



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

JOÃO GABRIEL FERREIRA DA SILVA
LARYSSA DE SOUSA CARNEIRO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS
ASSOCIADAS ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI

FORTALEZA – CE
2018

JOÃO GABRIEL FERREIRA DA SILVA
LARYSSA DE SOUSA CARNEIRO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS
ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni

Coorientadores: Dr. Tobias Schlegel (RWTH Aachen University) e Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

FORTALEZA

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

-
- S58m Silva, João Gabriel Ferreira da.
Mapeamento geológico e das alterações hidrotermais associadas às ocorrências de ferro na região de Pío IX - PI / João Gabriel Ferreira da Silva, Laryssa de Sousa Carneiro. – 2018.
148 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni.
Coorientação: Prof. Dr. Tobias Schlegel.
Coorientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente
1. Mapeamento geológico - Pío IX. 2. Brechas (Geologia). 3. Alteração hidrotermal. I. Carneiro, Laryssa de Sousa. II. Título.

JOÃO GABRIEL FERREIRA DA SILVA
LARYSSA DE SOUSA CARNEIRO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS
ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI

Relatório de Graduação apresentado ao Curso de Geologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Profª. Dra. Lucilene dos Santos
Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao nosso orientador, Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni, pela disposição, conselhos e críticas que proporcionaram a realização deste trabalho, pelos ensinamentos, pela confiança, pelo conhecimento e por todo o apoio e motivação. Por toda a ajuda oferecida, que permitiu a concretização deste relatório e o nosso desenvolvimento como (quase) geólogos.

We thank our joint supervisor PhD Tobias Schlegel for the patient guidance, encouragement and advice provided throughout our field work (even during hot days). It was a real privilege and an honour for us to share of your exceptional scientific knowledge.

Agradecemos ao nosso coorientador Prof. Clóvis Vaz Parente pela atenção e contribuições para o trabalho, pelo tempo e conselhos dedicados, especialmente pela ajuda nas descrições petrográficas. Agradecemos pelas discussões geológicas em campo e em sala de aula e pela apresentação ao (incrível) município de Pio IX.

Aos professores participantes da banca examinadora Prof. César Ulisses Vieira Veríssimo e Profa. Dra. Lucilene dos Santos, pelo tempo, valiosas colaborações e sugestões que permitiram a melhora deste trabalho.

À Universidade Federal do Ceará, pelo imprescindível custeio das atividades de campo, que permitiram o início e concretização deste relatório.

Agradecemos ao servidor Joel Pedrosa, e ao Gilberto (Chico) pela disposição e tempo aplicados na produção das lâminas petrográficas.

Eu, João Gabriel, agradeço especialmente aos meus verdadeiros patronos, Valter e Ana Sueli, pelo apoio contínuo ao longo dos anos de graduação longe de casa e também às minhas irmãs que ofereceram ajuda incondicional e irrestrita, mostrando inúmeras vezes que a distância é transponível. Também agradeço a minha família no Ceará, Saugas, Dona Julia, Brenin, Lupita, Marquinhos e Budda por tornarem Fortaleza tão acolhedora.

Agradeço os diversos amigos que me acompanharam surfando, ou no Brilhe Car (Cath, Duda e Chico), ou discutindo geologia por inúmeras mesas de bar, ou em todas estas ocasiões (Guilherme e Ian), com vocês criei inúmeras experiências que fizeram essa jornada tão incrível. Também agradeço minha dupla de mapeamento por ter compartilhado comigo o último desafio da graduação!

Eu, Laryssa, agradeço à minha família, em especial aos meus pais Jonalva e Etiene pelo incentivo, amor e apoio incondicionais. À minha irmã Rayssa pelo apoio, carinho, incentivo e ajuda nas horas compartilhadas durante os nervosismos e ansiedades.

Agradeço a todos meus colegas de turma e amigos que adquiri ao longo do curso, que me apoiaram e ajudaram mesmo nos momentos mais difíceis e contribuíram em várias ocasiões e que proporcionaram a concretização e finalização da graduação. Aos meus amigos do Intensivo de Atividades, Cláudia, David, Eduardo, Eryck, Linara, Thainara e Robert pelos momentos compartilhados ao longo dos cinco anos de graduação, pela diversão, apoio e incentivo de vocês, por fazerem meus dias no DEGEO serem mais divertidos e especiais.

“We are the local embodiment of a Cosmos grown to self-awareness. We have begun to contemplate our origins: starstuff pondering the stars; organized assemblages of ten billion billion billion atoms considering the evolution of atoms; tracing the long journey by which, here at least, consciousness arose. Our loyalties are to the species and the planet. We speak for Earth. Our obligation to survive is owed not just to ourselves but also to that Cosmos, ancient and vast, from which we spring.”

(Carl Sagan)

RESUMO

Depósitos do tipo IOCG atraem muita atenção da exploração mineral e do meio acadêmico, especialmente após a descoberta do depósito Olympic Dam (Austrália). Esses depósitos são responsáveis por grande parte das reservas de cobre do mundo, além de mostrarem importante contribuição em subprodutos, tais como o ferro e o ouro. O potencial da Província Borborema para a exploração destes depósitos foi sempre subavaliado devido à intensa deformação no Neoproterozoico, uma vez que estes depósitos são comumente associados a ambientes extensionais. No entanto, na região de Pio IX (PI), existem diversas ocorrências de ferro na forma de brechas hidrotermais hospedadas por diferentes rochas encaixantes, sem registro evidente de deformação dúctil. Tais ocorrências, já foram alvo de pesquisa mineral pela empresa australiana Western Mining Corporation na década de 90. Estas ocorrências estão inseridas na porção centro-oeste da Província Borborema, sudoeste da Faixa Móvel Orós do Paleoproterozóico Superior, no Domínio Orós-Jaguaribe. A geologia da região é marcada por uma associação metavulcanossedimentar formada por metapelitos, metavulcânicas, mármores e calcissilicáticas formadas sob condições de metamorfismo na fácies xisto-verde, referentes ao Grupo Orós, e seu embasamento, representado por associações gnaissicas variadamente migmatizadas, de composição tonalítica a granodiorítica, formadas por metamorfismo na fácies anfibolito pertencentes ao Complexo São Nicolau. Corpos de granitoides brasileiros intrudem todas estas sequências. A associação litológica que hospeda as brechas é controversa, e não existiam até o momento estudos direcionados à caracterização e ao mapeamento das alterações hidrotermais e sua relação com a formação das brechas. Este trabalho teve foco na descrição das ocorrências das brechas hematíticas e na caracterização das alterações hidrotermais associadas em caráter temporal e espacial. O mapeamento realizado permitiu identificar a ocorrência de brechas hidrotermais subdivididas em hematítica e silicosa, ambas com sulfetos associados, disseminações de malaquita também ocorrem, de maneira mais rara, assim como a ocorrência de brechas epidotíticas. Foram descritas alterações como albitização, K-feldspatização, epidotização, silicificação e hematitização. A caracterização das diferentes brechas e das alterações hidrotermais associadas, indicam que estas ocorrências reúnem uma série de características comuns aos depósitos minerais do tipo IOCG, evidenciadas especialmente pelas associações minerais típicas das alterações hidrotermais em depósitos deste tipo. A ocorrência destas brechas ricas em óxidos de ferro, com associações de sulfetos e indícios de mineralização em cobre se estende por todas as bacias Eopaleozoicas, desde de

Jaíbaras à norte, até as bacias de São Julião/Catolé ao sul de Pio IX, sugerindo que estas ocorrências fazem parte de um sistema hidrotermal de escala continental.

Palavras chave: Depósito IOCG. Brechas Hematíticas. Alteração Hidrotermal.

ABSTRACT

IOCG-type deposits attract attention in mineral exploration and academia, especially after the discovery of the Olympic Dam deposit (Australia). These deposits contribute for a large part of the world's copper reserves, and show significant contribution in by-products such as iron and gold. The potential of Borborema Province for the exploration of these deposits was always underestimated due to the intense deformation in the Neoproterozoic, since these deposits are commonly associated with extension tectonic environments. However, in the region of Pão de Açúcar (PI), there are several occurrences of iron in the form of hydrothermal breccias hosted by different host rocks, with no evident record of ductile deformation. Such occurrences have already been subject of mineral research by the Australian company Western Mining Corporation in 1990's. These occurrences are located in the center-west portion of the Borborema Province, southwest of the Upper Paleoproterozoic Orós Mobile Belt, in the Orós-Jaguaribe Domain. The geology of the region is marked by a metavolcanosedimentary association constituted by metapelites, metavolcanic rocks, marbles and calcissilicic rocks, produced by greenschist facies metamorphism, belonging to the Orós Group, and its basement, represented by gneissic associations, variously migmatized, with granodioritic to tonalitic composition, formed by metamorphism in the amphibolite facies, belonging to the São Nicolau Complex. Brasiliano-age granitoids intruded all these sequences. The lithological association that hosts the breccias is controversial, and there have been no studies to characterize and map hydrothermal alterations and their relation to the formation of these breccias. This work focused on the description of the occurrences of hematite breccias and on the characterization of the associated hydrothermal alterations in temporal and spatial character. The mapping allowed to identify the occurrence of hydrothermal breccias subdivided into hematite and silicious breccias, both with associated sulphides, locally, malachite disseminations occur, as well as epidote breccias. Alterations were described as albitization, K-feldspatization, epidotization, silicification and hematization. The characterization of the different breccias and associated hydrothermal alterations indicate that these occurrences have a number of characteristics common to IOCG type deposits, evidenced especially by the mineral associations typical of hydrothermal alterations in deposits of this type. The occurrence of these breccias rich in iron oxides, with associations of sulphides and evidence of copper mineralization extends throughout all the Eopaleozoic basins, from Jaíba to the north, to the basins of São Julião /

Catolé south of Pio IX, suggesting that these occurrences are part of a continental scale hydrothermal system.

Keywords: IOCG Deposits. Hematitic Breccias. Hydrothermal Alteration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1– Mapa de localização da cidade de Pio IX e da área de interesse, com a principal via de acesso (BR-020). 26
- Figura 2 – LANDSAT sensor OLI. Mapa Fotolitológico Interpretado a partir de imagem tratada utilizando combinação 4/3 (R), 3/2 (G), 7/4 (B). Áreas em vermelho representam as regiões de interesse..... 29
- Figura 3 – SENTINEL 2 sensor MSI. Mapa Fotolitológico Interpretado a partir de imagem tratada utilizando combinação 4/3 (R), 11/2 (G), 12/4 (B). Áreas em vermelho representam as regiões de interesse..... 30
- Figura 4 – LANDSAT sensor OLI. Mapa Fotolitológico Interpretado a partir de imagem tratada utilizando combinação de PCs 3 (R), 2 (G), 1 (B). Áreas em vermelho representam as regiões de interesse..... 31
- Figura 5 – Mapa de composição ternária RGB. Os canais de potássio (K, em porcentagem), tório (Th, em partes por milhão) e urânio (U, em partes por milhão) foram atribuídos aos canais do vermelho, verde e azul respectivamente. As áreas destacadas em vermelho representam as áreas mapeadas, enquanto a região delimitada coincide com a posição de uma das ocorrências de ferro da região (anomalia de U + K). 33
- Figura 6 – Esboço tectônico da Província Borborema. 40
- Figura 7 – Província Borborema compartimentada em domínios (segundo Medeiros e Jardim de Sá, 2009). 42
- Figura 8 – Ortognaisse do Complexo São Nicolau. **A:** Ortognaisse acinzentado em lajedo. **B:** Detalhe do bandamento composicional nos ortognaises dado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas ricas em biotita e anfibólio (seção vertical). **C:** Ortognaisse alterado, textura metamórfica (bandamento/foliação) parcialmente obliterada por veios de K-feldspato, rocha apresenta porções semelhantes as de rochas graníticas. 52
- Figura 9 – Variações texturais dos ortognaises comuns na região. **A:** Ortognaisse equigranular de granulação fina e bandamento/foliação incipiente. **B:** Ortognaisse migmatizado de granulação grossa. 52
- Figura 10 – Estruturas de deformação reconhecidas nos ortognaises. **A:** Boudin em ortognaisse migmatizado (seção horizontal). **B:** Dobras intrafoliais em ortognaisse (seção horizontal). **C:** Dobras de charneiras espessadas (seção horizontal). 53

- Figura 11 – Lente de anfibolito em ortogneisse com bandas intrafoliares de K-feldspato.53
- Figura 12 – Variáveis estruturas do ortogneisse migmatizado, com coloração indo de cinza à avermelhada. **A:** Ortogneisse cinza migmatizado e fraturado de estrutura estromática, granulação grossa e bandamento centimétrico. **B:** Ortogneisse cinza escuro migmatizado de estrutura estromática, neossoma composto de bandas quartzo-feldspáticas centimétricas. **C:** Ortogneisse avermelhado migmatizado, de estrutura flebítica. **D:** Ortogneisse com estrutura *schollen*.54
- Figura 13 – Feições gerais dos migmatitos na região. **A:** Ortogneisse migmatizado de granulação grossa cortado por dique pegmatítico. **B:** Leucossoma composto por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, paleossoma é constituído especialmente por anfibólios e biotita. **C:** Ortogneisse migmatizados de estrutura estromática cujo leucossoma é representado por diques quartzo-feldspáticos manteados por franjas de minerais máficos (biotita e anfibólios).55
- Figura 14 – Características petrográficas dos ortogneisses da Unidade Pio IX. **A:** Ortogneisse de composição granodiorítica de textura granoblástica e composição granodiorítica com granulação grossa (nicois paralelos). **B:** Ortogneisse de composição granodiorítica (nicois cruzados). **C:** Ortogneisse de composição tonalítica apresenta textura granoblástica e granulação fina (nicois paralelos). **D:** Ortogneisse de composição tonalítica (nicois cruzados).56
- Figura 15 – Características mineralógicas e texturais dos ortogneisses da Unidade Pio IX. **A:** Apatita ocorre como mineral acessório em ortogneisse de composição granodiorítica com textura mirmequítica (nicois cruzados). **B:** Hornblenda em ortogneisses de composição tonalítica é rodeada por titanita (nicois paralelos).58
- Figura 16 – Mármore do Grupo Orós. **A:** Mármore intemperizado está fortemente dobrado, com eixo de dobra mergulhando para sudeste. **B:** Porção silicificada em mármore, com wollastonita (indicada por linhas tracejadas) identificável pela coloração esbranquiçada sobre a capa de alteração.59
- Figura 17 – **A:** Diques de metavulcânicas máficas intrudem mármore. **B:** Calcopirita preenche fraturas que recortam diques e mármore, manchas avermelhadas (alteração oriunda do ferro das metavulcânicas) bordejam os diques.60
- Figura 18 – Rocha calcissilicática esverdeada é formada pela alternância de bandas verdes escuras compostas por epidoto, diopsídio e actinolita-tremolita e bandas mais esbranquiçadas constituídas por quartzo e plagioclásio é cortada por veio de hematita especular.61

- Figura 19 – Rochas metavulcânicas pertencentes ao Grupo Orós. **A:** Metariolitos rosados de granulação fina. **B:** Metabasalto de coloração cinza escura de granulação fina marcada por bandamento composicional..... 62
- Figura 20 – Alterações hidrotermais sobre rochas vulcânicas. **A:** Metariolito avermelhado, afetado por albitização. **B:** Brecha epidotítica desenvolvida sobre rocha vulcânica. **C:** Brecha hidrotermal desenvolvida sobre rocha metavulcânica, veios de quartzo e hematita recortam rocha avermelhada e/ou esverdeada formando textura *stockwork*. **D:** Veios de epidoto recortam rocha metavulcânica, K-feldspatização intensa também ocorre. **E:** Fraturas preenchidas por sulfetos (calcopirita), K-feldspatização intensa nas bordas das fraturas são também descritas..... 63
- Figura 21 – Xistos do Grupo Orós. **A:** Xisto acinzentado mostrando planos de xistosidade evidentes. **B:** Veios intrafoliais de quartzo em meio a xisto cinza-amarronzado. **C:** Veio de epidoto recortando xisto. **D:** Xisto com planos de xistosidade crenulados. . 64
- Figura 22 – Quartzo-diorito parcialmente migmatizado de granulação grossa **A:** Rocha de coloração branca a cinza. **B:** Porções esverdeadas na rocha, devidas a uma epidotização pervasiva. 65
- Figura 23 – Enclaves de rochas básicas em quartzo-diorito. **A:** Enclaves angulosos centimétricos de granulação fina. **B:** Enclave anguloso de granulação fina epidotizado. 65
- Figura 24 – Quartzo-diorito migmatizado. **A:** Fusão gerou segregações de anfibólio e biotita e remobilizados ricos em quartzo e feldspatos (composição trondhjemítica). **B:** Porção paleossomática (não fundida). 66
- Figura 25 – Dique granítico deformado, rocha possui granulação fina e é composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e anfibólio. 66
- Figura 26 – Arcabouço estrutural da região de Pio IX, área é caracterizada por megadobra de arrasto formada pelo movimento das zonas de cisalhamento Aiuaba e Jordão e pela presença de falha transcorrente sinistral de rejeito quilométrico e falha indiferenciada menor..... 68
- Figura 27 – Morrote Jardim, principal alto topográfico da área de Jardim, constitui principal região de ocorrência de brecha silicosa. 68
- Figura 28 – Ortognaisse do Complexo São Nicolau milonitizado (seção horizontal). 69
- Figura 29 – Diagrama de roseta representando o sentido de mergulho das foliações das rochas das unidades do Grupo Orós, com direção preferencial NNW-SSE. 70

- Figura 30 – Diagramas de Schmidt representando as foliações dos ortognaisses do Complexo São Nicolau em **A:** Jardim. **B:** Coroatá..... 70
- Figura 31 – Dobras em escala de afloramento nas unidades litológicas da região de Pio IX. **A:** Dobra apertada em rocha metavulcânica. **B:** Dobra apertada de eixo subvertical em mármore. **C:** Dobra em ortognaisse. 71
- Figura 32– Evolução do fraturamento nos corpos de ortognaisse do Complexo São Nicolau. **A:** Ortognaisse com baixa densidade de fraturas **B:** Ortognaisse com densidade de fraturamento médio associado a injeção de fluidos **C:** Ortognaisse com elevada densidade de fraturamento associada a catáclase e pré formação de brechas. **D:** Brecha com fragmentos de ortognaisse. 72
- Figura 33 – Diagrama de roseta representando as direções das fraturas tomadas nos ortognaisses do Complexo São Nicolau..... 73
- Figura 34 – Feições características dos ortognaisses alterados na região de Jardim e Coroatá, Pio IX (PI), encaixantes assumem aspecto de rochas graníticas. **A:** Ortognaisse com granulação média e albitização incipiente **B:** Ortognaisse com albitização e K-feldspatização avançadas e posterior epidotização canalizada, rocha teve sua textura metamórfica inteiramente obliterada. 74
- Figura 35 – Albitização reconhecida em variáveis estilos nos ortognaisses do Complexo São Nicolau. **A** e **B:** Albita rosada preenche microfraturas (marcadas em linhas pontilhadas). **C:** Albitização pervasiva atribuí à rocha coloração rosada. 75
- Figura 36 – Feições petrográficas da albitização que afeta os ortognaisses do Complexo São Nicolau e as rochas metavulcânicas ácidas da Formação Santarém. **A:** Ortognaisse com albita primária ocorre com geminação polissintética deformada junto a cristais de albita secundária, produto de alteração de K-feldspato que não exhibe deformação (nicos cruzados). **B:** Albita secundária em ortognaisse ocorre com contato irregular com K-feldspato, não exhibe deformação e associa-se à epidoto (nicos cruzados). **C:** Albita neoformada em rocha metavulcânica não exhibe deformação (nicos cruzados). **D:** Albita primária em rocha metavulcânica mostra geminação levemente deformada (nicos cruzados)..... 76
- Figura 37 – Alterações hidrotermais posteriores à albitização. **A:** Veios de epidoto ± clorita recortam rocha alterada por albita neoformada. **B:** Rocha rosada é recortada por veios de sílica microcristalina e hematita. 77

- Figura 38 – K-feldspatização reconhecida em variáveis estilos. **A:** Microfraturas preenchidas por K-feldspato avermelhado. **B:** Rocha vermelha intensa marcada por K-feldspatização pervasiva. 78
- Figura 39 – Feições texturais das rochas afetadas por K-feldspatização. **A:** Rocha de cor vermelha intensa de textura maciça, resultante de alteração K-feldspática intensa e pervasiva é recortada por veios de sílica microcristalina e hematita. Alteração atribuída à rocha aspecto maciço. **B:** Rocha avermelhada com K-feldspatização pervasiva é recortada por veios de epidoto ± actinolita. 79
- Figura 40 – Feições petrográficas das principais alterações em ortognaisses e metavulcânicas ácidas de Pio IX (PI). **A:** K-feldspatização em ortognaisse marcada por inclusão arredondada de quartzo em K-feldspato evidencia que este mineral se desenvolveu por blastese. Sericita altera K-feldspato (nicois paralelos). **B:** K-feldspatização e sericitização em ortognaisse (nicois cruzados). **C:** K-feldspatização em metavulcânica ácida, K-feldspato formado pelo consumo de quartzo e plagioclásio (nicois paralelos). **D:** K-feldspatização em metavulcânica ácida (nicois cruzados). 80
- Figura 41 – Alteração secundária relacionada à K-feldspatização. **A:** Biotitização em ortognaisse ocorre pela alteração de hornblenda, cristais neoformados de biotita bordejam o anfibólio (nicois paralelos). **B:** Biotitização em ortognaisse (nicois cruzados). 80
- Figura 42 – Epidotização afeta variadas rochas da região de Pio IX. **A:** Epidoto em *stockwork* recorta rocha metavulcânica ácida com microbrechação, rocha foi afetada por albitização pervasiva prévia. **B:** Veios de epidoto + clorita recortam ortognaisse migmatizado afetado por albitização pervasiva. **C:** Microfraturas em ortognaisse afetado por K-feldspatização incipiente são preenchidas por epidoto. 81
- Figura 43 - Variáveis tipologias da epidotização. **A:** Epidoto ocorre em veios e preenche microfraturas em ortognaisse afetado por albitização. **B:** Epidoto em *stockwork* em ortognaisse alterado. **C:** Epidoto disseminado em rocha avermelhada afetada por K-feldspatização. 82
- Figura 44 – Epidotização em caráter pervasivo compondo matriz de brecha epidotítica. **A:** Epidoto ocorre cimentando clastos de quartzo. **B:** Epidoto é identificado em duas gerações: compondo matriz de brecha com epidotítica composta por clastos angulosos de quartzo; e como veios de epidoto que recortam a matriz da brecha. **C:** Brecha epidotítica mostra matriz de epidoto que se intercala a níveis de quartzo e K-feldspato.

D: Brecha epidotítica desenvolvida por alteração de rocha metavulcânica, associação com K-feldspato é notada, epidoto ocorre em padrões anastomosados e angulares. . 84

Figura 45 – Feições texturais e petrográficas da epidotização que afeta os ortognaisses do Complexo São Nicolau. **A:** Ortognaisse com alteração albítica em veios (perpendicular à foliação da rocha) recortada por veio de epidoto, quartzo e K-feldspato em *stockwork*. **B:** Veios de clorita exibem padrão anastomosado em rocha avermelhada em decorrência de alteração K-feldspática, clorita pode exibir formas triangulares e angulares em algumas porções. **C:** Brecha epidotítica mostra fragmentos de quartzo e estrutura bandada, com alternância entre quartzo e epidoto, veios de epidoto tardio recortam assembleia da brecha. **D:** Veios de epidoto em *stockwork* recortam ortognaisse (nicois paralelos). **E:** Rocha de aspecto bandado, dado pela alternância entre quartzo e epidoto. Quartzo neoformado ocorre, indicando que há interação entre duas alterações em caráter pervasivo (silicificação + epidotização) (nicois paralelos). 85

Figura 46 – Associações mineralógicas da epidotização nos ortognaisses do Complexo São Nicolau e nas metavulcânicas da Formação Santarém. **A:** Epidotização pervasiva desenvolvida sobre metariolito da Formação Santarém, microbrechação é desenvolvida por *stockwork* de epidoto que recorta rocha vulcânica alterada por albitização e K-feldspatização prévia (nicois paralelos). **B:** Epidotização pervasiva desenvolvida sobre metariolito da Formação Santarém (nicois cruzados). **C:** Cloritização em ortognaisses, clorita neoformada é aqui identificada como produto de alteração de biotita (nicois paralelos), no entanto, pode ocorrer como produto da alteração de anfibólios. **D:** Cloritização em ortognaisse (nicois paralelos). 86

Figura 47 – Veio de epidoto recorta rocha avermelhada (K-feldspatização) com porções brechadas (matriz de sílica microcristalina + hematita). 87

Figura 48 – Principais feições texturais da hematitização e silicificação dos ortognaisses. **A:** Veios de hematita em *stockwork* recortam rocha avermelhada submetida a albitização e K-feldspatização. **B:** Veio de hematita em ortognaisse, rocha assume coloração extremamente avermelhada. **C:** Veios de hematita e sílica microcristalina em *stockwork* recortam porção silicificada em ortognaisse brechado **D:** Veios de sílica microcristalina recortam ortognaisse alterado de coloração avermelhada. **E:** Silificação canalizada marcada por veios de sílica microcristalina e quartzo sobre rocha avermelhada. **F:** *Stockwork* de hematita e sílica desenvolvidos sobre ortognaisse albitizado e/ou K-feldspatizado. 90

- Figura 49 – Características texturais das brechas sílico-hematíticas de Jardim e Coroatá, Pio IX (PI). **A:** Brecha hematítica clasto-suportado. **B:** Veios de hematita e sílica microcristalina em *stockwork* ocorrem em mutualidade com variada associação de corte, evidenciando contemporaneidade das alterações. **C:** Brecha hematítica matriz-suportada. **D:** Silicificação intensa de ortognaisse dá origem à brecha silicosa (matriz de sílica microcristalina e clastos de quartzo leitoso). **E:** Silificação é presente em dois estágios, o primeiro dá origem a uma rocha inteiramente silicificada, substituída por quartzo leitoso e o segundo é representado por veios de sílica microcristalina em *stockwork*. **F:** Hematita marrom/vermelha (interação com sílica) ocorre em brechas hematíticas e/ou silicosas 93
- Figura 50 – Hematita e sílica desenvolvidas em hábito maciço. **A:** Hematita cinza desenvolvida em caráter maciço. **B:** Brecha sílico-hematítica com textura *boxwork*. **C:** Sílica desenvolvida de modo pervasivo, rocha original foi completamente substituída por sílica (quartzo leitoso), textura *boxwork* com buracos cúbicos é notada. 94
- Figura 51 – Alterações de feldspatos. **A:** Feldspatos exibem aspecto turvo e colorações amarronzadas, oriundas de inclusões de Fe na sua estrutura cristalina. (nicois paralelos). **B:** Feldspatos turvos e amarronzados (nicois cruzados). **C:** Hidróxidos de ferro (goethita) desenvolvidos em decorrência da entrada de fluidos em associação a feldspato alterado (nicois paralelos). **D:** Hidróxidos de ferro em associação a feldspato alterado (nicois cruzados)..... 95
- Figura 52 – Hematitização e silicificação canalizadas com indícios de cristalização por preenchimento de cavidades. **A:** Disseminações de hematita em matriz silicosa (luz refletida, nicois paralelos). **B:** Hematita desenvolvida na forma de veios (luz refletida, nicois paralelos). **C:** Veio de quartzo recorta hematita (luz refletida, nicois paralelos). **D:** Veio de quartzo + hematita (luz transmitida, nicois paralelos). **E:** Quartzo em formato hexagonal em veio de quartzo-hematita (luz transmitida nicois paralelos). **F:** Hematita em formato triangular, cristalização se deu por precipitação ao longo de cavidades e interstícios de cristais (nicois paralelos). 96
- Figura 53 – Aspectos da alteração hematítica ao microscópio petrográfico. **A:** Hematita desenvolvida como cristais lamelares formam hematita com textura especularítica, que de modo bem desenvolvido, dão aspecto maciço à matriz hematítica (luz transmitida, nicois paralelos). **B:** Hematita desenvolvida na forma de pequenas lamelas em textura especularítica (luz refletida, nicois paralelos). **C:** Matriz de brecha hematítica caracterizada por hematita em caráter maciço, a hematitização teve desenvolvimento

pervasivo (luz refletida, nicois paralelos). **D:** *Stocwork* de hematita permite desenvolvimento de brecha de matriz hematítica (luz refletida, nicois paralelos).97

Figura 54 – Ocorrências minerais associadas às brechas hematíticas. **A:** Pirita e calcopirita disseminadas em rocha avermelhada cortada por veios de hematita em *stockwork*. **B:** Pirita de cor amarela e reflectância média é desenvolvida na forma de agregados granulares arredondados, associa-se à hematita (luz refletida, nicois paralelos). **C:** Pirita bem formada exibe formas subeudrais em cristais com tamanho maior que 1 mm, os cristais de pirita ocorrem fraturados e recortados por vênulos de sílica (luz refletida, nicois paralelos). **D:** Veio de hematita recorta cristal fraturado de pirita (luz refletida, nicois paralelos). **E:** Pirita milimétrica anedral e arredondada é recortada por veios de sílica (luz refletida, nicois paralelos). 99

Figura 55 – Indícios de alteração de sulfetos nas brechas hidrotermais e proto-mineralização em cobre. **A:** Manchas amareladas como produto da oxidação de sulfetos. **B:** Textura *boxwork* em formato cúbico evidencia erosão de sulfetos. **C:** Disseminações de malaquita em amostra de mão. **D:** Cavidade produzida pela erosão e lixiviação de sulfeto (provavelmente calcopirita) é preenchida por quartzo microcristalino, a oxidação também deu origem a hidróxidos de ferro e foi reponsável pela formação de malaquita, esta associação é envolta por hematita (nicois paralelos). **E:** Veio de sílica é recortada por associação com hematita + malaquita + hidróxidos de ferro (nicois paralelos). **F:** Veios de hematita ocorrem associados a malaquita e hidróxidos de ferro, malaquita também ocorre preenchendo pequenas cavidades (nicois paralelos). 100

Figura 56 - Associação mineral e sequência paragenética das alterações hidrotermais de Pio IX. 101

Figura 57 - Evolução temporal da sequência de alterações hidrotermais de Pio IX. 101

Figura 58 – Mapa de distribuição das alterações hidrotermais reconhecidas para a localidade de Jardim, Pio IX. 102

Figura 59 – Mapa de distribuição das alterações hidrotermais reconhecidas para a localidade de Coroatá, Pio IX. 103

LISTA DE ABREVIATURAS

Ab	Albita
Act	Actinolita
Ap	Apatita
Bt	Biotita
Ccp	Calcopirita
Chl	Clorita
Ep	Epidoto
Gt	Goethita
Hem	Henatita
Hb	Hornblenda
Kfs	K-feldspato
Lcx	Leucoxênio
Mal	Malaquita
Mi	Mirmequita
Opc	Opaco
Py	Pirita
Qtz	Quartzo
Sil	Sílica/Silicatos
Tr	Tremolita
Ttn	Titanita

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	23
1.1 Objetivos	24
1.2 Justificativas.....	24
1.3 Localização e acesso	25
CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
2.1 Etapa Pré-Campo	27
2.1.1 Levantamento e análise bibliográfica.....	27
2.1.2 Sensoriamento Remoto.....	27
2.1.3 Aerogeofísica: Dados de Gamaespectrometria	31
2.2 Etapa de Campo	33
2.3 Etapa Pós-Campo.....	34
CAPÍTULO 3 – CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DO TIPO IOCG.....	35
CAPÍTULO 4 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	39
4.1 A Província Borborema	39
4.2 Compartimentação Tectônica da Província Borborema	40
4.2.1 Domínio Médio Coreaú (DMC).....	42
4.2.2 Domínio Ceará Central (DCC).....	43
4.2.3 Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ).....	44
4.2.4 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)	45
4.2.5 Domínio da Zona Transversal (DZT).....	45
4.2.6 Domínio Meridional (DM).....	45
4.3 Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ).....	46
4.4 Bacias Eopaleozoicas da Província Borborema.....	49
CAPÍTULO 5 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	51
5.1 Litoestratigrafia.....	51
5.1.1 Complexo São Nicolau – Unidade Pio IX (PPsnip).....	51
5.1.2 Grupo Orós	59
5.1.2.1 Formação Quixaba - PP4oqx.....	59
5.1.2.2 Formação Santarém - PP4os	61
5.1.2.2.1 Rochas Metavulcânicas.....	61
5.1.2.2.2 Rochas Metassedimentares	63
5.1.3 Magmatitos Neoproterozoicos	64

5.1.3.1 Granitoide Arara – NP3γ1a	64
5.1.3.2 Granitoide Riacho do Puiú – NP3γ2rp	66
5.2 Geologia Estrutural	67
5.2.1 Deformação em Regime Dúctil (Estruturas Evento Dn).....	69
5.2.2 Deformação em Regime Rúptil (Estruturas Evento Dn+1).....	72
5.3 Alterações hidrotermais	73
5.3.1 Albitização.....	74
5.3.2 K-feldspatização.....	77
5.3.3 Epidotização.....	81
5.3.4 Brechas sílico-hematíticas	87
5.4.3.1 Sulfetos disseminados e alterações supergênicas	97
CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO: BRECHAS HEMATÍTICAS DA REGIÃO DE PIO IX E SUA ASSOCIAÇÃO COM DEPÓSITOS DO TIPO IOCG	104
CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES	108
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109
ANEXO A – MAPA GEOLÓGICO REGIONAL.....	113
ANEXO B – MAPA DE PONTOS	114
ANEXO C – MAPA GEOLÓGICO LOCAL: ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS DA LOCALIDADE DE JARDIM	115
ANEXO D – MAPA GEOLÓGICO LOCAL: ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS DA LOCALIDADE DE COROATÁ	116
ANEXO E – FICHAS PETROGRÁFICAS	117

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe, mais especificamente na região situada entre os municípios de São Julião, Fronteiras e Pio IX (PI), Campos Sales e Parambú (CE) se destaca pelo potencial geológico da região em que se insere, apresentando importantes atividades de extração mineral, voltadas especialmente para fabricação de cal e cimento e para extração de rochas ornamentais ou direcionadas à construção civil.

A Companhia de Desenvolvimento do Estado do Piauí (CONDEPI), com o objetivo de avaliar a potencialidade mineral da região, iniciou em 1979 um projeto de pesquisa para delimitação de corpos calcários, na ocasião, foram reconhecidas disseminações de malaquita que incentivaram o início de trabalhos em pesquisa geológica voltadas para exploração de cobre, que resultou no Projeto Cobre Mandacaru (MAAS, 2003; MACHADO, 2006).

Com a implementação do Projeto Cobre Mandacaru, foram descobertas acumulações de sulfetos disseminados em zonas de alteração hidrotermal e outras ocorrências de minérios sulfetados e oxidados associadas a rochas sedimentares e vulcanoclásticas da Bacia do Cococi (LOPES FILHO et al, 1982 apud MAAS, 2003; MACHADO, 2006).

Na década de 90, a a Western Mining Corporation (WMC) retomou aos trabalhos de pesquisa em escala regional e encontrou novas ocorrências em zonas de alteração hidrotermal. Posteriormente, em meados de 2000, a Companhia Vale do Rio Doce (atualmente Vale S.A.) investiu em trabalhos regionais de avaliação dessas ocorrências, atraindo outras empresas, como a International Nickel Corporation (INCO), a Phelps Dodge e a Brasmim (MAAS, 2003). Além disso, mais recentemente, empresas como a Teck-Cominco e a Monster Copper Resources mostraram interesse por concessões na área, considerando que as ocorrências de cobre da região apresentam características similares às dos depósitos de cobre de classe mundial do tipo IOCG (*Iron Oxide - Copper - Gold*).

A região do município de Pio IX é marcada pela ocorrência de brechas hematíticas associadas à uma sequência metavulcanossedimentar e marcadas por associações mineralógicas típicas de alterações hidrotermais. Além disso, a ocorrência destas brechas está relacionada a um forte controle estrutural feito por extensas zonas de cisalhamento. As características mineralógicas das alterações hidrotermais da região e as feições estruturais e texturais da mineralização (hospedada em brechas hidrotermais), levam à interpretação de que a área de estudo está inserida num contexto associado a depósitos do tipo IOCG.

Os depósitos IOCG, cujos depósitos atraem a atenção da indústria de exploração mineral e de pesquisadores, foram inicialmente definidos por Hitzman et al. (1992 apud HITZMAN, 2000) e ganharam notoriedade após a descoberta do depósito de Olympic Dam, no Sul da Austrália. Esses depósitos são geralmente localizados ao longo de falhas ou *splays* de falhas principais, e podem ser hospedados por diversos tipos de rochas, resultando numa grande variedade de estilos de depósito e mineralogia (HITZMAN, 2000).

Este trabalho apresenta dados de um mapeamento geológico de detalhe na escala 1:10.000 realizado em duas ocorrências de brechas hematíticas na região, além de incluir informações acerca das principais alterações hidrotermais existentes nas imediações destes corpos hematíticos, com intuito de uma completa caracterização das ocorrências de ferro no município de Pio IX.

1.1 Objetivos

O trabalho teve como objetivo principal o mapeamento geológico regional de uma área de aproximadamente 148 Km² em uma região localizada entre Pio IX e Fronteiras (PI) e o mapeamento geológico de detalhe de duas áreas, com 16 km² cada, que englobam as ocorrências de ferro na região, nas localidades de Jardim e Coroatá.

Adicionalmente, o trabalho teve como finalidade o estudo geológico completo da área em termos relativos à descrição e identificação dos litotipos e ocorrências minerais aflorantes na região, incluindo ainda o mapeamento, a descrição e a caracterização das principais alterações hidrotermais associadas às zonas mineralizadas e às rochas metamórficas e metavulcanossedimentares da área.

1.2 Justificativas

Este relatório é referente a disciplina Trabalho de Conclusão de curso (TCC), pré-requisito para a conclusão do curso de Bacharelado em Geologia pela Universidade Federal do Ceará (UFC).

A área de estudo foi escolhida devido ao potencial apresentado pela região para mineralizações do tipo IOCG, tendo em vista o recente interesse e investimento de empresas de mineração de grande porte (e.g. Codelco) na exploração deste tipo de depósito na Província Borborema.

A região é marcada pela ocorrência de ferro hospedadas por brechas hematíticas associadas a uma sequência metavulcanossedimentar com a presença de alterações hidrotermais recorrentes em depósitos do tipo IOCG (tais como sódica, cálcica, potássica, cloritização e epidotização). Além disso, disseminações de sulfetos (eg. pirita e calcopirita) também são descritas, assim como outros minerais de minério de cobre, tais como a malaquita, que ocorre como produto de alteração amplamente associados aos níveis superficiais de jazimentos cupríferos (DEER et al., 1996 apud MACHADO, 2006).

A produção de um mapa geológico básico da área de interesse é essencial para o conhecimento em detalhe da geologia local e auxilia em qualquer atividade de pesquisa mineral científica ou acadêmica. Adicionalmente, a descrição, a caracterização e o mapeamento das alterações hidrotermais serão úteis para a continuidade dos trabalhos científicos e exploratórios na região, contribuindo para o melhor entendimento do desenvolvimento metalogenético das ocorrências de cobre e ferro no setor oeste do Sistema Orós-Jaguaribe.

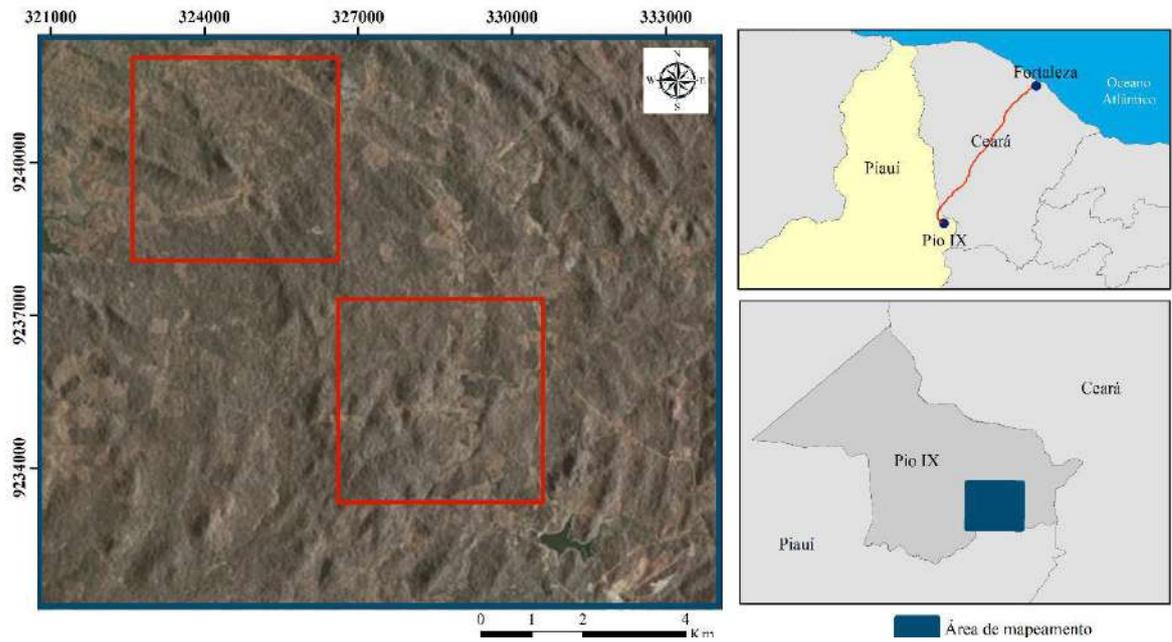
1.3 Localização e acesso

A área de estudo está localizada a sudeste de Pio IX, município situado no extremo leste do estado do Piauí (Fig. 1), a cidade está localizada a cerca de 450 km da capital do estado, Teresina, e a cerca de 500 km da capital do Ceará, Fortaleza.

O acesso à área de estudo partindo de Fortaleza pode ser feito através da BR-020, passando pelas cidades de Canindé, Boa Viagem e Tauá, por uma distância de 487 km, até a rodovia PI-142, por onde se percorre mais 40 Km até a cidade de Pio IX

Partindo de Pio IX até as áreas de estudo o deslocamento pode ser feito através de estradas não pavimentadas, sendo que o acesso às principais áreas de afloramento e às ocorrências de ferro se dá por meio estradas secundárias e carroçáveis, além de percursos no interior de propriedades privadas.

Figura 1– Mapa de localização da cidade de Pio IX e da área de interesse, com a principal via de acesso (BR-020).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS

Projetos de mapeamento são comumente realizados em várias etapas, que guardam peculiaridades e importâncias no estudo e na caracterização das áreas estudadas. Neste relatório, um conjunto de atividades com particular importância foi realizado, com o objetivo de avaliar a área de pesquisa, bem como elaborar uma caracterização do ambiente geológico presente na região. Foram, portanto, usadas técnicas diversas com finalidade de mapeamento geológico, sendo aplicados estudos petrológicos, geofísicos e geoquímicos subdivididos em três etapas, listadas a seguir.

2.1 Etapa Pré-Campo

2.1.1 Levantamento e análise bibliográfica

A primeira etapa consistiu numa compilação e revisão bibliográfica, que teve como objetivo apurar informações e conhecimentos de qualidade e precisão acerca da região em estudo. Desta forma, fez-se pelo levantamento de informações necessárias para o planejamento adequado do mapeamento da área, tais como conhecimentos sobre as rochas aflorantes na região, bem como das alterações hidrotermais e das mineralizações já reconhecidas na área. Inclui ainda a coleta de informações pertinentes à geologia regional da região.

As principais fontes de consulta foram os trabalhos de Maas (2003) e Machado (2006), estes autores foram reponsáveis pela caracterização de algumas ocorrências de brechas hidrotermais da área, o que contribuiu essencialmente para a escolha de alvos de pesquisa em campo, representado especialmente pelo mapa do campo magnético anômalo produzido por Maas (2003).

2.1.2 Sensoriamento Remoto

Incluiu a aquisição de dados da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da Folha Pio IX (SB.24-Y-A-VI) cedidas pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e de imagens ALOS Palsar para obtenção de dados topográficos da área em estudo.

Inclui ainda a fase de Processamento Digital de Imagens dos sensores OLI e MSI (satélites Landsat-8 e Sentinel 2 respectivamente), cedidas pelo *United States Geological*

Survey (USGS) através da plataforma *Earth Explorer*, que permitiu a delimitação de mapa geológico preliminar ainda na fase pré-campo.

Imagens obtidas através do *software* livre *Google Earth* configuraram importância na análise espacial da área, contribuindo para delimitação de estradas, propriedades privadas, vilarejos e acesso aos possíveis alvos

Todos os dados, informações e imagens foram compilados em ambiente SIG através do ArcMap 10.5, permitindo a confecção de um mapa pré-campo em escala de detalhe.

As imagens multiespectrais do sensor OLI (*Operational Land Imager*) a bordo do Satélite Landsat 8. As cenas escolhidas foram obtidas no dia 30 de setembro de 2017 e correspondem a Órbita 217, Ponto 065, esta data foi escolhida por se tratar da época de estiagem da região de estudo, no intuito de minimizar a interferência da cobertura vegetal nas assinaturas espectrais dos solos e rochas. Foram ainda utilizadas imagens do sensor MSI (*MultiSpectral Instrument*), satélite Sentinel 2 imageadas no dia 11 de novembro de 2017.

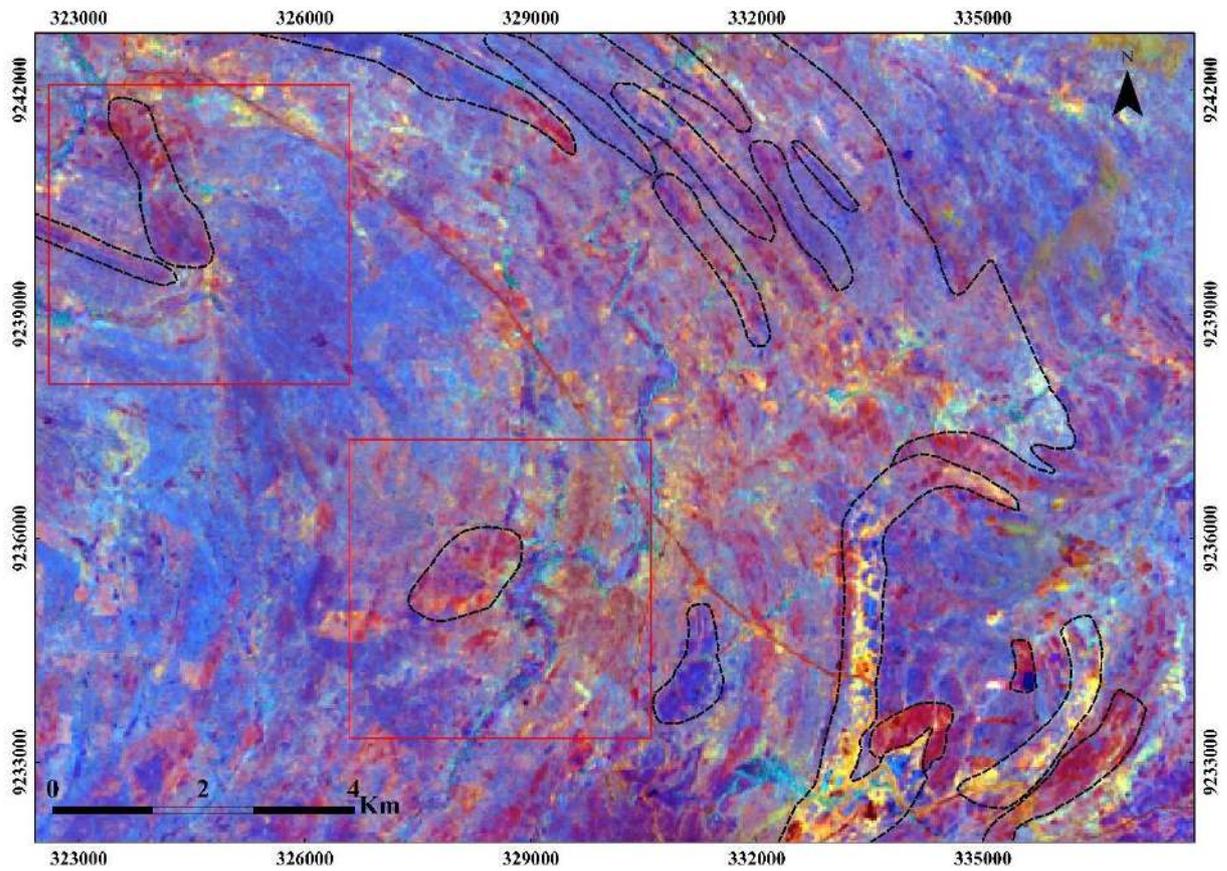
As imagens Landsat 8 foram submetidas a correções, que consistiram de funções operacionais com o intuito de remover, diminuir ou corrigir os erros e distorções relacionadas às interferências da atmosfera (erros radiométricos), este processo de correção de distorções em imagens de sensoriamento remoto recebe o nome de Pré-processamento, que pode incluir também etapas de correção geométrica e remoção de ruídos (causados por erros instrumentais). Portanto, foi aplicada a correção atmosférica segundo Thorne et al., 1997. Por outro lado, as imagens Sentinel 2 foram adquiridas já pré-processadas e corrigidas.

Após o pré-processamento, foram escolhidas 6 bandas (2 a 7) do sensor OLI para o processamento de imagens, uma vez que elas abrangem comprimentos de onda que vão do visível (VIS) ao infravermelho de ondas curtas (SWIR), enquanto que para as imagens Sentinel 2 foram escolhidas 10 bandas (2 a 8a + 11 e 12). A etapa de processamento incluiu principalmente operações aritméticas de bandas, Análise por Principais Componentes (PC) e processos de realce da distribuição de cores.

O processamento das imagens foi efetuado através dos *softwares* ENVI 5.3 e ER Mapper 7.1, enquanto os produtos foram posteriormente integrados em plataforma SIG através do *software* ArcMap 10.5. A principal etapa de processamento consistiu da análise de razões de bandas e composições coloridas RGB. Esta fase teve o intuito de avaliar possíveis alvos de pesquisa em campo e de melhor representar a geologia local.

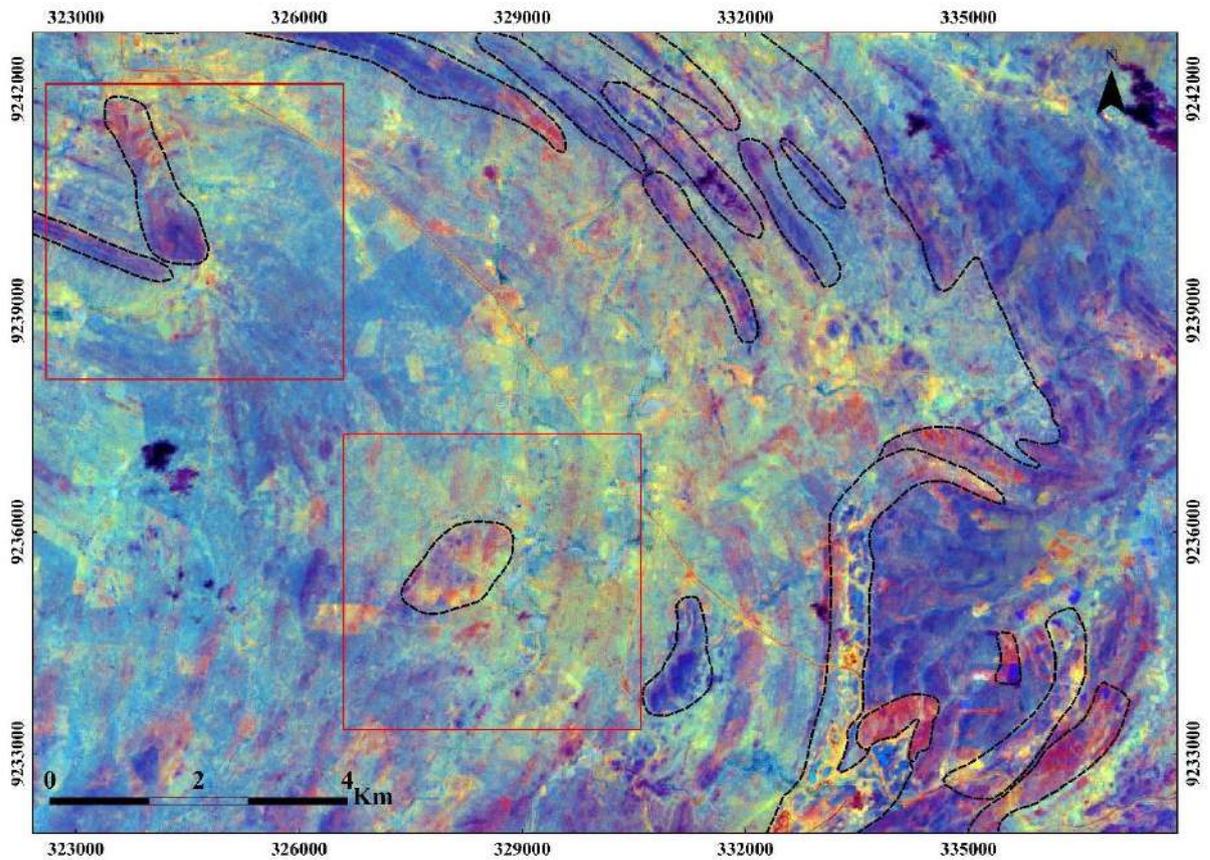
O Processamento Digital de Imagens possibilitou a confecção de mapas fotolitológicos interpretados (Figs. 2, 3 e 4) e a delimitação de possíveis contatos a partir da demarcação de unidades com comportamento espectral semelhantes.

Figura 2 – LANDSAT sensor OLI. Mapa Fotolitológico Interpretado a partir de imagem tratada utilizando combinação 4/3 (R), 3/2 (G), 7/4 (B). Áreas em vermelho representam as regiões de interesse.



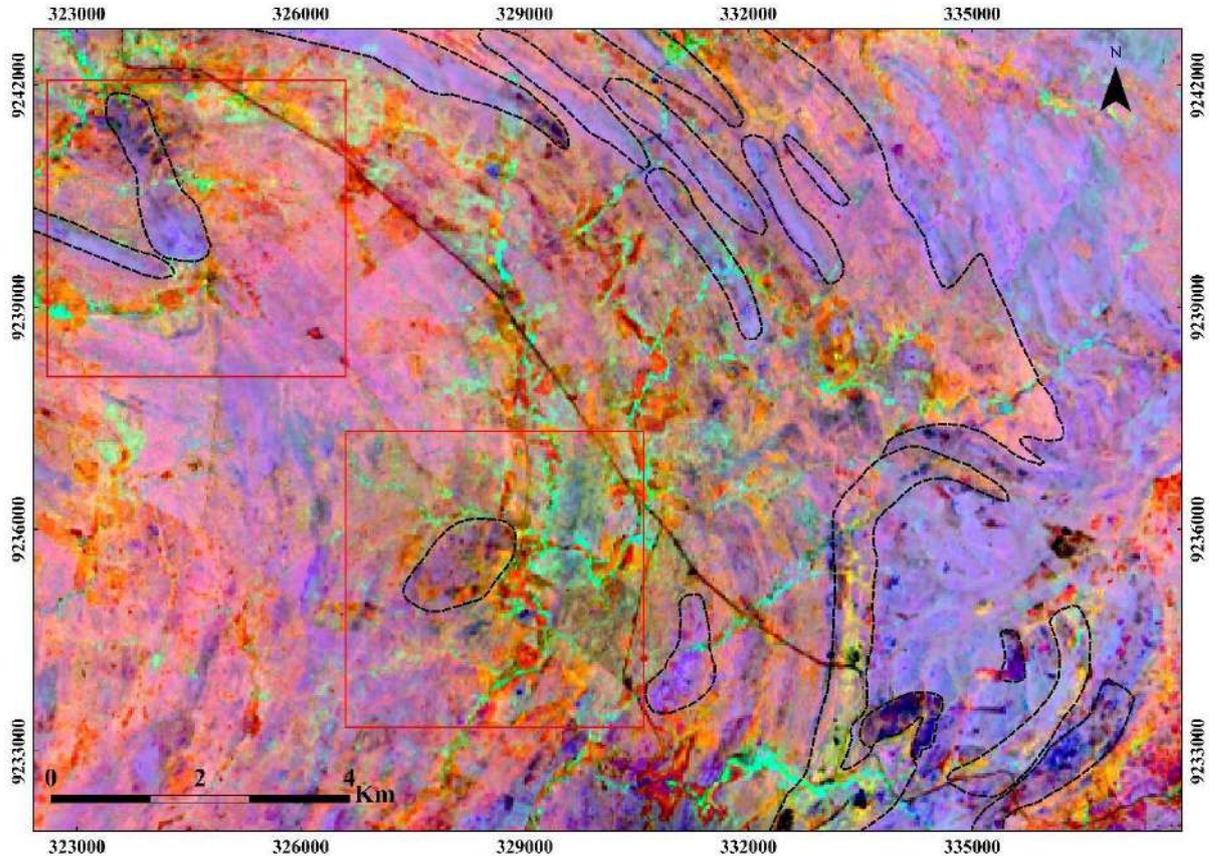
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 3 – SENTINEL 2 sensor MSI. Mapa Fotolitológico Interpretado a partir de imagem tratada utilizando combinação 4/3 (R), 11/2 (G), 12/4 (B). Áreas em vermelho representam as regiões de interesse.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 4 – LANDSAT sensor OLI. Mapa Fotolitológico Interpretado a partir de imagem tratada utilizando combinação de PCs 3 (R), 2 (G), 1 (B). Áreas em vermelho representam as regiões de interesse.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

2.1.3 Aerogeofísica: Dados de Gamaespectrometria

A gamaespectrometria fundamenta-se na detecção de radiação gama oriunda do decaimento natural de núcleos atômicos instáveis, enquanto as imagens resultadas do processamento de dados gamaespectrométricos podem ser usadas para determinar contatos geológicos, falhas e possíveis áreas mineralizadas (BLUM, 1999).

Atualmente, são conhecidos centenas de isótopos radioativos provenientes de diferentes elementos, no entanto, as principais fontes de radiação gama provêm da desintegração do potássio (^{40}K), urânio (^{238}Th) e tório (^{232}Th), estes elementos representam os únicos elementos de ocorrência natural com radioisótopos que podem produzir raios gama com energia e intensidade suficientes para serem medidos em levantamentos aerogamaespectrométricos (MINTY, 1997; BLUM, 1999).

Minty (1997) relata que a aerogamaespectrometria representa uma técnica aerogeofísica que requer a análise de múltiplas variáveis, enquanto Dickson e Scott (1997) afirmam que embora a gamaespectrometria aérea envolva medições físicas da radiação gama, ela representa, na verdade, as variações geoquímicas dos elementos potássio, urânio e tório na superfície terrestre.

Os dados gamespectrométricos utilizados neste relatório foram obtidos e cedidos pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) e representam dados coletados no Projeto Aerogeofísico Centro Sudoeste do Ceará (CPRM, 2010).

A principal forma de análise e interpretação dos dados gamaespectrométricos se deu pela observação de um mapa de composição ternária RGB (K, eTh, eU), pois ele possibilita uma análise mais rápida das informações acerca dos três radioelementos, a análise desses elementos possibilita uma demarcação litológica considerando a variação e a distribuição desses elementos nas rochas, como explica Blum (1999).

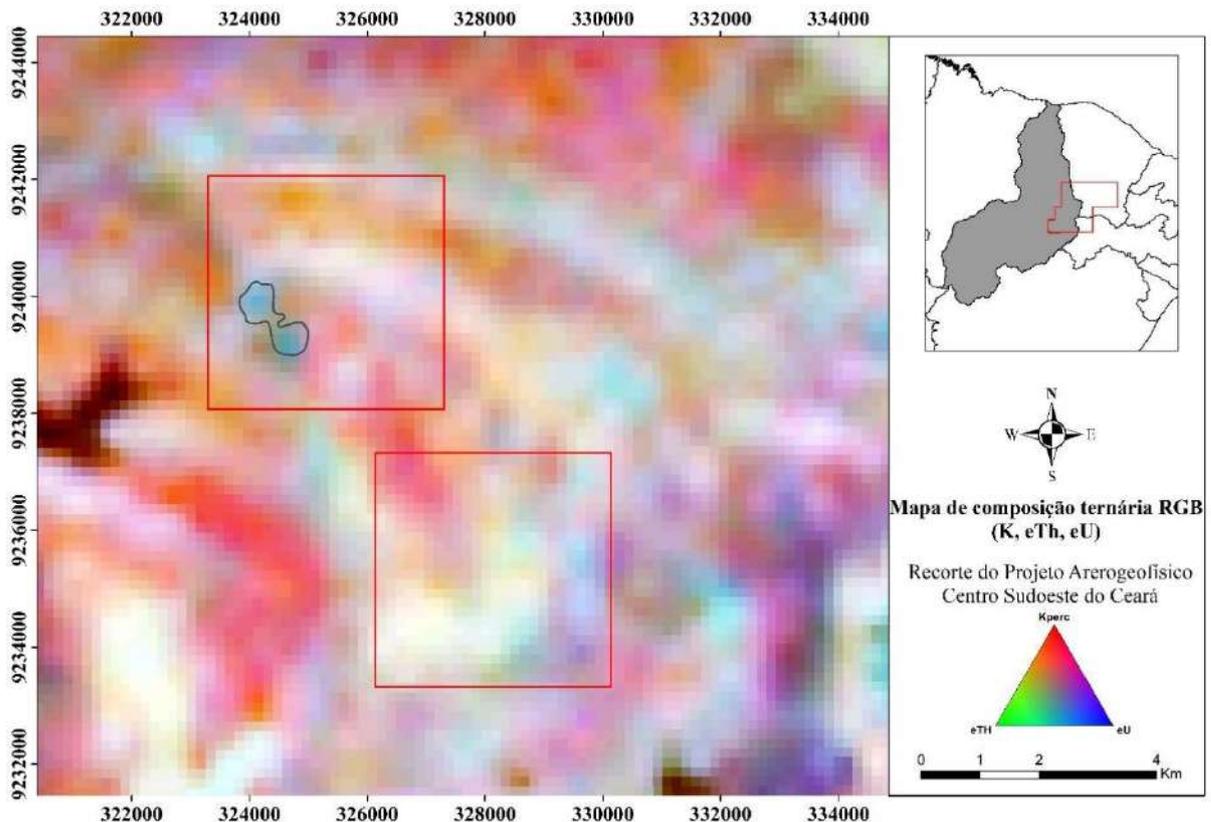
O mapa de composição ternária RGB (K, Th, U) para as áreas de estudo é mostrado na Fig. 5 e funcionou na demarcação de alvos de pesquisa e na delimitação de contatos geológicos preliminares.

As respostas espectrométricas dos materiais varia com o tipo rochoso responsável pela emissão de raios gama, portanto, rochas que foram submetidas a intemperismo apresentam respostas modificadas, como explicam Dickson e Scott (1997). O potássio (K) corresponde a 2,3% da crosta terrestre, constituindo essencialmente micas e feldspatos, compondo principalmente rochas ígneas félsicas, este elemento possui alta mobilidade durante o intemperismo ou em ambientes de alteração hidrotermal. O tório (Th) tem concentração média de 9 ppm na crosta terrestre e apresenta baixa mobilidade geoquímica, ocorrendo em minerais acessórios de rochas ígneas, como a alanita, monazita, xenotima e zircão e sendo relativamente comuns em arenitos e quartzitos. O urânio tem concentração média de 2,5 ppm na crosta e forma minerais que podem estar presentes em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos, ganisses e folhelhos, podendo acompanhar o potássio ao longo dos processos hidrotermais, por outro lado, calcários podem ser relativamente enriquecidos em urânio (DICKSON; SCOTT, 1997; BLUM, 1999).

A análise e interpretação de dados gamaespectrométricos contribui na realização de trabalhos de prospecção mineral e pode auxiliar na caracterização de depósitos minerais, Gunn (1998 apud BLUM, 1999) relata que depósitos de óxidos de ferro (Cu-U-Au-ETR) podem apresentar anomalias de U associadas a contagens elevadas de K, devido à presença da alteração

potássica. Este padrão de anomalias pode ser observado na Fig. 5, sendo notada uma região com alto U e K associados.

Figura 5 – Mapa de composição ternária RGB. Os canais de potássio (K, em porcentagem), tório (Th, em partes por milhão) e urânio (U, em partes por milhão) foram atribuídos aos canais do vermelho, verde e azul respectivamente. As áreas destacadas em vermelho representam as áreas mapeadas, enquanto a região delimitada coincide com a posição de uma das ocorrências de ferro da região (anomalia de U + K).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

2.2 Etapa de Campo

A etapa de campo consistiu na visita de afloramentos que representam as unidades geológicas predominantes na região, com coleta de informações locais para a caracterização, definição e avaliação dos litotipos, estruturas, relações de contato e associações minerais encontrados. Foram coletadas amostras para confecção de lâminas delgadas e polidas, análise geoquímica multielementares, e registro fotográfico.

Para esta etapa, foram utilizados martelo geológico, para a coleta de amostras, câmera fotográfica, lupas, bússola e GPS.

2.3 Etapa Pós-Campo

Após a coleta das amostras, foram preparadas lâminas de seções delgadas e polidas para a descrição petrográfica (com auxílio de microscópio petrográfico, lupas, além de reagentes químicos, tal como HCl) com a finalidade de caracterizar a mineralogia essencial da rocha.

Após a descrição e caracterização dos litotipos da área, realizou-se a caracterização das alterações hidrotermais associadas às brechas hidrotermais da região de Pio IX, com o intuito de compará-las às alterações mais comuns em ambiente de depósitos do tipo IOCG e de melhor definir e descrever o ambiente mineralizador da área de estudo.

Todos os dados foram então compilados para confecção de mapa geológico em escala de 1:10.000 e elaboração de um relatório final.

CAPÍTULO 3 – CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DO TIPO IOCG

O termo IOCG (*Iron-Oxide – Copper - Gold*) foi usado inicialmente por Hitzman et al., (1992 apud HITZMAN, 2000) para designar uma série de depósitos com assinatura geoquímica ímpar em que grandes quantidades de ferro estão associadas a Cu, Au, Ag, U, Ba, F, e elementos terras raras leves (ETRL). Hitzman (2000) inclui na classificação geral de depósitos IOCG os depósitos mineralizados em magnetita-apatita (Tipo Kiruna) e elenca as principais características associadas aos depósitos IOCG, a saber: (1) Idade: ocorrem em rochas do Neoarqueano ao Cenozoico; (2) Condições Tectônicas: são encontrados em três ambientes tectônicos principais, todos caracterizados por intensa atividade magmática e pelas seguintes características: (a) colapso orogênico intracontinental, (b) magmatismo anorogênico intracontinental e (c) ocorrência ao longo de margem continental de subducção; (3) Associação com atividade ígnea; (4) Associação com evaporitos; (5) Controle estrutural: estes depósitos (especialmente os mineralizados em óxido de ferro-Cu-Au) estão localizados ao longo de falhas de baixo ou alto ângulo que geralmente são parte de uma falha de escala regional; (6) Morfologia: uma variedade de morfologias é admitida, de *stratabound* a zonas em *stockwork*/brechas. (7) Mineralogia: são caracterizados por uma abundância de óxidos de ferro e uma relativa ausência de sulfetos de ferro, incluindo ainda carbonatos e alguns elementos menores (U, Ag, Mo, Co, As, Zn, ETR); (8) Alterações: as rochas hospedeiras destes depósitos são intensamente alteradas e mostram paragéneses de alteração que depende da natureza dessas; (9) Composição do fluido mineralizante: a formação dos depósitos de magnetita-apatita se dá por fluidos relativamente salinos, oxidados, pobres em sulfetos, com temperatura acima de 250°C, enquanto os mineralizados em óxido de ferro-Cu-Au são formados por reação retrógrada dos fluidos responsáveis pelos depósitos de magnetita-apatita, ou por mistura de fluidos.

Posteriormente, o termo IOCG foi usado para intitular um conjunto de depósitos que possui grande diversidade de idade, mineralogia, rochas hospedeiras e configuração geológica local, como expõem Willians et al., (2005).

Estes autores sugerem uma definição genética empírica para os depósitos do tipo IOCG a partir da presença de características comuns a esses depósitos, são elas: (1) Cobre, com ou sem ouro, como metais econômicos; (2) Minério com feições hidrotermais e forte controle estrutural; (3) Magnetita e/ou hematita abundante; (4) Relação Fe/Ti maior que a maioria das rochas ígneas; e (5) Ausência de associação espacial com intrusões ígneas, tais como as presentes em depósitos do tipo pórfiro ou escarnitos. Contudo, tais características não

demonstram a singularidade dos processos de mineralização presentes nesta classe de depósitos, na verdade implicam em diferenças fundamentais nas condições e mecanismos de precipitação do minério.

Esta definição, porém, segundo os autores, exclui depósitos que estejam diretamente associados a intrusões carbonáticas e ignora outras características comuns a esses depósitos, que nem sempre estão presentes, como o metassomatismo alcalino geralmente bem distribuído e minérios enriquecidos em um conjunto diferenciado de elementos secundários, geoquimicamente diversificados, incluindo várias combinações de F, P, Co, Ni, As, Mo, Ag, Ba, LREE e U.

Quanto às mineralizações, Willians et al., (2005) propõem que sejam analisadas a partir de feições consideradas determinantes para interpretação de sua ocorrência, são elas: (1) Presença ou não de controle litológico na mineralização; (2) Presença ou não de zoneamento dos minerais de Fe e/ou Cu; (3) Química variável de elementos menores, incluindo presença distinguível de F-Ba-ETRL-U mesmo que inconsistente; (4) Assinaturas isotópicas uniformes ou variáveis; (5) Variação significativa nas texturas de substituição da mineralização (veio ou brecha); (6) Quantidade limitada de veios de quartzo, se comparados aos demais depósitos de origem hidrotermal; e (7) Evidência de contribuição de fluidos carbonosos.

Devido ao caráter hidrotermal dos depósitos da classe dos IOCG, é notável que estes são dependentes de maneira geral de fluidos salinos, pobres em sulfetos, e relativamente oxidados sendo, portanto, elementos chave na compreensão dos sistemas formadores desses depósitos. No entanto, as fontes deste fluidos, sua forma de interação com as rochas hospedeiras, a fonte de seus metais e trapas presentes podem diferir entre a classe como um todo, como indicam Barton e Johnson (2004). Estes autores simplificam os modelos genéticos em duas famílias: magmáticas e não magmáticas, que são melhor exploradas por Barton (2013) ao indicar pelo menos mais um modelo, de derivação metamórfica, além de outras variações com base na natureza dos fluidos aquosos.

Barton (2013) explica que a diversidade geológica relacionada a esses depósitos possibilita hipóteses múltiplas acerca de sua origem, e sugere quatro modelos de gênese para depósitos IOCG, são eles: (1) Magmático-hidrotermal com fluido principal de origem magmática; (2) Hidrotermal terrestre, apresentando como fluidos principais as salmouras de origem bacinal, ou superficial não magmático e circulado no sistema pelo calor de intrusões ígneas ou crustal; (3) Hidrotermal metamórfico com fluidos provenientes de fontes crustais a partir da desvolatilização metamórfica e da interação rocha-água em profundidade; e (4) Fundamentalmente magmático com fluido principal originado pela imiscibilidade de *melts*

oxidados ricos em voláteis. Por fim, o autor ainda sugere uma quinta possibilidade onde há superposição de mineralizações em Cu-Au em ironstones pré-existentes e geneticamente não relacionados.

Este autor relata ainda que todos os modelos hidrotermais sugeridos levam como configuração essencial a existência de fluidos secundários, desenvolvidos próximos à superfície, que se misturam a um fluido de origem mais profunda, ou que ocorrem como fluidos tardios. Gow et al. (1994), Haynes et al., (1995) e Williams et al. (2010) (apud BARTON, 2013) afirmam que este fluido secundário é de extrema importância para o desenvolvimento da mineralização do depósito, sendo responsável pela entrada de enxofre e alguns metais para o sistema mineralizador.

Barton e Johnson (2004) e Barton (2013) sumarizam ainda as alterações hidrotermais recorrentes nesses depósitos, Barton (2013) inclusive, é responsável por uma descrição em detalhada acerca do zoneamento de alterações apresentadas em depósitos IOCG. Os trabalhos de Barton e Johnson (2004) e Barton (2013) descrevem as seguintes alterações:

(1) *Alteração cálcio-sódica*: alteração ocorre por remoção de K e adição de Na e/ou Ca, manifestando-se na formação de silicatos com fase aluminosa e um conjunto de fases máficas cada vez mais ricas em Ca. Na alteração sódica, K e Ca são removidos enquanto albita e clorita são os principais minerais neoformados, substituindo, respectivamente, feldspatos (\pm muscovita) e minerais máficos. Na alteração cálcica, plagioclásio cálcico, granada ou clinzoisita/epidoto substituem os minerais félsicos, minerais máficos dão lugar a piroxênios cálcicos e titanita é a principal fase rica em Ti.

(2) *Alteração potássica*: ocorre de dois modos distintos, um primeiro tipo é proximal e contém biotita ou K-feldspato tipicamente associados a fases cálcicas ou magnesianas e à introdução de magnetita/hematita \pm Cu/Au, ETR e outros elementos, consistindo de uma assembleia mineralógica de moderada/alta temperatura. Um segundo tipo é caracterizado por assembleia mineral de baixa temperatura que ocorre de maneira generalizada e é comumente regionalmente extensa, tipicamente de caráter *stratabound*, esta alteração é deficiente em metais e não mostra relação com os corpos de minério, o mineral dominante é o K-feldspato, sendo esta alteração de caráter distal.

(3) *Alteração ácida (sericitização ou cloritização)*: marcada especialmente pela presença sericita com quartzo hidrotermal acessório, esta alteração é restrita em espaço e, tipicamente, ocorre nas imediações da mineralização.

Barton (2013), baseado nos trabalhos de Hitzman et al., (1992) e de Williams et al., (2005) expõe ainda uma grande variedade mineral nas paragêneses que formam os corpos de

minério desses depósitos e aponta que além dos óxidos de ferro, os minérios podem conter de 1 a 5% de sulfetos, além de silicatos acessórios, carbonatos (comumente ferrosos, caso da siderita) e fosfatos. Ele também relata que calcopirita e pirita são os sulfetos mais comuns, podendo estar associados a bornita dispersa, calcocita, pirrotita, esfalerita e sulfetos de Ni-Co e que barita e anidrita (associada a halita, especialmente rara) é abundante em alguns sistemas relacionados a skarns.

A importância de processos supergênicos é discutida por Oreskes e Einaudi (1990 apud BARTON, 2013) e Skirrow (2010 apud BARTON, 2013), estes autores apontam que a supergênese foi responsável pela redistribuição de Cu, Au e U em depósitos no sul da Austrália.

Dentre os maiores depósitos dessa classe é possível destacar Salobo, Cristalino, Sossego e Alemão (Carajás, Brasil), Olympic Dam (cráton Gawler, Austrália), Ernest Henry (distrito Cloncurry, Austrália), Candelaria-Punta del Cobre e Manto Verde (Chile) (WILLIAMS et al, 2005).

CAPÍTULO 4 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 A Província Borborema

A área de estudo está inserida no contexto da Província Borborema (Fig. 6), que foi definida inicialmente por Almeida et al., (1977; 1981) como um complexo arranjo em mosaico de blocos separados por altos do embasamento incluindo diferentes sistemas de dobras e conjuntos de maciços que foram submetidos a importantes eventos deformacionais e magmáticos, dentre os quais o mais importante é o Ciclo Brasileiro, que corresponde ao último evento orogênico na região. A Província Borborema consiste em uma feição geotectônica regional de idade Pré-Cambriana localizada na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana que ocupa uma área de cerca de 450.000 km² (ALMEIDA et al. 1977; 1981).

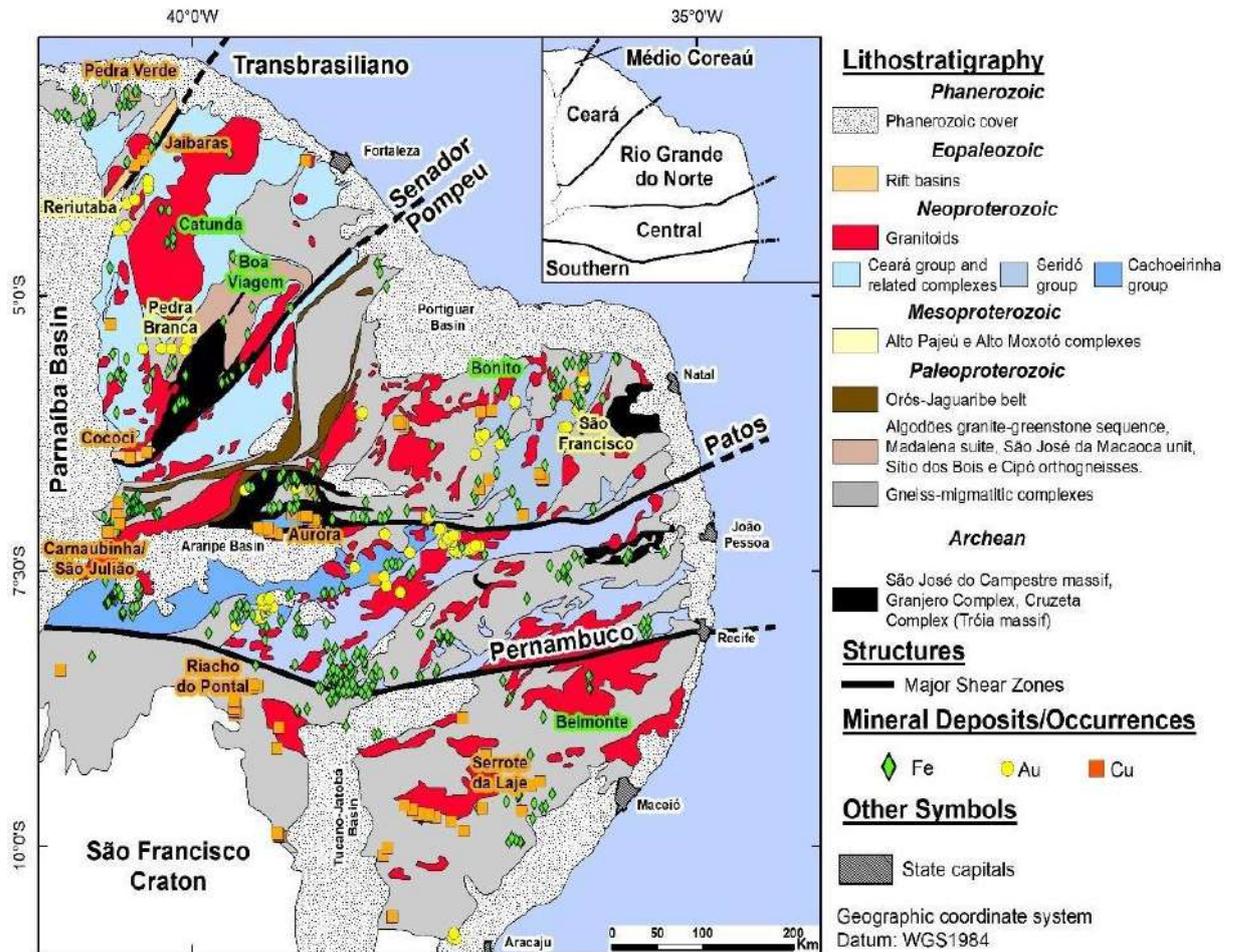
Autores como Trompette (1994), Brito Neves e Cordani, 1991 (apud GANADE DE ARAUJO, 2006), e Arthaud (2007) atribuem a origem da Província Borborema aos eventos de colisão e amalgamação dos Crátons Amazônico, São Luis-Oeste Africano e São Francisco-Congo, que resultaram dos processos atuantes durante a formação da porção oeste do supercontinente Gondwana durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana.

Considerando heterogeneidades existentes na província, Jardim de Sá et al. (1992), Jardim de Sá (1994 apud OLIVEIRA, 2008) e Van Schums et al. (1995), apontam que a evolução da Província Borborema ocorreu a partir de terrenos com história geotectônica distinta apresentando retrabalhamento e acreção magmática brasileira.

Arthaud et al. (2008) considera que a atual configuração estrutural da Província Borborema data do fim da orogenia Brasileira/Pan-Africana e é formada por um mosaico de domínios independentes e justapostos ao longo de zonas de cisalhamento, Caby e Arthaud (1986) relatam que essas zonas de cisalhamento foram precedidas por metamorfismo, com o desenvolvimento, em geral, de um sistema de nappes.

A estruturação da Província Borborema ocorreu durante a evolução de dois ciclos tectônicos distintos, um do Mesoproterozoico Superior intitulado de Orogênese Cariris Velhos (BRITO NEVES et al., 1995) e outro atuante durante o Neoproterozóico Superior (Ciclo Pan-Africano/Brasileiro) (VAN SHUMUS et al., 1995). No embasamento da província foram descritas evidências de ciclos tectônicos atribuídos a importantes estágios de amalgamação continental atuantes durante o Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico) e Arqueano (HACKSPACHER et al., 1990; DANTAS, 1997; DANTAS et al., 1998 apud AMARAL, 2010; JARDIM DE SÁ et al., 1992)

Figura 6 – Esboço tectônico da Província Borborema.



Fonte: Berni et al. (no prelo), modificado de Medeiros (2004) e Veríssimo et al. (2016).

4.2 Compartimentação Tectônica da Província Borborema

Foram várias as tentativas de uma subdivisão da Província Borborema em domínios tectônicos, os trabalhos pioneiros usaram de grandes zonas de cisalhamento para delimitação dos principais domínios. Oliveira (2008) explica que somente com a evolução das técnicas de datação U-Pb em zircão e de Sm-Nd em rocha total (com os trabalhos de Van Schumus et al. 1995; Santos 1996; Dantas et al. 1998; Fetter, 1999) a separação da Província Borborema em domínios tectônicos tornou-se mais efetiva, por permitirem a obtenção de informações geotectônicas e geocronológicas mais significativas.

Van Schumus et al. (1995), usaram de grandes lineamentos e subdividiram a Província Borborema em três grandes domínios: Domínio Setentrional, localizado a norte do Lineamento Patos; Domínio Transversal, limitado ao norte pelo Lineamento Patos e a sul pelo Lineamento Pernambuco; Domínio Meridional, localizado a sul do Lineamento Pernambuco.

Do mesmo modo, Cavalcante (1999) e Delgado et al. (2003), baseados nos trabalhos anteriores de Brito Neves (1795), Cavalcante (1983), Jardim de Sá (1994), Van Schmus et al. (1995), Santos (1995 e 1996) e Brito Neves et al. (2000) subdividem a Província Borborema em três subprovíncias, denominadas de Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia da Zona Transversal (Central) e Subprovíncia Meridional (Externa), individualizadas e delimitadas entre si graças à presença de importantes zonas de cisalhamento.

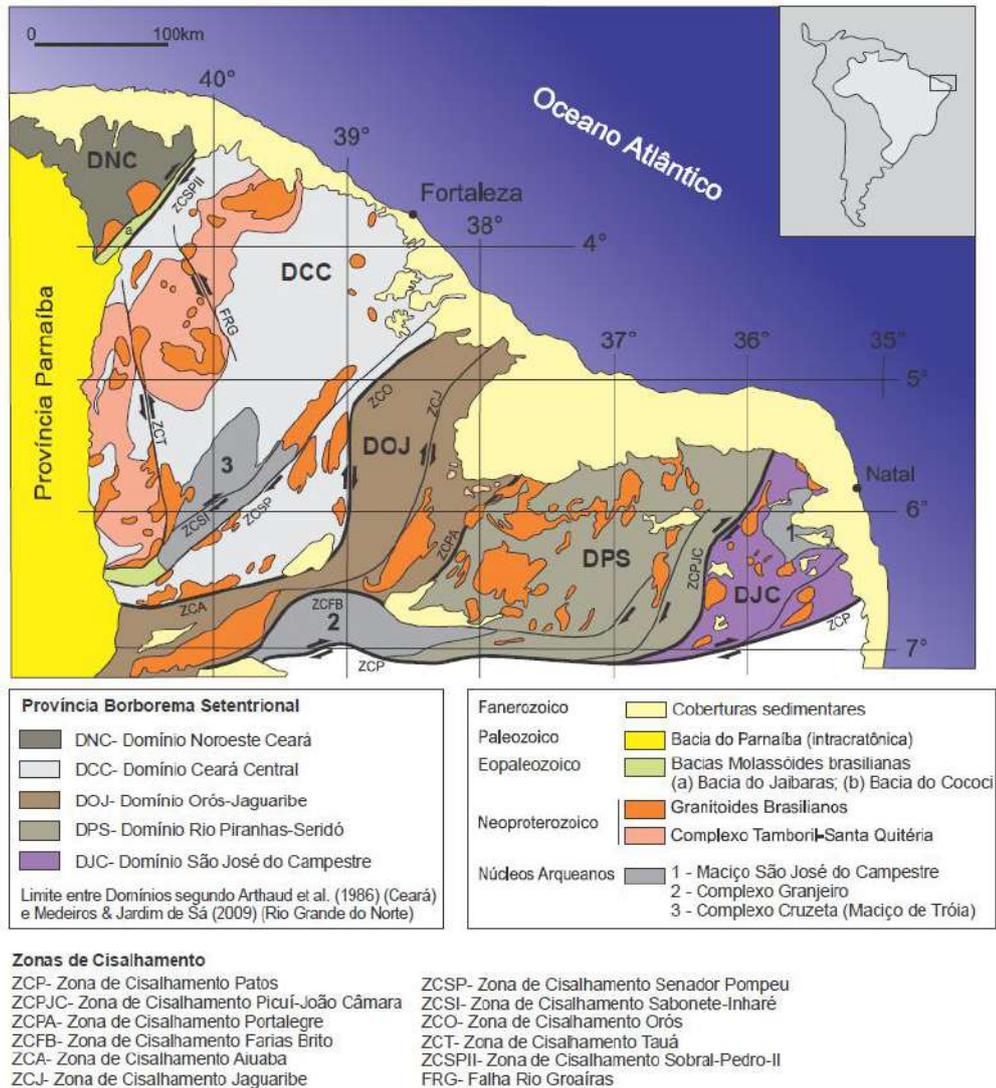
Atualmente a subdivisão mais difundida para a Província Borborema baseia-se na obra de Brito Neves et al. (2000), em que a província é dividida em cinco grandes domínios tectônicos, a saber: Domínio Médio Coreau (DMC), Domínio Ceará Central (DCC) e Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Domínio da Zona Transversal (DZT) e Domínio Meridional (DM) (Fig. 6).

Arthaud (2007) e Arthaud et al. (2008) são responsáveis por uma das subdivisões mais atuais para a Subprovíncia Setentrional (Brito Neves et al. 2000), estes autores consideram que a subprovíncia pode ser dividida em quatro domínios, que de leste para oeste são: Domínio Rio Grande do Norte, Domínio Orós-Jaguaribe, Domínio Ceará Central e Domínio Noroeste Ceará (Domínio Médio Coreau) (Fig. 7)

A área de estudo está inserida no contexto da Subprovíncia Setentrional e pertence ao Domínio Orós-Jaguaribe.

Este trabalho utiliza dos critérios de subdivisão de Arthaud (2007) e Arthaud et al. (2008), por constituírem um dos os critérios mais difundidos e atuais na literatura, entretanto, quando necessário, faz-se uso de outras subdivisões, para melhor compreensão.

Figura 7 – Província Borborema compartimentada em domínios (segundo Medeiros e Jardim de Sá, 2009).



Fonte: Veríssimo et al., 2014 (Modificada de Arthaud et al., 2008).

4.2.1 Domínio Médio Coreau (DMC)

Corresponde ao terreno limitado a sudeste pelo Lineamento Transbrasiliiano (em seu segmento Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II) (Fig. 7).

Delgado et al. (2003) descrevem que este domínio é formado por um embasamento (Complexo Granja) constituído de rochas de alto grau metamórfico formadas durante o Paleoproterozoico. Santos (1999 apud CASTRO, 2004) relata que este embasamento é composto por gnaisses por vezes migmatizados de origem sedimentar e ígnea datados entre 2,0 Ga a 2,35 Ga.

Ocorrem ainda, neste domínio, rochas supracrustais representadas pelo Grupo Ubajara (segmentos de faixas pelito-carbonatadas dobradas) e pelo Grupo Martinópole (segmentos de faixas vulcano-sedimentares dobradas), com idade do Neoproterozoico (DELGADO et al., 2003).

4.2.2 Domínio Ceará Central (DCC)

Compreende a área situada entre as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Senador Pompeu (Brito Neves et al., 2000) (Fig. 7). Arthaud (2007) e Arthaud *et al.*, (2008) definem que o limite leste do DCC se dá pela Zona de Cisalhamento Orós e, ainda, propõem, uma subdivisão mais recente para o DCC, amplamente difundida atualmente, na qual existem cinco conjuntos litotectônicos distintos sendo eles: Embasamento Policíclico; Coberturas Metassedimentares; Complexo Anatético-ígneo; Granitos Brasileiros; e Molassas Tardi-brasileiras.

Arthaud (2007) define uma idade arqueana/paleoproterozoica para o embasamento, e baseado em características geocronológicas o divide em quatro unidades: (i) Complexo Cruzeta; (ii) Suíte Madalena (iii); Unidade Algodões; e (iv) Complexo Gnáissico-migmatítico.

O **Complexo Cruzeta** é representado por um complexo gnáissico-migmatítico de idades U-Pb entre 2.65 a 3.27 Ga (FETTER, 1999 apud PITOMBEIRA, 2014) e idades modelo Sm-Nd com intervalo entre 2.30 a 3.0 Ga (FETTER, 1999 apud PITOMBEIRA, 2014) localizado a norte da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, é composto por gnaisses ortoderivados de composição tonalítica à granítica, *boudins* de rochas máficas e ultramáficas ocorrem assim como formações ferríferas bandadas, enquanto rochas metassedimentares são raras (ARTHAUD et al., 2008).

A **Suíte Madalena** é uma associação plutônica de composição tonalítica à granodiorítica intrusiva no Complexo Cruzeta. Apresenta fraca deformação e não se encontra migmatizada (ARTHAUD, 2007) e idades U-Pb de 2.2 Ga e idades modelo T_{DM} de 2.3 a 2.45 Ga (CASTRO, 2004), já os valores de $\epsilon Nd(t)$ mostram-se pouco negativos ou positivos assinalando rochas juvenis com pouca contaminação crustal (HAMELAK, 2015).

A **Unidade Algodões** corresponde a uma associação de supracrustais representando uma cobertura do Complexo Cruzeta. As principais rochas da unidade são representadas por anfíbolitos, leucognaisses, meta-grauvacas e meta-arcóseos, rochas calcissilicáticas, podem ocorrer ainda metapelitos e quartzitos micáceos e por vezes intercalações com conglomerados.

As rochas foram submetidas a um metamorfismo de alto grau nas condições de fácies anfibolito, no entanto, não há evidências de migmatização (ARTHAUD et al., 2008).

Complexo Gnáissico-migmatítico corresponde a uma série de associações gnáissico-migmatíticas, que carece de estudos mais detalhados, Arthaud et al. (2015) descreve esse complexo como uma associação de ortognaisses de variada composição associadas a sequências metassedimentares de idade desconhecida.

As coberturas metassedimentares são representadas pelo Complexo Ceará (unidades Canindé, Independência, Quixeramobim e Arneiroz), marcadas por paragêneses de moderada a alta temperatura e alta pressão, essencialmente na fácies anfibolito alto associadas a uma tectônica de baixo ângulo, representando, possivelmente, uma unidade alóctone sobre o embasamento (CASTRO, 2004; ARTHAUD et al., 2015). As várias sequências foram agrupadas sob a denominação de Complexo Ceará.

Arthaud (2007) descreve ainda o Complexo Tamboril-Santa Quitéria como componente importante da região, constituindo-se de um conjunto anatóxico-ígneo formado por metatexitos e diatexitos, além de eventos de magmatismo plutônico representativos da orogenia Brasileira, que acompanharam as fases cedo, sin, tardi e pós orogênicas e da presença de pequenas bacias transtensionais (Molassas tardi-brasilianas).

Molassas Tardi-brasilianas são representadas por pequenas bacias molássicas do tipo transtensional que tiveram deposição controlada pela atividade de zonas de cisalhamento dúcteis que permaneceram ativas sob condições de crosta rasa até o Cambro-Ordoviciano e foram parcialmente preservadas em estruturas do tipo *pull-apart* controladas por zonas de cisalhamento (ARTHAUD et al., 2008).

Os Granitos Brasileiros constituem-se de plútons graníticos intrusivos relacionados à Orogenia Brasileira. Foram classificados por Arthaud (2007) nas seguintes associações, com base em dados geocronológicos: (i) *Granitos Cedo-colisionais*: com idade de cristalização U-Pb entre 630 e 620 Ma; (ii) *Granitos Sin-cinemáticos*: granitos anatóxicos aluminosos com idade de cristalização U-Pb entre 610 e 600 Ma e granitos sin-fase, datados de 580 a 590 Ma; (iii) *Granitos Tardi-tectônicos*: com idade em torno de 580 Ma; e (iv) *Granitos Pós-orogênicos*: associam-se a bacias molássicas e apresentam idade de 530 Ma.

4.2.3 Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ)

Para Arthaud (2007), este domínio é limitado pela Zona de Cisalhamento Orós (ZCO) a oeste, e pela Zona de Cisalhamento Porto Alegre (ZCPA) a leste (Fig. 8). A área de

estudo encontra-se integralmente no contexto do Domínio Orós-Jaguaribe, por esse motivo, este domínio ganhará um tópico específico neste relatório.

4.2.4 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

Corresponde à área compreendida entre as Zonas de Cisalhamento Porto Alegre e Patos (Fig. 7) e é formada por vários subdomínios ou zonas tectônicas que colidiram durante o Paleoproterozoico, incluindo, além de alguns núcleos arqueanos, a Faixa Seridó (Sistema de Dobramentos Seridó – Brito Neves 1975; Terreno Seridó – Santos, 1996; Domínio Seridó – Ferreira, 1997) e os terrenos Rio Piranhas, São José do Campestre (CAVALCANTE 1999; DELGADO et al., 2003).

4.2.5 Domínio da Zona Transversal (DZT)

Delgado et al. (2003) descrevem a Subprovíncia Zona Transversal como o segmento crustal limitado a norte e a oeste pelo Lineamento Patos, a sul pelo Lineamento Pernambuco, e a leste pelas bacias costeiras norte pelo Lineamento Patos, esta subprovíncia coincide com o Domínio da Zona Transversal de Brito Neves et al. (2000)

Compreende as áreas correspondentes à Faixa Cachoeirinha (Piancó-Alto Brígida) e terrenos Alto Pajeú (ortognaisses e, em menor quantidade, rochas supracrustais associadas à orogenia Cariris Velhos), Alto Moxotó (embasamento do Paleoproterozoico e vestígios de rochas arqueanas e corpos graníticos do Neoproterozoico) e Rio Capibaribe (composto por duas sequências de rochas supracrustais Meso/Neoproterozoico que afloram em meio a um embasamento paleoproterozoico) (DELGADO et al., 2003; CASTRO, 2004).

4.2.6 Domínio Meridional (DM)

O Domínio Meridional coincide com a Subprovíncia Meridional (ou Externa) de Delgado et al. (2003), é limitado a norte pelo Lineamento Pernambuco, correspondendo à porção que margeia o Cráton São Francisco.

Encerra as faixas dobradas neoproterozoicas Rio Preto e Riacho do Pontal e Faixa Sergipana, inclui ainda os terrenos Pernambuco-Alagoas, que representa o principal elemento deste domínio e constitui-se de rochas de natureza granito-migmatítica, Paulistana-Monte Orebe, e Canindé-Marancó.

4.3 Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ)

Brito Neves et al. (2000), baseados em assinaturas crustais de Nd e diferenças de idades U-Pb, subdividiram a Província Borborema em cinco domínios: Domínio Médio Coreaú, Domínio Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio Transversal e Domínio Meridional. Arthaud (2007) mantém as divisões citadas anteriormente, entretanto, limita o Domínio Ceará Central a noroeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCS-PII) e a leste pela Zona de Cisalhamento Orós (ZCO), acrescentando o Domínio Orós-Jaguaribe, situado entre o Domínio Ceará Central e o Domínio Rio Grande do Norte, sendo limitado pela Zona de Cisalhamento Orós (ZCO) a oeste e pela Zona de Cisalhamento Porto Alegre (ZCPA) a leste.

Medeiros (2004) e Medeiros e Jardim de Sá (2009 apud DE MACÊDO FILHO e SOUZA, 2016) sugeriram uma nova subdivisão, em que o Domínio Rio Grande do Norte dá lugar a três Domínios: Domínio Orós-Jaguaribe (DOJ), Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS) e Domínio São José do Campestre (DJC), tal como exposto na Figura 7.

Este domínio, portanto, compreende a porção da Província Borborema situada entre as zonas de cisalhamento Porto Alegre (ZCPA) e Orós (ZCO), a sul, a região é delimitada pela Zona de Cisalhamento Farias Brito (ZCFB) (Fig. 8), para alguns autores este terreno se estende a oeste até a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu – ZCSP. Parente e Arthaud (1995) definem o Sistema Orós-Jaguaribe como a porção centro-sul da Província Borborema, constituindo uma feição sigmoidal com cerca de 500 km de extensão e largura variando entre 5 Km e 75 Km.

Parente e Arthaud (1995) apontam ainda que este terreno deve representar parte de uma unidade anteriormente muito mais extensa, como mostram as possíveis correlações na África, no Espinhaço/Chapada Diamantina e na Amazônia, sugeridas por Caby e Arthaud (1986), e Van Schmus et al. (1995). Sua distribuição majoritária se dá no Ceará, mas também ocorre nos Estados do Rio do Grande do Norte e Piauí.

Vaucher et al. (1995) explica que o domínio é delimitado por corredores deformacionais dúcteis brasileiros que integram o contexto ocidental dos sistemas de cisalhamento pertencentes à Província Borborema.

Parente e Arthaud (1995) descrevem que este domínio é composto, simplificadamente, por duas sequências metavulcanossedimentares (sequências Orós e Jaguaribe de Mendonça e Braga, 1987 e Grupo Orós-Jaguaribe de Jardim de Sá, 1992 e Cavalcante, 1999) paralelas entre si e separadas por porções mais antigas que compõem o

embasamento, submetido a metamorfismo tangencial em fácies anfibolito alto, essas sequências ocorrem associadas a ortognaisses de textura porfirítica e de natureza subalcalina ou alcalina.

Parente e Arthaud (1995) dividem o embasamento em dois blocos:

(i) *Jaguaretama*: apresenta direção N-S e se estende na porção noroeste do domínio, composto de maneira geral por anfibolitos tonalíticos e ortognaisses tonalitos a graníticos, geralmente bandados e parcialmente migmatizados, associados a metassedimentares, geralmente pelíticas, com biotita-granada-sillimanita além de quartzitos e calcissílicas.

(ii) *São Nicolau*: apresenta direção E-W e se estende na região sul do domínio, composto predominantemente por ortognaisses, as unidades metassedimentares são raras.

As sequências metavulcanosedimentares, representadas pelo Grupo Orós-Jaguaribe, constituem-se especialmente de metapelitos, em particular composto por xistos aluminosos com intercalações de quartzitos, metacarbonatos (calcíticos, dolomíticos e magnesianos), calcissilicáticas e quartzitos carbonosos, associadas aos metacálcarios ocorrem lentes de Magnesita, na região entre Pio IX (PI) e Orós (CE) (PARENTE; ARTHAUD, 1995).

A Faixa Orós (oeste) compõe-se, sobretudo, de metapelitos representados por xistos aluminosos com intercalações de quartzitos, mármore calcíticos, dolomíticos e magnesianos, além de calcissilicáticas e quartzitos carbonosos. Ocorre ainda uma associação de metavulcânicas, representadas em sua maioria por rochas félsicas, seguidas das vulcânicas e hipobissais máficas, variando a composição entre dacitos, riodacitos e riolitos com fenocristais de feldspato e quartzo, nos metariolitos as idades obtidas por Jardim de Sá (1991 apud PARENTE; ARTHAUD, 1995) pelos métodos Rb-Sr e U-Pb são de 1,8 Ga com assinatura geoquímica de produtos de origem crustal (PARENTE; ARTHAUD, 1995; CAVALCANTE, 1999).

Recortando a associação metavulcanocassedimentar da Faixa Orós ocorrem rochas metaplutônicas, representadas por distintas associações de ortognaisses, variando em ortognaisses facoidais ou porfiríticos, por vezes milonitizados, de composição granítica a granodiorítica, além de ortognaisses com hornblenda e/ou biotita e ortognaisses com biotita (PARENTE; ARTHAUD, 1995).

A Faixa Jaguaribe (leste), segundo Parente e Arthaud (1995), apresenta predominância da associação vulcano-plutônica em detrimento dos metassedimentos, estes representados por xistos, quartzitos associadas às lavas e tufos félsicos, além de carbonáticas menos abundantes. As metavulcânicas encontradas são lavas e piroclásticas ácidas de composição riolítica, comumente recortadas por metaplutônicas, representadas em geral por ortognaisses facoidais e também por diques de diorito.

Geralmente, os ortognaisses associados ocorrem como corpos alongados e estreitos e são representados pelas suítes Lima Campos e Serra do Deserto, constituindo-se de gnaisses graníticos a granodioríticos, por vezes *augen* gnaisses (CAVALCANTE, 1999; DELGADO et al., 2003). Os ortognaisses graníticos que cortam as sequências metavulcanossedimentares foram datados pelo método U-Pb em 1,70 Ga, indicando uma idade paleoproterozóica para início de sedimentação do Grupo Orós (PARENTE; ARTHAUD, 1995; CAVALCANTE, 1999).

Parente e Arthaud (1995) são responsáveis ainda por uma descrição importante acerca da deformação do Sistema Orós-Jaguaribe, os autores apontam um evento deformacional monocíclico para as faixas metavulcanossedimentares, em regime transcorrente dextral, em que se verificam zonas de cisalhamento com faixas de milonitos e ultramilonitos paralelas à foliação das faixas, e deformação mais intensa nas ortoderivadas em detrimento das metassedimentares. As faixas exibem, de maneira geral, foliação de alto ângulo, subvertical na porção N-S do sistema com menor presença de deformação dúctil, e superior a 45° com caimento para sul na porção E-W, com largas zonas de milonitos-ultramilonitos e domínios não deformados mais frequentes.

Já nos blocos do embasamento é visível uma foliação com mergulho médio inferior a 45°, e, particularmente no bloco São Nicolau, bandamento migmatítico, indicando uma deformação tangencial de caráter policíclico anterior à transcorrência verificada, sobretudo nas rochas metavulcanossedimentares do sistema (PARENTE; ARTHAUD, 1995)

Desta forma, o embasamento do domínio mostra uma evolução deformacional de caráter policíclico contrastante ao caráter monocíclico definido para as faixas, sendo que o metamorfismo no embasamento atingiu a fácies anfíbolito alto, com variado grau de migmatização, enquanto que para as faixas metassedimentares, o metamorfismo varia da fácies xisto verde a anfíbolito baixo, chegando localmente a fácies granulito (PARENTE; ARTHAUD, 1995).

Mendonça e Braga (1987), baseados no modo de ocorrência, associações litológicas e paragêneses metamórficas das sequências Orós e Jaguaribe comparam o Grupo Orós-Jaguaribe a sequências do tipo *greenstone belt*. Esses autores fazem uso de dados de campo, estudos petrográficos e químicos para propor tal hipótese.

Estes autores reconhecem nessas faixas uma assembleia com rochas típicas de derrames vulcânicos ultramáficos a félsicos associados a tufos, metacherts, formações ferríferas, metacarbonatos e sedimentos manganésíferos, grafitosos, psamíticos e pelíticos, metamorfisados na fácies xisto-verde a anfíbolito. Toda essa assembleia, ainda segundo

Mendonça e Braga (1987), é cortada por granitos sin a tardi-tectônicos constituindo-se dos ortognaisses facoidais presentes em toda a região.

Mendonça e Braga (1987) apontam que a Faixa Orós pode ser comparada ao cinturão *greenstone* de Crixás, enquanto a Faixa Jaguaribe assemelha-se ao *greenstone belt* do Rio Itapicuru. Estes autores também descrevem, nos derrames máficos e ultramáficos, características que lhes assemelham à série komatiítica, especialmente nos *trends* com dominância calcissilicática, que em alguns locais apresentam texturas semelhantes à *spnifex*, deixando claro que a região dessas faixas metavulcanossedimentares requer estudos de mais detalhe para maior compreensão de sua origem.

4.4 Bacias Eopaleozoicas da Província Borborema

Na Província da Borborema estão localizadas algumas bacias sedimentares paleozoicas, estabelecidas sobre os riftes de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi-Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato, que apresentam semelhanças estruturais, geométricas, e composicionais definidas durante seus processos de formação, essas bacias apresentam tem eixos orientados em NE-SW e E-W de acordo com as zonas de cisalhamento presentes na região, essas bacias tiveram sua evolução, formação e modificação tectônica condicionadas a zonas de cisalhamento muito longas (DELGADO et al., 2003; MACHADO, 2006).

Os riftes nos quais se estabeleceram estas bacias se formaram ao final do Ciclo Orogênico Brasileiro, devido a esforços transtensionais pós orogenéticos e foram preenchidos com sedimentos denudados do próprio orógeno, portanto, do tipo molássico, isto é, sedimentos que são caracteristicamente sequências clásticas imaturas, com conglomerados, arenitos e folhelhos, com passagens gradacionais de ambiente continental, associado ou não a magmatismo bimodal (ALMEIDA, 1969 apud MACHADO, 2006).

Teixeira (2004 apud MACHADO, 2006) aponta que estas sequências sedimentares têm idade cambro-ordoviciana e são pertencentes ao estágio de transição de Almeida (1969 apud MACHADO, 2006) além de equiparar a fase molássica à de colisão continental, ressaltando o aspecto temporal deste evento ligado ao fechamento de uma bacia oceânica e início da sedimentação em um conjunto de bacias menores geralmente demarcado por descontinuidades alongadas e paralelas à frente colisional, com embasamento instável, que ocorrem em regiões elevadas em relação ao nível do mar, ainda que sujeitas às ingressões marinhas episódicas.

Porém, nos metassedimentos da Faixa Orós, pertencentes à Bacia Cococi, se destacam grandes depósitos de quartzitos finos quase puros ou aluminosos, dentre outros litotipos mais diferenciados como xistos aluminosos descritos por Parente e Arthaud (1995). Como estes sedimentos apresentam notável grau de seleção elevado, se contrapondo aos molássicos clássicos, estes autores indicam que a faixa representa um ambiente continental estável, associado a intemperismo sob clima quente, úmido e também a condições pedogênicas avançadas responsáveis pelas sequências meta-psamo-pelítica da faixa. Contudo, este ambiente não favoreceria a presença dos sedimentos químicos que se alternam com os detríticos continentais amplamente distribuídos na faixa, mas sim uma bacia epi-plataformal subdividida em várias sub bacias como propõem, por fim, Parente e Arthaud (1995).

CAPÍTULO 5 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

5.1 Litoestratigrafia

Os litotipos presentes correspondem especialmente ao Complexo São Nicolau, que funciona como embasamento das rochas metavulcanossedimentares do Grupo Orós aflorantes na porção sudoeste da região.

5.1.1 Complexo São Nicolau – Unidade Pio IX (PPsnip)

O Complexo São Nicolau é uma das unidades que compõem o embasamento do Sistema Orós-Jaguaribe, distribui-se largamente em toda a área de estudo, especialmente na porção oeste da área de mapeamento (Anexo A). O Complexo São Nicolau é representado pela ocorrência de ortognaisses cinzentos variadamente migmatizados pertencentes à Unidade Pio IX de Veríssimo et al. (2014).

Esta unidade é composta predominantemente por ortognaisses constituindo-se basicamente de hornblenda biotita gnaisses bandados variadamente migmatizados de composição tonalítica a granodiorítica, que compõem o litotipo predominante da região. Os gnaisses apresentam coloração cinza com porções esbranquiçadas e mostram variado grau de intemperismo, ocorrendo expostos especialmente na forma de lajedos (Fig. 8 A).

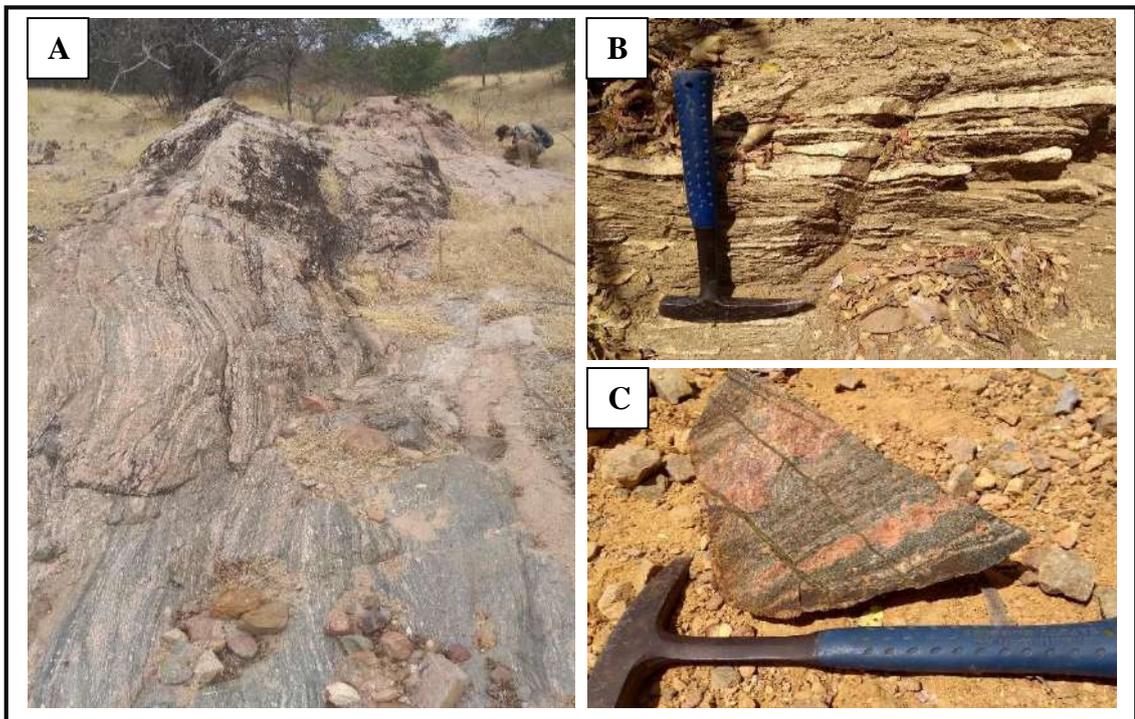
Estas rochas apresentam foliação e bandamento composicional marcantes, definidos pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas ou dioríticas e segregações ou níveis de biotita ou hornblenda (Fig. 8 B). A foliação é definida pela orientação dos minerais máficos que podem estar dispostos em níveis preferenciais bem delimitados. No entanto, frequentemente, estes ortognaisses têm sua estrutura metamórfica parcialmente (Fig. 8 C) ou completamente (Fig. 34) obliterada pelas alterações hidrotermais, gerando uma textura granítica.

O bandamento dos ortognaisses é predominantemente descontínuo e irregular, variando de milimétrico a centimétrico, de a granulação fina a grossa (Fig. 9 A e B), com textura variante entre equigranular, a porfirítica, predominantemente granoblástica

Sobre o plano de foliação são observadas porfiroclastos quartzo-feldspáticos que funcionam como indicadores cinemáticos e indicam movimento de E para W. São descritas também estruturas de contração representadas por dobras da foliação e estruturas de extensão

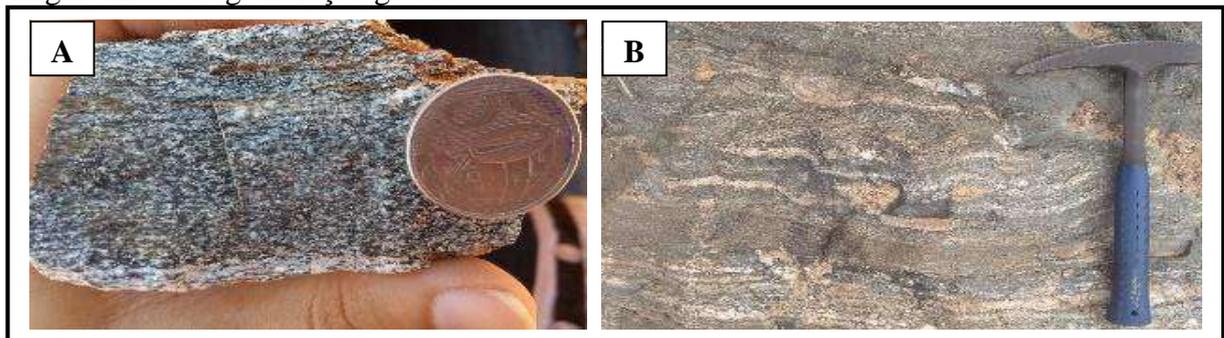
representadas especialmente por *boudins* (Fig. 10 A), outras feições de deformação como dobras parasitárias, intrafoliais e/ou pitigmáticas também ocorrem, associadas especialmente à migmatização. As dobras apresentam charneiras arredondadas, por vezes espessadas enquanto os flancos das dobras variam de disposição, ocorrendo dobras que variam de abertas a fechadas (Fig. 10 B e C).

Figura 8 – Ortognaisse do Complexo São Nicolau. **A:** Ortognaisse acinzentado em lajedo. **B:** Detalhe do bandamento composicional nos ortognaisses dado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas ricas em biotita e anfibólio (seção vertical). **C:** Ortognaisse alterado, textura metamórfica (bandamento/foliação) parcialmente obliterada por veios de K-feldspato, rocha apresenta porções semelhantes as de rochas graníticas.



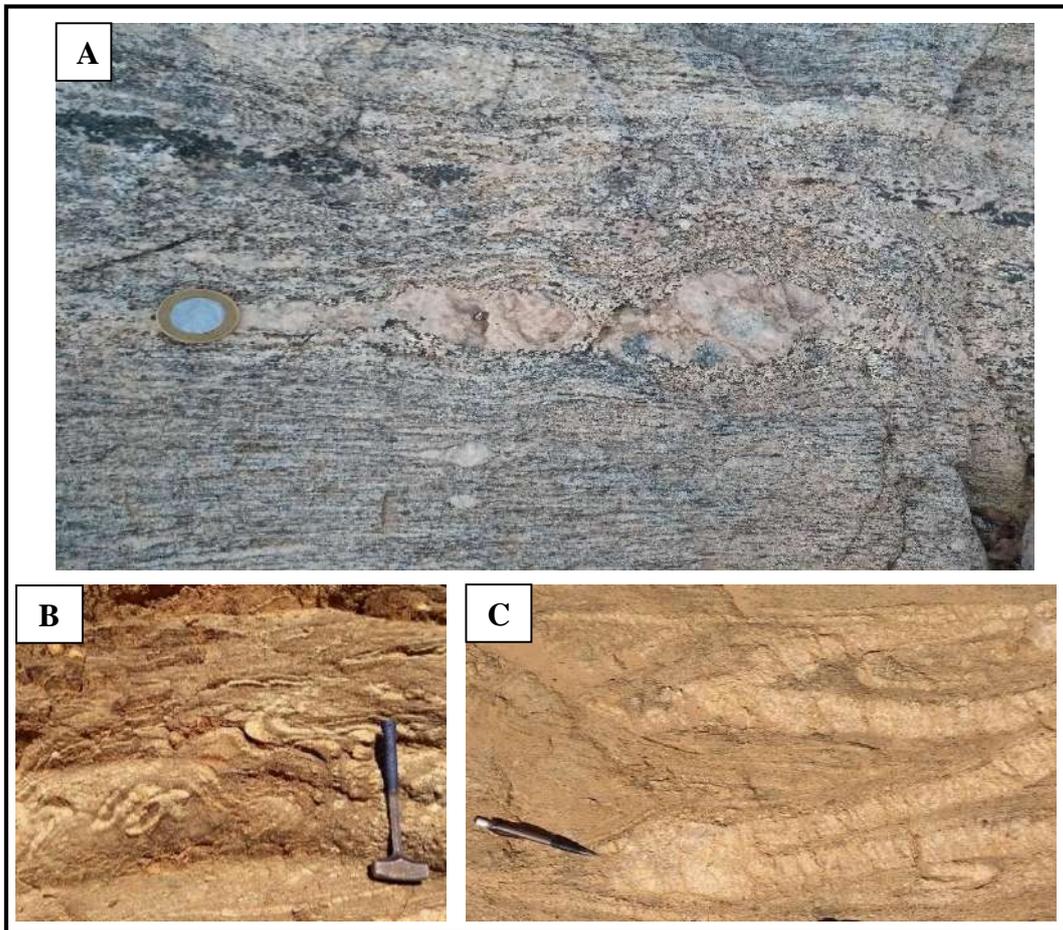
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 9 – Variações texturais dos ortognaisses comuns na região. **A:** Ortognaisse equigranular de granulação fina e bandamento/foliação incipiente. **B:** Ortognaisse migmatizado de granulação grossa.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 10 – Estruturas de deformação reconhecidas nos ortognaisses. **A:** Boudin em ortogneisse migmatizado (seção horizontal). **B:** Dobras intrafoliais em ortogneisse (seção horizontal). **C:** Dobras de charneiras espessadas (sessão horizontal).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Localmente podem ocorrer bandas, corpos irregulares, enclaves e/ou lentes de anfibolitos, que mostram coloração esverdeada a cinza com fenocristais ou bandas intrafoliais de K-feldspato (Fig. 11).

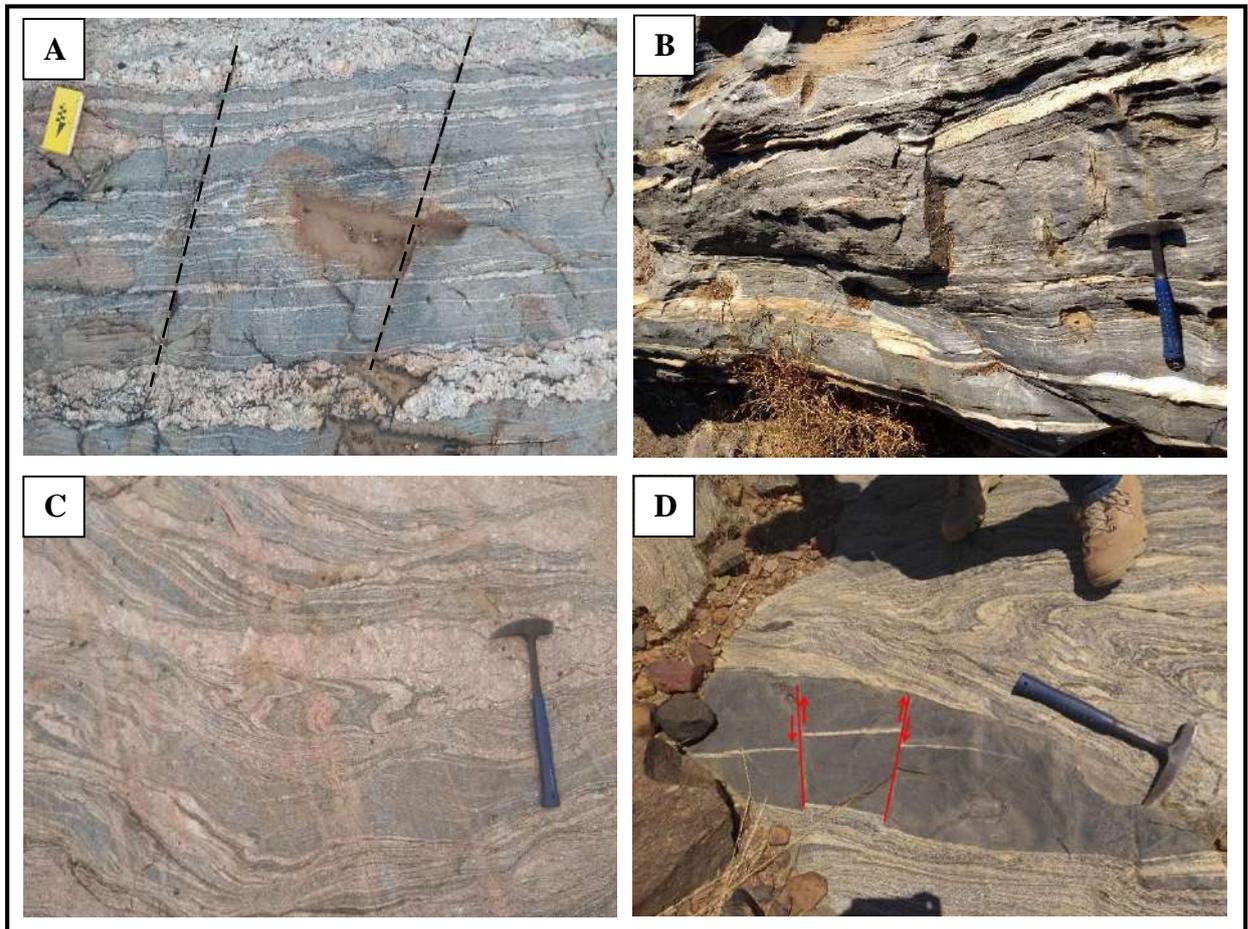
Figura 11 – Lente de anfibolito em ortogneisse com bandas intrafoliais de K-feldspato.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Frequentemente os ortogneisses apresentam-se migmatizados, neste caso ocorrem com coloração que varia de cinza a cinza escuro, localmente avermelhada, com bandamento predominantemente centimétrico (Fig. 12 A). A estrutura varia de estromática (Fig. 12 B) a flebítica (Fig. 12 C), sendo encontradas na forma de extensos lajedos, em algumas porções, podem ser reconhecidas estruturas do tipo *schollen* (Fig. 12 D).

Figura 12 – Variáveis estruturas do ortogneisse migmatizado, com coloração indo de cinza à avermelhada. **A:** Ortogneisse cinza migmatizado e fraturado de estrutura estromática, granulação grossa e bandamento centimétrico. **B:** Ortogneisse cinza escuro migmatizado de estrutura estromática, neossoma composto de bandas quartzo-feldspáticas centimétricas. **C:** Ortogneisse avermelhado migmatizado, de estrutura flebítica. **D:** Ortogneisse com estrutura *schollen*.



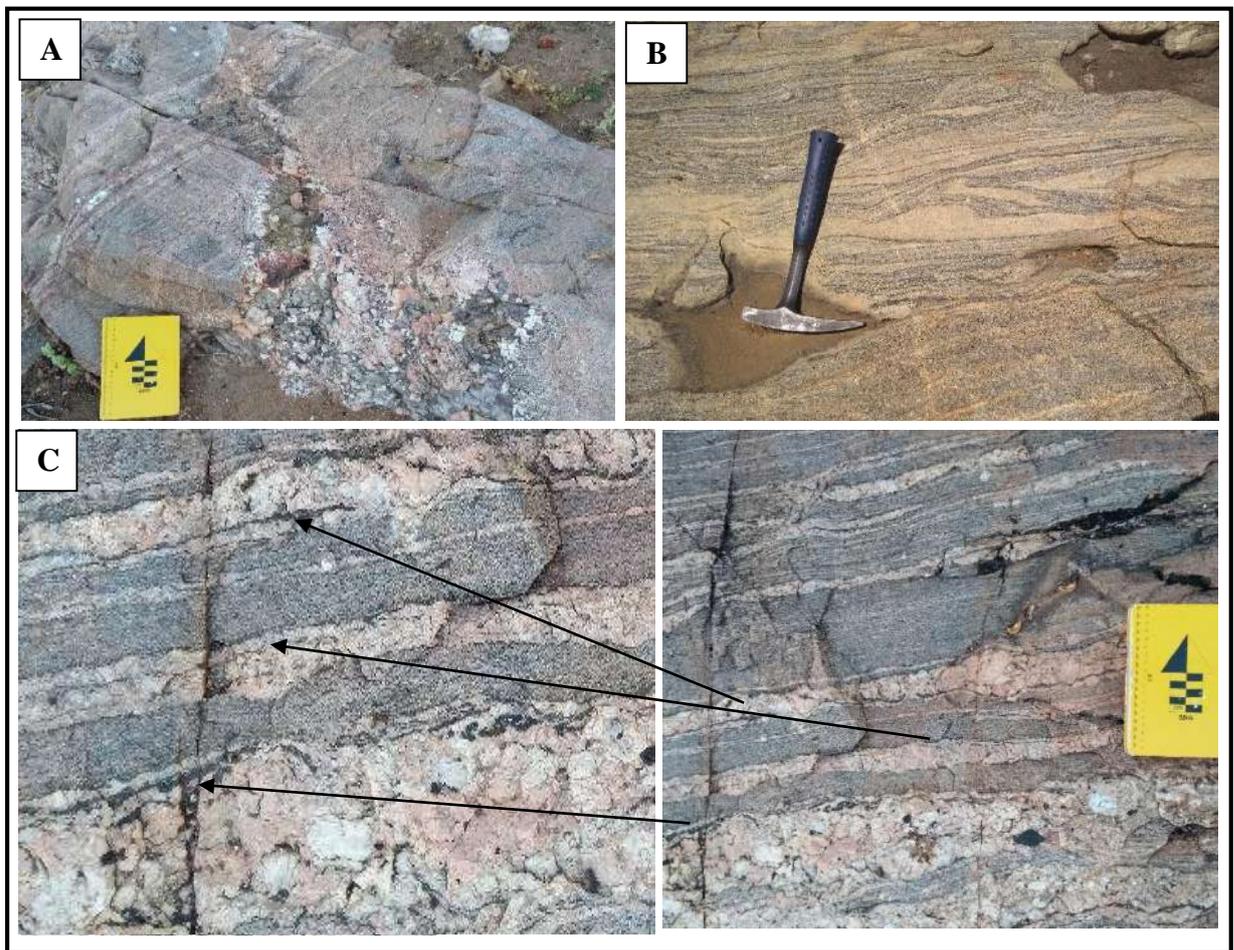
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Quando migmatizados ocorrem com granulação de média a grossa sendo comumente cortados por veios de quartzo ou diques pegmatíticos (Fig. 13 A). Macroscopicamente, os ortogneisses apresentam mineralogia formada pela associação de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo compondo o leucossoma, e biotita e anfibólios, com

menores quantidades de quartzo e plagioclásio, no melanossoma, por vezes podem apresentar segregações de anfibólios ou biotita em meio à foliação (Fig. 13 B).

Quando ocorrem com estrutura estromática, os migmatitos mostram leucossoma especialmente na forma de diques quartzo-feldspáticos que são manteados por franjas de minerais máficos (Fig. 13 C).

Figura 13 – Feições gerais dos migmatitos na região. **A:** Ortognaisse migmatizado de granulação grossa cortado por dique pegmatítico. **B:** Leucossoma composto por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, paleossoma é constituído especialmente por anfibólios e biotita. **C:** Ortognaisse migmatizados de estrutura estromática cujo leucossoma é representado por diques quartzo-feldspáticos manteados por franjas de minerais máficos (biotita e anfibólios).

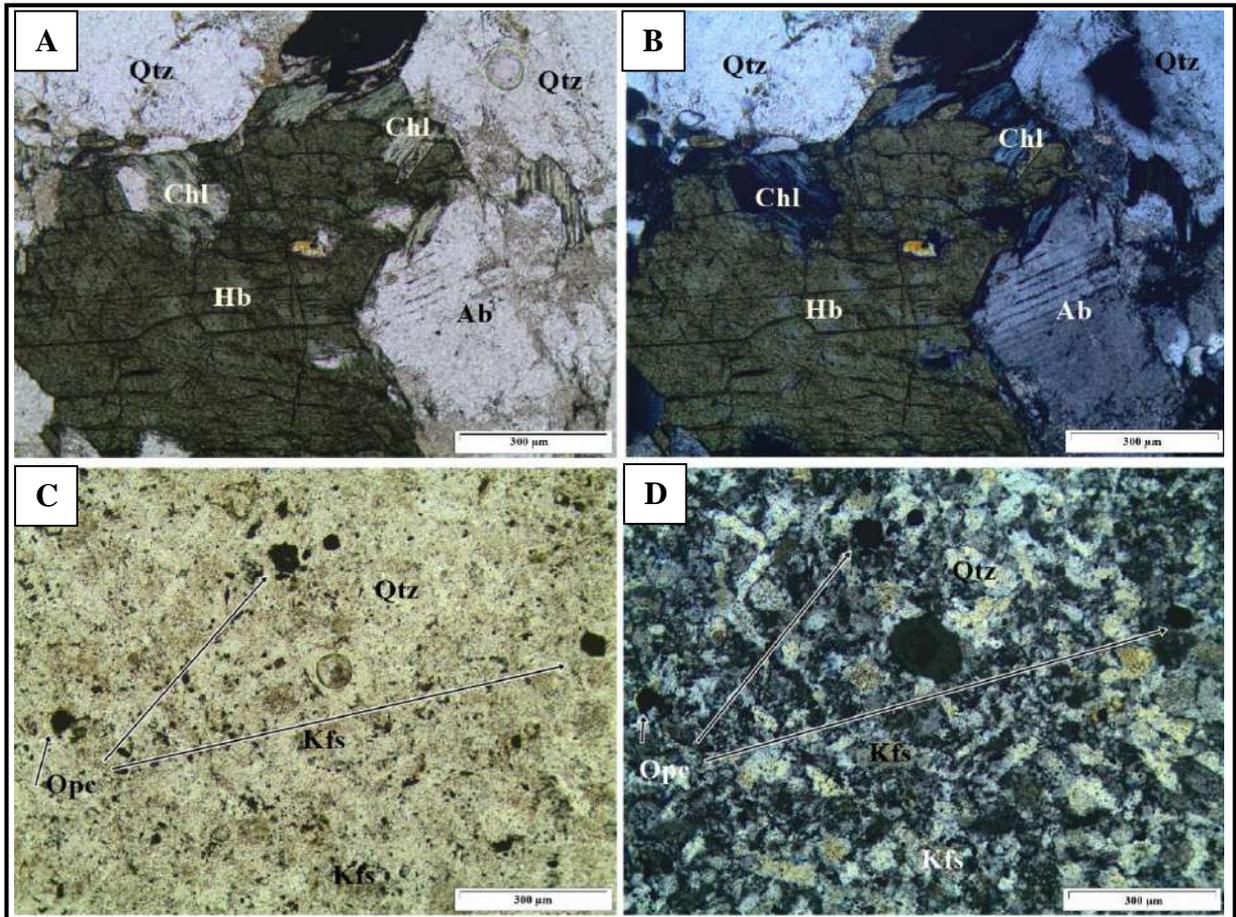


Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Ao microscópio petrográfico, os ortognaises da Unidade Pio IX compõem-se de hornblenda biotita gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica com textura variando de granoblástica a granonematoblástica, esses litotipos podem ocorrer com variada granulação,

que varia de grossa (Fig. 14 A e B) a fina (Fig. 14 C e D), podendo ocorrer com textura equigranular (Fig. 14 C e D) até porfirítica (Fig. 14 A e B).

Figura 14 – Características petrográficas dos ortognaisses da Unidade Pio IX. **A:** Ortognaisse de composição granodiorítica de textura granoblástica e composição granodiorítica com granulação grossa (nicois paralelos). **B:** Ortognaisse de composição granodiorítica (nicois cruzados). **C:** Ortognaisse de composição tonalítica apresenta textura granoblástica e granulação fina (nicois paralelos). **D:** Ortognaisse de composição tonalítica (nicois cruzados).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Mineralogicamente, os ortognaisses da Unidade Pio IX são compostos essencialmente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio (especialmente na variedade albite), hornblenda e biotita. Entretanto, a proporção destes minerais pode variar, de modo que ortognaisses de diferentes composições são reconhecidos, além disso, a paragénese de minerais acessórios também varia, sendo identificados a titanita, o zircão, minerais opacos e a apatita como os principais minerais acessórios (Fig. 15). Textura mirmequítica também pode ocorrer (Fig. 15 A). Minerais ocorre preferencialmente em grãos anedrais ou arredondados.

Nos ortognaisses as bandas leucocráticas mostram composições que variam de granodioríticas a tonalíticas, enquanto as bandas melanocráticas compõe-se especialmente de biotitas e anfibólios, com ocorrência de hornblendas especialmente.

Ao microscópio petrográfico, a banda leucocrática dessas rochas apresenta granulação de grossa a fina e textura granoblástica inequigranular principalmente. Os cristais que compõem essas bandas são especialmente anedrais com tamanhos que variam de 0,2 a 1,5 mm.

O quartzo ocorre comumente na forma de cristais anedrais com tamanhos que variam de 0,5 a 1,8 mm em contato especialmente com plagioclásio e K-feldspato. Frequentemente ocorre com nítida deformação, evidenciada pelos contornos irregulares de seus cristais, extinção ondulante e estiramento mineral. Nas zonas mais deformadas, apresenta-se com intensa cominuição.

Os cristais de plagioclásio ocorrem predominantemente com formas anedrais a subeudrais com tamanho que varia, em média, de 0,2 a 1,5 mm e mostram geminações polissintéticas (Lei da Albita). Ocorre em contato especialmente com o quartzo, o K-feldspato e a hornblenda. Podem ocorrer intensamente alterados, mostrando colorações amarronzadas, nas zonas mais deformadas, pode apresentar cominuição.

O feldspato potássico mostra-se predominantemente em formas anedrais a subeudrais em cristais com tamanho que varia de 0,4 a 2 mm, comumente não apresentam geminação. Ocorrem em contato especialmente com o quartzo, o plagioclásio e a biotita e, por vezes, mostram-se intensamente alterados, exibindo colorações amarronzadas, intensa cominuição e alteração para sericita.

As bandas melanocráticas mostram-se com textura nematolepidoblástica, conferindo uma textura geral granonematoblástica a essas rochas, essas bandas compõem-se de anfibólios, representados especialmente pela hornblenda e biotita, secundariamente, clorita pode ocorrer, especialmente como produto de alteração, os cristais são anedrias e apresentam tamanho que varia de 0,3 a 1,2 mm em média.

Os anfibólios são representados especialmente pela hornblenda, ocorrem como cristais tipicamente subeudrais com tamanhos variando de 0,5 a 2 mm. Exibem coloração esverdeada e leve pleocroísmo, com boa clivagem, normalmente, ocorrem em contato especialmente com a biotita, minerais opacos e a titanita.

A biotita é encontrada em formas anedrais especialmente. Com hábito lamelar, seus cristais apresentam tamanho que varia de 0,1 a 1 mm na coloração esverdeada. Ocorrem em

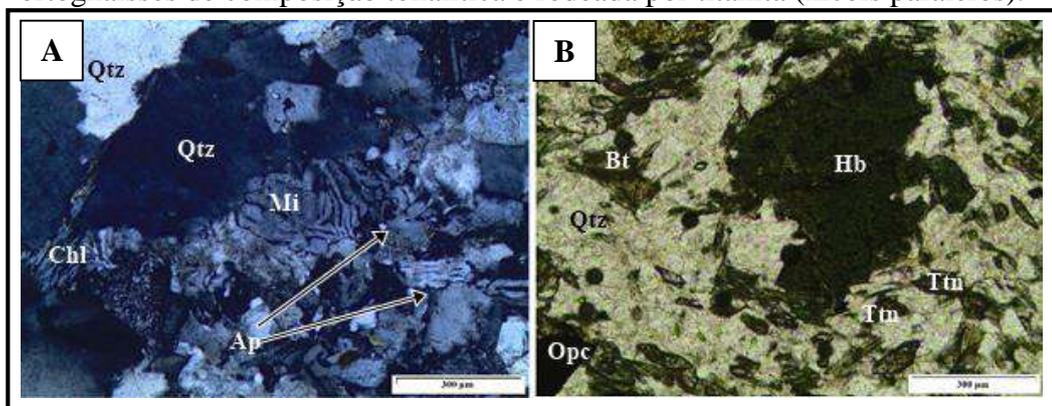
contato especialmente com anfibólio e K-feldspato, sendo comumente, produto de alteração da hornblenda.

A clorita ocorre na sua variedade ferrosa, de coloração esverdeada, ocorre em contato especialmente com biotita e hornblenda, sendo produto de alteração destes minerais.

Zircão e apatita ocorrem especialmente em formas anedrais a arredondadas, em contato especialmente com quartzo, plagioclásio e K-feldspato. A apatita é mais comum na forma de inclusão nos cristais de quartzo. Minerais opacos também ocorrem em formas especialmente arredonadadas, ou na forma lamelar ao longo das clivagens de biotita e clorita, enquanto a titanita ocorre em formas subeudrais a eudrais, em contato especialmente com a hornblenda e a biotita.

As mirmequitas (Fig. 15 A) são texturas de intercrescimento entre quartzo e plagioclásio comumente reconhecidas em rochas plutônicas e gnaissicas. De modo geral, a textura mirmequítica é comum ao longo dos contatos entre plagioclásio e K-feldspato. Existem várias teorias acerca da formação de mirmequitas, sendo aqui consideradas: (1) substituição de plagioclásio por meio de um fluido rico em K e Si, nesse caso, há cristalização de SiO₂ ao longo do plagioclásio, desse modo, a mirmequita ocorreria como resposta à K-feldspatização de plagioclásio; (2) substituição parcial de K-feldspato por plagioclásio sódico, de modo que a sílica sobressalente seja cristalizada como quartzo vermicular ao longo do plagioclásio neoformado (RONG; WANG, 2016).

Figura 15 – Características mineralógicas e texturais dos ortognaisses da Unidade Pio IX. **A:** Apatita ocorre como mineral acessório em ortognaisse de composição granodiorítica com textura mirmequítica (nicois cruzados). **B:** Hornblenda em ortognaisses de composição tonalítica é rodeada por titanita (nicois paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

As paragêneses minerais, texturas e estruturas encontradas indicam condições metamórficas da fácies anfibolito superior marcada por anatexia e formação de migmatitos.

Frequentemente, os ortognaisses ocorrem extremamente alterados, mostrando feições de silicificação ou hematitização, além de albitização, K-feldspatização e epidotização evidenciando que o evento de formação das brechas teve estas rochas como hospedeiras.

5.1.2 Grupo Orós

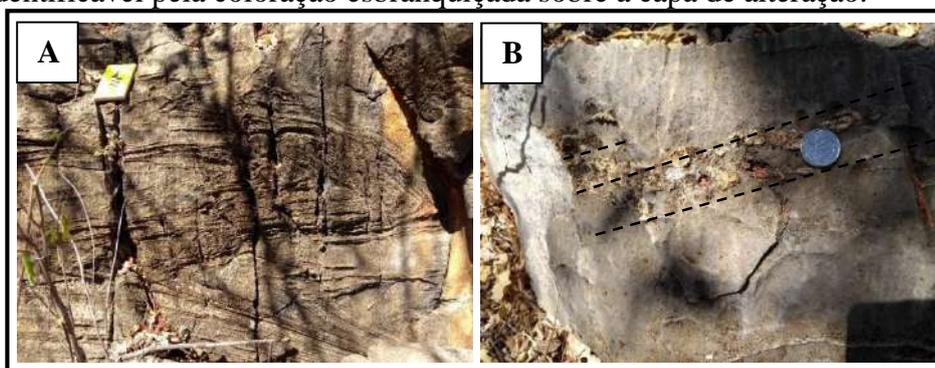
É formado por uma sequência metavulcanossedimentar, na área de estudo as associações litológicas pertencentes a esse grupo estão localizadas na porção sudeste e sudoeste da área de mapeamento e são representadas pelas rochas metavulcânicas e xistos da Formação Santarém de Cavalcante (1999) e Veríssimo et al. (2014) e pelos mármores e calcissilicáticas da Formação Quixaba, definida por Veríssimo et al. (2014).

5.1.2.1 Formação Quixaba - PP4oqx

A Formação Quixaba é representada especialmente por mármores e, em menor quantidade, rochas calcissilicáticas, ambos expostos na forma de lajedos e grandes blocos com até dezenas de metros na porção sudeste da área.

Os mármores encontrados na região apresentam coloração branca, localmente ocorrem intemperizados superficialmente, o que pode lhes atribuir coloração amarronzada devido a uma capa de alteração (Fig. 16 A). São, em geral, mármores calcícticos com textura média granular, com wollastonita como mineral acessório, especialmente quando ocorre junto às calcissilicáticas da região (Fig. 16 B).

Figura 16 – Mármores do Grupo Orós. **A:** Mármore intemperizado está fortemente dobrado, com eixo de dobra mergulhando para sudeste. **B:** Porção silicificada em mármore, com wollastonita (indicada por linhas tracejadas) identificável pela coloração esbranquiçada sobre a capa de alteração.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

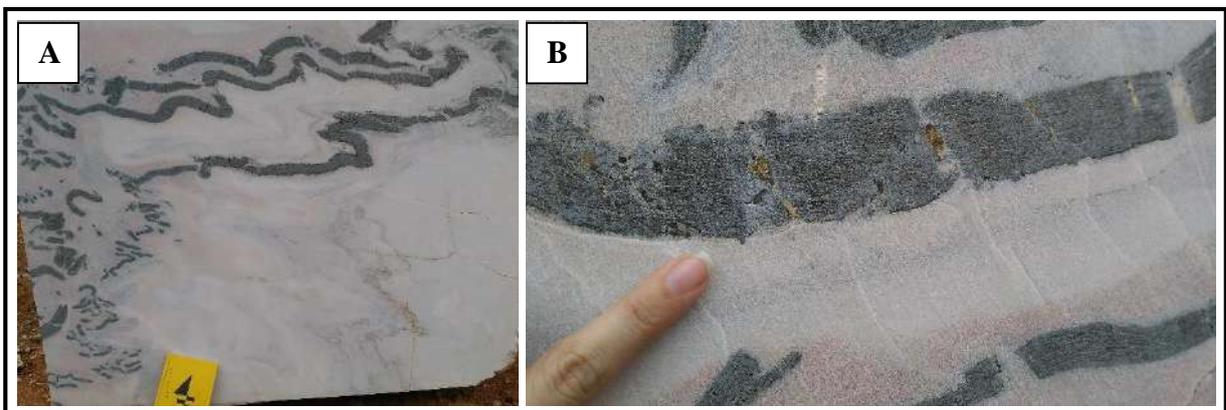
Os mármore são intrudidos por diques de metavulcânicas básicas indicadas como metatraquiandesitos por Veríssimo et. al. (2014), que por sua vez encontram-se deformados e podem conter calcopirita e/ou pirita dispostas especialmente ao longo de fraturas que recortam estes diques. Manchas avermelhadas bordejam os diques e são interpretados como alteração por Fe oriundo das metavulcânicas. (Fig. 17 A e B).

Por vezes mostram acamamento bem desenvolvido com mergulho sub-horizontal para sudeste. Localmente os mármore são acompanhados de níveis silicificados delgados e paralelos ao acamamento. Podem exibir ainda dobramento, apresentando dobras fechadas com eixos mergulhando também para sudeste (Fig. 16 A).

As calcissilicáticas encontram-se intensamente intemperizadas, e apresentam coloração esverdeada (Fig. 18). Mostram bandamento composicional centimétrico, dado pela alternância de bandas de coloração verde escura, compostas por epidoto, diopsídio e actinolita-tremolita, e bandas de coloração mais clara, esbranquiçada, compostas por plagioclásio e quartzo, do mesmo modo, vênulas de hematita especular de origem hidrotermal podem ocorrer acompanhando a foliação geral dessas rochas (Fig. 18). As rochas calcissilicáticas da região encontram-se deformadas e são submetidas a uma novo evento de alteração hidrotermal responsável por nova formação de hematita, admitindo-se, portanto, duas gerações de hematita.

As rochas desta unidade são notavelmente marcadas pelo metamorfismo e deformação ocorridos em fácies xisto verde.

Figura 17 – **A:** Diques de metavulcânicas máficas intrudem mármore. **B:** Calcopirita preenche fraturas que recortam diques e mármore, manchas avermelhadas (alteração oriunda do ferro das metavulcânicas) bordejam os diques.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 18 – Rocha calcissilicática esverdeada é formada pela alternância de bandas verdes escuras compostas por epidoto, diopsídio e actinolita-tremolita e bandas mais esbranquiçadas constituídas por quartzo e plagioclásio é cortada por veio de hematita especular.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.1.2.2 Formação Santarém - PP4os

Compreende uma associação metavulcanossedimentar aflorante na porção leste da área de estudo. Entre as rochas metassedimentares são reconhecidos biotita xistos, enquanto as rochas metavulcânicas ocorrem em associação bimodal, com a presença de rochas de natureza ácida e básica.

5.1.2.2.1 Rochas Metavulcânicas

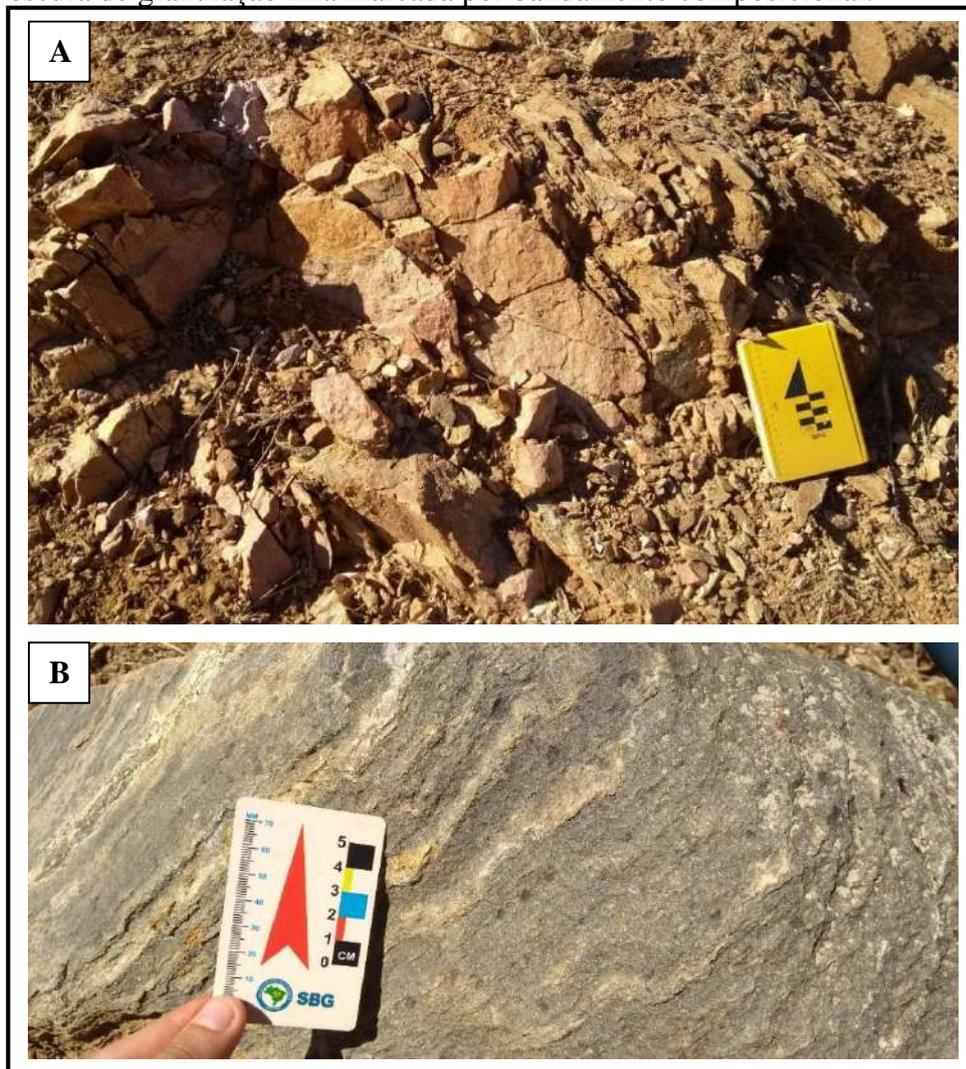
Compreendem rochas metavulcânicas ácidas e básicas incluindo metabasaltos, metariolitos e metatufos que, junto aos mármore da região de Quixaba, representam os litotipos do Grupo Orós mais comuns na área ocorrendo expostos na forma de lajedos e cortes de estrada. Ocorrem numa associação tipicamente bimodal variando entre rochas de natureza ácida a básica, típica de ambientes extensionais.

Os metariolitos são rochas leucocráticas de coloração rosada e granulação fina a média, com textura que varia de afanítica e maciça a fanerítica, podem apresentar fenocristais

de quartzo ou K-feldspato, algumas porções desta rocha são extremamente ricas em álcali-feldspatos, com quantidades de quartzo inexpressivas (Fig. 19 A).

Os metabasaltos são encontrados comumente junto aos metariolitos, essas rochas possuem coloração cinza escura, cuja textura é predominantemente afanítica, mineralogicamente é possível distinguir quartzo e plagioclásio presentes em bandas claras ou pequenos cristais de biotita em bandas de cor escura (Fig. 19 B).

Figura 19 – Rochas metavulcânicas pertencentes ao Grupo Orós. **A:** Metariolitos rosados de granulação fina. **B:** Metabasalto de coloração cinza escura de granulação fina marcada por bandamento composicional.

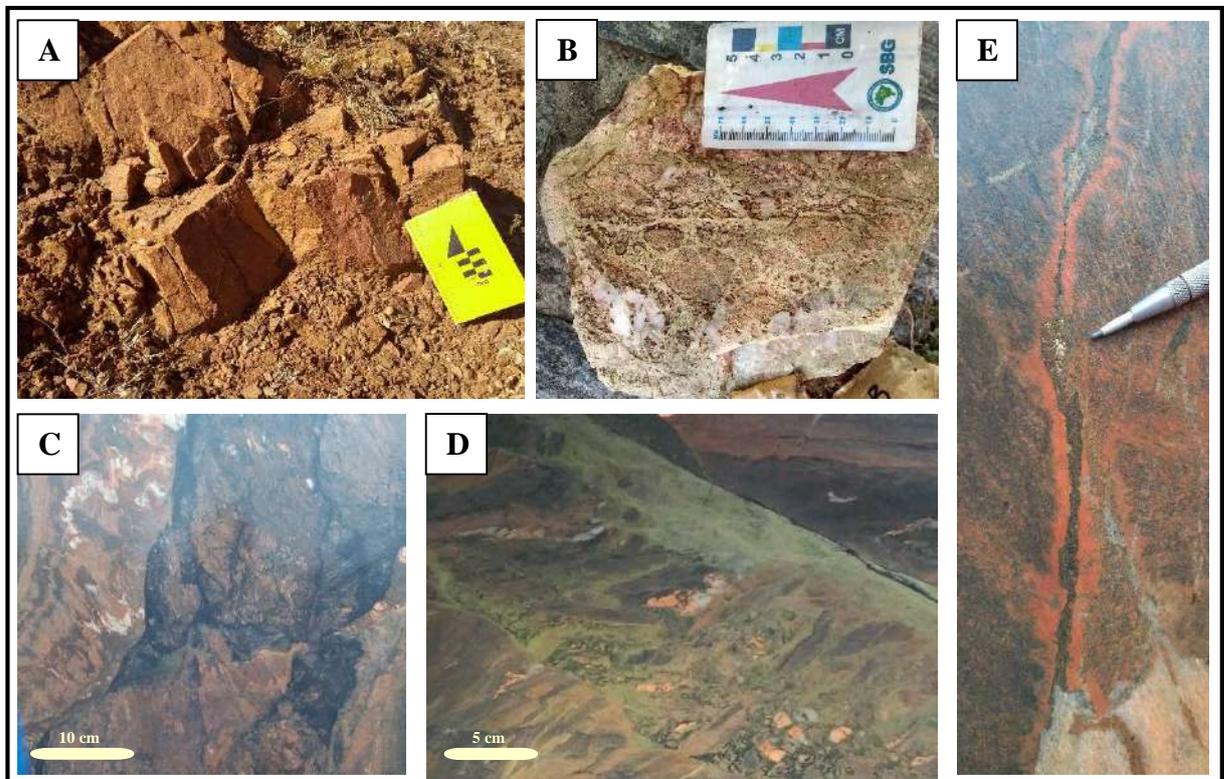


Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

As rochas metavulcânicas ocorrem cortadas por diques graníticos ou pegmatíticos de coloração rosada mostrando textura granofírica e são por vezes afetadas por diferentes fases de alteração hidrotermal. As alterações hidrotermais, quando intensas, são capazes de modificar

texturalmente estas rochas, que adquirem coloração avermelhada ou esverdeada em decorrência da albitização e/ou K-feldspatização ou epidotização, respectivamente, além disso, essa associação é encontrada fraturada e brechada, sendo recortada por veios ou fraturas preenchidas por hematita e/ou quartzo, por vezes com sulfetos, dobramento dessas rochas também é descrito (Fig. 20).

Figura 20 – Alterações hidrotermais sobre rochas vulcânicas. **A:** Metariolito avermelhado, afetado por albitização. **B:** Brecha epidotítica desenvolvida sobre rocha vulcânica. **C:** Brecha hidrotermal desenvolvida sobre rocha metavulcânica, veios de quartzo e hematita recortam rocha avermelhada e/ou esverdeada formando textura *stockwork*. **D:** Veios de epidoto recortam rocha metavulcânica, K-feldspatização intensa também ocorre. **E:** Fraturas preenchidas por sulfetos (calcopirita), K-feldspatização intensa nas bordas das fraturas são também descritas.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.1.2.2.2 Rochas Metassedimentares

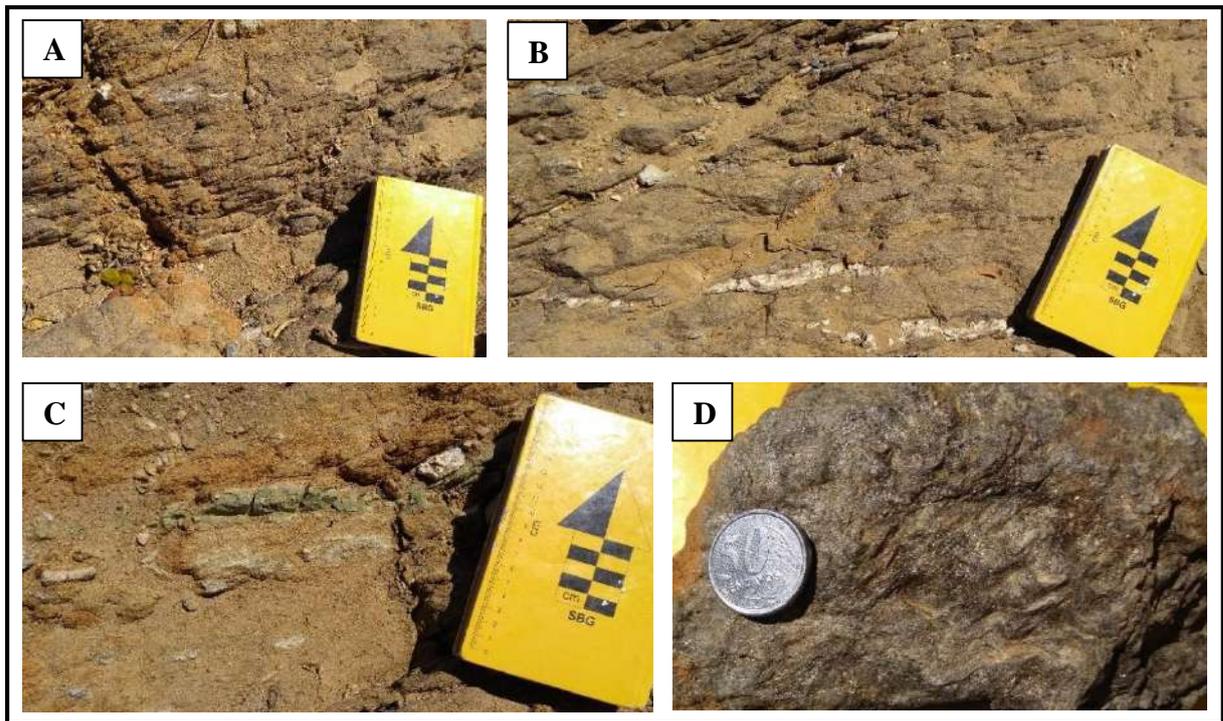
São representadas especialmente por biotita-xistos expostos sob a forma de lajedos na porção leste da área.

Os xistos apresentam coloração do marrom ao cinza e mostram foliação penetrativa, mineralogicamente são especialmente ricos em biotita, podendo conter níveis de quartzo, localmente podem ocorrer variedades mais ricas em muscovita. Apresentam granulação que

varia de fina a média e é marcada por deformação e metamorfismo na fácies xisto-verde, sem a ocorrência de granada (Fig. 21).

Os planos de xistosidade encontram-se por vezes alterados e deformados, podem ocorrer níveis ricos em epidoto, crenulação é uma estrutura comumente descrita (Fig. 21 D).

Figura 21 – Xistos do Grupo Orós. **A:** Xisto acinzentado mostrando planos de xistosidade evidentes. **B:** Veios intrafoliares de quartzo em meio a xisto cinza-amarronzado. **C:** Veio de epidoto recortando xisto. **D:** Xisto com planos de xistosidade crenulados.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.1.3 Magmatitos Neoproterozoicos

Este grupo ocorre a área de estudo representado por duas unidades: lentes de dioritos e/ou quartzo-dioritos em meio aos ortognaisses do Complexo São Nicolau, pertencentes à unidade do Granitoide Arara; e pelos diques graníticos deformados pertencentes à unidade Granitoide Riacho do Puiú.

5.1.3.1 Granitoide Arara – NP3γ1a

Esta unidade ocorre na área de estudo sendo representada por corpos de quartzo-dioritos. Estas rochas encontram-se parcialmente migmatizadas e apresentam coloração que vai

de branca a cinza escuro, podendo localmente mostrar porções esverdeadas devido a uma epidotização (Fig. 22).

Figura 22 – Quartzo-diorito parcialmente migmatizado de granulação grossa **A**: Rocha de coloração branca a cinza. **B**: Porções esverdeadas na rocha, devidas a uma epidotização pervasiva.

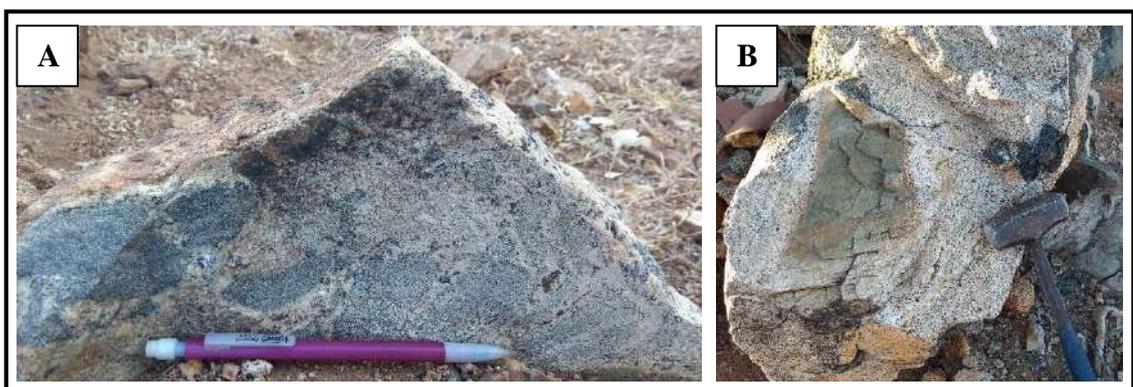


Fonte: elaborada pelos autores (2018).

Estas rochas são inequigranulares, de granulação média a grossa, com cristais exibindo tamanhos de milimétricos a centimétricos (Fig. 22). Mostram enclaves de rochas básicas centimétricos a decimétricos (20 a 30 cm) de formato anguloso, granulação fina e de coloração cinza a esverdeada, com aparente epidotização (Fig. 23 A e B).

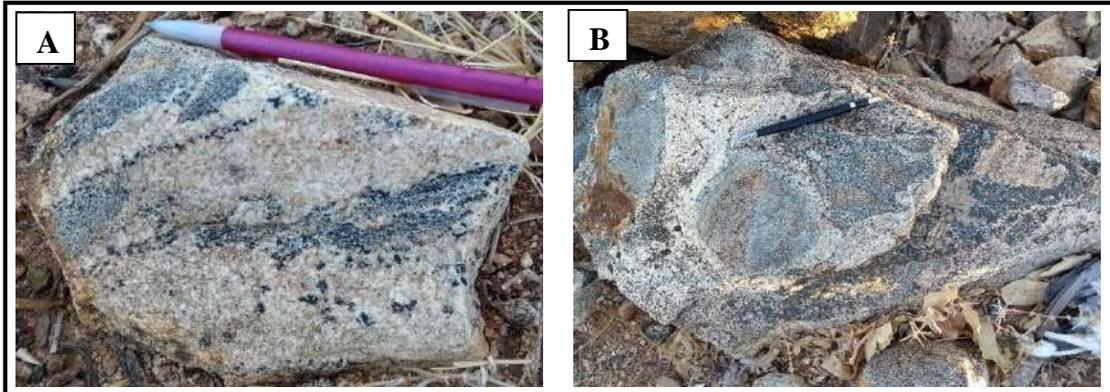
Esta unidade não apresenta deformação além da fusão (migmatização), a qual foi responsável pela geração de segregações de minerais máficos (anfíbólio e biotita) e de remobilizados ricos em quartzo (composição tonalítica/trondhjemítica) (Fig. 24 A). São descritas ainda porções acinzentadas na rocha, que representam porções que não foram fundidas (paleossoma), de tamanhos centimétricos e feições subarredondadas (Fig. 24 B).

Figura 23 – Enclaves de rochas básicas em quartzo-diorito. **A**: Enclaves angulosos centimétricos de granulação fina. **B**: Enclave anguloso de granulação fina epidotizado.



Fonte: Elaborado pelos autores (2018).

Figura 24 – Quartzo-diorito migmatizado. **A:** Fusão gerou segregações de anfibólio e biotita e remobilizados ricos em quartzo e feldspatos (composição trondhjemítica). **B:** Porção paleossomática (não fundida).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.1.3.2 Granitoide Riacho do Puiú – NP3γ2rp

Esta unidade é representada por diques de sienogranitos deformados aflorantes na porção norte da área de estudo. Esta rocha apresenta granulação fina equigranular e coloração de cinza à rosada (Fig. 25). Composta predominantemente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e anfibólio. Rocha apresenta orientação de cristais incipiente e está levemente deformada.

Figura 25 – Dique granítico deformado, rocha possui granulação fina e é composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e anfibólio.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.2 Geologia Estrutural

A área de mapeamento está inserida no contexto da Faixa Móvel Orós, portanto, as principais estruturas estão associadas aos regimes de transcorrência e deformação dessa faixa, associados ao final do Ciclo Brasileiro, iniciados durante o Neoproterozóico.

A evolução estrutural da área é interpretada pela expressão de uma deformação de caráter policíclico inicialmente compressiva e posteriormente distensiva, que gerou estruturas dúcteis e rúpteis, respectivamente. Tal deformação é resultado do funcionamento das Zona de Cisalhamento Aiuaba, a norte, e da Zona de Cisalhamento Jordão, a sul, como já observado por Maas (2003).

A principal estrutura associada ao evento de deformação dúctil (Dn) é uma megadobra de arrasto de extensão quilométrica com eixo subvertical (Fig. 26). Em menor escala, está presente nas rochas pertencentes ao Complexo São Nicolau e ao Grupo Orós na forma de foliações, *boudins* e dobramentos em menor escala.

As estruturas relacionadas à deformação rúptil (Dn+1) são notadas regionalmente através do desenvolvimento da bacia molássica de Carnaubinha, localizada a oeste da área, relacionada à esforços distensivos eopaleozóicos. Outras estruturas rúpteis de escala regional ocorrem associadas ao embasamento, com destaque para duas falhas que estão diretamente associadas ao hidrotermalismo e responsáveis pela formação das brechas, permitindo o fraturamento e controlando a orientação dos corpos brechados e das zonas de alteração hidrotermal.

As brechas hidrotermais e alterações hidrotermais de Jardim (Item. 5.3) apresentam disposição ao longo de uma falha de orientação NW-SE (Fig. 26). Esta falha apresenta rejeito quilométrico aparente dextral. Uma grande zona de silicificação, marcada pela ocorrência de brechas silicosas ocorre ao longo da falha na região de Jardim e é bem marcada pela sua expressão topográfica (Fig. 27).

O principal corpo de brecha hematítica da região de Coroatá tem direção aproximada de 20°NE, interpretado como uma falha indiscriminada localizada na região de Jardim (Fig. 26).

A injeção de diques graníticos, pegmatíticos e básicos também ocorrem como resultado dessa fase deformacional.

Figura 26 – Arcabouço estrutural da região de Pio IX, área é caracterizada por megadobra de arrasto formada pelo movimento das zonas de cisalhamento Aiuaba e Jordão e pela presença de falha transcorrente sinistral de rejeito quilométrico e falha indiferenciada menor.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 27 – Morrote Jardim, principal alto topográfico da área de Jardim, constitui principal região de ocorrência de brecha silicosa.



Fonte: Elaborado pelos autores (2018).

5.2.1 Deformação em Regime Dúctil (Estruturas Evento Dn)

A deformação dúctil é fortemente expressa nas rochas pertencentes ao Grupo Orós na forma de foliações penetrativas (por vezes miloníticas – Fig. 28). Essa deformação é bem marcada nessas unidades litológicas, que mostram *strike* com direção preferencial NNW-SSE (Fig. 29).

Os ortognaisses do Complexo São Nicolau exibem foliação marcante caracterizada pelo bandamento metamórfico, a foliação destas rochas é subvertical, e o sentido de mergulho varia entre as áreas de Jardim e Coroatá em virtude da associação com diferentes estruturas de caráter regional. Em Jardim a foliação dos ortognaisses mergulha ora para norte e sul, demarcando a associação da litologia com a mega dobra, ora para oeste (Fig. 30 A) – nas duas ocasiões, as foliações estão em geral perpendiculares à orientação da falha NW-SE, ressaltando o caráter rúptil da mesma. Já em Coroatá, as foliações mergulham em geral para leste ou oeste, associando-se, portanto, unicamente a um flanco da mega dobra (Fig. 30 B). É importante ressaltar que nas duas áreas a direção geral das foliações não muda nas proximidades das falhas transcorrentes que controlam os corpos de brechas e alterações hidrotermais associadas.

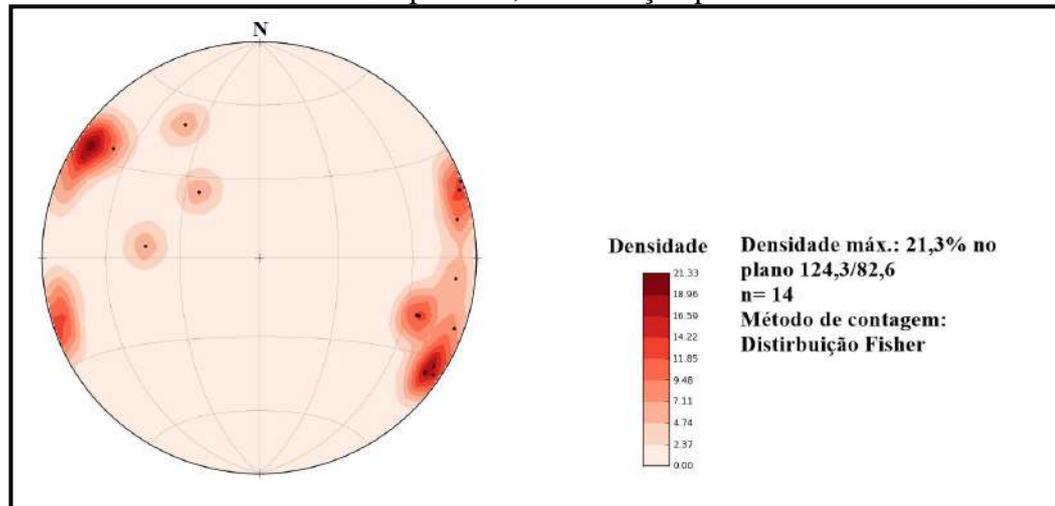
As rochas metassedimentares das formações Quixaba e Santarém, exibem foliação S_0 que corresponde aos planos de sedimentação preservados durante a evolução geológica do Grupo Orós. Na área de mapeamento, os biotita-xistos apresentam mergulhos de alto ângulo e são marcados por planos de xistosidade com mergulhos que variam de 65° a 90° no sentido NW, enquanto os mármore apresentam mergulhos que variam de baixo a alto ângulo (34° a 73°) na direção SE.

Figura 28 – Ortognaisse do Complexo São Nicolau milonitizado (seção horizontal).



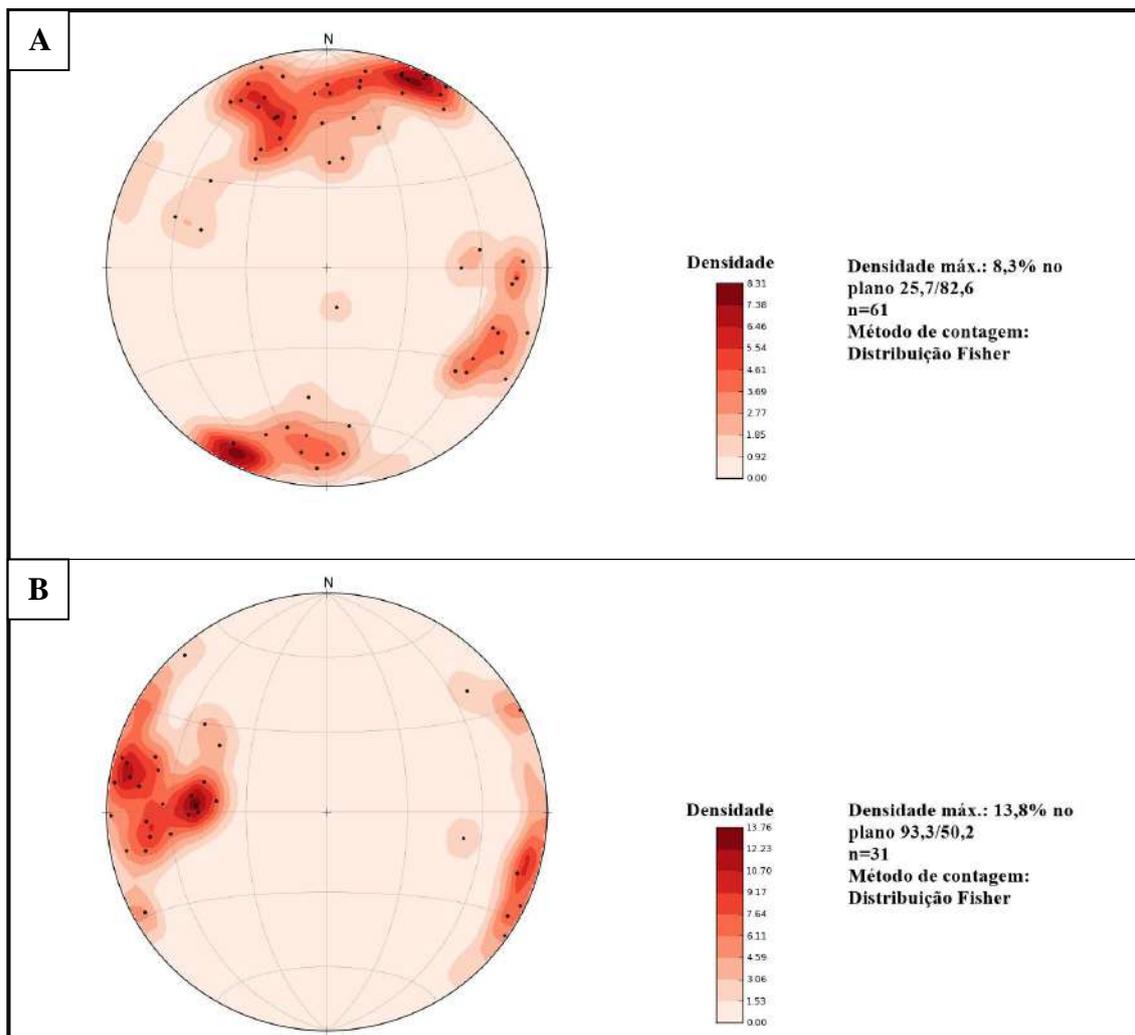
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 29 – Diagrama de roseta representando o sentido de mergulho das foliações das rochas das unidades do Grupo Orós, com direção preferencial NNW-SSE.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 30 – Diagramas de Schmidt representando as foliações dos ortognaisses do Complexo São Nicolau em **A: Jardim.** **B: Coroatá.**



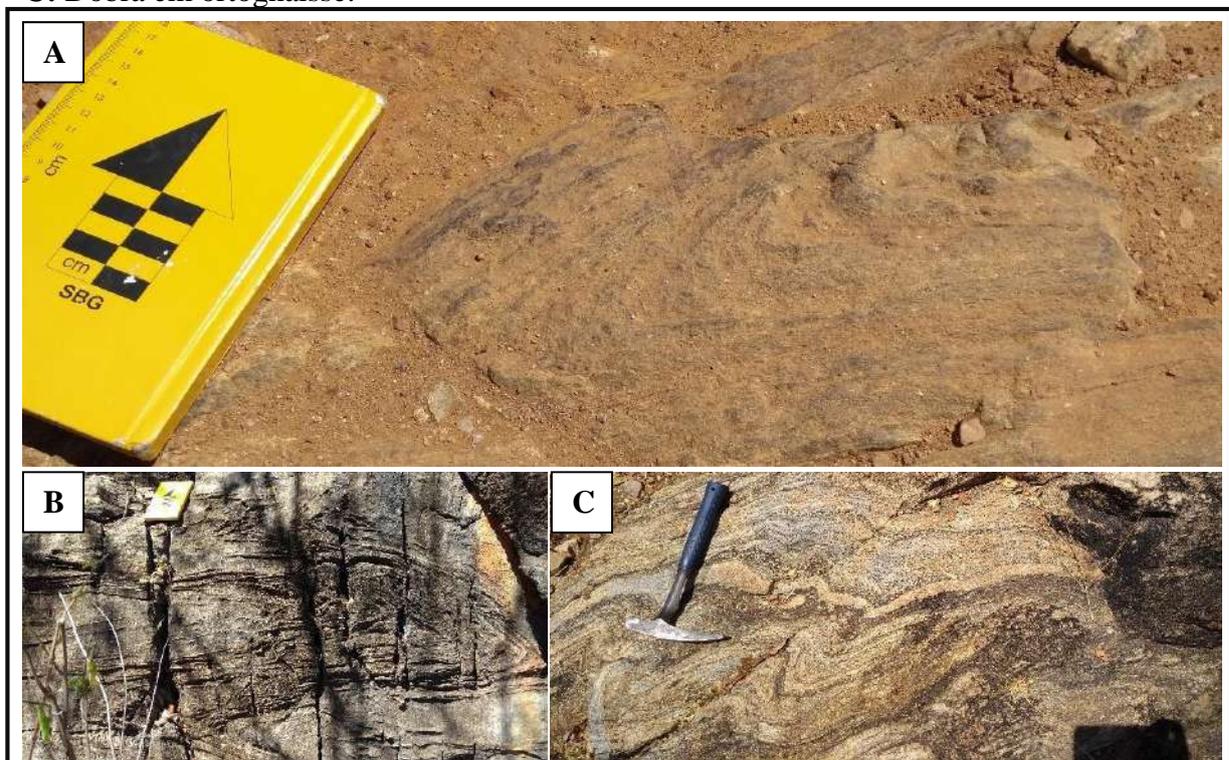
Fonte: Elaborada pelos autores (2018)

No entanto, são identificadas deformações posteriores ao S_0 tanto nos biotita-xistos quanto nos mármore, evidenciadas especialmente nos mármore que mostram dobras apertadas de eixo subvertical com caimento de 30° no sentido 110° .

Nas rochas metavulcânicas são encontradas foliações de alto ângulo, com mergulhos variando de 52° a 90° para o sentido preferencial NW. Assim como nas rochas metassedimentares, as rochas metavulcânicas podem ser afetadas por deformação posterior, responsável pela formação de dobras apertadas e comumente subverticais.

Outras feições oriundas de uma deformação dúctil-rúptil são representadas pela presença de *boudins* associadas a pequenas dobras em escala de afloramento (Fig. 30). Os *boudins* ocorrem quando há deformação entre camadas ou bandas de diferentes competências, enquanto as pequenas dobras, comumente apertadas e assimétricas exibindo por vezes espessamento de charneira, podem estar associadas à movimentação de zonas de cisalhamento secundárias.

Figura 31 – Dobras em escala de afloramento nas unidades litológicas da região de Pio IX. **A:** Dobra apertada em rocha metavulcânica. **B:** Dobra apertada de eixo subvertical em mármore. **C:** Dobra em ortogneisse.



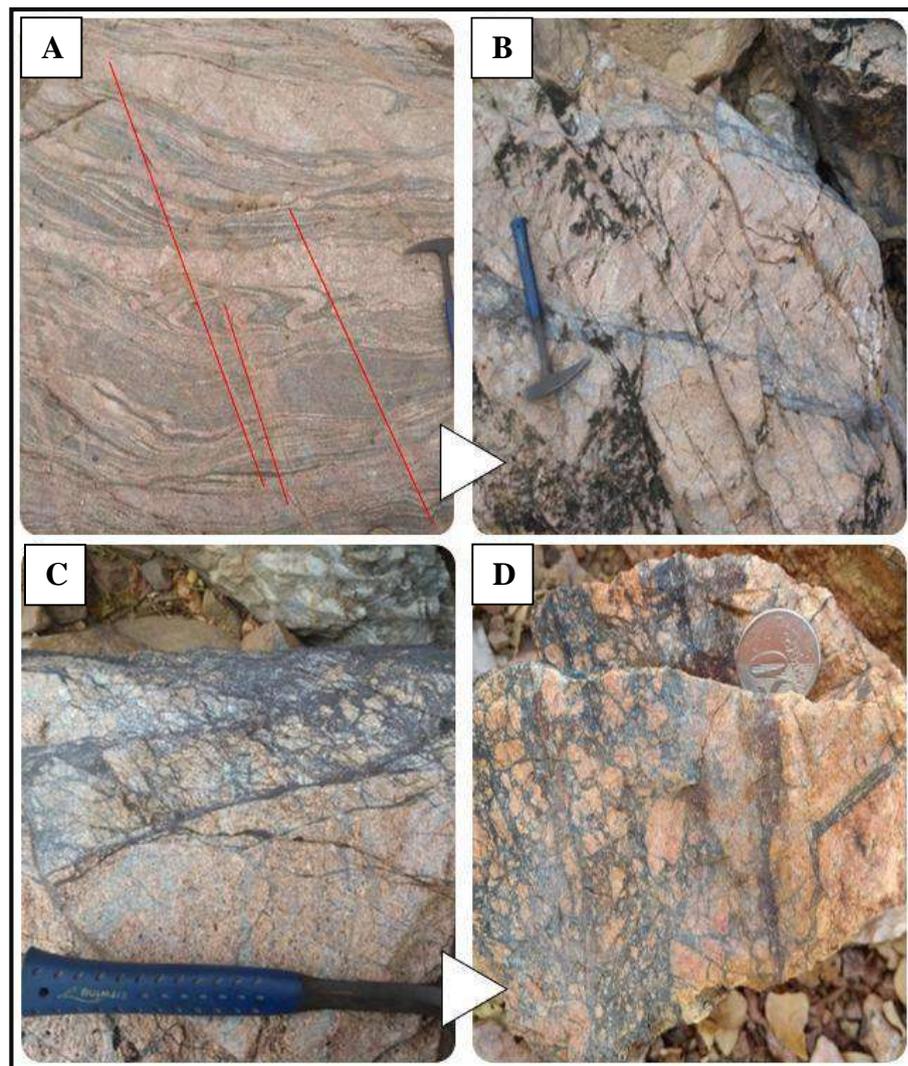
Fonte: Elaborada pelos autores (2018)

5.2..2 Deformação em Regime Rúptil (*Estruturas Evento Dn+1*)

Essa fase de deformação compreende eventos de reativações tectônicas geradas por esforços distensivos pós-brasilianos responsáveis pela formação de várias estruturas, tais como a formação de falhas normais, o controle de formação das brechas hidrotermais da área e a injeção de diques de rochas ácidas.

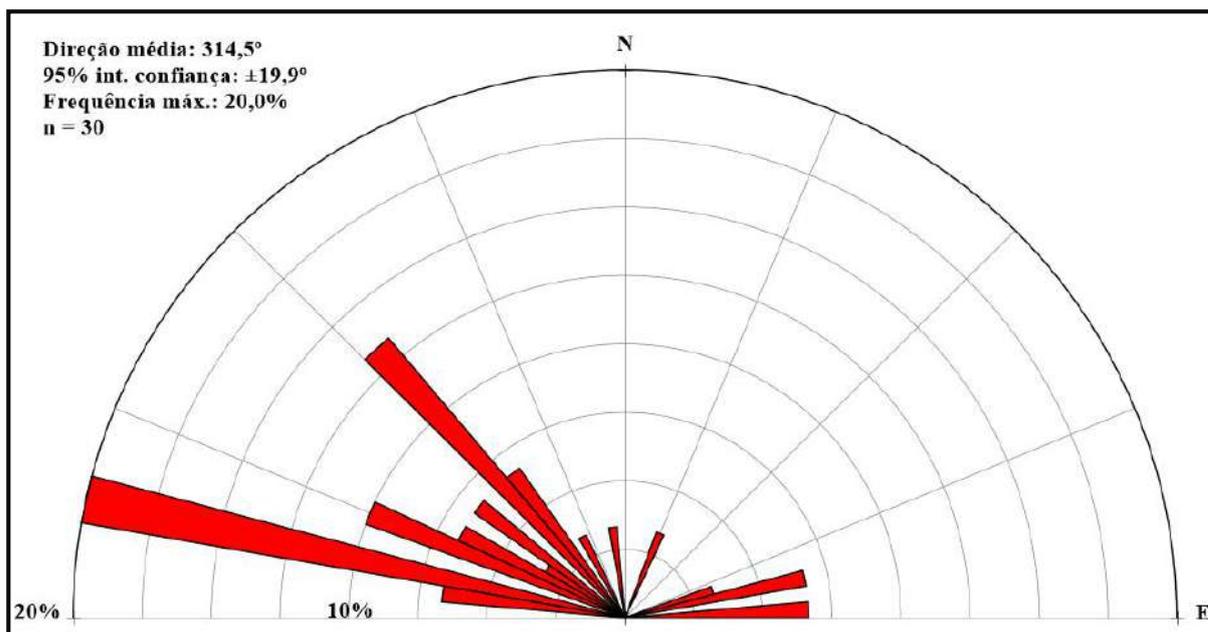
Nas rochas do Complexo Nicolau são exibidas falhas e famílias de fraturas que condicionaram o desenvolvimento das brechas hidrotermais da região, essas fraturas mostram-se comumente preenchidas por epidoto, hematita e quartzo (Fig. 31). As fraturas mostram direções preferenciais para NW-SE (Fig. 32).

Figura 32– Evolução do fraturamento nos corpos de ortognaisse do Complexo São Nicolau. **A:** Ortognaisse com baixa densidade de fraturas **B:** Ortognaisse com densidade de faturamento médio associado a injeção de fluidos **C:** Ortognaisse com elevada densidade de faturamento associada a catáclase e pré formação de brechas. **D:** Brecha com fragmentos de ortognaisse.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 33 – Diagrama de roseta representando as direções das fraturas tomadas nos ortognaisses do Complexo São Nicolau.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018)

Para Landim (2000 apud ARAÚJO; LISBOA, 2010), a primeira fase de faturamento é expressa na região sob a forma de diversos falhamentos transcorrentes de sentido sinistral desenvolvidos em um regime dúctil-frágil. Na região de Jardim (Pio IX), foi identificada uma falha de sentido sinistral cujo rejeito é quilométrico (Fig. 26).

5.3 Alterações hidrotermais

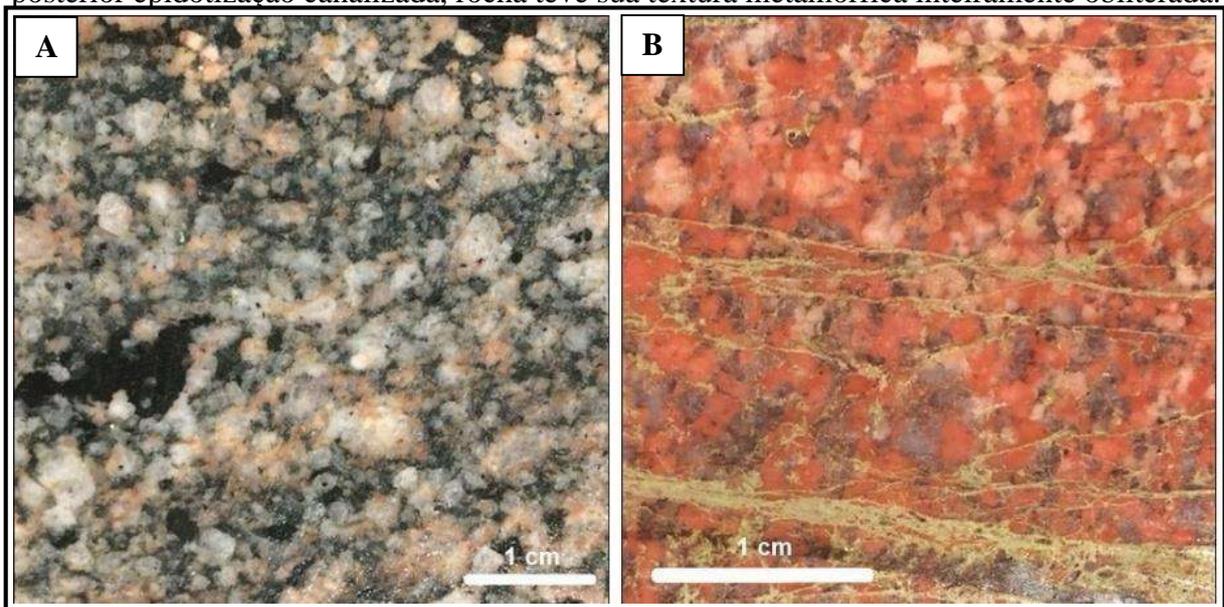
As alterações hidrotermais observadas variam quanto a sua intensidade, quando em estilo pervasivo podem obliterar total ou parcialmente as texturas originais das rochas encaixantes, ademais, o estilo canalizado de algumas alterações tende a preservar mais o protólitos. A obliteração da textura é representada especialmente pela mudança na foliação ou bandamento dos ortognaisses, que deixam de exibir texturas e estruturas típicas de rochas metamórficas e assumem feições semelhantes às de rochas graníticas (Fig. 34).

Entretanto, as alterações hidrotermais são responsáveis, além das mudanças texturais, especialmente pelas modificações composicionais. Desta forma, as paragêneses iniciais do ortognaisses do Complexo São Nicolau são substituídas por uma assembleia neoformada composta essencialmente por feldspatos potássico e sódico referentes a albitização e K-feldspatização, somados a epidoto e clorita neoformadas relativos a epidotização nos estágios iniciais de alteração hidrotermal. Nos estágios mais avançados, há formação de veios

de sílica e/ou hematita obliterando parcial ou totalmente as texturas e estruturas dos protólitos e resultando na superposição das alterações hematíticas e silicificação.

Todas as alterações podem ser desenvolvidas em caráter pervasivo e com grande intensidade, o que torna difícil a identificação das encaixantes.

Figura 34 – Feições características dos ortognaisses alterados na região de Jardim e Coroatá, Pio IX (PI), encaixantes assumem aspecto de rochas graníticas. **A:** Ortognaisse com granulação média e albitização incipiente **B:** Ortognaisse com albitização e K-feldspatização avançadas e posterior epidotização canalizada, rocha teve sua textura metamórfica inteiramente obliterada.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.3.1 Albitização

Albitização foi reconhecida em toda a área de estudo sendo, portanto, identificada como uma alteração regional. Esta alteração afeta as principais rochas hospedeiras da mineralização em ferro correspondentes aos ortognaisses do Complexo São Nicolau. Na área de mapeamento de detalhe, é largamente distribuída nos ortognaisses migmatizados próximos às localidades de Jardim e Coroatá e representa alteração hidrotermal distal à área de brechação intensa que contém a zona mineralizada.

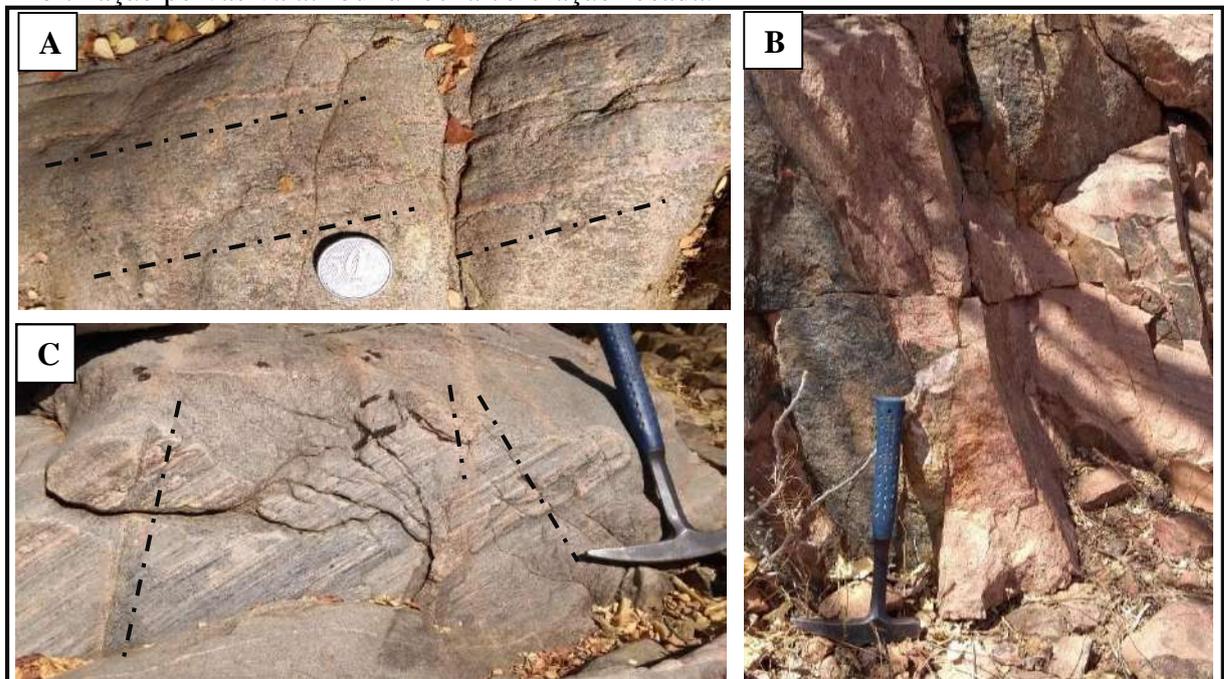
Na localidade de Jardim, essa alteração mostra padrão de distribuição aproximadamente alinhado com uma falha transcorrente sinistral de escala regional, enquanto que na localidade de Coroatá, esta alteração apresenta distribuição espacial na mesma orientação dos corpos de brecha da área (aproximadamente 20°NE) e está, provavelmente, relacionada a uma falha menor indiferenciada (Fig. 58; Fig. 59; Anexos C e D).

Esta alteração representa um estágio inicial de alteração hidrotermal das ocorrências de ferro de Pio IX e é reconhecida de duas formas: canalizada, limitada a fraturas (em posições distais, longe da zona de alteração hidrotermal principal); pervasiva, marcada pela presença de albita neoformada de tamanho até centimétrico (Fig. 35). No entanto, ocorre preferencialmente na forma pervasiva e bem desenvolvida, as rochas afetadas por esta alteração assumem coloração rosada a avermelhada, que é atribuída a disseminações de ferro na estrutura do plagioclásio, evidenciando o hidrotermalismo de ferro na região de estudo.

A alteração albitica, no entanto, não foi identificada unicamente nos ortognaisses e é capaz de alterar todo o conjunto de rochas aflorantes em Pio IX, podendo ser reconhecida alterando as rochas metavulcânicas ácidas da Formação Santarém (Fig. 36 C e D).

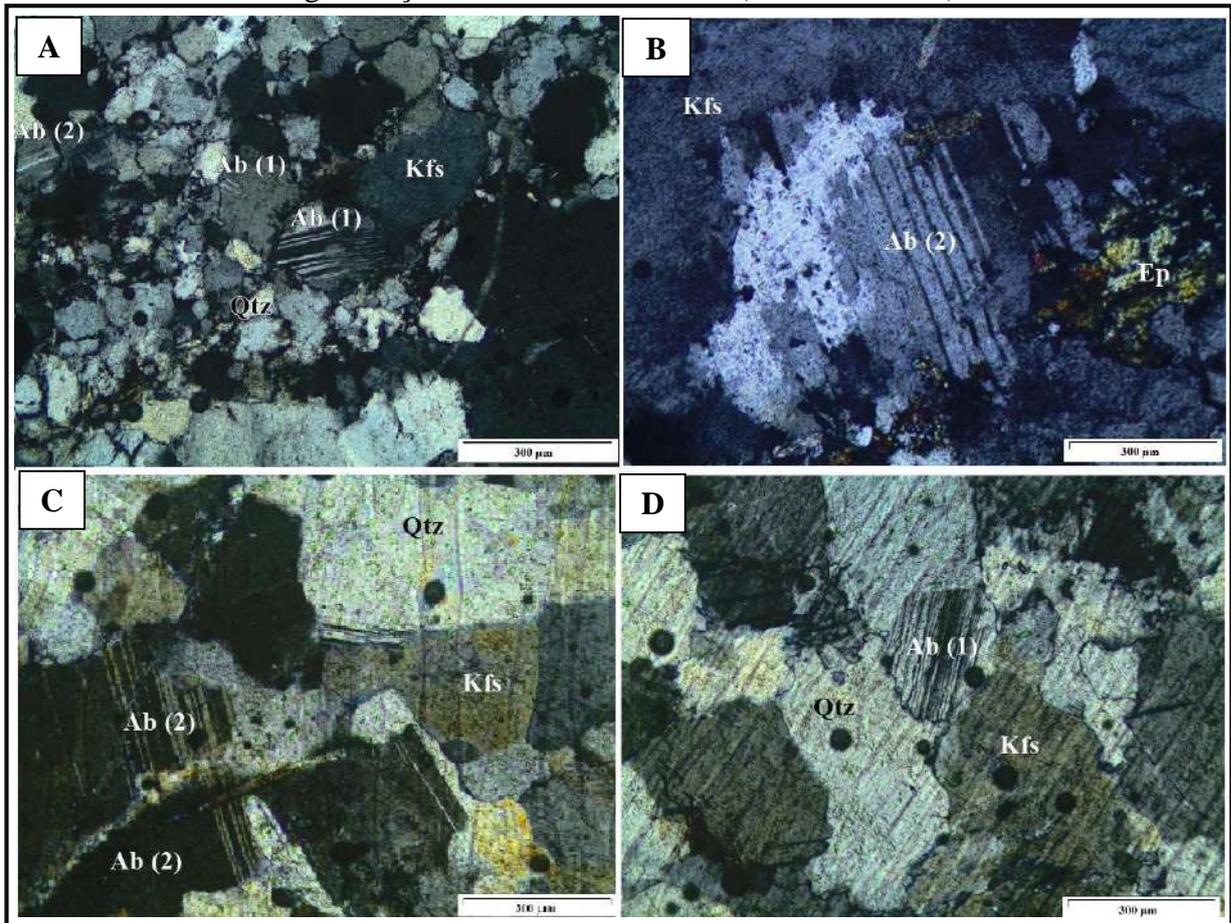
Ao microscópio petrográfico, a albitização pode ser identificada pela ocorrência de duas gerações de albita, evidenciadas pela presença de cristais com geminação polissintética deformada (albita primária) junto a cristais neformados de albita que não exibem deformação, formados pela alteração de K-feldspato (Fig. 36).

Figura 35 – Albitização reconhecida em variáveis estilos nos ortognaisses do Complexo São Nicolau. **A e B**: Albita rosada preenche microfraturas (marcadas em linhas pontilhadas). **C**: Albitização pervasiva atribuída à rocha coloração rosada.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 36 – Feições petrográficas da albitização que afeta os ortognaisses do Complexo São Nicolau e as rochas metavulcânicas ácidas da Formação Santarém. **A:** Ortognaisse com albita primária ocorre com geminação polissintética deformada junto a cristais de albita secundária, produto de alteração de K-feldspato que não exibe deformação (nicos cruzados). **B:** Albita secundária em ortognaisse ocorre com contato irregular com K-feldspato, não exibe deformação e associa-se à epidoto (nicos cruzados). **C:** Albita neoformada em rocha metavulcânica não exibe deformação (nicos cruzados). **D:** Albita primária em rocha metavulcânica mostra geminação levemente deformada (nicos cruzados).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

A albitização é identificada predominantemente como produto da substituição de feldspato potássico por albita e ocorre pela substituição de K^+ do K-feldspato para Na^+ da albita (eq. 1). Os cristais de albita hidrotermal encontram-se dispersos nas rochas que compõem os clastos das brechas hidrotermais e são cortados por veios de epidoto \pm clorita \pm actinolita-tremolita (Fig. 37 A).

Além disso, albitização pode ser sucedida por K-feldspatização. A albitização é uma das principais alterações identificadas nos clastos de ortognaisse alterado que compõem as brechas hematíticas e silicosas de Coroatá e Jardim (Fig. 37 B).

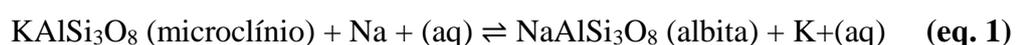
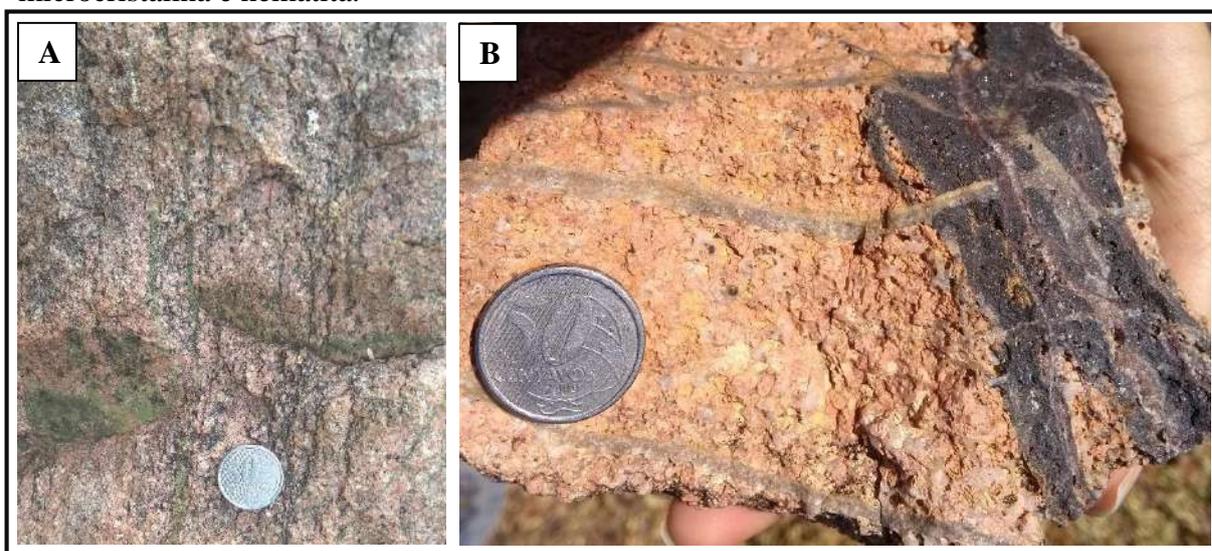


Figura 37 – Alterações hidrotermais posteriores à albitização. **A:** Veios de epidoto ± clorita recortam rocha alterada por albita neoformada. **B:** Rocha rosada é recortada por veios de sílica microcristalina e hematita.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

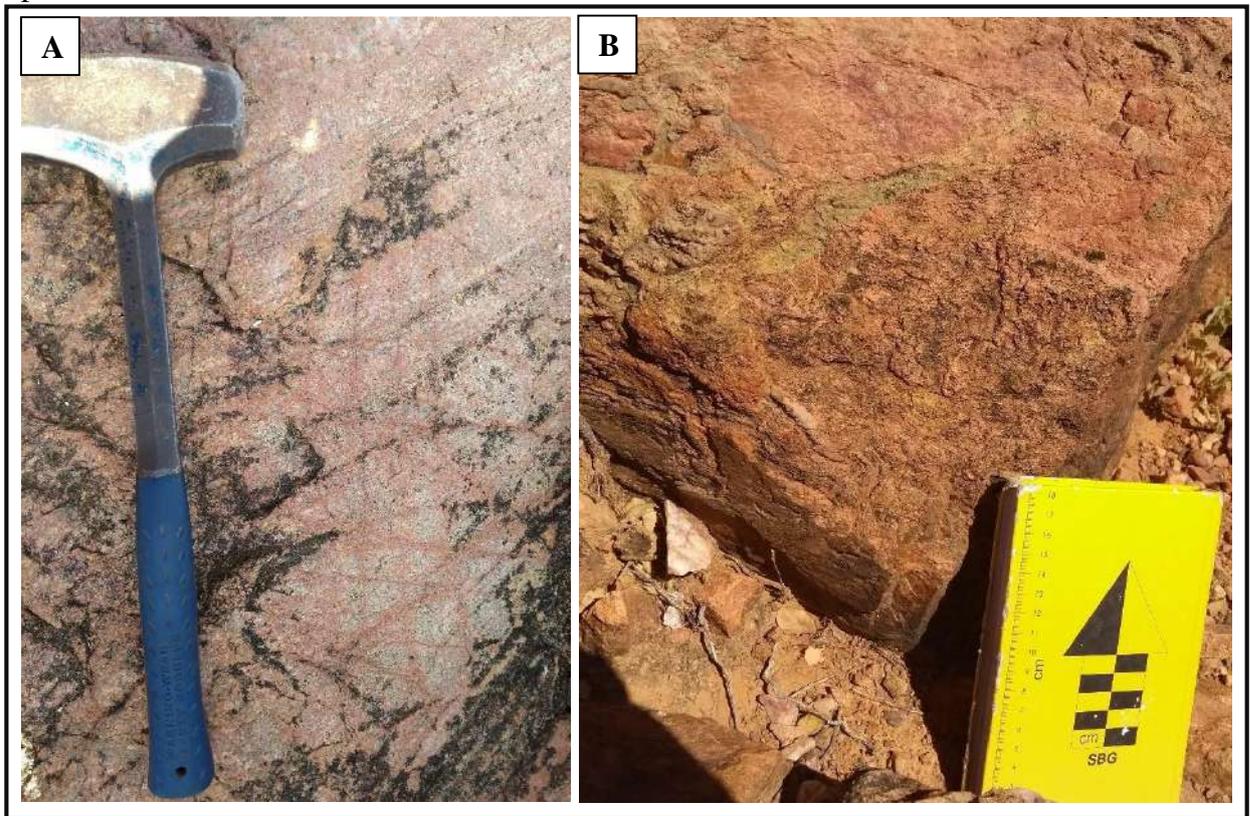
5.3.2 *K*-feldspatização

A alteração K-feldspática também é reconhecida em escala regional na área de estudo e afeta tanto os ortognaisses do Complexo São Nicolau quanto as metavulcânicas do Grupo Orós. Nas áreas de mapeamento de detalhe é representada especialmente pela presença de K-feldspato, sendo melhor desenvolvida que a albitização, ocorre de duas formas: canalizada, recortando os ortognaisses do Complexo São Nicolau e pervasiva, próxima à mineralização (Fig. 38).

Na localidade de Coroatá pode ocorrer de forma isolada e de caráter especialmente canalizado na porção leste da área (Fig. 59; Anexo D). Na área de Jardim, ocorre preferencialmente na mesma orientação da falha transcorrente sinistral, mas também perpendicular a esta, especialmente nas zonas distais à mineralização (Fig. 58; Anexo C), enquanto que na área de Coroatá, esta alteração é desenvolvida paralelamente ao corpo de brecha hematítica principal, com orientação que acompanha a falha menor indiscriminada.

A K-feldspatização é a alteração que prevalece em relação às demais, com maior distribuição espacial, estendendo-se nas posições distais do centro das alterações. Varia de estilo, sendo desenvolvida de modo canalizado ou com desenvolvimento incipiente, longe das porções mineralizadas (Fig. 38 A), no entanto, ocorrem preferencialmente na forma pervasiva e bem desenvolvida, quando próximas às mesmas porções (Fig. 38 B).

Figura 38 – K-feldspatização reconhecida em variáveis estilos. **A:** Microfraturas preenchidas por K-feldspato avermelhado. **B:** Rocha vermelha intensa marcada por K-feldspatização pervasiva.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

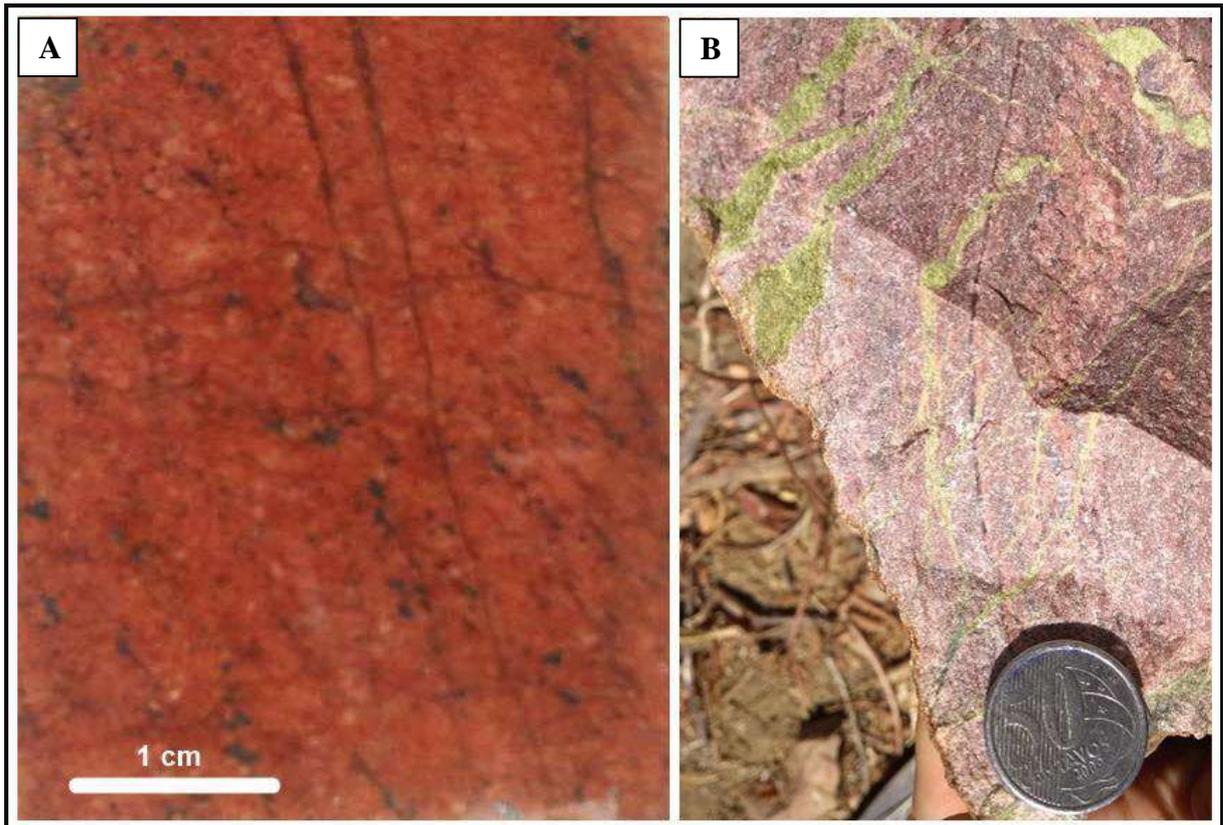
Adicionalmente, tanto a K-feldspatização quanto a albitização podem ser desenvolvidas o suficiente para obliterar integralmente a textura das rochas hospedeiras, atribuindo-lhes aspecto maciço (Fig. 39 A). A identificação e diferenciação entre estas alterações podem ser feitas pela coloração exibida pelas rochas alteradas: quando albitizada, a rocha assume cores rosas a avermelhadas (Fig. 35); a K-feldspatização, no entanto, concede às rochas alteradas cores vermelhas intensas ou vermelho-tijolo (Fig. 39 A).

A K-feldspatização é sucedida e recortada por outras alterações hidrotermais, representadas por vênulos de epidoto \pm clorita \pm actinolita-tremolita (Fig. 39 B) e precede a fase de alteração hidrotermal intensa responsável pela mineralização (Fig. 39 A). O K-feldspato neoformado exhibe formas anedrais a subedudrais, com tamanhos superiores a 1 mm, especialmente centimétricos.

Ao microscópio petrográfico, a K-feldspatização pode ser observada pela substituição de plagioclásio por K-feldspato ou pela ocorrência de inclusões arredondadas de quartzo em K-feldspatos (Fig. 40 A e B), essa feição indica que o cristal de K-feldspato é tardio e teve seu desenvolvimento relacionado a fenômenos associados à blastese, possivelmente, por

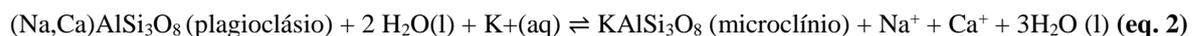
ocasião de eventos hidrotermais. Também pode ser reconhecida pela ocorrência de cristais de K-feldspatos que bordejam e consomem cristais de plagioclásio e quartzo (Fig. 40 C e D).

Figura 39 – Feições texturais das rochas afetadas por K-feldspatização. **A:** Rocha de cor vermelha intensa de textura maciça, resultante de alteração K-feldspática intensa e pervasiva é recortada por veios de sílica microcristalina e hematita. Alteração atribui à rocha aspecto maciço. **B:** Rocha avermelhada com K-feldspatização pervasiva é recortada por veios de epidoto ± actinolita.



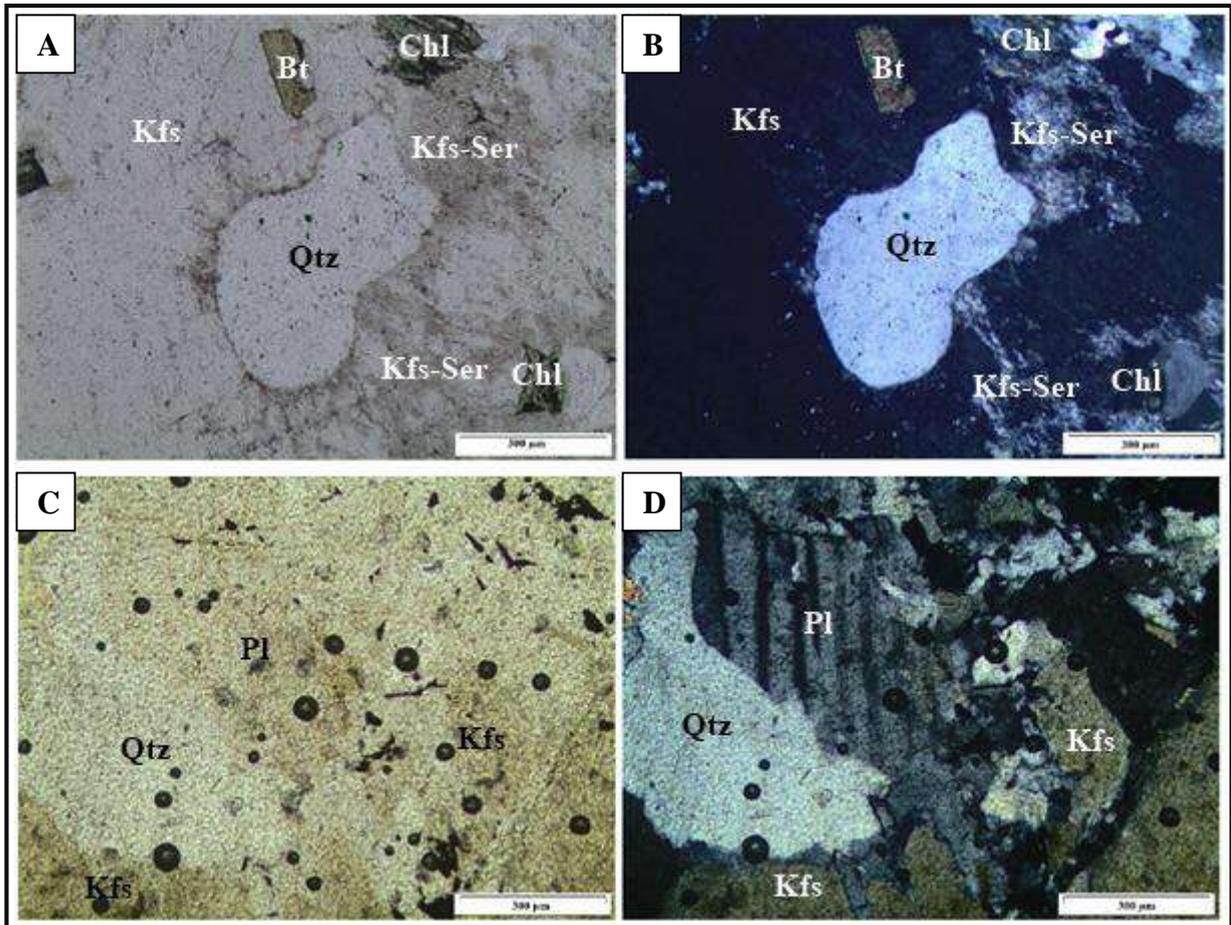
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

O K-feldspato ocorre comumente substituindo o plagioclásio (eq. 2) e resulta, provavelmente do aumento da concentração e liberação de K^+ em decorrência da albitização.



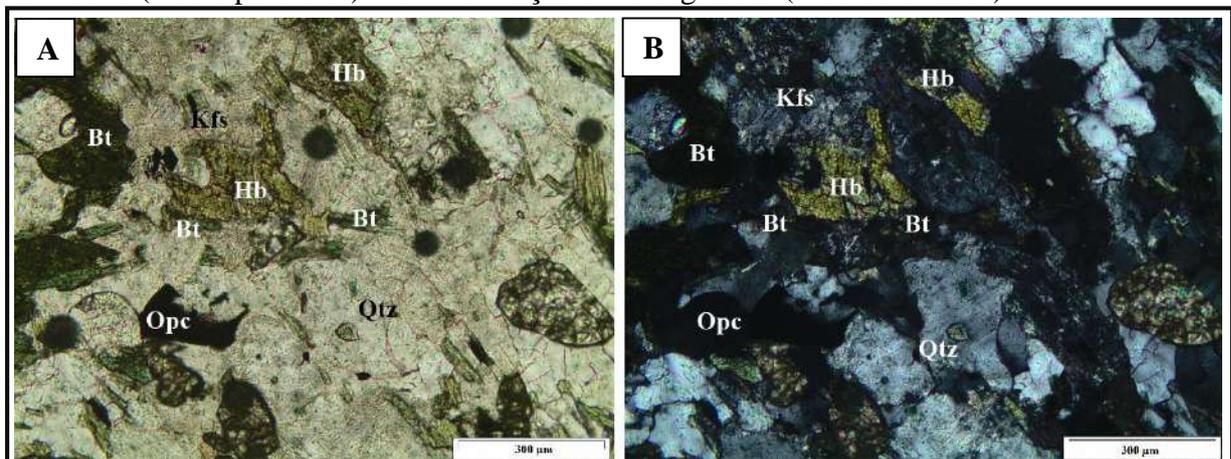
A K-feldspatização pode estar associada ao desenvolvimento de biotita, formação de biotita é identificada nos ortognaisses como uma alteração secundária desenvolvida especialmente quando ocorre K-feldspatização intensa. Essa alteração é evidenciada pela substituição de anfibólios (especialmente hornblenda) por biotita (Fig. 41) que ocorre como agregados granulares ou pequenos cristais que bordejam os anfibólios, apresentam coloração esverdeada e pleocroísmo leve, e cristais com tamanho variando entre 0,05 a 0,2 mm.

Figura 40 – Feições petrográficas das principais alterações em ortogneisses e metavulcânicas ácidas de Pio IX (PI). **A:** K-feldspatização em ortogneisse marcada por inclusão arredondada de quartzo em K-feldspato evidencia que este mineral se desenvolveu por blastese. Sericita altera K-feldspato (nicois paralelos). **B:** K-feldspatização e sericitização em ortogneisse (nicois cruzados). **C:** K-feldspatização em metavulcânica ácida, K-feldspato formado pelo consumo de quartzo e plagioclásio (nicois paralelos). **D:** K-feldspatização em metavulcânica ácida (nicois cruzados).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 41 – Alteração secundária relacionada à K-feldspatização. **A:** Biotitização em ortogneisse ocorre pela alteração de hornblenda, cristais neoformados de biotita bordejam o anfibólio (nicois paralelos). **B:** Biotitização em ortogneisse (nicois cruzados).



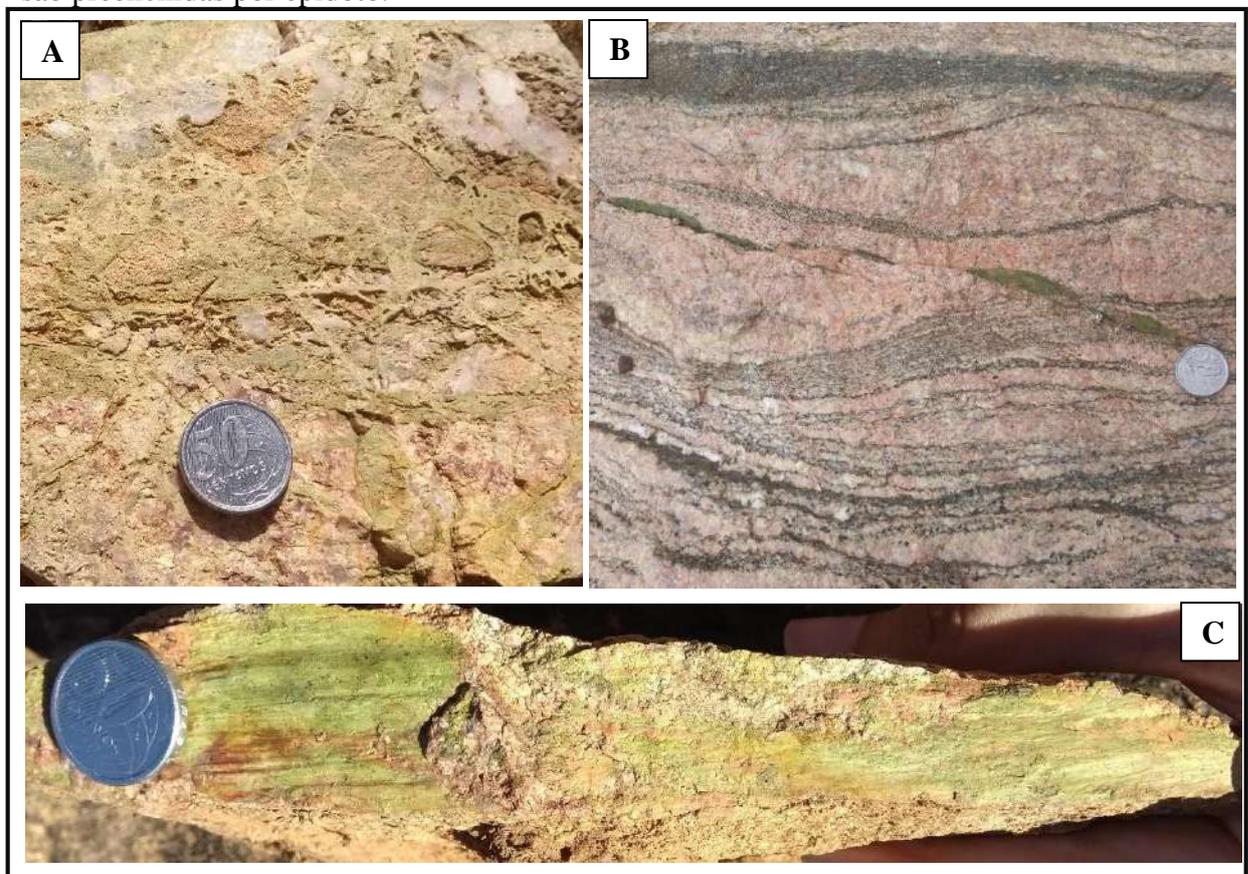
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.3.3 Epidotização

Esta alteração é reconhecida na área de estudo também em escala regional afetando rochas metavulcânicas do Grupo Orós e ortognaisses do Complexo São Nicolau. Nas áreas de mapeamento de detalhe a epidotização é reconhecida com variada associação a veios de clorita e/ou actinolita-tremolita (Fig. 42).

A epidotização é bem desenvolvida tanto na localidade de Jardim quanto na de Coroatá, em ambas, esta alteração é controlada por fraturamento e é encontrada essencialmente preenchendo microfaturas. Em disposição espacial, mostram disposição concordante com as grandes feições estruturais que condicionaram o faturamento (falha transcorrente sinistral em Jardim – Fig. 58; Anexo C – e falha indiscriminada em Coroatá – Fig. 59; Anexo D).

Figura 42 – Epidotização afeta variadas rochas da região de Pio IX. **A:** Epidoto em *stockwork* recorta rocha metavulcânica ácida com microbrechação, rocha foi afetada por albitização pervasiva prévia. **B:** Veios de epidoto + clorita recortam ortognaisse migmatizado afetado por albitização pervasiva. **C:** Microfaturas em ortognaisse afetado por K-feldspatização incipiente são preenchidas por epidoto.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

A epidotização ocorre preferencialmente na forma canalizada formando vênulas, veios e preenchendo microfraturas com a associação de epidoto \pm clorita \pm actinolita-tremolita (Fig. 43), podendo evoluir para *stockwork* (Fig 42; Fig. 45 D). De maneira geral, esta alteração se superpõe às alterações albiticas e K-feldspáticas, de forma que dificilmente se encontra dissociada destas e é representada comumente por veios de epidoto (\pm clorita \pm actinolita-tremolita) recortando rochas previamente alteradas. Contudo, pode ocorrer de forma pervasiva compondo a matriz de brechas hidrotermais, ocasião em que ocorre em conjunto com silicificação (Fig. 44 A e B) ou K-feldspatização (Fig. 44 C e D).

Figura 43 - Variáveis tipologias da epidotização. **A:** Epidoto ocorre em veios e preenche microfraturas em ortognaisse afetado por albitização. **B:** Epidoto em *stockwork* em ortognaisse alterado. **C:** Epidoto disseminado em rocha avermelhada afetada por K-feldspatização.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

O fraturamento e a deformação das metavulcânicas do Grupo Orós (Fig. 44 C; Fig. 46 A e B) e dos ortognaisses do Complexo São Nicolau permitiram uma extensa alteração responsável pela formação de associações ricas em epidoto \pm clorita \pm actinolita-tremolita que podem assumir aspecto anastomodo ao longo das rochas (Fig. 44 D; Fig. 45 B), em algumas porções, quando a epidotização é bem desenvolvida, esta alteração pode ser responsável pela formação de uma matriz ou veios em *stockwork* esverdeados (Fig. 47 A, B e C), que, por vezes, são identificados exibindo formas triangulares ou angulares, indicando que o desenvolvimento da alteração deu-se por preenchimento de cavidades (Fig. 44 D; Fig. 44 B).

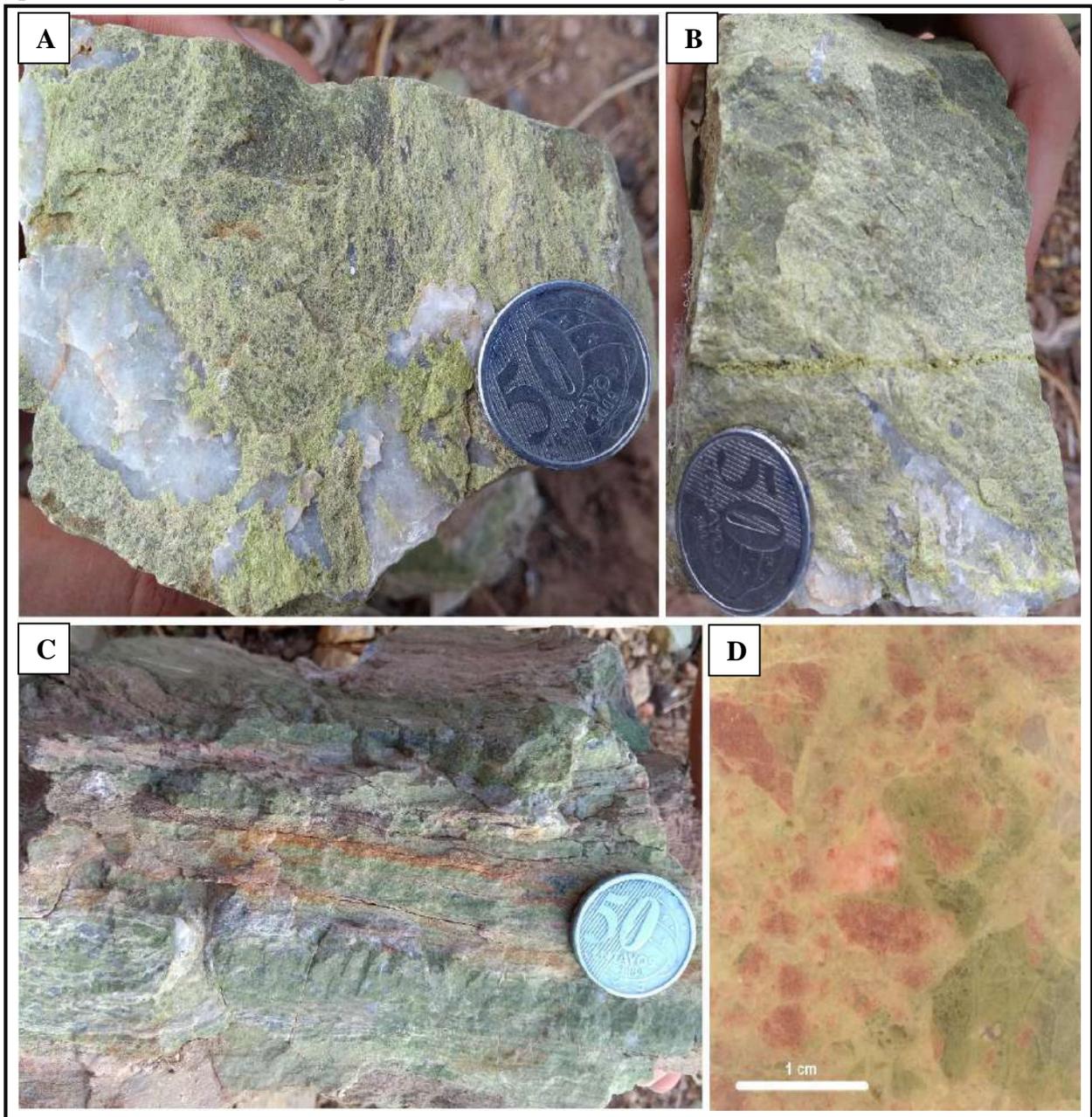
A epidotização pervasiva pode ser identificada afetando tanto os ortognaisses do Complexo São Nicolau quanto nas metavulcânicas da Formação Santarém. Quando bem desenvolvida, a epidotização ocorre associada especialmente com quartzo e K-feldspato (Fig. 44) obliterando totalmente as texturas e estruturas do protólito. São identificadas ainda rochas compostas unicamente por epidoto e quartzo, nesse caso, a epidotização associa-se a uma silicificação intensa e pode ocorrer com estrutura bandada, dada pela alternância entre quartzo e epidoto, que pode ser identificada especialmente em escala microscópica (Fig. 45 C e E). Quando em caráter pervasivo concede às rochas coloração em tons de verdes, que podem variar de acordo com as quantidades de clorita e actinolita-tremolita presentes.

As brechas epidotíticas são essencialmente monomícticas, com fragmentos exprimindo baixo grau de rotação, sendo, em geral, não transportados, pouco alongados e subangulosos compostos por quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Comumente, a epidotização pervasiva pode estar associada à silicificação intensa, nesse caso, ocorrem brechas monomícticas, com fragmentos não transportados, alongados e subarredondados, compostos de quartzo porfiroblástico neoformado.

A cloritização é uma alteração secundária com desenvolvimento associado à epidotização. A cloritização corresponde à alteração de qualquer mineral máfico (especialmente anfibólios e biotitas) para clorita. A clorita é um mineral filossilicato hidratado que comumente substitui minerais menos hidratados a baixas temperaturas, especialmente quando há água disponível no sistema. A cloritização é um processo de alteração comumente relacionado a alterações hidrotermais ou processos metassomáticos. No caso da biotita, esta alteração ocorre sob baixa temperatura ao longo das clivagens do mineral ou nas bordas de seus cristais (WINTER, 2001). Esta alteração pode estar associada a formação de minerais opacos, como os óxidos de ferro e titânio, sendo identificado especialmente leucoxênio ao longo das clivagens da biotita cloritizada (Fig. 46 C e D). A clorita, resultante da alteração de anfibólio (hornblenda) ou biotita corresponde a sua variedade ferrosa, de coloração esverdeada, sendo resultado da

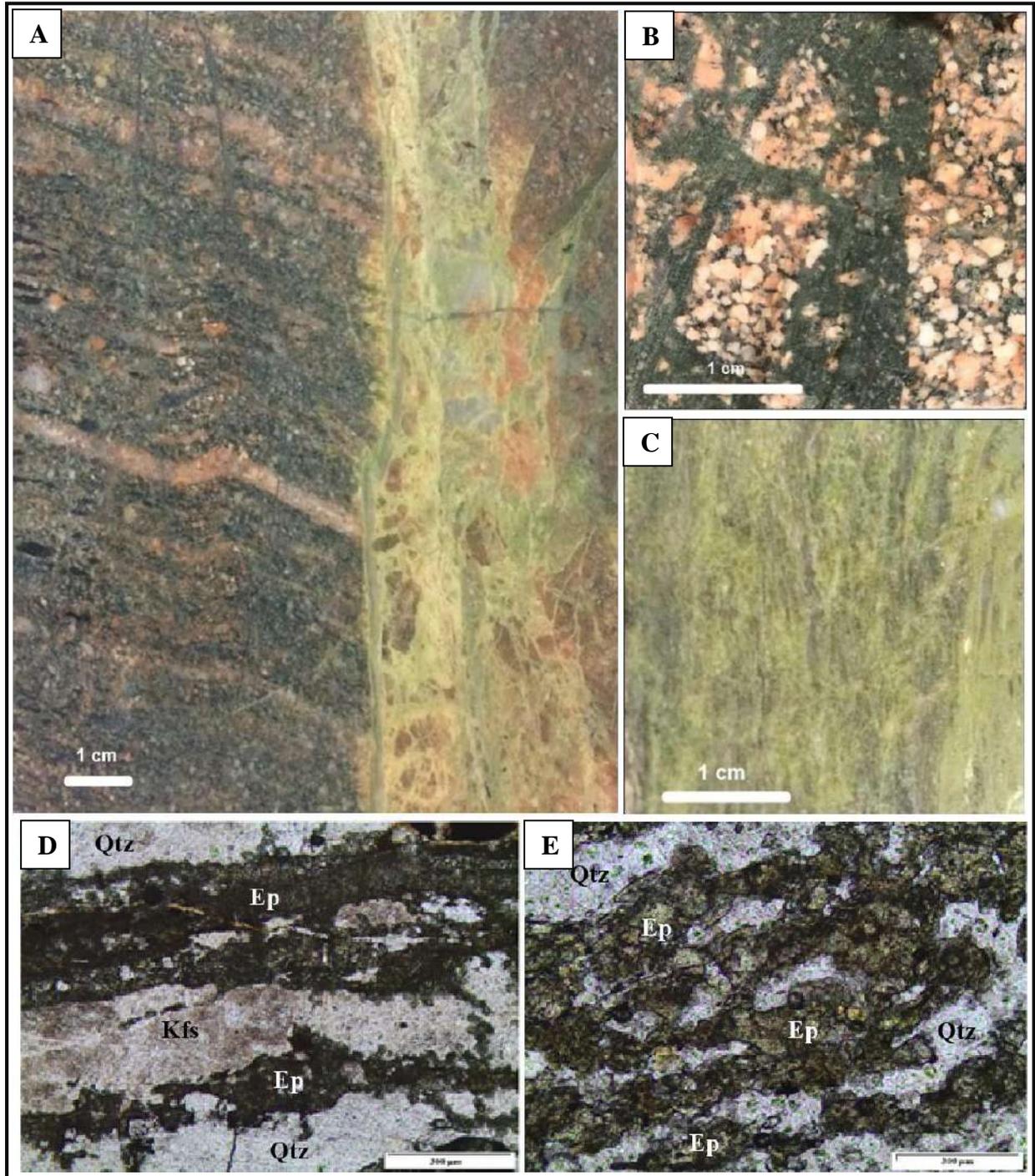
substituição parcial ou total desses minerais. A clorita ocorre com formas anédricas e está comumente associada a minerais opacos.

Figura 44 – Epidotização em caráter pervasivo compondo matriz de brecha epidotítica. **A:** Epidoto ocorre cimentando clastos de quartzo. **B:** Epidoto é identificado em duas gerações: compondo matriz de brecha com epidotítica composta por clastos angulosos de quartzo; e como veios de epidoto que recortam a matriz da brecha. **C:** Brecha epidotítica mostra matriz de epidoto que se intercala a níveis de quartzo e K-feldspato. **D:** Brecha epidotítica desenvolvida por alteração de rocha metavulcânica, associação com K-feldspato é notada, epidoto ocorre em padrões anastomosados e angulares.



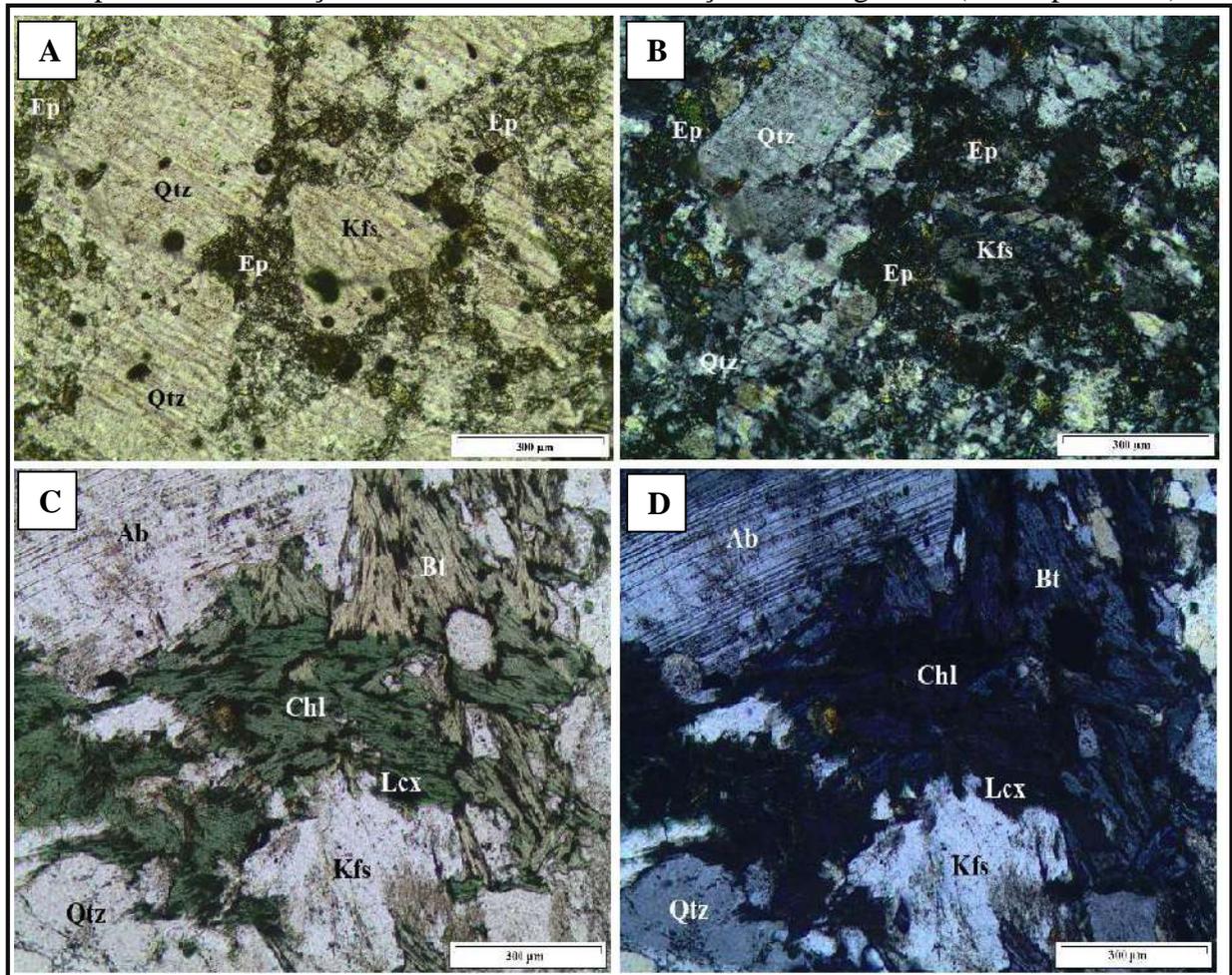
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 45 – Feições texturais e petrográficas da epidotização que afeta os ortognaisses do Complexo São Nicolau. **A:** Ortognaisse com alteração albítica em veios (perpendicular à foliação da rocha) recortada por veio de epidoto, quartzo e K-feldspato em *stockwork*. **B:** Veios de clorita exibem padrão anastomosado em rocha avermelhada em decorrência de alteração K-feldspática, clorita pode exibir formas triangulares e angulares em algumas porções. **C:** Brecha epidotítica mostra fragmentos de quartzo e estrutura bandada, com alternância entre quartzo e epidoto, veios de epidoto tardio recortam assembleia da brecha. **D:** Veios de epidoto em *stockwork* recortam ortognaisse (nicois paralelos). **E:** Rocha de aspecto bandado, dado pela alternância entre quartzo e epidoto. Quartzo neoformado ocorre, indicando que há interação entre duas alterações em caráter pervasivo (silicificação + epidotização) (nicois paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

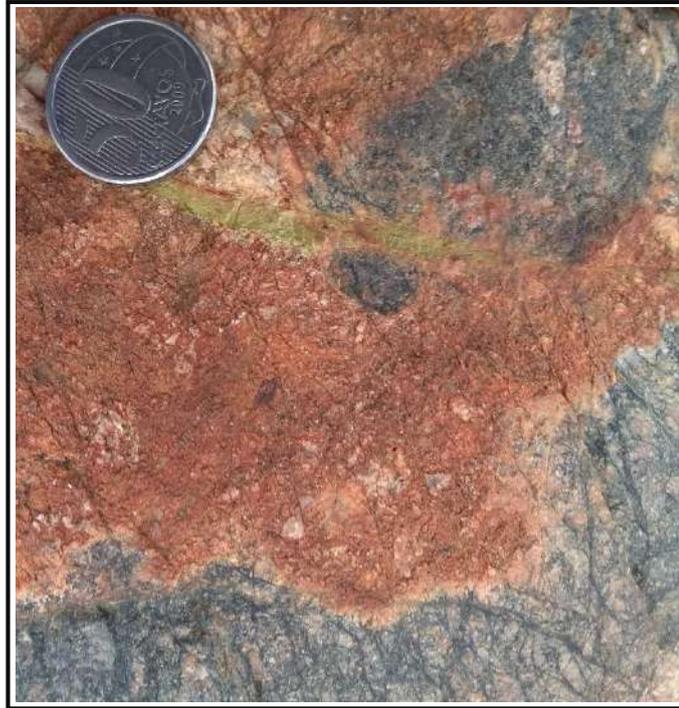
Figura 46 – Associações mineralógicas da epidotização nos ortogneisses do Complexo São Nicolau e nas metavulcânicas da Formação Santarém. **A:** Epidotização pervasiva desenvolvida sobre metariolito da Formação Santarém, microbrechação é desenvolvida por *stockwork* de epidoto que recorta rocha vulcânica alterada por albitização e K-feldspatização prévia (nicos paralelos). **B:** Epidotização pervasiva desenvolvida sobre metariolito da Formação Santarém (nicos cruzados). **C:** Cloritização em ortogneisses, clorita neoformada é aqui identificada como produto de alteração de biotita (nicos paralelos), no entanto, pode ocorrer como produto da alteração de anfibólios. **D:** Cloritização em ortogneisse (nicos paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

De maneira geral, a epidotização é desenvolvida anteriormente à mineralização, no entanto, pode ser identificada, por vezes, na forma de veios de epidoto que recortam as assembleias mineralógicas na zona de mineralização, ocorrendo de modo posterior à hematita e à sílica (Fig. 47).

Figura 47 – Veio de epidoto recorta rocha avermelhada (K-feldspatização) com porções brechadas (matriz de sílica microcristalina + hematita).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.3.4 Brechas sílico-hematíticas

Brechas mineralizadas estão entre as texturas de minério mais comuns em depósitos hidrotermais. São vários os processos responsáveis pela formação de brechas, de modo que há uma extensa e complexa forma de classificação para este tipo de rocha (JÉBRAK, 1997). As brechas são comumente formadas por um conjunto de processos ocorrentes durante metamorfismo cataclástico, ocasionado por intenso faturamento, de forma que os fragmentos que compõem essas rochas passaram por pouco transporte físico. O fraturamento controla o estabelecimento de condutos hidrotermais, responsáveis pelo transporte dos fluidos hidrotermais, que dão origem à matriz das brechas (TAYLOR, 2009).

As brechas hidrotermais constituem uma subclasse de brecha, formadas quando há forte interação entre uma rocha intensamente fraturada com fluidos hidrotermais. Essas brechas são formadas em porções da crosta saturadas em fluidos e constituem-se de fragmentos líticos cimentados por uma matriz formada por minerais hidrotermais (JÉBRAK, 1997).

No entanto, esse tipo de brecha mostra complexas interações com o minério, por ocasião dos múltiplos episódios de fragmentação. Este fato ocasiona dificuldades no reconhecimento e no mapeamento dessas brechas (JÉBRAK, 2010).

Na área de estudo, as brechas hidrotermais sílico-hematíticas representam o ápice da alteração e brechação. São brechas compostas por fragmentos angulosos, com dimensões milimétricas a centimétricas, de ortognaisses alterado (por albitização e/ou K-feldspatização e/ou silicificação) com uma matriz composta por proporções variadas de hematita fina e sílica (predominantemente microcristalina), podendo ser compostas unicamente por hematita fina e maciça ou então por sílica microcristalina, quando nos mais avançados estágios de alteração. Localmente, também podem conter disseminações de calcopirita, pirita e malaquita milimétricas.

As brechas sílico-hematíticas da área de mapeamento ocorrem tanto na localidade de Jardim quanto de Coroatá e estão, invariavelmente, associadas a grandes feições estruturais, representadas pela falha transcorrente sinistral na região de Jardim (Fig. 58; Anexos A e C) e pela falha indiscriminada da região de Coroatá (Fig. 59; Anexos A e D).

As brechas hidrotermais da região variam quanto à associação mineralógica, admitindo variedades predominantemente siliciosas, comuns especialmente na localidade de Jardim, distribuindo-se ao longo de morrotes na porção centro-norte desta área (Anexo A), ou hematíticas, aflorantes especialmente na localidade de Coroatá, na porção central desta área. De modo geral, no entanto, a hematitização e a silicificação ocorrem associadas.

No entanto, a associação entre hematita e sílica ocorre de maneira diversificada, sendo reconhecida a ocorrência destas alterações em mutualidade (Fig. 48 F), facilmente identificada pela ocorrência de veios de hematita junto à sílica (Fig. 48 C; Fig. 49 B).

A hematitização é uma alteração local com intensidades variáveis controladas pelo grau de faturamento das rochas hospedeiras, desse modo, a alteração é intensa quando há elevado grau de faturamento e se manifesta na forma de vênulas e veios que recortam as hospedeiras estabelecendo texturas *stockwork* (Fig. 48 A). Quando o grau de faturamento é baixo, a alteração ocorre de forma incipiente e limitada, preenchendo fraturas. A hematitização pode ser identificada mesmo quando ocorre com desenvolvimento incipiente, graças aos pronunciados tons de vermelho das rochas da zona de alteração (Fig. 48 B). A cor vermelha intensa oriunda desta alteração resulta especialmente de disseminações de ferro ao longo das rochas, comuns especialmente em feldspatos.

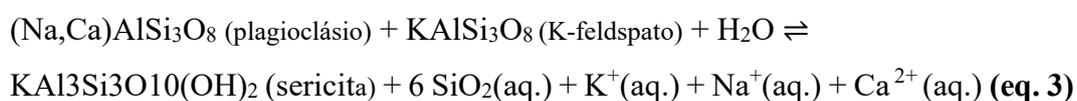
A partir da composição mineralógica modal dos fragmentos das brechas hematíticas, seus formatos e grau de rotação, interpretou-se como protólito unicamente os ortognaisses do Complexo São Nicolau. O desenvolvimento das brechas foi possível graças à deformação cataclástica destas rochas e a formação de hematita ao longo dos dutos de fluidos hidrotermais.

Similarmente, a silicificação também ocorre em desenvolvimento canalizado dispondo-se em veios que recortam os ortognaisses alterados (Fig. 48 D). A sílica dispõe-se na forma de vênulas, veios e brechas na área de estudo, sendo mais abundante compondo a matriz de brechas. Essas alterações recortam as rochas hospedeiras, também representadas pelos ortognaisses do Complexo São Nicolau, desta forma, as brechas silicosas compartilham o mesmo protólito que as brechas hematíticas, contudo, apresentam alteração hidrotermal mais intensa e estão mais largamente dispostas na região.

A silicificação também é desenvolvida como alteração local, com paragênese formada formada majoritariamente por quartzo seguido de sericita. Pode incluir a ocorrência de quartzo microcristalino desenvolvido na forma de veios ou *stockwork* (Fig. 48 E), que, comumente, compõe a matriz das brechas, ou na forma de quartzo leitoso desenvolvido especialmente na forma de veios e, mais raramente, compondo fragmentos das brechas.

A sericita que ocorre associada a silicificação, é uma alteração secundária e de natureza incipiente. É reconhecida através da formação de sericita a partir da alteração de K-feldspato (Fig. 41).

A sericitização é reconhecida na área de estudo especialmente pela substituição de K-feldspato e marca o aumento da acidez dos fluidos hidrotermais. Evans (1990) relata como o consumo de feldspatos e plagioclásios em rochas cataclásticas resulta na geração de sílica e minerais micáceos, tais como muscovita e sericita, na presença de fluidos ricos em H^+ , K^+ e Na^+ , dando origem a rochas mais ricas em quartzo e micas (incluindo sericita) do que o protólito. A natureza ácida dos fluidos responsáveis por essa alteração pode ter contribuído para a liberação de cátions presentes nos feldspatos (eq. 3). A alteração de K-feldspato para sericita, portanto, ocorre ela liberação de K^+ (eq. 4).



ou

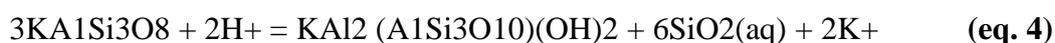
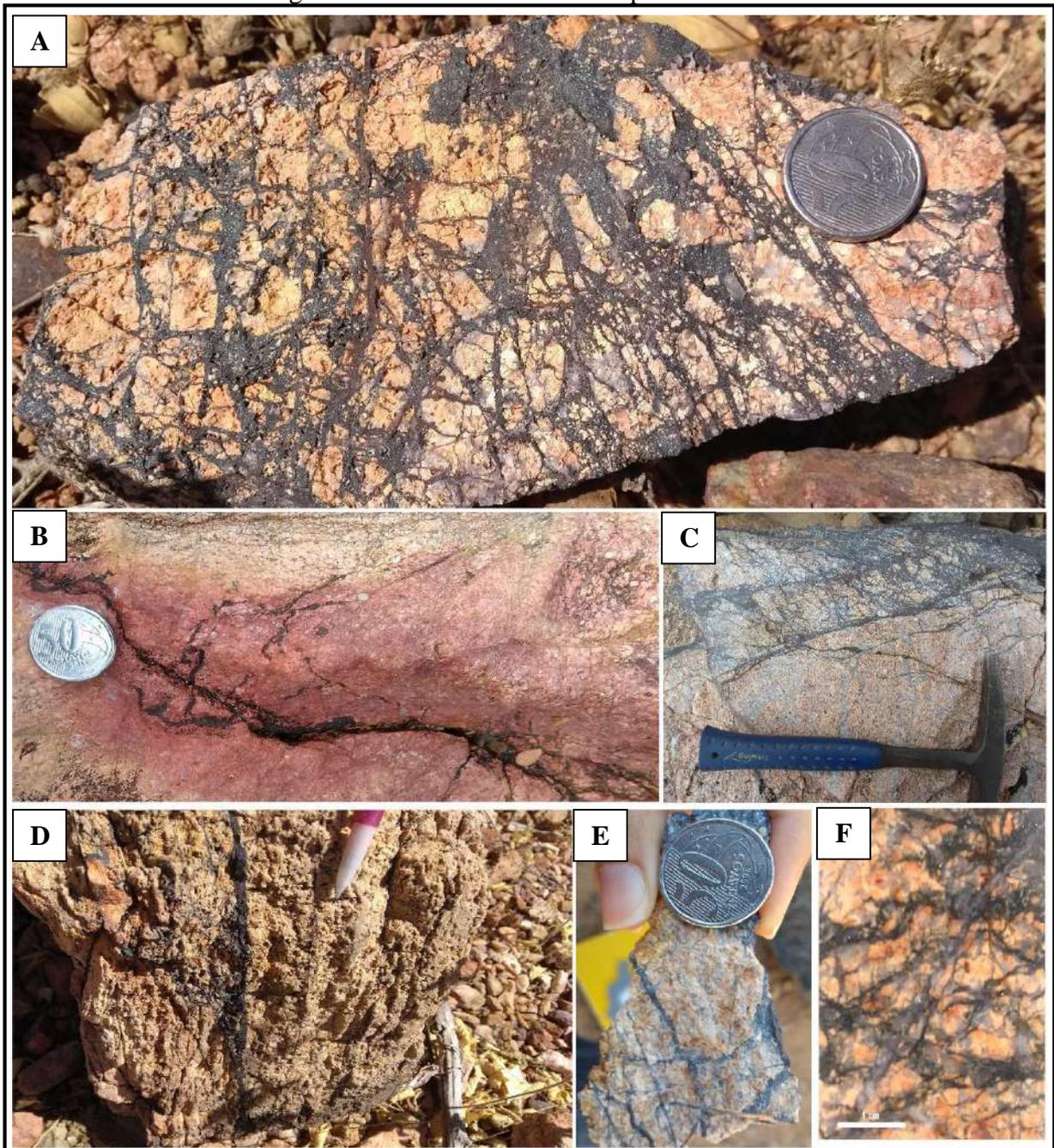


Figura 48 – Principais feições texturais da hematitização e silicificação dos ortognaisses. **A:** Veios de hematita em *stockwork* recortam rocha avermelhada submetida a albitização e K-feldspatização. **B:** Veio de hematita em ortognaisse, rocha assume coloração extremamente avermelhada. **C:** Veios de hematita e sílica microcristalina em *stockwork* recortam porção silicificada em ortognaisse brechado **D:** Veios de sílica microcristalina recortam ortognaisse alterado de coloração avermelhada. **E:** Silificação canalizada marcada por veios de sílica microcristalina e quartzo sobre rocha avermelhada. **F:** *Stockwork* de hematita e sílica desenvolvidos sobre ortognaisse albitizado e/ou K-feldspatizado.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

A principal forma de ocorrência da hematitização e da silicificação, contudo, é na forma pervasiva e bem desenvolvida, compondo a matriz de brechas hidrotermais (Fig. 49). As

brechas silicosas e hematíticas apresentam fragmentos de rocha não submetidos a transporte e com variados padrões de quebra, exibindo formas que variam de angulosas a subarredondadas, incluindo fragmentos especialmente alongados (Fig. 49 A, C, D e F) e, secundariamente, subesféricos.

A textura geral das brechas pode ser descrita como cataclástica de preenchimento quando a matriz exhibe feições triangulares relativas ao processo de preenchimento de espaços vazios (Fig. 49 C), e por vezes cataclástica de substituição quando a matriz também substitui total ou parcialmente os fragmentos de rocha, com matriz variando de composição entre hematítica e silicosa (Fig. 49 F).

Quando intensamente desenvolvidas, a hematitização e a silicificação mostram grau de retenção textural muito pequeno, de forma que estas alterações removem facilmente a maioria das feições das rochas hospedeiras originais. Portanto, estas alterações são consideravelmente destrutivas, o que dificulta o reconhecimento das rochas originais (Fig. 49).

As brechas formadas por fluidos essencialmente hematíticos são responsáveis pela mineralização em ferro, são encontradas de maneira geral na forma de blocos soltos com até 30 centímetros de diâmetro, comumente submetidas a ação intempérica, apresentam coloração variando entre avermelhada e preta.

São brechas com textura variável, podendo ser do tipo clasto suportada (Fig. 49 A) ou matriz suportada (Fig. 49 C). Essas rochas foram formadas por intenso faturamento e alteração hidrotermal em que os fluidos preencheram cavidades e fraturas dos ortognaisses originando brechas monomíticas, com fragmentos não transportados, alongados, angulosos a subangulosos de rocha avermelhada composta por quartzo, K-feldspato e albita, interpretada como originada por albitização e/ou K-feldspatização dos ortognaisses. Os fragmentos que compõem as brechas mostram tamanho variando de milimétrico a centimétrico (0,5 mm a 5 cm)

A matriz hematítica apresenta aspecto maciço mais comumente, embora hematita especular também ocorra, fragmentos de ortognaisse diminutos podem compor, em menor quantidade, a matriz. Por vezes, a alteração gera pseudo-clastos, nos quais é possível observar um fragmento da encaixante completamente substituído por hematita (Fig. 49 C). Por vezes, existem porções de hematita pura em caráter maciço (Fig. 50 A) e textura *boxwork*, cujos vazios estão por toda a rocha (Fig. 50 B).

A principal forma de ocorrência da sílica é sob a forma microcristalina compondo a matriz de algumas brechas da região. Estas brechas são encontradas na forma de blocos soltos com diâmetro de até 30 centímetros, podem ocorrer ainda na forma de afloramentos rasteiros e lajedos compondo porções silicificadas dos ortognaisses (Fig. 49 B), normalmente submetidas

aos agentes intempéricos, são caracteristicamente avermelhadas. Na silicificação desenvolvida sobre os ortognaisses do Complexo São Nicolau, a sílica ocorre como constituinte da matriz de brechas, conferindo a estas não somente texturas cataclásticas, mas de substituição. As brechas silicosas são, em geral, monomícticas, variando entre clasto e matriz-suportada com fragmentos não transportados, angulosos a subarredondados, alongados a subesféricos, compostos por quartzo, albita e K-feldspato de tamanhos milimétricos a centimétricos (1mm a 6 cm).

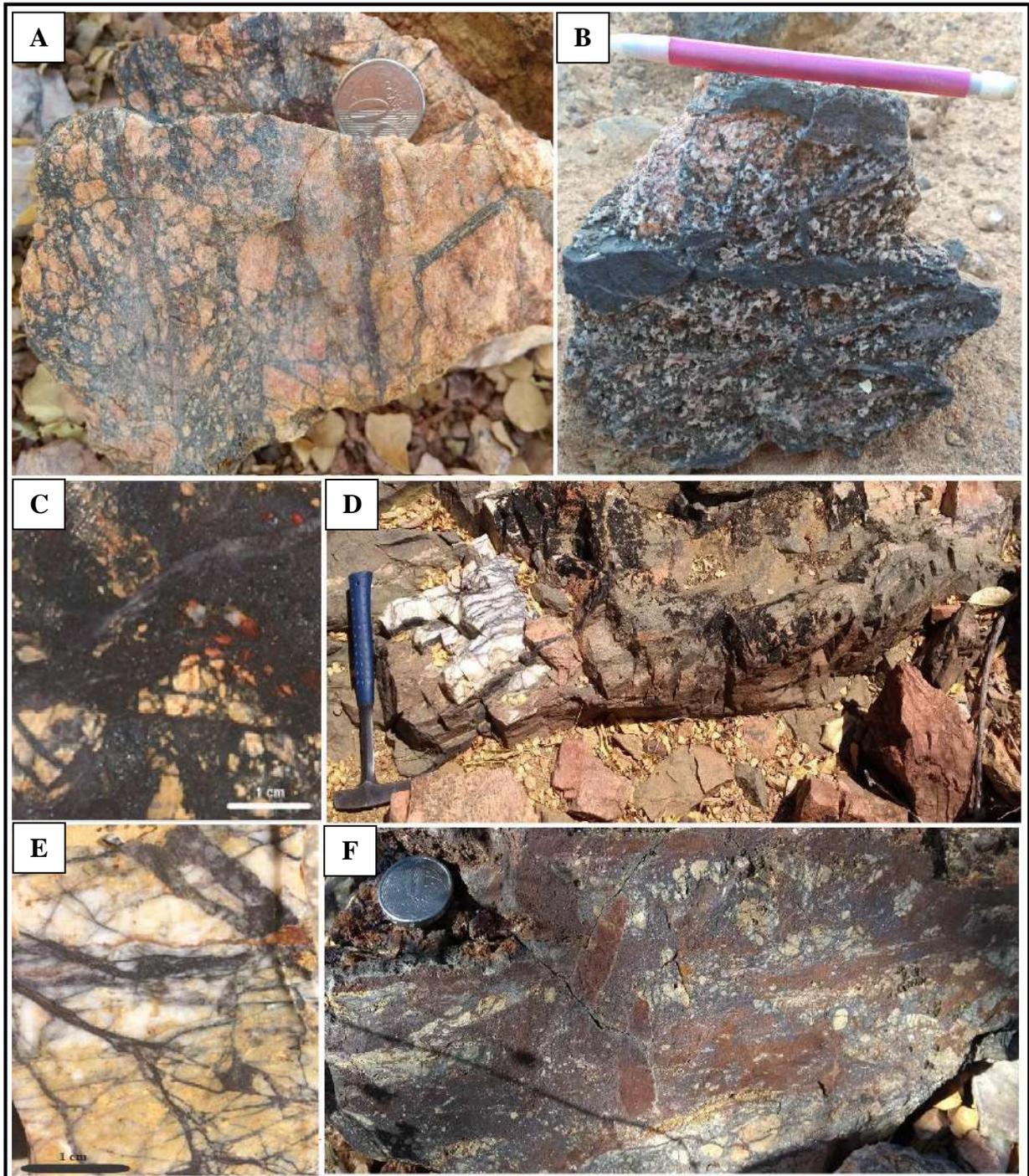
Pode ocorrer silicificação pervasiva das hospedeiras, de forma que estas rochas sejam inteiramente substituídas por sílica (seja microcristalina ou na forma de quartzo leitoso) (Fig. 49 D). Em algumas brechas, a silicificação é a alteração hidrotermal mais intensa, tais como nas brechas encontradas na localidade de Jardim.

A matriz das brechas apresenta coloração escura em textura maciça, composta predominantemente por sílica microcristalina (Fig. 49 A). Por vezes, ocorrem brechas de coloração branca, com quartzo leitoso de caráter maciço (Fig 49 D). Frequentemente, são encontradas brechas silicosas de textura *boxwork* (Fig. 50 C).

No entanto, a silicificação pode ser reconhecida em duas gerações, ocorrendo de forma intensa alterando completamente os fragmentos que compõem as brechas, nesse caso, ocorre silicificação pervasiva responsável pela completa substituição da hospedeira por sílica (comumente quartzo leitoso) e posterior fraturamento responsável por microbrechação através da formação de veios e *stockwork* de sílica microcristalina. (Fig. 49 E)

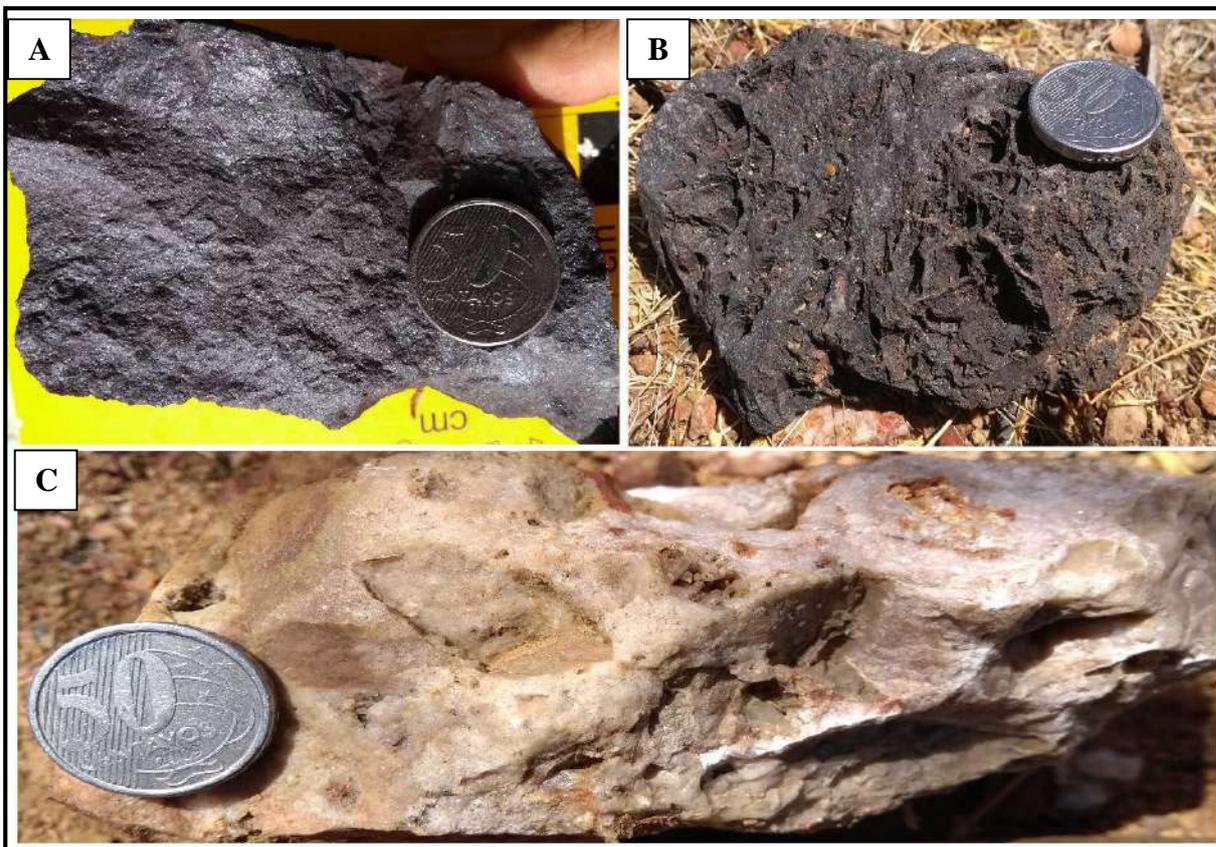
A matriz das brechas hidrotermais varia de composição entre hematítica ou silicosa, admitindo variedades de composição mista (sílica + hematita). A interação entre hematita e a sílica é diversa, uma vez que a sílica ocorre recortada por veios de hematita, e hematita recortada por veios de sílica, o que aponta para uma contemporaneidade dessas alterações (Fig. 49 C). Veios de hematita marrom e/ou vermelha (material ferruginoso fino/*earthy hematite*) podem ocorrer especialmente junto a veios de sílica (Fig. 49 F).

Figura 49 – Características texturais das brechas sílico-hematíticas de Jardim e Coroatá, Pio IX (PI). **A:** Brecha hematítica clasto-suportado. **B:** Veios de hematita e sílica microcristalina em *stockwork* ocorrem em mutualidade com variada associação de corte, evidenciando contemporaneidade das alterações. **C:** Brecha hematítica matriz-suportada. **D:** Silicificação intensa de ortognaisse dá origem à brecha silicosa (matriz de sílica microcristalina e clastos de quartzo leitoso). **E:** Silificação é presente em dois estágios, o primeiro dá origem a uma rocha inteiramente silicificada, substituída por quartzo leitoso e o segundo é representado por veios de sílica microcristalina em *stockwork*. **F:** Hematita marrom/vermelha (interação com sílica) ocorre em brechas hematíticas e/ou silicosas



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

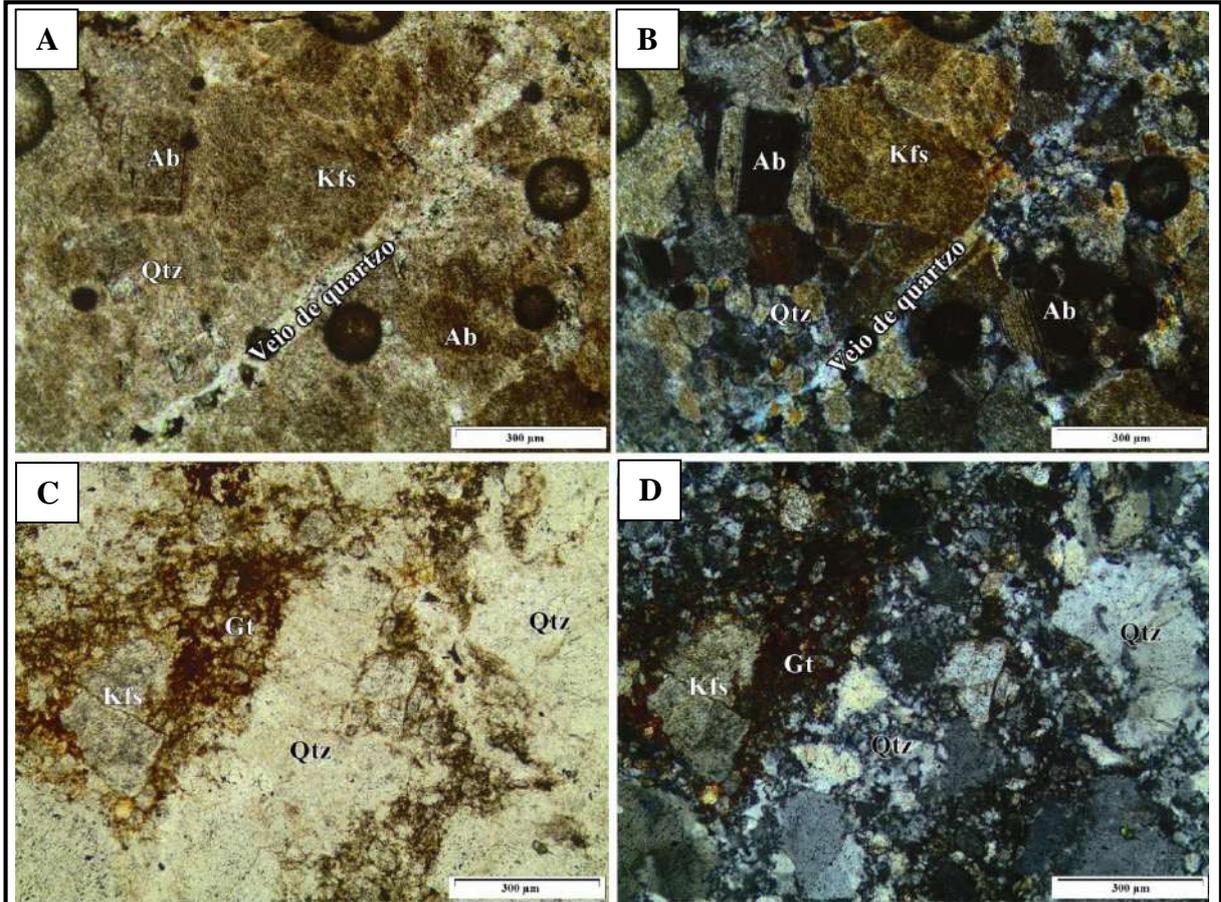
Figura 50 – Hematita e sílica desenvolvidas em hábito maciço. **A:** Hematita cinza desenvolvida em caráter maciço. **B:** Brecha sílico-hematítica com textura *boxwork*. **C:** Sílica desenvolvida de modo pervasivo, rocha original foi completamente substituída por sílica (quartzo leitoso), textura *boxwork* com buracos cúbicos é notada.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

A hematitização e a silicificação incipientes podem ser reconhecidas ao microscópio petrográfico por uma alteração comumente desenvolvida nos feldspatos, dada pelo aspecto turvo e amarronzado de seus cristais. Essa alteração ocorre porque Fe^{3+} pode substituir o Al^{3+} na estrutura cristalina destes minerais, essa inclusão de ferro ou óxidos de ferro na estrutura do feldspato causa alteração especialmente na cor do cristal, que adquire feições turvas e cores amarronzadas, bem diferentes dos cristais tipicamente incolores ao microscópio petrográfico. Esta alteração é desenvolvida especialmente quando há silicificação ou hematitização, sejam elas intensas ou não. Quando associada ao faturamento ou microbrechagem das rochas, as inclusões de ferro na estrutura do mineral podem migrar, devido à deformação e à entrada de fluidos decorrentes do faturamento, desse modo, os cristais de feldspato alterados apresentam variada associação com o desenvolvimento de oxidação das rochas, responsável pela formação de hidróxidos de ferro, tais como limonita e, especialmente, goethita (Fig. 51).

Figura 51 – Alterações de feldspatos. **A:** Feldspatos exibem aspecto turvo e colorações amarronzadas, oriundas de inclusões de Fe na sua estrutura cristalina. (nicois paralelos). **B:** Feldspatos turvos e amarronzados (nicois cruzados). **C:** Hidróxidos de ferro (goethita) desenvolvidos em decorrência da entrada de fluidos em associação a feldspato alterado (nicois paralelos). **D:** Hidróxidos de ferro em associação a feldspato alterado (nicois cruzados).



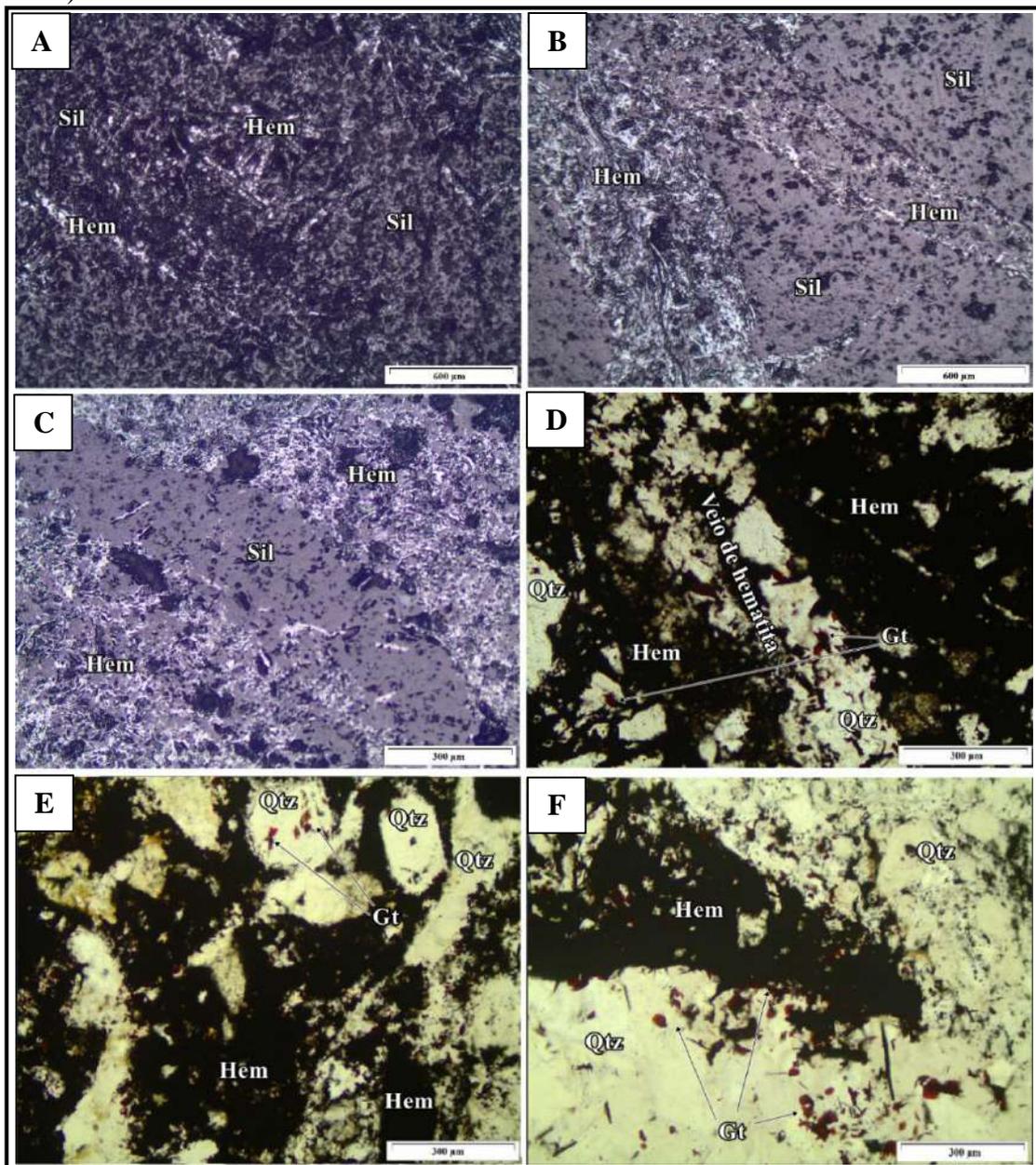
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Ao microscópio petrográfico, a silicificação e a hematitização mostram variadas tipologias, podendo ser desenvolvidas de modo canalizado, quando a rocha mostra hematita, grãos de quartzo ou sílica amorfa nas redes de fraturas (Fig. 52 A, B e C) e de modo pervasivo (Fig. 53), compondo a matriz das brechas hidrotermais, podem ser desenvolvidas em associação, sendo reconhecidos veios de hematita + sílica (Fig. 52 D).

Características marcantes das brechas silicosas e hematíticas são os indícios da formação de cristais em cavidades. A cristalização por preenchimento é caracterizada pela formação de minerais bem cristalizados, uma vez que o preenchimento de fluidos ao longo de cavidades permite o crescimento desimpedido dos cristais, proporcionando o desenvolvimento de boas formas cristalinas, esse indício pode ser reconhecido pelas formas cristalinas perfeitas assumidas, por vezes, pelo quartzo (Fig. 52 E). Outra feição reconhecida é caracterizada pelas

formas angulares ou mesmo triangulares assumidas pela matriz das brechas, nesse caso, o fluido permitiu o preenchimento de cavidades e interstícios presentes entre os cristais, essa feição é comumente mostrada pela hematita (Fig. 52 F).

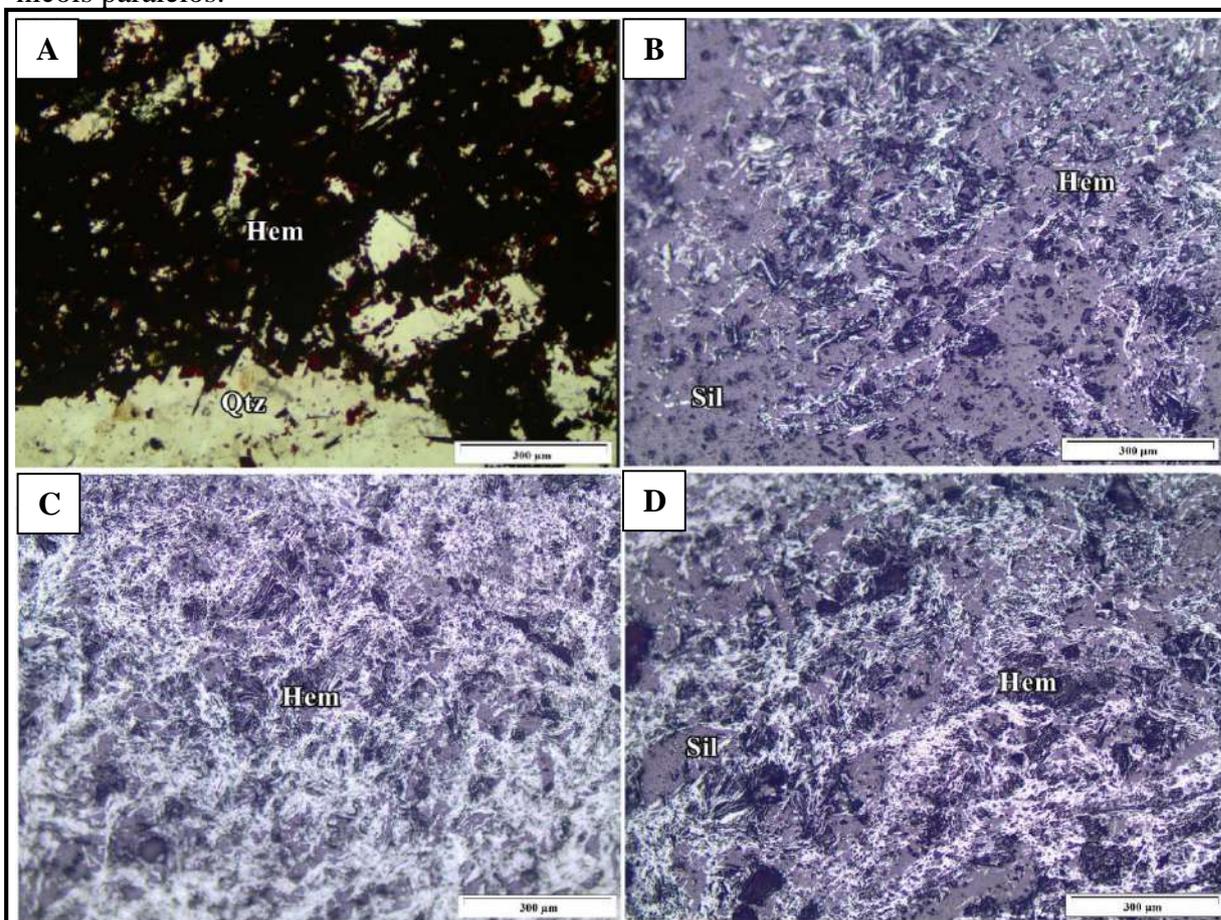
Figura 52 – Hematitização e silicificação canalizadas com indícios de cristalização por preenchimento de cavidades. **A:** Disseminações de hematita em matriz silicosa (luz refletida, nicois paralelos). **B:** Hematita desenvolvida na forma de veios (luz refletida, nicois paralelos). **C:** Veio de quartzo recorta hematita (luz refletida, nicois paralelos). **D:** Veio de quartzo + hematita (luz transmitida, nicois paralelos). **E:** Quartzo em formato hexagonal em veio de quartzo-hematita (luz transmitida nicois paralelos). **F:** Hematita em formato triangular, cristalização se deu por precipitação ao longo de cavidades e interstícios de cristais (nicois paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

A hematita ocorre como agregados granulares finos, como cristais tabulares ou mesmo na forma de cristais arredondados amplamente distribuídos ao longo das rochas, apresentam tamanho que varia, em média de 0,01 a 0,3 mm. A hematita pode ocorrer com textura maciça ou especular (Fig. 53).

Figura 53 – Aspectos da alteração hematítica ao microscópio petrográfico. **A:** Hematita desenvolvida como cristais lamelares formam hematita com textura especularítica, que de modo bem desenvolvido, dão aspecto maciço à matriz hematítica (luz transmitida, nicois paralelos). **B:** Hematita desenvolvida na forma de pequenas lamelinas em textura especularítica (luz refletida, nicois paralelos). **C:** Matriz de brecha hematítica caracterizada por hematita em caráter maciço, a hematitização teve desenvolvimento pervasivo (luz refletida, nicois paralelos). **D:** *Stocwork* de hematita permite desenvolvimento de brecha de matriz hematítica (luz refletida, nicois paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

5.4.3.1 Sulfetos disseminados e alterações supergênicas

A hematitização e a silicificação podem estar associadas a sulfetos, representados pela ocorrência de pirita e, secundariamente, de calcopirita (Fig. 54 A). A malaquita pode ser

identificada em algumas associações, representando uma proto-mineralização em cobre (Fig. 55 C).

A pirita pode ocorrer como agregados microgranulares disseminados (Fig. 54 A) na rocha ou se apresentar na forma de cristais bem desenvolvidos de até 1,5 mm (Fig. 54 E). A pirita ocorre como cristais subédricos de cor amarela (Fig. 53 C) ou como agregados de cristais arredondados (Fig. 54 B). Está disposta em veios de hematita-pirita e pode ocorrer anteriormente às alterações hematíticas e silicosas, sendo recortada por veios de hematita ou sílica (Fig. 54 C, D e E).

A alteração e erosão de sulfetos é uma característica comumente reconhecida tanto em escala macroscópica quanto microscópica. Macroscopicamente, são comuns manchas amareladas na superfície dos alforamentos e fraturas (Fig. 55 A), e textura *boxwork* com buracos cúbicos (Fig. 55 B). Ao microscópio petrográfico, essa alteração é evidenciada pela presença de cavidades resultantes da erosão de sulfetos ou pelo aspecto amarronzado de alguns cristais (Fig. 55 D).

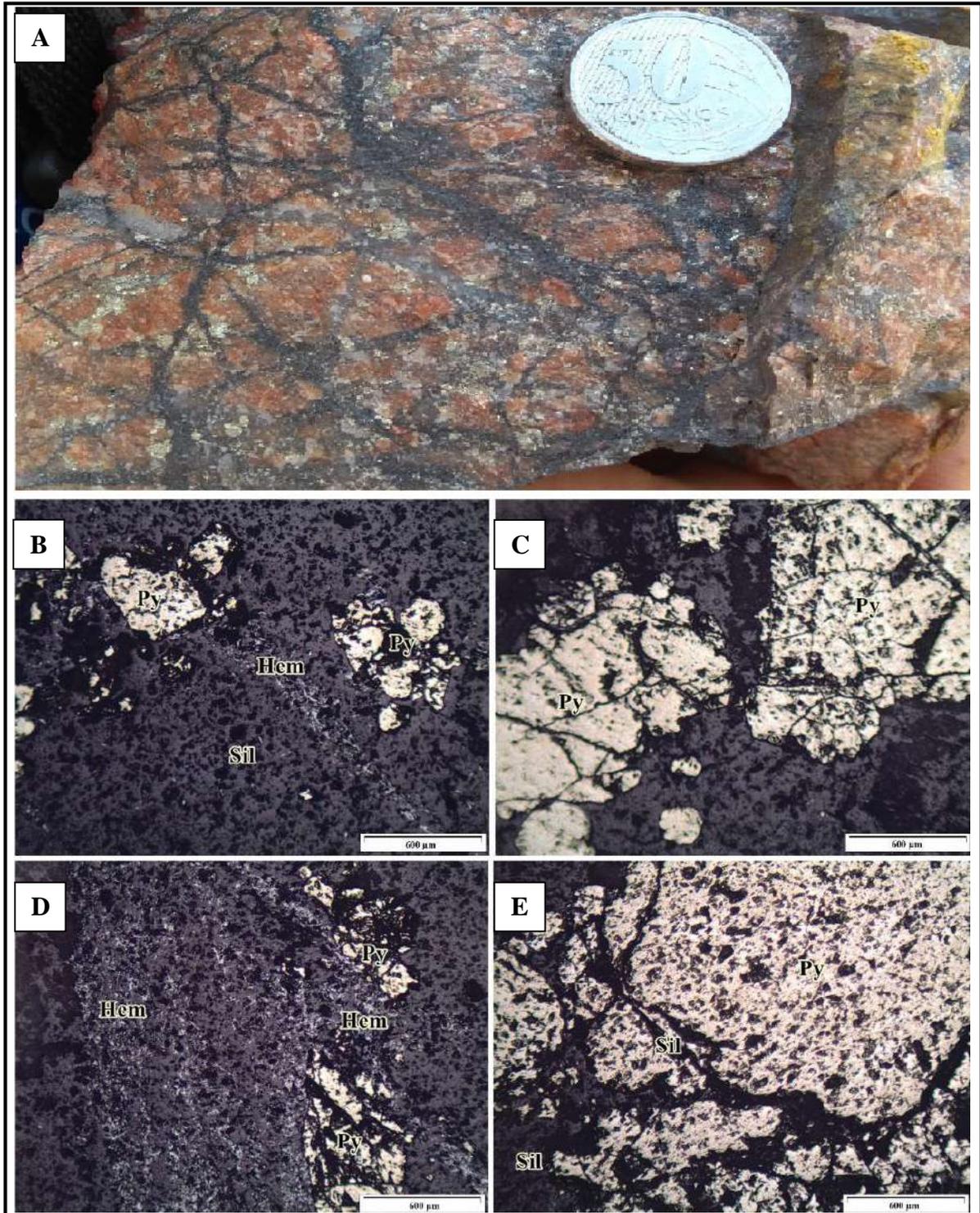
A oxidação de sulfetos associados às alterações hidrotermais descritas, especialmente a calcopirita (CuFeS_2) levou a formação de malaquita, um mineral secundário de cobre. A malaquita é comum nas zonas oxidadas dos depósitos de minério de cobre e é o mineral de cobre mais estável em ambientes em contato com a atmosfera e a hidrosfera. Sua formação resulta da dissolução do minério sulfetado e ocorre com a presença de fluidos ácidos de baixa temperatura.

A malaquita ocorre como grãos microgranulares associados especialmente a hidróxidos ou na forma disseminada junto às brechas sílico-hematíticas. Mostra-se em cristais verdes com altas cores de interferência, podendo preencher cavidades, deve estar associada à alteração de sulfetos (Fig. 55 D).

A malaquita pode ocorrer associada tanto com a silicificação quanto com a hematitização, no entanto, ela é mais comum quando há forte oxidação das rochas. A oxidação das rochas pode ser evidenciada pela formação de hidróxidos de ferro (goethita e limonita) junto à malaquita e por cristais alterados de sulfetos (mostram-se em cristais amarronzados). A malaquita ocorre unicamente como alteração incipiente e canalizada, não sendo observadas assembleias inteiramente modificadas pela presença deste mineral (Fig. 55 D, E e F).

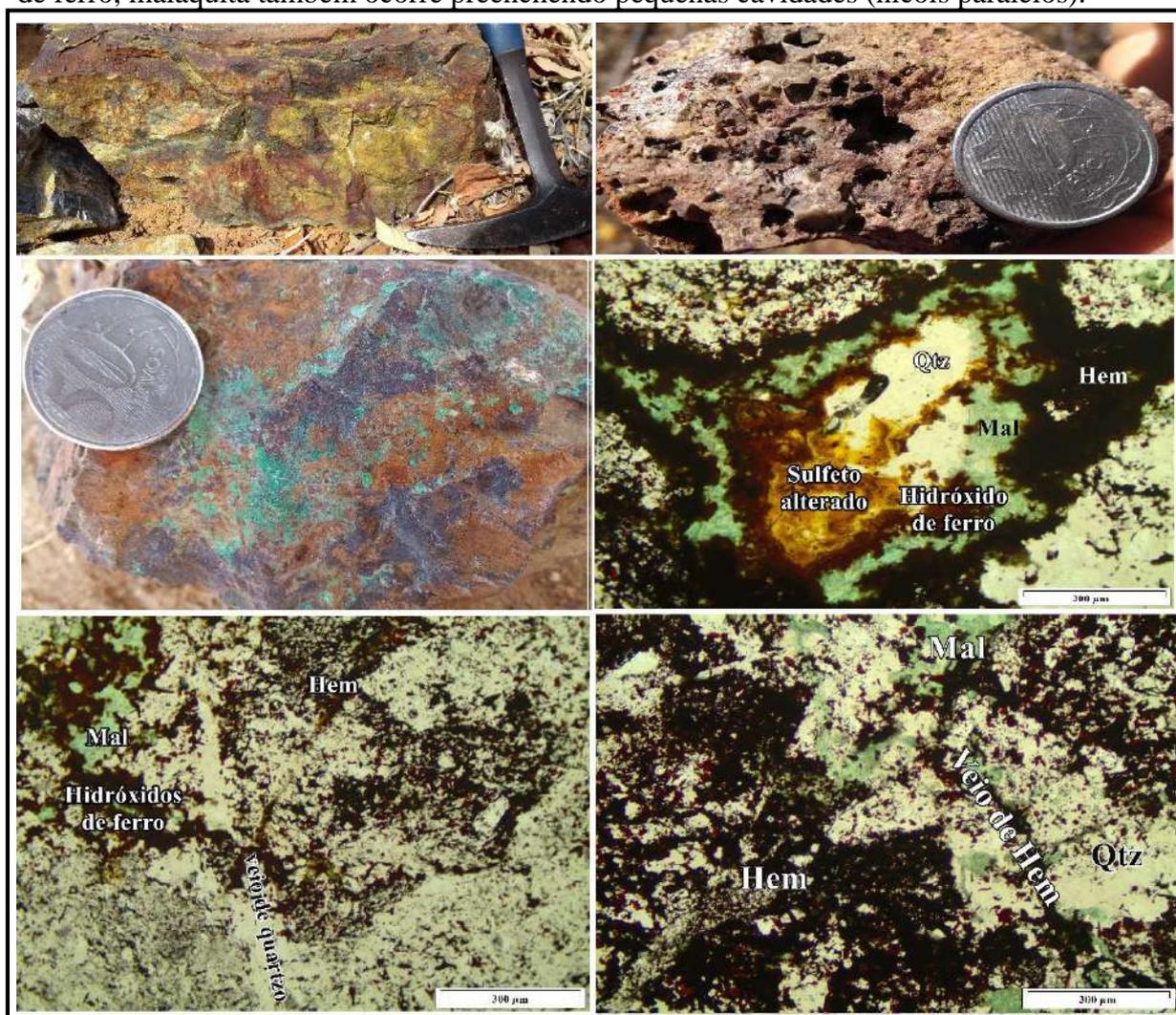
A formação de malaquita resulta da dissolução do minério sulfetado e ocorre com a presença de fluidos ácidos de baixa temperatura.

Figura 54 – Ocorrências minerais associadas às brechas hematíticas. **A:** Pirita e calcopirita disseminadas em rocha avermelhada cortada por veios de hematita em *stockwork*. **B:** Pirita de cor amarela e reflectância média é desenvolvida na forma de agregados granulares arredondados, associa-se à hematita (luz refletida, nicois paralelos). **C:** Pirita bem formada exhibe formas subeudrais em cristais com tamanho maior que 1 mm, os cristais de pirita ocorrem fraturados e recortados por vênulos de sílica (luz refletida, nicois paralelos). **D:** Veio de hematita recorta cristal fraturado de pirita (luz refletida, nicois paralelos). **E:** Pirita milimétrica anedral e arredondada é recortada por veios de sílica (luz refletida, nicois paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

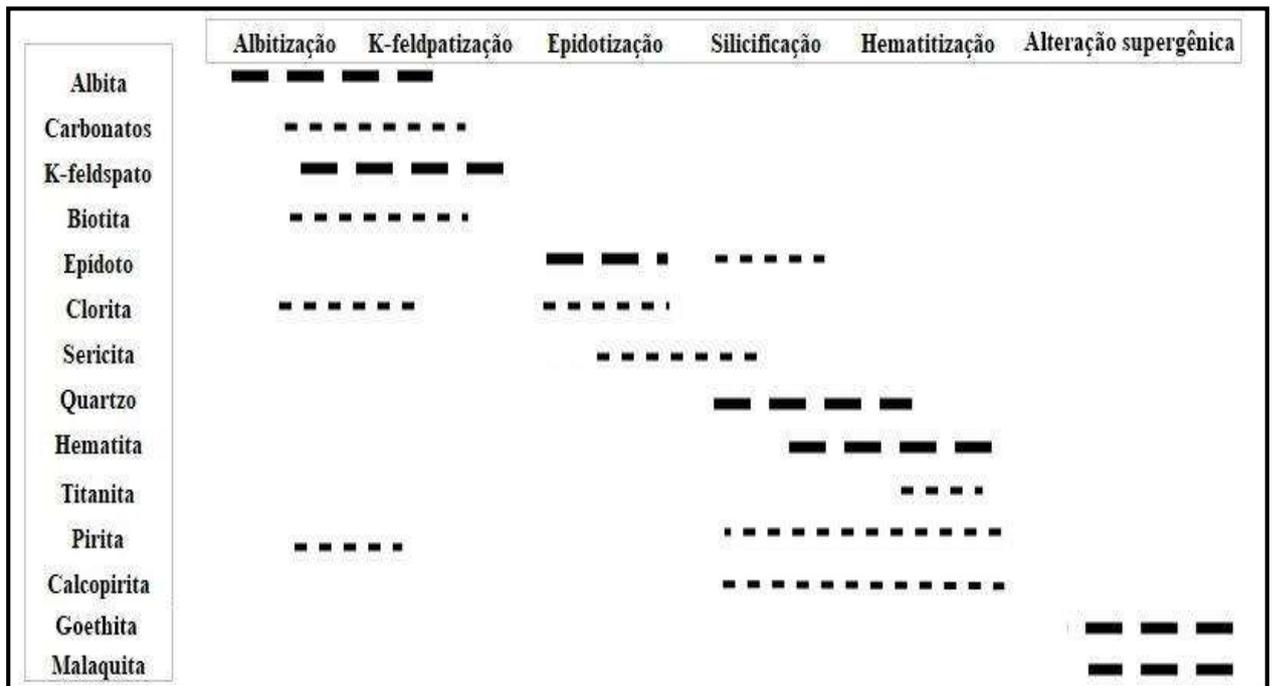
Figura 55 – Indícios de alteração de sulfetos nas brechas hidrotermais e proto-mineralização em cobre. **A:** Manchas amareladas como produto da oxidação de sulfetos. **B:** Textura *boxwork* em formato cúbico evidencia erosão de sulfetos. **C:** Disseminações de malaquita em amostra de mão. **D:** Cavidade produzida pela erosão e lixiviação de sulfeto (provavelmente calcopirita) é preenchida por quartzo microcristalino, a oxidação também deu origem a hidróxidos de ferro e foi reponsável pela formação de malaquita, esta associação é envolta por hematita (nicois paralelos). **E:** Veio de sílica é recortada por associação com hematita + malaquita + hidróxidos de ferro (nicois paralelos). **F:** Veios de hematita ocorrem associados a malaquita e hidróxidos de ferro, malaquita também ocorre preenchendo pequenas cavidades (nicois paralelos).



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

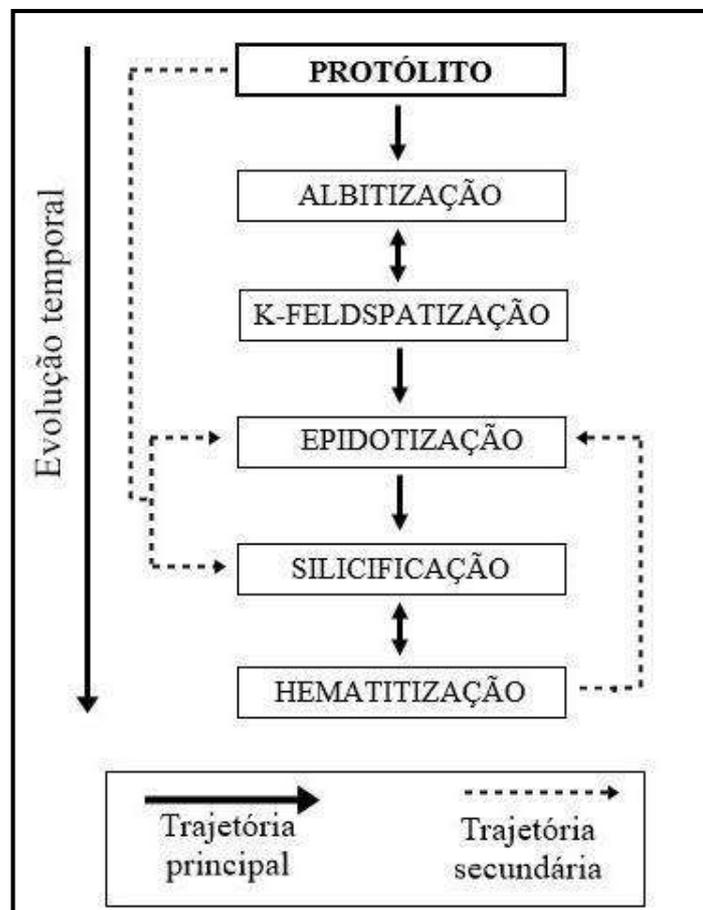
Em termos gerais, as alterações hidrotermais descritas apresentam consistente associação mineral e sequência paragenética composta majoritariamente por silicatos seguidos de óxidos de ferro, sulfetos e carbonatos em menor quantidade (Fig. 56). Também é notável a relação de superposição entre as alterações descritas pelo seu zoneamento temporal (Fig. 57).

Figura 56 - Associação mineral e sequência paragenética das alterações hidrotermais de Pio IX.



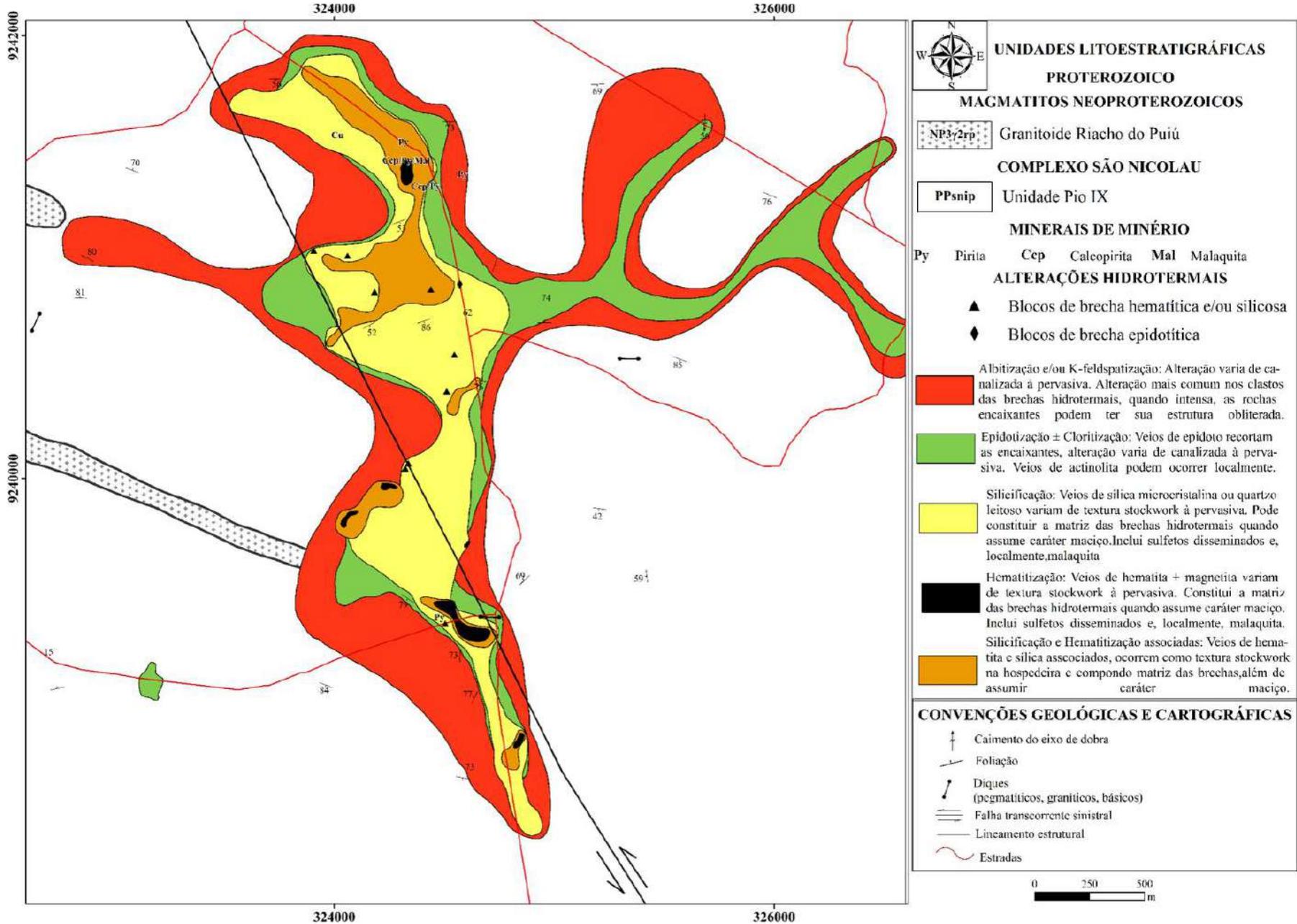
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 57 - Evolução temporal da sequência de alterações hidrotermais de Pio IX.



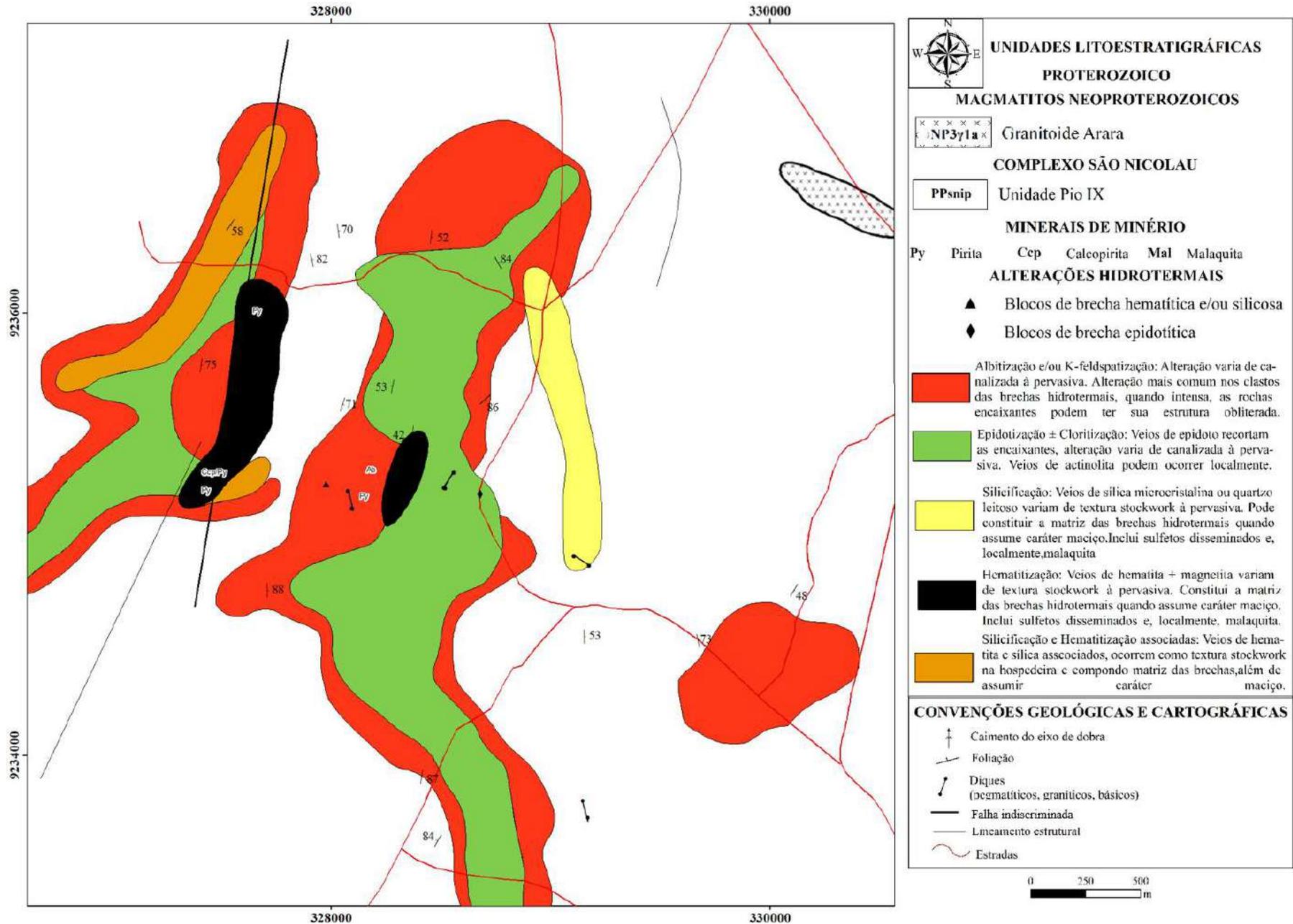
Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 58 – Mapa de distribuição das alterações hidrotermais reconhecidas para a localidade de Jardim, Pio IX.



Fonte: Elaborada pelos autores (2018).

Figura 59 – Mapa de distribuição das alterações hidrotermais reconhecidas para a localidade de Coroatá, Pio IX.



CAPÍTULO 6 – DISCUSSÃO: BRECHAS HEMATÍTICAS DA REGIÃO DE PIO IX E SUA ASSOCIAÇÃO COM DEPÓSITOS DO TIPO IOCG

O mapeamento das ocorrências de ferro e das alterações hidrotermais na região de Pio IX permitiu a identificação de diversos litotipos pertencentes ao Complexo São Nicolau e ao Grupo Orós, do Sistema Orós-Jaguaribe, submetidos a alterações hidrotermais diversas em intensidades e estilos distintos. Desta forma, o arcabouço geológico da região consiste em uma associação metavulcanossedimentar formada por metapelitos, metavulcânicas, mármore e calcissilicáticas metamorizadas na fácies xisto-verde, pertencentes ao Grupo Orós, justaposta ao embasamento representado por associações gnáissicas variadamente migmatizadas, de composição tonalítica a granodiorítica, formadas na fácies anfíbolito, pertencentes ao Complexo São Nicolau. Corpos de granitóides brasileiros intrudidos nestas sequências completam o quadro geológico.

Ademais, o mapeamento geológico de detalhe, aliado à descrição das alterações hidrotermais da região, permitiram a reinterpretação cartográfica de algumas unidades litológicas. Em um mapeamento regional realizado por Veríssimo et al. (2014), e em trabalhos mais detalhados acerca das brechas cupro-hematíticas da região entre Fronteiras e Pio IX realizados por Maas (2003) e Magno (2006), os principais corpos de brecha hidrotermal da área de estudo foram interpretados como resultado da brechação e alteração de granitoides brasileiros pertencentes à unidade Granito Jardim. No entanto, conforme descrito no presente trabalho no item 5.3, em resposta às diversas alterações hidrotermais as quais os ortognaisses pertencentes ao Complexo São Nicolau foram submetidos, ocorreram alterações intensas nas características composicionais, mineralógicas e texturais que podem impossibilitar o reconhecimento das feições primárias destes, e imprimir feições semelhantes àquelas de rochas graníticas. Desta forma, as brechas hematíticas da região são consideradas como hospedadas nos litotipos pertencentes ao Complexo São Nicolau, sendo Unidade Granito Jardim excluída do mapa não havendo mais, portanto, associação direta de ígneas intrusivas com a zona mineralizada.

Em relação ao sistema hidrotermal da região, os ortognaisses do Complexo São Nicolau e as metavulcânicas do Grupo Orós se encontram hidrotermalizados por um conjunto de cinco alterações: (1) albitização; (2) K-feldspatização; (3) epidotização (epidoto ± clorita ± actinolita-tremolita), (4) silicificação e (5) hematitização. As alterações apresentam caráter evolutivo temporal e sequencial em que a albitização é a primeira e a silicificação juntamente com hematitização são as últimas, além disso, cada uma das alterações possui associação

mineral e sequência paragenética consistente. Espacialmente, as três primeiras alterações ocorrem em caráter regional, podendo ser reconhecidas em posição distal à zona mineralizada, enquanto as demais estão preferencialmente associadas às brechas, e são de caráter local. A hematitização é responsável pela ocorrência de ferro nas brechas hematíticas, e pode estar associada à silicificação, ocorrendo simultaneamente a esta. Frequentemente, disseminações de sulfetos ocorrem associadas especialmente à hematitização e à silicificação e não demonstram associação preferencial.

O arcabouço estrutural da área é marcado pela ocorrência de dois eventos deformacionis, dúctil e rúptil respectivamente, sendo o último o responsável pela geração de grandes estruturas que controlam o hidrotermalismo da região, observável pela orientação geral dos corpos de brecha e pela distribuição das alterações hidrotermais, assim como pelas feições de faturamento das ocorrências de ferro. De modo geral, as foliações exibidas pelas rochas são perpendiculares à falha transcorrente, evidenciando o caráter predominantemente rúptil das feições estruturais da área.

A ocorrência das brechas-sílico hematíticas na área de mapeamento está invariavelmente associada a grandes feições estruturais, representadas especialmente pela falha transcorrente sinistral na localidade de Jardim e pela falha menor indiscriminada na área de Coroatá, evidenciando o forte controle estrutural na formação da zona mineralizada de Pio IX, o que condiz com as características sugeridas por Hitzman (2000) na definição dos depósitos do tipo IOCG, referente ao controle estrutural presente nestes.

Neste contexto, as ocorrências de ferro da região de Pio IX apresentam características condizentes àquelas dos depósitos IOCG elencadas por Willians et al. (2005), tais como: (a) presença de cobre como metal econômico na forma de calcopirita disseminada na zona mineralizada; (b) ocorrência de ferro com feições hidrotermalizadas como textura *stockwork* de hematita e sílica, reconhecimento da zona mineralizada hospedada em corpos de brecha hidrotermais, além de disposição dos corpos brechados alinhados ou à falha transcorrente, na área de Jardim, ou falha indiscriminada, na área de Coroatá; (c) presença de hematita e magnetita, abundantes em comparação à ocorrência de sulfetos; (d) ausência de associação espacial com ígneas intrusivas.

Ainda que o sistema hidrotermal caracterizado necessite de informações acerca da composição de seus fluidos e origem destes, a sólida associação mineral e sequência paragenética observadas nas alterações hidrotermais da região permitem apontar similaridades destas com alterações recorrentes em depósitos desta classe, como àquelas descritas por Barton

(2013). As principais feições das paragêneses das alterações descritas para a localidades de Pio IX e similares às propostas por Barton (2013) são sumarizadas a seguir:

(1) *Alteração sódica*: representada especialmente pela albitização, marcada pela substituição de K-feldspato por albita devido a remoção de K e adição de Na.

(2) *Alteração potássica*: reconhecida pela formação de K-feldspato pode incluir a presença de biotita. A alteração potássica é resultado da adição de K que permite a substituição de silicatos (especialmente outros feldspatos) por K-feldspato e de minerais máficos por biotita. Podem ocorrer ainda em associação com as fases sódicas e cálcicas e de caráter proximal à mineralização.

(3) *Alteração cálcica*: é manifestada pela ocorrência de associação dada por epidoto + clorita \pm actinolita. A alteração cálcica é resultado da substituição de minerais félsicos por epidoto.

(4) *Alteração ácida*: marcada especialmente pela presença de quartzo hidrotermal, pode ser reconhecida ainda pela formação de sericita em menor quantidade. Esta alteração é restrita em espaço e está intimamente relacionada à zona mineralizada do sistema.

As alterações citadas podem afetar todas as unidades litológicas da região e, à exceção da alteração ácida, são interpretadas como alterações precursoras à fase de hematitização, responsável pela formação das brechas hematíticas e das ocorrências de ferro da região. Além disso, localmente, eventos de alteração cálcica (marcada pela ocorrência de veios e vênulas de epidoto) são reconhecidos de modo posterior à mineralização.

Evidências petrográficas permitiram a identificação de diferentes estágios de alteração hidrotermal, de modo que a formação das brechas hidrotermais da região estão associadas à intensa modificação das rochas hospedeiras. A distribuição espacial destas alterações mostra importante relação entre as fases de alteração hidrotermal e a gênese da mineralização, evidenciando que o desenvolvimento de zonas mineralizadas está associado a regiões de intensa alteração hidrotermal.

Desse modo, considerando similaridades quanto à mineralogia da mineralização, ambiente tectônico e padrões de alterações hidrotermais, as ocorrências hematíticas do setor sudoeste da Faixa Móvel Orós são interpretadas como membros de um sistema do tipo IOCG, com provável associação a um sistema mineralizador regional cupro-aurífero-ferroso que se estende por centenas de quilômetros, estando relacionadas a todas as bacias Eopaleozoicas desta porção da Província Borborema, desde Jaíbaras a norte, até as bacias de São Julião/Catolé a sul de Pio IX, sugerindo que estas ocorrências fazem parte de um sistema hidrotermal de escala continental.

Contudo, devido ao caráter hidrotermal do sistema mineralizador desta classe de depósitos, é imprescindível o conhecimento aprofundado da origem destes fluidos, assim como a fonte de seus metais e sua a forma de interação com as hospedeiras para proposição de modelos descritivos genéticos mais robustos.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

- As brechas silico-hematíticas da Região de Pio IX são hospedadas por ortognaisses hidrotermalmente alterados com forte controle estrutural associado a falhas de escala regional, em um ambiente extensional rúptil.
- Não existe nenhuma associação direta entre uma suíte granítica intrusiva e as zonas de alteração hidrotermal na região de Pio IX.
- As brechas silico-hematíticas estão espacialmente e temporalmente associadas à alterações sódica, potássica, cálcica e ácida, típicas de depósitos do tipo IOCG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. de et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n 1-2, p.1-29, 1981.

ALMEIDA, FFM de et al. Províncias estruturais brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.

AMARAL, W. S. et al. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas do alto grau metamórfico adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema**. 2010. 248f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.

ARAÚJO, J. B. S.; LISBOA, L. H. D. **Mapeamento Geológico da porção SW do município de Pio IX, Piauí e caracterização das ocorrências de cobre na Bacia Molássica de Carnaubinha**. 2010. 150f. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.

ARTHAUD, M. H. et al. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: PANKHURST R. J. et al. (Eds.). West Gondwana. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 49-67, 2008.

ARTHAUD, M. H. et al. The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central Domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U–Pb and Sm–Nd geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 223-237, 2015.

ARTHAUD, M. H. **Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil), da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2007. 170f. PhD. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2007.

BARTON, M. D. ; JOHNSON, D. A. Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems. **SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny, Spec. Pub. 33. University of Western Australia Special Publication**, v. 33, p. 112-116, 2004.

BARTON, M. D. Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. In: **Treatise on Geochemistry: Second Edition**. Elsevier Inc., 2013.

BLUM, M. L. B. **Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Prospecção Mineral**. 1999. 247 p. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

BERNI, G.V. et al. The Metallogeny of Iron, copper and gold in the Borborema Province. In: 11th INTER-GUIANA CONFERENCE FOCUSING ON THE TECTONICS & RESOURCE POTENTIAL OF NE SOUTH AMERICA. Paramaribo, Suriname. 2019. No prelo.

BRITO NEVES, B. B. et al. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 279-296, 1995.

BRITO NEVES, B. B. et al. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, v. 1, p. 151-182, 2000.

CABY, R. A.; ARTHAUD, M.H. (1986). **Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil**. *Geology*, v. 14, n. 10, p. 871-874, 1986.

CASTRO, N. A. de. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Tapera, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. 335f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CAVALCANTE, J. C. **Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil**. 1999. 87f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Ciências Exatas e da Terra Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Centro Sudoeste do Ceará**. 2010.

DE MACÊDO FILHO, A. A.; SOUZA, Z. S. de. Geoquímica do magmatismo Ediacarano Serra do Caramuru, NE da Província Borborema, RN, Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 16, n. 3, p. 117-142, 2016.

DELGADO, Inácio de Medeiros et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, p. 187-200, 1997.

EVANS, J.P. Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 54, n. 1, p. 29-39, 1990.

GANADE DE ARAUJO, C. E. **Mapeamento Lito-Estrutural de uma Porção A NW do Arco Magmático de Santa Quitéria, Região de Caracará-Ce, Auxiliado por Técnicas de Sensoriamento Remoto**. 2006. 78f. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

HAMELAK, G. M. S. **Assinatura Geoquímica e Isotópica de Protólitos e Granitos Pertencentes ao Arco Magmático de Santa Quitéria - CE**. 2015. 159 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.

HITZMAN, M. W. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why. **Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective**, v. 1, p. 9-25, 2000.

JARDIM DE SÁ, E. F. et al. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. **Brazilian Journal of Geology**, v. 22, n. 4, p. 472-480, 1992.

JÉBRAK, M. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. **Ore geology reviews**, v. 12, n. 3, p. 111-134, 1997.

JÉBRAK, MICHEL. Use of breccias in IOCG (U) exploration. **Geological Association of Canada, Short Course Notes**, v. 20, p. 79-88, 2010.

MACHADO, M. A. **Caracterização descritiva e genética de ocorrências cupro-hematíticas no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe Província Borborema**. 2006. 118 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

MAAS, M. V. R. **Integração de Dados de Geofísica Aérea e Geologia Aplicada à Exploração Mineral no Setor Sudoeste do Cinturão Cuprífero Orós-Jaguaribe–Província Borborema**. 2003. 75f.. Dissertação (Mestrado) . Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, 2003.

MEDEIROS, V. C. de. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da zona transversal, NE do Brasil**. 2004. 199f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MENDONÇA, J. C. G. S.; BRAGA, A. P. G. As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt?. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 3, p. 225-241, 1987.

MINTY, B. R. S. **Fundamentals of Airbone Gamma-ray Spectrometry**. In AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, n. 2, p. 39-50. 1997.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. 415 f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

PARENTE, C. V.; ARTHAUD, M. H. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 297-306, 1995.

PITOMBEIRA, J. P. A. **Geoquímica e Geocronologia das Rochas Metamáficas e Metaultramáficas do Grupo Novo Oriente-CE, SW do Domínio Ceará Central, Província Borboreama**. 2014. 136 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2014.

RONG, J.; WANG, F. **Metasomatic Textures in Granites: Evidence from Petrographic Observation**. Pequim: Springer, 2007, 144 p.

TAYLOR, R. **Ore textures: recognition and interpretation**. Springer Science & Business Media, 2009.

THORNE, K. et al. Radiometric calibration of Landsat. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 63, n. 7, p. 853-858, 1997.

VAN SCHMUS, W. R. et al. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, 1995.

VAUCHEZ, A. et al. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

VERÍSSIMO, C. U. V. et al. Carta geológica da folha Pio IX: SB. 24-YA-VI. 2014.

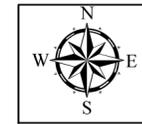
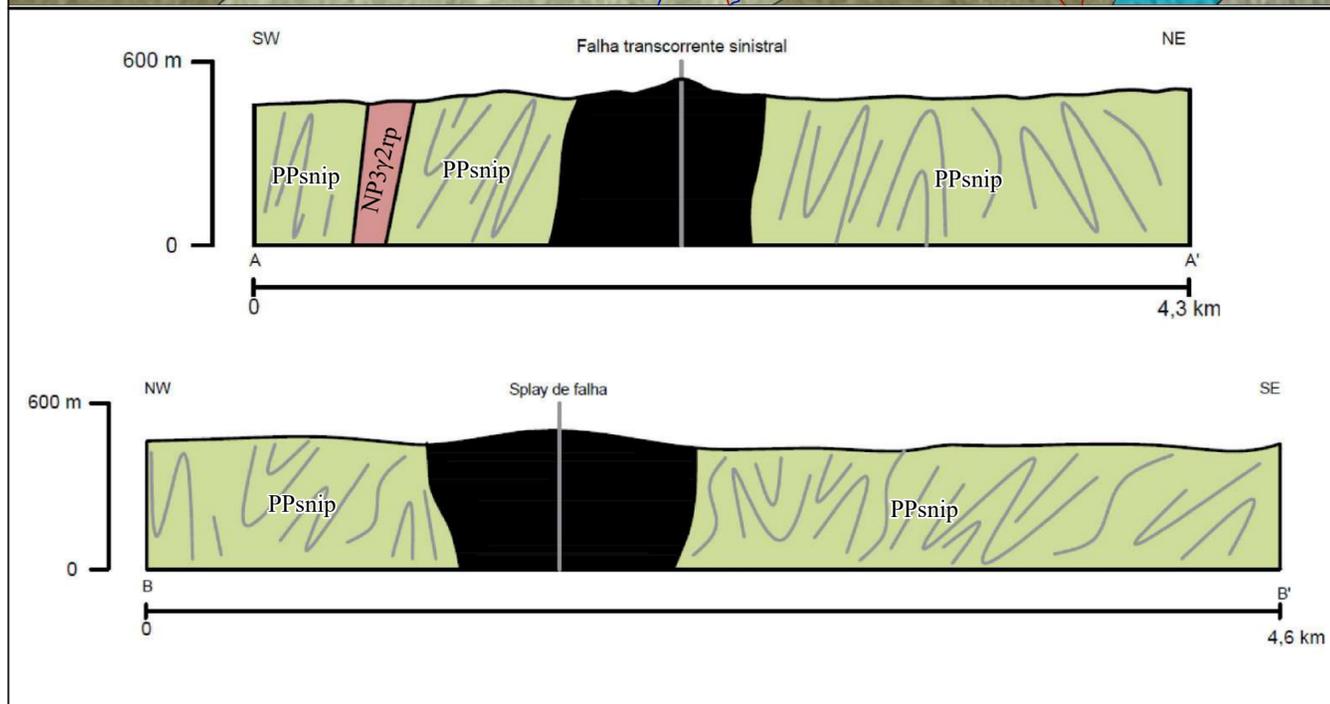
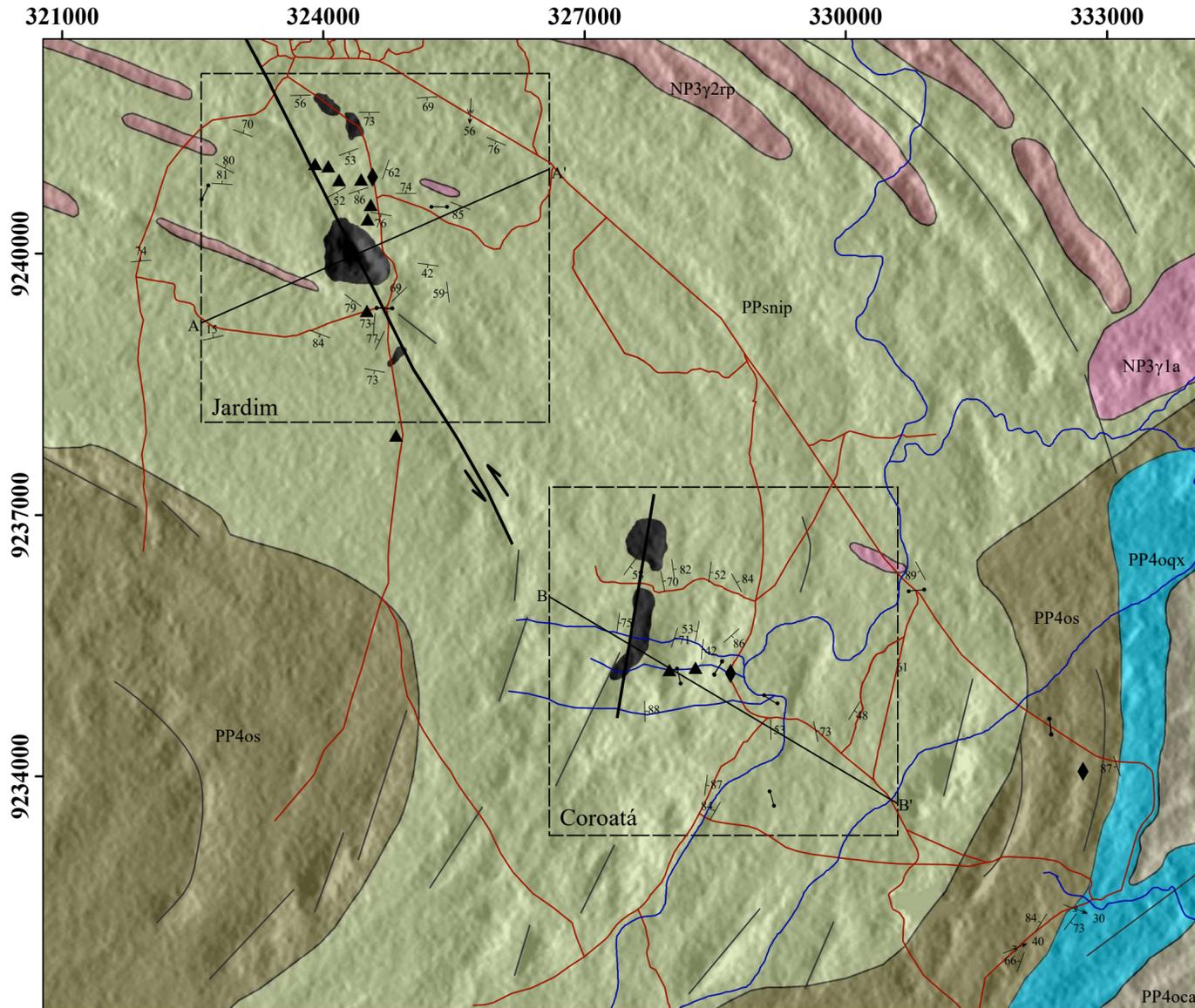
VERÍSSIMO C. U. V. et al. The Itataia phosphate-uranium deposit (Ceará, Brazil) new petrographic, geochemistry and isotope studies. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p.115–144, 2016.

WILLIAMS, P. J. et al. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. **Economic Geology**, p. 371-405, 2005.

WINTER J. D. **An introduction to igneous and metamorphic petrology**. Prentice-Hall Inc. 2001.

ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

PROTEROZOICO

MAGMATITOS NEOPROTEROZOICOS

NP3γ2rp

Granitoide Riacho do Puiú: Diques Graníticos leucocráticos deformados. Granitos com orientação incipiente, granulação fina e textura equigranular.

NP3γ1a

Granitoide Arara: Granitos, granodioritos, monzonitos e quartzo-dioritos. São representados especialmente por corpos de quartzo-dioritos. Granulação de média a grossa, variadamente migmatizados, podem incluir enclaves básicos e das rochas encaixantes, por vezes epidotizados.

GRUPO ORÓS-JAGUARIBE

PP4os

Formação Santarém: Xistos feldspáticos com intercalações de rochas calcissilicáticas, metavulcânicas ácidas e básicas e metavulcanoclásticas.

PP4oqx

Formação Quixaba: Mármore calcítico branco a cinza claro que passam a rochas calcissilicáticas. Recortados por diques de rochas metabásicas, de espessura centimétrica a métrica.

PP4oca

Suíte Campo Alegre 3: Metatufos ácidos e básicos interestratificados ou não, com níveis de rochas calcissilicáticas, mármore, xistos com granada ou não, metabásica e metariolitos.

COMPLEXO SÃO NICOLAU

PPsnip

Unidade Pio IX: Ortognaisses cinzas migmatizados, de composição tonalítica a granodiorítica, contendo segregações de biotita e hornblenda. Inclui lentes e corpos de anfibolito.

RECURSOS MINERAIS



Brechas Sílico-hematíticas: Brechas hematíticas e silicosas que variam de clasto a matriz-suportadas. Associam-se a sulfetos e, localmente, à malaquita. Textura boxwork é comum.

▲ Blocos de brecha hematítica e/ou silicosa

◆ Blocos de brecha epidotítica

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- ↑ Caimento do eixo de dobra
- ↗ Foliação
- ↘ Diques pegmatíticos
- ≡ Falha transcorrente sinistral
- Falha indiscriminada
- Lineamento estrutural

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Área de mapeamento de detalhe (Anexos C e D)
- Estradas
- Drenagens

Discentes

João Gabriel Ferreira da Silva
Laryssa de Sousa Carneiro

Dezembro de 2018

Orientador

Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni

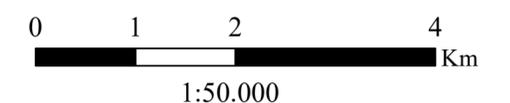
Coorientadores

Dr. Tobias Schlegel
Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente



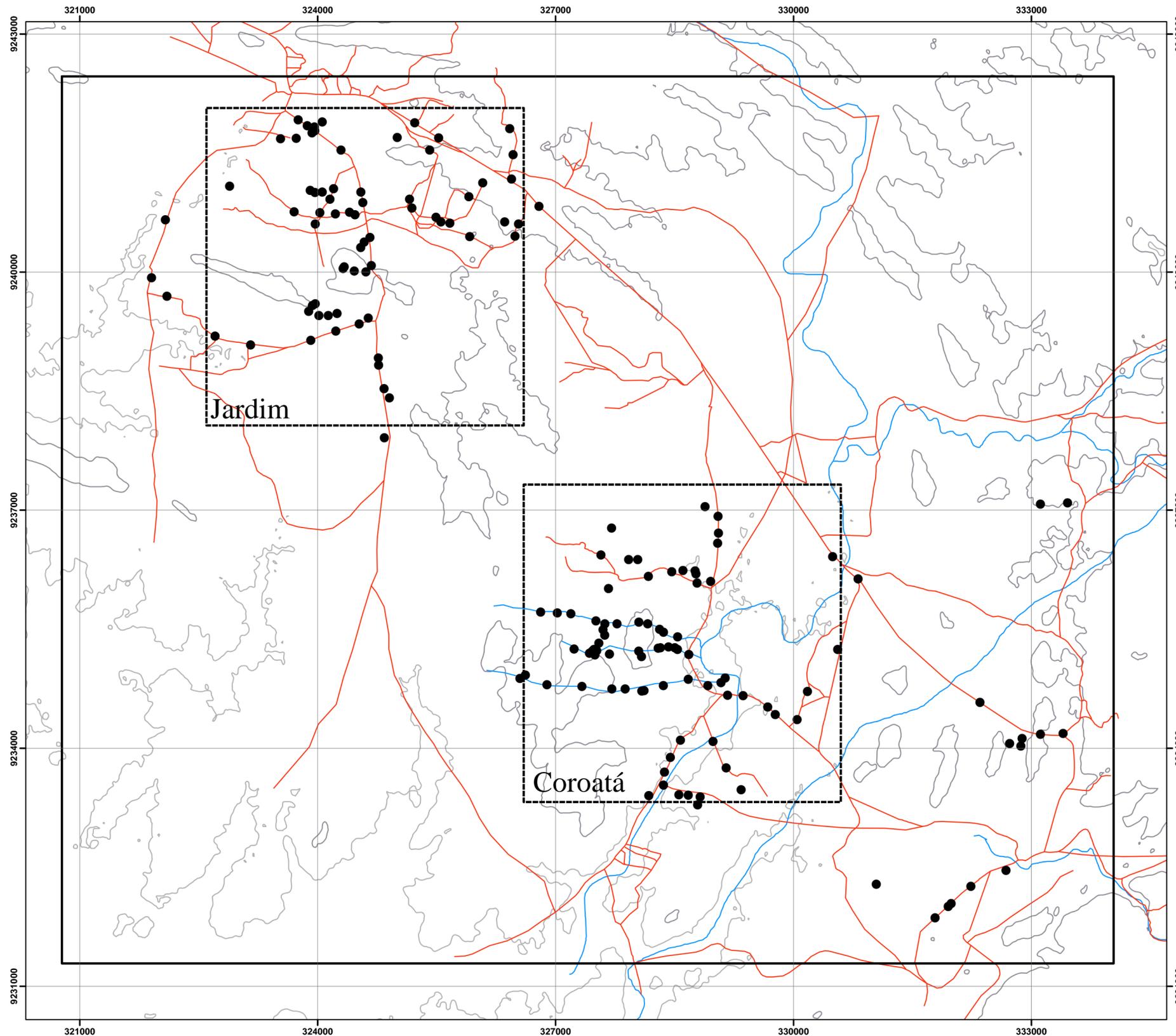
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Sistema de Coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 24S
Projeção: Transversa de Mercator
Unidade: Metros



ANEXO B - MAPA DE PONTOS

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI



CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Área de mapeamento regional
- Área de mapeamento de detalhe
- Pontos
- Drenagens
- Estradas
- Curvas de nível

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

Discentes

João Gabriel Ferreira da Silva
Laryssa de Sousa Carneiro

Orientador

Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni

Coorientadores

Dr. Tobias Schlegel
Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

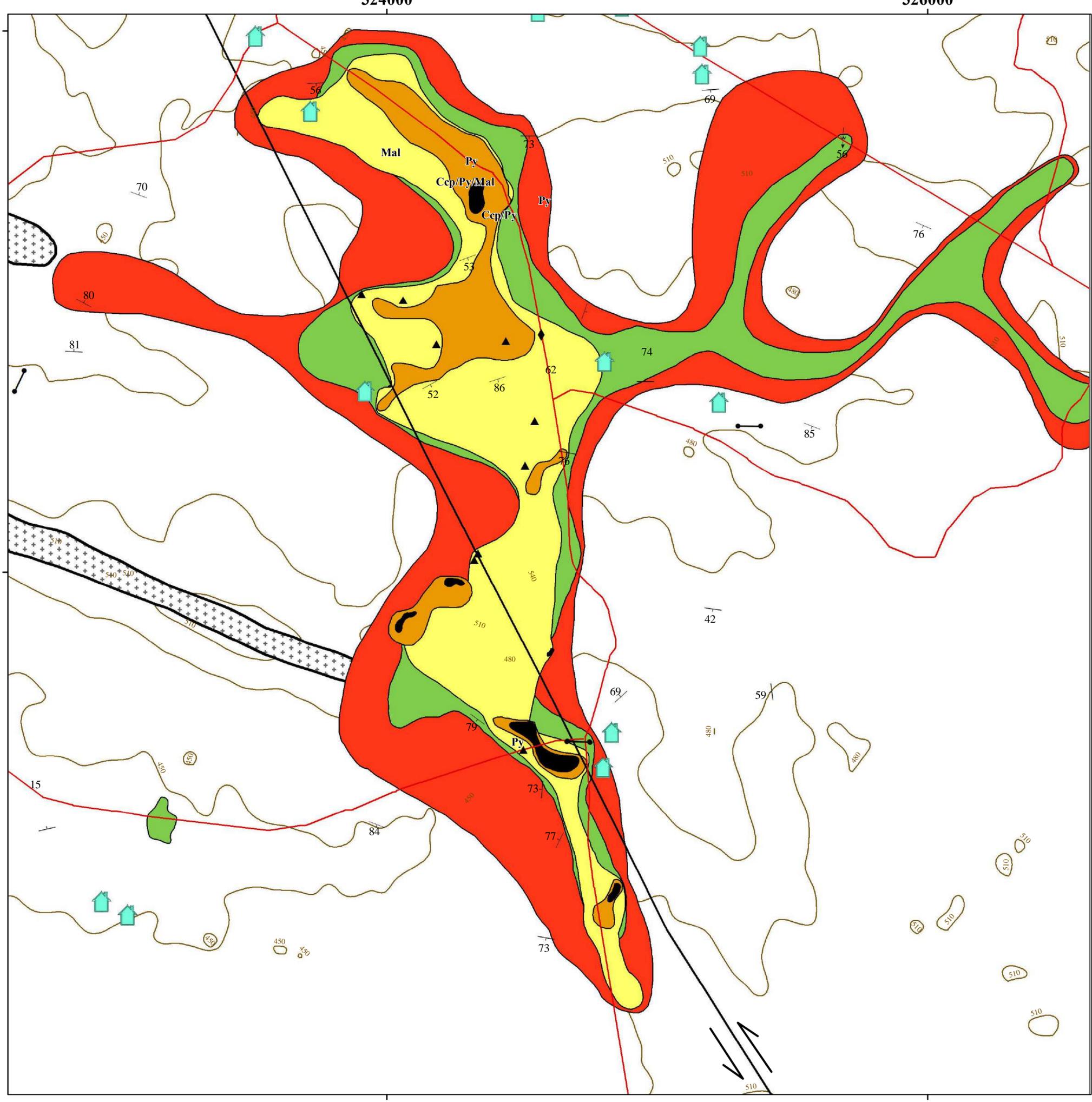
Sistema de Coordenadas:
SIRGAS 2000 UTM Zona 24S
Projeção Transversa de Mercator
Unidades: Metros

0 2 4 6 Km

Dezembro de 2018

ANEXO C - MAPA GEOLÓGICO LOCAL: ALTERAÇÕES HIDROTÉRMICAS DA LOCALIDADE DE JARDIM

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTÉRMICAS ASSOCIADAS ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

PROTEROZOICO

MAGMATITOS NEOPROTEROZOICOS

Granitoide Riacho do Puiú

COMPLEXO SÃO NICOLAU

Unidade Pio IX

MINERAIS DE MINÉRIO

Py Pirita **Ccp** Calcopirita **Mal** Malaquita

ALTERAÇÕES HIDROTÉRMICAS

Blocos de brecha hematítica e/ou silicosa

Blocos de brecha epidotítica

K-feldspatização e/ou albitização: Alteração varia de canalizada à pervasiva. Alteração mais comum nos clastos das brechas hidrotermais, quando intensa, as rochas encaixantes podem ter sua estrutura obliterada.

Epidotização ± Cloritização: Veios de epidoto recortam as encaixantes, alteração varia de canalizada à pervasiva. Veios de actinolita podem ocorrer localmente.

Silicificação: Veios de sílica microcristalina ou quartzo leitoso variam de textura stockwork à pervasiva. Pode constituir a matriz das brechas hidrotermais quando assume caráter maciço. Inclui sulfetos disseminados e, localmente, malaquita.

Hematitização: Veios de hematita ± magnetita variam de textura stockwork à pervasiva. Constitui a matriz das brechas hidrotermais quando assume caráter maciço. Inclui sulfetos disseminados e, localmente, malaquita.

Silicificação e Hematitização associadas: Veios de hematita e sílica associados, ocorrem como textura stockwork na hospedeira e compoem matriz das brechas, além de assumir caráter maciço.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS E CARTOGRÁFICAS

Caimento do eixo de dobra	Falha transcorrente sinistral
Foliação	Lineamento estrutural
Diques (pegmatíticos, graníticos, básicos)	Estradas
Curvas de nível	Propriedades rurais

Discentes
 João Gabriel Ferreira da Silva
 Laryssa de Sousa Carneiro

Orientador
 Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni

Coorientadores
 Dr. Tobias Schlegel
 Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

Dezembro de 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CENTRO DE CIÊNCIAS
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 Sistema de Coordenadas: SIRGAS 2000
 UTM Zona 24S
 Projeção: Transversa de Mercator
 Unidade: Metros
 0 250 500
 m
 1:10.000

328000

330000

ANEXO D - MAPA GEOLÓGICO LOCAL: ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS DA LOCALIDADE DE COROATÁ

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS ÀS OCORRÊNCIAS DE FERRO NA REGIÃO DE PIO IX - PI

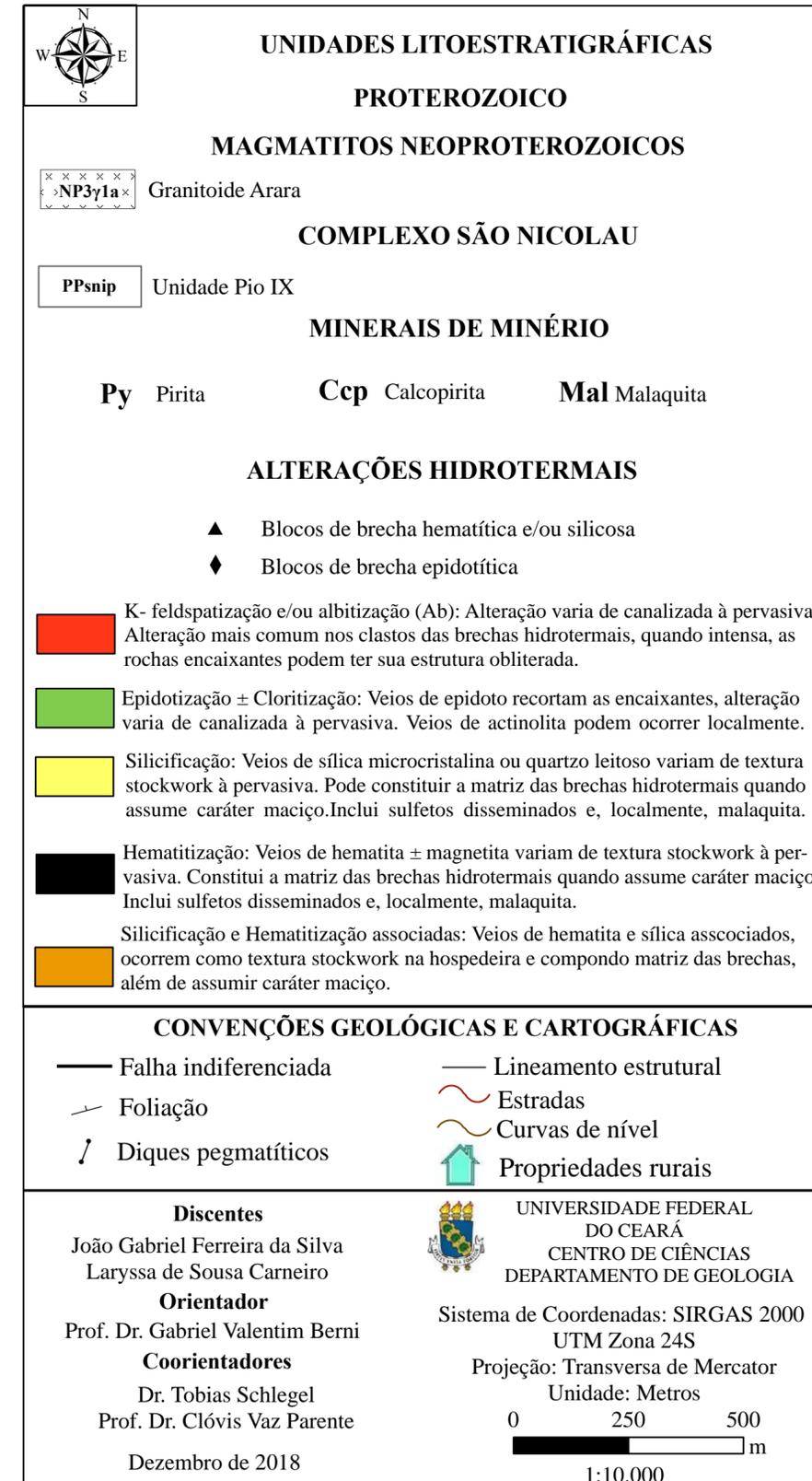
9236000

9234000



328000

330000



ANEXO E – FICHAS PETROGRÁFICAS



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

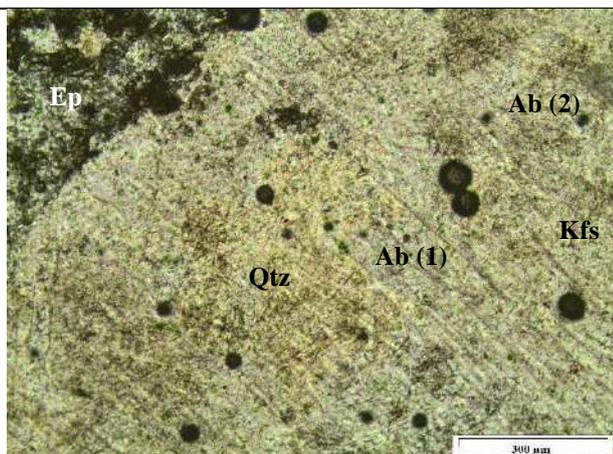
Ponto: JGL 08		ID lâmina: JGL 08 B
UTM E: 332727	UTM N: 9234058	Local: (Regional)

Descrição macroscópica da amostra: Rocha vulcânica ácida alterada de coloração rosada é cortada por veios de epídoto em *stockwork*.

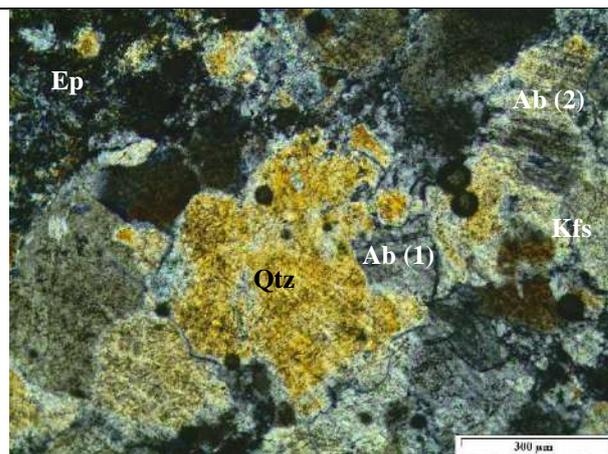
Descrição microscópica: Rocha vulcânica alterada por albitização pervasiva é cortada por veios de epídoto e sílica. Granulação da rocha é fina, com cristais predominantemente anedrais de tamanhos entre 0,01 e 0,8 mm é composta por quartzo, K-feldspato, albita, veios de epídoto e, secundariamente, veios de sílica.

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	40	Quartzo ocorre com bordas suturadas, com tamanhos entre 0,5 e 1 mm pode ocorrer sendo bordejado por veios de epídoto. Silica tardia também é reconhecida, na forma de veios de quartzo ou sílica microcristaliza que ocorrem especialmente associadas aos veios de epídoto.
K_feldspato	20	Ocorre comumente em formas anedrais com cristais turvos e amarronzados de tamanho médio de 0,3 mm. Ocorre em contato especialmente com Qtz e Ab, sendo por vezes envoltos por veios de Ep.
Plagioclásio	10	Identificado na sua variedade albita, mostra-se comumente em formas eudrais a subeudrais de 0,1 a 0,5 mm. Ocorre em contato com Qtz, Kfs e outras Ab e é recortada por veios de Ep. É identificado em duas gerações: a primeira está, em geral alterada, com geminação polissintética (Lei da Albita) deformada; a segunda representada por cristais neoformados que bordejam cristais de albita deformados, esta albita tardia exibe geminações polissintéticas bem marcadas.
Epídoto	20	Veios de epídoto microgranular em <i>stockwork</i> recortam toda a rocha. Em alguns casos pode ocorrer bem cristalizado formando cristais eudrais, exibe cores que variam do verde claro ao verde escuro.

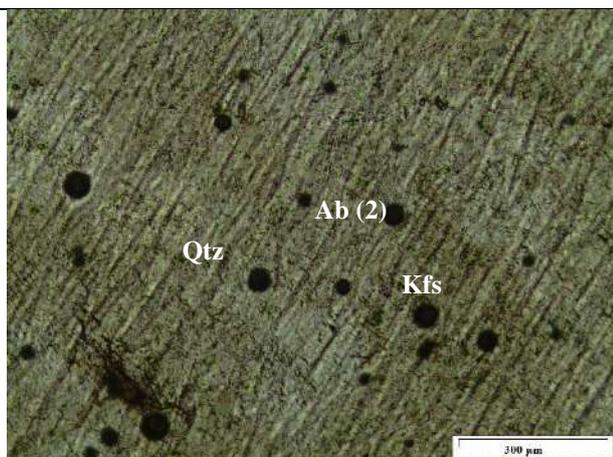
Fotomicrografias



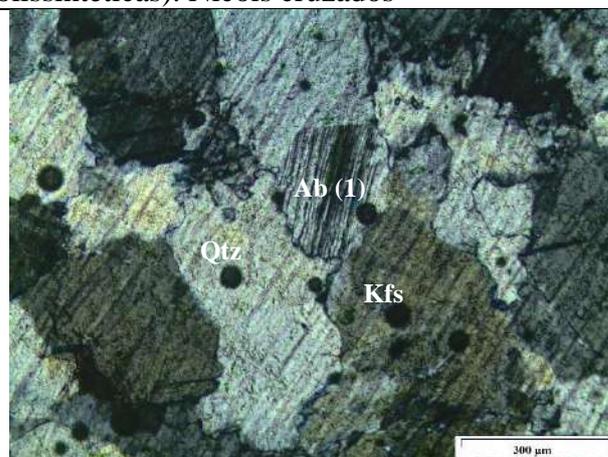
K-feldspato altera para albita. Nicois paralelos.



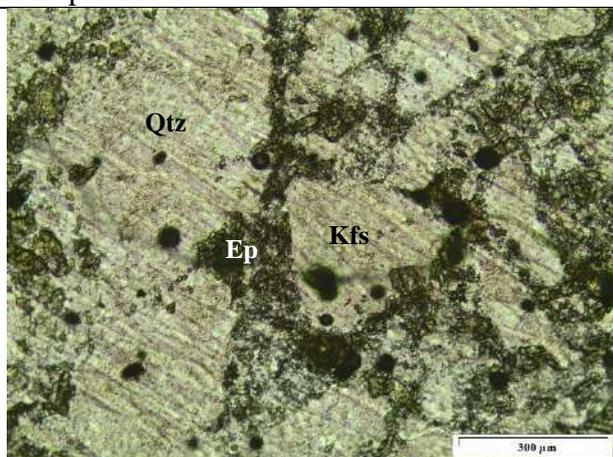
K-feldspato turvo é aletrado para albita (geminções polissintéticas). Nicois cruzados



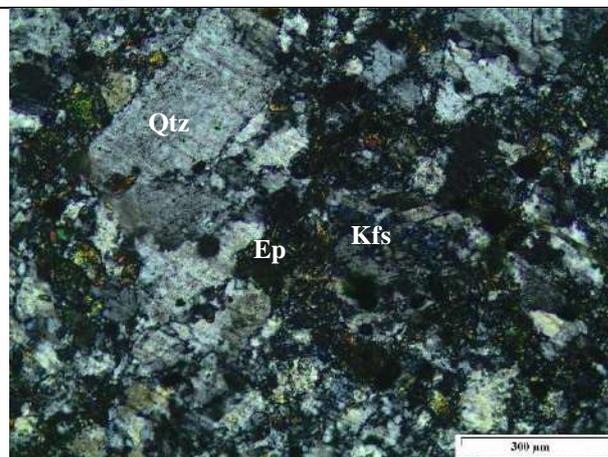
Albita primária exibe geminções deformadas. Nicois paralelos.



Albita primária exibe geminções deformadas. Nicois cruzados.



Veios de epídoto recortam assembleia da rocha, *stockwork* de epídoto ocorre. Nicois paralelos



Veios de epídoto recortam assembleia da rocha, *stockwork* de epídoto ocorre. Nicois cruzados

Textura: *Stockwork* de epídoto e sílica

Litotipo: Rocha vulcânica ácida alterada

Minerais e Processos de Alteração: Albitização pervasiva; microfraturamento (veios de epídoto e sílica)



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

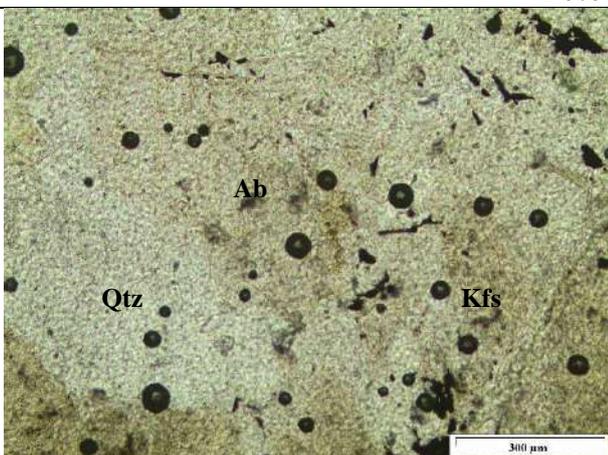
Ponto: JGL 15	ID lâmina: JGL 15 B
UTM E: 323964	UTM N: 9249771
Local: Jardim	

Descrição macroscópica da amostra: Brecha com sílica/hematita em igual proporção. Rocha escura de textura cataclástica com arcabouço anguloso, de tamanho centimétrico (2-10 cm) e composição granítica (k-feldspato, quartzo e plagioclásio). A matriz é composta por hematita e sílica, os veios recortam-se mutuamente. É possível observar o desenvolvimento de k-feldspato por toda a rocha como uma alteração.

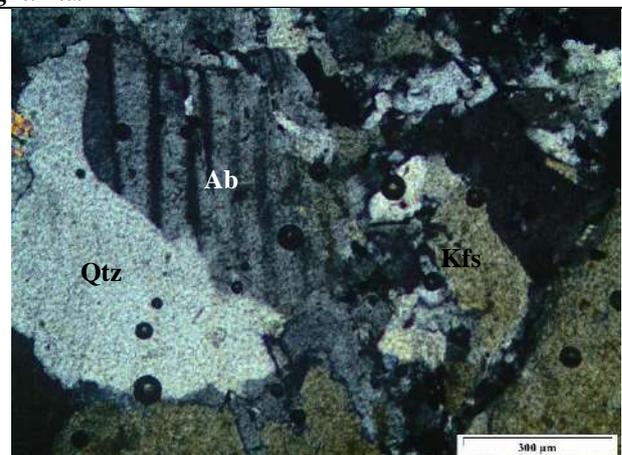
Descrição microscópica: Brecha monomítica, clasto suportada, com fragmentos não transportados, alongados em sua maioria, angulosos e compostos basicamente por quartzo, K-feldspato e albita em menor quantidade. A matriz é composta por quartzo microgranular, e hematita dispostos em stockwork. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (40%), fragmentos (55%) e cavidades (5%).

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	40	Os cristais têm formas anedrais, são angulosos, com tamanho variando entre: 1 mm e 2 mm, com contatos suturados de natureza reliquiar; e entre 0,2 mm e 0,7 mm, estes neoformados, por vezes com extinção ondulante dispostos em veios.
K-feldspato	30	Apresentam formas subeudrais, tamanho entre 1 mm e 2 mm, são em geral turvos.
Hematita	20	Os cristais de hematita são anedrais e arredondados com tamanho médio de 0,1 mm. São comumente alterados para hidróxido e estão associados com veios de sílica ou então bordejando cristais dos fragmentos de brecha.
Albita	10	Os cristais apresentam formas subeudrais a anedrais, tamanho médio de 0,5 mm e maclas de geminação polissitética (Lei da Albita).

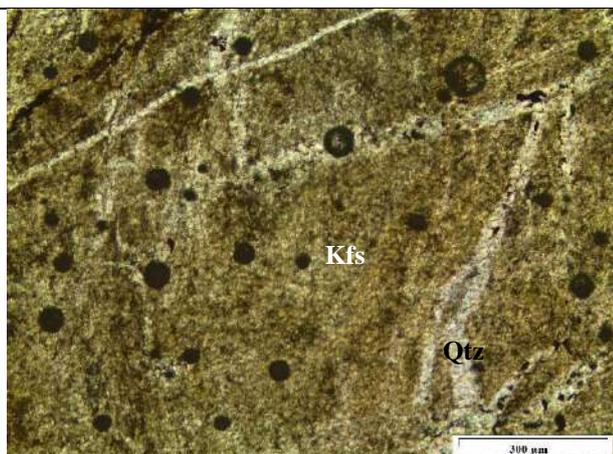
Fotomicrografias



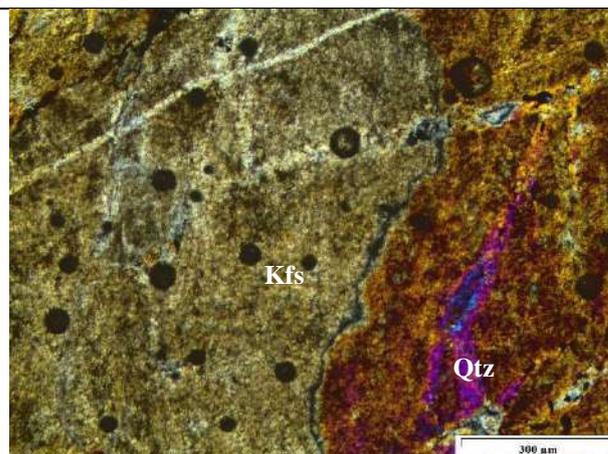
Albita com geminação levemente deformada é consumida e passa a K-feldspato. Nicois paralelos



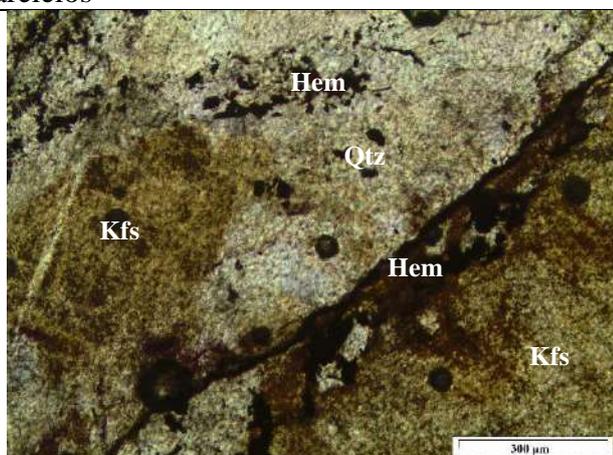
Albita com geminação levemente deformada é consumida e passa a K-feldspato. Nicois cruzados



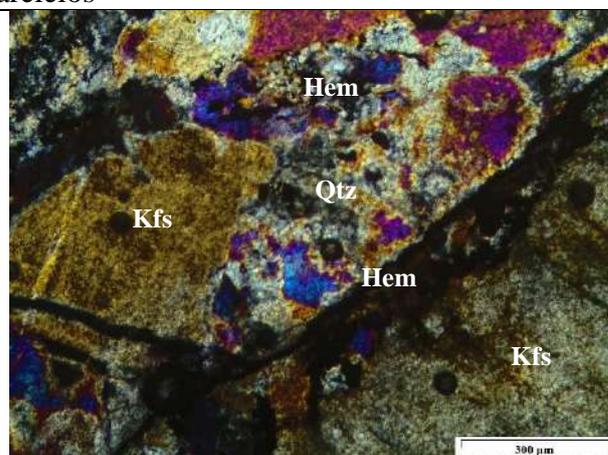
Cristais de K-feldspato extremamente alterado é recortado por veios de sílica em *stockwork*. Nícois paralelos



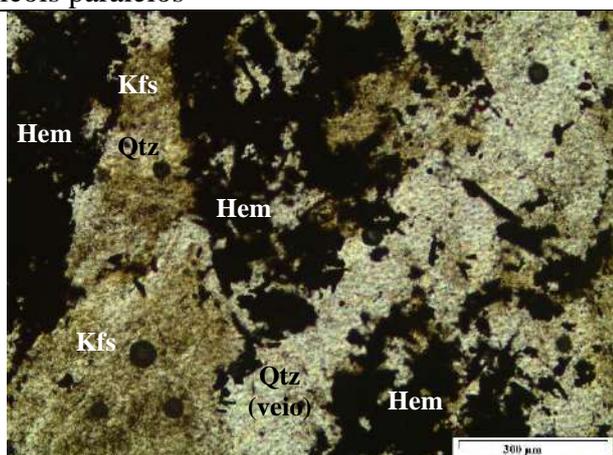
Cristais de K-feldspato extremamente alterado é recortado por veios de sílica em *stockwork*. Nícois paralelos



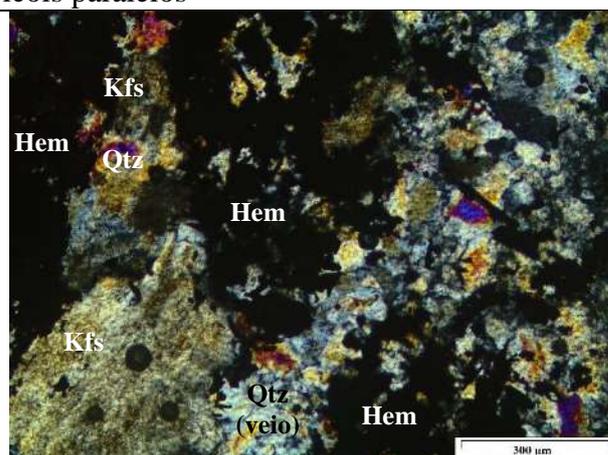
Veios de hematita recortam assembleia original, ocorre microbrechação com matriz de Hem + Sil. Nícois paralelos



Veios de hematita recortam assembleia original, ocorre microbrechação com matriz de Hem + Sil. Nícois paralelos



Hematita se comporta como matriz. Com hábito maciço, hematita envolve fragmetos angulosos do ortognaisse, comumente hematita ocorre com formas angulares, indicando preenchimento de cavidades. Veio de quartzo microcristalino também ocorre. Nícois paralelos



Hematita se comporta como matriz. Com hábito maciço, hematita envolve fragmetos angulosos do ortognaisse, comumente hematita ocorre com formas angulares, indicando preenchimento de cavidades. Veio de quartzo microcristalino também ocorre. Nícois cruzados

Textura: Cataclástica

Litotipo: Brecha silicosa-hematítica

Minerais e Processos de Alteração: K-feldspatização; Silicificação e hematitização canalizada



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

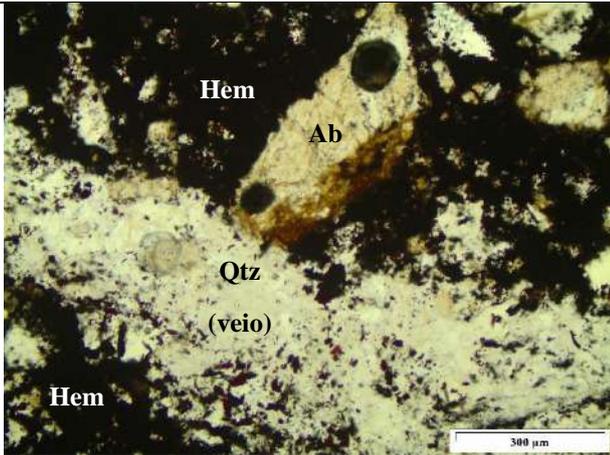
Ponto: JGL 15	ID lâmina: JGL 15 X
UTM E: 323964	UTM N: 9249771
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Brecha hematítica com arcabouço subanguloso a anguloso, de tamanho milimétrico a centimétrico (0,1 – 1,5 cm), composto basicamente por quartzo e k-feldspato. A matriz é predominantemente hematita. Algumas porções da brecha apresentam hematita na forma maciça, sem arcabouço, possivelmente devido a substituição completa.

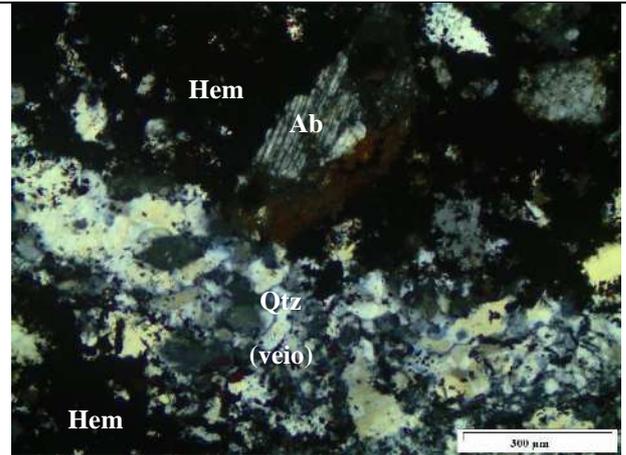
Descrição microscópica: Brecha monomítica matriz suportada, com fragmentos não transportados, alongados, angulosos, pouco arredondados e com tamanho variando entre 0,05 mm a 2 mm, compostos por quartzo, K-feldspato e albita. A matriz é predominantemente hematítica com aspecto maciço com fragmentos diminutos em menor quantidade, hematita em hábito especular também ocorre. Ocorre sílica microgranular tardia disposta em veios. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (60%), fragmentos (35%) e cavidades (5%).

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Hematita	65	Os cristais são microgranulares com tamanho médio de 0,01 mm em textura maciça e por vezes especularítica. Apresentam coloração cinza esbranquiçada, com baixa reflectância, anisotropia distinta e sem birreflectância.
Quartzo	15	Cristas subeudrais a anedrais com tamanho variável: 1,5 mm a 2 mm, pouco arredondados, com bordas suturadas e a extinção é ondulante, são pertencentes aos fragmentos da brecha; 0,1 mm em média, microgranulares, dispostos em veios relativos a silicificação tardia canalizada.
K-feldspato	15	Os cristais são anedrais, alongados e angulosos com tamanho máximo de 1 mm. O aspecto de sua superfície é turvo e as bordas suturadas.
Albita	5	As albitas são anedrais, angulosas a subangulosas. As maclas de geminação são polissintéticas (Lei da Albita) e se encontram deformadas, e estão alterando para feldspato potássico.

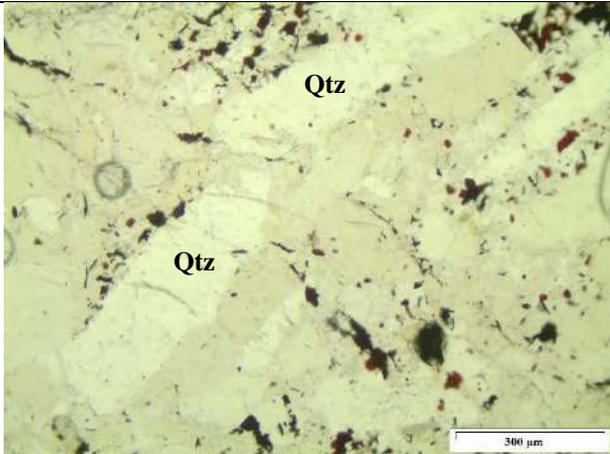
Fotomicrografias



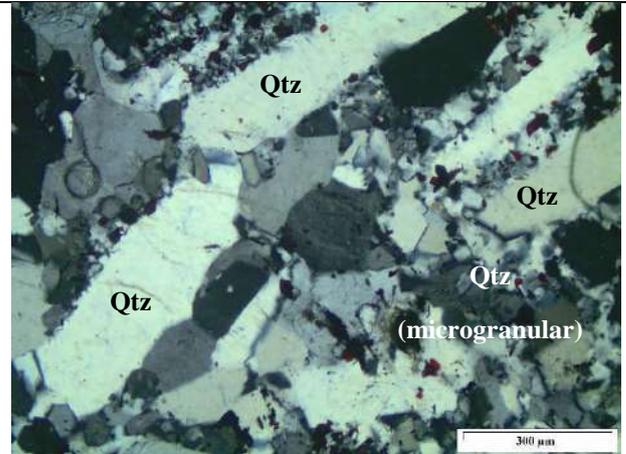
Veio de sílica em matriz hematítica. Nicois paralelos.



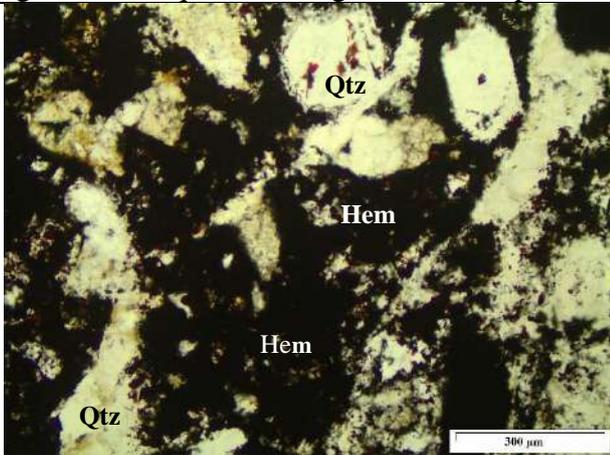
Veio de sílica em matriz hematítica. Nicois cruzados.



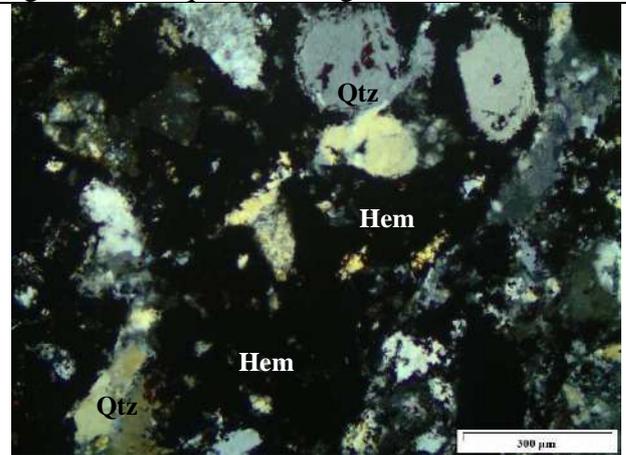
Fragmentos de quartzo alongados. Nicois paralelos.



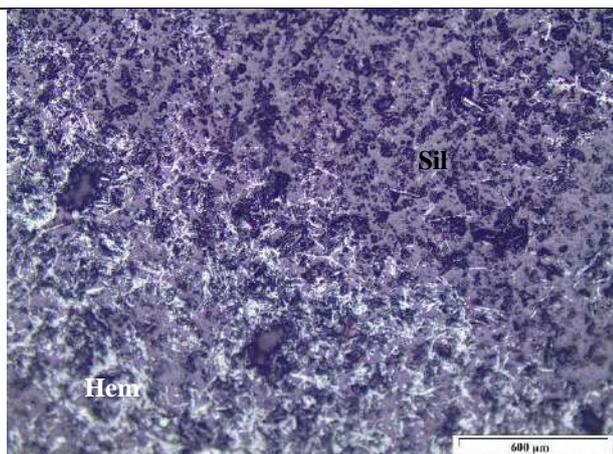
Fragmentos de quartzo alongados. Nicois cruzados.



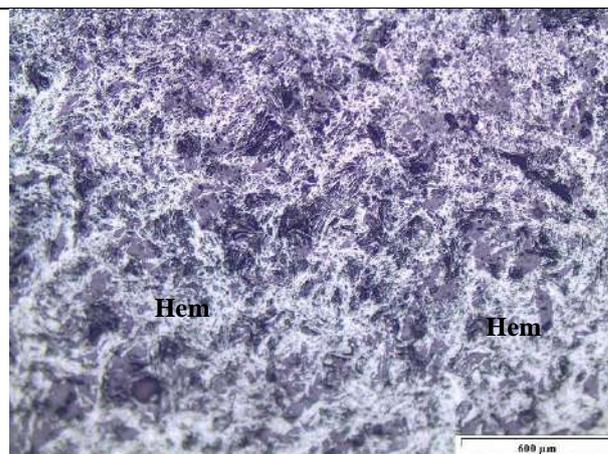
Aspecto geral de matriz hematítica com feições triangulares características. Nicois paralelos.



Aspecto geral de matriz hematítica com feições triangulares características. Nicois cruzados.



Veio de sílica recortando hematita maciça. Nicóis paralelos.



Estágio avançado de hematitização onde a substituição apresenta textura maciça. Nicóis paralelos.

Textura: Cataclástica com textura de preenchimento

Litotipo: Brecha hematítica

Minerais e Processos de Alteração: Hematitização pervasiva; Silicificação canalizada.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Ponto: JGL 16	ID lâmina: JGL 16 C
UTM E: 324570	UTM N: 9240877
	Local: Jardim

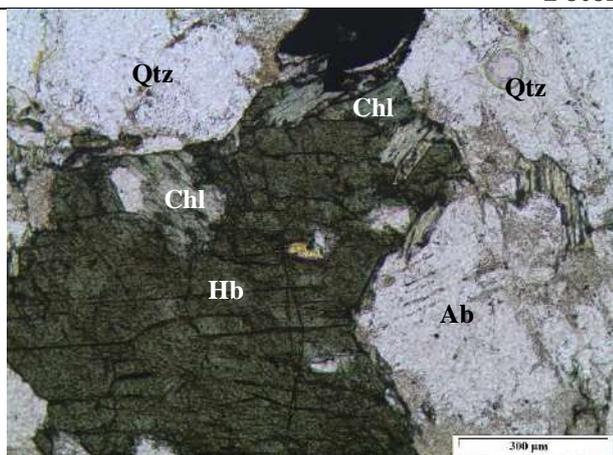
Descrição macroscópica da amostra: Ortognaisse de coloração cinza a verde escura, inequigranular, granulação de fina a média. Rocha alterada, mineralogicamente compõe-se de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, clorita, anfibólio.

Descrição microscópica: Ortognaisse de composição granodiotítica, de textura granoblástica inequigranular, fina a média. Compõe-se de quartzo, plagioclásio, clorita, k-feldspato, biotita, ± biotita cloritizada, hornblenda ± hornblenda cloritizada como minerais essenciais. Epidoto, apatita, titanita e zircão ocorrem como minerais acessórios.

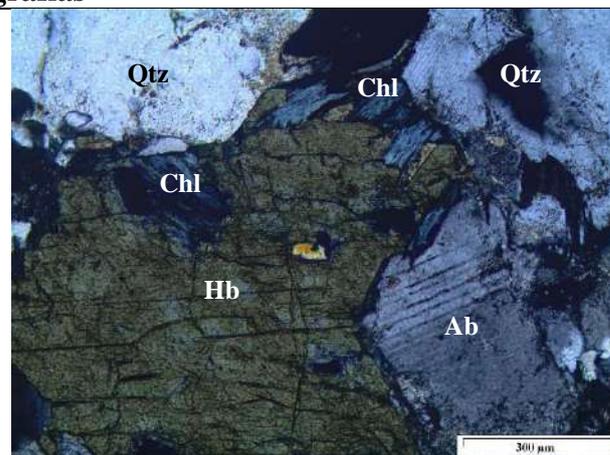
Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Plagioclásio	25	Ocorre tipicamente na forma anedral com cristais angulosos de tamanho entre 0,05 e 1 mm. Contatos com o quartzo e k-feldspato são comumente curvos, podendo ser ou não bruscos. Mostra comumente inclusões de apatita. Mostra-se muitas vezes com intensa alteração evidenciada por sericitização incipiente, localmente bordejado por cristais de clorita e/ou quartzo. Ocorre comumente mostrando geminação polissintética (Lei da Albita).
Quartzo	20	Com tamanhos que variam entre 0,5 e 2 mm, os cristais de quartzo apresentam contatos irregulares e formatos anédricos. Cristais predominantemente angulosos, por vezes fortemente deformados mostram extinção ondulante. Localmente mostram inclusões de apatita e bordejando o plaioclásio na forma de cristais deformados e alongados.
Biotita ± Biotita cloritizada	18	Ocorre na variedade castanha, mostrando pleocroísmo que vai do castanho ao marrom, em formas anedrais, dispõe-se em seu hábito tipicamente lamelar, com tamanhos que variam de 0,6 a 1,2 mm. Os critstais são comumente alongados e subédricos a anédricos. Comumente se altera para clorita.
Clorita	15	Ocorre na variedade ferrosa, de coloração esverdeada, com pleocroísmo que vai do verde ao verde escuro, com tamanhos entre 0,5 a 2mm. Reação de alteração a partir da clorita é comumente descrita. Por vezes mostra concentração de minerais opacos dispostos ao longo das clivagens (leucoxema), também formados pela alteração da biotita. Pode estar associado a leucoxênio.
K-feldspato	10	Ocorre comumente em formas anedrais em cristais angulosos, variam em tamanho de 0,04 a 0,9 mm.

		Mostra-se muitas vezes alterado. Inclusões esféricas de quartzo também ocorrem, indicando que houve crescimento de k-feldspato por metamorfismo (blastese) ou metassomatismo, apontando para uma alteração potássica.
Hornblenda	5	Com coloração esverdeada, apresentando leve pleocrísimo, os cristais de hornblenda apresentam duas clivagens visíveis, na forma anedral com tamanhos de 0,5 a 0,9 mm. Pode apresentar-se na forma alterada, passando à clorita.
Epídoto	3	Ocorre na forma de cristais euedrais, com tamanho de 0,04 a 0,05 mm. Ocorre associado a biotita cloritizada
Apatita	2	Ocorre na forma de inclusões em quartzo, k-feldspato e plagioclásio.
Titanita	1	Com coloração marrom, relevo alto, pleocroísmo fraco, ocorre como cristais de forma losangular com tamanhos de 0,05 mm
Zircão	1	Ocorre como mineral acessório.

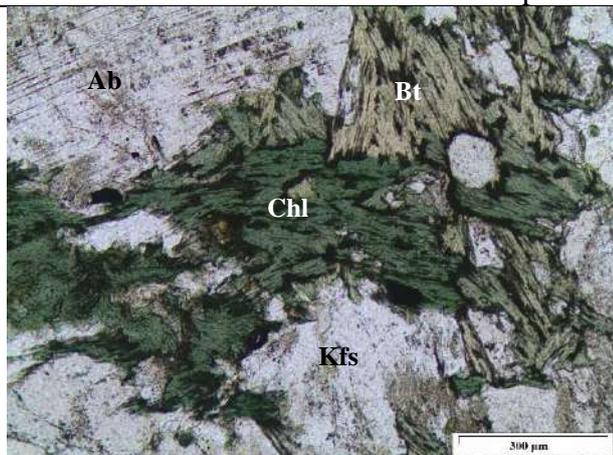
Fotomicrografias



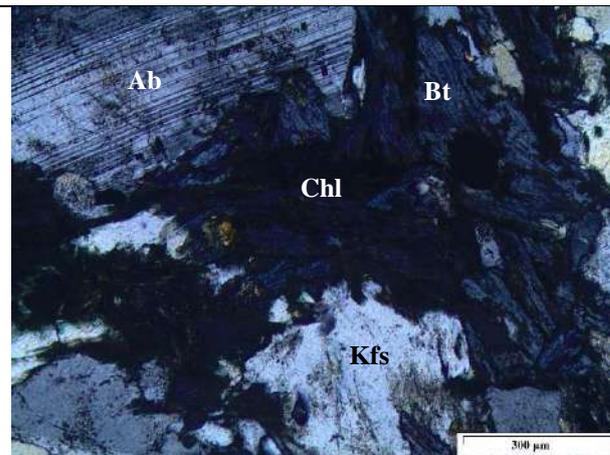
Cristal de hornblenda cloritizada a nicóis paralelos



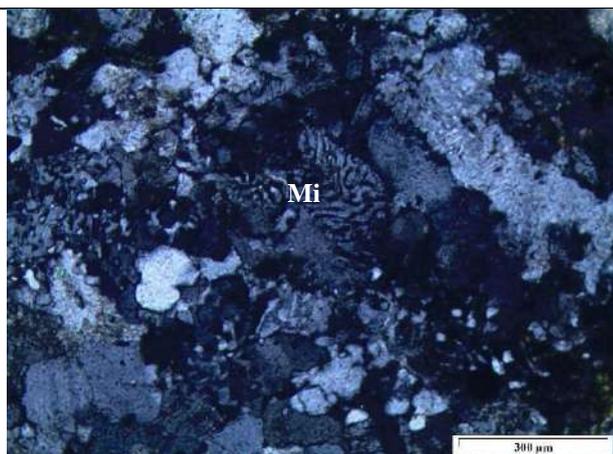
Cristal de hornblenda cloritizada a nicóis cruzados



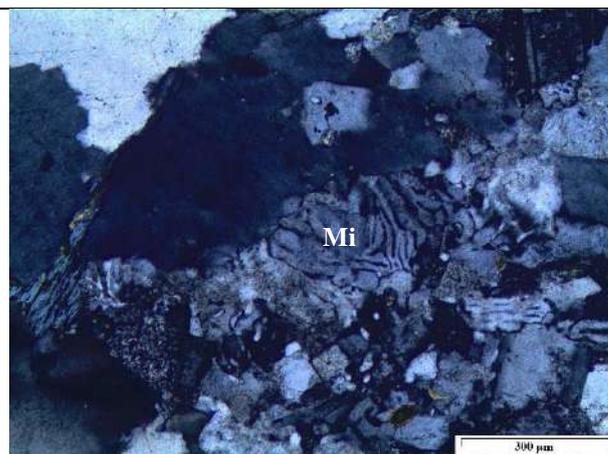
Biotita cloritizada, minerais opacos (leucoxema) dispostos ao longo das clivagens (nicóis paralelos)



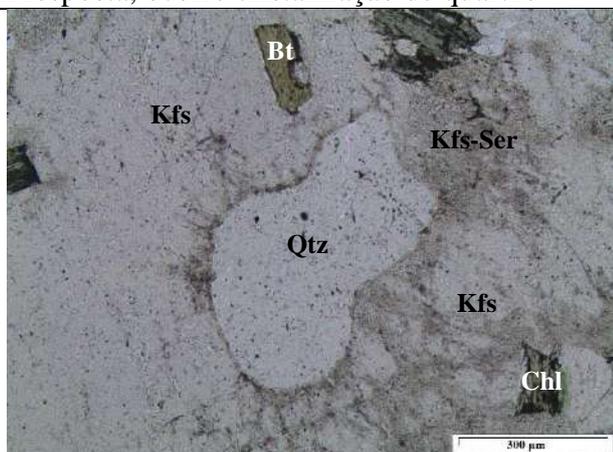
Biotita cloritizada, minerais opacos (leucoxema) dispostos ao longo das clivagens (nicóis paralelos)



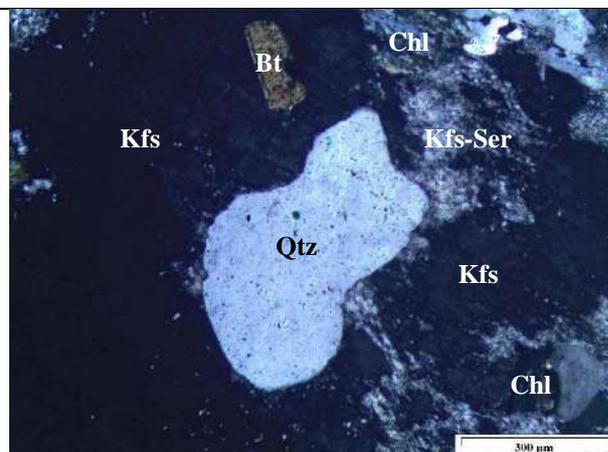
Mirmequita (nicois cruzados). Intercrescimento de quartzo em plagioclásio, ocorrem preferencialmente onde plagioclásio está em contato com K-feldspato. Este tipo de intercrescimento ocorre quando plagioclásio substitui o K-feldspato liberando SiO₂, em resposta, ocorre cristalização de quartzo



Mirmequita (nicois cruzados)



Inclusão esférica de quartzo em K-feldspato indica que o feldspato alcalino é porfíblasto e cresceu por blastese (metamorfismo ou metassomatismo), apontando para alteração potássica (nicois paralelos)



Inclusão esférica de quartzo em K-feldspato (nicois cruzados)

Textura: Granolepidoblástica média

Litotipo: Ortognaisse de composição granodiorítica alterado

Minerais e Processos de Alteração: Cloritização; K-feldspatização; sericitização incipiente.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

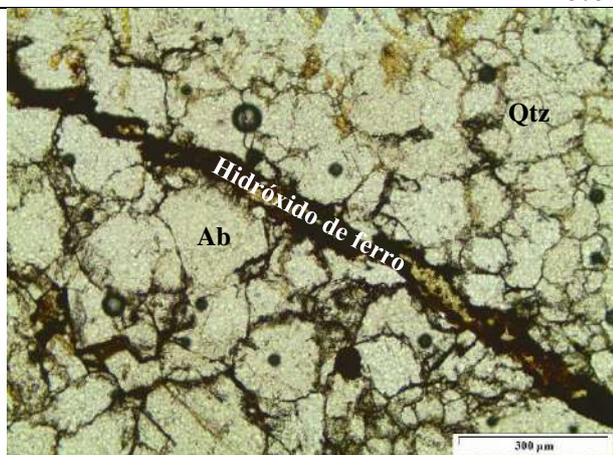
Ponto: JGL 29	ID lâmina: JGL 29
UTM E: 328322	UTM N: 9235267
	Local: Coroatá

Descrição macroscópica da amostra: Rocha de coloração vermelha e textura fina maciça com piritas milimétricas (1 – 3 mm) compondo 1 a 3% da rocha. Há, também, hematita cúbica possivelmente substituindo pirita.

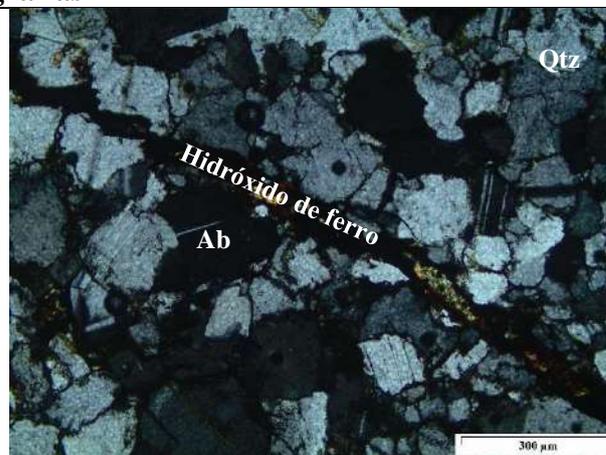
Descrição microscópica: Rocha equigranular fina com *stockwork* de hematita e goethita, com cristais angulosos a subarredondados com tamanho entre 0,01 e 0,08 mm, compõe-se de quartzo, albita e K-feldspato. Por vezes agregados destes minerais ocorrem em formas cúbicas ou triangulares ocupando espaços remanescentes de sulfetos lixiviados.

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	35	São cristais subeudrais a anedrais, subarredondados com tamanho médio de 0,08 mm. As bordas são suturadas e apresentam extinção ondulante.
Albita	25	Cristais apresentam formas anedrais, subarredondados, com tamanho médio de 0,05 mm. As maclas são polissintéticas (Lei da Albita) por vezes se encontram deformadas.
Opacos (hematita e goethita)	20	São cristais anedrais, arredondados, com tamanho médio de 0,03 mm. Hematita ocorre especialmente em veios e goethita circundando estes.
Epídoto	5	Os epídotos são anedrais, microgranulares com tamanho médio de 0,01 mm. Estão dispostos em veios que recortam os cristais de quartzo, albita e K-feldspato. Comumente estão associados a opacos.
K-feldspato (não tem)	15	Os cristais de K-feldspato são anedrais, com tamanho médio de 0,5 mm e bordas suturadas.

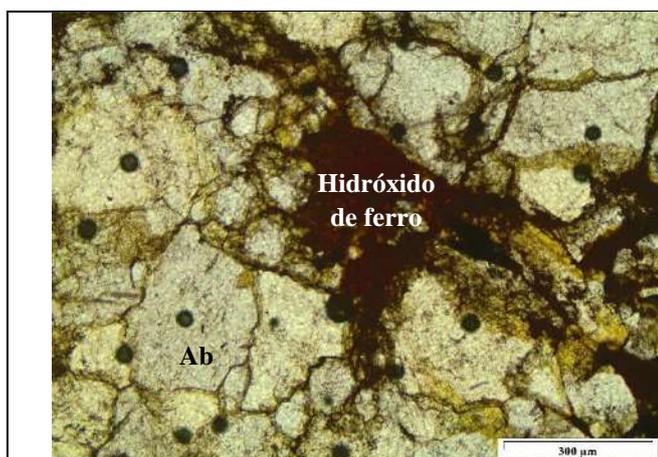
Fotomicrografias



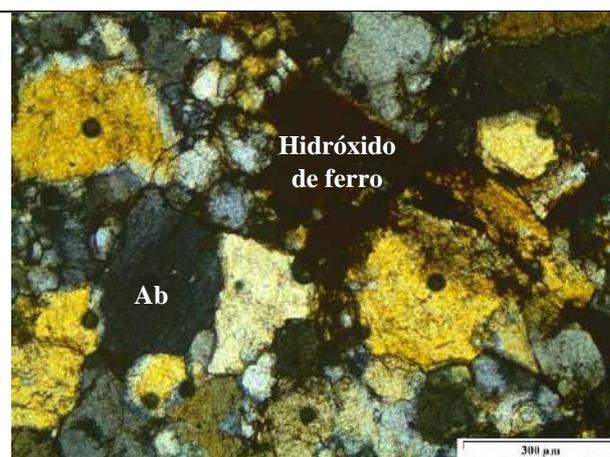
Textura equigranular recortada por hidróxido de ferro. Nicóis paralelos.



Textura equigranular recortada por hidróxido de ferro. Nicóis cruzados.



Hidróxidos de ferro. Nicois paralelos.



Hidróxidos de ferro. Nicois cruzados.

Textura: Equigranular fina com *stockwork* de hematita e goethita

Litotipo: Rocha intensamente albitizada.

Minerais e Processos de Alteração: Albitização pervasiva; Epidotização canalizada, Hematitização canalizada



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

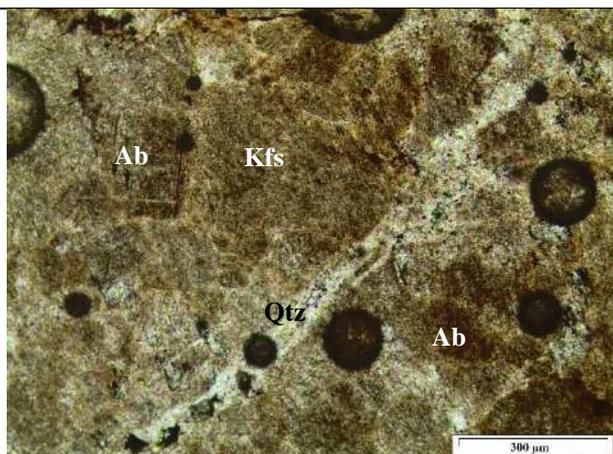
FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Ponto: JGL 32		ID lâmina: JGL 32 B
UTM E: 328085	UTM N: 9235153	Local: Coroatá

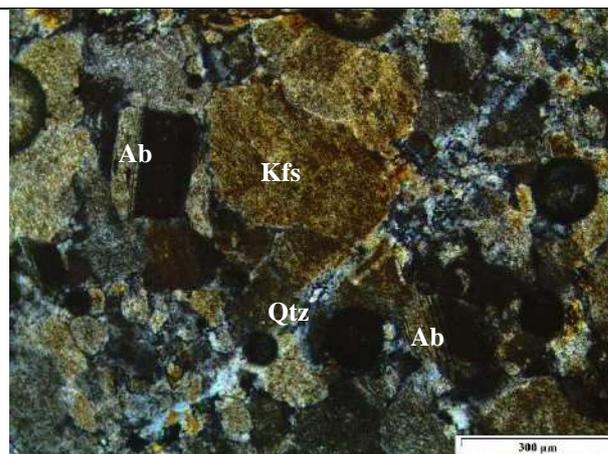
Descrição macroscópica da amostra: Rocha de granulação fina e maciça extremamente avermelhada é recortada por veios de sílica microcristalina.

Descrição microscópica: Rocha de granulação fina e cristais predominantemente anedrais de tamanho entre 0,05 e 5 mm é composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e opacos. É recortada por veios de sílica microcristalina e epídoto que podem se associar à carbonatos.

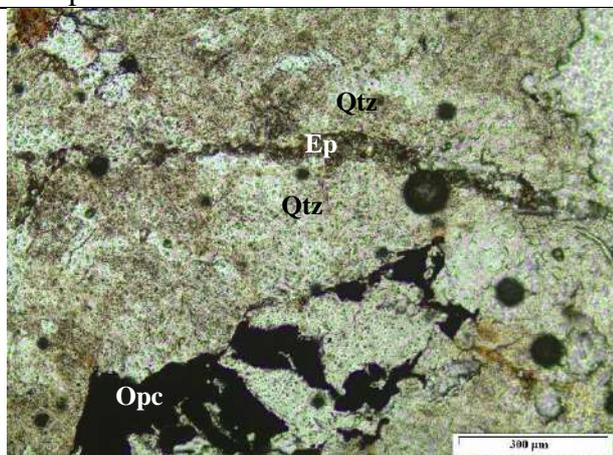
Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	40	Quartzo ocorre como cristais anedrais de tamanho de 0,01 a 0,2 mm. Silicificação canalizada é identificada através de veios de sílica microcristalina em toda a rocha, que podem ocorrer associados a óxidos ou hidróxidos.
K-feldspato	30	Ocorrem muito alterados exibindo coloração extremamente amarronzada e feições turvas, mostram textura de exsolução em alguns pontos (pertita), são cristais anedrais a subeudrais de tamanho entre 0,5 a 1,3 mm. Por vezes há inclusão de albitas reliquiares em K-feldspato, que indicam alteração potássica do plagioclásio.
Plagioclásio	20	Identificado como albita, os cristais de plagioclásio são de subeudrais a anedrais, com tamanho entre 0,3 e 0,8 mm, ocorre com bordas suturadas. Em algumas porções identificadas substituindo K-feldspato (alteração K-feldspática).
Carbonato	4	Apresentam formas subeudrais a anedrais, tamanho de 0,02 a 0,1 mm, associam-se especialmente à sílica
Opacos	4	Associam-se especialmente aos veios de sílica microcristalina, podem ocorrer bordejando quartzo ou feldspatos.
Epídoto	2	Ocorre como veios dispostos localmente na rocha. Epídoto ocorre em cores que vão do verde ao marrom esverdeado, exibe formas anedrais em cristais microgranulares.
Fotomicrografias		



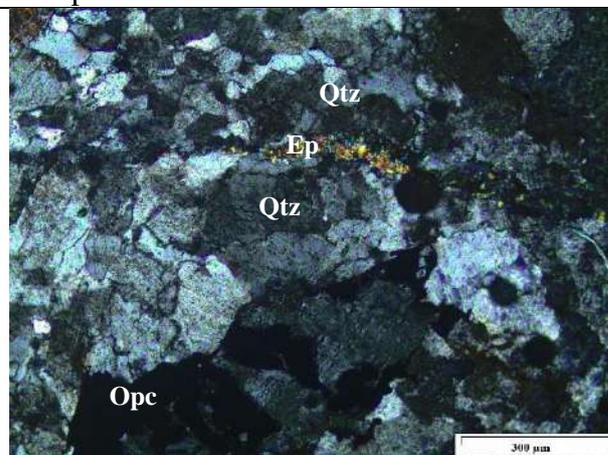
Cristais de Kfs, Ab e Qtz apresentam-se com aspecto turvo e amarronzados. Albitas exibem geminação não deformadas e ocorrem em contato especialmente com K-feldspato. Veio de sílica recorta a rocha. Nicois paralelos



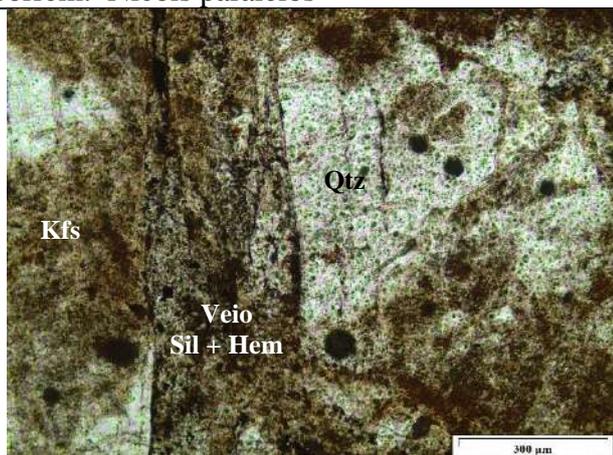
Cristais de Kfs, Ab e Qtz apresentam-se com aspecto turvo e amarronzados. Albitas exibem geminação não deformadas e ocorrem em contato especialmente com K-feldspato. Veio de sílica recorta a rocha. Nicois paralelos



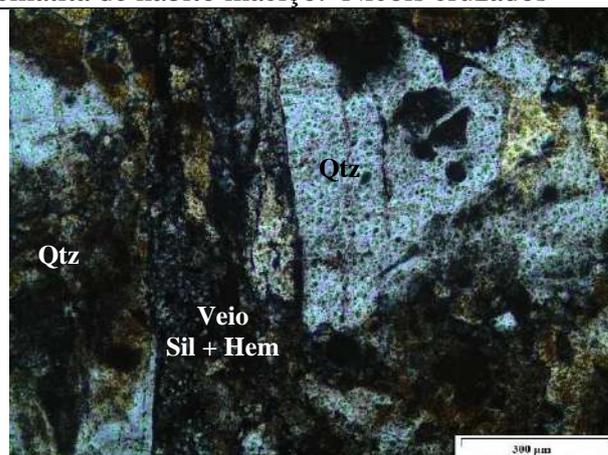
Veio de epídoto recorta cristais de quartzo, opacos ocorrem. Nicois paralelos



Veio de epídoto recorta cristais de quartzo, ocorre hematita de hábito maciço. Nicois cruzados



Veios de sílica + hematita recortam rocha. Nicois paralelos



Veios de sílica + hematita recortam rocha. Nicois cruzados

Textura: Equigranular fina

Litotipo: Ortogneisse intensamente alterado

Minerais e Processos de Alteração: K-feldspatização pervasiva; epidotização canalizada; albitização incipiente; carbonatação incipiente; e sílica-hematita canalizada.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

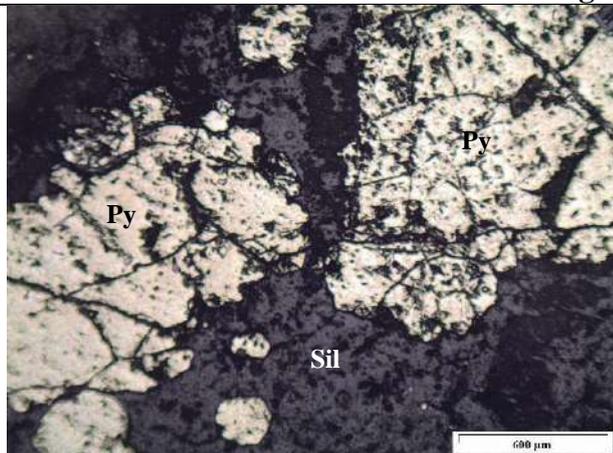
Ponto: JGL 35	ID lâmina: JGL 35 P
UTM E: 327471	UTM N: 9235231
Local: Coroatá	

Descrição macroscópica da amostra: Brecha silicosa-hematítica com arcabouço anguloso de cor vermelha composto por K-feldspato e quartzo, de tamanho centimétrico. A matriz é composta por sílica majoritariamente. Ocorre pirita disseminada em grãos milimétricos (1 – 3 mm) que compõe 5 – 10% da rocha.

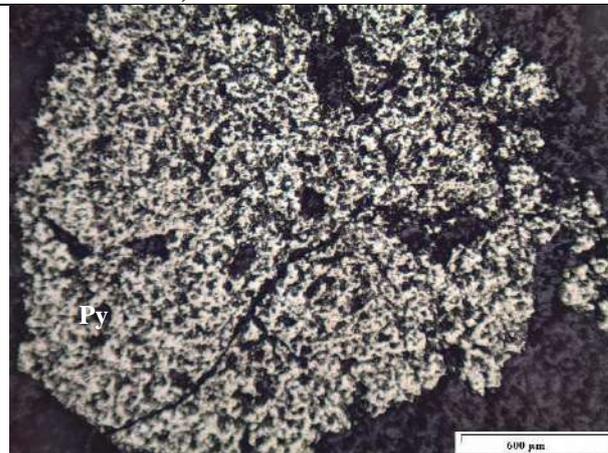
Descrição microscópica: Brecha monomítica clasto suportada, matriz é composta por sílica microcristalina e hematita associadas ou não, com fragmentos não transportados, alongados, angulosos, pouco arredondados e com tamanho variando entre 1 mm a 1,5 mm, compostos por quartzo, K-feldspato e albita. Ocorre pirita disseminada na rocha, associada especialmente a hematita ou então disseminada. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (25%), fragmentos (67%) e cavidades (8%).

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Hematita	10	Os grãos de hematita são em geral microgranulares, anedrais, com tamanho médio de 0,1 mm. Estão dispostos em veios compostos por hematita, unicamente, ou associados a sílica. A sua coloração é cinza esbranquiçada, com baixa reflectância, anisotropia distinta e não apresenta birreflectância.
Pirita	5	As piritas se apresentam com grãos subeudrais a anedrais, por vezes em formas cúbicas e triangulares ou então muito arredondadas, com tamanho variando entre 0,01 mm a 1 mm. Comumente estão dispostas em veios de hematita-pirita ou disseminadas, também se encontram recortadas por veios de hematita e/ou sílica. A coloração observada é amarelo esbranquiçado, com reflectância média, isotrópica e com birreflectância ausente.

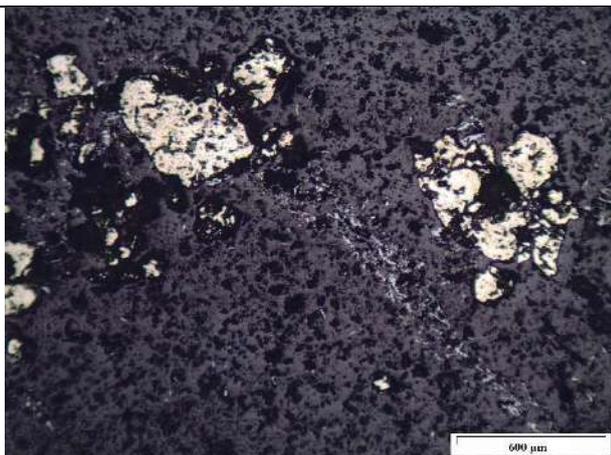
Fotomicrografias (Luz Refletida)



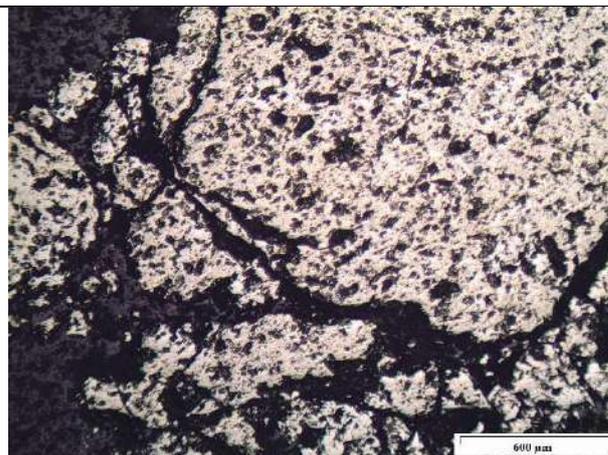
Piritas subeudrais com formas cúbica e trigonal e anedrais subarredondadas. Nicois paralelos.



Pirita anedral arredondada. Nicois paralelos.



Veio de hematita-pirita e piritas amplamente arredondadas. Nicois paralelos.



Veio de sílica recortando pirita. Nicois paralelos.

Textura: Textura cataclástica com stockwork de sílica e/ou hematita

Litotipo: Brecha de silicosa hematítica

Minerais e Processos de Alteração: Silicificação e hematitização pervasivas com sulfetos disseminados.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

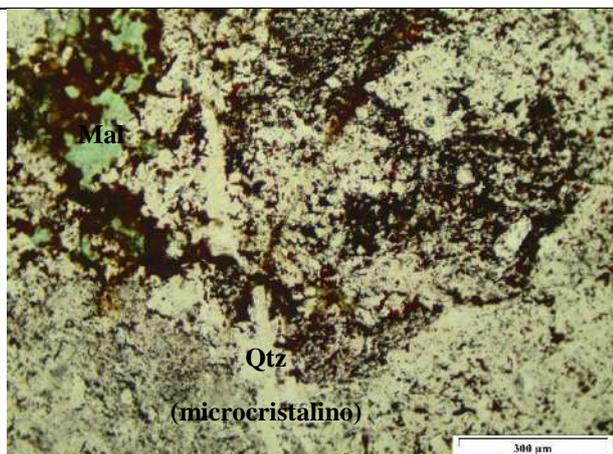
Ponto: JGL 80	ID lâmina: JGL 80
UTM E: 323960	UTM N: 9241830
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Brecha silicosa-hematítica, matriz composta por sílica microcristalina principalmente, com arcabouço anguloso de cor vermelha composto por k-feldspato e quartzo, de tamanho centimétrico. Ocorre malaquita de forma disseminada, há ainda manchas amareladas que evidenciam oxidação/alteração de sulfetos.

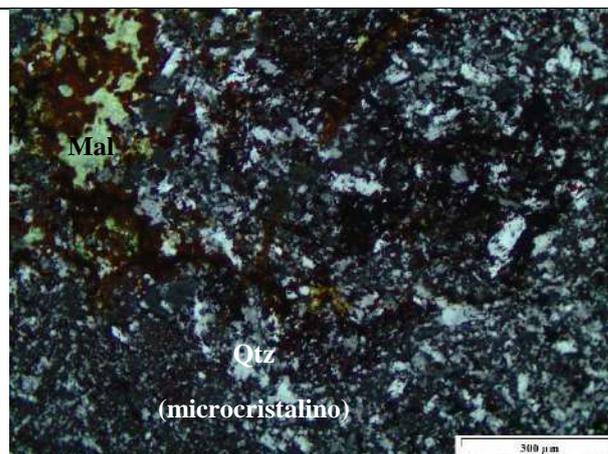
Descrição microscópica: Brecha monomítica matriz suportada, matriz é composta por sílica microcristalina especialmente e hematita secundariamente, com fragmentos não transportados, alongados, angulosos, pouco arredondados e com tamanho variando entre 0,5 mm a 2 mm, compostos por quartzo, K-feldspato e albita. Ocorre malaquita disseminada na rocha, associada especialmente a hidróxidos de ferro e hematita. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (70%), fragmentos (27%) e cavidades (3%)

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	65	Os fragmentos de quartzo ocorrem em cristais angulares de bordas suturadas geralmente deformados, alongados e exibindo extinção ondulante. Ocorrem com variada granulação, em tamanho de 0,1 a 0,3 mm. Sílica tardia ocorre na forma de veios ou atuando como matriz da rocha, por vezes, dispõe-se em formatos cúbico, triangulares ou hexagonais, indicando a substituição de sulfetos. Ocorre comumente substituindo a hematita.
Opacos (hematita e goethita)	20	Hematita tem hábito predominantemente maciço ocorre como veios que recortam os fragmentos da rocha. Por vezes, veios de sílica recortam a matriz hematítica. Comumente mostra alteração para goethita, especialmente quando associada à malaquita e a veios de sílica. A goethita ocorre em cristais microgranulares em hábito coliforme, com cores vermelhas intensas.
Malaquita	10	Mostra-se em cristais microgranulares com hábito coliforme, comumente associada aos opacos, dispostos em veios, e circundando cristais triangulares e cúbicos que substituíram sulfetos.
Feldspatos	5	Dispõe-se em cristais anedrais angulosos, pouco alongados, com tamanho médio de 0,5 mm, turvos. Mostram inclusões de opacos e ocorrem em contato especialmente com o quartzo.

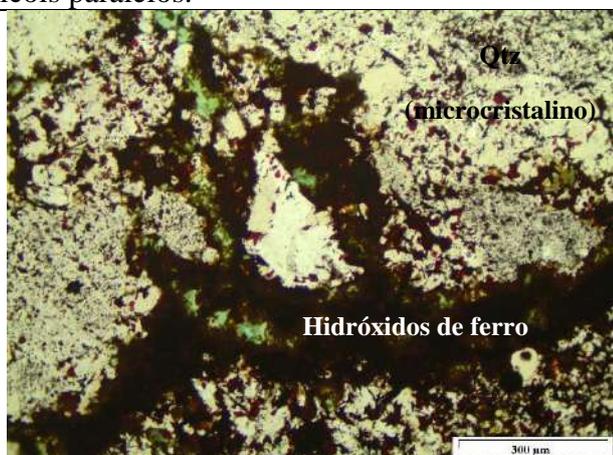
Fotomicrografias



Textura de substituição formada por quartzo microcristalino com hidróxidos de ferro e malaquita. Nicois paralelos.



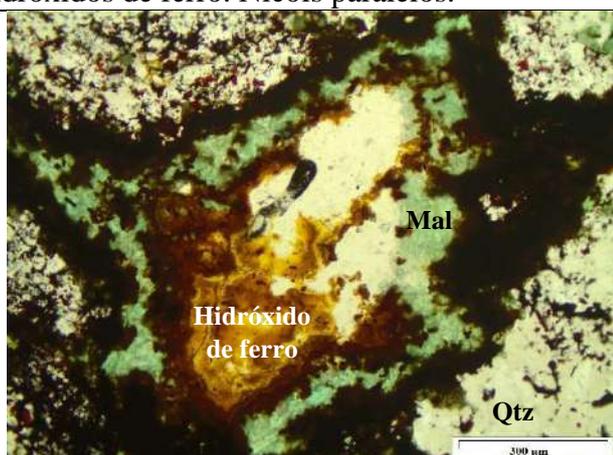
Textura de substituição formado por quartzo microcristalino com hidróxidos de ferro e malaquita. Nicois cruzados.



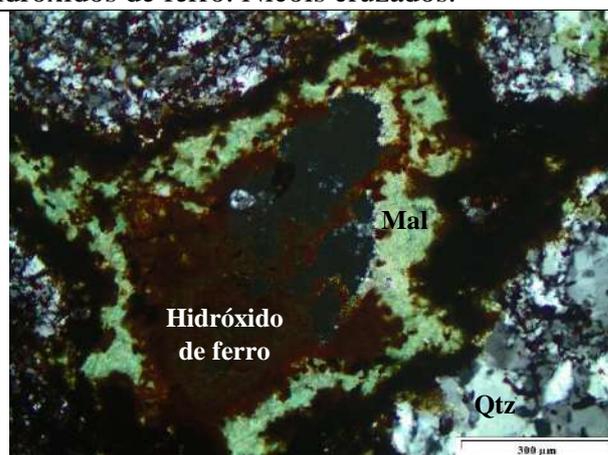
Cavidade gerada por lixiviação de sulfetos preenchida por quartzo e circundado por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicois paralelos.



Cavidade gerada por lixiviação de sulfetos preenchida por quartzo e circundado por óxidos e hidróxidos de ferro. Nicois cruzados.



Cavidade gerada por lixiviação de sulfetos preenchida por quartzo e circundado por óxidos e hidróxidos de ferro em matriz de quartzo microcristalino. Nicois paralelos.



Cavidade gerada por lixiviação de sulfetos preenchida por quartzo e circundado por óxidos e hidróxidos de ferro em matriz de quartzo microcristalino. Nicois cruzados.

Textura: Cataclástica com textura de substituição

Litotipo: Brecha silicosa com hematita e malaquita

Minerais e Processos de Alteração: Hematitização pervasiva; silicificação pervasiva; silicificação canalizada tardia



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

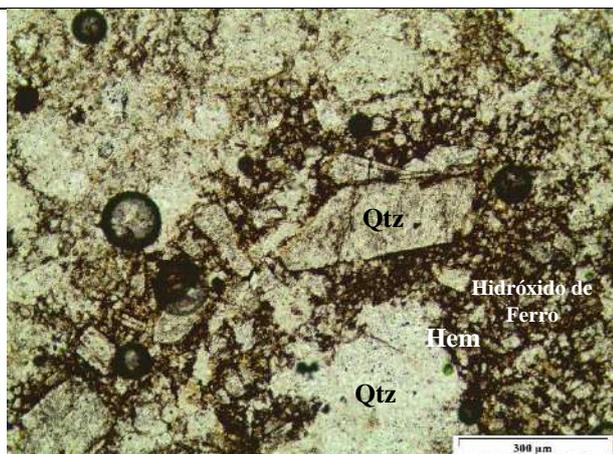
Ponto: JGL 87	ID lâmina: JGL 87 A
UTM E: 324325	UTM N: 9241340
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Brecha hidrotermal clasto-suportada de matriz hematítica. Veios de quartzo ou sílica fina tardia recortam a rocha. São identificados sulfetos (pirita e calcopirita) e malaquita.

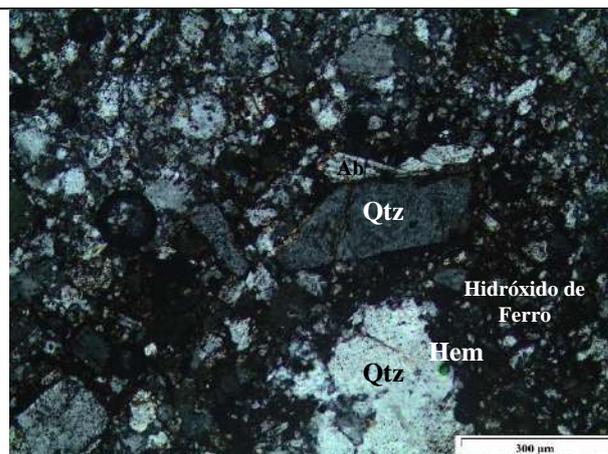
Descrição microscópica: Rocha alterada (brechada) clasto-suportada mostra veios de hematita em textura *stockwork*, por vezes, há hematita suficiente para comportar-se como matriz. Os clastos são essencialmente angulosos com tamanho que varia de 0,03 a 2 mm e compõe-se de rocha alterada constituída por quartzo, albita, K-feldspato, que se encontram cimentados por hematita. Hematita ocorre preenchendo veios, fraturas e cavidades, neste caso, ocorre em formas angulares, por vezes triangulares. Os principais elementos constituintes da brecha são quantificados da seguinte forma: matriz (35%), fragmentos (60%) e cavidades (5%).

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	28	Exibe formas anedrais e tamanhos entre 0,05 e 0,6 mm. Ocorre em contatos angulares com outros minerais.
K-feldspato	20	Ocorre como cristais turvos e amarronzados (inclusões de óxidos de ferro) e exibe formas tipicamente anedrais, com tamanhos que variam de 0,04 a 0,6 mm.
Plagioclásio	15	Albita é a variedade identificada, ocorre como edudrais a subeudrais com tamanho médio de 0,2 mm. Normalmente, os cristais de albita não mostram deformação.
Hematita	25	Compõe a matriz da rocha, pode preencher fraturas ou ocorrer como forma de preenchimento de cavidades. Pode ocorrer associada a veios ou disseminações de hidróxidos de ferro.
Hidróxido de Ferro	10	Podem ocorrer compondo a matriz da brecha, nesses casos, a matriz mostra cores avermelhadas. Advém da alteração intempérica da hematita ou por migração de fluídos (microinclusões de ferro na estrutura do K-feldspato migram em decorrência da deformação, com a entrada e circulação de fluidos, ocorre oxidação da rocha).
Sulfetos	2	Ocorrem como opacos e são identificados por não mostrarem bordas de oxidação/alteração. Mostram-se em formas euédricas cúbicas e hexagonais, normalmente associam-se à hematita.

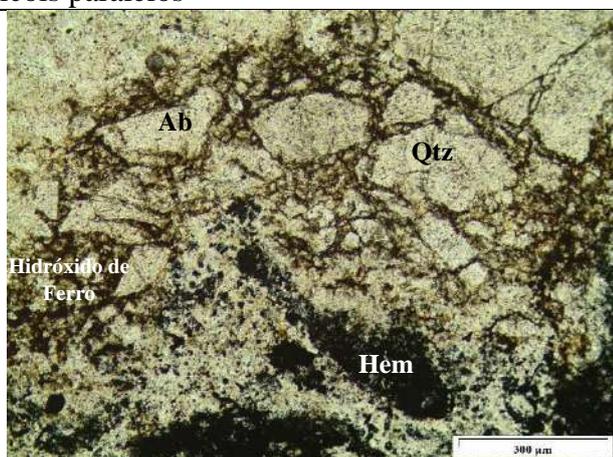
Fotomicrografias



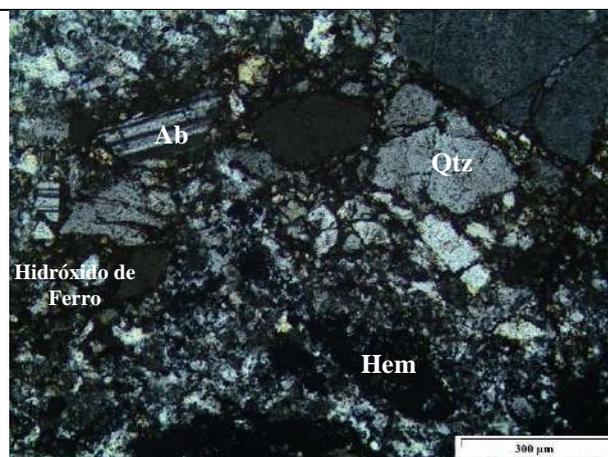
Cristais subeudrais de Qtz, Ab e Kfs pertencentes ao ortogneisse são envoltos por matriz formada por hematita, hidróxidos de ferro e sílica. Granulação dos cristais, assim como a deformação varia muito. Nicóis paralelos



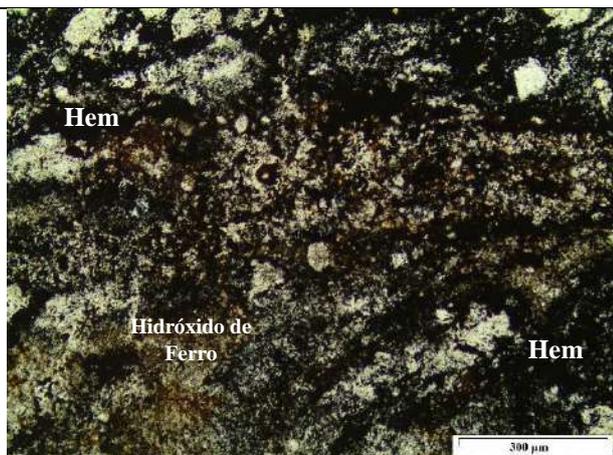
Cristais subeudrais de Qtz, Ab e Kfs pertencentes ao ortogneisse são envoltos por matriz formada por hematita, hidróxidos de ferro e sílica. Nicóis cruzados



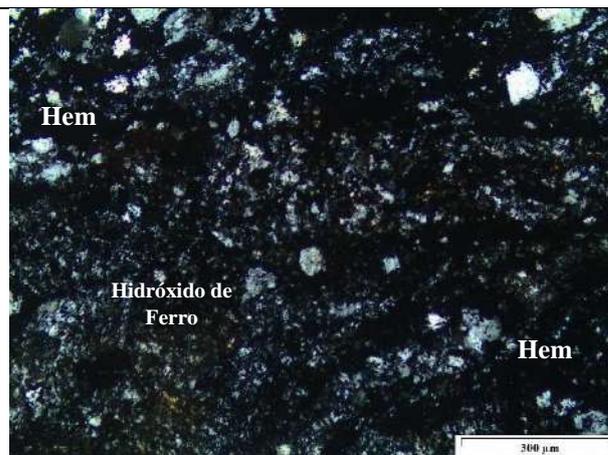
Microbrechiação, matriz é composta por hematita que é alterada para goethita (hidróxido de ferro) em algumas porções, fragmentos são angulosos. Nicóis paralelos



Microbrechiação, matriz é composta por hematita que é alterada para goethita (hidróxido de ferro) em algumas porções, fragmentos são angulosos. Nicóis cruzados



Porção brechada, matriz é de hematita, que pode alterar para goethita. Nicóis paralelos



Porção brechada, matriz é de hematita, que pode alterar para goethita. Nicóis cruzados

Textura: Microbrechiação (hematitização)

Litotipo: Ortogneisse alterado (brechado)

Minerais e Processos de Alteração: Hematitização intensa



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

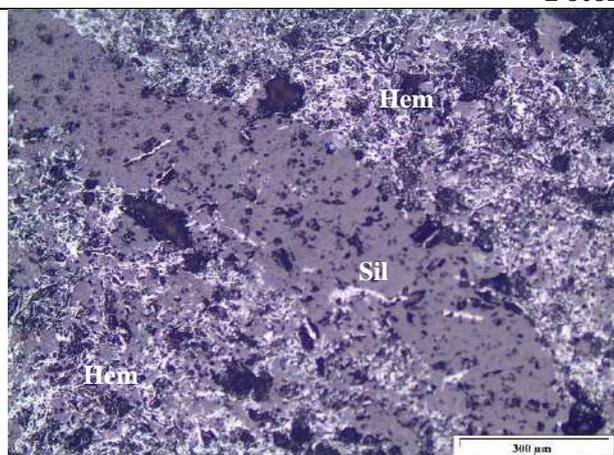
Ponto: JGL 87	ID lâmina: JGL 87 C
UTM E: 324325	UTM N: 9241340
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Brecha hematítica e brecha silicificada mostram malaquita e epidoto, desenvolvidas também como stockwork sobre rocha vermelha. Hematitização notada (earthy hematite).

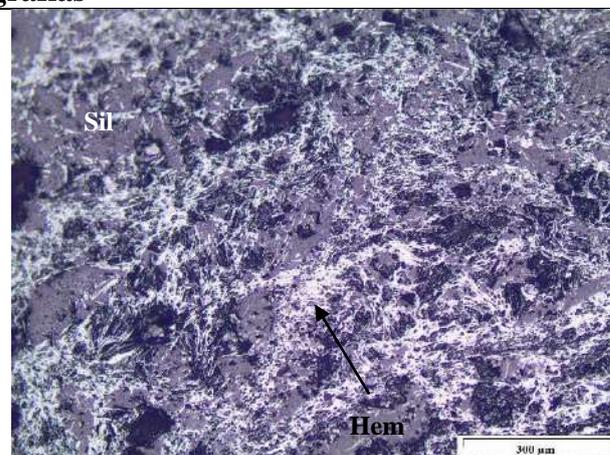
Descrição microscópica: Brecha hidrotermal monomítica, matriz suportada, com fragmentos não transportados, equidimensionais a pouco alongados, subarredondados e compostos basicamente por quartzo. A matriz é composta por hematita predominantemente e sílica. Tardamente é observada silicificação canalizada na forma de veios. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (60%), fragmentos (30%) e cavidades (10%).

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Silicatos	50	Indistintos sob luz refletida.
Hematita	50	Os grãos são em geral microgranulares, com tamanho médio 0,01 mm presentes na matriz da brecha. A coloração é cinza esbranquiçada, com baixa reflectância, anisotropia distinta e sem birreflectância.

Fotomicrografias



Veio de sílica recortando hematita maciça. Nicois paralelos.



Hematita em estágio avançado de substituição em textura maciça. Nicois paralelos.

Textura: Cataclástica com textura de substituição

Litotipo: Brecha silicosa

Minerais e Processos de Alteração: Hematitização pervasiva; Silicificação pervasiva; Silicificação canalizada tardia.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

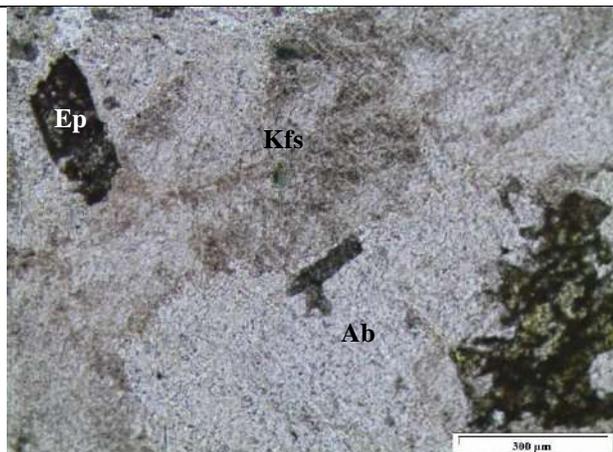
Ponto: JGL 90	ID lâmina: JGL 90 B
UTM E: 326792	UTM N: 9240828
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Ortognaisse de coloração avermelhada, com textura homogênea, equigranular, fina, milimétrica (5 mm), composto mineralogicamente por quartzo, k-feldspato, albita, apresenta epidotização canalizada preenchendo microfraturas.

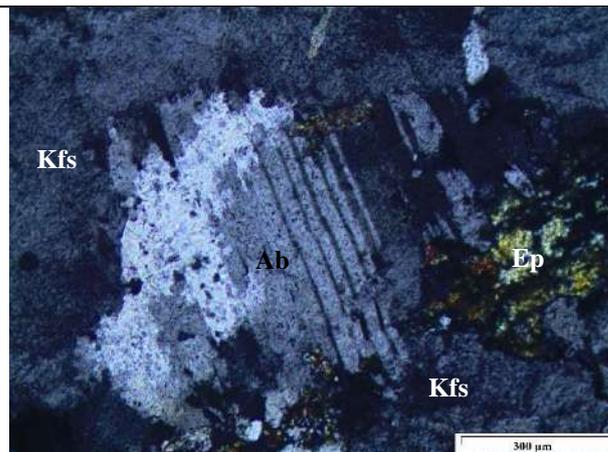
Descrição microscópica: Ortognaisse de composição granítica, composto por k-feldspato com geminação simples (Lei de Baveno), quartzo, albita com geminação polissintética (Lei da Albita), epídoto disposto em bandas e apatita na forma de inclusões. Apresenta textura inequigranular, média a grossa.

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
K-feldspato	40	Formas anedrais, em contato irregular com Ab, Qtz e Ep, apresenta tamanho médio de 1 mm, em geral alterado para albita. Mostra-se comumente na forma alterada, de coloração amarronzada, devido inclusões de óxidos de ferro
Quartzo	25	Formas anedrais, contatos irregulares com Kfs, Qtz e Ep, apresenta tamanho médio 0,9 mm.
Albita	20	Albita foi identificada em duas gerações: a primeira de formas anedrais, apresenta contatos irregulares com Kfs, Qtz e Ep, e tamanho médio de 1 mm está em geral alterada, com geminação polissintética (Lei da Albita) deformada e com cores amarronzadas ou cristais turvos; a segunda representada por cristais eudrais não alterados, com geminações polissintéticas bem marcadas, ocorrendo como produto da alteração (albitização) sobretudo de k-feldspatos e secundariamente de outras albitas.
Epídoto	15	Ocorre na forma microgranular preenchendo microfraturas em contato brusco com Kfs e Qtz.

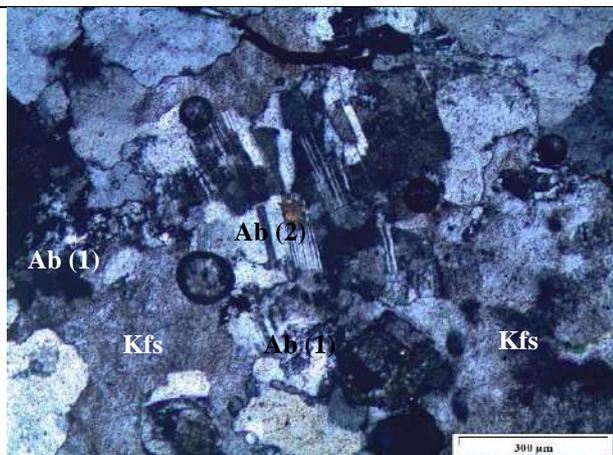
Fotomicrografias



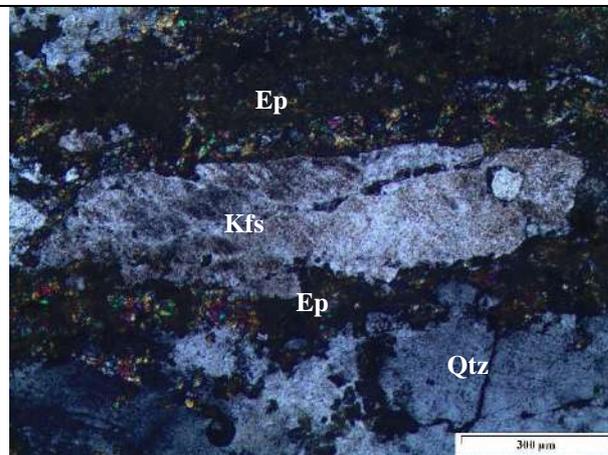
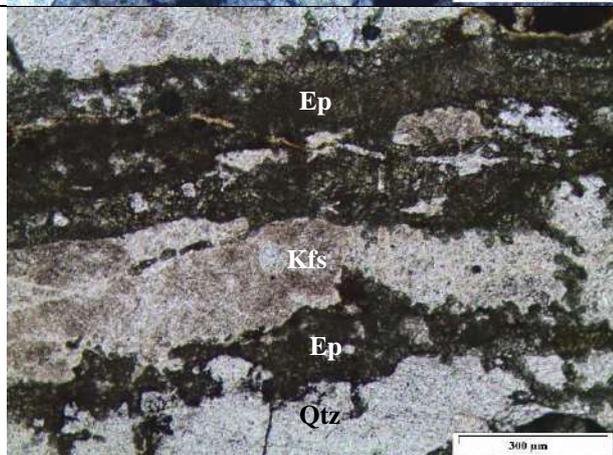
K-feldspato altera para albita. Nicóis paralelos.



Albita com geminação polissintética não deformada, produto de alteração do K-feldspato



Duas gerações de albita: a primeira de formas anedrais e de geminação polissintética deformada, a segunda com formas subeuédricas a euédricas. K-feldspato ocorre em cristais turvos e de cores amarronzadas, devidas a inclusões de óxidos de ferro.



Textura: Granoblástica média

Litotipo: Ortognaisse de composição granítica com epidoto

Minerais e processos de alteração: Albititização incipiente e epidotização canalizada



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

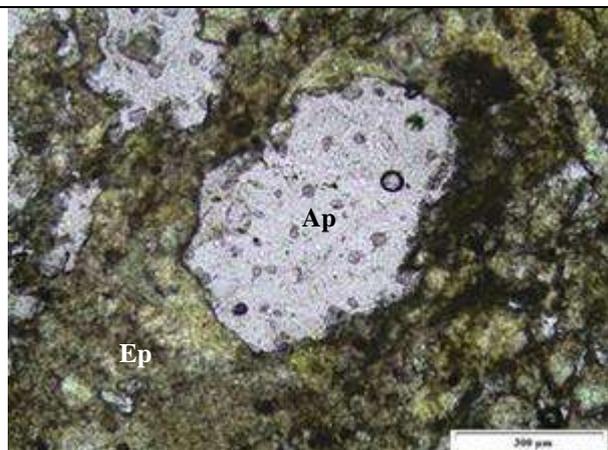
Ponto: JGL 109	ID lâmina: JGL 109
UTM E: 328681	UTM N: 9235181
	Local: Coroatá

Descrição macroscópica da amostra: Rocha com epidotização pervasiva com veios de quartzo, e também veios de epídoto tardios.

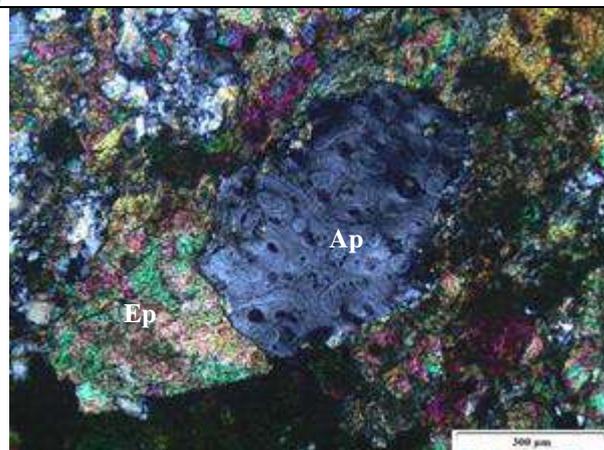
Descrição microscópica: Brecha hidrotermal monomítica, matriz suportada, com fragmentos não transportados, alongados em sua maioria, subarredondados e compostos basicamente por quartzo porfiroblástico neoforado e grãos de apatita reliquiar em menor quantidade. A matriz composta por quartzo microgranular, e epídoto dispostos em bandas subparalelas. Tardiamente é observada epidotização canalizada na forma de veios. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (60%), fragmentos (30%) e cavidades (10%).

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Epídoto	50	Os cristais têm formas anedrais a subeudrais com tamanho variando entre 0,1 mm (componentes de matriz) e 1,5 mm (veios tardios). Ocorre como <i>stockwork</i> ou de forma semi-maciça. Por vezes, veios tardios de epídoto ocorrem.
Quartzo	40	O quartzo ocorre com formas anedrais, subarredondadas, tamanho médio de 0,1 mm e é essencialmente microgranular. Apresentam extinção ondulante.
Apatita	10	Os cristais apresentam formas anedrais, com tamanho médio de 1 mm e são reliquiares. Também apresentam extinção ondulante, bordas suturadas e zoneamento por inclusões.

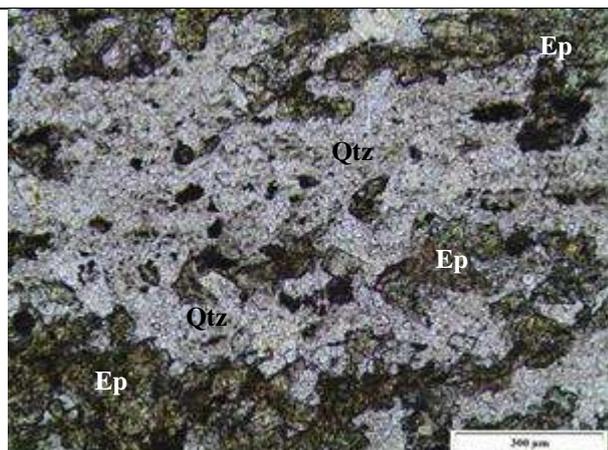
Fotomicrografias



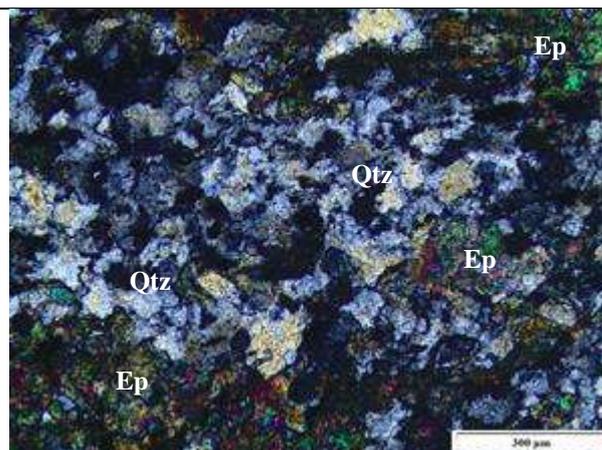
Apatita reliquiar com zoneamento por inclusão e bordas suturadas. Nicóis paralelos.



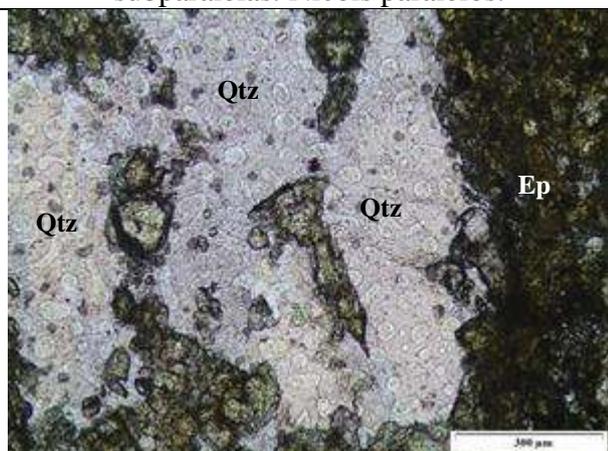
Apatita reliquiar com extinção ondulante. Nicóis cruzados



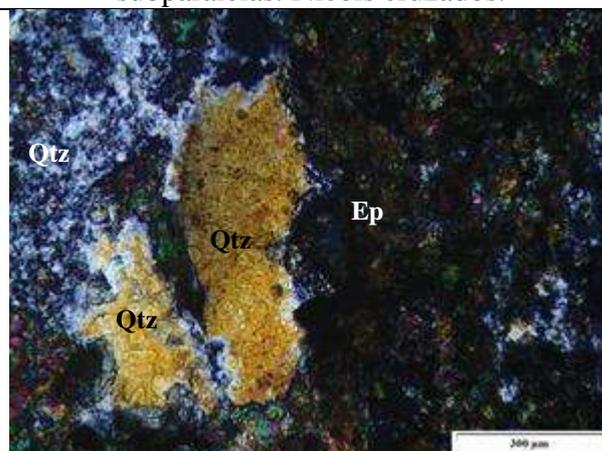
Quartzo e epidoto dispostos em bandas subparalelas. Nicóis paralelos.



Quartzo e epidoto dispostos em bandas subparalelas. Nicóis cruzados.



Fragmentos de quartzo com bordas suturadas e veio de epidoto tardio. Nicóis paralelos.



Fragmentos de quartzo com bordas suturadas e veio de epidoto tardio. Nicóis cruzados.

Textura: Cataclástica

Litotipo: Microbrecha hidrotermal epidotítica

Minerais e Processos de Alteração: Silicificação e epidotização pervasivas; epidotização canalizada.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

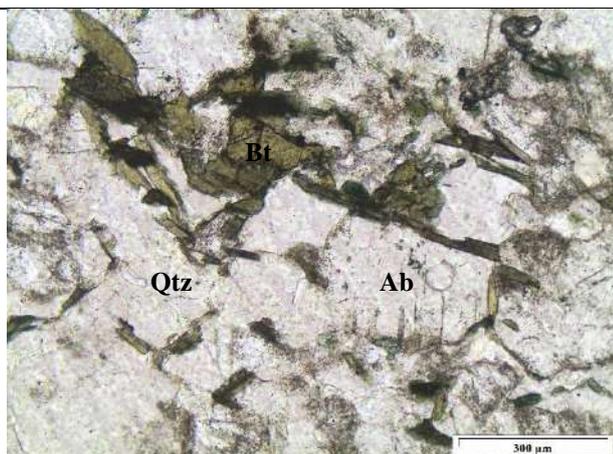
Ponto: JGL 144		ID lâmina: JGL 144 B
UTM E: 328771	UTM N: 9236198	Local: Coroatá

Descrição macroscópica da amostra: Ortognaisse cinza de granulação com fina a média, bandamento milimétrico e foliação pronunciada, com veios de K-feldspato perpendiculares à foliação.

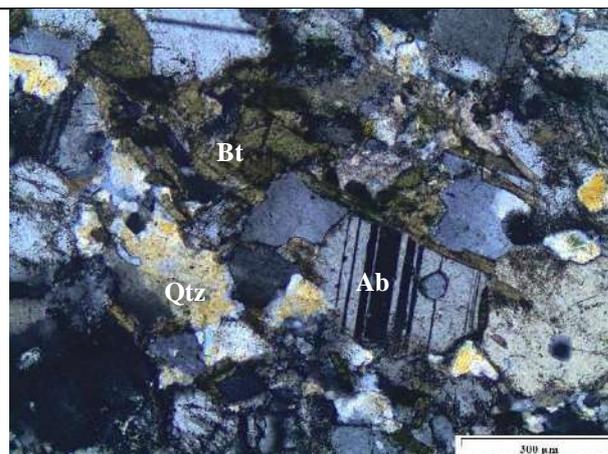
Descrição microscópica: Ortognaisse de composição granodiorítica com alteração incipiente de textura granolepidoblástica, composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda, clorita.

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	30	Os cristais de quartzo são anedrais e com tamanho variando entre 0,5 mm até 0,5 mm. São em geral incolores e por vezes tem extinção ondulante.
Albita	25	As albitas são subeudrais a anedrais com tamanho médio de 0,8 mm. Apresentam geminação polissintética (Lei da Albita).
K-feldspato	20	São anedrais a subeudrais com tamanho médio de 0,6 mm. São caracteristicamente turvos.
Hornblenda	12	Os cristais são subeudrais com tamanho variando entre 0,5 mm até 1,5 mm. Apresentam duas clivagens uma boa e uma perfeita, além de intenso pleocroísmo. Sua coloração é esverdeada devido a cloritização. Por vezes alteradas para clorita.
Biotita	5	As biotitas são subeudrais com tamanho variando entre 0,5 mm até 1,0 mm. Apresentam uma clivagem boa coloração marrom e pleocroísmo característico variando para verde.
Epídoto	3	Os epídotos são anedrais com tamanho médio de 0,5 mm. Estão bordejando os cristais de biotita de forma que estão associados a esta.
Opacos	2	Apresentam formas eudrais, com tamanho médio de 0,2 mm e estão comumente associados a biotita e hornblenda.
Apatita	2	As apatitas são anedrais com tamanho médio 0,03 mm. Ocorrem como inclusões em cristais de quartzo.

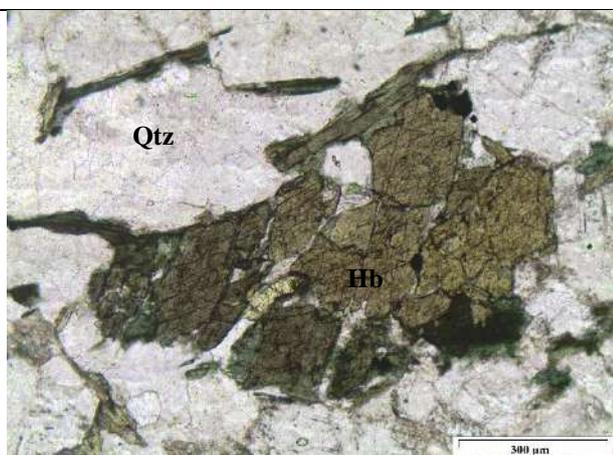
Fotomicrografias



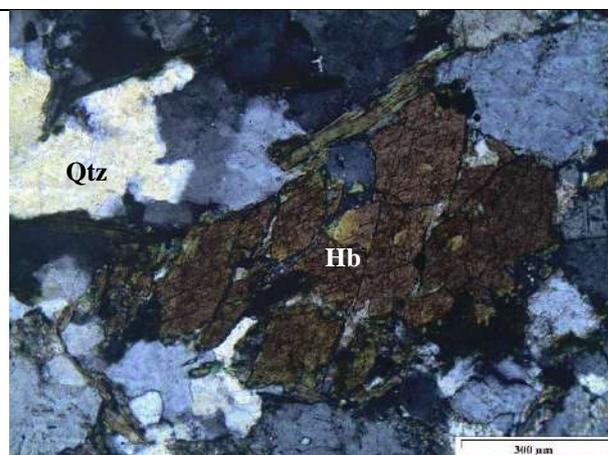
Cristais de hornblenda, albita, K-feldspato e quartzo em textura granonematoblástica. Nicois paralelos.



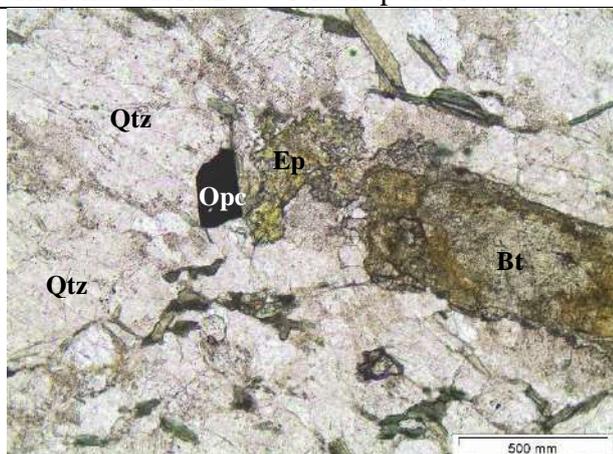
Cristais de hornblenda, albita, K-feldspato e quartzo em textura granonematoblástica. Nicois cruzados.



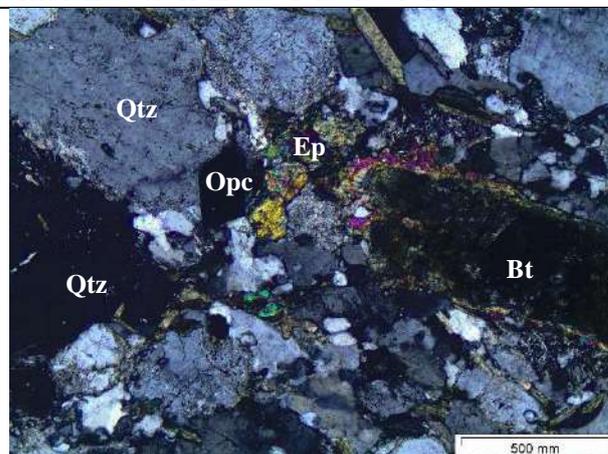
Hornblenda cloritizada. Nicois paralelos.



Hornblenda cloritizada. Nicois cruzados.



Mineral opaco poligonal associado a biotita. Nicois paralelos.



Mineral opaco poligonal associado a biotita. Nicois cruzados.

Textura: Granonematoblástica fina a média

Litotipo: Ortognaisse de composição granodiorítica

Minerais e Processos de Alteração: K-feldspatização, albitização e cloritização incipientes



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

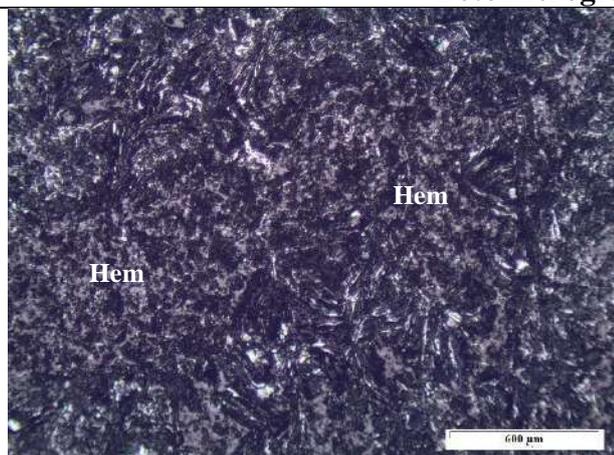
Ponto: JGL 152		ID lâmina: JGL 152 B
UTM E: 327668	UTM N: 9236014	Local: Coroatá

Descrição macroscópica da amostra: Blocos soltos de brecha silicosa e hematítica (predominante), textura boxwork é notada, dimensão dos blocos é de até 20~30 cm, localmente ocorre pirita e manchas de oxidação de sulfetos. É notável a ocorrência de pseudo clastos compostos por sílica.

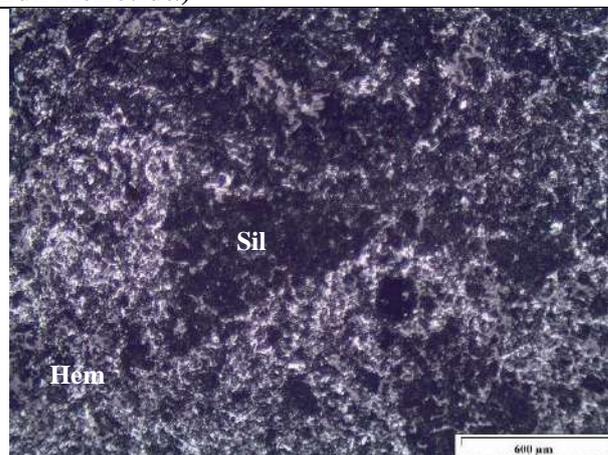
Descrição microscópica: Brecha monomítica matriz suportada, matriz é composta hematita majoritariamente e sílica tardia em veios, com fragmentos não transportados, pouco alongados e até equidimensionais, arredondados e com tamanho variando entre 0,5 mm a 1 mm, compostos por quartzo, K-feldspato e albita. Os elementos de composição de brechas podem ser quantificados assim: matriz (70%), fragmentos (27%) e cavidades (3%)

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Hematita	90	Os grãos de hematita são microgranulares com tamanho médio de 0,02 mm. Comumente estão recortados por veios de sílica. A sua coloração é cinza esbranquiçado, apresenta reflectância baixa, anisotropia distinta e ausência de birreflectância.
Sílica	10	Os cristais de sílica são microgranulares de tamanho médio 0,01 mm e se encontram dispostos em veios.

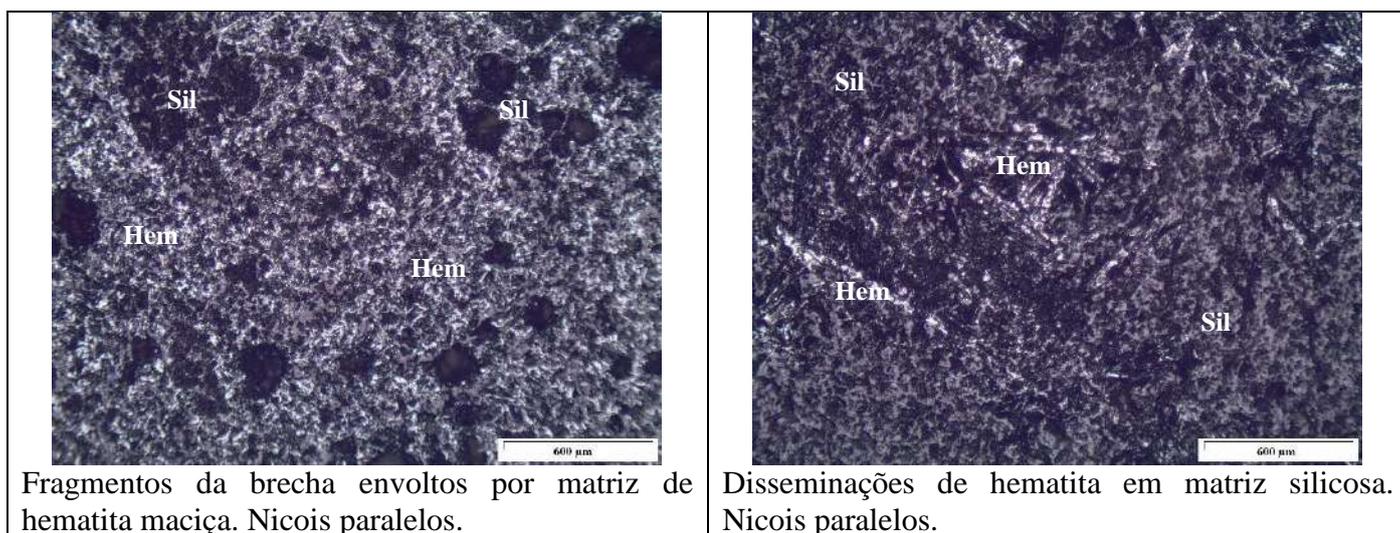
Fotomicrografias (Luz Refletida)



Hematita maciça com sílica em veios. Nicois paralelos.



Hematita maciça e feições triangulares características de textura cataclástica. Nicois paralelos.



Textura: Textura cataclástica e de substituição

Litotipo: Brecha hematítica

Minerais e Processos de Alteração: Hematitização pervasiva intensa; silicificação canalizada.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

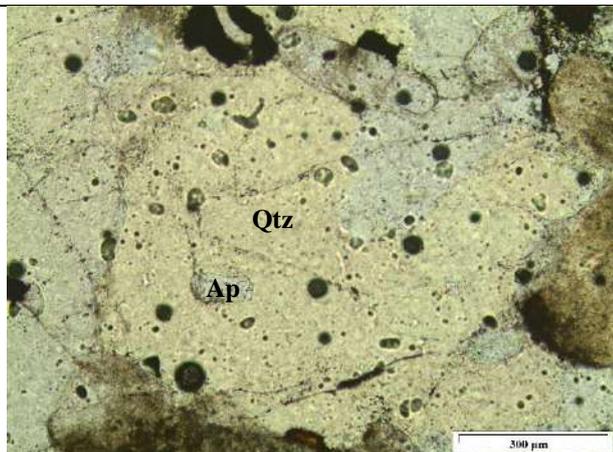
Ponto: JGL 181	ID lâmina: JGL 181
UTM E: 323936	UTM N: 9239580
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Diques de granito com foliação incipiente e textura granítica, composto por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita e anfibólio.

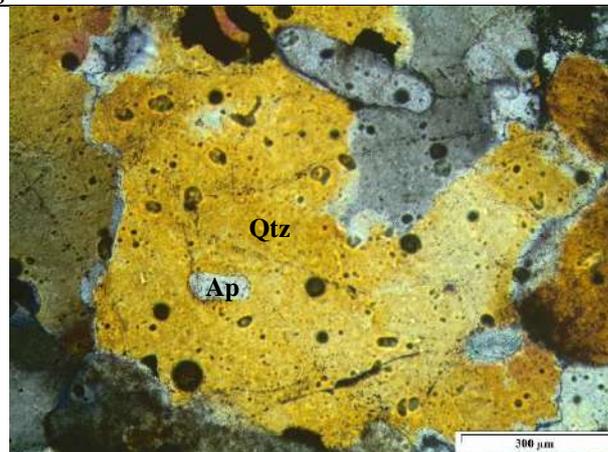
Descrição microscópica: Rocha de textura equigranular composta essencialmente de quartzo, k-feldspato, albita, actinolita-tremolita, além de apatita e biotita como minerais acessórios. Apresenta intensa silicificação evidenciada pelos contatos suturados e cristais de quartzo neoformados.

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	50	Os cristais de quartzo têm formas anedrais em diferentes tamanhos: 0,6 mm a 1,8 mm, reliquiar, e bordas suturadas; 0,5 mm a 1,2 mm, neoformado, incolor e formando contatos retos com outros grãos de quartzo.
K-feldspato	35	Cristais de coloração amarronzada com formas anedrais a subeudrais e tamanho variando entre 0,8 mm e 2 mm. Apresentam com aspecto turvo devido a inclusão de opacos, inclusões de apatita, bordas suturadas. Faz contato especialmente com quartzo.
Albita	10	Apresentam formas anedrais e tamanho entre 0,8 mm e 2 mm. Suas maclas são polissintéticas (Lei da Albita) e têm bordas suturadas.
Actinolita-tremolita	10	Cristais com formas eudrais e subeudrais e tamanho entre 0,05 mm a 0,4 mm. São esverdeados, com fraco pleocroísmo, e apresentam duas clivagens boas.
Apatita	3	Cristais de apatita são anedrais com tamanho variando entre 1 mm a 0,3 mm.
Biotita	2	Os cristais são subeudrais, tamanho médio de 2 mm

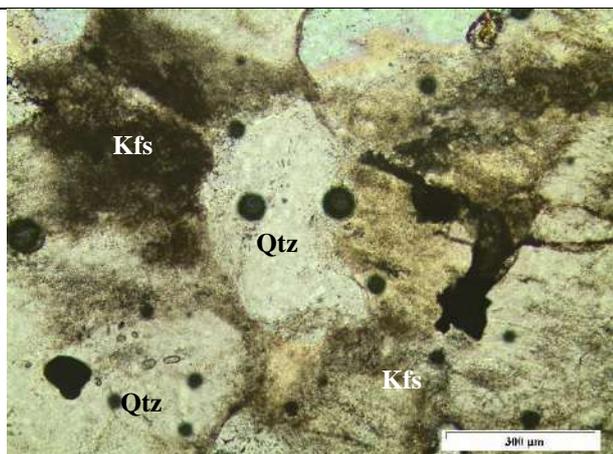
Fotomicrografias



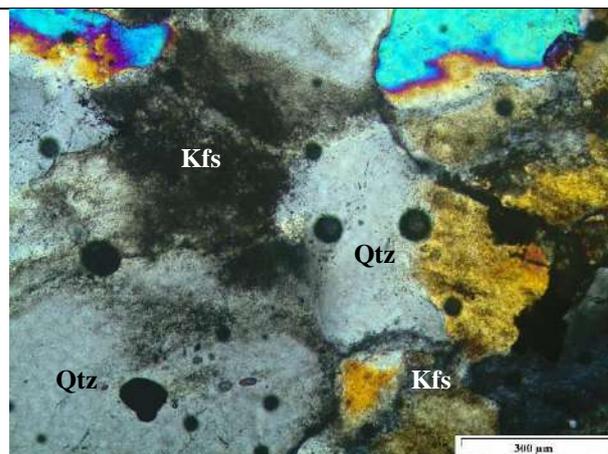
Inclusão de apatita. Nichois paralelos



Inclusão de apatita. Nichois paralelos



Textura comum da rocha, equigranular média a fina.
Nicois paralelos



Textura comum da rocha, equigranular média a fina.
Nicois paralelos

Textura: Equigranular média a fina

Litotipo: Sienogranito

Minerais e Processos de Alteração: Silicificação pervasiva



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

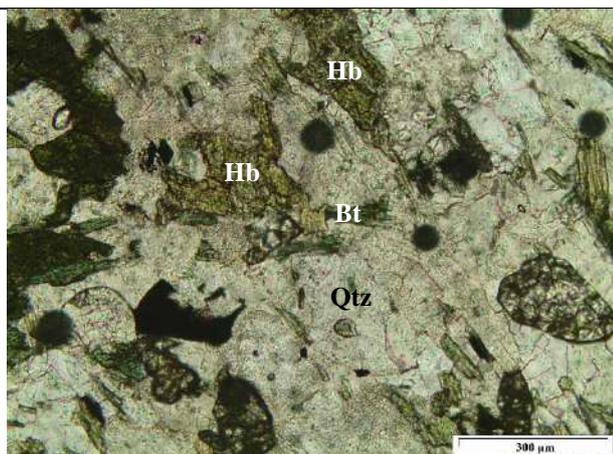
Ponto: JGL 201	ID lâmina: JGL 201
UTM E: 322708	UTM N: 923919
	Local: Jardim

Descrição macroscópica da amostra: Ortognaisse cinza pouco alterado de bandamento milimétrico com veios de feldspato perpendiculares à foliação da rocha e vênulos de epidoto.

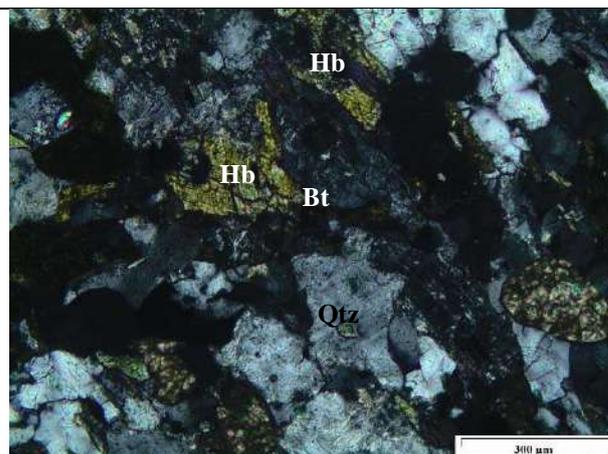
Descrição microscópica: Ortognaisse de textura granonematoblástica inequigranular fina de composição tonalítica, composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda, biotita, clorita e opacos. Silicificação ocorre de modo canalizado em veios que recortam especialmente as hornblendas. Silica também pode ocorrer consumindo cristais de hornblenda.

Mineral	Quantidade (%)	Descrição
Quartzo	40	Quartzo em cristais predominantemente anedrais em tamanhos que variam entre 0,02 e 0,3 mm ocorre comumente com bordas suturadas. Alteração responsável pela formação de quartzo tardio (silicificação) é identificada através de sílica em veios ou consumindo hornblenda.
Hornblenda	30	Ocorre como cristais anedrais ou arredondados que variam de tamanho entre 0,05 e 0,4 mm. Apresenta leve pleocroísmo (marrom ao verde) e por vezes é consumido por quartzo ou bordejado por ele. Cristais arredondados. Em algumas porções se altera para clorita.
Plagioclásio	10	Sua variedade identificada é a albita em cristais anedrais de tamanho que varia entre 0,02 e 0,08.
K-feldspato	5	Cristais anedrais de tamanho entre 0,05 e 0,2 mm. Ocorre em contato especialmente com quartzo e com plagioclásio.
Opacos	5	Ocorrem comumente associados à hornblenda. Ocorrem comumente arredondados.
Clorita	5	Ocorre na variedade esverdeada, pode apresentar pleocroísmo leve.
Biotita	3	Amarronzada, apresenta pleocroísmo, normalmente provém da alteração do anfibólio, também ocorre deformada.
Titanita	2	Titanita marrom em cristais subeudrais a eudrais de tamanho entre 0,01 a 0,1 mm.

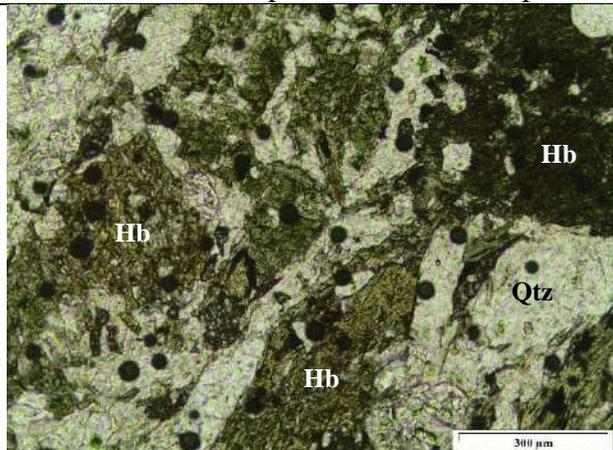
Fotomicrografias



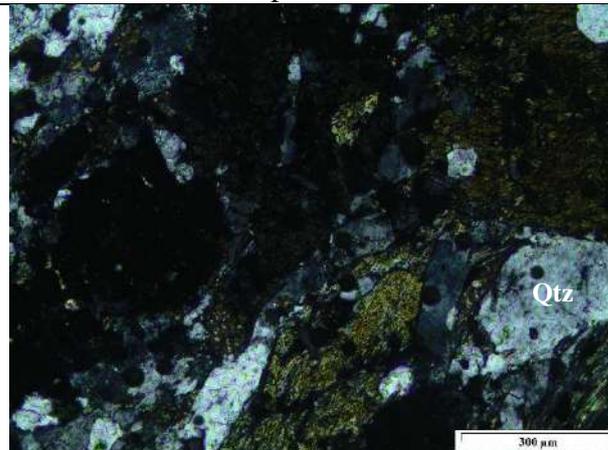
Hornblenda é alterada para biotita. Nicois paralelos



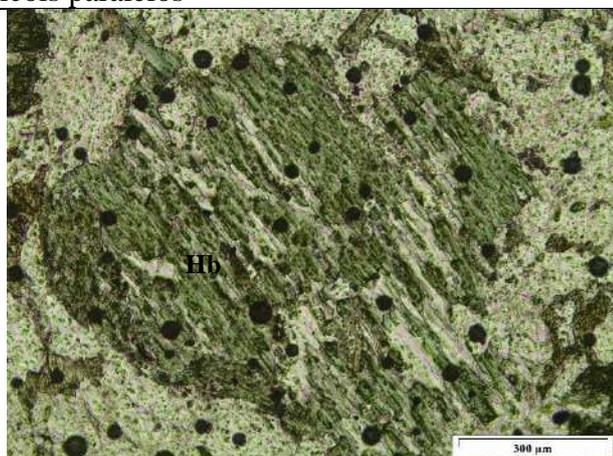
Hornblenda é alterada para biotita. Nicois cruzados



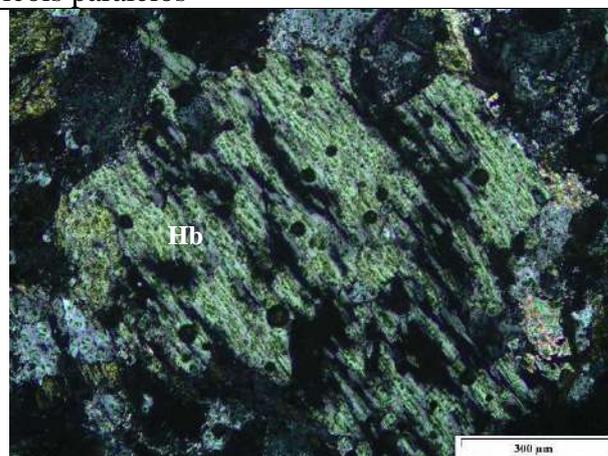
Veios de sílica recortam hornblendas e quartzos.
Nicois paralelos



Veios de sílica recortam hornblendas e quartzos.
Nicois paralelos



Hornblenda silicificada. Nicois paralelos



Hornblenda silicificada. Nicois paralelos

Textura: Granonematoblástica inequigranular fina

Litotipo: Ortognaisse de composição tonalítica com alteração canalizada

Minerais e Processos de Alteração: Biotitização (alteração de anfibólio); sílica canalizada (veios que recortam assembleia da rocha);