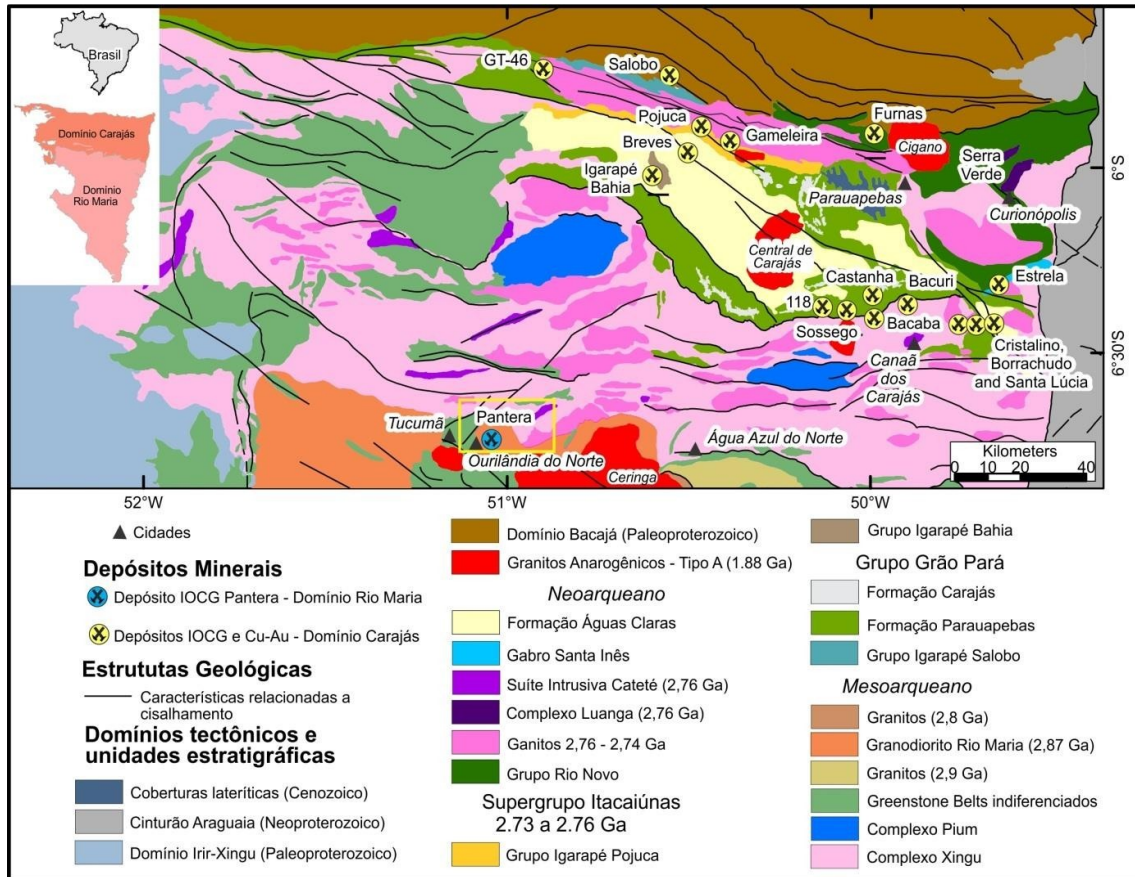
O modelo mais atual foi proposto por Santos *et al.*, (2000) utilizando dados geocronológicos mais robustos de U-Pb em zircão, combinados com dados de Sm-Nd em rocha total e Rb-Sr em zircões provenientes de rochas pré-cambrianas da Amazônia brasileira. O modelo contém oito províncias geocronológicas, sendo estas Província Carajás (3,10-2,53 Ga), Província Transamazônica (2,25-2,00 Ga), Província Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), Província Amazônia Central (1,88-1,53 Ga), Província Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Província Rondônia-Jurema (1,74-1,47 Ga), Província K'Mudku (1,25-1,10 Ga) e Província Sunsás (1,20-0,99 Ga). A origem destas províncias é atribuída a processos de acreção, relacionados ao desenvolvimento de arcos magmáticos ou à reciclagem de crosta continental (SANTOS *et al.*, 2000).

A Província Carajás (Fig. 3) está situada no extremo sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), sendo envolvida por terrenos do Neoproterozóico a leste (Faixa do Araguaia) e do Paleoproterozóico a oeste (Domínio Iriri-Xingu), norte (Domínio Bacajá) e a sul (Domínio Santana do Araguaia; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Além disso, essa província se destaca pelo seu potencial metalogenético, possuindo diversos depósitos de ferro, cobre, ouro, manganês e estanho (MONTEIRO *et al.*, 2014).

A formação e estabilização da Província Carajás ocorreu no Arqueano (TASSINARI e MACAMBIRA, 2004). No entanto, a região foi afetada por eventos tectônicos no Sideriano, associados ao desenvolvimento do Domínio Bacajá e por um intenso magmatismo intraplaca durante o Orosiriano (DALL'AGNOL *et al.*, 2005; VASQUEZ *et al.*, 2008). No Neoproterozoico superior, a edificação da Faixa Araguaia

também culminou no retrabalhamento da margem leste do bloco Arqueano (ASSIS *et al.*, 2021; BORDALO *et al.*, 2020).

Figura 3. Mapa da Província Carajás mostrando os principais litotipos, com importantes depósitos IOCG do domínio Carajás e a localização do depósito IOCG Pantera no domínio Rio Maria.



Fonte: Vasquez *et al.*, 2008

Do ponto de vista tectônico, a Província Carajás pode ser dividida em Domínio Rio Maria na região a sul da província (3,00 a 2,86 Ga) e o Domínio Carajás a norte (3,05 a 2,55 Ga; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) limitados por uma descontinuidade regional de direção aproximadamente E-W (figura 2; MACAMBIRA; LAFON, 1995; VASQUEZ *et al.*, 2008). Essa descontinuidade se caracteriza como um corredor com largura média de 15 km, formado por anomalias gravimétricas negativas com amplitudes médias de 10 mGal associadas com intrusões de granitos arqueanos de alto K alongados na direção E-W (OLIVEIRA *et al.*, 2020).

O Domínio Rio Maria é um núcleo mesoarqueano (3,0 – 2,86 Ga) bem preservado constituído pelos *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas (ca. 3,05 – 2,90; (MACAMBIRA e LANCELOT, 1996; SOUZA *et al.*, 2001), por um grupo diverso de granitóides mesoarqueanos (ca. 2,98 – 2,86 Ga; ALMEIDA *et al.*, 2011; ALTHOFF *et*

al., 2000; LEITE, 2001; OLIVEIRA *et al.*, 2009) e pelas coberturas siliciclásticas do Grupo Rio Fresco com idade máxima de sedimentação do Neoarqueano (SOUZA *et al.*, 2001).

Os greenstones belts são compostos predominantemente por komatiitos e basaltos toleíticos do Grupo Babaçu (base), e rochas metassedimentares clásticas e químicas do Grupo Lagoa Seca (topo; ALMEIDA *et al.*, 2011; DALL'AGNOL *et al.* 2005; DOCEGEO 1988; OLIVEIRA *et al.* 2009, 2010; SANTOS e OLIVEIRA 2016; SILVA *et al.*, 2018). Os granitoides seccionam os *greenstone belts*, mas localmente o contato entre estas rochas é tectônico e definido por zonas de cisalhamento com mergulho acentuado e direção E-W, NW-SE e NE-SW (DOMINGOS, 2009). Acredita-se que essas estruturas caracterizam duplexes transpressivos ligados por segmentos transcorrentes dextrais E-W (COSTA *et al.* 1995).

Os granitoides podem ser classificados em quatro grupos por meio de sua composição química: (i) Associações TTG geradas em três eventos magmáticos, (2,96; 2,93 e 2,86 Ga), sendo estas Tonalito Arco Verde, Trondhjemitó Mogno, Complexo Caracol, Tonalito Marizinha e Trondhjemitó, Água Fria (LEITE *et al.*, 2004; ALMEIDA *et al.*, 2011); (ii) Suíte Sanukitóide Rio Maria (2,87 Ga; OLIVEIRA *et al.*, 2009); (iii) Leucomonzogranitos-granodioritos com alto Ba e Sr (~2,87 Ga; ALTHOFF *et al.*, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2010; 2013); e (iv) Leucogranitos potássicos constituído pelos plútons Xinguara e Mata Surrão (~2,86 Ga; LEITE, 2001; LEITE *et al.*, 2004; ALMEIDA *et al.*, 2013).

As rochas podem apresentar bandamento magmático preservado e deformação heterogênea associada ao desenvolvimento de bandamento gnáissico, foliação verticalizada e lineação sub-horizontal em zonas de cisalhamento e dobras (SANTOS, 2003; VASQUEZ, 2008). O último evento cisalhante deformacional observado no Domínio Rio Maria ocorreu em ca. 2,86 Ga, permanecendo este terreno estável até a colocação dos granitos anorogênicos em ca. 1,88 Ga e diques associados (DALL'AGNOL *et al.*, 2005; TEIXEIRA *et al.*, 2018).

Pinheiro & Holdsworth (2000) dividiram o Domínio Carajás nas assembleias do Embasamento e da Cobertura. A Assembleia do Embasamento é constituída por migmatitos, *greenstone belts* e granitos sin à pós-tectônicos mesoarqueanos e granitos e intrusões máfico-ultramáficas neoarqueanos (ARAÚJO; MAIA, 1991; DOCEGEO, 1988; FEIO *et al.*, 2012, 2013; MACHADO *et al.*, 1991; SANTOS *et al.*, 2013; SILVA *et al.*, 2021; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Os migmatitos associados a unidade Ortogranulito Xicrim-Cateté e granitóides do Mesoarqueano Médio (ca. 3,05–2,93 Ga) sugerem que a geração da crosta continental do Domínio Carajás ocorreu a partir da fusão parcial da crosta máfica inferior sob influência de magmas mantélicos de zonas de supra-subducção (SILVA, M. A.D. *et al.*, 2021). Os granitos sin à pós orogênicos gerados entre ca. 2,89 –2,83 Ga refletem eventos de retrabalhamento crustal do Domínio Carajás em função da colisão deste bloco crustal com o Domínio Rio Maria (SILVA, L.R. *et al.*, 2018; 2022; SILVA, M. A.D. *et al.*, 2021).

O magmatismo Neoarqueano (ca. 2,76 – 2,74 Ga) registrado na Assembleia do Embasamento como granitóides de tipo-A, noritos e rochas ultramáficas acamadadas reflete processos que conduziram a ruptura da crosta continental do Domínio Carajás, gerando espaço de acomodação para a deposição das sequências vulcão-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988; FEIO *et al.*, 2012; MARTINS *et al.*, 2017; SANTOS *et al.*, 2013).

A Assembleia de Cobertura é caracterizada por rochas metavulcânicas e metassedimentares neoarqueanas (ca. 2,76–2,74 Ga) do Supergrupo Itacaiúnas deformadas pelos movimentos do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e dispostas em zonas contínuas alongadas para E-W. A porção superior da Assembleia de Cobertura é constituída por rochas sedimentares siliciclásticas do Neoarqueno Superior (ca. 2,6 Ga) da Formação Águas Claras (COSTA *et al.* 1995; DOCEGEO, 1988; DOMINGOS, 2009).

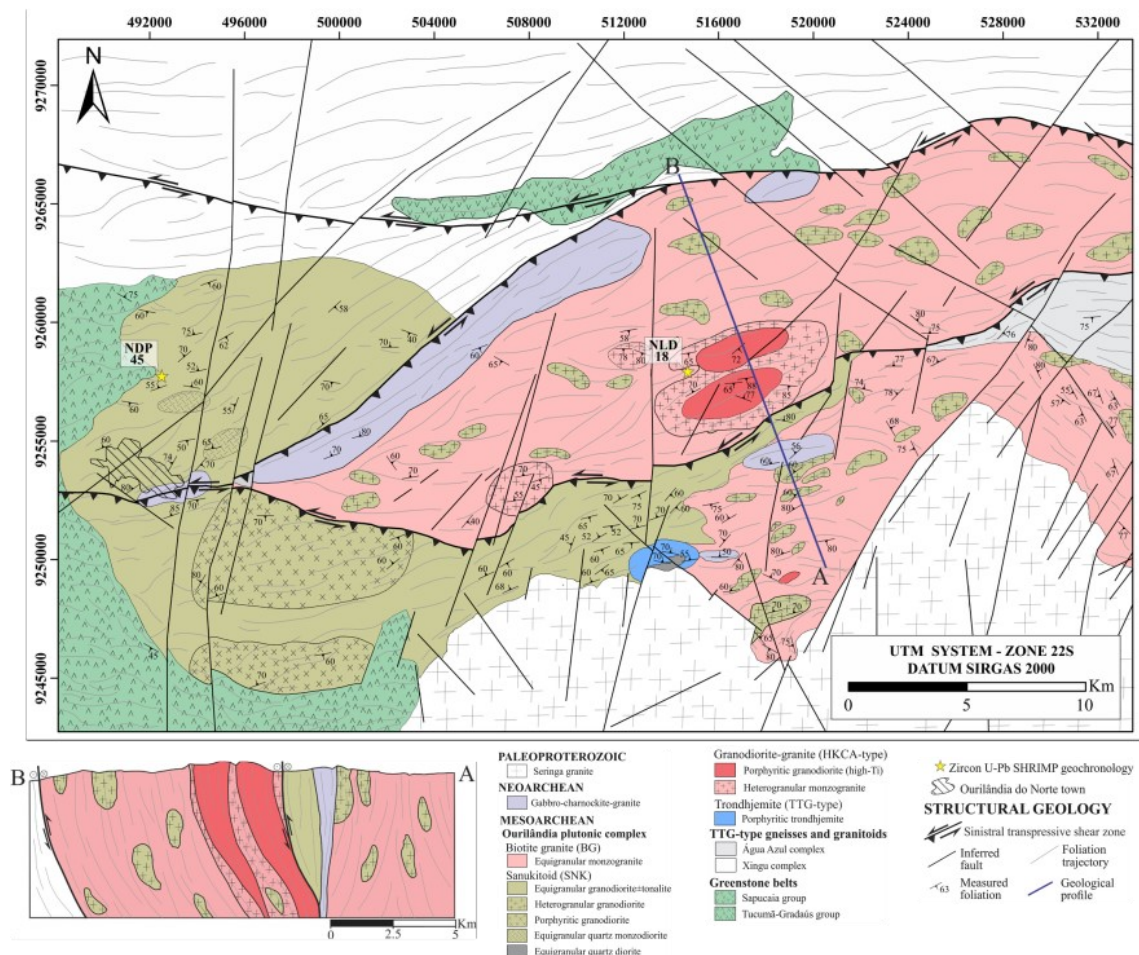
O magmatismo associado a colocação de granitóides anorogênicos (ex. Suíte Jamon e Suíte Serra dos Carajás) também afetou o Domínio Carajás em ca. 1,88 Ga (DALL'AGNOL *et al.*, 2005; DALL'AGNOL e OLIVEIRA, 2007).

5.2 Contexto Geológico do Depósito Pantera

Silva *et al.* (2022) definiram para a área do Depósito Pantera o Complexo Plutônico Ourilândia (Ca. 2,88 Ga). Está unidade é constituída por diversos plútons interdigitados agrupados conforme sua composição modal e química em: (i) Biotita Granitos; (ii) Sanukitóides; (iii) Granodioritos de Alto-Ti; e (iv) TTG. O depósito se localiza geograficamente sobre o grupo dos sanukitóides, constituído por hornblenda granodioritos, hornblenda quartzo monzodioritos e hornblenda quartzo dioritos (Fig. 4; Silva *et al.*, 2022). Os autores definiram a idade de cristalização desta rocha em 2885

± 12 Ma (U-Pb em zircão) a partir de uma amostra coletada a noroeste do Depósito Pantera, mostrando sobreposição com os dados obtidos por Lopes (2018). Adicionalmente, a rocha apresenta cristais herdados de zircão com idade de 2922 ± 43 Ma e 3067 ± 14 Ma (Silva *et al.*, 2022).

Figura 4. Mapa geológico de Ourilândia do Norte mostrando as associações litológicas e características estruturais.



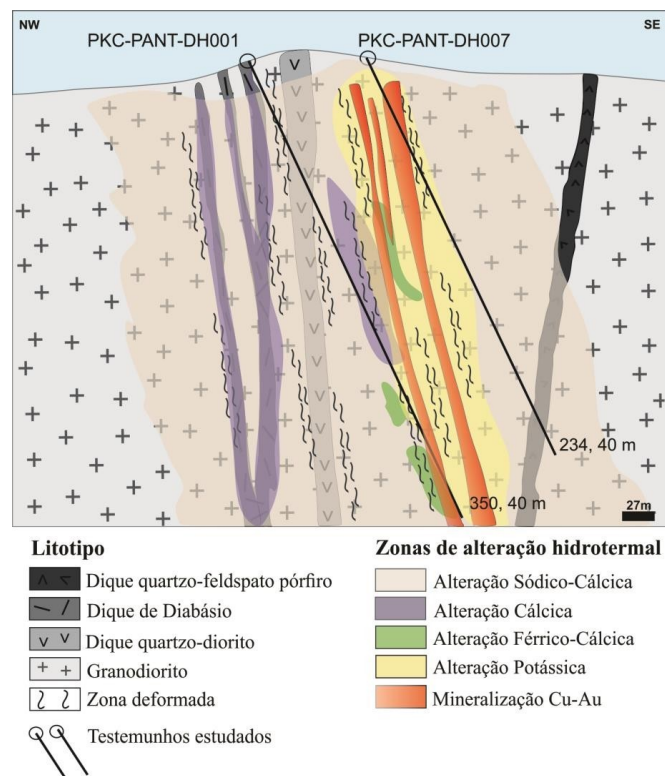
Fonte: Modificado de Silva *et al.* (2022).

Segundo Silva *et al.* (2018; 2022) as rochas do Complexo Plutônico Ourilândia fazem parte do conjunto de plútons sin-tectônicos associado a colagem dos domínios Carajás e Rio Maria no Mesoarqueano (ca. 2,89-2,83 Ga) e toda a deformação observada macro e microscopicamente se processa durante o resfriamento das rochas nos estágios magmáticos, tardi-magmáticos e pós-magmáticos. Lopes (2018) mostrou que há um forte controle estrutural associado a mineralização do tipo IOCG no Depósito Pantera, que consiste na deformação heterogênea das rochas hospedeiras. A idade desta deformação e da mineralização no Depósito Pantera ainda não é conhecida, mas os eventos IOCG mais

antigos reconhecidos até o momento são neoarqueanos (2,7 e 2,5 Ga; MELO *et al.*, 2017; MORETO *et al.*, 2015).

De acordo com Lopes (2018) o Depósito Pantera é hospedado por rochas plutônicas e subvulcânicas mesoarqueanas, incluindo granodiorito (2909 ±15Ma; U-Pb em zircão), um quartzo diorito porfirítico (2900 ±10Ma; U-Pb) e um quartzo feldspato pórfiro (subvulcânica; LOPES, 2018). As rochas são cortadas por diques de diabásio de direção N-NE (Fig.5). As rochas hospedeiras do Depósito Pantera apresentam deformação heterogênea associada a percolação de fluidos hidrotermais (LOPES, 2018).

Figura 5. Seção geológica esquemática do depósito Pantera, com a disposição dos litotipos e a distribuição das diferentes zonas de alteração hidrotermal reconhecidas. Elaborado a partir das descrições dos testemunhos PKC-PANT-DH001 e PKC PANT-DH007.



Fonte: Lopes (2018).

6. Resultados: Microtexturas nas Rochas Hospedeiras do Depósito Pantera

Este capítulo traz a descrição das microestruturas e texturas observadas nas rochas hospedeiras do Depósito Pantera. A rocha hospedeira é seccionada por um feixe anastomosado e entrelaçado de zonas de cisalhamento centimétricas (~1 cm) a métricas (~20 m) que definem um caráter heterogêneo de deformação e controlam a alteração

hidrotermal e a mineralização (LOPES, 2018). As lâminas utilizadas para descrição microscópica foram herdadas do trabalho de Lopes (2018), onde havia a metragem dos respectivos furos e a classificação da rocha. A partir desses dados foi possível realizar a descrição das microestruturas e texturas subdividindo-as em zonas distal, intermediária e proximal, considerando a localização da deformação na zona de cisalhamento e as feições de textura e estrutura.

As zonas definidas representam, essencialmente, a transição entre domínios fraca à intensamente anisotrópicos. O estudo das microestruturas se concentrou no hornblenda granodiorito que hospeda a mineralização Cu-Au do Depósito Pantera (LOPES, 2018). A autora caracterizou a rocha como um granitóide granodiorítico cinza, leucocrático (10% < M <20%), com granulação grossa e textura porfírica.

6.1 Microestruturas de Zona Distal:

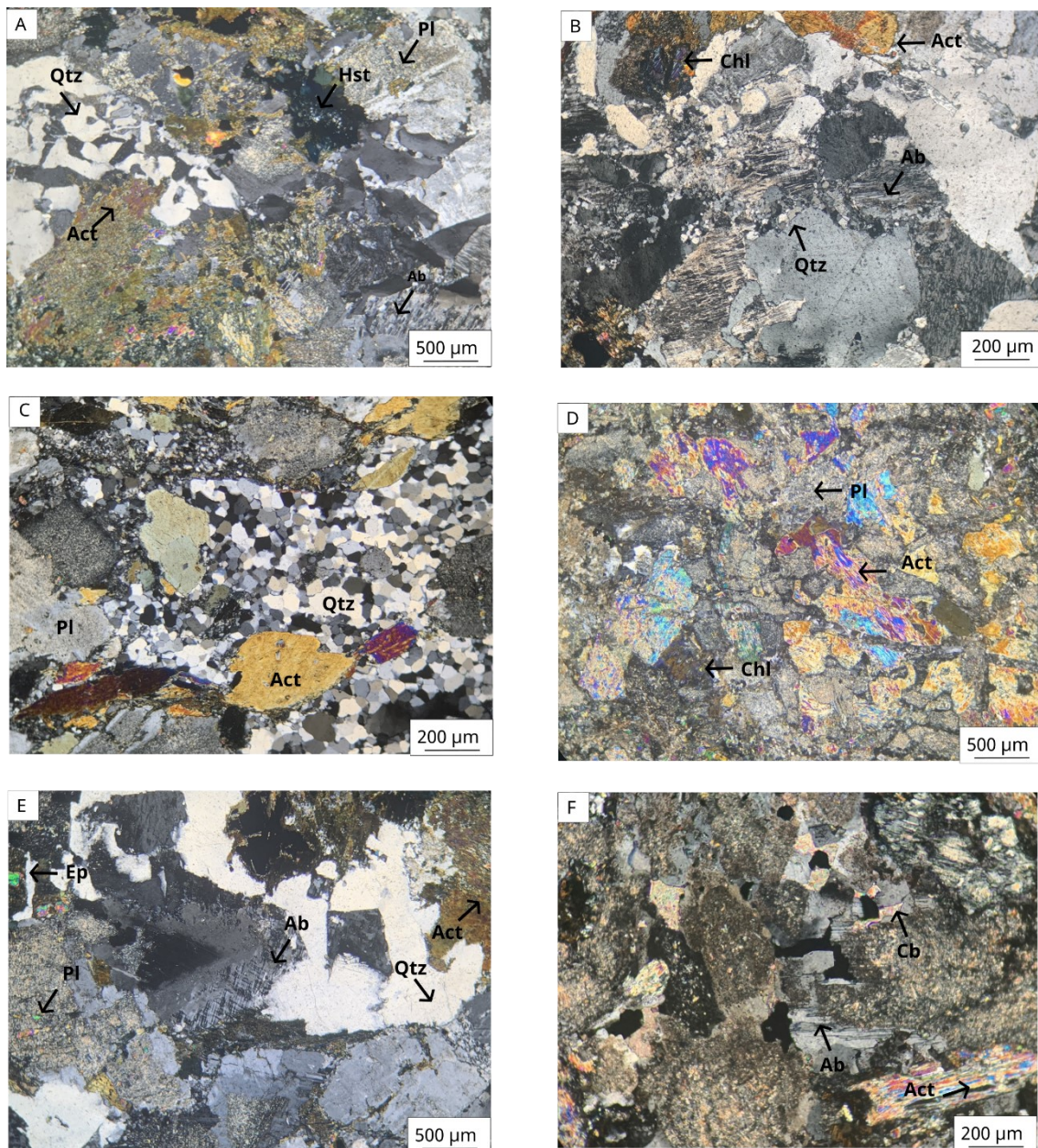
Na zona distal, o hornblenda granodiorito ocorre como uma rocha maciça de granulação média a grossa com textura porfiroclástica cuja trama do agregado cristalino apresenta forma seriada e interlobada à ameboide. Localmente, o hornblenda granodiorito apresenta foliação espaçada, suave e anastomosada com transição discreta entre micrólitos e domínios de clivagem. A assembleia mineral da rocha é constituída por quartzo (~25%), plagioclásio (~35%), albita (12%), hornblenda (~8%), actinolita-hastingsita (12%), epidoto (3%), clorita (2%), calcopirita e magnetita (3%).

Os grãos de quartzo têm hábito granular e forma euédrica à anédrica, com tamanho variando entre 0.03 mm e 3 mm. O mineral apresenta, extinção ondulante, fraturas e lamelas de deformação. A formação de subgrãos produz a redução na granulação do mineral e textura manto-núcleo (Fig. 6A, 6C, 7C). O quartzo localmente ocorre intercrescido com albita formando macrocristais que apresentam extinção ondulante e subgrãos marginais (Fig. 6A). Vênulas de quartzo interceptam macrocristais de plagioclásio (Fig. 6D). Os cristais de quartzo definem protuberância nos cristais de plagioclásio.

Os cristais de plagioclásio ocorrem como macrocristais (1,0 – 4,0 mm) euédricos a subédricos e como cristais granulares subédricos na matriz (Fig. 7A). Os macrocristais definem a textura porfiroclástica e apresentam, faces cristalinas residuais preservadas, geminações simples e polissintéticas paralelas a sua alongação (Fig. 6A), geminação lenticular restrita a borda dos cristais, fraturas (Fig. 6A) e intensa saussuritização (Fig.

6B). Os grãos de plagioclásio da matriz também apresentam geminação em cunha restrita a bordas do cristal, mas comumente não apresentam geminação.

Figura 6. *A: textura mimerquítica formado por albita e quartzo e grãos de albita apresentando flame perthite. B: quartzo apresentando SGR e BLG ao redor de grãos quartzo e albita com flame perthite. C: Textura da rocha com cristais de act seguindo a foliação espaçada (lâmina 1-74). Os porfiroclastos foram totalmente saussuritizados e possuem contato com qtz geométricos D: Textura maciça contendo grãos de Act e Pl interceptados por 4 veios de plagioclásio e quartzo seguindo a direção das setas. E: As albitas e os porfiroclastos apresentam recristalização nas suas bordas. Relação de corte entre epidoto e demais minerais. F: Albita apresentando deformação twin juntamente a grãos de plagioclásio e actinolita sendo interceptados por carbonatos.*

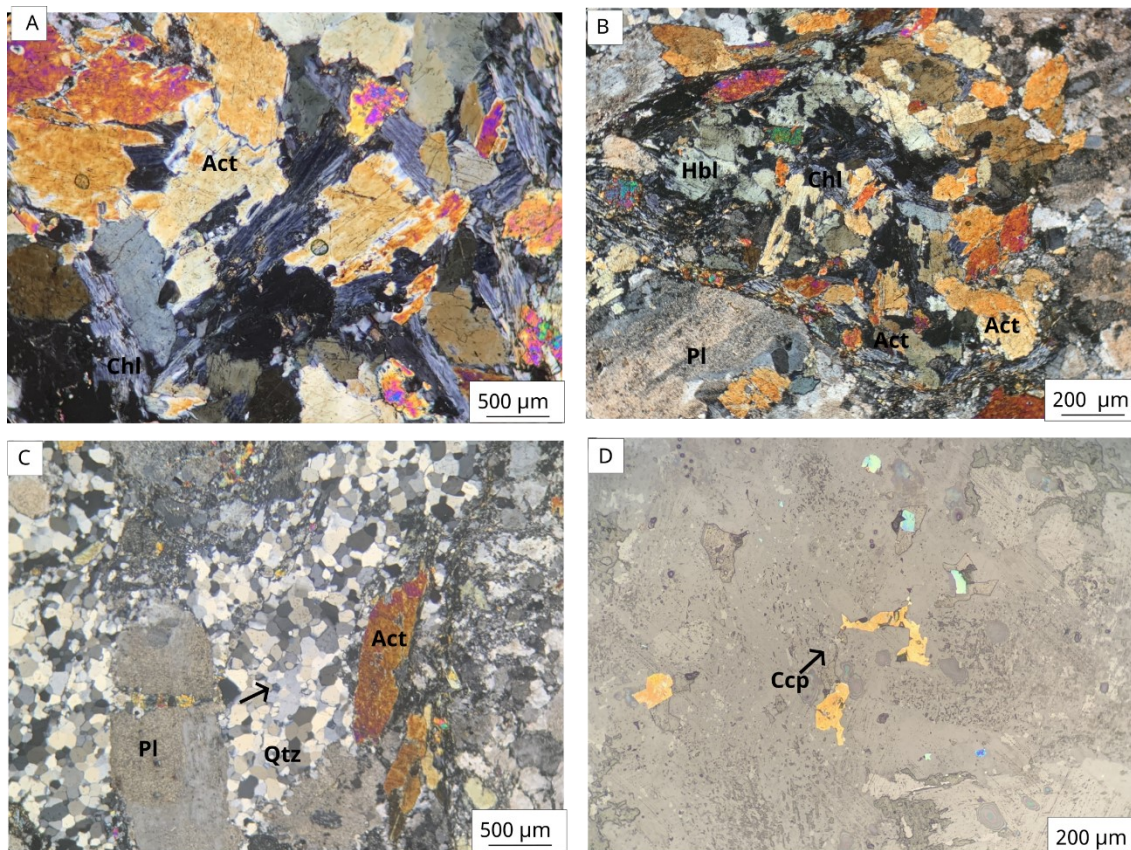


Fonte: Autora (2023)

Os cristais de albita são anédricos, com tamanho variando de 0.5mm a 3.5 mm e apresentam extinção ondulante, maclas deformadas formando estruturas *flame perthite*,

maclas periclina (Fig. 6A, 6B, 6C; 6E). A albita envolve, ou parcialmente bordeja, os macrocristais de plagioclásio, definindo estágios incipientes à avançados de substituição nos macrocristais por meio de contatos interlobados e serrilhados (Fig. 6B). A albita não possui inclusões, entretanto pode conter preenchimento de epidoto e biotita ao longo de microfraturas.

Figura 7. A: Substituição da chl em cristais de act. B: Cristal de Porfiroclasto de Pl com bordas recristalizadas e actn e Hbl marcando a foliação anastomosada. C: Quartzo geométrico em paragênese com actinolita e grãos de plagioclásio totalmente saussuritizados e interceptados por act. D: Cristais de calcopirita em contato com grãos de albita, plagioclásio e carbonato.



Fonte: Autora (2023)

Os cristais de actinolita possuem hábito granular e tabular, definindo formas anédrico a subédrico. Os cristais apresentam seu típico pleocroísmo em tons de verde, relevo médio, com tamanho variando de 0.8 a 3.0 mm (Fig. 7B, 7C, 7D). Este mineral ocorre como alteração da hornblenda presente na assembleia primária da rocha pretérita e estão sendo alterados para hastingsita (apresentam cristais de 0.5 a 4 mm). A actinolita possui extinção oblíqua a levemente ondulante concordante à direção da foliação e maclas fraturadas (Fig. 6C) (Fig. 6D). O contato dos cristais de actinolita com os grãos de quartzo se dá em alto ângulo ou por meio de intercrescimento (Fig. 6A, 7C). A actinolita mantém

contato de alto ângulo com albita e cristais de plagioclásio da matriz (Fig. 7C). Os cristais de actinolita são discordantes, imbricados e anastomosados nas bordas dos porfiroclastos de plagioclásio (Fig. 6D). A actinolita é substituída por epidoto e clorita férrica e magnesiânica, possuindo contato irregular a serrilhado com estes minerais.

O epidoto e a clorita ocorrem como alteração da actinolita e albita, substituindo estes minerais e possuindo contato irregular a serrilhado com os porfiroclastos de plagioclásio, actinolita, hastingsita. Os cristais de epidoto possui tamanho médio de 0.25 mm, hábito subédrico e anédrico e raramente pode ocorrer em formato acicular ou hexagonal, formando cristais euédricos. A clorita possui pleocroísmo fraco a moderado em tons de verde e pode apresentar colorações de interferências diferentes, os cristais marrons (clorita magnesiânica) possuem relevo médio e tamanho de 0.75 mm e os cristais em tons de *berlin blue* (clorita férrica) apresentam relevo alto (Fig. 7B), tamanho médio de 0.3 mm e bordejam as cloritas em tons marrons.

A calcopirita é opaca e possui coloração laranja na luz transmitida (Fig. 6F), os cristais são anédricos e subédricos e possuem tamanho inferior a 0.25 mm. Estes grãos cortam os carbonatos, porfiroclastos de plagioclásio, entretanto possuem contato regular com a albita (Fig. 6E) e ocorrem preferencialmente disseminados sobre os cristais de actinolita. Os carbonatos apresentam-se como cristais anédricos e granulares com tamanho inferior a 0.3 mm. A relação deste mineral com a albita, porfiroclastos e quartzo é de corte, mantendo contato irregular a serrilhado com estes minerais. Os cristais de magnetita são subédricos e apresentam tamanho médio de 4mm. Encontra-se em contato reto com os porfiroclastos de plagioclásio e contato irregular com subgrãos de quartzo. Nas bordas da magnetita ocorre associação epidoto-clorita.

6.2 Microestruturas de Zona Intermediária

Na zona intermediária, o hornblenda granodiorito hospedeiro apresenta foliação zonal anastomosada com transição gradual a, localmente, discreta entre os domínios de clivagem e micrólitos, textura nematoblástica (marcada pelos cristais de actinolita) e porfiroclástica (evidenciada por grãos de plagioclásio), marcando um agregado cristalino seriado interlobado, e granulação da matriz variando de muito fina a média. A assembleia mineral da rocha é constituída quartzo (~23%), plagioclásio (~30%), albita (~10%), hornblenda, actinolita e hastingsita (15%), biotita (~6%), epidoto (2%), titanita (1%), clorita (5%), calcita (~1%), pirita, pirrotita, calcopirita e magnetita (7%).

O quartzo possui hábito granular e hexagonal irregular, forma anédrica e subédrica, com tamanho variando entre 0.05 e 3 mm. Os cristais apresentam extinção ondulante (Fig. 8A). O quartzo define a matriz juntamente a albita e actinolita. Na matriz o quartzo pode apresentar grãos de 1mm com formação de subgrãos (0.05mm). Os grãos que estão ao redor dos porfiroclastos de plagioclásio e de actinolita são recristalizados apresentando tamanho inferior a 0.1 mm e criam protuberâncias nos macrocristais. O contato entre os cristais de quartzo é retilíneo. O contato entre quartzo, albita, actinolita, biotita, hastingsita é lobulado e ocasionalmente estes minerais geram uma textura de intercrescimento. Entre cristais finos e grosso (~3mm) se desenvolve uma forma interlobada.

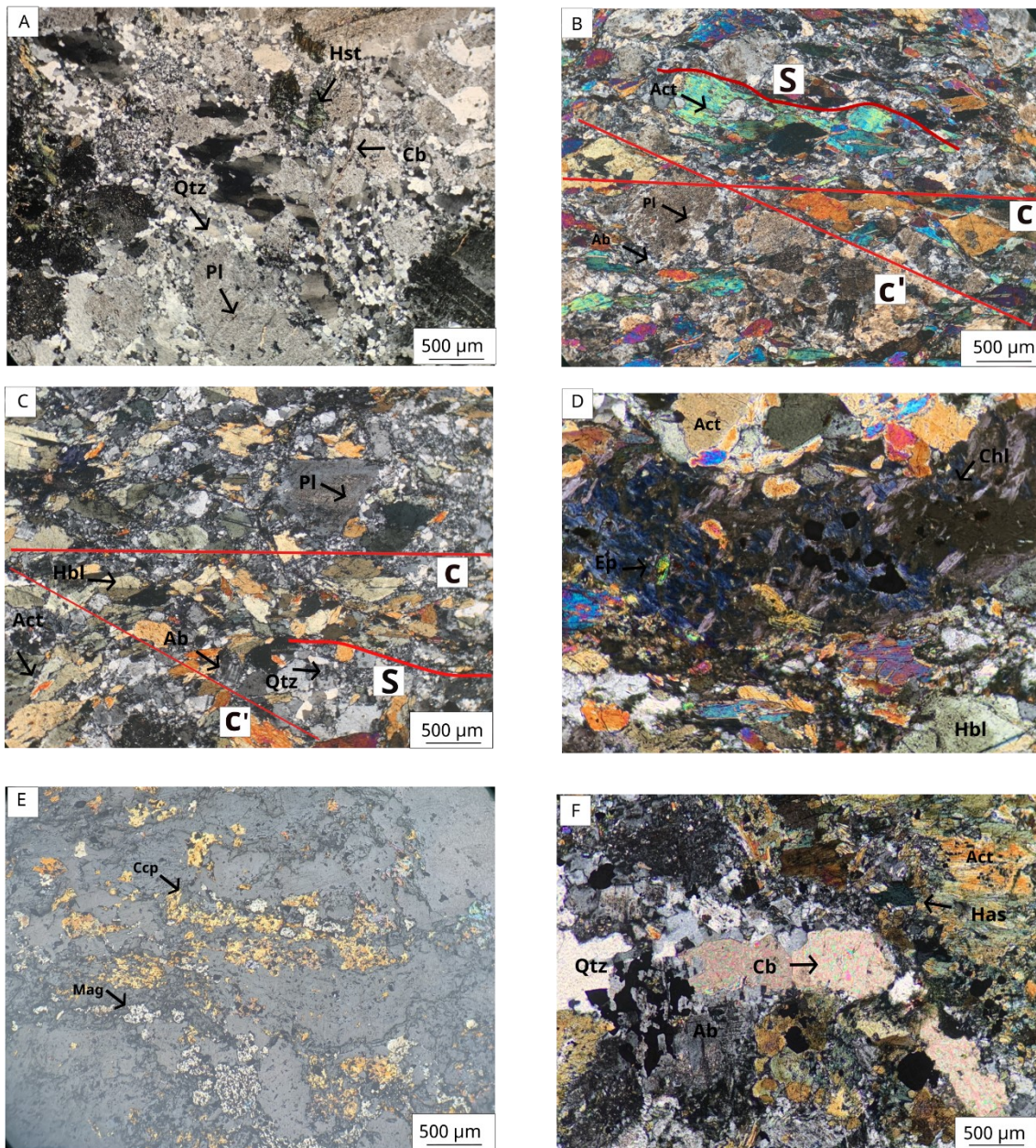
Os porfiroclastos de plagioclásio possuem hábito tabular, forma subédrica e anédrica, tamanho variando entre 0.6 e 4 mm, apresentam intensa saussuritização (Fig.8A), e localmente, nos grãos menos saussuritizados é possível identificar maclas *Carlsbad*. Localmente, alguns macrocristais apresentam faces cristalinas residuais. Em algumas regiões da lâmina este mineral possui grãos com extinção ondulante e microfraturas preenchidas por albita hidrotermal (subparalelas a banda de cisalhamento extensional) e quartzo. Os macrocristais de plagioclásio estão sendo rotacionados e orientados na foliação (superfície C- Fig 8E) e ocasionalmente, alguns cristais apresentam bandas de deformação e subgrãos (Fig. 8F). Comumente os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se bordejados por quartzo fino (tamanho inferior a 0.2 mm) formando um contato regular com este mineral (Fig.8A). O limite dos grãos de porfiroclastos em contato com a albita e quartzo ameboides desenvolvem intercrescimentos (tamanho médio 0.5 mm).

A albita apresenta hábito tabular, forma granular anédrica, tamanho inferior a 0.4 mm, extinção ondulante e apresenta maclas de deformação com formato de *flame perthite* e maclas periclínicas. Os macrocristais de plagioclásio são manteados por quartzo e cristais de albita definindo contatos serrilhados. A albita possui contato lobado com hornblendas, biotita, hastingsita e paralelos e irregulares com actinolita. Os minerais estão alinhados na superfície C' e S juntamente a actinolita.

A hornblenda apresenta hábito lamelar, forma anédrica e subédrica e localmente pode apresentar-se orientada em superfícies C, C' e S (Fig. 8E, 8F). A coloração em nicóis descruzados é azul e verde com pleocroísmo forte variando nos tons dessas colorações e a nicóis cruzados apresenta birrefringência baixa (segunda ordem) em tons verde a amarelado. O relevo é médio, a extinção dos cristais de hornblenda é ondulante e

localmente pode conter maclas. Estes minerais estão sendo substituídos por actinolita e hastingsita.

Figura 8. **A:** Textura anastomosada marcada por cristais de qtz ao redor dos Pl. Alguns cristais de qtz apresentam extinção ondulante. **B:** Foliação anastomosada e estruturas C, C' e S marcadas por cristais psiciforme de act. **C:** Foliação anastomosada e estruturas C, C' e S em cristais de hbl, act. **D:** Zona proto-milonítica com textura nematoblástica marcada por cristais de act e chl e Ep. **E:** Ccp e mag disseminada sobre a foliação nas estruturas S e C'. **F:** Grãos de Cb em contato com Act, Has, Qtz e Ab.



Fonte: Autora (2023)

A actinolita possui hábito tabular, pleocroísmo em tons de verde claro, forma anédrica, subédrica e nas superfícies C' e S podem conter um formato pisciforme (Fig. 8E, 8F). Esse mineral possui relevo médio, extinção paralela e eventualmente extinção ondulante. O tamanho dos cristais varia de acordo com a superfície onde estes se encontram, na superfície C' e S a média é de 0.5 mm a 1 mm e na superfície C ocorrem cristais bem formados com tamanho máximo de 2.5 mm. As maclas são bastante comuns e podem estar deslocadas por vênulas de quartzo ou deformadas remetendo a uma macla periclina em formato cúspide sem continuidade dentro do cristal do mineral. Os cristais de actinolita possuem contato irregular ao redor dos porfiroclastos de plagioclásio. Entretanto entre a actinolita e a albita o contato é regular. Comumente, a actinolita é substituída pela associação epidoto, clorita e titanita. Os minerais de minério acompanham a actinolita, mas muitas vezes esses minerais estabelecem com o anfíbólio uma relação de corte, caracterizada por um contato lobulado a irregular entre estes minerais.

A hastingsita apresenta hábito lamelar e granular, forma subédrica e anédrica, relevo médio e pleocroísmo que varia em tons de verde escuro. Este mineral ocorre como substituição da actinolita e possui contato irregular com a albita e minerais de minério (calcopirita, pirrotita e pirita). A biotita apresenta microfraturas, forma lamelar, hábito subédrico e anédrico com tamanho inferior a 0.3 mm. Este mineral ocorre raramente na zona proto-milonítica, e com maior frequência no domínio distal à essa zona, substituindo actinolita e hastingsita. O contato entre a biotita, actinolita e hastingsita é serrilhado a irregular e estes minerais podem bordejar cristais de quartzo com tamanho superiores a 2.5 mm com extinção ondulante.

O epidoto possui forma euédrica a subédrica quando está com o hábito prismático e anédrica quando ocorre em agregados granulares junto ao quartzo e ao plagioclásio. O tamanho dos cristais é inferior a 0.25 mm, podendo apresentar fraturas. Os grãos de epidoto apresentam contato irregular com a actinolita, quartzo e os porfiroclastos de plagioclásio e contato regular com a clorita. A titanita apresenta-se granular e anédrica, possui relevo alto, extinção ondulante, pleocroísmo ausente e quando a nicóis cruzados a cor do mineral continua com a mesma coloração que apresenta a nicóis descruzados (rosa claro). Pode conter fraturas, e secciona o epidoto e a actinolita e a associação epidoto, clorita, titanita substitui cristais de actinolita.

A clorita possui forma anédrica, hábito granular e tabular, pleocroísmo forte em tons verdes, tamanho inferior a 0.5 mm e quando a nicóis cruzados apresenta coloração

em tons de *berlin blue* (Fig. 8B). Este mineral pode ocorrer concomitante ao quartzo e albita de granulação fina que bordejam cristais de porfiroclastos de plagioclásio e de actinolita. Foi possível verificar que o epidoto se sobrepõe sobre o cristal de clorita (Fig. 8B), entretanto a clorita ocorre como vênulas cortando os cristais de actinolita e albita, podendo deslocar a macla destes minerais. A clorita apresenta cristais lamelares subédricos e granulares anédricos, tamanho inferior a 0.3 mm. A clorita ocorre como produto da substituição da actinolita, hastingsita e biotita, caracterizando um contato irregular a serrilhado entre estes minerais. A clorita é cortada pelos minerais de minério, entretanto o epidoto corta estes minerais. Os cristais de carbonato são anédricos, granulares, mas ocorrem com maior expressividade como vênulas que cortam os cristais de porfiroclastos de plagioclásio, albita, clorita, biotita, quartzo e minerais de minério.

Os minerais de minério da rocha são pirita, pirrotita e calcopirita e ocorrem associados a magnetita (Fig. 8D). Estes minerais são comumente granulares e anédricos e ocorrem de forma disseminada apresentando tamanho inferior a 0.3 mm, mantendo contato irregular a lobular com carbonatos (Fig. 8C), porfiroclastos de plagioclásio, albita, quartzo, biotita, hastingsita, e principalmente a actinolita. Localmente, os minerais possuem tamanho máximo de 0.8 mm (Fig. 8C), são granulares e anédricos e ocorrem na superfície C', S e C, acompanhando os grãos de actinolita, clorita, biotita e hastingsita. A associação entre magnetita e calcopirita é frequente, que mantém contato regular. Ocasionalmente, há inclusões de magnetita em cristais de calcopirita.

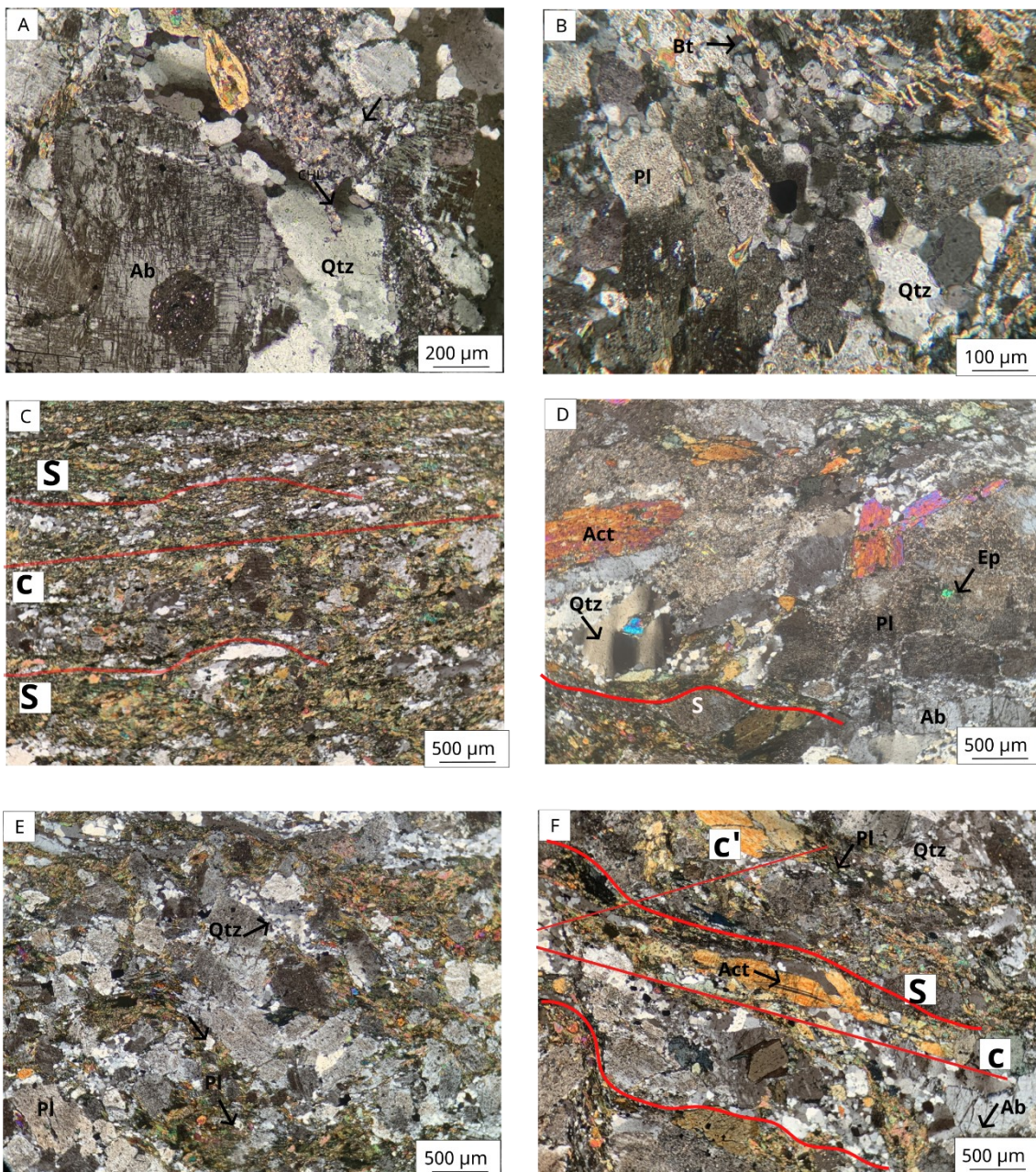
6.3 Microestruturas de Zona Proximal

Na zona proximal, a rocha hospedeira apresenta dois domínios: (i) zona com granulação fina, textura nematoblástica, foliação anastomosada suave e entre a foliação e os microlitons origina um padrão discreto; (ii) zona com menor grau de deformação possui predominância de textura porfiroclástica, granulação variando de fina a grossa, foliação anastomosada gradacional. De forma geral, o agregado cristalino apresenta forma seriada interlobada. A assembleia mineral da rocha é constituída quartzo (~22%), plagioclásio (~16%), albita (~6%), actinolita e hastingsita (22%), biotita (~27%), epidoto (5%), pirita (~2%).

O quartzo se apresenta com cristais inequigranulares, os cristais recristalizados com contato geométrico possuem tamanhos inferiores a 0.1 mm, entretanto relíquias de grandes grãos de quartzo atingem 1.5 mm (Fig. 9B). No domínio (i) o quartzo apresenta

recristalização dinâmica, extinção ondulante e subgrãos e novos grãos formados dispostos na foliação. O quartzo com subgrãos e o quartzo recristalizado geométrico possui contato irregular com a biotita, porfiroclastos e albita hidrotermal (Fig. 9F). No domínio (ii) o quartzo está presente nas superfícies C' e S.

Figura 9. A: Qtz reliquias com formação de subgrãos e extinção ondulante. As albitas apresentam flame perthite, microdobradas e kinking (lâmina 1-126). B: Cristais de qtz com recristalização dinâmica. A bt segue a foliação a orientação da foliação da rocha (lâmina 1-126). As fotos foram tiradas à nicóis cruzados. C: Zona proto-milonítica com estrutura C e S marcadas por cristais de bt, act, hst, chl e qtz com extinção ondulante (lâmina 1-126). D: Quartzo com extinção ondulante sobre foliação da rocha com estrutura manto-núcleo. A estrutura S está sendo marcada por cristais de act e qtz (lâmina 1-126). E: Estruturas S e C bordejando porfiroclastos de pl. Os pl estão completamente saussuritizados e apresentam recristalização dinâmica nas bordas (lâmina 1-126). F: Estrutura C e S marcando a foliação a partir de cristais de hst, act, bt e qtz. A act apresenta lamela deformada e ab microfraturas (lâmina 1-126).



Fonte: Autora (2023).

Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se como lamelas euédrica a subédricas possuindo intensa saussuritização. No domínio (i) estes grãos ocorrem raramente, possuem representação inferior a 2% e apresentam tamanhos inferiores a 0.3 mm (Fig. 9D) e estes ocorrem raramente, no domínio (ii) os cristais possuem uma média de 1.7 mm (Fig. 9A). O porfiroclasto é rotacionado e disposto na superfície C' e S juntamente a hastingsita, actinolita e biotita (Fig. 9E). Nas bordas dos porfiroclastos pode ocorrer recristalização desse próprio mineral (Fig. 9F), assim como pode haver contato regular com albita hidrotermal formando estrutura manto-núcleo. Os porfiroclastos possuem contato irregular com a biotita, a hastingsita corta os porfiroclastos e estes mantêm contato regular a irregular.

A albita é granular, anédrica, localmente possui extinção ondulante e ocorre na matriz proto-milonítica juntamente ao quartzo e biotita marcando a superfície C. No domínio (i) os grãos de albita estão dispostos na superfície C, C' e antitéticas possuindo tamanho inferiores a 0.3 mm, entretanto no domínio (ii) estes grãos variam entre 0.5 e 1.25 mm. As maclas podem apresentar deformação e algumas formam estruturas *de flame parthie* (Fig. 9B). Em algumas situações o quartzo recristalizado geométrico bordejia grãos de albita e o contato entre estes é retilíneo (Fig. 9F). O contato dos grãos de albita com a biotita e a actinolita são irregulares e estes podem cortar os grãos de albita.

A actinolita é subédrica a euédrica, possui extinção ondulante nos cristais menos deformados, e quando muito deformado estes minerais não se extinguem totalmente. O pleocroísmo varia de verde claro a verde cítrico, e localmente pode apresentar clivagem em 1 direção. A actinolita ocorre raramente no domínio (i) e apresenta tamanho médio de 0.2 mm. No domínio (ii), esse mineral ocorre com maior frequência e possui grãos variando de 0.5 a 2 mm. Há ocorrência de maclas em diversos grãos podendo apresentar-se deformada e localmente com ruptura (Fig. 9C). O contato dos grãos de actinolita com albita são irregulares a regulares, e localmente a actinolita corta os grãos de albita. A hastingsita ocorre como substituição da actinolita e geralmente apresentar-se nas bordas deste mineral. A hastingsita possui lamelas subédricas, grãos anédricos, relevo médio e apresenta pleocroísmo em tons de verde escuro e cítrico.

A biotita possui forma lamelar subédrica, e grãos anédricos com tamanho inferior a 0.5 mm. No domínio (i), a biotita bordejia grãos de quartzo recristalizados com formação de subgrãos e estes minerais constituem aproximadamente 92% da composição mineralógica nessa região. Os grãos de biotita, quartzo geométricos recristalizados, epidoto, actinolita ocorrem em Fraturas de cisalhamento perpendicular ao C', formando

uma matriz fina nessas estruturas. No domínio (ii) esse mineral está na matriz da rocha, presente na superfície S e C.

6.4 Zona Brechada com Mineralização

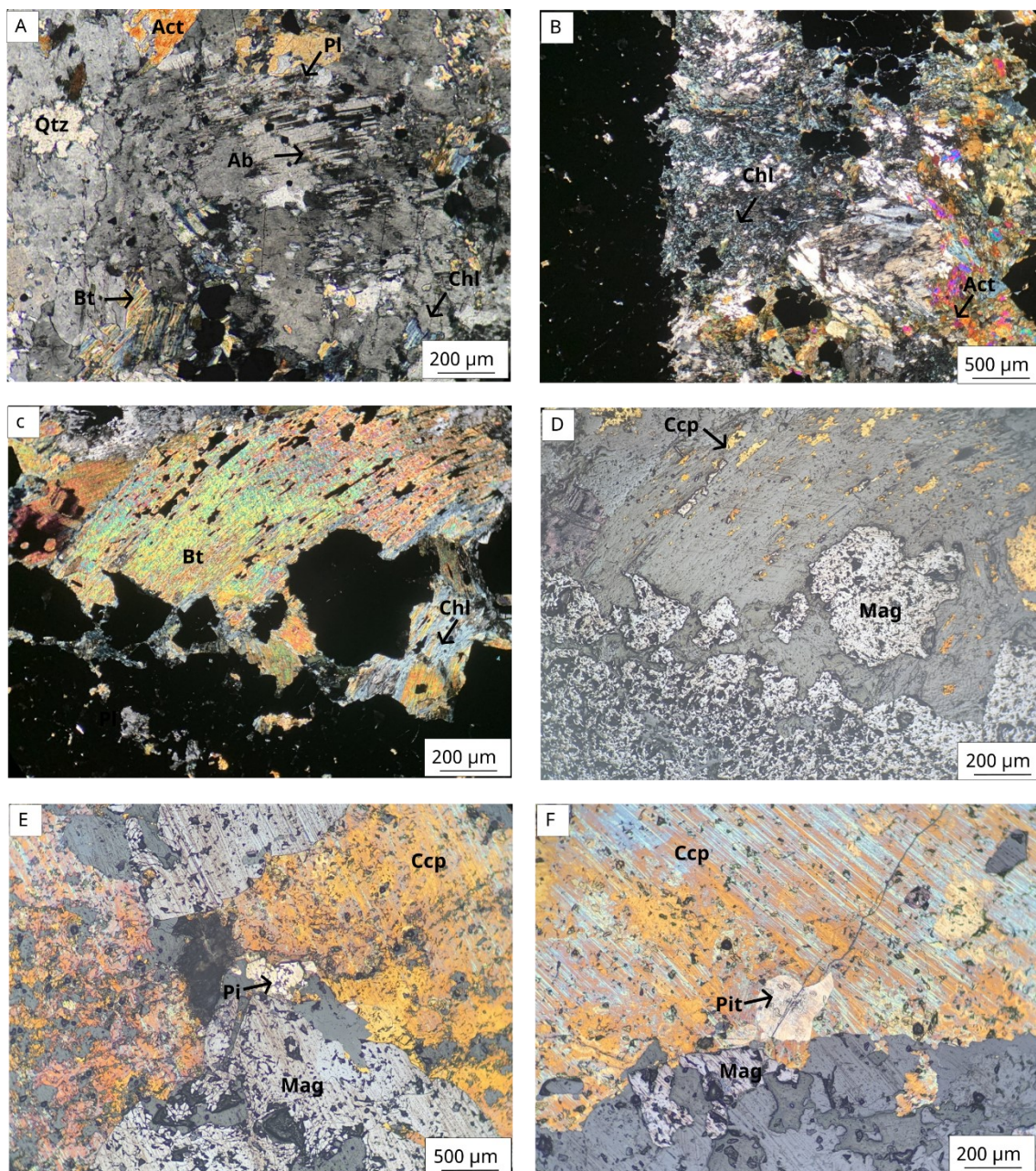
A brecha hidrotermal mineralizada é maciça e constituída por quartzo (4%), albita (7%), actinolita (7%), hastingsita (5%), biotita (18%), clorita (7%), epidoto (7%), magnetita (17%), calcopirita (23%), pirrotita (2%), pirita (3%). A albita, opacos, hastingsita, biotita e epidoto são os minerais de alteração da rocha. A granulação da rocha varia de muito fina, representada por cristais de clorita cominuídos com tamanho inferior a 0.1 mm próximo a zona mineralizada, a grossa com grãos de biotita superiores a 2.5mm.

A rocha possui dois domínios, (i) um contendo grande quantidade de minerais de minério (pirrotita, calcopirita, magnetita e pirita), tendo como mineral acessório de ganga a albita, clorita, hastingsita e biotita, e (ii) em que minerais de ganga representam uma maior quantidade (albita, biotita, clorita, epidoto, hastingsita, quartzo) em comparação com os minerais de minério.

O quartzo possui hábito anédrico, forma granular, e tamanho de cristais com duas modas, inferiores a 0.3 mm e cristais de 1.25 mm (Fig. 10A, 10B). A extinção dos grãos é ondulante e localmente este mineral pode apresentar início do processo de formação de subgrãos. O contato do quartzo com o epidoto é regular com os cristais euédricos de epidoto e irregular quando estes cristais são granulares o contato. O contato entre os grãos de quartzo é irregular devido a forma granular do quartzo.

A albita possui forma granular, hábito anédrico, apresenta maclas típicas com extinção oblíqua e localmente pode apresentar maclas deformadas (Fig. 10A) e grãos com extinção ondulante. O tamanho dos cristais maiores varia de 1 a 1.5mm e cristais menores possuem tamanho inferiores a 0.2 mm. No domínio mineralizado estes minerais podem formar subgrãos e possuem tamanho inferior a 0.5 mm.

Figura 10. A: Albita apresentando deformação twin, bt se transformando do chl no canto inferior esquerdo e cristais de qtz com formato amebóide no canto superior esquerdo. B: Contato entre zona mineralizada e região com deformação rúptil registrada pelas microfaturas dos minerais de act, bt e hst.. C: Biotita se transformando em clorita dentro da zona mineralizada em contato com cristais de mag e ccp desenvolvendo ao longo das lamelas de bt.. D: Zona mineralizada com grandes grãos de mag e cristais pequenos de ccp contidos dentro da bt E e F: Contato entre os minerais de minério da rocha (ccp, mag e pi, pit).



Fonte: Autora (2023)

A actinolita possui forma lamelar, hábito anédrico a subédrico, coloração verde, pleocroísmo em tons de verde claro, birrefringência alta de segunda a terceira ordem, tamanho médio inferior a 0.5mm e localmente pode apresentar maclas. A hastingsita possui relevo alto, cor variando de verde escuro e pleocroísmo forte em tons de verde

escuro. A associação com clorita, biotita, hastingsita e epidoto possuem contato irregular a serrilhando indicando que estes minerais ocorrem como substituição da actinolita.

A biotita possui tamanho médio de 0.25 mm no domínio (ii), e possui tamanho de até 2.5 mm no domínio (i). O hábito é euédrico a subédrico, a forma é lamelar, pleocroísmo em tons de verde, relevo médio, birrefringência alta e localmente apresenta extinção ondulante e micro kinking (Fig. 10C).

A clorita apresenta forma prismática e granular, hábito anédrico a euédrico, extinção reta, tamanho médio de 0.25mm, cor de interferência em azul prússia (Fig. 10B, 10C). O epidoto possui relevo alto, hábito anédrico e euédrico, forma prismática e granular e tamanho médio inferior a 0.25mm. A associação com clorita e epidoto substituem a biotita e a hastingsita e a hastingsita pode ser substituída por clorita, epidoto e biotita.

No domínio (i) a magnetita pode formar uma massa com tamanho superior a 4mm (Fig. 10D), sendo o principal constituinte dessa região juntamente a calcopirita. Seus cristais possuem hábito subédrico e anédrico, relevo médio e é isotrópa quando os nicóis estão cruzados, apresenta-se opaca em luz refletida e em luz transmitida possui coloração cinza metálica com refletividade baixa, sem pleocroísmo. Neste domínio, a associação entre magnetita e calcopirita desenvolve intercrescimento concomitantes (Fig. 10E, 10F) caracterizando um contato regular entre estes grãos e por vezes a magnetita pode conter inclusões nos cristais de calcopirita. O contato com a biotita é irregular a regular e localmente a calcopirita e a magnetita podem preencher as lamelas de biotita. No domínio (ii) a magnetita pode variar seu tamanho de 0.5 mm a 2.5 mm e possui contato irregular com a biotita, clorita, epidoto, albita e com o quartzo pode variar de irregular entre os grãos que possuem extinção ondulante e processo de formação de subgrãos e ameboide com grãos de quartzo recristalizados com tamanho inferior a 0.4mm.

A calcopirita ocorre majoritariamente junto a magnetita na rocha (Fig. 10E, 10F), possui relevo baixo, sem pleocroísmo e a birrefletância não é observada. No domínio (i) os grãos podem apresentar tamanhos que variam de 0.3 mm a 3.5 mm e no domínio (ii) a média dos grãos são de 0.5 mm a 1 mm e o hábito desses grãos são anédricos e subédricos. Comumente estes minerais cortam a actinolita, hastingsita, albita, biotita e quartzo.

A pirrotita apresenta forma granular, grãos médios de 0.1 mm, coloração amarela acastanhada, sem pleocroísmo e birrefletância visível e anisotropia forte a nicóis cruzados na luz refletida, variando de amarelo acinzentado a cinza. O contato deste

mineral com a magnetita, calcopirita, biotita e albita é regular, sugerindo que estes minerais estão em paragênese.

A Pirita apresenta grãos com tamanho inferiores a 0.3 mm (Fig. 10E), com hábito euédrico e subédrico, contendo idiomorfismo, relevo alto, quando cruzado os nicóis na luz refletida o grão é isótropo. A luz refletida apresenta uma refletividade amarelo prata.

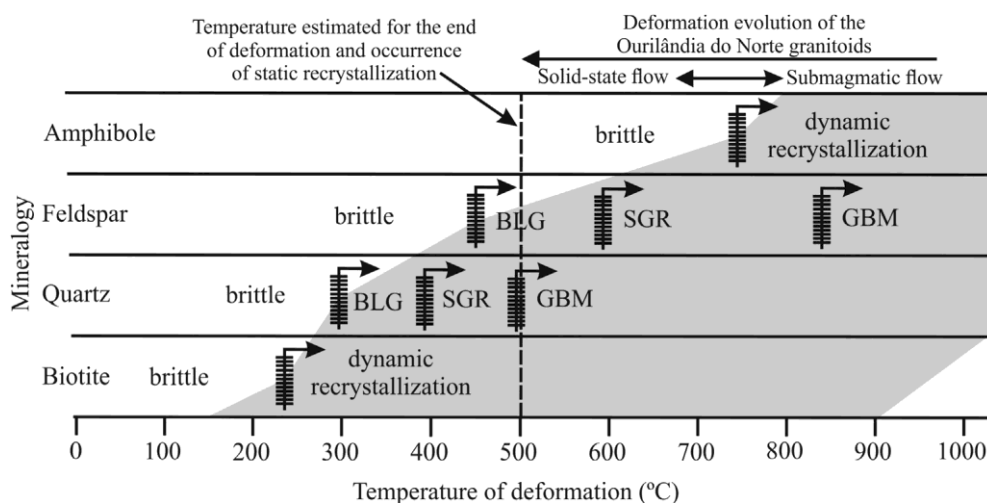
7. Discussão

Os granitóides de Ourilândia do Norte registram diferentes episódios de deformação regional de forma heterogênea, tendo um aumento substancial da deformação em direção às principais zonas de cisalhamento dúctil, originando diferentes microestruturas nos minerais e texturas nas rochas do depósito (SILVA, 2018).

Trabalhos recentes como de Silva *et al.* (2022) sugerem que as feições de recrystalização dinâmica contidas nas rochas do depósito Pantera ocorrem num estágio magmático tardio, entretanto todas as feições observadas em lâminas nesse trabalho, como textura mimerquitica, recrystalização dinâmica e estática, dobras suaves em maclas, flame perthite em albita, exibem evidências de deformação sintectônicas pós magmatismo em estado sólido.

As microestruturas observadas auxiliaram na interpretação de condições de temperatura de formação e recrystalização, simplificado no esquema na figura 11, bem como os seus mecanismos de geração.

Figura 11. Diagrama esquemático mostrando a relação entre a temperatura de deformação e os regimes dinâmicos de recrystalização em quartzo, feldspato, biotita e anfibólio. O campo cinza é o espectro de temperatura para a ocorrência de recrystalização dinâmica em cada mineral. Legenda: BLG $\frac{1}{4}$ abaulamento ou migração de contorno de grão em baixa temperatura; SGR $\frac{1}{4}$ rotação de subgrão; GBM $\frac{1}{4}$ migração de contorno de grão de alta temperatura.



Fonte: Passchier e Trouw apud Silva 2018.

Dentre as microestruturas observadas foi possível identificar os três principais tipos de recristalização dinâmica em um policristal, sendo estas recristalizações abauladas (*bulging-* BLG), recristalização por rotação de subgrão (*subgrain rotation-* SGR), migração de contorno de grão, (*grain boundary migration-* GBM), e recristalização estática por redução da área dos limites de grãos (*grain boundary area reduction-* GBAR).

As recristalizações de BLG, GBM e SGR foram observadas em todas as zonas, destacadas pela recuperação e dando indícios de deformação em estado sólido. Sendo assim, todas as zonas do depósito apresentam estruturas resultantes da deformação entre média e alta temperatura.

7.1 Mecanismos e Condições de Deformação

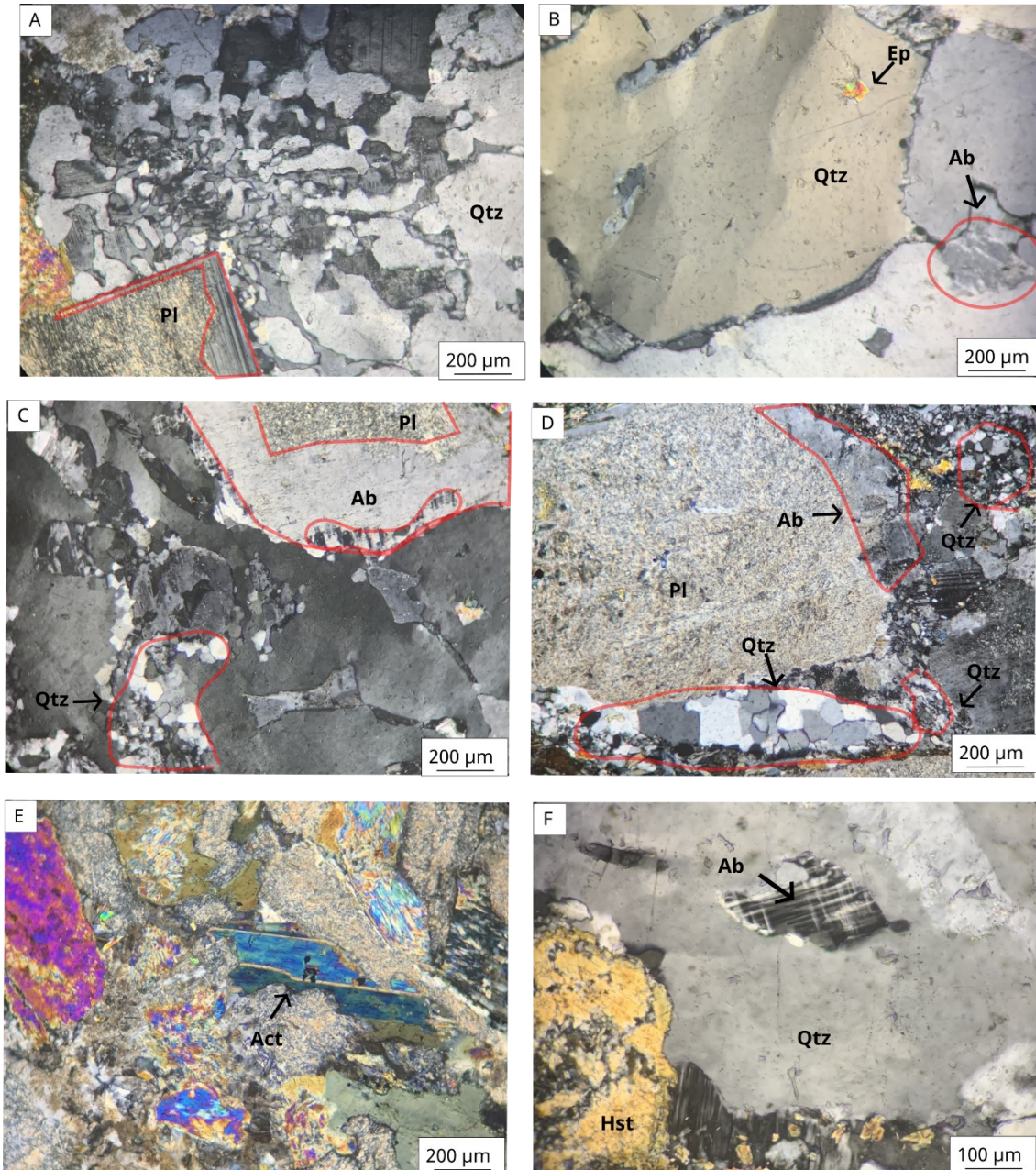
7.1.1 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Distal

As zonas distais possuem baixa deformação caracterizada por estrutura maciça e rochas com foliação anastomosada espaçada registrada por cristais de actinolita e hastingsita. A deformação é acomodada pelos cristais de plagioclásio, apresentando microfaturas, deformação twin, dobras suaves (Fig. 12B, 12C, 12D), e cristais de quartzo contendo microfraturas, extinção ondulante e formação de subgrãos. A zona distal apresenta estrutura ígnea mais bem preservada em relação as demais zonas. A textura e a paragênese hidrotermal da zona distal, são compatíveis a menor interação fluido-rocha.

Na zona distal foi possível observar alteração sódica cálcica (actinolita+albita; Fig. 12 A) e em menor grau alteração potássica (biotita+hastingsita±albita) e alteração clorítica. A alteração sódica cálcica é seletiva e foi observada pela substituição por albita e actinolita hidrotermais sobre os grãos de plagioclásio e hornblenda ígneos (LOPES, 2018).

As microestruturas das rochas contidas na zona distal refletem as diferentes temperaturas registradas nessa região variando de 200 C° a 700 C°. Os cristais de quartzo registram fraturas, extinção ondulante e recristalização BLG marcando faixas de 200C° e 300°C (Fig. 11). Entre 300C° e 400C° as microestruturas são registradas por grãos de quartzo possuem lamelas de deformação (Fig. 12D), extinção ondulante e os porfiroclastos de plagioclásio e cristais de albita hidrotermais são fraturados.

Figura 12. **A:** Textura mimerquitica com cristais de feldspato e quartzo vermiforme com extinção ondulante. A direita, o porfiroclasto de plagioclásio apresentam recristalização em sua borda para ab.. **B:** Qtz com lamelas de deformação em contato com Ep. A Ab na lateral direita exibe recristalização BLG e twinning. **C:** Porfiroclasto de pl com recristalização nas bordas e qtz com recristalização (BLG). **D:** Pl com recristalização na borda, o qtz com contato com Pl apresenta recristalização GBAR. **E:** Act com macla deformada em contato com porfiroclastos de Pl. **F:** Ab com microdobras e act transformada totalmente para hst.



Fonte: Autora (2023).

Os cristais de porfiroclastos de plagioclásio e as albitas ainda se deformam por microfraturamento quando submetido a temperatura média numa faixa de (400-500 °C), entretanto, a essa temperatura a albita apresenta maclas com micro dobras, deformação twinning, extinção ondulante e flame perthite nos locais de alta tensão; Fig. 12D). Essa estrutura se desenvolve pela substituição de K-feldspato por albita, impulsionada pela

quebra de plagioclásio e pelo crescimento da sericita (PRYER & ROBIN 1995). Essa substituição ocorre preferencialmente em áreas de deformação intracristalina, como em locais onde há o contato entre dois grãos de feldspato (PASSCHIER, 1982; PRYER E ROBIN, 1996).

Na borda dos porfiroclastos de plagioclásio pode ocorrer recristalização (Fig. 12C, 12D, 12F) formando contato serrilhado ou contato difuso e difícil de ser notado com novos grãos e albitas hidrotermais indicando condições de grau médio (450-600 °C). Nessas condições de temperatura a recristalização mais comum ocorre principalmente por BLG nos cristais de albita, por nucleação e crescimento de novos grãos e estruturas de manto e núcleo (BORGES & WHITE, 1980; GAPAIS, 1989; GATES & GLOVER, 1989; TULLIS & YUND, 1991; Fig. 11).

O quartzo na zona distal apresenta recristalização de GBM a 500–700 °C, e redução da área do contorno de grão (GBAR) pela formação da microestrutura poligonal granoblástica (Fig. 12F) e quartzo geométrico (BLENKINSOP, 2000; PASSCHIER & TROUW, 2005).

Em temperaturas >600°C os porfiroclastos registram microestruturas de núcleo e manto entre neoforando albita em sua borda, entretanto este limite entre os minerais é pouco visível. Em altas temperaturas, acima de 700 °C, e baixa deformação a actinolita apresenta formação de subgrão e extinção ondulante (Fig. 12C). Esses últimos registros evidenciam uma alta temperatura no sistema sobre baixa pressão, corroborando a ideia de Silva *et al.* (2018) que estas rochas começaram a se deformar em altas temperaturas.

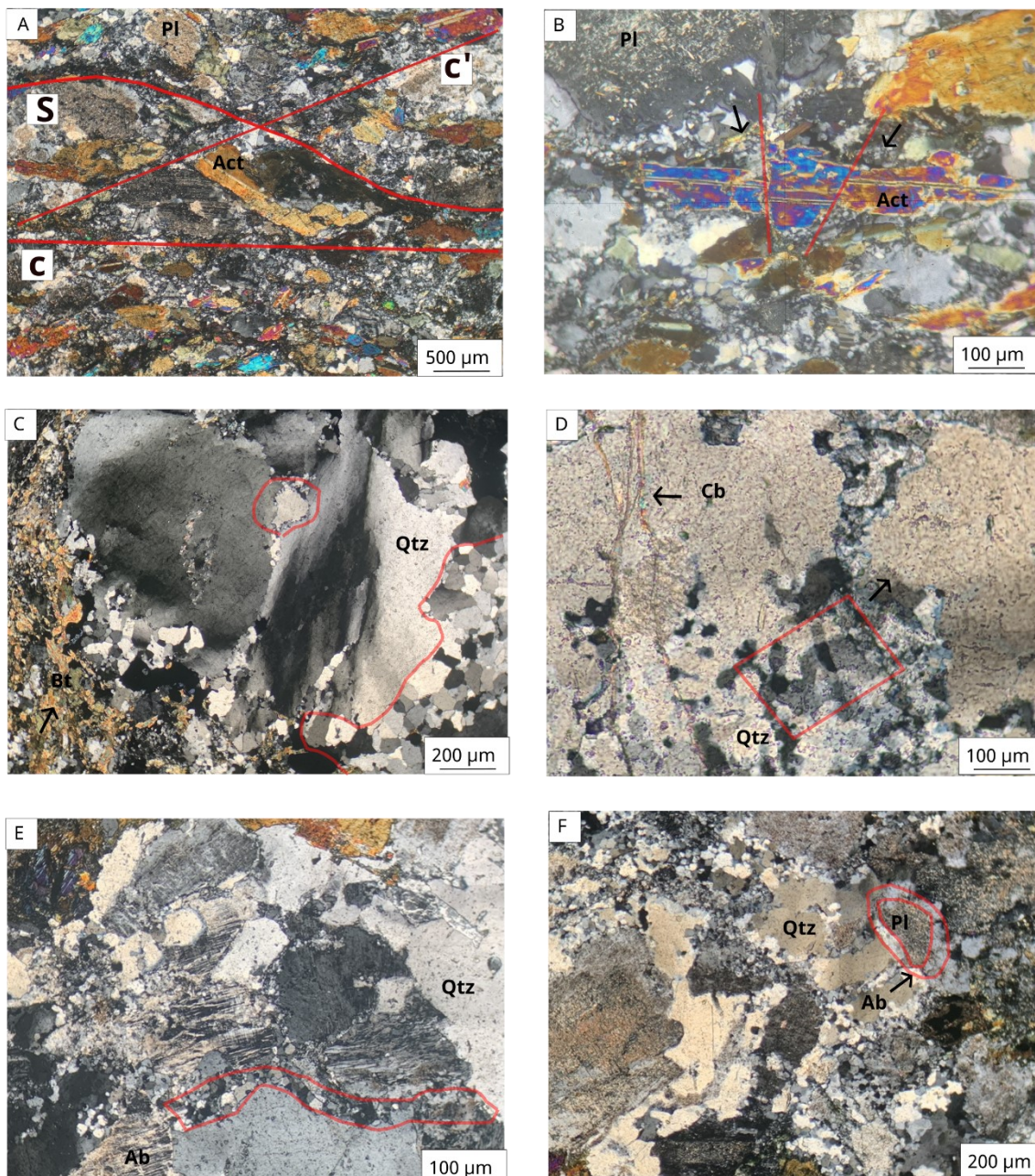
7.1. 2 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Intermediária

A zona intermediária possui deformação média caracterizada por uma foliação variando de gradacional a contínua e uma textura ígnea menos preservada, entretanto foi possível notar porfiroclastos bem desenvolvidos sendo rotacionados e dispostos na foliação (Fig. 13F). Estas características evidenciam que houve uma percolação maior dos fluidos, constituindo uma rocha mais hidratada com relação a zona distal.

A deformação nessa zona é acomodada pelos cristais pisciformes de hornblenda, actinolita e biotita limitadas pelas bandas de deformação formando estrutura C, S, C' (Fig. 13F) e estruturas rúpteis (microfraturas) em actinolita (Fig. 13B), porfiroclastos de plagioclásio, quartzo. A biotita age como trapa para os minerais de minério, onde é

possível notar que estes minerais acompanham a biotita nas estruturas C, S e C', mostrando uma relação intrínseca entre o desenvolvimento concomitante desses minerais. As alterações nessa zona são compostas por alteração férrico-cálcica (magnetita+actinolita), alteração potássica (biotita+hastingsita±albita) e alteração clorítica.

Figura 13. A: Superfície C e S marcada por cristais orientados de actinolita com macla e localmente com formato pisciforme. B: Grão de actinolita com maclas fraturadas por veio de qtz. C: Grão de quartzo com extinção ondulante e subgrãos indicando BLG na parte superior e GBAR na lateral direita.. D: Cristais de qtz apresentando SGR interceptados por veios de carbonatos. E: Qtz com estrutura manto núcleo com cristais de qtz recristalizados por BLG. A albita localizada acima desse qtz apresenta microdobras e comumente os cristais desse mineral apresentam flame perthite. F: Grãos de Pl completamente saussuritizados com recristalização de ab em sua borda. O qtz apresenta-se com recristalização BLG, SGR E GBM.



Fonte: Autora (2023).

Assim como na zona distal, a zona intermediária tem registros de baixa temperatura, em 100°C os cristais de biotita são fraturados e entre 200°C e 300°C (Fig. 11, 13B) os grãos de quartzo registram recristalização BLG, cristais microfraturados, cristais ameboides, subgrãos e quartzo reliquiares com extinção ondulante (Fig. 13A).

Os porfiroclastos de plagioclásio e cristais de albita hidrotermais apresentam fraturas a 400°C e os cristais de albita podem localmente apresentarem maclas fraturadas por veio de quartzo, extinção ondulante suave e forma-se subgrãos. Entre 400-500 °C as microestruturas são evidenciadas por maclas de albita twin e *flame perthite*, os cristais de quartzo apresenta recristalização SGR (Fig.11, 13C), atuando juntamente com o processo de subgrão resultando na substituição dos grãos reliquiares em novos cristais de quartzo.

Os porfiroclastos de plagioclásio e albita desenvolvem estruturas manto e núcleo entre (450-600 °C), com limite de contorno nítido entre estes minerais (Fig. 13D). Há estrutura núcleo e manto na albita acima de 600°C com contato difuso. Além disso, a essas condições de temperatura os cristais de porfiroclastos são comumente recristalizados por SGR. Abaixo de 650-700 °C, os cristais de actinolita e hornblenda se deformam principalmente por deformação frágil, apresentando microfraturas e precipitação por dissolução (ALLISON E LATOUR 1977; BRODIE & RUTTER 1985; NYMAN *et al.*, 1992; STÜNITZ 1993; LAFRANCE & VERNON 1993; BABAIE & LATOUR 1994; BERGER & STÜNITZ 1996; WINTSCH & YI 2002; IMON *et al.*, 2002, 2004).

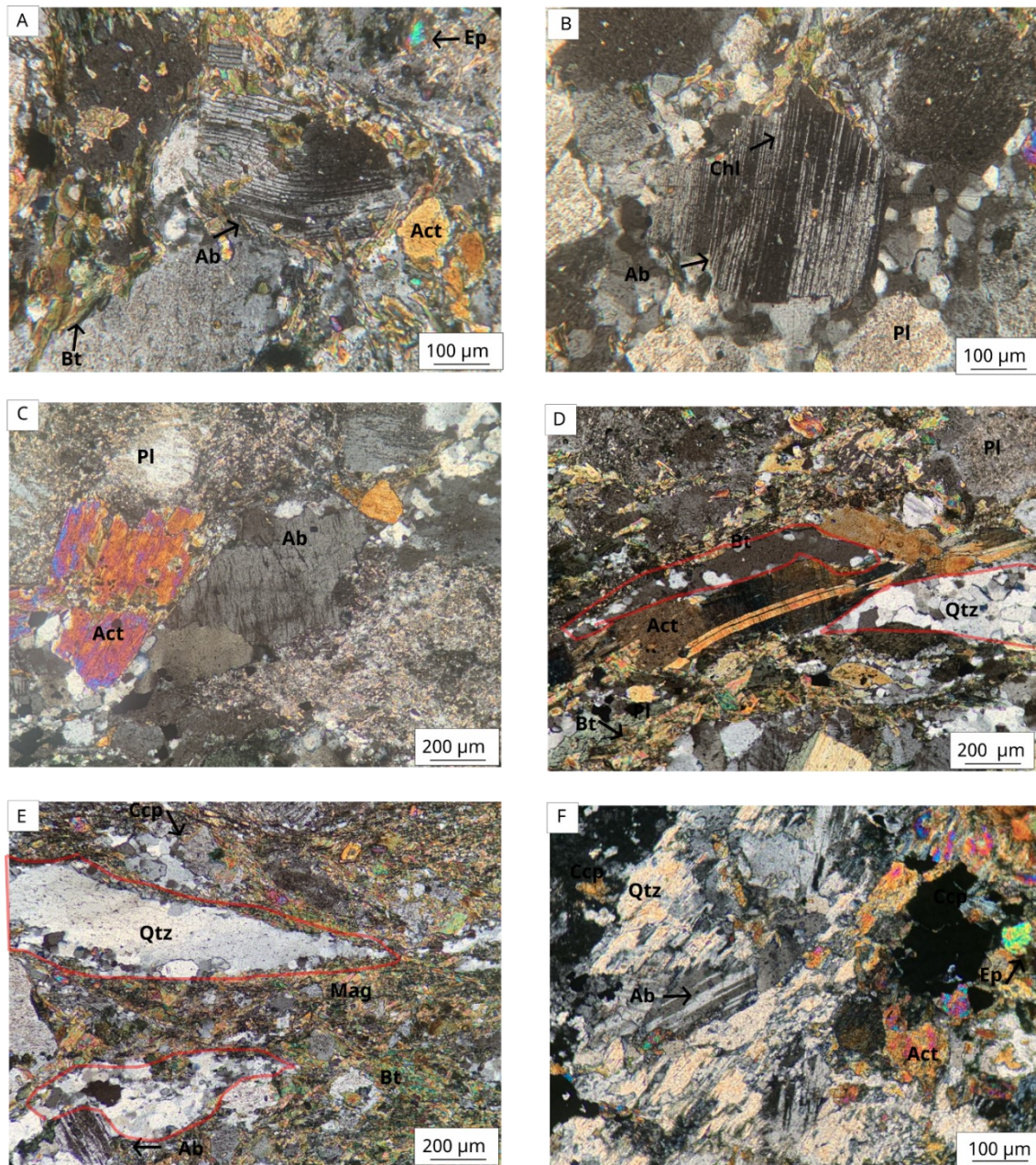
A dissolução da hornblenda pode ser equilibrada pela deposição de outro tipo de anfibólio (IMON *et al.*, 2004) ou de outras fases minerais como epidoto, albita e biotita em outras partes da rocha (BERGER & STÜNITZ,1996). Sobre condições de altas temperaturas, acima de 700 °C, e baixa deformação a actinolita apresenta formação de extinção ondulante.

7.1.3 Mecanismos e Condições de Deformação na Zona Proximal

A zona proximal apresenta uma alta taxa de deformação com uma foliação protomilonítica bem desenvolvida. Essa zona preserva porfiroclastos de plagioclásio e quartzo remetente a história ígnea, entretanto, nessa região foi possível notar uma maior percolação dos fluidos, entrando numa zona mais hidratada do depósito.

Estruturas do tipo S, C e C' são desenvolvidas além de estruturas rúpteis (microfraturas) e dúcteis (micro dobras, deformação twin, extinção ondulante). As alterações hidrotermais nessa área são alteração potássica (biotita+hastingsita±albita) disseminada nas estruturas S, C e C' e alteração férrico-cálcica (magnetita+actinolita).

Figura 14. **A:** Cristais de Ab com maclas apresentando microdobras e bt seguindo as estruturas C, C' e S bordejando e rotacionando cristais de Pl. **B:** Grão de ab com maclas contendo microdobras bordejados por qtz com GBAR. **C:** Ab apresentando deformação Twin. **D:** Maclas de act com rupturas rotacionadas e bordejadas por bt nas estruturas C, C', S. Qtzo com GBAR. **E:** Qtzo reliquiares e bt orientada seguindo a foliação principal. **F:** Ab com deformação Twin.



Fonte: Autora (2023).

A zona proximal apresenta microestruturas indicando condições de temperatura variando entre 100C°, evidenciados por meio de microfraturas nos cristais de biotita (Fig.

14D), a 500-700 °C marcado por recristalização GBM nos cristais de quartzo com contornos lobados e irregulares (Fig. 14D), formação de subgrão e maclas com rupturas nos cristais de actinolita.

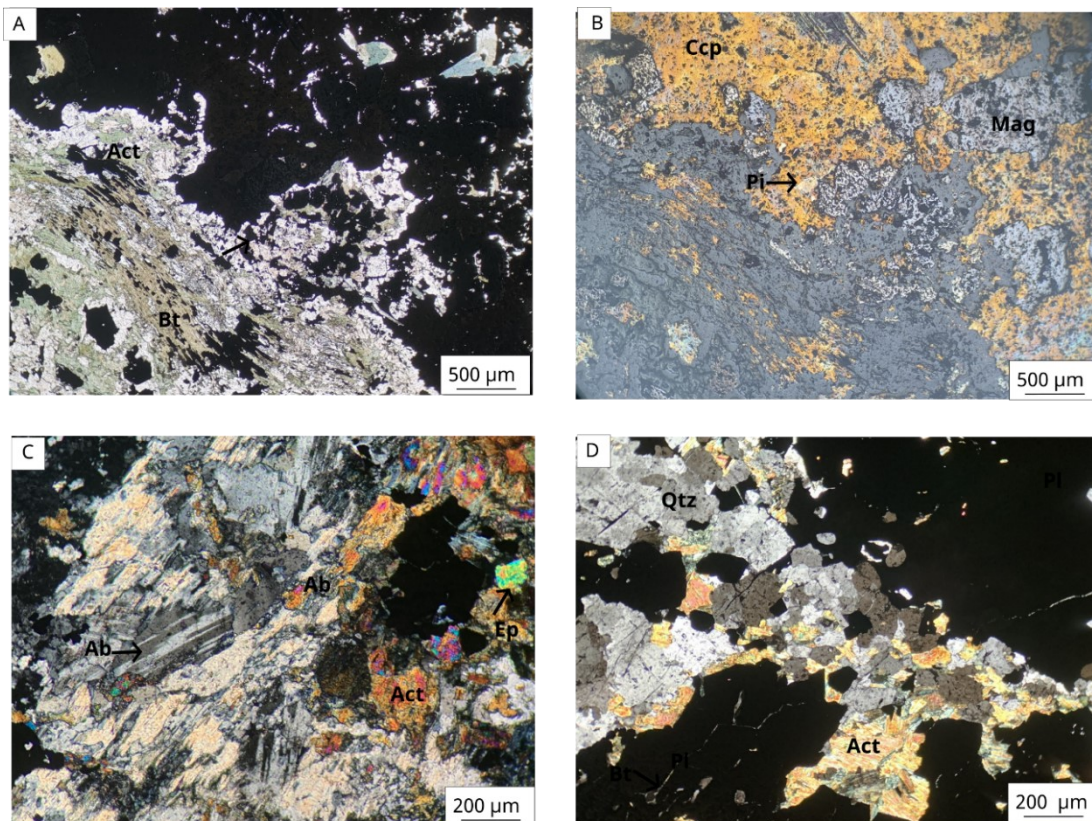
Além disso, foi possível notar que nessa região havia um maior registro de temperatura média variando entre 400-500 C° com relação as zonas anteriores, a partir das microestruturas dos cristais de quartzo apresentando recristalização SGR (Fig. 14B), com grãos reliquiares no centro desses neogrãos e cristais de albita contendo flame perthite e deformação Twin (Fig. 14 C).

7.1.4 Mecanismos de Condições de Deformação na Zona Brechada

A zona brechada possui alta interação fluido rocha e elevada pressão de fluido que promove o fraturamento. Essa região é marcada por fraturas com padrões de stockwork preenchidos principalmente pelos minerais de minério e pelos cristais bem desenvolvidos de biotita (Fig. 15A, 15B) contendo inclusões de minerais de minério e servindo como trapa para mineralização. Os minerais hidrotermais apresentam feições cataclásticas constituindo uma estrutura maciça, com minerais dispostos em diferentes direções.

A principal alteração vista nessa zona é a alteração potássica (biotita+hastingsita±albita) registrando a mineralização cuprífera em brechas do depósito, e em menor expressividade há a ocorrência de alteração férrico-cálcica (magnetita+actinolita), nessa região. Grãos de quartzo com extinção ondulante (figura 15D), microfraturas em biotita, cristais de albita contendo maclas com deformação *twinning* (Fig. 15C) representam microestruturas da zona brechada em condições de temperatura de 100° a 500°C.

Figura 15. **A e B:** Contato entre padrão stockwork de mineralização (ccp, mag e pi) e cristais de Plm qtz, act e bt. **C:** Ab apresentando deformação twinning, act-ep envolvendo cristais de mag. **D:** Contato de qtz com recristalização SGR, act e mag e ccp. Foto A: nicóis descruzados. Fotos B, C e D: nicóis cruzados.



Fonte: Autora (2023).

7.2 Evolução Paragenética da Alteração Hidrotermal

As rochas do depósito Pantera apresentam diferentes minerais hidrotermais como albita, actinolita, epidoto, clorita, biotita e hastingsita. Enquanto os minerais de minério são calcopirita, pirrotita e \pm pirita. Uma forte característica dos depósitos IOCG é apresentar zonas de alteração sódica-cálcica (albita-actinolita), potássica (ortoclásio-biotita), formação de magnetita, cloritização/epidotização, mineralização cuprífera e sericitização tardia (MONTEIRO *et al.*). Essas alterações ocorrem no depósito, sendo a alteração potássica responsável por servir como trapa ao minério, onde é possível visualizar os minerais de minérios seguindo os trends da biotita disposta nas estruturas C, S e C' nas zonas intermediárias, proximais e brechada. Os estágios de transformações metamórficas e substituições são exemplificadas pelo esquema abaixo:

- 1) Plagioclásio \rightarrow albita; Horblenda (ígnea) \rightarrow actinolita \pm clorita \pm epidoto;
- 2) Actinolita \rightarrow Hastingsita \pm clorita \pm epidoto;

- 3) Hastingsita + Actinolita são substituídas por calcopirita \pm clorita \pm epidoto;
- 4) Hastingsita+ Actinolita são substituídas por Biotita \pm clorita \pm epidoto;
- 5) Hastingsita+ actinolita+ Biotita são substituídas por pirita, magnetita, pirrotita, calcopirita \pm clorita \pm epidoto;

Tabela 1. Relação dos minerais de acordo com as zonas do depósito Pantera.

Minerais	Zona distal	Zona intermediária	Zona proximal	Zona de cisalhamento (brechada)
Hornblenda	—————			
Actinolita	—————			
Plágioclásio	—————			
Albita	—————			
Hastingsita	—————			
Biotita	-----	—————	—————	
Epidoto	—————			
Calcopirita	-----	—————		
Pirita	-----	—————	—————	
Magnetita	-----	—————		
Pirrotita		-----	—————	
Clorita	—————			

A relação dos minerais dispostos em cada zona é exemplificada na tabela 1, onde é possível notar que a zona distal apresenta somente até o estágio 3, contendo cristais de pirita e calcopirita, entretanto, não foram observados grãos de magnetita e pirrotita. Isso sugere que na região distal houve menor percolação do fluido mineralizante assim como as transformações hidrotermais que dão origem a esses minerais.

Todas estas características associadas à paragenese mineral secundária e as temperaturas dos mecanismos deformacionais acima mencionados, sugerem que as rochas do depósito podem ser classificadas como protomilonitos de baixo grau ou de médio grau (250-500°C e 500-650°C) que sofreram transformação em estado sólido por 'fluidos' metassomáticos (Throw *et al.* 2010).

7.3 Condições da pressão do fluido

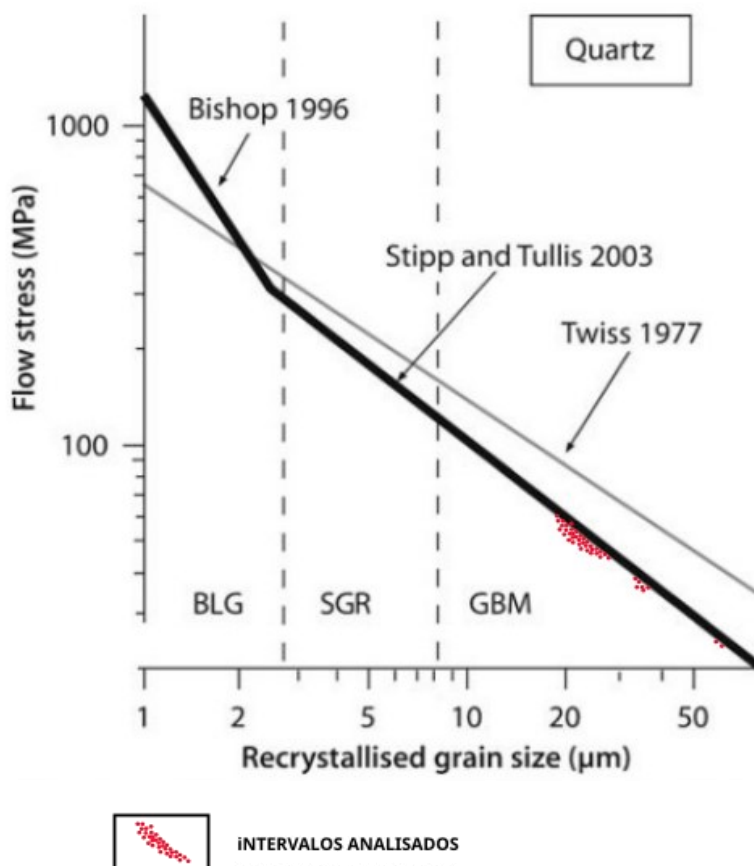
O tamanho dos grãos recristalizados dinamicamente em um material deformado possui relação com o estresse diferencial e pode ser utilizado como paleopiezômetro, método que permite a medição do plaeostress (TWISS 1977, 1986; MERCIER *et al.*, 1977; ETHERIDGE & WILKIE 1979, 1981; CHRISTIE & ORD 1980; SCHMID *et al.*,

1980; ROSS *et al.*, 1980; KARATO *et al.*, 1980; KOCH 1983; ORD E CHRISTIE 1984; RANALLI 1984; HACKERS *et al.*, 1990, 1992; MICHIBAYASHI 1993; VAN DER WAL *et al.*, 1993; RUTTER 1995; POST & TULLIS 1999; STIPP & TULLIS 2003).

O tamanho dos grãos recristalizados possuem relação direta também com teor de água dos grãos (BELL & ETHERIDGE 1976; JUNG & KARATO 2001) a temperatura de deformação (BRESSER *et al.*, 2001) e com mecanismo de recristalização (DRURY & URAI 1990; TWISS & MOORES 1992; POST & TULLIS 1999; STIPP & TULLIS 2003).

Para cada zona do depósito foi realizado uma média do tamanho dos grãos de quartzo que passaram por recristalização GBM. Essa recristalização foi utilizada como parâmetro para calcular indiretamente a pressão do fluido pois o tamanho dos grãos foi realizado a partir de um microscópio em uma objetiva de 40x cujo a menor medida representada é de 5 μm .

Figura 16. Relação entre tamanho de grão recristalizado e tensão diferencial, expressa como tensão de fluxo para os cristais de quartzo recristalizados dinamicamente (BLG, SGR E GBM).



Fonte: Modificado de Passchier & Throw (2005).

Os resultados são mostrados na figura 16 seguindo a premissa de Stipp & Tullis (2003) onde foi possível inferir que a pressão do fluido varia principalmente entre 50 e 100 Mpa com cristais principalmente variando entre 15 e 30 μm . De acordo com Passchier & Trouw (2005) a redução do tamanho dos grãos em milonitos está relacionada ao fato que a tensão diferencial em zonas de cisalhamento dúctil consegue ser elevada, resultando em um tamanho de grão recristalizado pequeno.

7.4 Mecanismos para formação das feições de deformação

7.4.1 Texturas de intercrescimento

Os simplectitos se formam a partir de reações rápidas ou à falta de uma fase fluida que permita transportar o material para uma área distante da reação (PASSCHIER & TROUW, 2005). As áreas onde ocorre a nucleação de simplectita podem ser controlados por estresse ou por excesso de P-T (SIMPSON & WINTSCH 1989). Os simplectitos se originam em áreas de baixa deformação, sendo distorcido e recristalizados em agregados granulares quando deformados (VERNON *et al.*, 1983). No depósito Pantera, os simplectitos formam colônias dentro dos porfiroclastos de plagioclásio nas áreas onde as rochas são mais secas (Fig. 12A).

Passchier & Trouw (2005) descrevem que estudos com minerais e materiais sintéticos demonstraram que o intercrescimento simplético crescem concomitantemente. As simplectitas nucleam contornos de grãos existentes, em locais de alta desordem atômica onde ocorre difusão de componentes para os novos minerais (PASSCHIER & TROUW, 2005). Os simplectitos podem apresentar redução da área do contorno de grão (GBAR), dando origem a uma forma globular dos minerais e são comuns em rochas de alto teor (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Os simplectitos constituídos por quartzo vermicular em plagioclásio é denominado mimerquita (Fig. 12A) e são comuns em rochas metamórfica (gnaisses augen e milonitos félsico por exemplo) e ígneas de alto grau, sendo resultado do produto de degradação do K-feldspato durante o metamorfismo retrógrado (BINNS, 1966; PHILLIPS *et al.*, 1972; VERNON *et al.*, 2004; SMITH, 1974; PHILLIPS, 1974, 1980; SHELLEY, 1993). Comumente, a mimerquita ocorre em função da substituição do estado

sólido do K-feldspato que acompanha a deformação, entretanto, a importância dos fluídos é essencial para o desenvolvimento desta, onde as reações seriam produtos de reações e transformações hidrotermais pós-magmáticas de estágio tardio, em sistema fechado na escala amostral, mas aberto (metassomático) na escala cristalina (PASSCHIER & TROUW, 2005).

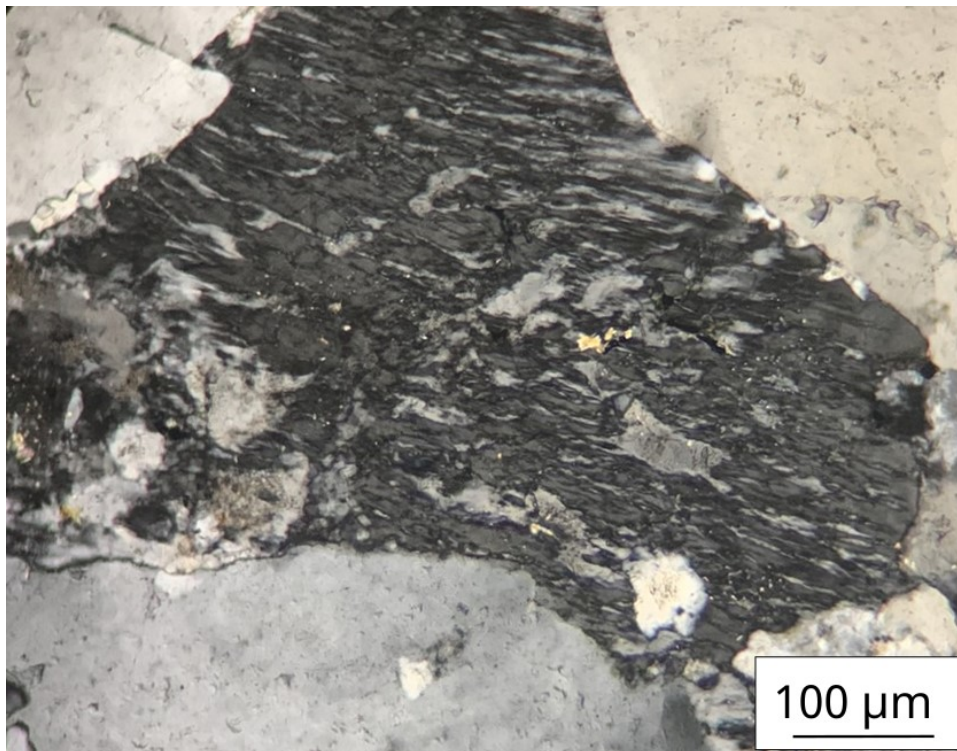
As reações químicas responsáveis pela origem da mimerquita são complicadas, mas requerem que o Na e o Ca sejam transportados ao local da reação e o K seja removido (PASSCHIER & TROUW, 2005). Provavelmente, esse processo está vinculado a quebra de outros minerais na rocha (VERNON *et al.*, 1983; SIMPSON, 1985; SIMPSON & WINTSCH, 1989) em uma série de reações relacionadas cíclicas.

7.4.2 Flame Perthite

De acordo com Paschier & Throw a flame perthite pode ser evidenciada por feldspato alcalino e plagioclásio deformados sobre condições de fácies xisto verde em temperaturas elevadas, tensão diferencial, especialmente em zonas de cisalhamento dúctil como visto nas lâminas do depósito Pantera (figura 17), entretanto, essa feição era maior evidenciada nas regiões distais e intermediárias à zona de cisalhamento. A flame perthite forma a partir da substituição do K-feldspato por albita mantendo orientação da rede cristalográfica (PRYER & ROBIN 1995; PRYER *et al.*, 1995).

Quando a tensão for inferior a quantidade necessária para a fratura frágil do feldspato K, as lamelas de flame perthite desenvolverão caso o plano ideal de crescimento da chama seja paralelo ou forme um pequeno ângulo em relação à direção de maior tensão. Devido a isso, Pryer e Robin (1996) propõem que a chama perthite pode ser usada como um indicador da orientação dos eixos principais de deformação.

Figura 17. *Ab* com estrutura flame perthite na zona distal.

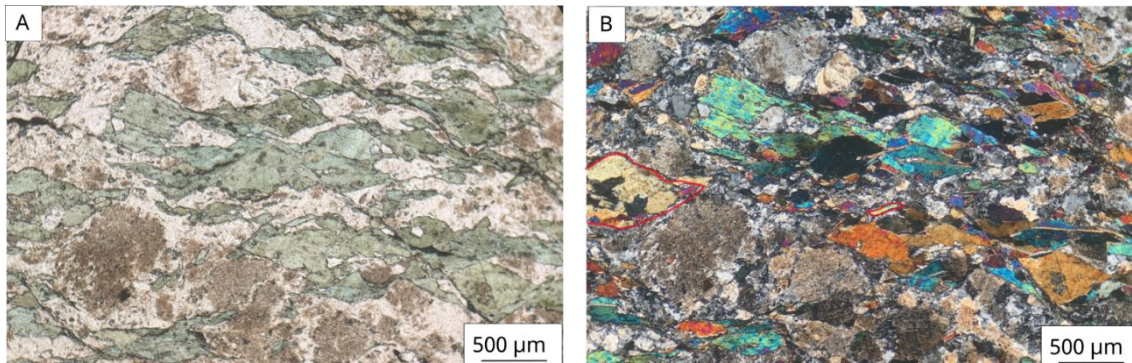


Fonte: Autora (2023).

7.4.3 Mineral fish

Os minerais em formato pisciforme são comuns em rocha milonolíticas e se desenvolvem próximos e dentro das zonas de cisalhamento, devido a isso essa textura é um ótimo indicador de regiões que passaram por deformação, podendo ser um ótimo indicador cinemático (PASSCHIER & THROW, 2005). Nas zonas intermediárias do depósito foi possível notar essa textura nos cristais de actinolita hidrotermal (Fig. 18 A e 18B) e hornblenda ígnea com dimensões mais longas formando um pequeno ângulo com a foliação (estrutura C') da rocha. Essa textura é importante pois indica que a deformação ocorre juntamente a percolação de fluídos.

Figura 18. A e B: Act com formato pisciforme formando superfície C e S. Lâmina: 98.5. Zona: intermediária. Figura A a luz natural e figura B a nicóis cruzados.



Fonte: Autora (2023).

7.4.4 Deformação intracristalina

Os minerais podem se deformar internamente por meio de fratura frágil ou por defeitos de rede. Os defeitos de rede são caracterizados em defeitos de ponto, a exemplo das vacâncias, e defeitos ou deslocamentos de linha devidos a um plano de defeitos no retículo do cristal (PASSCHIER & THROW, 2005). A discordância presente na borda desse plano é chamada de discordância de aresta e a discordância de parafuso é quando parte de um cristal é deslocada ao longo de uma distância (torcida). As discordâncias podem ser agrupadas e resultam em de uma gama de possíveis tipos de discordâncias.

Esses defeitos não são evidentes no microscópio, mas podem ser identificados indiretamente a partir de estruturas que os cristais deformados apresentam. Um exemplo é a extinção ondulante que é resultante de inúmeros deslocamentos semelhantes que provoca uma curvatura no retículo do cristal e com isso, o cristal não se extingue de modo uniforme (PASSCHIER & THROW, 2005).

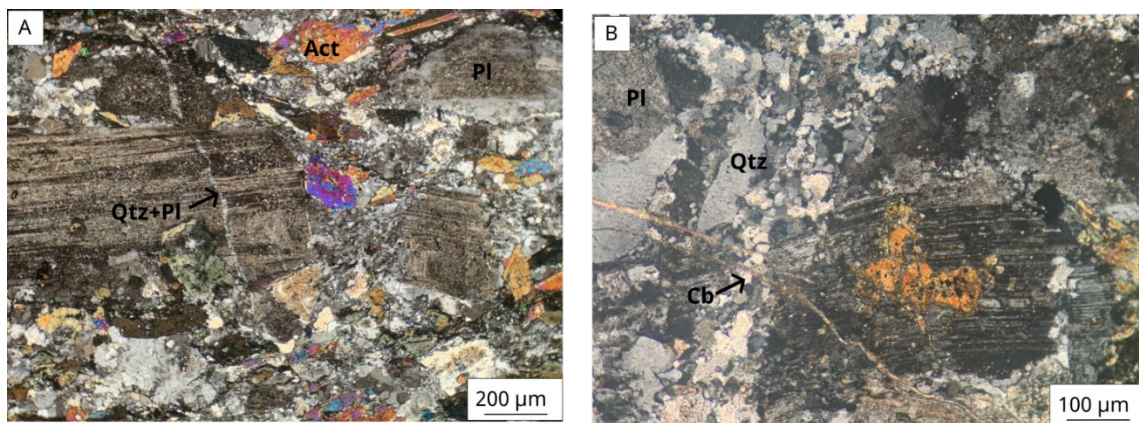
7.4.5 Deformação rúptil

Segundo Passchier & Throw (2005), a deformação rúptil é controlada por alta taxa de deformação ou por baixa temperatura, propiciando a formação de fratura e propagação associado a movimentos ao longo das falhas. A fratura é uma descontinuidade plana comumente com alguma dilatação, as microfissuras possuem as mesmas características, mas ocorrem em escalas menores e apresentam deslocamento irrelevante.

As microfissuras são geradas a partir da propagação lateral devido ao deslocamento da ponta do cristal no material circundante intacto. Essas microfissuras podem ser deslocadas em regime transtacional, cisalhante ou uma combinação dos dois tipos, quando cisalhante, esta é caracterizada como microfratura. (PASSCHIER & THROW, 2005). As microfraturas intragranulares são acomodadas por um único grão enquanto as intergranulares transectam diferentes grãos. Como resultado das microfraturas, pode haver a formação de microfalhas que são representadas em escalas maiores e possuem acomodação de deslocamento geológico significativo (PASSCHIER & THROW, 2005).

Sobre baixas temperaturas durante o fluxo cataclástico, são criados vazios que são preenchidos com precipitação da solução em veios, as zonas do depósito Pantera apresenta microfraturas intragranulares, preenchidas principalmente por sericita e quartzo, e intergranulares, com minerais principalmente de quartzo e carbonato (Fig. 19B) e localmente contendo quartzo+albita interceptando todos os minerais contidos na rocha (Fig. 19A, 11B), sendo estes posteriores a deformação que propiciou a percolação dos fluídos. Esses veios são formados por mecanismo de deformação por difusão em solução.

Figura 19 A: Veio de qtz+pl interceptando porfiroclastos de pl, act, qtz e ab em com direção diferente as estruturas C e S marcadas por act. B: Veios de carbonato interceptando ab+ porfiroclastos de pl+ qtz. O agregado de qtz localizado na parte superior da imagem foi recristalizado pelo mecanismo GBM.



Fonte: Autora (2023).

7.4.6 Deformação dúctil

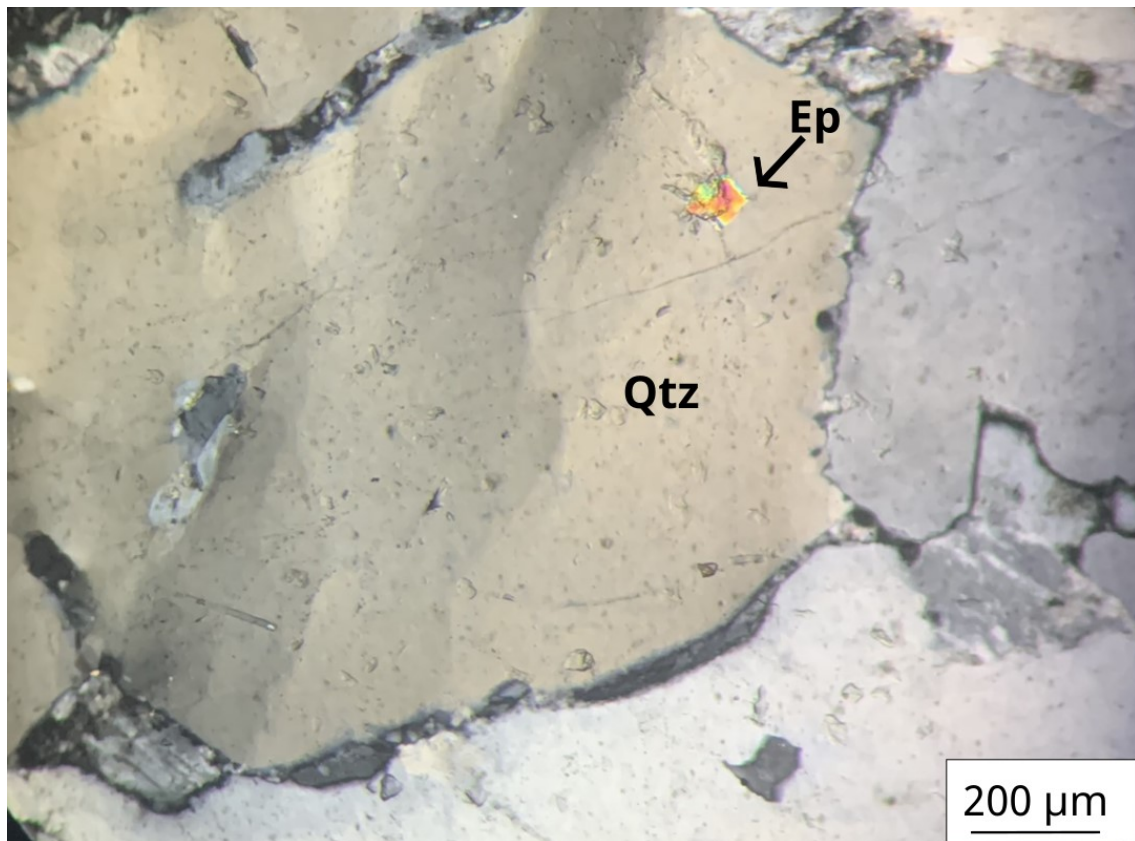
A plasticidade cristalina (fluxo plástico cristalino) é caracterizada por uma deformação permanente por fluxo dúctil (VERNON, 2004). O processo de escoamento compreende deslizamento (deslizamento por translação) e/ou geminação por deformação, sem perda de coesão na escala de grão. O *creep* de deslocamento também inclui bandas

de torção, lamelas de deformação. Esses mecanismos possibilitam que um grão mude sua forma, permitindo que uma parte do cristal sofra cisalhamento quanto a sua vizinhança (HOBBS *et al.*, 1976).

7.4.6.1 Lamelas de deformação

As lamelas de deformação foram observadas em grãos de quartzo na região distal à zona de cisalhamento (Fig. 20). Essas são zonas estreitas (0,5–10 μm), planas, com orientação cristalográfica e índice de refração que se diferencia dos grãos subjacentes (SANDER, 1950; BLENKINSOP & DRURY, 1988; DRURY, 1993).

Figura 20. Qtzo com lamelas de deformação.



Fonte: Autora (2023).

Essas lamelas são interpretadas como planos de alta tensão de cisalhamento, podendo ser utilizada para analisar as direções de paleotensão (CARTER & RALEIGH, 1969; LAW, 1990; TWISS & MOORES, 1992). Comumente, as lamelas são caracterizadas por paredes de deslocamento ou bandas de deslocamento variável e

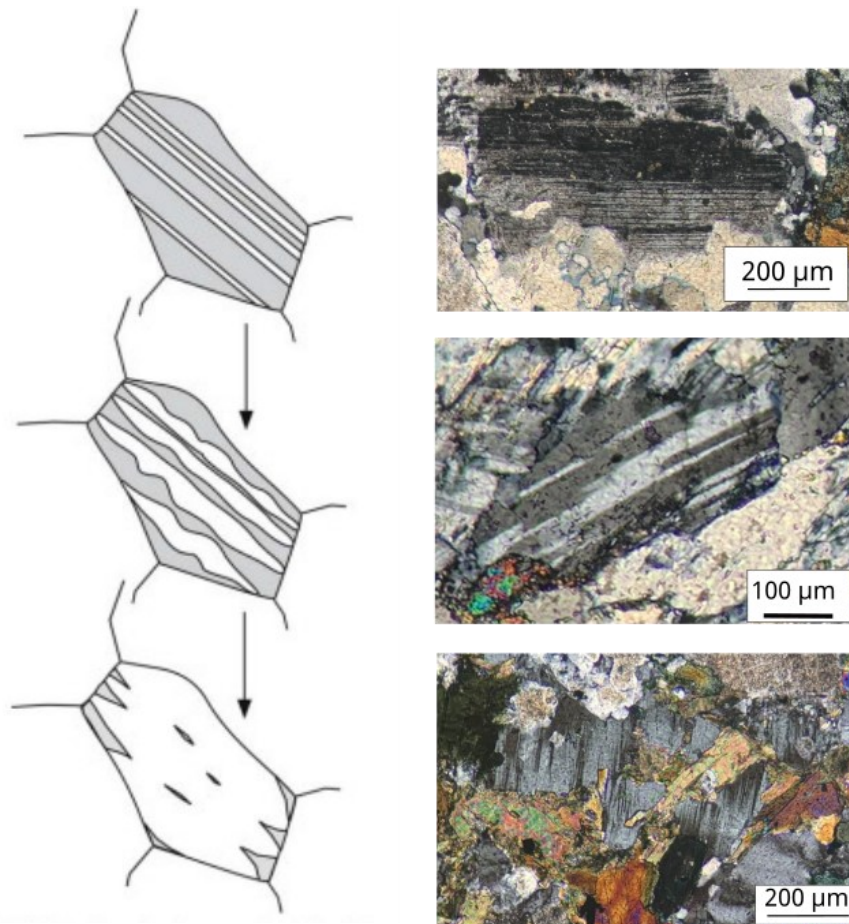
concentração de inclusão de fluido (DRURY, 1993). Além disso, estas parecem estar envolvidas em processos de recuperação (BLENKINSOP & DRURY 1988).

7.4.6.1.1 Twinning (geminção)

A albita hidrotermal apresenta geminção de deformação (geminção mecânica, secundária geminção, 'deslizamento duplo') como consequência à deformação. Os gêmeos de deformação apresentam-se em forma de cunha e tabulares e se distribuem heterogeneamente dentro dos grãos desse mineral. Essa geminção ocorre no estado sólido quando um mineral muda de uma simetria superior para uma inferior (Fig. 21).

A geminção de deformação induz uma quantidade finita de cisalhamento simples (em uma paralela a um plano de deslizamento (plano gêmeo) e uma direção particular (a direção de deslizamento) Estes dependem da estrutura cristalina do mineral e juntos formam um sistema gêmeo (VERNON, 2004).

Figura 21. Esquema demonstrando como ocorre a cristalização de migração de borda em cristais com deformação twinning.



Fonte: Autora (2023).

Ao contrário do deslizamento, esses requisitos limitam a deformação que pode ser obtida pelo espelhamento, especialmente quando os gêmeos têm apenas cisalhamento unidirecional (PASCHIER & THROW, 2005). Cada camada atômica é cisalhada (não transladadas) em escala suficiente para causar uma imagem espelhada do cristal original. Isso restaura a estrutura original, onde cada metade é simetricamente desorientado em relação ao outro. Normalmente, a geminação ocorre na faixa de temperatura de deformação mais baixa (PASCHIER & THROW, 2005).

7.4.6.1.2 Kinking- Torção

O kinking (torção) é gerado quando o deslizamento em uma única superfície deslizante é insuficiente para manter uma deformação uniforme. O grão é fortemente curvado (dobrado) e a deformação é em bandas de dobras, que propiciam o encurtando

do grão. Os grãos com kinking nas lâminas foram vistos como bandas torcidas lenticulares na actinolita e albita (Fig.22). De acordo com Vernon (2004) as bandas de torção são caracterizadas como parte de um grão que é rotacionado em relação a parte que não é dobrada do cristal. O eixo de rotação corresponde com a linha de intersecção de torção (kinking) e o plano de deslizamento é perpendicular a direção do deslizamento.

Figura 22. Act com macla deformada e apresentando deformação por torção.



Fonte: Autora (2023).

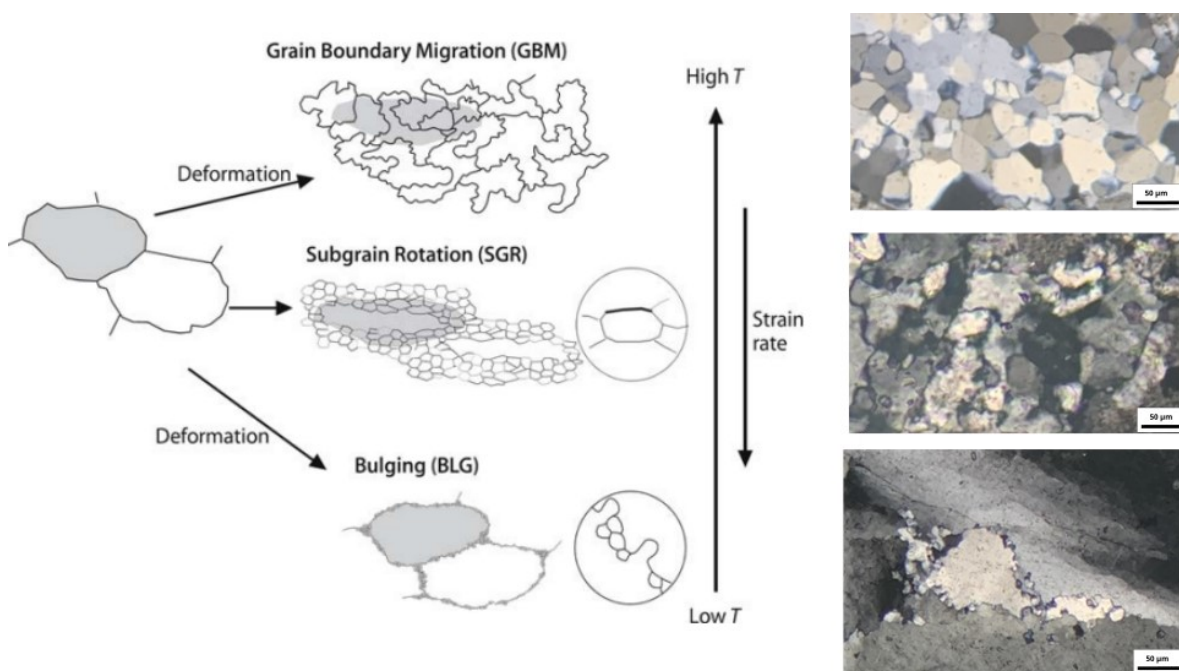
7.4.7 Recristalização

A recristalização é caracterizada como sendo a ocorrência e/ou migração de contornos de grãos de alto ângulo (aleatórios) ou faces cristalinas no estado sólido, em resposta à deformação no mesmo mineral (VERNON, 2004). A recristalização produz agregados de grãos recristalizados isentos de deformação e passíveis de deformação contínua. É importante ressaltar que esse mecanismo não cria produtos minerais e que a mudança na composição entre os grãos novos e antigos ocorrem somente em minerais com composições químicas complexas (VERNON, 2004).

7.4.7.1 Recristalização Dinâmica

De acordo com Passchier & Trouw (2005) e por Blenkinsop (2002) a recristalização dinâmica é promovida pela tendência de reduzir a energia livre, como a energia de deformação armazenada em cristais deformadas e energia livre interfacial. Este tipo de recristalização produz mecanismos com diferentes reorganizações dos cristais resultantes de diferentes intensidades de deformação (figura 23), a saber: recristalização por abaulamento (BLG), recristalização por rotação de grão (SGR) e recristalização por migração de limite de grão (GBM).

Figura 23. Processos de recristalização dinâmica com fotografias de lâminas do depósito. Modificado: Passchier & Throw (2005).



Fonte: Autora (2023).

A recristalização por abaulamento (BLG) ocorre em baixas temperaturas, a mobilidade do contorno de grão pode desenvolver localmente e os contornos de grão podem se expandir em cristais de alta densidade de deslocamento e neoformar pequenos cristais independentes. Em lâmina foi possível identificar que essa recristalização ocorreu nos cristais de quartzo e albíta nas zonas distais, intermediárias e proximais, onde o BLG ocorria ao longo dos limites dos grãos antigos. De acordo com Passchier & Trouw (2005)

os grãos antigos à recristalização podem ser poucos deformados, apresentar lamelas de deformação e extinção ondulada, características notadas nos cristais de albita e quartzo hidrotermal.

Além disso, é comum que grãos antigos sejam bordejados por cristais recristalizados, caracterizando uma estrutura manto-núcleo entre os cristais envolvidos. Essa estrutura é resultante da desorientação progressiva dos subgrãos do núcleo para o manto e de acordo com Vernon *et al.*, (1983) em rochas deformados de composição granítica (VERNON, 2004). Essa estrutura foi vista em quartzo e albita com bordas recristalizadas com cristais de tamanho inferior a 0.3 mm e provavelmente foram geradas no momento que o sistema estava resfriado, sin-tardi tectônico a zona de cisalhamento.

A recristalização de Rotação do Subgrão (SGR) ocorre quando há um processo contínuo de adição de discordâncias nos contornos dos subgrãos. Entretanto, esse processo só é possível caso as discordâncias sejam livres para subir de um plano da rede para o outro. Nesse processo de recristalização, o ângulo formado entre a rede cristalina e os limites do subgrão é elevado até que progressivamente o subgrão não faça mais parte do mesmo grão (PASSCHIER & TROUW 2005). Sendo assim, o SGR é promovido por desorientação cristalográfica contínua com migração restrita de contorno de grão (VERNON, 2004).

A recristalização de migração de contorno de grão (GBM) ocorre em temperaturas elevadas, promovendo o aumento mobilidade dos contornos de grãos causando remoção de deslocamentos e possíveis limites de subgrãos. Sendo assim, a recristalização pode se deslocar em qualquer direção para sua recuperação. Em lâmina essa recristalização foi reconhecida a partir das formas lobuladas nos cristais de quartzo. De acordo com Blenkinsop (2002), a recristalização GBM e SGR são concomitantes, pois formam uma sequência de recristalização lógica, evidenciando pelos os cristais de quartzo lobulados. Esta recristalização ocorre sin-tectonicamente ao desenvolvimento da ZC.

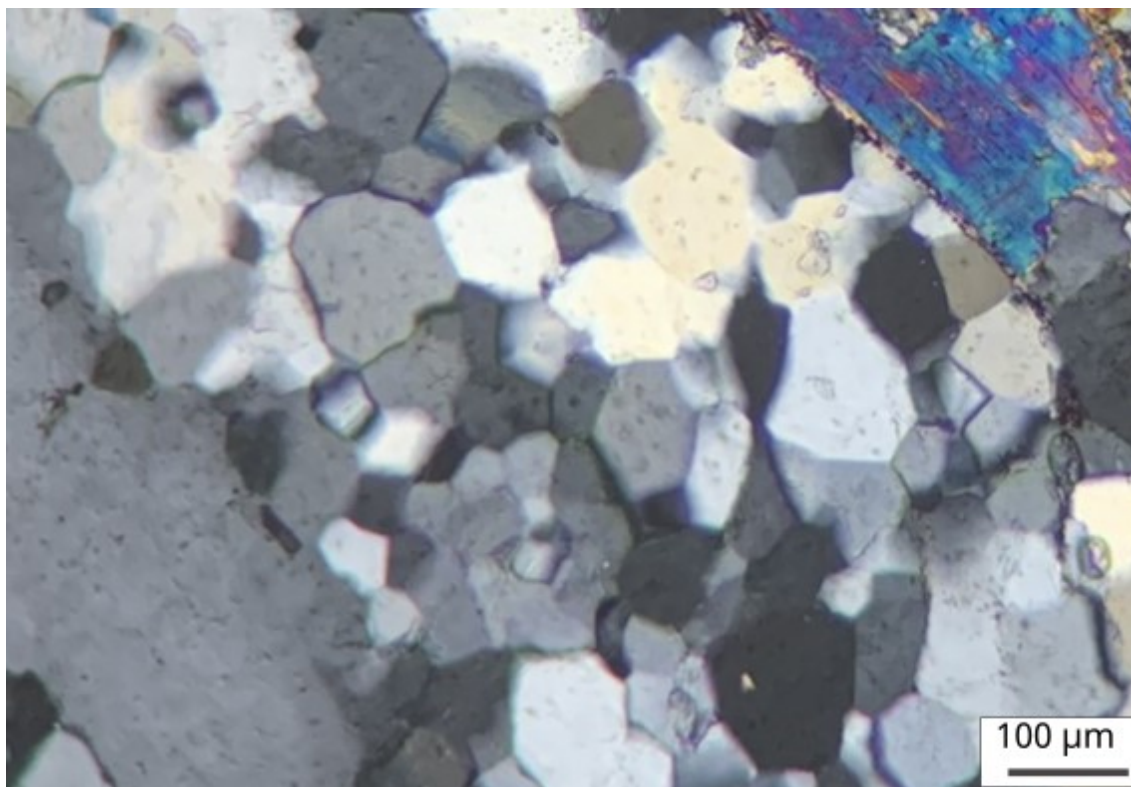
7.4.7.2 Recristalização estática

De acordo com Passchier e Trouw (2005) a recristalização estática ocorre quando há um desaceleramento ou parada do regime de deformação da rocha onde os cristais não possuíram energia mínima livre interna, mas possuíram deslocamento internos e limites de subgrãos. Em situações com deformação a baixa temperatura ou baixa infiltração de fluido, a estrutura cristalina do mineral permanece inalterada, mas se a temperatura

permanecer alta após o término da deformação, ou se houver muita água no contorno do grão, ocorre a recuperação por *grain boundary area reduction* (GBAR) e que tende a prosseguir sem deformação.

A recristalização dinâmica promove a substituição de minerais instáveis por estáveis resultando na remoção dos emaranhados de deslocamento resultando em contornos dos grãos são retilíneos. A região distal a ZC com baixa percolação de fluido e alta temperatura, apresenta GBAR com quartzos geométricos com contatos retilíneos alogandos em direção a foliação (figura 24). Esses cristais são maiores em relação aos que passaram por recristalização dinâmica e podem apresentar tamanhos até 0.4 mm.

Figura 24. Qtz com recristalização estática (GBAR). Figura 25. Qtz com recristalização estática (GBAR).



Fonte: Autora (2023).

7.5 Alterações dos cristais

De acordo com (ROSE & BURT, 1979; REED, 1997), alteração hidrotermal é conhecida como os processos que promovem a alteração química em minerais, em meio fluido, tendo como produto uma assembleia mineralógica mais estável nas condições hidrotermais de temperatura, pressão e composição fluída. Pirajno, (1992), ressalta que

esses processos promovem transformações mineralógicas e texturais nas rochas, em um sistema aquoso cujas temperaturas variam de 100 °C a 500 °C.

Esse sistema hidrotermal pode, de acordo com Castro (2016), formar depósitos por precipitação e substituição mineralógica em planos de fratura, de falha, brechas, foliação e espaços intergranulares, sendo mais eficaz quando ocorrem no intervalo de temperatura de 50 a 400 °C e pressões de 1 a 3 kbars. Esses processos ocorrem principalmente em grandes eventos magmáticos, metamórficos de elevada temperatura e zonas de cisalhamento, os quais promovem variações termais nas rochas (CASTRO, 2016).

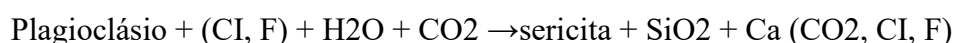
A intensidade das alterações hidrotermais varia em virtude da permeabilidade das rochas, sendo mais efetiva em rochas de mais alta porosidade e resultando na deposição de argilominerais através de soluções quentes (CASTRO, 2016). Dessa forma, as diferentes condições de temperatura e atividade de potássio e hidrogênio controlam a intensidade e o processo de alteração ocorrente na rocha (CASTRO, 2016).

Dentre os vários processos hidrotermais apresentados pela literatura, dois em especial são analisados nessa monografia. O primeiro, conhecido por cloritização, é responsável pela hidratação de minerais máficos, comumente biotita e anfibólios, e substituição para o filissilicato hidratado clorita (CASTRO, 2016). De forma geral, ocorre quando há disponibilidade de água com temperatura mais baixa no sistema, responsável pela substituição para clorita das bordas para o centro do mineral (CASTRO, 2016). A reação pode ser descrita por:



Esse processo foi mais bem observado nas zonas intermediárias e proximais (Fig. 2 e 3) com uma quantidade de fluido intermediária, e biotitas mais bem desenvolvidas, contendo coloritização da borda para o centro dos cristais.

Outro processo, denominado saussuritização, é responsável pela perda de Ca^{+2} e Al^{+3} em plagioclásios, resultando em albite e, geralmente, epidoto, sericita, carbonato e algumas vezes clorita, com aspecto poiquilítico (CASTRO, 2016). A reação é exemplificada a seguir:



8 Conclusões

As rochas do depósito Pantera apresentam mecanismos de recristalização dinâmica, BLG (300-400 C°) responsável por neoformar grãos inferiores a 0.25 mm nos limites dos grãos de quartzo e feldspato, SGR (<500C°) apresentada por extinção ondulante em quartzo e actinolita, lamelas de deformação nos cristais de quartzo na zona distal e intermediária, estruturas núcleo-manto e twinnig em albite e actinolita e kink nos grãos de actinolita, GBM (temperaturas >600C°) com cristais com formato ameboide melhor desenvolvido nas zonas intermediárias e proximais. Além disso, as rochas apresentam recristalização estática GBAR caracterizada por neogrãos contendo formato geométrico e afetando os simplectitos (textura mimerquítica) nas zonas proximais e intermediárias. As feições observadas em lâminas exibem evidências de deformação no estado sólido indicando que a deformação das rochas são pós cristalização magmática contendo percolação de fluidos hidrotermais.

A zona distal apresenta rochas mais secas e em direção à zona de cisalhamento há o aumento gradual da percolação dos fluidos. No geral, a pressão do fluido metamórfico que percola nas rochas varia principalmente entre 50 e 100 Mpa. Esse dado foi inferido a partir do tamanho dos cristais de quartzo seguindo as premissas de Stipp & Tullis (2003) e pode ser identificado mediante a deformação dúctil dos feldspatos que de acordo com Schòlz (1988) são reservados a profundidades entre 15 e 21 km e pressões de 60 a 100 Mpa.

Essas condições físicas (P e T) são comparadas as rochas da fácies xisto verde e fácies anfíbolito inferior. Além disso, a paragênese hidrotermal indica que as rochas do depósito Pantera foram afetadas por fluidos metassômicos em diferentes graus que deu origem a mineralização disseminada seguindo o trend da foliação milonítica, contidas principalmente nos cristais de biotita na zona brechada, e os grãos de actinolita nas demais zonas.

Referências

ALMEIDA, F. F. M.; Y. HASUI; BRITO NENES, B.B. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth Science Reviews**. v.17, n 1-2: p. 1-29, 1981.

ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, p. 349-367, 1977.

ALMEIDA, J. A. C.; DALL'AGNOL, R.; DIAS, S. B.; ALTHOFF, F. J. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. **Lithos**, v.120, n. 3-4, p. 235-257, 2010.

ALMEIDA, J.A.C.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; PIMENTEL, M.M.; RÄMÖ, O.T.; GUIMARÃES, F.V.; LEITE, A.A.S. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. **Precambrian Research**, v.120, n. 1-2, p.235-257, 2011.

ALMEIDA, J.A.C.; DALL'AGNOL, R.; LEITE, A.A.S. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p.103-126, 2013.

ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). **Prec. Res.**, v. 104, p. 187-206, 2000.

ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. M.; DALL'AGNOL, R. Composição e estrutura dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi - Série Ciências da Terra**, v. 7, p. 5-26, 1995.

ALLISON I.; LATOUR T.E; Brittle deformation of hornblende in a mylonite: a direct geometrical analogue of ductile deformation by translation gliding. **Can J Earth Science**, 14:1953–1958, 1977

AMARAL, G. **Geologia pré-cambriana da Região Amazônica**. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, USP, p. 212, 1974.

ARAÚJO, O.J.B; MAIA, R.G.N. Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. P. 136, 1991.

BABAIE H.A.; LATOUR T.E. Semibrittle and cataclastic deformation of hornblende-quartz rocks in a ductile shear zone. **Tectonophysics** v. 22, p.19–30, 1994.

BELL T.H.; ETHERIDGE M.A. The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia. **Tectonophysics**. V. 32, p.235–267, 1976.

BERGER A.; STÜNITZ H. Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps). **Tectonophysics**, v. 257, p. 49–174, 1996.

BRODIE K.H., RUTTER E.H. On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behaviour of basic rocks. In: Thompson AB, Rubie DC (eds) *Metamorphic reactions: kinetics, textures, and deformation*. **Advances in Phys Geochemistry**, 4:138–179, 1985.

BLENKINSOP, T. **Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks**. 1st ed. Kluwer Academic Publishers: New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow. p.16, 2000.

BLENKINSOP, T. & DRURY, M. R. Stress estimates and fault history from quartz microstructure. **J. Struct. Geol.** v. 10, n.7, p. 673-684, 1988.

BORDALO, R. A.; SANTOS, T. J. S. S.; DANTAS, E. L.; Structural evolution and U/Pb

zircon age of the Xambioá gneiss dome, contributions to the Araguaia fold belt tectonic history. **Journal of South American earth sciences**, v. 104, Oxford, Elsevier, dez. 2020.

BORGES F.S., White SH Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris. **Journal Structure Geology** 2:273–280, 1980.

CARNEIRO C.C. **Interpretação de Dados de Sensores Remotos e Aerogeofísicos como Ferramenta Análise estrutural da Área Centro-oeste do Sistema Transcorrente Carajás (PA)**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. p. 86, 2005.

CARTER, N. L.; RALEIGH, C. B. Principal stress directions from plastic flow in crystals. **Bull Geological Society of America**, v. 80, p.1213–1264, 1969.

CARTER, N. L. Static deformation of silica and silicates. **J. Geophys Res**, v. 76, p. 5514–5540, 1971.

CASTRO, J. S. M.; VARGAS JR, E. A. ; PORTO JUNIOR, R. ; AMARAL, C. P. ; ANTUNES, F. S. . **A influência da alteração hidrotermal na escavação de maciços rochosos**. In: Cobramseg, 2016, Minas gerais. Anais do Cobramseg XVIII – 2016.

CHRISTIE, J. M.; GREEN, H. W. Several new slip mechanisms in quartz. **EOS**, v. 45, p.103, 1964.

CORDANI, U. G.; SATO, K. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. **Episodes**[S.l.], v. 22, n. 3, p. 167-173, 1999.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S., KAWASHITA, K. **Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos**. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, 1979. Arica. Actas. v. 4. p. 137-148, Arica 1979.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. The geologic evolution of South America during the archaean and early proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1/3, 1982.

COSTA, J. B. S., O. J. B. ARAÚJO SANTOS, A. Província Mineral de Carajás: Aspectos tectonoestruturais, estratigráficos e geocronológicos. Bol. **Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra**. v.7, p. 199-235, 1995.

CORDEIRO, A.C. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. **Anais...**, Belém, SBG. v. 1, p. 45-49.

COUTINHO, M. G. N. DA. **Província Mineral do Tapajós: Geologia, Metalogenia e Mapa Previsional p/ Ouro em SIG**, v. 1 - L / 553.098115 / C871p / v.1. 1. ed. Rio de Janeiro: CPRM, editores: Ernesto von Sperling e José M. Henrique Soares, v.2. 375p, 2008.

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; RAMÖ, O.T.; MOURA, C.A.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; OLIVEIRA, D.C. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. **Lithos**, v. 80, p. 101–129, 2005.

DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D. C. DE. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, v. 93, p. 215-233, 2007.

DOCEGEO. **Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais**. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, SBG, p. 11– 54, 1988.

DOMINGOS, F. **The structural setting of the Canaã dos Carajás region and Sossego-Sequeirinho deposits, Carajás, Brazil**. Thesis of Doctor, University of Durham, Department of Earth Sciences, p. 23, 2009.

Drury MR, Urai JL (1990) Deformation-related recrystallisation processes. **Tectonophysics**. 1990

DRURY, M.R.; URAI, J.L. Deformation-related recrystallization processes. **Tectonophysics** v.172, p. 235–253, 1990.

DRURY, M. R. Deformation lamellae in metals and minerals. In: Boland JN, Fitz Gerald JD (eds) Defects and processes in the solid state: geoscience applications – The McLaren Volume. **Elsevier Science Publishers BV**, p. 195–212, 1993.

HACKER B.; YIN A.; CHRISTIE J.M.; SNOKE A.W. Differential stress, strain rate, and temperatures of mylonitization in the Ruby Mountains, Nevada: implications for the rate and duration of uplift. **Journal Geophysics**. 1990

HALLA, J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions. **Lithos**, v.79, p. 161–178.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. **Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico**. II SYMPOSIUM AMAZONICO. Manaus, DNPM, 1984.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P.F. **An outline of structural geology**. John Wiley, New York, 1976.

ETHERIDGE M.A.; WILKIE J.C. Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. **Tectonophysics** v. 58. P. 159–178, 1979.

ETHERIDGE M.A., WILKIE J.C. An assessment of dynamically recrystallized grain size as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. **Tectonophysics**. V. 78, p. 475–508, 1981.

FEIO, G.R.L.; DALL'AGNOL R.; DANTAS, E.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; GOMES, A.C.B.; SARDINHA, A.S.; OLIVEIRA, D.C.; SANTOS, R.D.; SANTOS, P.A. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite,

Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? **Lithos**, v. 151, p. 57–73, out. 2012.

FEIO, G.R.L., DALL'AGNOL R., DANTAS, E.L., MACAMBIRA, M.J.B., SANTOS, J.O.S, ALTHOFF, F.J., SOARES, J.E.B. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 227, p. 157–185, abr. 2013.

GAPAIS D. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indications. **Geology** 17:1144–1147, 1989).

GATES A.E., GLOVER L. Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA. **Journal Structure Geology**, 11:407–419, 1989.

GREEN, H. W., GRIGGS, D.T., CHRISTIE, J. M. Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates. In: **Paulitsch P (ed) Experimental and natural rock deformation**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 272–335, 1970.

IMON R., OKUDAIRA T., KANAGAWA K. Development of shape- and lattice-preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution, precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. **Journal Structure Geology**. V.26, p. 793–805, 2004.

JUNG H.; KARATO S.I. Effects of water on dynamically recrystallized grain-size of olivine. **Structure Geology**. v. 23, p. 1337–1344, 2001.

JUNG H.; KARATO S.I. Water induced fabric transitions in olivine. **Science**. v. 293, p. 1460–1463, 2001.

KARATO S.I.; TORIUMI M.; FUJII T. Dynamic recrystallization of olivine single crystals during high temperature creep. **Geophysics. Res Lett**. v. 7, p. 649–652, 1980.

KOCH P.S. **Rheology and microstructures of experimentally deformed quartz aggregates**. PhD Thesis, Univ of California, Los Angeles, 1983.

LAFRANCE B., VERNON R.H. Mass transfer and microfracturing in gabbroic mylonites of the Guadalupe igneous complex, California. In: Boland JN, Fitz Gerald JD (eds) *Defects and processes in the solid state: geoscience applications*. Elsevier, Amsterdam, p. 151–167, 1993.

LANCASTER OLIVEIRA J., FANTON J., ALMEIDA A.J., LEVEILLE R.A., VIEIRA S. **Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit**, Carajás District, Pará State, Brazil: In: 31st International Geology Congress, Rio de Janeiro, 2000.

LAW, R.D. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe RJ, Rutter EH (eds) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. **Geological Society Special Publications**, v. 54, p. 335–352, 1990.

LAW R.D., SCHMID S.M., WHEELER J. Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area of NW Scotland. **J Structure Geology**. v. 12, p. 29–45, 1990

LEITE, A.A.S. **Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Doctoral Thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 130p. Belém, 2001. (in Portuguese).

LEITE, A.A.S., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M.J.B., ALTHOFF, F.J. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 447-458, 2004.

LOPES A.M. **Caracterização geológica e metalogenética do depósito IOCG Pantera, Domínio Rio Maria, Carajás – PA**. Dissertação de Mestrado, Universidade de

Campinas, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia e Recursos Minerais, 2018.

MACAMBIRA, M.J.B., LANCELOT, J.R. História arqueana da região de Rio Maria, SE do estado do Pará, registrada em zircões detríticos de *greenstone* belt e de cobertura plataformal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG Núcleo Norte. p. 59-69. 1991

MACHADO, W., LINDENMAYER, Z., KROGH, T.E. and LINDENMAYER, D. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. **Precambrian Research**, v. 49, p. 329-354, 1991.

MARTINS L, G.; TOLEDO, C L. B.; SILVA A. M.; CHEMALE F. Jr.; SANTOS, J. O.S.; ASSIS, L. M. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin, Precambrian Research. **Spring**. Volume 302, 2017.

MELO, G.H.C.; MONTEIRO, L.V.S.; XAVIER, R.P. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. **Miner Deposita** , p. 709–732, 2017.

MERCIER J.C., ANDERSON D.A., CARTER N.L. Stress in the lithosphere: inferences from steady-state flow of rocks. **Pure Appl Geophysics**. v. 115, P. 119–226, 1977.

MICHIBAYASHI K. Syntectonic development of a strain-independent steady-state grain size during mylonitization. **Tectonophysics**. V.222. p. 151–164, 1993

MONTEIRO, L.V.S.; MORETO, C.P.N.; XAVIER, R.P.; MELO, G.H.C.; SILVA, M.A.D. DA; JULIANI, C; MAION, A.V.; SANTIAGO, E.S.B.; MARQUES, I.P.; VELOSO, A.S.R. IOCG Deposits of the Carajás province: footprints of archean and paleoproterozoic hydrothermal systems. In: 47º **Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador. Anais...**, 2014.

MORETO, C. P. N., MONTEIRO, L. V. S., XAVIER, R. P., CREASER, R. A., DUFRANE, A., TASSINARI, C. C. G., SATO, K., KEMP, A. I. S., AMARAL, W.S. Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. **Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists**, v. 110, p. 809-835, 2015.

MELO, G.H.C., MONTEIRO, L.V.S., XAVIER, R.P. et al. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. **Miner Deposita**, 709–732, 2017).

MOYEN, J.F.; MARTIN, H.; JAVANANDA, M.; AUVRAV, B. Late-Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, v.2375, p. 1–21, 2003.

MONTEIRO, L.V.S., XAVIER, R.P., CARVALHO, E.R., HITZMAN, M.W., JOHNSON, C.A., SOUZA FILHO, C.R., TORRESI, I. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: parageneses and stable isotope constraints, **Mineralium Deposita**, v. 43, p. 129-159, 2008.

MONTEIRO L.V.S., XAVIER R.P., HITZMAN M.W., JULIANI C., SOUZA FILHO, C.R., CARVALHO E.R.. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil, **Ore Geology Reviews**, v. 34, p. 317-336, 2008.

NYMAN M.W., LAW R.D., SMELIK E.A., Cataclastic deformation for the development of core mantle structures in amphibole. **Geology** 20:455–458,1992.

OLIVEIRA M.A.; DALL'AGNOL R.; ALTHOFF F.J.; LEITE A.A.S. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. **Journal of South America Earth Science**, v. 27, p. 146-160, 2009

OLIVEIRA, D.C.; SANTOS, P.J.L.; GABRIEL, E.O.; RODRIGUES, D.S.; FARESin, A.C.; SILVA, M.L.T.; SOUSA, S.D.; SANTOS, R.V.; SILVA, A.C.; SOUZA, M.C.; SANTOS, R.D.; AND MACAMBIRA, M.J.B. **Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás**, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom (in Portuguese), 2010.

OLIVEIRA, R. G.; TEIXEIRA, N. A. COSTA, I. S. L.; TAVARES, F. M.; DOMINGOS, N. R. R. Levantamento aerogravimétrico Carajás: contribuição à geotectônica e metalogenia da porção leste do cráton Amazônico– Recife: **CPRM**, 2020.

ORD A, CHRISTIE J.M. Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine thrust zone, Assynt area, Scotland. **Journal Structure Geology**. v. 6, p. 639–655, 1984

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. Springer-Verlag, Berlim, p. 289, 1996.

PASSCHIER C. W., **Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite**. GUA Pap Geol Ser 1 16:1–173, 1982.

PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. **Microtectonics**. 2nd ed. Berlim, Springer. p.9-210. ISBN-10 3-540-64003-7 Springer Berlin Heidelberg New York, 2005.

PHILLIPS E.R. Myrmekite – one hundred years later. **Lithos**. v.7, p. 181–194, 1974.

PINHEIRO, R.V.L; HOLDWORTH, R.E. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 597-606, 2000.

PIRAJNO, F. Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. **Spring-Verlag**, New York. 1992

PRYER, L. L.; ROBIN, P. Y. F. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. **J. Metam. Geol.**, v. 14, p. 645–658, 1995.

PRYER, L. L.; ROBIN, P. Y. F. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. **J. Struct Geol.**, v. 18, p. 1151–1166, 1996.

PRYER, L. L.; ROBIN, P. Y. F.; LOYD, G. E. **An SEM electron channelling study of flame perthite from the Killarney Granite, Southwestern Grenville Front, Ontario.** *Can Miner*, v. 33, p. 333–347, 1995.

PHILLIPS, E. R. Myrmekite – one hundred years later. **Lithos**, v.7, p. 181–194, 1974.

POST, A.; TULLIS, J. A recrystallized grain size paleopiezometer for experimentally deformed feldspar aggregates. **Tectonophysics**, v. 303, p. 159–173, 1999.

RANALLI G. Grain size distribution and flow stress in tectonites. **Journal Structure Geology**. v. 6, p. 443–448, 1984.

REED, S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. **Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Mijnbouw**, v. 75, p. 380–381. 1997.

REED, M. H. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: BARNES, H. L., ed. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 3 ed. New York: J. Wiley. p. 303–365, 1997.

RIDLEY, J. 2013. **Ore Deposit Geology**. Cambridge University Press. 398 p. ISBN: 978-1-107-02222-5.

ROSE, A. W.; BURT, D. M. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H. L., ed. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 2 ed. New York: J. Wiley, p. 173–235, 1979.

ROSS J.V., AVÉ LALLEMANT H.G., CARTER N.L. Stress-dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine. **Tectonophysics**. V. 70, p.39–61, 1980

ROLANDO, A.P.; MACOMBIRA, M.J.B. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. João Pessoa, 2002. SBG. p. 525.

RUTTER E.H., NEUMANN D.H.K. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. **J Geophysics**. p. 15697–15715, 1995

SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. Principais Eventos de Acresção continental no Cráton Amazônico base a dos em ida de-modelo Sm-Nd, calcula da em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: **Geologia da Amazônia**, COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (eds), FINEP, SBG-NO, p. 91-142, Belém, 1997.

SANDER, B. **Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Band II: Die Korngefüge**. Springer-Verlag, Wien Berlin Heidelberg, 1950.

SIMPSON, C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. **J. Struct Geol.**, v. 7, p. 503–511, 1985

SANTOS, J. O. S. et al. **New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data**. Gondwana Research, v. 3, n. 4, p. 37–49, 2000.

SANTOS, J.O.S. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Texto, Mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, vol. 4, p. 169–226, 2003.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M.S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do cráton amazonas em

províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, 2006, Belém. **Anais...** Belém, 2006.

SANTOS, M.J.P.; LAMARÃO, C.N.; LIMA, P.H.A.; GALARZA, M.A.; MESQUITA, J.C.L. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Ciências Nat. v. 8, n.3, p. 325e354, 2013.

SANTOS, M. N. S. d. **Granodiorito Rio Maria e rochas associadas de Ourilândia do Norte – Província Carajás: Geologia e afinidades petrológicas**. 2015.

SCHMID S.M., PATERSON M.S., BOLAND J.N. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara Marble. **Tectonophysics**. v. 65. P. 245–280, 1980.

SCHÖLZ, C.H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. **Geol. Rundsch.**, v. 77, n. 1, p.319-328, 1988.

SHIREY, S.B.; HANSON, G.N. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. **Nature**, v. 310, p. 222–224, 1984.

SHELLEY, D. **Igneous and metamorphic rocks under the microscope**. Chapman and Hall, London, 1993.

SILVA, M. A. D., MONTEIRO, L.V.S, SANTOS,T.J.S., SOUSA, S.D., FAUTO, M.J., XAVIER, R.P, TOLEDO, B.A.M. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. **Lithos**, v. 388–389, p. 106078, 2022.

SILVA, M.A.D., MONTEIRO, L.V.S., SANTOS, T.J.S., MORETO, C.P.N., SOUSA, S.D., FAUSTINONI, J. M., MELO, G.H.C., XAVIER, R.P., TOLEDO, B.A.M. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: from intra-arc melting to collision. **Lithos**, 2021

SILVA, L. R.; OLIVEIRA, D.C.; SANTOS, N.S. Diversity, origin, and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 82, p. 33-61, March 2018.

SIMPSON, C.; WINTSCH, R. P. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. **J. Metam. Geol.**, v. 7, p. 261–275, 1989.

SMITH, C. S.; GUTTMAN, L. Measurement of internal boundaries in three-dimensional structures by random sectioning. **Trans. AIME J. Metals.**, v. 197, p. 81–87, 1953.

SMITH, J.V. **Feldspar minerals, 2nd vols.** Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg New York, 1974.

SMITHIES, R.H.; CHAPION, D.C. The Archaean High-Mg diorite suite: links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. **Journal of Petrology**, v. 41, n.12, p. 1653–1671, 2000.

STIPP, M.; TULLIS, J. (2003) The recrystallized grain size piezometer for quartz. **Geophys Res Lett**, v. 30, p. 2088, 2003.

STERN, A.L. & HANSON, G. Archean High-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. **Journal of Petrology**, v. 32, p. 201-238, 1991.

STERN, A.L.; HANSON, G.; SHIREY, S.B. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 26, p. 1688-1712, 1989.

STIPP, M.; TULLIS, J. (2003) The recrystallized grain size piezometer for quartz. **Geophysics Res Lett**, v. 30, p. 2088, 2003.

STÜNITZ H., FITZGERALD J.D., Deformation of granitoids at low metamorphic grade, II. Granular flow in albite-rich mylonites. **Tectonophysics**, v. 22, p. 299–324, (1993)

SOUZA, Z. S.; DALL'AGNOL, R. Vulcanismo Dacítico Cálcio-Alcalino Mesoarqueano No "Greenstone-Belt" Identidade, Sudeste do Pará, Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, v. 10, n. 2, p. 225-240, Rio de Janeiro, 1996.

SOUZA, Z.S.; POTREL, A.; LAFON, J.M.; ALTHOFF, F.J.; PIMENTEL, M.M.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, C.G. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. **Precambrian Res.** v.109, p. 293e315, 2001.

TALLARICO F.H.B., FIGUEIREDO B.R., GROVES D.I., KOSITCIN N., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R., REGO J.L. Geology and SHRIMP U-Pb Geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás Copper-Gold Belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) Example of Iron-Oxide Cu-Au-(U-REE) Mineralization. **Economic Geology**, 100:7–28. 2005

TASSINARI, C.C.G. **O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos.** 1996. 257 p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1996.

TASSINARI, C. C. G.; Macambira M. J. B. "Geochronological provinces of the Amazonian Craton." **Episodes** 22(3): 174-182. (1999).

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.), **Geologia do Continente Sul-Americano**, vol. XXVIII, p. 471–485, Beca, São Paulo, Brasil, 2004.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precamb. Res.**, v. 42, p. 213-227, 1989.

TULLIS J., YUND R.A. Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence. **Journal Structure Geology**. v. 13, p.987–1000, 1991.

TWISS, R.J.; MOORES, E. M. **Structural geology**. Freeman, New York, 1992.

TWISS R.J., **Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer**. **Pageoph** v. 11, p. 227–244, 1977.

TWISS R.J., MOORES E.M. FREEMAN, ULLEMEYER K., HELMING K., SIEGISMUND S. Quantitative texture analysis of plagioclase. In: Bunge HJ, Siegesmund S, Skrotzki W, Weber K (eds) Textures of geological materials. **STRUCTURAL GEOLOGY**. p. 83–92, 1992.

VAN DER WAL D., CHOPRA P., DRURY M., FITZ GERALD J. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. **Geophysics**. v. 20, p.1479–1482, 1993

Geophysics. v. 20, p.1479–1482, 1993

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG, R. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. **Precambrian Research**, v. 161, p. 279-302, 2008.

VASQUEZ, L.V.; ROSA-COSTA, L.R.; SILVA, C.G.; RICCI, P.F.; BARBOSA, J.O.; KLEIN, E.L.; LOPES; E.S.; MACAMBIRA, E.B; CHAVES, C.L.; CARVALHO, J.M.; OLIVEIRA, J.G.; ANJOS, G.C.; SILVA, H.R. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas -SIG. Texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000**. CPRM, Belém, 2008.

VERNON, R.H. Restite, xenoliths and microgranitoidenclaves in granites. **Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales**, v. 116, p. 77-103, 1983.

VERNON, R. H. **A practical guide to Rock Microstructure**. Cambridge University Press, First Edition. United Kingdom, 2004.

WINTSCH R.P., YI K. Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. **Journal Structure Geology**. V. 24, p.1179–1193, 2002.