

GEOLOGIA E POTENCIAL METALOGENÉTICO PARA OURO DE UMA ÁREA AO NORTE DO MUNICÍPIO DE SALGUEIRO (PE)

GEOLOGY AND METALLOGENETIC POTENTIAL FOR GOLD OF AN TO THE AREA NORTH OF THE CITY OF SALGUEIRO (PE)

Daniel Delduque de Noronha ^{1*}, Sebastião Rodrigo Cortez de Souza ², João Paulo Araújo Pitombeira ²

¹Geólogo consultor, Recife, Pernambuco, Brasil. *autor correspondente, e-mail: daniel.delduque.n@gmail.com

²Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia, Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados, Recife, Pernambuco, Brasil.

<https://doi.org/10.51359/1980-8208.2023.259797>

RESUMO

A região do município de Salgueiro, oeste do estado de Pernambuco, é conhecida pela presença de veios de quartzo auríferos. Estudos geológicos na região começaram na década de 80 e se intensificaram nos últimos anos devido ao alto preço do metal Au no mercado. A área de estudo está localizada na Província Borborema, no Domínio Piancó-Alto Brígida, onde são encontradas rochas supracrustais do Supergrupo Salgueiro, de idade toniana, e intrusões graníticas ediacaranas diversas como a Suíte Intrusiva Serrita e o Stock Barra Verde. O mapeamento geológico de uma área com cerca de 36 km² na escala 1:20.000, resultou na caracterização de 4 unidades de rochas metassedimentares denominadas: G_I, G_{II}, G_{III} e G_{IV}. Em geral, essas unidades apresentam rochas com colorações variando de avermelhado à cinza-esverdeado, de granulação fina-média, exibindo xistosidade e textura lepidoblástica. Um metarriolito ocorre na forma de soleira intercalados nos xistos da Unidade G_{IV}, representando o vulcanismo félsico do Supergrupo Salgueiro. Veios de quartzo afloram em praticamente todas as porções da área estudada, e podem ser divididos em 2 grupos: o tipo V₁ formado por veios de quartzo sacaroidais, milimétricos a centimétricos, com direção preferencial NW-SE, preenchendo fraturas e foliação plano axial de dobras intrafoliais; e o tipo V₂, de aspecto leitoso, apresenta dimensões centimétricas a métricas e preenchem fraturas de direção WNW-ESE. Ambos têm textura *blocky* e mostram-se intensamente fraturados com preenchimento tardio por óxidos/hidróxidos de ferro e manganês. A geologia estrutural da área é marcada por uma foliação principal/xistosidade (S_n) paralela ao acamamento sedimentar (S₀) de direção NW-SE com mergulho fraco a moderado para NE. Quase perpendicular a S_n, clivagens de crenulação formam dobras plano axiais oblíquas à xistosidade (S_{n+1}) e são afetadas por dobras abertas com planos axiais verticais (S_{n+2}) WNW-ESE e uma incipiente transcorrência, no fim da orogenia brasileira. O fraturamento e falhamento tem direção principal NE-SW e permitiram a passagem de fluidos hidrotermais e consequente geração da biotita xisto com carbonato-muscovita (hidrotermalito). Análises geoquímicas por Fluorescência de Raios-X portátil (FRXp) indicam que há um aumento na quantidade de SiO₂ (de 40% para 48%) da base para o topo das unidades de rochas supracrustais (de G_I

Recebido em 27/09/2023. Aprovado em 04/12/2023. Publicado on-line em 31/01/2024



Este artigo está sob uma [Licença Creative Commons 4.0 Internacional - CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

para G_{IV}), com um enriquecimento de K₂O (de até 118%) dado por hidrotermalismo afetando a biotita xisto com carbonato-muscovita, além de aumento relativo de Al₂O₃ (de até 39%), em relação às rochas metassedimentares não alteradas por este processo. Os veios de quartzo são formados por SiO₂ (>96%) com teores de Cr (150-240 ppm), Cu (40-80 ppm), S (62,5-70 ppm) e V (17,5-30 ppm), além de Zn, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Pb e Bi, todos detectados, mas em concentrações abaixo dos limites de detecção das análises. A presença de paragonita [NaAl₃Si₃O₁₀(OH)₂] em equilíbrio textural com os minerais-minério complementa a associação mineral hidrotermal indicando influência de fluidos hidrotermais magmáticos. Ainda há carbonatação, potassificação, sericitização, cloritização e oxidação. A presença de pirita aurífera (Au em torno de 8% em peso) associada aos veios de quartzo é indicativa de um ambiente fértil com possibilidades prospectivas para ouro na área.

Palavras-chave: província borborema; veios de quartzo auríferos; distrito parnamirim-serrita-cedro.

ABSTRACT

The region of the city of Salgueiro, west of the state of Pernambuco, is known for the presence of gold-bearing quartz veins. Geological studies in the region took place in the 1980s and have intensified in recent years due to the high price of Au metal on the market. The study area is located in the Borborema Province, in the Piancó-Alto Brígida Domain, where supracrustal rocks of the Salgueiro Supergroup, of Tonian age, and various Ediacaran granite intrusions such as the Serrita Intrusive Suite and the Barra Verde Stock are found. The geological mapping of an area of approximately 36 km² on a 1:20.000 scale resulted in the characterization of 4 units of metasedimentary rocks called: G_I, G_{II}, G_{III} and G_{IV}. In general, these units have rocks with colors varying from reddish to greenish-gray, fine-medium grained, exhibiting schistosity and lepidoblastic texture. A metarhyolite occurs in the form of a sill in the schists of the G_{IV} Unit, representing the felsic volcanism of the Salgueiro Supergroup. Quartz veins crop up in practically all portions of the studied area, and can be divided into 2 groups: type V₁ formed by saccharoidal quartz veins, millimeters to centimeters, with a preferential NW-SE direction, filling fractures and foliation axial plane of folds intrafolial; and type V₂, with a milky appearance, has centimeter to metric dimensions and fills fractures in a WNW-ESE direction. The structural geology of the area is marked by a main foliation/schistosity (S_n) parallel to the sedimentary bedding (S₀) in a NW-SE direction with a weak to moderate dip to the NE. Almost perpendicular to S_n, crenulation cleavages form axial planar folds oblique to the schistosity (S_{n+1}) and are affected by open folds with vertical axial planes (S_{n+2}) WNW-ESE and an incipient strike-slip at the end of the Brazilian orogeny. Fracturing and faulting in the main NE-SW direction allowed the passage of hydrothermal fluids and consequent generation of biotite schist with carbonate-muscovite (hydrothermalite). Geochemical analyzes by RXFp indicate that there is an increase in the amount of SiO₂ (from 40% to 48%) from the base to the top of the supracrustal rock units (from G_I to G_{IV}), with an enrichment of K₂O (up to 118%) given by hydrothermalism affecting biotite schist with carbonate-muscovite, in addition to a relative increase in Al₂O₃ (up to 39%), in relation to metasedimentary rocks not altered by this process. The quartz veins are formed by SiO₂ (>96%) with contents of Cr (150-240 ppm), Cu (40-80 ppm), S (62.5-70 ppm) and V (17.5-30 ppm), in addition to Zn, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Pb and Bi, all detected, but in concentrations below the analysis detection limits. The presence of paragonite [NaAl₃Si₃O₁₀(OH)₂] in textural equilibrium with the ore minerals complements the hydrothermal mineral association under the influence of magmatic hydrothermal fluids. There is still carbonation, potassification, sericitization, chloritization and oxidation. The

presence of gold-bearing pyrite (Au around 8% by weight) associated with the quartz veins is indicative of a fertile environment with prospective possibilities for gold in the area.

Keywords: borborema province; lode gold mineralization; parnamirim-serrita-cedro district.

1. INTRODUÇÃO

O ouro é um bem mineral utilizado pelo ser humano há mais de 5 mil anos (Butt & Hough, 2009) e apresenta importantes aplicações na joalheria, em eletrônicos e como um ativo para investidores. Na Província Borborema, ocorrências e depósitos são encontrados em diversas regiões, com apenas algumas se tornando minas (e.g. Mina São Francisco, Currais Novos, RN) (Cavalcante et al., 2016). O Distrito Parnamirim-Serrita-Cedro concentra importantes filões mineralizados com teores de ouro de até 2.434 ppm, espessura máxima de 1m e comprimento máximo de 450 m (Mont'Alverne et al., 1995), que foram pioneiramente estudados na década de 1980, através de trabalhos do Serviço Geológico do Brasil - CPRM (Torres & Santos, 1983; Torres et al. 1986) e posteriormente com Beurlen et al. (1997), Marinho (2012) e Silva (2023).

Com o aumento no preço do ouro e instabilidade política e econômica no mundo, as pesquisas para encontrar novos depósitos de ouro reacenderam investidores, mineradores e grupos de pesquisas. Atualmente existem duas empresas explotando ouro na região de Salgueiro, em projetos-piloto, com satisfatória exequibilidade econômica.

No presente trabalho são apresentados novos dados de um mapeamento geológico de uma área (36 km², escala 1:20.000) a cerca de 13 km ao norte da sede do município de Salgueiro, visando-se caracterizar alterações hidrotermais associadas à ocorrência de ouro, a partir da utilização de análises petrográficas e de composição química mineral, além de geoquímica de rochas encaixantes, de minerais-minério e

minerais de alteração hidrotermal associados a veios de quartzo, e assim contribuir para o avanço geológico e metalogenético do Distrito Parnamirim-Serrita-Cedro.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise petrográfica foi realizada através do estudo de 11 seções delgadas (5 rochas metassedimentares, 5 veios de quartzo e 1 metavulcânica félsica), confeccionadas pela empresa Geolab Ltda. Estas lâminas foram analisadas no microscópio *Olympus BX-40*, equipado com 4 objetivas de 4x, 10x, 20x e 50x, que geraram imagens e foram capturadas em fotomicrografias adquiridas através do *software AnalySIS 5.1.*, no Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados (LEMA), do Departamento de Geologia da UFPE.

A análise geoquímica de rocha total foi realizada utilizando-se a técnica da Fluorescência de Raios-X portátil (FRXp), com as mesmas amostras utilizadas para petrografia. Para estas análises, o pó de rocha das amostras foi preparado por britagem, seguida de pulverização, utilizando-se britador de aço e moinho de carbeto de tungstênio, no Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), do Departamento de Geologia da UFPE. As análises geoquímicas foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Aplicada ao Petróleo e Energia (LGAPE), do Instituto de Pesquisa em Petróleo e Energia (i-LITPEG) da UFPE. O equipamento analítico utilizado foi o *Thermo Scientific Niton™ XLET GOLDD+ XRH Analyzer*, com as amostras de pós de rocha dispostas em um tubo plástico cilíndrico e oco com altura de 2 cm por 1,5 cm de diâmetro, selado por cima e por baixo com

filme plástico do tipo *X-Ray film Tf-240-255 polypropylene pre.* O tempo de cada análise foi de 90 segundos de exposição. As amostras não foram metalizadas com grafita para as análises.

A análise de química mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplado com Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) foi feita no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (LMA) do Instituto de Pesquisa em Petróleo e Energia (i-LITPEG) da UFPE, estrategicamente utilizando-se 6 amostras representativas e descritas na petrografia, que foram cerradas in natura, formando blocos com aproximadamente 4 cm³. O equipamento analítico usado foi o microscópio eletrônico *Thermo Scientific™ Phenom XL Desktop SEM*, acoplado ao dispositivo *Energy Dispersive Spectrometer (EDS)*.

3. GEOLOGIA REGIONAL

Inserido no contexto geológico da Província Borborema (Almeida et al. 1981) (Fig. 1), a área de estudo está localizada na Subprovíncia Central, no Domínio Piancó Alto-Brígida. Rochas metavulcanossedimentares representantes do Supergrupo Salgueiro apresentam idades tonianas (>962 Ma) (Brito & Marinho, 2017). Foram depositadas em ambiente turbidítico marinho profundo, em geral composto por metarritimitos clásticos finos e micaxistos com quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, granada que atingiram a fácies xisto verde a anfibolito alto (Brito Neves et al. 2016; Brito & Marinho, 2017; Neves et al., 2021). Sobrepostas a este supergrupo, rochas metassedimentares

(xistos diversos) do Grupo Cachoeirinha (640-600 Ma.) (Medeiros & Jardim de Sá, 2009; Santos et al. 2004) se apresentam sob grau metamórfico mais baixo.

O magmatismo no Domínio Piancó Alto-Brígida é diverso e apresenta rochas de afinidade calcioalcalinas (tipo Conceição), calcioalcalinas de alto K (tipo Teixeira ou Itaporanga), trondhjemítica (tipo Serrita-Palheira) e diques peralcalinos (Manaíra-Princesa Isabel ou Catingueira) (Medeiros, 2004). Segundo Sial & Ferreira (2016), o plutonismo ocorreu em 3 (três) intervalos: no Cinturão Cachoeirinha-Salgueiro: I - 650 a 620 Ma., II – 590 a 560 Ma. e III - 545-520 Ma. De acordo com os mesmos autores, todas as associações magmáticas, excetuando-se as peralcalinas e ultrapotássicas, são portadoras de epidoto magmático.

As mineralizações auríferas no Distrito Parnamirim-Serrita-Cedro estão associadas com veios de quartzo encaixados em rochas metassedimentares do Supergrupo Salgueiro e Grupo Cachoeirinha e nas rochas ígneas da Suíte Intrusiva Serrita e Stock Barra Verde (Marinho, 2012). Os veios de quartzo mineralizados são associados a sulfetos e alojados discordantemente às encaixantes, com direções predominantes NE-SW, semelhantes à foliação regional encontrada na área. As alterações hidrotermais associadas aos veios mineralizados são produtos da interação de fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (média de 6,9% NaCl_{eq}) e, com alta fugacidade de enxofre, precipitados em facies xisto verde, sendo do tipo cloritização, carbonatação e sericitização (Beurlen et al. 1997).

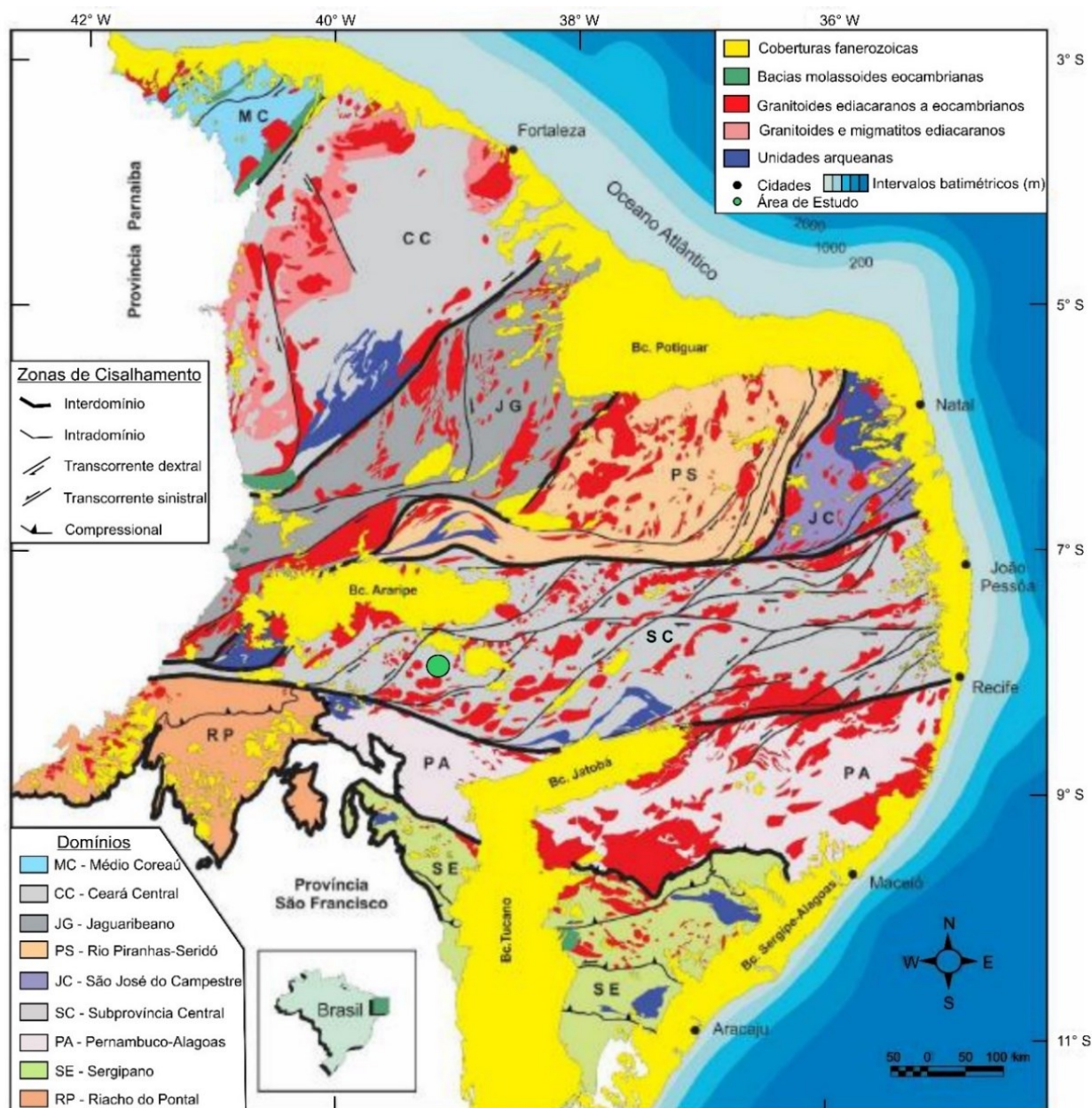


Figura 1. Mapa geológico da Província Borborema, com a localização da área de estudo indicada no círculo verde. Fonte: Modificado de Medeiros et al. (2017).

4. GEOLOGIA LOCAL

A área de trabalho é representada por três grupos de litotipos principais: rochas metassedimentares, rocha metavulcânica félsica e veios de quartzo (Fig. 2). A primeira delas compõe 98% da área e pode ser subdividida em 4 unidades. Na base, a Unidade GI está localizada na porção oeste da área, sendo constituída por clorita (chl) - muscovita (Ms) - K-feldspato (Kfs)- biotita (Bt) xisto

com granada, sem quartzo (Fig. 3A). A Unidade GII apresenta agora quartzo, sendo formado por Bt-Qz-Ms-Kfs-Chl xisto com granada (Fig. 3B). A Unidade GIII está no centro-oeste da área mapeada e tem elevação no conteúdo modal de quartzo (atinge 24%) em relação às unidades anteriores, mas permanecendo com uma composição mineralógica semelhante. A sua rocha principal é constituída por Chl-Ms-Kfs-Bt-Qz xisto com Grt. Por fim, a Unidade GIV tem o maior conteúdo modal de quartzo (40 %)

e apresenta-se como Chl-Ms-Qz xisto com Grt (Fig. 3C). Apesar dessas diferenças em termos de composição mineralógica, todas essas unidades das rochas supracrustais ocorrem em ravinas, barrancos, chão de estrada, lajedos e drenagens, com colorações cinza-esverdeadas, quando são, e avermelhadas, quando intemperizadas, além de possuírem granulação fina-média com estruturas xistosas e rítmicas. Ao mais, uma rocha hidrotermal classificada

como biotita xisto com carbonato-muscovita é encontrada na Unidade GIII, próxima a drenagem que marca uma falha inferida de direção NE-SW, na porção central da área (Fig. 3D). As cascalheiras são dispersas entre as unidades de rochas metassedimentares e estão associadas à desagregação natural, quando em altos topográficos, ou transportadas, quando acumulada em baixos ou em beiras de estradas.

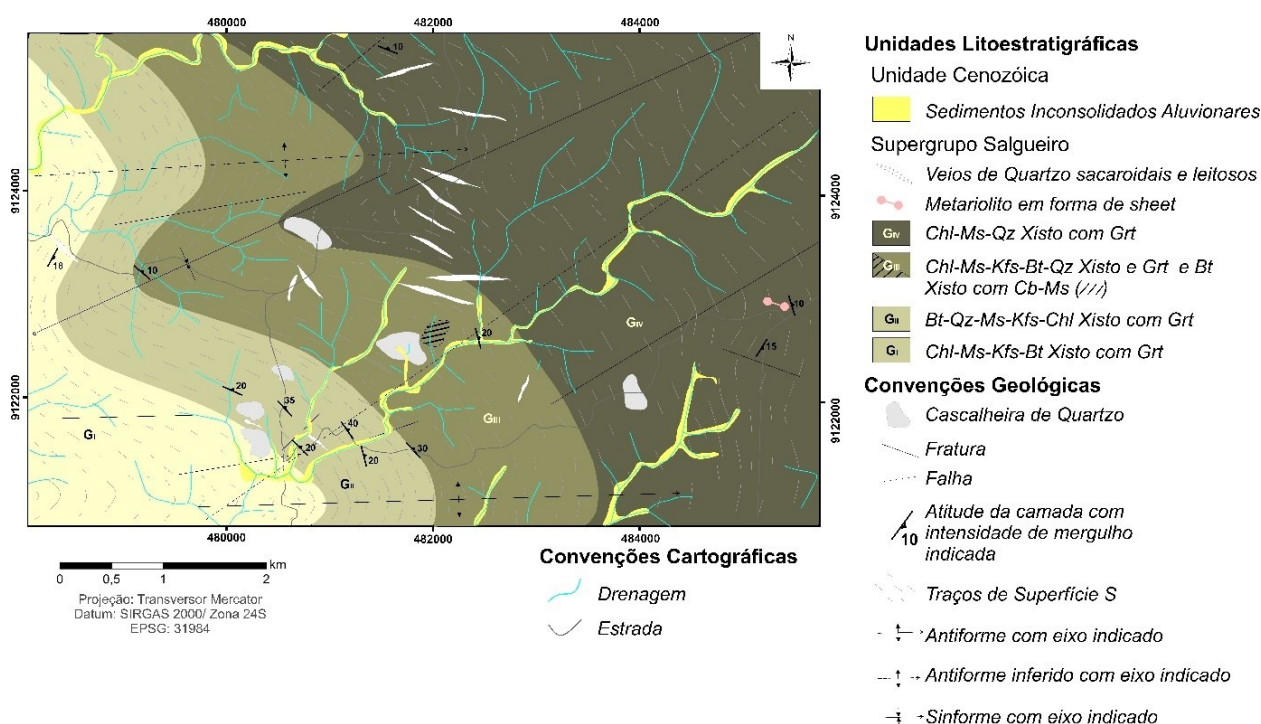


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo, em escala de 1:20.000.

A rocha metavulcânica félsica foi classificada como metarrolito. É hipoabissal, leucocrática, com fraturadas preenchidas por pirolusita, moderadamente intemperizada, disposta sub-concordantemente e em contato abrupto à xistosidade das rochas metassedimentares encaixantes (Fig. 4). Mineralogicamente é composta por quartzo, microclima, plagioclásio, muscovita e biotita.

Os veios de quartzo podem ser divididos em dois tipos (Fig. 5). O primeiro (V₁) é sacaroidal, de espessura

milimétrica à centimétrica, apresentam cavidades, preenchem fraturas, planos axiais de dobras e, em geral, são intrafoliais. O segundo tipo (V₂) é leitoso, fraturado, tem dimensões decamétricas à métricas e possui menor abundância relativa de cavidades em relação ao V₁, que são preenchidas por óxidos/hidróxidos de manganês. Por vezes, ambas podem apresentar óxidos/hidróxidos de ferro, argilominerais, muscovita e turmalina preenchendo cavidades em V₁ e fraturas em V₂.

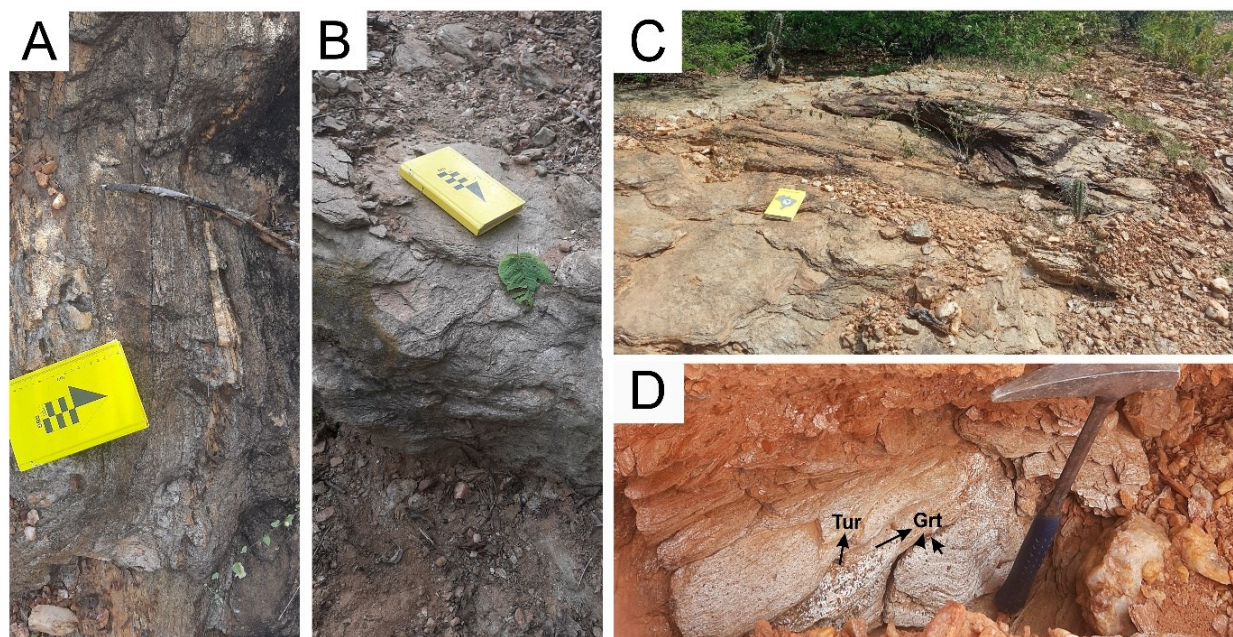


Figura 3. Afloramentos da unidade A) G_I representada por Chl-Ms-Kf-Bt xisto com granada cinza-esverdeado e presença de veios de quartzo intrafoliais (V_1). B) Bt-Qz-Ms-Kfs-Chl xisto com granada, cinza-esverdeado da Unidade G_{II} , com uma foliação de baixo ângulo. C) Chl-Ms-Qz xisto com granada, cinza-esverdeado em um lajedo G_{IV} . D) Bt xisto com carbonato e muscovita, avermelhada e com presença de turmalina e granada. Faz parte do produto da alteração hidrotermal da Unidade G_{III} .

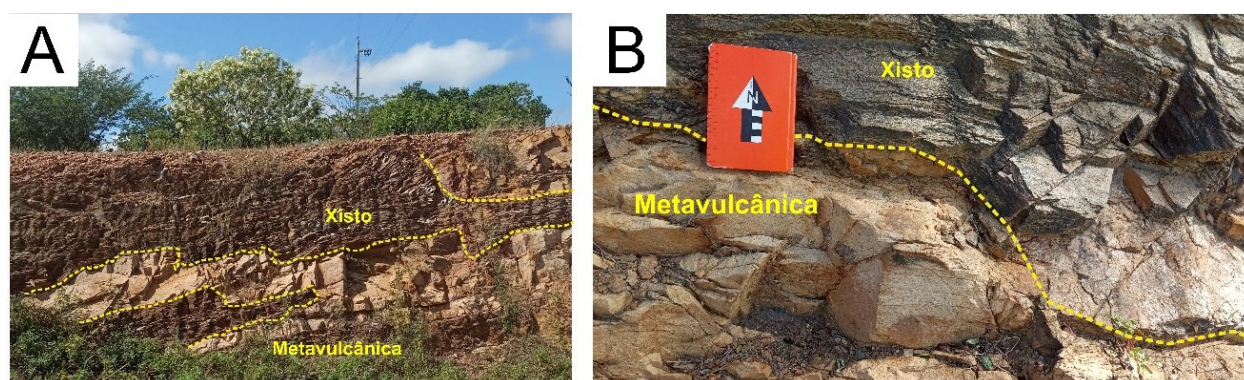


Figura 4. A) Rocha metavulcânica leucocrática de composição riolítica intrusiva, sob forma de *sheets*, em xistos do Supergrupo Salgueiro (A). (B) Detalhe do contato brusco e subconcordante entre o metarriolito e o xisto, além do riolito se apresentar bastante fraturado.

5. RESULTADOS

5.1. Geologia Estrutural

A principal foliação (S_n) (Fig. 6A) é relacionada à xistosidade de baixo-médio mergulho para NE e a dobras recumbentes intrafoliais (F_n) com plano axial de atitude $10^\circ/124$. Estas dobras são afetadas por dobras verticais abertas

sinformes e antiformes (F_{n+2}) com plano axial (S_{n+2}) de direção WNW-ESE afetam as camadas de foliação anteriores (Fig. 6B). Uma leve transcorrência é observada rotacionando granadas e formando sombras de pressão com cinemática dextral e em lineação de estiramentos observadas em melhor detalhe na petrografia.

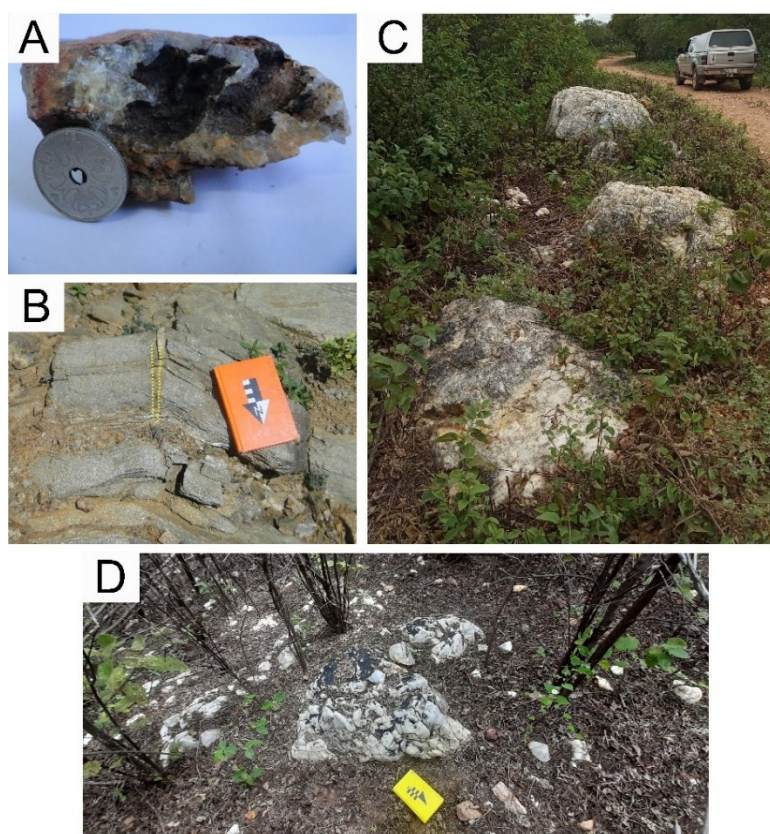


Figura 5. A) Fotografia em laboratório de uma amostra de veio de quartzo proveniente de cascalheira com oxidação proveniente da hematita e limonita em torno das cavidades e fraturas. (B) Veio de quartzo (V_1) disposto ao longo de foliação de plano-axial (S_{n+2}). (C) e (D) mostram afloramentos de veios de quartzo leitosos (V_2) com películas de óxido-hidróxidos de manganês e bastante fraturados.

O acamamento sedimentar (S_0) origina-se por bandas intercaladas de micas e quartzo-feldspatos (Fig. 7A). Por seguinte, clivagens de crenulação (F_{n+1}) com planos axiais (S_{n+1}) oblíquas aos planos pretéritos S_n se formam (Fig. 7B). As lineações predominantes na área são relacionadas à clivagem de crenulação

F_{n+1} (L_{x+1}), que são interrompidas por lineações de interseção da xistosidade das rochas metassedimentares. A lineação do eixo axial à F_n (L_x) é de baixo ângulo e apresenta sentido de caimento para SSW. A lineação de estiramento mineral L_{x+2} é relacionada ao eixo axial de F_{n+2} e tem direção NE-SW.

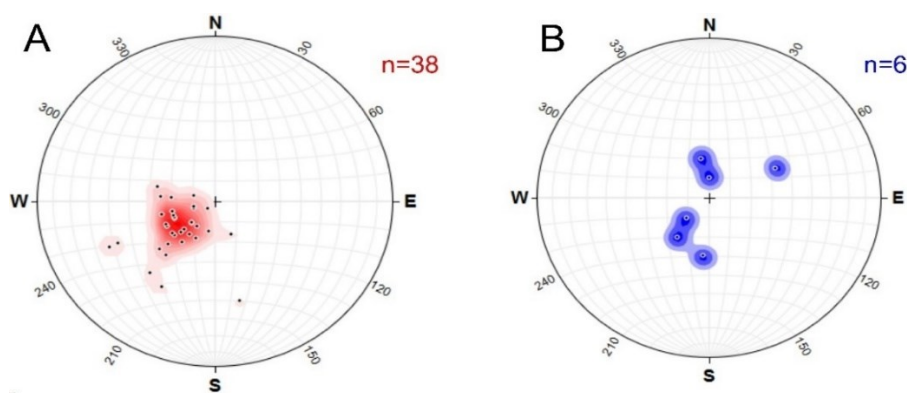


Figura 6. A) Estereograma dos polos de foliação (S_n) com direção preferencial NW-SE e mergulho baixo-médio para NE. B) Estereograma das atitudes da foliação do afloramento que evidencia flancos da dobra F_{n+2} relacionadas ao plano axial de direção NW-SE.

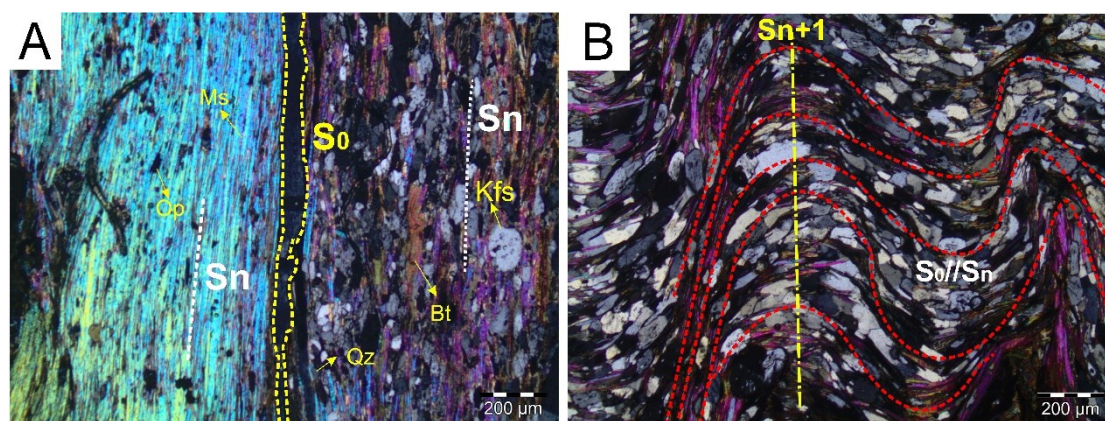


Figura 7. A) Fotomicrografia sob nicóis cruzados. Lâmina petrográfica DN-C4-25(1) - Clorita-muscovita-quartzo xisto com granada - a qual evidencia o acamamento sedimentar (S_0) separado por uma junta de dilatação, onde à esquerda predomina o domínio com muscovitas (Ms) e à esquerda predomina o domínio quartzo (Qz)-feldspático (Kfs) com biotita (Bt) e muscovita intersticiais. A foliação S_n tem natureza linear e anastomosada, sendo paralela a S_0 , com lineação mineral e uma incipiente lineação de estiramento. (B) Fotomicrografia à nicóis cruzados da clorita-muscovita-k-feldspato-biotita-quartzo xisto, lâmina petrográfica DN-C4-32(1), que apresenta a influência da clivagem de crenulação (S_{n+1}) no dobramento de foliação pretéritas.

O fraturamento acontece em todos os litotipos da região mapeada. Apresenta direção principal NE-SW com médio-alto ângulo de mergulho para NW (Fig. 8A). Essas fraturas formam dois pares conjugados. O primeiro tem direção NW-SE/NE-SW, com algumas variações. O

segundo apresenta direções E-W/NE-SW. O fraturamento relacionado ao veio V_1 tem direção preferencial NW-SE e secundária NW-SE, com alguns exemplares para WNW-ESE (Fig. 8B), enquanto no veio V_2 mostra direção preferencial WNW-ESE com algumas atitudes subordinadas para NE e NW (Fig. 8C).

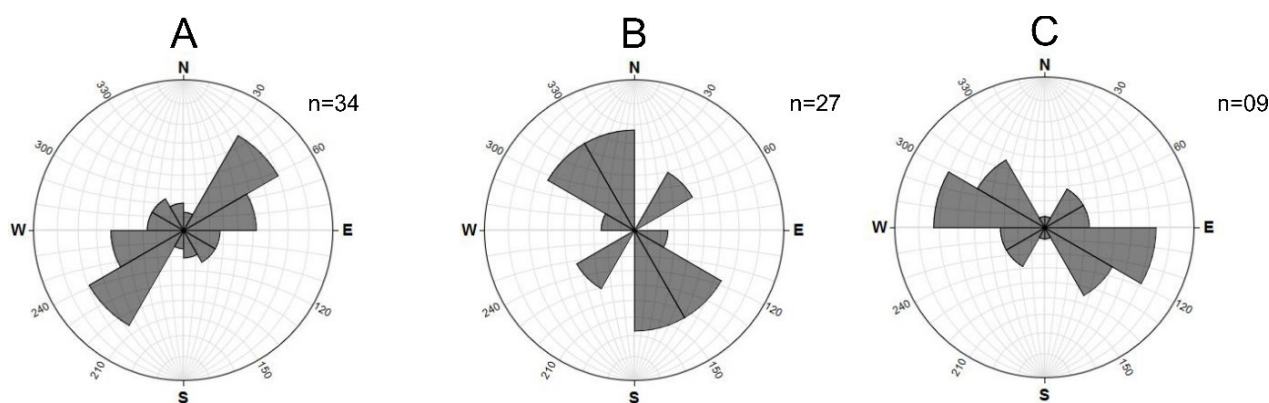


Figura 8. A) Diagrama de roseta com trinta e quatro ($n=34$) medidas de atitudes de fraturas nas rochas metassedimentares com orientação preferencial NE-SW. B) Diagrama de roseta para direções dos veios de quartzo (V_1) com direção preferencial NW-SE e secundária NE-SW. C) Diagrama de roseta para veios de quartzo (V_2) com orientação preferencial WNW-ESE.

5.2. Petrografia das Rochas Metassedimentares

Unidade G_I - Clorita-muscovita-k-feldspato-biotita xisto com granada (Fig. 9), cinza-esverdeada à avermelhada, de granulação fina, textura lepidoblástica, apresenta uma xistosidade levemente dobrada. É composta por biotita (38%), k-feldspato (21%), muscovita (19%), clorita (14%), minerais opacos (4%), vermiculita (2%), granada (1%), turmalina (< 1%), zoisita (< 1%). A silicificação é encontrada sob forma de vênulas de quartzo concordantes à foliação com quartzo granular, variando de 0,3 mm à 0,04 mm, sem extinção ondulante. As alterações intempéricas são visualizadas na oxidação dos planos de fraturas da granada e na sericitização do k-feldspato. A alteração da biotita por processos de

retrometamorfismo formam clorita e vermiculita.

Unidade G_{II} - Biotita-quartzo-muscovita-clorita xisto com granada (Fig. 10), cinza-esverdeado à avermelhado, de granulação fina-média, textura lepidoblástica, xistosa, com clivagens de crenulação e uma incipiente de transposição, é composta por clorita (28%), k-feldspato (24%), muscovita (18%), quartzo (15%), biotita (11%), opaco (4%), turmalina (<1%) e granada (< 1%). Essa rocha é formada por uma porção mais quartzo-feldspática com minerais filossilicáticos formando redes anastomosadas entre o k-feldspato sericitizado e uma parte mais filossilicática com biotita e clorita formando a matriz e muscovita paralelas e discordantes da foliação. A oxidação é visualizada nos minerais opacos.

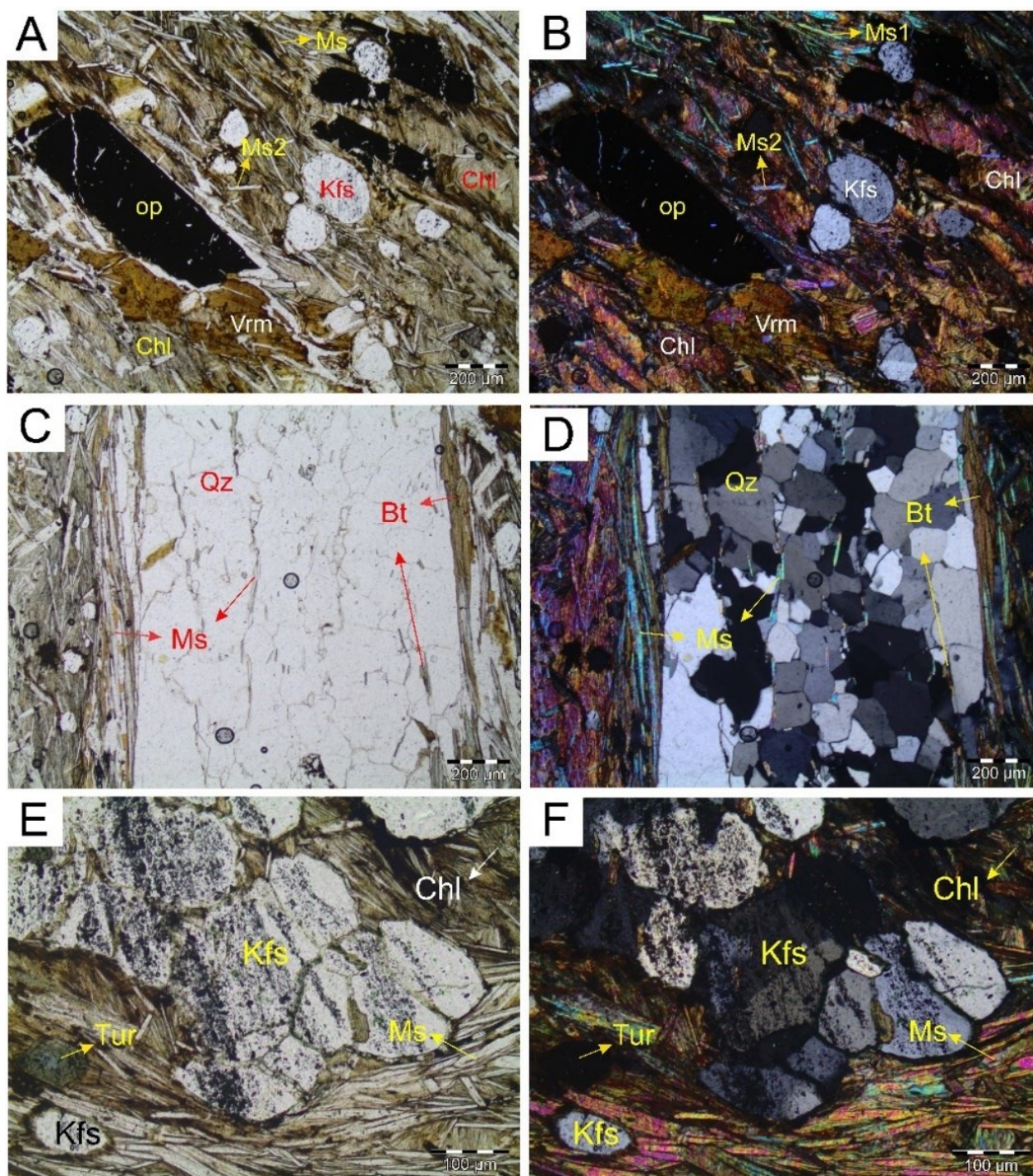


Figura 9. A) e (B) fotomicrografias à nicol paralelo e a nicol cruzado, respectivamente, com minerais opacos (Op) paralelos à foliação com a matriz formada por minerais filossilicáticos como a clorita (Chl) e a muscovita (Ms), essa última tanto seguindo a xistosidade como truncando a, sendo provavelmente de gerações diferentes. Há vermiculita (Vrm), biotita porfiroblástica e k-feldspato (kfs) com hábito granular. (C) e (D) fotomicrografias à nicol paralelo e a nicol cruzado, respectivamente, evidenciando vênula de quartzo. (E) e (F) fotomicrografias à nicol paralelo e a nicol cruzado, respectivamente, com k-feldspato (Kfs) apresente uma forte saussuritização com cristais bem formados de minerais do grupo do epidoto. Na imagem ainda é possível ver a turmalina (Tur) zonada e a matriz com clorita (Chl) e muscovita (Ms).

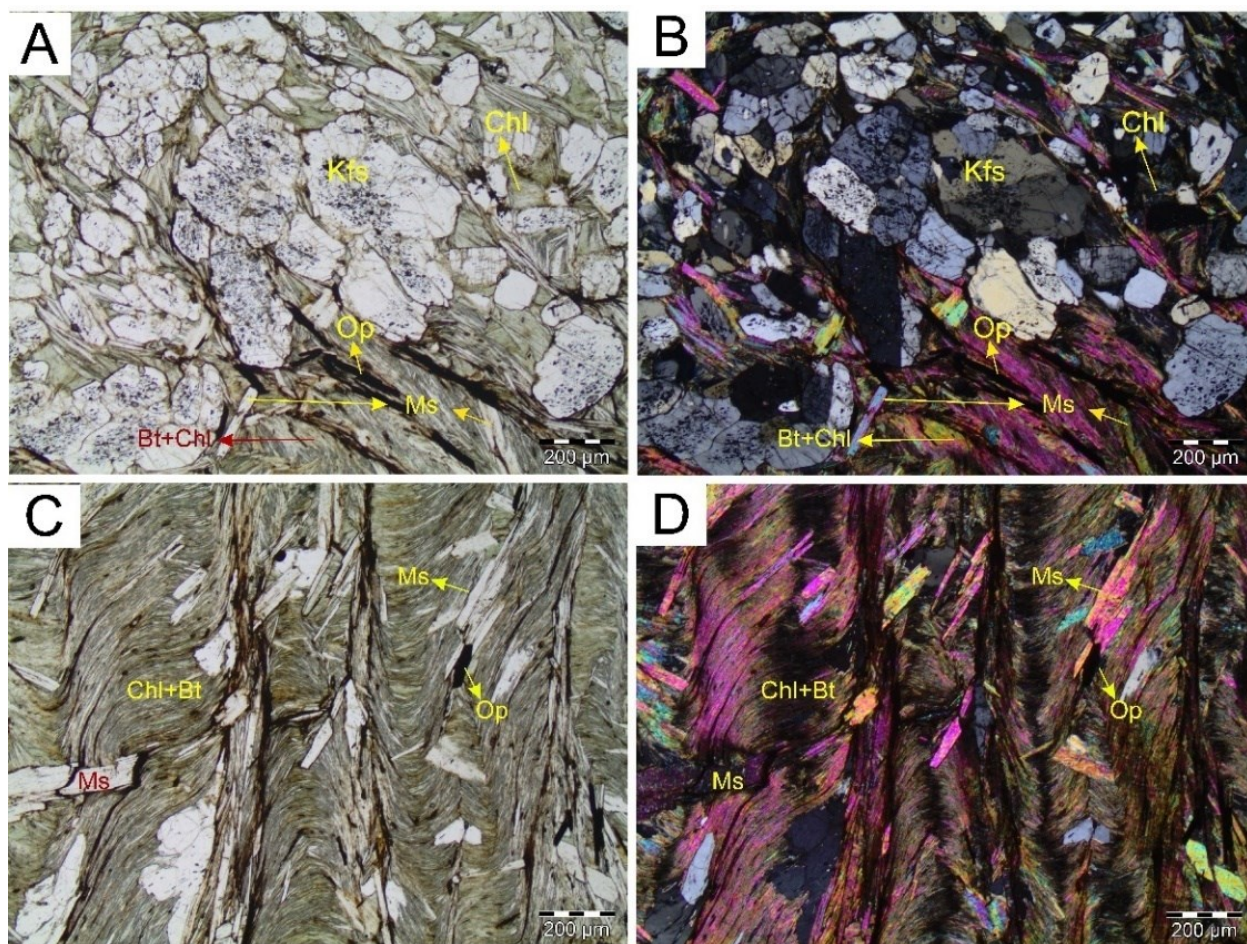


Figura 10. A) e (B) fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, onde a clivagem de crenulação se torna mais proeminente paralelizando alguns cristais em uma transposição. Os principais participantes são a associação entre clorita (Chl) e biotita (Bt), com cristais do mineral opaco (Op) e muscovita (Ms) sendo paralelas à foliação ou posteriores, se organizando de forma aleatória. (C) e (D) mostram fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, com a saussuritização é bastante presente no k-feldspato (kfs). É possível também observar mais abaixo da imagem onde há a predominância de minerais filossilicáticos como a muscovita, a biotita e a clorita.

Unidade G_{III} - Clorita-muscovita-k-feldspato-biotita-quartzo xisto (Fig. 11), apresenta coloração cinza-esverdeada à avermelhada, com granulação fina-média, textura lepidoblástica, xistosa, com clivagem de crenulação, composta por quartzo (24%), biotita (20%), k-feldspato (20%), muscovita (18%), clorita (15%), minerais opacos (3%), turmalina (< 1%) e zoisita (< 1%). São formados domínios micáceos e quartzo-feldspáticos, com lineação de estiramento e posterior clivagem de crenulação. Vênula de

quartzo com clorita e muscovita são encontradas paralelas à xistosidade.

Unidade G_{IV} - Clorita-muscovita-quartzo xisto com granada, cinza-esverdeado à avermelhado, de granulação fina-média, textura lepidoblástica, xistosa, composta por quartzo (40%), muscovita (25%), clorita (10%), apatita (5%), minerais opacos (4%), titanita (4%), plagioclásio (3%), biotita (3%), k-feldspato (2%), epidoto (2%), zoisita (2%), turmalina (< 1%), zircão (< 1 %) e granada (< 1 %). Essa rocha apresenta ritmicidade com porções quartzo-feldspática e micácea, por vezes

separadas por juntas de dilatação. Apresenta cristais de granada de até 0,3 mm formando sombras de pressão com

clorita e quartzo neoformados em sua cauda (Fig. 12).

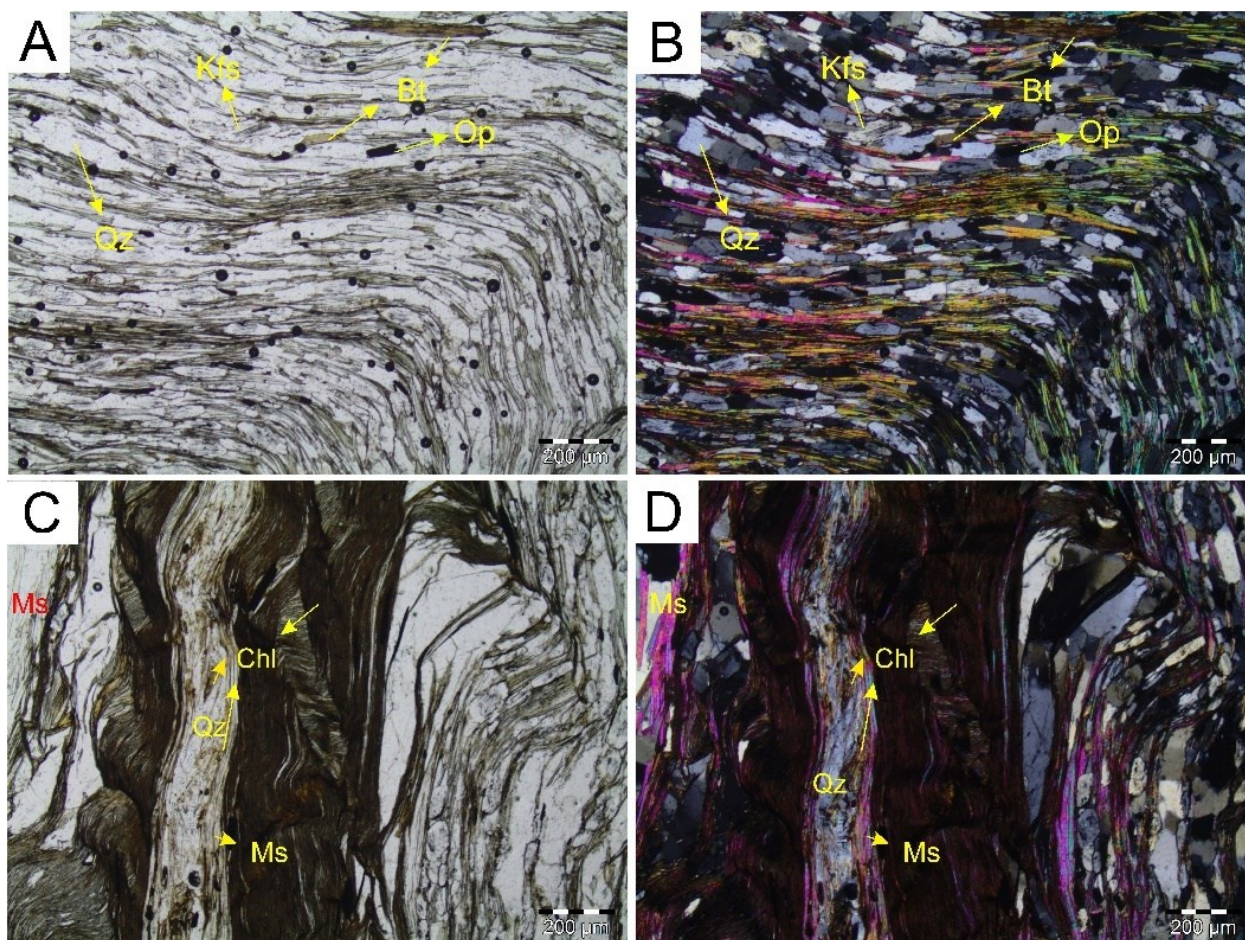


Figura 11. A) e (B) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, mostrando a clivagem de crenulação afetando lineações de estiramento dos domínios quartzo (Qz)-feldspato (Kfs) e filossilicáticos – biotita (Bt) e muscovita (Ms). Os minerais opacos (Op) são concordantes à foliação. (C) e (D) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, com vênulas que afetam a rocha é preenchido por quartzo, muscovita e clorita (Chl).

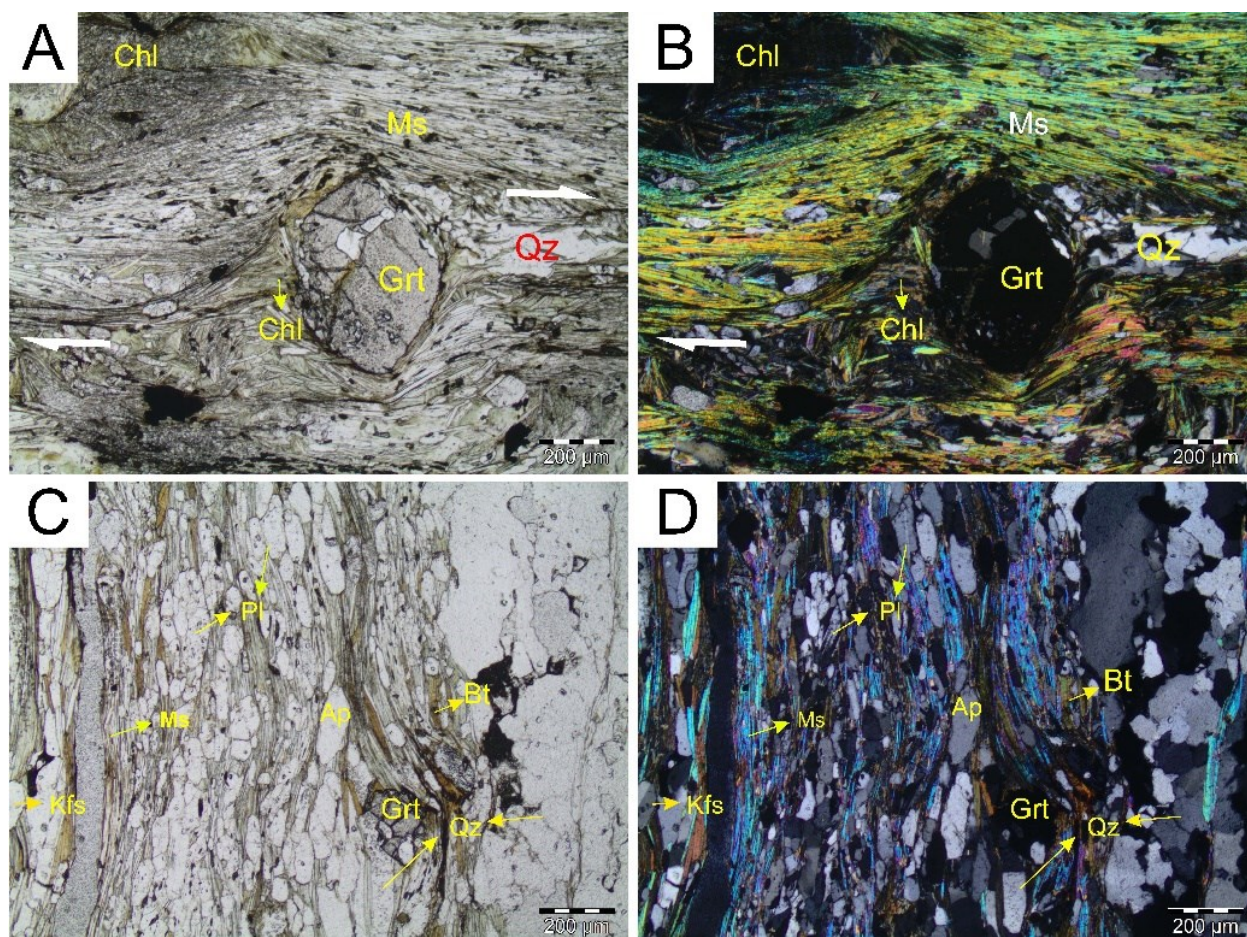


Figura 12. A) e (B) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, mostrando o porfiroblasto de granada (Grt) apresenta sombras de pressão indicando cinemática dextral, ora constituídas por clorita (Chl), ora por quartzo (Qz) neoformado. A clorita também forma aglomerado bem fino. A muscovita (Ms) se molda envolta da granada. (C) e (D) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, com juntas de dilatação que cortam concordantemente a xistosidade composta por plagioclásio (Pl), k-feldspato (Kfs), granada, muscovita (Ms) e quartzo. Os minerais prismáticos (quartzo e feldspatos) se encontram estirados.

Unidade G_{III} Hidrotermalizada - Biotita xisto com carbonato-muscovita, de coloração avermelhada, granulação fina, textura lepidoclástica e xistosidade. sendo formada por uma matriz composta de muscovita+carbonato (60%), minerais

opacos (31%), vermiculita (5%) e biotita (4%). Vênulas de quartzo e juntas de dilatação ocorrem paralelas e oblíquas à foliação principal. A vermiculita é originada a partir da destabilização supergênica da biotita (Fig. 13).

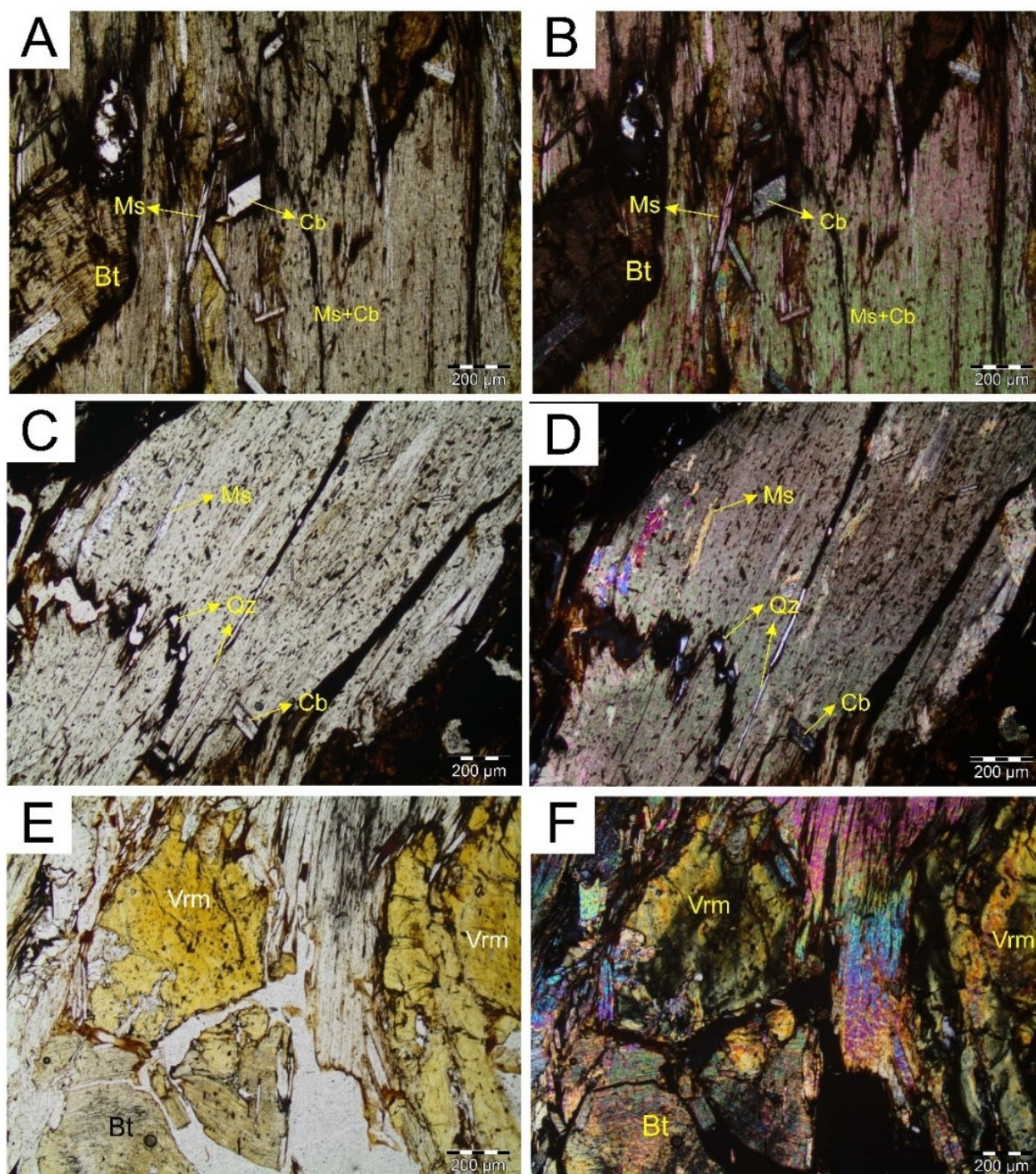


Figura 13. A) e (B) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, com o carbonato (Cb), e muscovita (Ms) formam a matriz e apresentam os mesmos minerais como forma de cristais mais bem formados. A biotita (Bt) pode estar dobrada e as clivagens preenchidas por muscovita. (C) e (D) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, cortando o hidrotermalito, vênulas de quartzo (Qz) se formam concordantes à foliação ou discordantes. (E) A nicol paralelo, a vermiculita (Vrm) é alteração proveniente da biotita, que apresenta um amarelo mais intenso que a biotita e não há mais vestígios da clivagem. (F) A nicol cruzado, a vermiculita tem extinção ondulante e, ao contrário da biotita, não é mosqueada. Sua cor de birrefringência se situa entre amarelo e verde.

5.3. Petrografia da Rocha Metavulcânica Félsica

A rocha foi classificada como metarriolito, inequigranular, textura nemato-lepidoblástica, textura porfiritica e é composto por quartzo (40%), microclina (24%), plagioclásio (19%), muscovita (9%), biotita (4%), mineral opaco (3%), clorita (1%) e apatita (<1%). Essa rocha

apresenta fenocristais de plagioclásio e microclina saussuritizados e sericitizados, respectivamente, em uma matriz fina de quartzo e outra geração mais nova de plagioclásio. Ocorrem ainda vênulas de clorita e minerais opacos cortando obliquamente a foliação com sericitização ao plagioclásio resultado de atividade hidrotermal (Fig. 14).

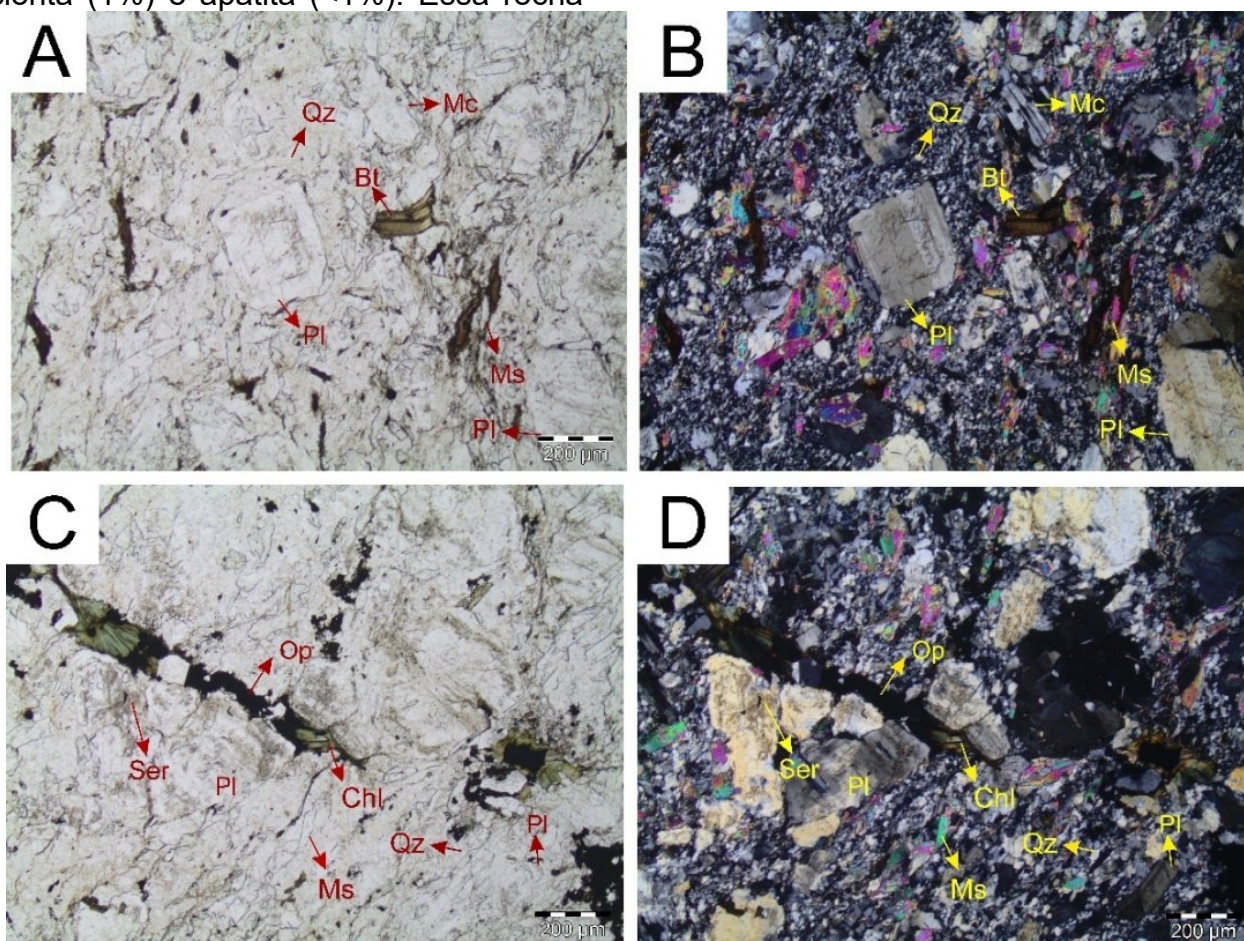


Figura 14. A) e (B) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente. A biotita (Bt) pode ocorrer dobrada assim como acontece internamente nas geminações do plagioclásio (Pl) e da Microclina (Mc). A sericita é visível nos cristais de k-feldspato, desenvolvendo bem essa mica branca. O quartzo (Qz) é melhor observado na matriz. A muscovita (Ms) é dispersa podendo ou não seguir a foliação principal. (C) e (D) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, mostrando vênulas contendo clorita (Chl) e minerais opaco (Op) cortando a rocha metavulcânica. Próximo a eles há a sericitização (Ser) do plagioclásio e clorita dispersa pela lâmina, mostrando que esses fluidos foram pervasivos.

5.4. Petrografia dos Veios de Quartzo

As amostras analisadas são compostas essencialmente de quartzo ($\geq$

97%), acompanhados por muscovita e sericita ($\leq 3\%$), óxidos de ferro ($\leq 3\%$), biotita ($\leq 1\%$), e plagioclásio ($< 1\%$), com textura *blocky* – cristais aproximadamente equidimensionais e dispostos

aleatoriamente. O quartzo apresenta-se com extinção ondulante, fraturado, anédrico, contatos reto e serrilhado – gerado por dissolução por pressão, incolor e podendo ou não apresentar quantidades variadas trilhas de inclusões fluidas. Quartzo secundário com extinção reta, tamanho diminuto em relação ao quartzo primário dos veios de quartzo e, por poucas vezes como pseudomorfo de um mineral com hábito cúbico (provavelmente pirita) e preenchendo cavidades. Dissolução do tipo BLG (*Bulging Recrystallization*) é encontrada no contato entre cristais de quartzo.

Fraturas e cavidades propiciam o desenvolvimento de biotita, muscovita e óxido-hidróxido de ferro. A muscovita ocorre como inclusões no quartzo ou preenchendo fraturas. Sericita ocorre como aglomerados finos (Fig. 15A e 15B). O óxido-hidróxido de ferro é encontrado em fraturas e bordas de cavidades. A biotita é formada principalmente em fraturas com pleocroísmo em tons de verde à marrom e fraturas perpendiculares ao seu maior eixo. Por fim, o plagioclásio é euédrico com geminação polissintética deformada, com contatos retos entre si e lobados com o quartzo, apresenta leve saussuritização (Fig. 15C e 15D).

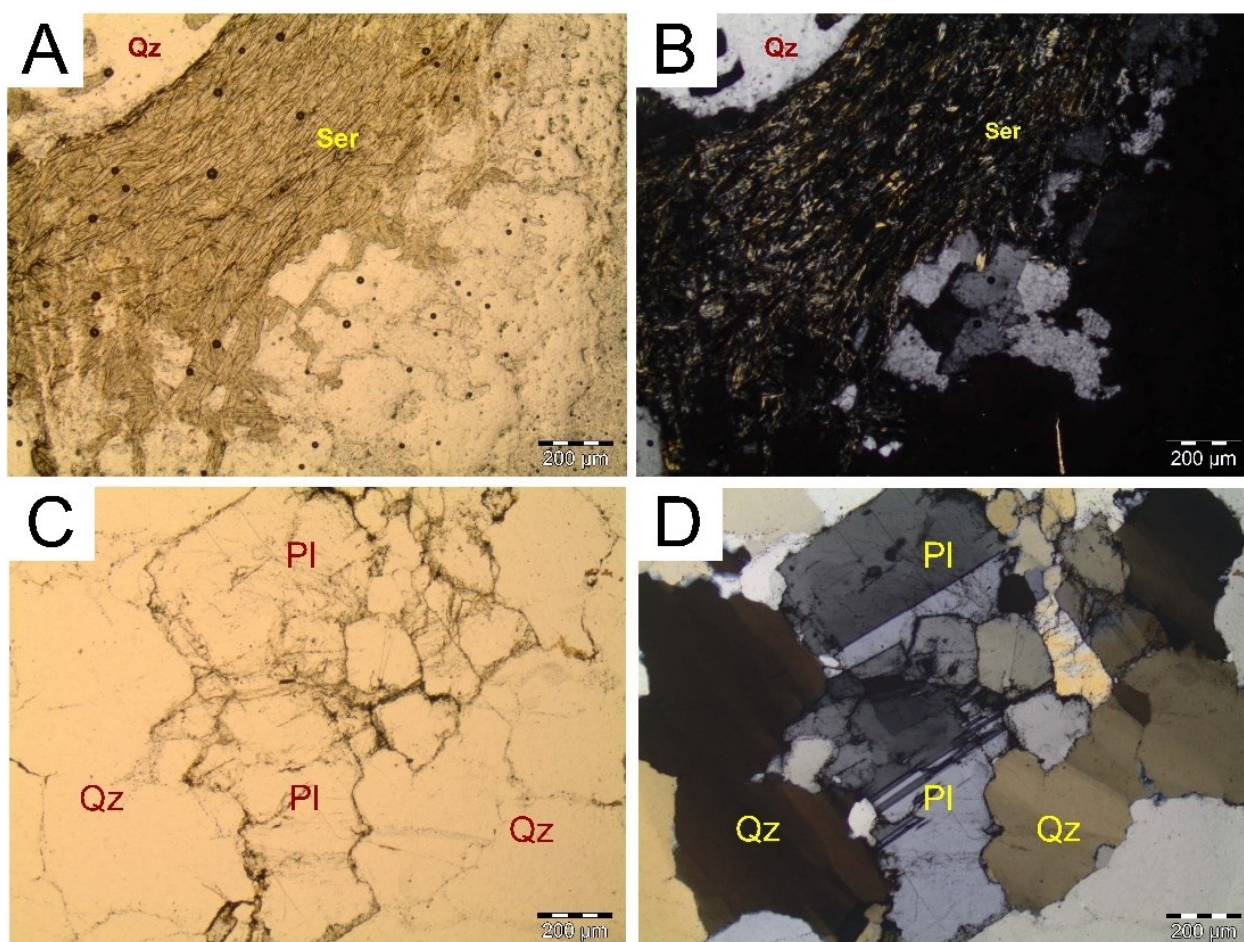


Figura 15. Um aglomerado de mica branca sericita (Ser) apresenta-se de forma incolor rodeando o quartzo (Qz) em (A) nicol paralelo e com baixa birrefringência em cores de interferência cinza a amarelo em (B) nicol cruzado. C) e (D) Fotomicrografias à nicol paralelo e nicol cruzado, respectivamente, com o plagioclásio apresentando deformações na geminação em forma de escada e também fraturamentos oblíquos aos planos de clivagens.

5.5. Geoquímica de Rocha Total

Os dados geoquímicos obtidos para as rochas metassedimentares podem ser vistos na Tabela 1. Apresentam uma variação de SiO₂ entre 40% a 48%, congruentes à petrografia com aumento dessa abundância em direção ao topo da sequência supracrustal (G_I para G_{IV}). No Biotita xisto com carbonato-muscovita (G_{III}), há um enriquecimento relativo, em relação às rochas metassedimentares não alteradas hidrotermalmente, de 39% no Al₂O₃ e de 118% no K₂O. Os demais elementos maiores sofreram empobrecimento relativo. Também foi possível notar variações entre as unidades com o decréscimo de Al₂O₃, FeO_t de G_I para G_{III} e um aumento para G_{IV}. No K₂O e no MgO, os valores oscilam entre as unidades e se mantêm constantes nos demais óxidos, com um ligeiro aumento no CaO para a Unidade G_{IV}.

O metarriolito tem composição ácida com valor de SiO₂ de 76%. Quando inserido no gráfico K₂O vs SiO₂ (Le Maitre et al. 1989) tem uma composição dacito/riolito de médio-K, quase na transição para alto-K (Fig. 16A). No diagrama K₂O vs SiO₂ (Rickwood, 1989), a composição do metarriolito situa-se no campo de cálcio-alcálico de alto-K (Fig. 16B). Os dados da Folha Salgueiro (Brito & Marinho, 2017) indicam uma variação em ambos os diagramas, mas próxima ao que foi obtido nesse trabalho.

Os veios de quartzo são formados predominantemente pela SiO₂ e são formados por SiO₂ (>96,3 %), Al₂O₃ (0,4-1,6%), FeO (0,5-1,4%), Fe₂O₃ (0,6-1,6%), MgO (0,3-0,7%), CaO (0,1%) e K₂O (0,2%). Os elementos traço apresentam valores abaixo dos limites de detecção para o Zn, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Pb e Bi e variações de S (62,5-70 ppm), V (17,5-30 ppm), Cr (150-240 ppm) e Cu (40-80 ppm).

Tabela 1. Análise geoquímica das amostras representativas das rochas supracrustais, metarriolito e veios. A razão hidrotermal é dada pela razão entre os valores do com biotita xisto com carbonato-muscovita (hidrotermalizado) e pela média (Md.) das rochas metassedimentares sãs. Os valores indicam um aumento no conteúdo de SiO₂ da Unidade G_I para G_{IV}, que é acompanhado pelo aumento de K₂O e Al₂O₃, assim como de Cu e V nas rochas metassedimentares da Unidade G_{III} quando hidrotermalmente alteradas. Os veios de quartzo têm poucas variações nos elementos maiores e traços. Os valores negativos na razão hidrotermal significam empobrecimento dos elementos do Biotita xisto com carbonato-muscovita em relação as outras rochas metassedimentares não alteradas hidrotermalmente, enquanto os valores positivos representam um aumento elementar. Valores com (<) representam o limite de detecção para o elemento analisado.

	Rochas Metassedimentares							Metarriolito	Veio de Quartzo				
Unidade	GI	GII	GIII	GIV	Md.	Xisto hidrot.	Razão hidrot.		V1	V1	V1	V1	V1
Amostra	DN-C4-06(2)	DN-C4-47(1)	DN-C4-32(1)	DN-C4-25(1)	-	DN-C4-20(3)	(%)	DN-C4-50	DN-C4-19(1)	DN-C4-32(2)	DN-C4-35(1)	DN-C4-40	DN-C4-46
Elementos Maiores (wt. %)													
SiO ₂	40,3	45,3	47,6	48	45,3	42,6	-6	76,3	98,8	97,7	96,3	99,6	98,1
TiO ₂	0,7	0,8	0,6	0,8	0,7	0,5	-28,6	0,4	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	15,2	11	11,3	12,1	12,4	17,3	39,5	12,5	0,5	0,8	0,4	0,8	1,6
FeOt	31	24	21	27,2	25,7	23,7	-15,6	7,6	1,1	3	1,5	2,1	2,8
MnO	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,2	1,5	0,7	2,2	1,7	1,5	-11,8	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7
CaO	0,5	0,5	0,2	1	0,6	0	-100	0,5	0,1	0	0	0	0
K ₂ O	4,4	2,3	3,4	2,4	3,1	6,8	119,4	3,7	0	0	0	0	0,2
P ₂ O ₅	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	-50	0,4	0	0	0	0	0
Total	94,5	85,4	85,2	93,9	89,7	92,5	-	101,7	100,8	101,8	98,5	102,8	103,4
Elementos Traços (ppm)													
As	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	30	1100,0	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5
Bi	20	<2,5	20	<2,5	11,25	20	77,8	30	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5
Cu	140	50	80	100	92,5	790	754,1	110	80	80	40	60	60
Pb	30	<5	20	<5	1<5	<5	-66,7	40	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	180	90	90	120	120	80	-33,3	90	<7,5	<7,5	<7,5	<7,5	<7,5
Cr	300	260	180	300	260	340	30,8	150	150	240	150	200	170
V	360	200	200	240	250	430	72,0	<7,5	20	<7,5	20	30	20
Rb	50	30	50	30	40	80	100,0	30	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
Sr	90	80	60	110	85	60	-29,4	1620	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5
Nb	20	<1,5	<1,5	<1,5	6,125	20	226,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
Zr	220	170	170	170	182,5	250	37,0	190	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5	<2,5
S	270	170	240	210	222,5	150	-32,6	260	<62,5	<62,5	<62,5	<62,5	70

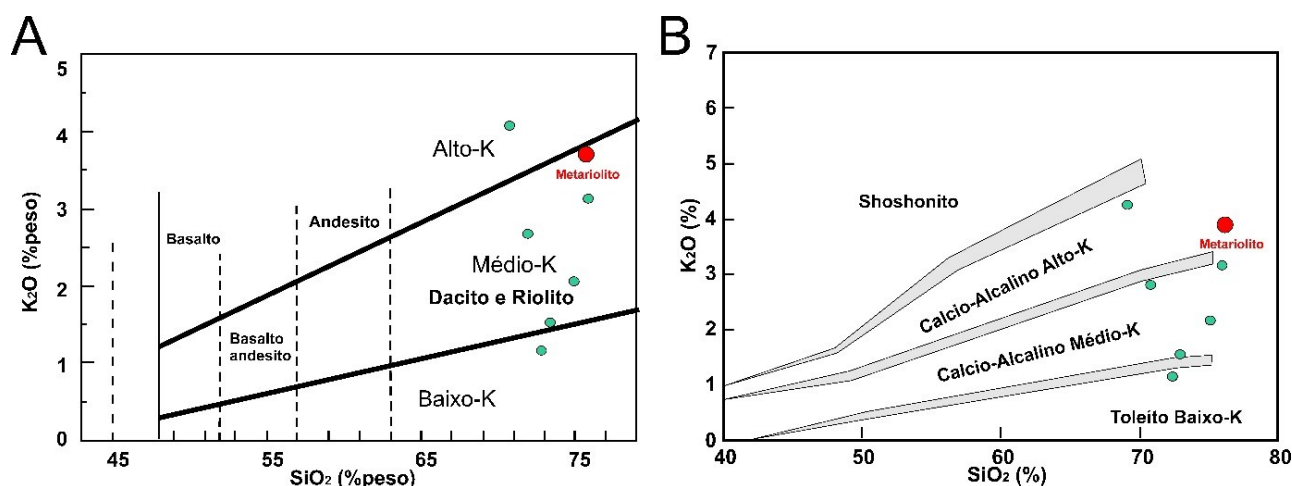


Figura 16. A) Gráfico K_2O vs SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) representando o quimismo da amostra da rocha vulcânica félsica analisada, sendo classificada como dacito/riolito de médio-K – condizente com a petrografia anteriormente descrita. (B) Diagrama K_2O vs SiO_2 (Rickwood, 1989). Círculo vermelho composto pela amostra do metariolito (Tab. 1). Círculos verdes representando a composição geoquímica das rochas metavulcânicas ácidas do Supergrupo Salgueiro, analisadas na Folha Salgueiro (Brito & Marinho, 2017).

5.6. Composição Química Mineral

Este estudo teve por objetivo caracterizar quimicamente a paragênese mineral que acompanha a alteração hidrotermal observada na área de estudo. Contudo, é comum a análise de química mineral reportar a mistura entre dois ou mais minerais, devido às amostras não estarem em uma superfície perfeitamente plana e polida. Foram analisadas as amostras de vênulas de quartzo dos pontos DN-C4-06(2), DN-C4-35(1), DN-C4-40, totalizando 3 amostras analisadas.

Na amostra DN-C4-35, em um veio de quartzo, foram identificadas biotita e clorita em cavidades, assim como hematita. Muscovita apresenta hábito placóide e alta refletividade e está na mesma vênula de quartzo – amostra DN-C4-06(2) – que apontou concentrações de ouro, enxofre e ferro e contém uma provável pirita aurífera, ambas observadas sob análise de MEV (Fig. 17A). Esta amostra ainda apresenta teores para os elementos O, Si, Mg e K, indicando presença de biotita. No contato entre a vênula e a rocha metassedimentar

encaixante, há grafita criptocristalina com coloração preta (Fig. 17B).

Ainda em uma outra amostra de venulação de quartzo analisada, encontrou-se um mineral esbranquiçado, de granulação muito fina, brilho sedoso, de composição silicática (com sódio e alumínio), classificado como paragonita – amostra DN-C4-40 (Fig. 17C). Também em uma vênula de quartzo (Amostra DN-C4-35(1)), assim como na petrografia, a sericita é presente com finos agregados brancos de argila. Ainda foram identificadas biotita, clorita e hematita.

6. DISCUSSÃO

Estruturalmente, a área apresenta duas fases compressivas distintas. A primeira relacionada a uma compressão NE-SW gerando uma foliação de baixo/médio ângulo. Posteriormente, clivagem de crenulação e dobra aberta vertical se instalam em uma compressão de direção NNW-SSE. Uma das hipóteses para tal configuração deformacional é que o primeiro evento contracional está associado a uma compressão anterior e mais antiga que o segundo evento, como

acontece ao norte no Domínio Ceará-Central (Arthaud, 2007). Marinho (2012) indicou uma fase de encurtamento

máximo NNW-SSE, semelhante ao encontrado aqui.

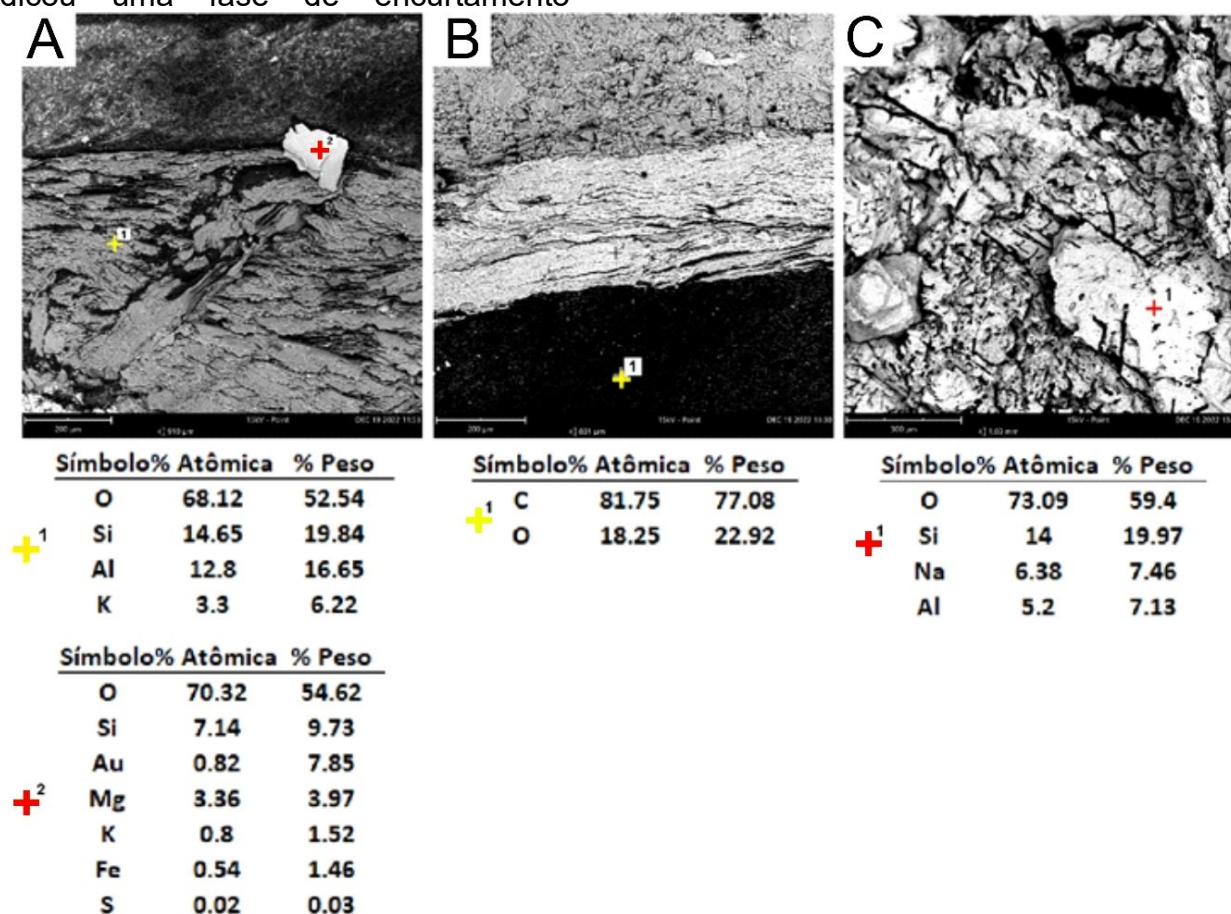


Figura 17. Imagens obtidas na Microscopia Eletrônica de Varredura com localização dos pontos de análise e resultados das concentrações semi-quantitativa (em percentual atômico e em peso) obtidas por EDS. (A) Pontos (1) e (2), que correspondem às composições apontando para muscovita (hábito placoso) e pirita aurífera (Amostra DN-C4-06(2)). (B) A grafita tem uma coloração preta e está presente no contato entre a vênula de quartzo e a rocha encaixante metassedimentar (Amostra DN-C4-06(2)). (C) A paragonita, que ocorre incluída em vênula de quartzo e se apresenta no MEV em tom de cinza claro juntamente com a associação de alumínio e sódio (Amostra DN-C4-40).

Com a evolução da tectônica convergente, houve uma transição para um ambiente transcorrente com a rotação da granada e estiramento mineral. Na área de estudo, a influência de uma zona de cisalhamento dextral, relacionada à transcorrência, é mínima. A mudança entre esses ambientes é favorável à circulação de fluidos e precipitação de metais a partir do mesmo, implicando na formação de depósitos de ouro (Bierlein et al., 2006).

O pico metamórfico das rochas metassedimentares se deu entre a facies xisto verde e anfibolito, na zona da granada, em um típico metamorfismo barroviiano, procedido por retrometamorfismo na zona da clorita. No metarrolito, a presença de biotita dobrada, observada na microscopia indica uma temperatura metamórfica mínima de cerca de 250°C. O leve dobramento do plagioclásio com afinamento das geminações polissintéticas, mas ainda com fraturas e geração de mimerquita

registram temperaturas máximas entre 450°C à 600°C (Passchier & Trouw, 2005). Isso está em acordo com a formação concomitante entre as rochas do Supergrupo Salgueiro (rochas metassedimentares e o metarriolito) no Toniano (Brito & Marinho, 2017), o que os fizeram experimentar as mesmas a facies xisto-verde, podendo ter alcançado a facies anfibolito. As características dos veios de quartzo descritas com recristalização do tipo BLG (*bulging recrystallization*) e extinção ondulante, juntamente com a deformação intracristalina em degraus no plagioclásio e fraturamento, indicam uma temperatura de deformação entre 300-400°C, o que fica próximo das condições da transição dúctil-rúptil. Beurlen et al. (1997) definiu valores de temperaturas entre 290-300°C e pressões de 1,3 a 1,8 Kbar para o alojamento de veios de quartzo auríferos no Distrito Parnamirim-Serrita-Cedro. Isso indica uma faixa de temperatura ideal para a deposição de ouro orogênico, como apontado por Goldfarb et al. (2001).

Os veios de quartzo do tipo V₁ apresentam direção preferencial subparalela à foliação das rochas metassedimentares (NW-SE) e secundariamente podem preencher fraturas e foliações plano-axiais das dobras. Esse veio de quartzo (V₁) apresentou alterações hidrotermais (sulfetação, sericitização, sodificação e potassificação), cavidades (alguns possíveis boxworks) e ouro. Segundo a literatura (Beurlen et al., 1997; Castro, 1994; Marinho, 2012) os veios de quartzo estéreis são os concordantes à foliação dos micaxistos e os mineralizados são leitosos de direção WNW-ESE e ENE-WNW e estão associados à sulfetos (pirita, esfalerita, calcopirita). Na área encontra-se veio de quartzo, do tipo V₂, que corresponde a uma direção preferencial WNW-ESE, que apresenta a mesma direção de S_{n+2}, sendo possível plano-axial dessas dobras. Também são os principais responsáveis pelos altos

topográficos, os quais também geram cascalheiras de quartzo pela sua desagregação. Apesar das semelhanças, tanto no FRXp, quanto no MEV não foram encontrados indícios de quaisquer mineralizações, apenas uma elevada oxidação de Fe e Mn nas fraturas dos veios de quartzo. Essas diferenças, entre a bibliografia e os resultados aqui expostos, sugerem que pode ter havido um evento mineralizante anterior ou que a mineralização foi mais cedo que o esperado, mas que mesmo assim as dimensões de poucos centímetros diminuem a potencialidade mineral para o V₁.

As alterações hidrotermais também são observadas na encaixante metassedimentar. Os fluidos percolaram uma falha de direção NE-SW encontrada no centro-leste da área e gerou uma biotita xisto com carbonato-muscovita (hidrotermalito da Unidade G_{III}) que apresentou um aumento substancial (118%) no K₂O (potassificação), gerando muscovita e biotita. Também foram notados aumentos significativos em As (1100%) e Cu (754%) em relação às rochas metassedimentares não alteradas (Tab. 1). Beurlen et al. (1997) indicam fortes correlações positivas para esses elementos em relação ao Au. O aumento do Al₂O₃ é relativo em relação ao empobrecimento dos demais elementos químicos.

A paragonita [NaAl₃Si₃O₁₀(OH)₂] encontradas nos veios de quartzo, como mencionado acima, proporcionam o entendimento que houve uma influência de fluidos hidrotermais magmáticos juntamente como os fluidos hidrotermais metamórficos e essa interação é perceptível também na geração de galena (minério de Pb de filiação magmática) junto com ouro em outras regiões do Distrito Parnamirim-Serrita-Cedro (Marinho, 2012).

A geoquímica do metarriolito indica que o evento colisional está registrado desde o toniano (Fig.16), mas as

mineralizações se deram em eventos finais de orogenia no brasileiro e que a passagem da tectônica colisional para a transcorrente posterior pode gerar sítios favoráveis para o desenvolvimento de mineralizações do tipo ouro orogênico e intrusion related, principalmente no final da orogenia e na reativação dessas estruturas transcrustais.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com base no que foi apresentado neste trabalho, podemos concluir que:

1. As alterações hidrotermais, como carbonatação e potassificação estão associadas a estruturas de direção NE-SW, assim como a elevação dos teores de Cu e As.

2. A pirita aurífera indica que há presença de Au no sistema mineralizador, por hora encontrado apenas na estrutura cristalina de sulfetos de ferro.

3. A presença de paragonita indica fontes de fluidos hidrotermais magmáticos na região e pode haver uma sobreposição de sistemas entre depósitos magmáticos hidrotermais e ouro orogênico.

4. Os veios de quartzo (classificados como V₁ e V₂) contrastam-se em morfologia e condicionamento estrutural, mascarando a presença do processo mineralizador (alterações hidrotermais).

De acordo com os resultados obtidos, recomendamos:

1. Executar trabalhos de pesquisa mineral focados em estudos geoquímicos de superfície (sedimentos de corrente e solo), e não somente na inspeção visual de veios de quartzo aflorantes.

2. Buscar por evidências da presença de estruturas dúcteis-rúpteis como indicativos de regiões crustais favoráveis à deposição do ouro, em

especial nas áreas sob influência de zonas de cisalhamento e estruturas NE-SW.

3. As rochas encaixantes com maior potencialidade para hospedar filões de quartzo auríferos são as rochas metassedimentares do Supergrupo Salgueiro, do Grupo Cachoeirinha e correlatos, assim como rochas ígneas da Suíte Intrusiva Serrita.

AGRADECIMENTOS

Esse artigo teve o apoio logístico e financeiro da empresa Brandão & Simas Mineração Ltda. Gostaríamos de agradecer ao Laboratório de Estudos Metalogenéticos Aplicados (LEMA), Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), Laboratório de Geoquímica Aplicada ao Petróleo e Gás (LGAPE) e Laboratório de Micropaleontologia Aplicada, todos ligados ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Aos revisores deste artigo, pelas considerações extremamente enriquecedoras acerca deste trabalho. Por fim, agradecemos à Gabriel Albuquerque pela ajuda na preparação e análise das amostras na FRXp.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1-29.
- Arthaud, M.H. 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Beurlen, H., Da Silva, M.R.R., Santos, Roberto B. 1997. Auriferous quartz veins from northeastern Brazil: a fluid-inclusion study. *International Geology Review*, v. 39, n. 7, p. 578-588.

- Bierlein, F.P., Groves, D.I., Goldfarb, R.B., Dubé, B. 2006. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, v. 40, p. 874-886.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Fuck, R.A., Santos, L.C.M.L. 2016. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 491-508.
- Brito, M.F.L., Marinho, M.S. 2017. Geologia e recursos minerais da folha Salgueiro SC. 24-XB-III: estado de Pernambuco. CPRM.
- Butt, C.R.M., Hough, R.M. 2009. Why gold is valuable? *Elements*, v. 5, n. 5, p. 277-280.
- Cavalcante, R., Cunha, A.L.C.D., Oliveira, R.G.D., Medeiros, V.C.D., Dantas, A.R., Costa, A.P.D., Lins, C.A.C., Larizzatti, J.H. 2016. Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Seridó-Leste, extremo nordeste da Província Borborema (RN-PB), estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. CPRM.
- Castro, V.H.S. 1984. Projeto Serrita: Final unpublished report: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, v. 1.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore geology reviews*, v. 18, n. 1-2, p. 1-75.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Woolley, A.R., Zanettin, B., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.S., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks.
- Marinho, M.S. 2012. Evolução estrutural e aspectos petrológicos das ocorrências auríferas de Serrita e Parnamirim, Pernambuco. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- McKeag, S.A., Craw, D., Norris, R.J. 1989. Origin and deposition of a graphitic schist-hosted metamorphogenic Au-W deposit, Macraes, East Otago, New Zealand. *Mineralium deposita*, v. 24, p. 124-131.
- Medeiros, V.C., Cavalcante, R., Cunha, A.L.C., Dantas, A.R., Costa, A.P., Brito, A.A., Rodrigues, J.B., Silva, M.A. 2017. O furo estratigráfico de Riacho Fechado (Currais Novos/RN), domínio Rio Piranhas-Seridó (província Borborema, NE Brasil): procedimentos e resultados. *Estudos Geológicos*, v. 27, n. 3, p. 3-44.
- Medeiros, V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Medeiros, V.C., Jardim de Sá, E.F. 2009. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, v. 22, n. 2, p. 124-136.
- Mont'alverne, A.A.F., Anjos, F.T., Cintra, J.R.F., Dantas, J.R.A., Santos, R.B., Souza, V.C. 1995. Projeto Serrita-Cedro, Fase I. DNPM. p.29. Recife.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Carrino, T.A., Banerjee, S. 2021. The Borborema strike-slip shear zone system (NE Brazil): large-scale intracontinental strain localization in a heterogeneous plate. *Lithosphere*, n. Special 6.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.

- Reinhardt, M.C., Davison, I. 1990. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear zone-hosted Fazenda Brasileiro Mine, Bahia State, Northeast Brazil. *Economic Geology*, v. 85, n. 5, p. 952-967.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, v. 22, n. 4, p. 247-263.
- Santos, L.C.M.L., Oliveira, R.G., Lages, G.A., Dantas, E.L., Caxito, F., Cawood, P.A., Reinhardt, A.F., Lima, H.M., Santos, G.L., Araújo Neto, J.F. 2022. Evidence for Neoproterozoic terrane accretion in the central Borborema Province, West Gondwana deduced by isotopic and geophysical data compilation. *International Geology Review*, v. 64, n. 11, p. 1574-1593.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2016. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha–Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 113-133.
- Silva, A.I. 2023. Estudo Petrográfico e de Química Mineral de Rochas Mineralizadas em Ouro, a Leste de Salgueiro (Pernambuco), Província Borborema, Nordeste do Brasil. TCC, Curso de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco.
- Torres, H.H.F., Barros, F.A.R., Santos, E.J., Farina, M., Maranhão, R.J.L. 1986. Projeto Serrita – Relatório Final de Pesquisa, alvarás 3176/85, 4193/85, 4910/85 e 2750/86. Recife, CPRM. 1 v.
- Torres, H.H.F., Santos, E.J. 1983. Projeto Serrita – Atividades desenvolvidas em 1982 e programação para 1983. Recife, CPRM. 30 p.