

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LARISSA DOS SANTOS NASCIMENTO

METALOGÊNESE DA JAZIDA AURÍFERA CUADRAZÓN, CERRO
FRONTINO, CORDILHEIRA OCIDENTAL, COLÔMBIA

MANAUS – AM
2026

LARISSA DOS SANTOS NASCIMENTO

**METALOGÊNESE DA JAZIDA AURÍFERA CUADRAZÓN, CERRO
FRONTINO, CORDILHEIRA OCIDENTAL, COLÔMBIA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal do Amazonas, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Geociências, para obtenção do título de Mestre em Geociências.

ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS ALEJANDRO SALAZAR

COORIENTADORES: PROFA. DRA. MARTA EDITH VELÁSQUEZ DAVID,
GEÓLOGO LUIS FERNANDO TAVARES GALVIS

MANAUS – AM
2026

Ficha Catalográfica

Elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

N244m Nascimento, Larissa dos Santos
Metalogênese da jazida aurífera Cuadrazón, Cerro Frontino, Cordilheira
Occidental, Colômbia / Larissa dos Santos Nascimento. - 2026.
135 f. : il., color. ; 31 cm.

Orientador(a): Carlos Alejandro Salazar.
Coorientador(a): Marta Edith Velásquez David.
Coorientador(a): Luis Fernando Tavares Galvis.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Amazonas, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Manaus, 2026.

1. Gabro com diferenciação e fracionamento. 2. Veios de quartzo. 3.
Depósito de ouro epitermal low-sulfidation. 4. Fluidos hidrotermais. I.
Salazar, Carlos Alejandro. II. David, Marta Edith Velásquez. III. Galvis,
Luis Fernando Tavares. IV. Universidade Federal do Amazonas. Programa
de Pós-Graduação em Geociências. V. Título

LARISSA DOS SANTOS NASCIMENTO

METALOGÊNESE DA JAZIDA AURÍFERA CUADRAZÓN, CERRO
FRONTINO, CORDILHEIRA OCIDENTAL, COLÔMBIA

Dissertação apresentada à Universidade
Federal do Amazonas, como parte das
exigências do Programa de Pós-Graduação em
Geociências, para obtenção do título de Mestre
em Geociências.

Aprovada em: 14 de agosto de 2026.

BANCA EXAMINADORA

Documento assinado digitalmente
 CARLOS ALEJANDRO SALAZAR
Data: 20/08/2026 13:54:51-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Carlos Alejandro Salazar, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas, PPGGEO

Documento assinado digitalmente
 CARLOS MARCELLO DIAS FERNANDES
Data: 10/09/2026 14:12:54-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes, Membro.
Universidade Federal do Pará, UFPA



Dr. Daniel Arcía Chinchilla, Membro.
Universidad Industrial de Santander, UIS/Colômbia

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus, por me dar forças nos momentos mais difíceis, assim como meus pais, Geraldo do Nascimento e Rosineide dos Santos Nascimento, e minha irmã, Letícia dos Santos Nascimento, que sempre me proporcionaram estrutura e incentivo nos estudos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar e minha coorientadora Profa. Dra. Marta Edith Velásquez David por todas as orientações, pela atenção, paciência, compreensão, dedicação e ensinamentos ao longo da elaboração desta dissertação, além das conversas de caráter quase maternas que tivemos ao longo do mestrado.

A CAPES pelo financiamento da bolsa de mestrado e recursos essenciais no desenvolvimento das etapas da pesquisa (PRAPG/CAPES, Edital 014/2023), a FAPEAM pelo fomento a pesquisa (PRAPG/FAPEAM/Resolução 02/2025 nº 01.02.016301.01809/2025-59, e edições 2024-2025 e 2025-2026). A empresa Serviminas Ltda. pelo apoio logístico durante os trabalhos de pesquisa em campo na Cordilheira Ocidental dos Andes do Norte. Ao geólogo Luis Fernando Tavares Galvis pelas contribuições com informações geológicas, pelas discussões acadêmicas e pelo acompanhamento nas campanhas de trabalho de campo, na amostragem em mina subterrânea e no corte e na preparação de amostras de rochas.

Ao IGC-USP pela assistência no Laboratório Geofluid e ao Departamento de Física da UFSC pela disponibilidade e acompanhamento no LDRX.

À Universidade Federal do Amazonas, pela oportunidade de estudar em uma ótima Instituição de Ensino Superior, e aos demais professores do Departamento de Geociências da UFAM e ao PPGGEO, pela disponibilidade em auxiliar sempre que necessário.

Por fim, agradeço ao meu companheiro de vida Bruno Souza que além de amizade, me incentivou e apoiou em todas as etapas. Aos meus amigos Elias, e os geólogos Loreнна, Thayna e Rubens, que se tornaram meu alívio da pressão ao longo do desenvolvimento desse mestrado. Ao meu parceiro de sala geólogo Sirlan Carmo e demais colegas de sala (“Sala 4 da pós”) pelas intermináveis discussões geológicas, conversas e jogos (e decorações de sala) que aliviavam o cansaço nos momentos mais estressantes.

RESUMO

Na mina Cuadrazón ocorrem gabros, piroxenitos e dioritos que hospedam veios polimetálicos. Trata-se de um stock elíptico, orientado para N30E e N80E, resultado da colocação de múltiplos pulsos magmáticos na crosta continental, relacionados ao arco da Cordilheira Ocidental, elas afloram ao noroeste dos Andes da Colômbia, e constituem o stock Gabro Cerro Frontino. Esses plútons exibem textura interna compatível com processo de diferenciação magmática e mistura de pulsos magmáticos que intrudiram rochas sedimentares gerando *skarn*. Mecanismos de *strain* da petrotrama do gabro indicam que: I) a colocação desses plútons foi influenciada por fluxos magmáticos e de estado sólido; II) a deformação plástica é coerente com regime de cisalhamento não coaxial; III) o arcabouço estrutural dos veios de quartzo polimetálicos da jazida Cuadrazón é consistente com cisalhamento simples e com partição em conjugadas sintéticas. Os veios são constituídos por uma ganga quartzo-carbonática, e sulfetos de Fe, Cu, Pb, Zn, óxidos de Fe e ouro. Estes veios seriam produtos de vários pulsos hidrotermais, e são controlados por um sistema de cisalhamento com atitude variando entre 068°-097° a 250°-270°, com mergulho em torno de 60°, principalmente para W, compatível com a atitude das estruturas regionais dominantes ao norte da Cordilheira Ocidental. A deformação associada a essa estrutura é registrada em feições como deslizamento planar, dobra e fraturamento no quartzo, carbonato e sulfetos, evidenciando que a zona de cisalhamento foi reativada após a formação dos veios. Essas estruturas de cisalhamento foram interpretadas como um subdomínio estrutural com registro de deformação e cinemática relacionados às estruturas regionais, cujas ativações e reativações ocorrem sob a influência do mesmo contexto tectônico, o que é compatível com a história geotectônica de formação da cordilheira ocidental no Neógeno. O gabro que hospeda os veios exibe evidências de alteração propilítica (clorita+epidoto+pirita+carbonatos) e sericítica (Sericita+quartzo+pirita) em halos e cloritização e silicificação (enriquecimento em quartzo). As inclusões fluidas aquosas revelaram um sistema de alta salinidade (até 20,16 wt% eq. NaCl), com condições de aprisionamento de alta temperatura (Th entre 307,9 e 321 °C) e correspondem a quase 1kbr a uma profundidade de 350m sob um sistema tectônico ativo. Essas características físico-químicas (com a variação de salinidade na mesma faixa de temperatura) sugerem mistura de fluidos hidrotermais magmáticos e meteóricos (e/ou bacinais), o que resultou na precipitação do minério e indicam o processo de *boiling*. A migração dos fluidos foi facilitada pela ativação de zonas de cisalhamento simples em regime rúptil e essa condição associada às características do depósito mostram que a mineralização se desenvolve em condições tectônicas especiais compatíveis com depósitos do tipo epitermal *low* para *intermediate-sulfidation*, com influência de sistemas do tipo *skarn*.

Palavras-chave: Gabro com diferenciação e fracionamento; veios de quartzo; depósito de ouro epitermal low-sulfidation; fluidos hidrotermais.

ABSTRACT

At Cuadrazón mine, gabbro, pyroxenite and diorite are found, hosting polymetallic veins. This is an elliptical stock, oriented towards N30E and N80E, resulting from the emplacement of multiple magmatic pulses into the continental crust, associated with the Western Mountain range arc; these outcrop to the north-west of the Colombian Andes and constitute the Cerro Frontino Gabbro stock. These plutons exhibit an internal texture consistent with magmatic differentiation and the mixing of magmatic pulses that intruded into sedimentary rocks, generating *skarn*. Strain mechanisms in the gabbro's petrographic texture indicate that: I) the emplacement of these plutons was influenced by magmatic and solid-state flows; II) the plastic deformation is consistent with a non-coaxial shear regime; III) the structural framework of the polymetallic quartz veins in the Cuadrazón deposit is consistent with simple shear and partitioning into synthetic conjugates. The veins consist of a quartz-carbonate gangue, and sulphides of Fe, Cu, Pb, Zn, Fe oxides and gold. These veins are thought to be the products of several hydrothermal pulses and are controlled by a shear system with a strike ranging from 068°–097° to 250°–270°, with a dip of around 60°, mainly to the west, consistent with the strike of the dominant regional structures to the north of the Cordillera Occidental. The deformation associated with this structure is recorded in features such as planar slippage, folding and fracturing in quartz, carbonate and sulphides, indicating that the shear zone was reactivated after the formation of the veins. These shear structures have been interpreted as a structural subdomain recording deformation and kinematics related to regional structures, whose activation and reactivation occur under the influence of the same tectonic context, which is consistent with the geotectonic history of the formation of the Western Cordillera during the Neogene. The gabbro hosting the veins shows evidence of propylitic alteration (chlorite + epidote + pyrite + carbonates) and sericitic alteration (sericite + quartz + pyrite) in halos, as well as chloritisation and silicification (quartz enrichment). The aqueous fluid inclusions revealed a high-salinity system (up to 20.16 wt% NaCl eq.), with high-temperature entrapment conditions (Th between 307.9 and 321 °C) and correspond to approximately 1 kbar at a depth of 350 m beneath an active tectonic system. These physico-chemical characteristics (with salinity varying within the same temperature range) suggest a mixture of magmatic and meteoric (and/or basin-derived) hydrothermal fluids, which resulted in the precipitation of the ore and indicate a boiling process. Fluid migration was facilitated by the activation of simple shear zones under a rupture regime, and this condition, combined with the characteristics of the deposit, shows that the mineralisation develops under special tectonic conditions compatible with low- to intermediate-sulphidation epithermal deposits, influenced by *skarn*-type systems.

Keywords: Gabbro with differentiation and fractionation; quartz veins; low-sulphidation epithermal gold deposit; hydrothermal fluids.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
1.1. Objetivos.....	20
1.1.1. Objetivo Geral	20
1.1.2. Objetivos Específicos.....	20
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	21
2.1. Revisão Bibliográfica e Fundamentação Teórica	21
2.2. Geoprocessamento e Tratamento de dados obtidos por sensores remotos	21
2.3. Trabalho de campo e Mapeamento Geológico.....	22
2.4. Petrografia.....	22
2.5. Análise Estrutural	23
2.6. Análise em Difração de Raios X (DRX).....	23
2.7. Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura de Bancada (MEV) ..	24
2.8. Estudo de Inclusões Fluidas (IF)	24
2.9. Compilação e análise dos resultados.....	25
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	25
3.1. Depósitos Magmáticos-Hidrotermais	26
3.1.1. Depósitos do Tipo Pórfiro	27
3.1.2. Alteração Hidrotermal.....	29
3.1.3. Depósitos Epitermais.....	32
3.1.4. Depósitos de <i>Skarn</i>.....	35
3.2. Estilo estrutural de veios mineralizados.....	36
4. GEOLOGIA REGIONAL	39
4.1. Compartimentação Tectônica	39
4.2. Contexto Geológico da Área de Estudo	45
4.2.1. Grupo Cañasgordas.....	45

4.2.2.	Complexo Ígneo El Cerro	49
5.	RESULTADOS	53
5.1.	Geologia da Jazida Aurífera Cuadrazón.....	53
5.1.1.	Associação de Gabros.....	55
5.1.2.	Associação de Dioritos.....	58
5.1.3.	<i>Skarns</i>	60
5.1.4.	Alteração Hidrotermal.....	61
5.1.5.	Características petrográficas da Mineralização	64
5.1.6.	Difração de Raios X (DRX)	71
5.1.7.	Sequência Paragenética.....	73
5.1.8.	Estruturas e Deformação	76
5.2.	Análise de Inclusões Fluidas (IFs).....	84
5.2.1.	Petrografia das Inclusões Fluidas	84
5.2.2.	Resultado da Microtermometria.....	85
6.	DISCUSSÕES	89
7.	CONCLUSÕES.....	101
	REFERÊNCIAS	103
	APÊNDICE A – TABELA MODAL.....	112
	APÊNDICE B – DADOS DE DIFRAÇÃO DE RAIOS X	113
	APÊNDICE C – ARTIGO SUBMETIDO.....	114

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. (A, B) Localização do distrito mineiro de Frontino, a sudoeste da cidade de Frontino; (C) Galerias de minas inseridas no projeto El Cerro, destacando a Mina Cuadrazón (Extraído de Serviminas S. A., 2017).	19
Figura 2: Modelo conceitual para depósitos do tipo pórfiro e epitermal de Cu-Au-Ag em ambiente de arco magmático (modificado de Corbett, 2008).	27
Figura 3: Esquemas de zoneamento de alteração hidrotermal. (A) Zonamento das alterações hidrotermais, com padrão telescopado a partir da intrusão central responsável por mineralização do tipo pórfiro (Fonte: modificado de Sillitoe, 2010); (B) Esquema da distribuição espacial das alterações hidrotermais em torno de uma intrusão porfirítica idealizado Lowell e Guilbert (1970).	32
Figura 4: Modelos tectônicos da formação do skarn, idealizados por Minert (2005). ...	36
Figura 5: (A) Diagrama sintético de bandas de cisalhamento secundárias: R (Riedel), C e P e sua relação geométrica com o sentido de cisalhamento (dextral) em uma zona de cisalhamento dúctil; (B) típico de um conjunto conjugado de conjuntos de veios em echelon; (C) Desenvolvimento de veios de extensão sigmoidal em ZC; (D) Rachaduras de asa desenvolvidas nas pontas de fraturas carregadas em cisalhamento; (E) Orientação teórica de fraturas de tensão (T), de cisalhamento (R, R', P e Y) e foliação tectônica em um contexto de cisalhamento sinistral; (F) Diagrama esquemático do desenvolvimento de lacunas prismáticas em diferentes estágios do experimento análogo de deformação de cisalhamento. (Fonte: Coelho et al. (2006), Fossen (2016), modificado de Roy et al. (2022)).	39
Figura 6: Configuração tectônica nos andes do Norte. (A) Limites de unidades litotectônicas (arcos) que afloram parcialmente na região dos andes do Norte. Modelo de terrenos e magmatismo de tipo arco, suítes magmáticas de arco do Oligoceno ao Pleistoceno: plútons e vulcanismo. Principais suturas; (B) principais sistemas de falhas na região de Antioquia. Modelo esquemático interpretativo da relação vetor tectônico (seta vermelha) e arranjo espacial dos sistemas de falhas. (Fonte: modificado de Cediel et al. (2019)).	44
Figura 7: Mapa geológico da região de estudo, com a localização da mineração foco deste estudo. (Fonte: modificado de González e Londoño, 2002).	45

- Figura 8: Concentração de potássio e alteração na região de El Cerro. Fonte: B2Gold LTDA (2012), relatório interno. 53
- Figura 9: A) Mapa Geológico da área onde se localiza a Mina Cuadrazón. Distrito Mineiro El Cerro. B) Rochas plotadas nos diagramas de classificação de rochas Streckeisen (1976). I) diagrama de classificação de rochas ígneas plutônicas; II) diagrama de classificação de rochas máficas; III) diagrama de classificação de rochas ultramáficas. 54
- Figura 10: Registros representativos da associação de gabros. (A) Relação de contato intrusivo entre o plúton máfico e as rochas sedimentares; (B) Contato irregular entre o gabro cinza esbranquiçado (entre linhas vermelhas) e o diorito; (C) Gabro biotítico exibindo aglomerados máficos e félsicos; (D) Limite entre o gabro piroxenítico e o veio quartzo-carbonático rico em sulfetos. 55
- Figura 11: Fotomicrografias da associação de gabros. (A) Gabro piroxenítico com biotita associada às bordas de cristais de augita, com dobras nas clivagens e inclusões de apatita e magnetita. Hornbleda intersticial por uralitização do piroxênio; (B) Gabro piroxenítico com plagioclásio deformado formando geminação mecânica em cunha, e augita com uralitização pontual e inclusões de magnetita; (C) Cristal de augita elíptico com cristais de biotita no entorno das bordas corroídas, e magnetita disseminada; (D) Diopsídio pontual entre cristais de augita em piroxenito; (E) Fotomicrografia exibindo as duas gerações de augita e fraturamento intracristalino (linhas vermelhas tracejadas); (F) Magnetita intersticial a cristais de augita e com desmistura para ilmenita (Ilm). Legenda: augita – Aug, biotita – Bt, diopsídio – Di, ilmenita – Ilm, magnetita – Mag, plagioclásio – Pl. 57
- Figura 12: Representação da variação composicional dos dioritos, do diorito (amostra à esquerda) ao quartzo-diorito (amostra à direita), e contato transicional entre os litotipos (amostra central). 58
- Figura 13: Registros representativos da associação de dioritos. (A) Contato abrupto entre o quartzo-diorito e o diorito; (B) Fotomicrografia do contato entre o quartzo-diorito e o diorito: na porção inferior da imagem, quartzo-diorito, e na porção superior, diorito, com cristais de plagioclásio intensamente fraturados e com fraturas preenchidas por material ferruginoso proveniente da biotita, biotita arqueada e alterada para muscovita, e hornblenda e clorita intersticial e de alteração com núcleo fantasma de piroxênio; (C) Cristais de augita com eixo maior definindo duas orientações preferenciais perpendiculares, acompanhada por biotita, plagioclásio

deformado, com extinção ondulante, geminação mecânica em cunha e com recristalização por migração de limite de grão (GBM); (D) Plagioclásio exibindo zoneamento concêntrico; (E) Cristais de magnetita com desmistura de ilmenita em treliça; (F) Segunda geração de plagioclásio com macla polissintética indeformada; (G) Hornblenda subédrica com inclusões de magnetita e titanita. Legenda: augita – Aug, biotita – Bt, clorita – Chl, hornblenda – Hbl, ilmenita – Ilm, magnetita – Mag, muscovita – Ms, piroxênio – Px, plagioclásio – Pl, titanita – Ttn. 60

Figura 14: Fotografias representativas da associação de skarn. (A e B) Litotipos deformados por zona de cisalhamento e seccionados por veios de quartzo, carbonato e metálicos; (C) Contato entre o skarn e o intrusivo máfico; (D) Fotomicrografia do skarn com fitas de Carbonato+Quartzo entre cristais de clinopiroxênio, e alteração do piroxênio para combinação de Biotita+Hornblenda+Magnetita. Legenda: biotita – Bt, carbonato – Cb, clinopiroxênio – Cpx, hornblenda – Hbl, magnetita – Mag, ortopiroxênio – Opx, quartzo – Qtz. 61

Figura 15: Halos de alteração observados em afloramento, com destaque para a alternância entre alteração sericítica e propilítica no entorno dos veios mineralizados. 62

Figura 16: Representação da alteração propilítica. (A) amostra de mão exibindo clara mudança de coloração para um tom esverdeado claro; (B) Associação calcita+clorita+epidoto; (C) Ocorrência de apatita euédrica basal associada a clorita de alteração hidrotermal; (D) Fluorita subédrica tardia; (E) Agregado de cristais tabulares de hematita relacionados a clorita. 63

Figura 17: Representação da alteração sericítica. (A) Branqueamento mais intenso da amostra; (B) Associação sericita+quartzo+pirita. Cloritização evidenciada pela clorita intersticial à sericitização; (C) Microveios de quartzo interceptando minerais da rocha hospedeira. Cristal de plagioclásio do gabro intensamente sericitizado, e biotita e hornblenda alterando para clorita. Legenda: biotita – Bt, clorita – Chl, hornblenda – Hbl, pirita – Py, plagioclásio – Pl, quartzo – Qtz, sericita – Sc. 64

Figura 18: Representação da silicificação. (A) Microveios de quartzo interceptando cristais de plagioclásio e piroxênio da rocha hospedeira; (B) Quartzo intersticial. Legenda: piroxênio – Px, plagioclásio – Pl, quartzo – Qtz. 64

- Figura 19: Formas de ocorrência da mineralização em veios quartzo-carbonáticos polimetálicos, em gabro/piroxenito. (A) Veios aproximadamente paralelos de espessura variável; (B) Mineralização em veios e disseminados na encaixante; (C, D) Veios lineares-sinuosos, encaixados em zonas de cisalhamento, com halos esverdeados de alteração na encaixante, e deformação do gabro em formato sigmoide (D). 65
- Figura 20: Fotomicrografias dos minerais componentes da ganga do primeiro pulso. (A) Cristais de quartzo anédricos a subédricos interceptados por faixas de cisalhamento com recristalização por BLG, e sigmoides; (B) Calcita anédrica exibindo arqueamento nas maclas; (C, D) Cristais de quartzo formando sigmoides, intensamente fraturados e com preenchimento. Pirita e magnetita anédricas preenchendo fraturas do quartzo. Legenda: calcita – Cal, magnetita – Mag, pirita – Py, quartzo – Qtz..... 66
- Figura 21: Fotomicrografias representativas do primeiro pulso hidrotermal. (A) Cristais anédricos a subédricos de quartzo fazendo contato reto a irregular entre grãos e com fratura preenchida pela calcita do segundo pulso; (B) minerais de minério que compõem o primeiro pulso, com galena, esfalerita, pirita e calcopirita correlacionadas; (C) Pirrotita, calcopirita e esfalerita cogenéticas em mosaico, e pirita com borda de recristalização (linha tracejada vermelha); (D) galena com deformação interna associada a esfalerita e calcopirita. Legenda: calcita – Cal, calcopirita – Ccp, esfalerita – Sp, galena – Gn, molibdenita – Mo, pirita – Py, pirrotita – Po, quartzo – Qtz..... 67
- Figura 22: Resultado da análise química mineral em MEV dos minerais de minério constituintes da primeira fase hidrotermal. (A) Pirrotita com alteração por perda de Fe e molibdenita preenchendo a fratura na esfalerita; (B) Cristais de pirita e quartzo inclusos em esfalerita em contato com galena. Legenda: esfalerita – Sp, galena – Gn, molibdenita – Mo, pirita – Py, pirrotita – Po. 68
- Figura 23: Fotomicrografias representativas do segundo pulso hidrotermal. (A) Quartzo do primeiro pulso com cristais de quartzo+calcita+opacos intersticiais do segundo pulso; (B) Cristais subédricos de quartzo fazendo contato reto entre grãos e com calcita, e como inclusão geométrica. Apatita tardia euédrica em seção basal; (C) Sulfetos da primeira fase com fratura preenchida por cristais de quartzo e calcita estirados; (D) Cristais de quartzo subédricos, desenvolvidos paralelamente entre si e ao limite do veio. Diferença entre a pirita da primeira fase, grossa e fraturada, e a

da segunda fase, tendendo a cúbica; (E, F) Resultado da análise química mineral em MEV dos minerais de minério constituintes da segunda fase hidrotermal, onde o quartzo é mais rico em Si em comparação com o quartzo da primeira fase, exibindo o empobrecimento apenas quando está incluído na calcita. Legenda: apatita – Ap, calcita – Cal, opacos – Op, pirita – Py, quartzo – Qtz. 69

Figura 24: Fotomicrografias representativas do segundo pulso hidrotermal. (A) Cristais de pirita inclusas em esfalerita do primeiro pulso, e calcopirita preenchendo fratura; (B) Magnetita martitizada e com inclusão de apatita. Ouro livre incluído em cristal de quartzo; (C, D) cristais finos de ouro livres posicionados nos limites entre cristais de esfalerita e de galena; (E) Resultado da análise química mineral em MEV dos minerais de minério constituintes da primeira fase hidrotermal, onde há a relação de inclusão entre cristais de esfalerita, calcopirita e pirita. Legenda: apatita – Ap, calcopirita – Ccp, esfalerita – Sp, galena – Gn, magnetita – Mag, ouro – Au, pirita – Py. 71

Figura 25: Difrátogramas das amostras realizadas com as respectivas fases cristalinas identificadas. 73

Figura 26: Estruturas extraídas na área de estudo. (A) Mapa das estruturas extraídas de imagens obtidas por sensores remotos. Estruturas regionais em linhas sólidas e nomeadas, estruturas extraídas em linhas tracejadas e drenagens em linhas sólidas azuis obtidas de Gonzalez & Londoño (2002); (B) lineamentos morfológicos regionais extraídos por imagem de MDE. 77

Figura 27: (A) Representação esquemática da disposição dos veios em relação ao túnel, acompanhada de diagramas estruturais que demonstram a cinemática das estruturas; (B, C e D) Veios de quartzo com sulfetos e de calcita ao interior da mina, com respectivos diagramas cinemáticos estruturais..... 78

Figura 28: Estruturas observadas no túnel da mina Cuadrazón. (A, B) ZC cataclástica com plano de falha (A) e estrias de atrito (B) com os respectivos diagramas mostrando o deslocamento e a atitude da falha; (C) Veios mineralizados conjugados e dique de diorito relacionados a ZC, e diagramas com as respectivas atitudes. 79

Figura 29: Texturas em gabro e diorito associadas à cristalização sob os efeitos do fluxo magmático. (A, B) Cristal de augita rotacionado, com princípio de formação de sigmoide com sombra de pressão, assim como a cristalização de biotita e plagioclásio em arco poligonal no entorno do piroxênio. Legenda: augita – Aug, biotita – Bt, plagioclásio – Pl. 81

Figura 30: (A) Orientação preferencial de forma (OPF) de quartzo (Qtz1), esfalerita (Sp1) e pirrotita (Po1), e deformação em faixa de cisalhamento simples com injeção de veio de calcita; (B) Deformação por cisalhamento em cristal de quartzo (Qtz1) com rotação sinistral; (C, D) Fraturas nos cristais de quartzo (Qtz1), pirita (Py1) e esfalerita preenchidos por calcita e calcopirita.	82
Figura 31: Evidências de deformação por cisalhamento em veios de quartzo. (A, B) Mecanismo de strain em quartzo indicativo de cisalhamento simples com conjugado tensivo associado; (C, D) Deformação cataclástica em veios de quartzo em faixas de cisalhamento simples com rotação dextral (ZC), e veios tensivos conjugados de calcita (pontilhado amarelo).....	83
Figura 32: (A) Representação das Inclusões Fluidas do Tipo-1, pequenas e alinhadas; (B) Representação das Inclusões Fluidas do Tipo-2, ligeiramente maiores do que as do Tipo-1 e dispostas aleatoriamente.	84
Figura 33: Representação esquemática das Inclusões Fluidas analisadas.	85
Figura 34: Histogramas de frequência dos dados microtermométricos das inclusões fluidas provenientes dos veios mineralizados: (A) temperatura do eutético (Te); (B) Temperatura de fusão de gelo (Tm-Ice); (C) Temperatura de homogeneização total (TH); (D) Salinidade das inclusões.	87
Figura 35: Gráfico de temperatura de fusão de gelo (Tm-Ice) vs temperatura de homogeneização (TH).	88
Figura 36: Gráfico T-P construído a partir das Ifs aquosas indicando a evolução do sistema fluido.	89
Figura 37: Estilo estrutural de ocorrência dos veios da jazida estudada. Modelo simplificado de um sistema de cisalhamento simples dextral (falhas Las Animas e El Carmen), estruturas sintéticas associadas (falha San Diego) e de veios mineralizados (conjugados). Projeção hemisfério inferior igual área mostrando as atitudes das estruturas representadas.....	93
Figura 38: (A) Anomalia de concentração de K, associada a dispersão regional de fluidos mineralizantes e efeito local de alteração hidrotermal. Alteração mais intensa (rosa) e mais dispersa restrita em duas faixas alinhadas (cinza). Extraído do relatório interno B2Gold LTDA; (B) halos de alteração em gabro piroxenítico relacionadas a veios.	95

Figura 39: Gráfico de temperatura do eutético (T_{FM}) vs temperatura de homogeneização (T_H). As faixas coloridas representam os valores padrões de temperatura para determinados sistemas salinos. Modificado de Shepherd et al., (1985).	96
Figura 40: Relação entre a temperatura de homogeneização e a salinidade (modificado de Shepherd et al., 1985).	97
Figura 41: Diagrama Th x salinidade com as faixas típicas para inclusões de diferentes tipos de depósitos. Observa-se que os campos não devem ser considerados definitivos e existem composições fora das faixas mostradas (Fonte: Wilkinson, 2001).	98
Figure 1: (A) Location of the study area; (B) Regional geotectonic context; (C) Spatial arrangement of the main structures. (Source: modified from Cediel et al., 2019).	118

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Sequência paragenética dos minerais observados nos veios mineralizados e na rocha encaixantes da mina La Cuadrazón.	75
Tabela 2: Resumo das propriedades petrográficas e os dados microtermométricos das inclusões fluidas identificadas nos veios mineralizados.	86
Tabela 3: Composição modal das rochas da mina Cuadrazón. As abreviaturas dos nomes dos minerais estão de acordo com a Subcomissão de Sistematização das Rochas Metamórficas (SSRM).	112

1. INTRODUÇÃO

A jazida Cuadrazón está inserida no distrito mineiro de Frontino, cuja exploração, subterrânea, teve início na década de 1940 na mina homônima, atualmente representada por uma galeria principal medindo aproximadamente 300 m de comprimento, 1,80 m de altura e 1,7 m de largura (B2Gold LTDA, relatório interno). Esse distrito mineiro está localizado a sudoeste da cidade de Frontino, departamento de Antioquia, na Colômbia (Figura 1A, B). Nesta região, extremo noroeste da América do Sul, ocorre a interação entre as placas Caribe, Nazca, Sul-americana e a microplaca Panamá (Correa Martínez, 2007), cujo resultado é o Orógeno Andino. O norte dos Andes Colombianos, corresponde a um Orógeno acrescionário de aproximadamente 2000 km de extensão composto por vários terrenos alóctones, de idades variadas e elevada complexidade geológica, que foram amalgamados na margem NW da América do Sul. Este processo orogênico acrescionário envolveu processos de subducção, obducção e acreção, cujo resultado é o contínuo crescimento crustal (Cediel *et al.*, 2003; Cordani *et al.*, 2005; Ramos, 2008; Ramos 2010). Os Andes Colombianos são divididos nas cordilheiras Ocidental, Central e Oriental, separadas por vales interandinos dos rios Cauca e Magdalena, respectivamente.

A Cordilheira Ocidental apresenta características de ambiente convergente, formada pelo Arco Panamá-Chocó, e é composta por rochas ígneas de afinidade oceânica, do final do Cretáceo, amalgamadas à plataforma Sul-americana e associadas ao desenvolvimento da Grande Província Ígnea do Caribe (*Caribbean Large Igneous Province-CLIP*) (Kerr *et al.*, 1996; Cochrane *et al.*, 2014; Bustamante *et al.*, 2016). Conforme Bissig *et al.* (2017) e Restrepo & Toussaint (1990), as rochas de afinidade oceânica, cujo domínio é definido pela sutura Cauca-Romeral e por cinturões metamórficos de baixa T e alta P, apresentam intrusões de plútons miocênicos hospedados em rochas vulcâno-sedimentares de fundo oceânico, respectivamente.

Segundo Leal-Mejía (2011), o magmatismo miocênico, que compõe o complexo ígneo El Cerro, está relacionado à subducção continental registrada nas cordilheiras Ocidental e Central, com migração geográfica do eixo do magmatismo nas direções NS e EW ao longo dos últimos 20 Ma. Esta movimentação resultou no desenvolvimento de diferentes cinturões metalogenéticos relacionados ao arco ao longo dos últimos 20 Ma a 30 Ma, e corresponde à deposição das maiores reservas de minério de ouro do país (Shaw

et al., 2019).

Estudos prévios da Cordilheira Ocidental na Colômbia indicam os diversos tipos de mineralização estão relacionados à história de resfriamento dos plútons. São mineralizações de ouro-prata com auréola térmica metamórfica nas rochas sedimentares circundantes, cujo estágio inicial relaciona-se a depósitos do tipo *skarn* de Au-Di-Grt-Srl, e o estágio posterior relaciona-se a fluidos exsolvidos que circularam por zonas de cisalhamento transtensivas, desenvolvendo mineralizações estruturalmente controladas do tipo veio de Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As-Mo (Escobar & Tejada, 1992; Rodríguez-García & Bermúdez-Cordero, 2015; Shaw *et al.*, 2019).

Apesar dos estudos de cunho metalogenético realizados na região, a porção noroeste do distrito de Antioquia permanece com questões em aberto a respeito de: i) a origem dos fluidos mineralizantes, ii) o estilo estrutural que controla os veios; iii) o contexto tectônico de formação do depósito. Tais questionamentos motivaram realizar esta pesquisa, visando obter e gerar dados confiáveis e consistentes de forma que permitam compreender os processos formadores da jazida mineral. Pretende-se realizar o estudo metalogenético e propor um modelo descritivo e conceitual que esclareça a origem e o estilo mineralizante da jazida aurífera Cuadrazón no Cerro Frontino.

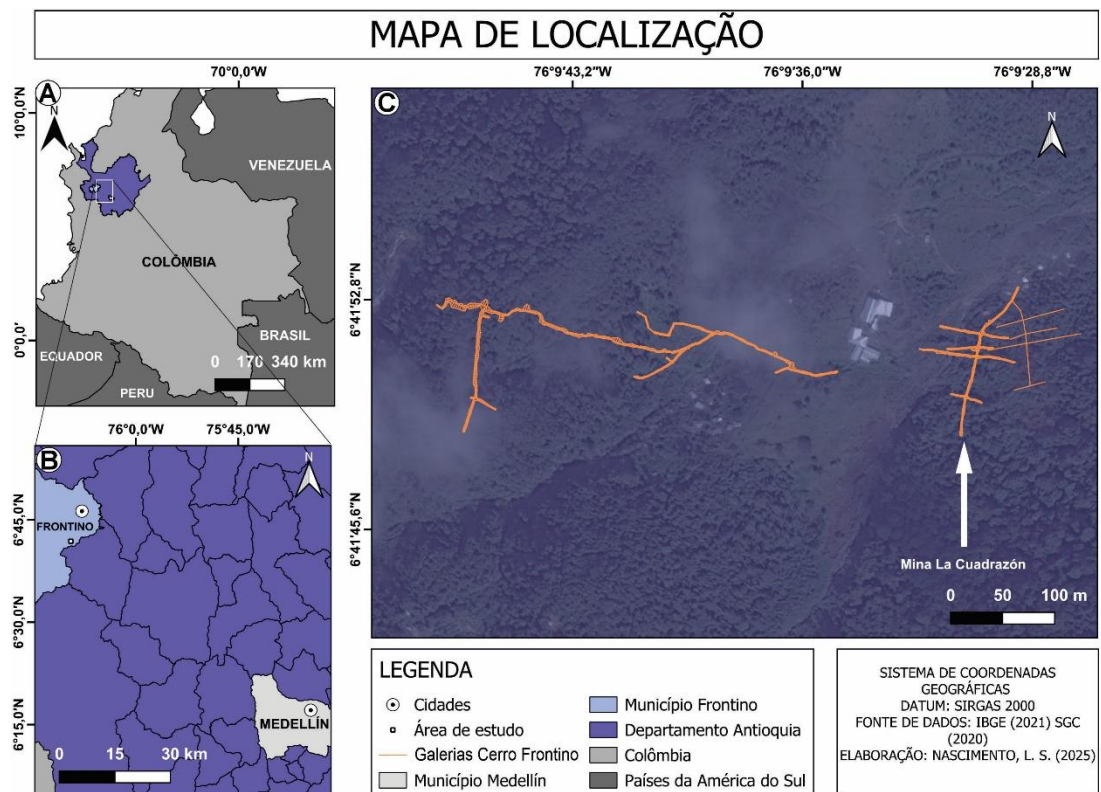


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo. (A, B) Localização do distrito mineiro de Frontino, a sudoeste da cidade de Frontino; (C) Galerías de minas inseridas no projeto El Cerro, destacando a Mina Cuadrazón (Extraído de Serviminas S. A., 2017).

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo Geral

O objetivo geral é compreender os processos geológicos que controlam a formação e a evolução da jazida aurífera Cuadrazón, visando explicar e modelar a origem, o arcabouço estrutural de ocorrência e os fatores condicionantes da mineralização.

1.1.2. Objetivos Específicos

- I. Determinar as paragêneses minerais, da alteração hidrotermal e elucidar o processo mineralizante;
- II. Definir os parâmetros físico-químicos dos fluidos mineralizantes;
- III. Elaborar modelos descritivos e conceituais que permitam compreender a origem e a ocorrência da jazida, bem como compará-la com outras regiões, de forma que sirva como base para a caracterização de outros depósitos da região para melhor entendimento regional.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

As principais técnicas e procedimentos analíticos aplicados nesta pesquisa visam explicar a relevância do método para atender aos objetivos propostos, bem como evidenciar de que maneira os dados analíticos podem dar suporte e representatividade às interpretações extraídas das análises, à integração e à compreensão dos resultados obtidos.

2.1. Revisão Bibliográfica e Fundamentação Teórica

A revisão bibliográfica consistiu na consulta, análise e compreensão do contexto geotectônico, com o objetivo de entender a estratigrafia e as características das unidades rochosas que afloram na área de estudo, as estruturas e os eventos deformacionais. Os procedimentos consistiram na consulta de trabalhos prévios em formato de artigos, teses, livros, relatórios técnicos, entre outros.

A fundamentação teórica consiste no estudo de conceitos básicos que balizam as principais temáticas que norteiam a pesquisa, tais como modelos de jazidas associadas a migração de fluidos magmáticos-hidrotermais, processos formadores de ouro em veios e de alteração hidrotermal.

2.2. Geoprocessamento e Tratamento de dados obtidos por sensores remotos

Nesta etapa foi realizada a extração de informações estruturais de superfície e subsuperfície, bem como para a delimitação de domínios de padrões de drenagem, a partir de dados de sensores remotos por meio de imagens de satélite e de dados aerogeofísicos.

As imagens de satélite utilizadas são de três fontes remotas distintas: i) Sentinel 2A, que conta com 13 bandas espectrais, resolução espacial de 10m para as bandas do visível e 20m para o infravermelho (Embrapa, 2018); ii) CBERS 4A, do qual serão usadas apenas as imagens obtidas pela Câmera Multiespectral (MUX), com 16,6m de resolução espacial (Embrapa, 2018); iii) dados MDE do Landsat 9, com 9 bandas espectrais e resolução espacial variando entre 15 e 30 m (Sayler, 2022).

Os dados aero geofísicos correspondem aos blocos Darién, Urabá, Oeste e Antioquia, da área leste da Zona Andina, com linhas de voo paralelas separadas por 500 m, a uma altura aproximada de 100 m acima do nível do solo, disponibilizados pelo Serviço Geológico da Colômbia. As imagens de Intensidade Magnética Total (IMT), Sinal Analítico do IMT e distribuição ternária das concentrações relativas de Urânio, Tório e Potássio foram cedidas já compiladas, integradas e processadas com resolução

espacial de 125 m. Com essas imagens, as informações geológicas foram extraídas com o auxílio do programa QGIS Desktop 3.34.4.

2.3. Trabalho de campo e Mapeamento Geológico

O trabalho de campo e mapeamento geológico consistiu na coleta de informações geológicas da região e da área de estudo, como características de afloramentos e modo de ocorrência da mineralização *in situ*, com a realização de amostragem para a aplicação de métodos de pesquisa complementar detalhada. Foi realizado o reconhecimento e descrição geológica das rochas que afloram na área de estudo, em percursos de superfície e em túneis subterrâneos, com a coleta de amostras de rocha representativas dos litotipos observados em campo correspondentes às rochas do Gabro Cerro Frontino e unidade hospedeira (Grupo Cañasgordas), de veios mineralizados e *skarn*.

O mapeamento geológico foi realizado na região de El Cerro Plateado, sudoeste da cidade de Frontino, do município homônimo, departamento de Antioquia, onde está localizada a Mina La Cuadrazón. O objetivo desta atividade foi a descrição macroscópica das unidades de rocha, análise geométrica e cinemática de estruturas geológicas, geoposicionamento dos locais de amostragem em superfície, registro fotográfico de feições relevantes que não permitem amostragem, levantamento de dados estruturais, rotulagem e orientação *in situ* de amostras coletadas.

Esta etapa ainda incluiu a seleção e preparação de amostras para fins de análises laboratoriais específicas, bem como a seleção de amostras para a confecção de seções delgadas-polidas e lâminas polidas de rochas e de minério para fins de análise petrográfica microtermometria.

2.4. Petrografia

A petrografia consistiu na descrição de textura, estrutura e alteração hidrotermal, registro fotográfico e classificação de amostras em escala de mão e microscópica que foram coletadas e preparadas na etapa de campo (etapa 2.3), focando na compreensão de processos formadores da jazida mineral e as relações destes processos com as rochas hospedeiras da mineralização. Esta etapa foi realizada nos laboratórios de Geologia Estrutural e de microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFAM, utilizando microscópio petrográfico convencional de luz transmitida e refletida. Inicialmente foram analisadas 21 lâminas (10 correspondentes as rochas do Gabro Cerro Frontino, 3 de *skarn* e 8 de veio), com a confecção de 8 seções polidas (5 do gabro/diorito, 1 do *skarn* e 2 do veio), e 4 seções bipolidas (todas dos veios) adicionais para o

complemento dos dados da pesquisa. Estas análises foram focadas em: i) classificar as rochas no qual a jazida mineral está hospedada baseada na composição mineral, por meio de estimativa visual, e classificação pelo método de Streckeisen (1979). O teor de anortita foi obtido por meio do método de Michel-Levy; ii) definir associações e relações entre minerais, caracterizar a textura e estrutura dos litotipos, associação mineral metalográfica e a caracterização de minerais e zonas de alterações hidrotermais. iii) obter fotografias relevantes para ilustrar os resultados destas análises. A nomenclatura utilizada para abreviar os nomes dos minerais nas imagens foi baseada em Kretz (1983).

2.5. Análise Estrutural

Consistiu na compilação e interpretação dos dados estruturais obtidos de forma remota, por análise de imagens obtidas por sensores remotos (etapa 2.2), e de forma presencial, na etapa de campo (etapa 2.3). Enfatizou as análises geométrica (identificação do tipo de estrutura, planar ou linear, e sua hierarquia além das respectivas atitudes) e a cinemática, para definir a trajetória de registro da deformação. Os dados analisados incluem: amostras de rochas deformadas, de veios, dados coletados *in situ* de estruturas rúpteis e dúcteis, como falhas, fraturas, veios e zonas de cisalhamento, de forma que foram identificadas relações entre estruturas secundárias e/ou conjugadas (estruturas do tipo T, sintética ou R, antitética ou R' e sintéticas secundárias) no intuito de interpretar a orientação dos esforços principais. Esses dados permitiram elaborar um desenho esquemático das estruturas da região, das estruturas controladoras da jazida, e por fim, construir o modelo estrutural para a área de estudo, dando suporte para explicar o estilo estrutural de ocorrência da jazida.

2.6. Análise em Difração de Raios X (DRX)

Este método foi aplicado com o objetivo de definir as fases minerais dominantes na alteração hidrotermal gerada durante o processo de resfriamento dos fluidos hidrotermais associados ao intrusivo. O estudo foi realizado em cinco amostras (2 do gabro, 2 do *skarn* e 1 do veio), no Laboratório de Difração de Raios X (LDRX), no Departamento de Física da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). As análises foram conduzidas em um difratômetro modelo X'Pert PRO MPD (Multi-Purpose Diffractometer). Os difratogramas foram coletados com passo angular (*step size*) de $0,0167^\circ$ e intervalo de varredura (*scan range*) de 3 a 70° (2θ). As medidas foram realizadas com tensão de 45 kV e corrente de 40 mA. Utilizou-se fenda antiespalhamento (*anti-scatter slit*) de 1° e fenda de divergência (*divergence slit*) de $\frac{1}{2}^\circ$. O porta-amostras operou com rotação de

4°/s durante as aquisições. Para a identificação das fases cristalinas, empregou-se a base de dados ICSD (*Inorganic Crystal Structure Database*).

2.7. Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura de Bancada (MEV)

Este método permite a realização de análises químicas semiquantitativas em minerais por Espectrometria de Energia Dispersiva (EDS), identificação automática de sinais nos espectros de EDS, mapeamento da distribuição dos elementos químicos da amostra e a obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados. Foram analisadas quatro amostras pertencentes ao veio mineralizado no Laboratório GeoFluid sediado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). O laboratório é equipado com um Microscópio Eletrônico de Varredura de Bancada Phenom XL G2 da Thermo Fischer, que opera em alto e baixo vácuo, composto por um detector de quatro segmentos BSD e detector de Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS), e para a identificação de sinais (picos), é utilizado o software EID.

2.8. Estudo de Inclusões Fluidas (IF)

A primeira fase do estudo de Inclusões Fluidas ocorre no microscópio petrográfico, a partir da diferenciação de populações de inclusões, de forma a selecionar um representante verdadeiro do fluido característico do processo formador (Roedder, 1984). O maior detalhamento é realizado por meio da microtermometria, técnica analítica mais utilizada no estudo das inclusões fluidas, que permite a observar e o registrar simultaneamente as modificações sofridas pelas fases presentes nas inclusões fluidas sob resfriamento e aquecimento (Hollister & Crawford, 1981). Conforme Roedder (1984), devido ao aumento de temperatura, a partir dessas mudanças é possível obter a composição de um fluido aprisionado nas inclusões.

Devido ao tempo e recursos disponíveis, foram analisados quatro campos de uma sessão bi-polida pertencente ao veio mineralizado, constituído por quartzo, sulfetos e ouro. As análises microtermométricas foram realizadas em quartzo, principal mineral de ganga, da fase de formação do ouro. O estudo ocorreu no Laboratório GeoFluid sediado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), equipado com um microscópio LEICA DM 2700P com luz transmitida, refletida, fluorescência UV, objetivas de até 100x, lentes auxiliares (Optovar) de 2x e câmera digital. Acoplado ao microscópio é usada uma Platina de Microtermometria LINKAM THMS600 de aquecimento e resfriamento, que permite uma variação de temperatura entre -196 e 600 °C, com taxa de mudança de 0,2 °C, onde o resfriamento é feito com o uso de nitrogênio

líquido, e o aquecimento conta com uma bomba de circulação de água com filtro externo do tipo EHEIM PROFESSIONEL 4+ 350.

Para o tratamento dos dados e realização dos cálculos de salinidade, condições de aprisionamento da inclusão, misturas de fluidos complexas, propriedades termodinâmicas, densidade, composição dos fluidos e cálculos das isócoras, foi utilizado o software FLUIDS (Bakker, 2003). Estes procedimentos e técnicas permitiram definir as características físico-químicas dos fluidos formadores da jazida mineral e interpretar as condições de pressão e de temperatura na qual os minerais de minério precipitaram.

2.9. Compilação e análise dos resultados

Após a realização das etapas anteriores, foi realizada a compilação e interpretação dos dados obtidos para a redação da dissertação e do artigo científico. Para isso, foram utilizados os *softwares* Microsoft Word 365, Microsoft Excel 365, e Corel DRAW 2020 para a redação do texto, controle de dados e geração de gráficos, e construção e edições de imagens, respectivamente.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Usualmente, a formação de jazidas minerais está relacionada a processos que envolvem atividade hidrotermal, a qual depende da interação de fluidos quentes ricos em íons, que também podem conter material dissolvido, minerais e gases miscíveis e imiscíveis (Haymon, 2005). Esses processos podem acontecer através da liberação de fluidos magmáticos, do transporte de fluidos meteóricos, marinhos e fluidos retidos no interior de sequências estratigráficas que são remobilizados (Sillitoe et al., 2010; Groves et al., 2020). Segundo Pirajno (2009), a interação fluido-rocha é induzida pela percolação dos fluidos na crosta, o que promove mudanças nas propriedades físico-químicas, tanto das rochas como dos fluidos. Essas mudanças, quando observadas na rocha, são denominadas de alteração hidrotermal e ocorre quando fluidos de temperatura $> 50\text{ }^{\circ}\text{C}$ causam modificações na composição mineral, textura e estrutura das rochas com as quais o fluido interage (Pirajno, 2009). Sillitoe et al., (2010), relatam que a compreensão dos resultados da interação fluido-rocha considera **evidências diretas**, tais quais: i) o ambiente geológico e tectônico onde ela ocorre; ii) a formação e associação dos novos minerais gerados, especialmente em concentrações atípicas; iii) as características químicas, minerais e texturais das alterações das rochas; iv) e a formação de veios, estratos de composição específica (como Formações Ferríferas Bandadas – BIF).

Evidências indiretas de prováveis efeitos relacionados a parâmetros característicos dos fluidos também são considerados, dentre eles: i) a temperatura, pressão e velocidade dos fluidos, que são parâmetros relacionados com a energia de migração dos fluidos, e por consequência a natureza da alteração, e a extensão da intensidade dessa alteração, em termos de transformação mineral e penetração espacial; ii) a composição dos fluidos, que se reflete na natureza da alteração, delimitando a paragênese mineral diagnóstica do tipo de alteração; iii) a composição mineral e permeabilidade da rocha encaixante, que condicionam a penetração do fluido e a natureza da alteração hidrotermal (Sillitoe et al., 2010).

Considerando que a jazida Cuadrazón é composta por veios quartzo-carbonáticos hospedados em rochas máficas-ultramáficas e calcáreas com a geração de hornfels, e que o contexto geotectônico da área de estudo é de arco magmático (Cordilheira Ocidental), a seguir serão apresentadas e discutidas as mineralizações hidrotermais associadas ao a plútons de arcos magmáticos mais prováveis, que explicariam a origem dos fluidos mineralizantes que ocorrem na jazida aurífera Cuadrazón, bem como os aspectos tectônicos que favoreceram o magmatismo.

3.1. Depósitos Magmáticos-Hidrotermais

Os depósitos magmáticos-hidrotermais são, por definição, produzidos por fluidos hidrotermais espacial e temporalmente associados a fase posterior à cristalização de magmática, sendo uma importante fonte de Cu, Mo, Sn e W e a maior para Au, Ag, Pb e Zn (Kesler & Simon, 2015). Apesar das variadas fontes de fluidos, a fonte de ligantes como Cl, S e F tende a ser o próprio magma (Hedenquist & Lowenstern, 1994; Barnes, 1997). Os sistemas magmáticos-hidrotermais predominam na convecção de fluidos, sendo necessárias múltiplas intrusões para manter o funcionamento do sistema por centenas de milhares de anos (Cathles et al., 1997). Esses sistemas formadores de jazidas minerais, podem estar associados às zonas de subducção (arcos de ilha e arco magmáticos), em contextos tardi-tectônicos e zonas de *rift* (ambiente de dorsal).

Os fluidos mineralizantes podem ter diversas fontes de metais a depender do tipo de depósito, cuja composição é associada à ascensão magmática na crosta representada no sistema $H_2O-NaCl$, e conforme o magma ascende, pode ocorrer a saturação em uma fase fluida, onde os metais fracionam do fundido silicatado para o fluido (Pirajno, 2016).

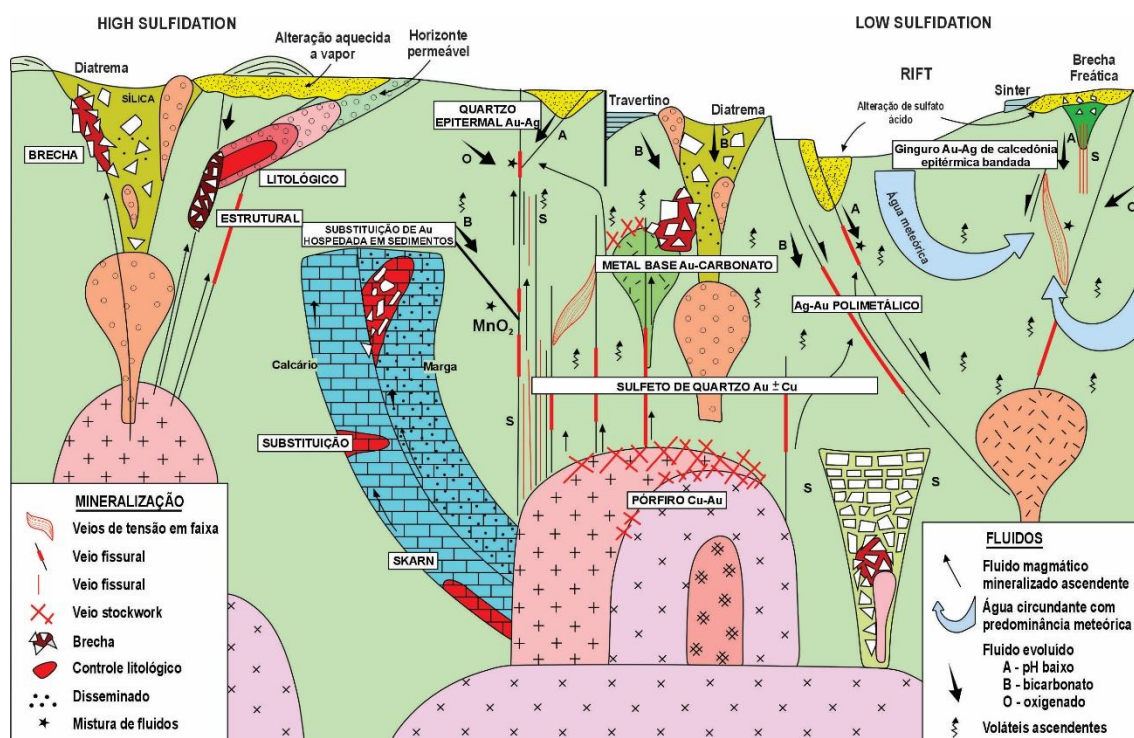


Figura 2: Modelo conceitual para depósitos do tipo pórfiro e epitermal de Cu-Au-Ag em ambiente de arco magmático (modificado de Corbett, 2008).

3.1.1. Depósitos do Tipo Pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro são reconhecidos por hospedar em torno de 80% dos depósitos de Cu e 95% dos depósitos de Mo nas reservas mundiais, além de representarem uma importante fonte de Au, Ag, Zn, Sn e W, sendo caracterizados pela presença de veios e vênulas (*stockworks*) contendo sulfetos disseminados, mineralização espacial e geneticamente associada a corpos intrusivos porfiríticos, e grandes volumes de rocha afetados por alteração-mineralização hidrotermal (Cooke et al., 2005; Halter et al., 2005; Heinrich et al., 2004; Mutschler et al., 2010; Sillitoe, 1993; Sillitoe, 2010). Comumente são caracterizados por baixos teores associados a grandes tonelagens, possuindo em média 0,5-1,5% de Cu, <0,01-0,04% de Mo, e até 1,5 g/t de Au (Sillitoe, 2010).

O ambiente geológico mais comum para o magmatismo está associado à progressão do processo de subducção, com algumas ocorrências em contextos pós-colisionais, entre outros, sendo alguns desses depósitos condicionados por estruturas regionais, e devido a isso, as rochas envolvidas no processo são extremamente fraturadas, relacionadas a intrusões hipoabissais em uma sequência vulcânica contemporânea (Kesler, 1997; Hedenquist et al., 1998; Richards *et al.*, 1999; Gonzalez-Partida et al., 2003, 2013; Sillitoe, 2010; Sun et al., 2011; Chiaradia et al., 2012; Wilkinson, 2013; Chiaradia, 2013; Lee, 2014). Os magmas gerados nesses ambientes apresentam altos teores de *Large Ion Lithophile Elements* (LILE - K, Rb, Cs, Ca, Sr e Ba), B, Pb, As e Sb,

e tal assinatura se assemelha com a encontrada nas rochas de arcos magmáticos, sugerindo uma correlação genética entre a desidratação do slab e o magmatismo em zonas de subducção (Gill, 1981; Tatsumi *et al.*, 1986; Davidson, 1996; Noll *et al.*, 1996; Sobolev & Chaussidon, 1996; Kogiso *et al.*, 1997; Hattori e Guillot, 2003; Breeding *et al.*, 2004; Manning, 2004; Hattori *et al.*, 2005; Wallace, 2005; Portnyagin *et al.*, 2007).

Dados isotópicos de Goldfarb (2010) e Sillitoe (2010) indicam que orógenos de sistemas pórfiro-epitermal individuais se desenvolvem em épocas metalogenéticas com duração entre 10 e 20 Ma ligados a eventos magmáticos temporalmente equivalentes, e a maioria dos sistemas do tipo pórfiro de $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ ocorre pela injeção de um magma adakítico oxidado e saturado em fluidos ricos em S e outros metais, onde o magma parental deve ser oxidado e rico em H_2O (Burnham & Ohmoto, 1980; Ballard *et al.*, 2002; Garrido *et al.*, 2002; Imai, 2002; Mungall, 2002; Liang *et al.*, 2006; Stern *et al.*, 2007; Sillitoe, 2010; Sun *et al.*, 2013). A abundância de sulfetos de fonte mantélica é fundamental na concentração no *melt* de elementos como Au, Cu e Mo, cujo coeficiente de partição é elevado entre sulfeto e o magma e se comportam como elementos incompatíveis no processo de fusão parcial ($D_{\text{Au}} = 4500\text{--}11200$ (Mungall e Brenan, 2014); $D_{\text{Cu}} = 1334 \pm 210$ (Patten *et al.*, 2013); $D_{\text{Mo}} = 0,15\text{--}5,15$ (Li e Audetat, 2013). Tendo em conta a fugacidade de oxigênio, pórfiros de Cu, Cu-Mo ou Mo têm sua origem favorecida por magmas oxidados da série da magnetita, enquanto pórfiros de Sn e W têm sua origem favorecida por magmas reduzidos da série da ilmenita (Ishihara, 1977).

Os magmas gerados por fusão parcial do manto astenosférico tendem a migrar e se acumular na base da crosta continental, gerando *underplating*, o que resulta em processos de fusão e assimilação de rochas do manto superior e base da crosta, homogeneização e acumulação (MASH) (Hildreth e Moorbath (1988). Segundo Beane (1982), as cúpulas das intrusões em geral são polifásicas, de composições e texturas semelhantes, e conforme ocorre a diferenciação, os produtos magmáticos mais evoluídos são menos densos, o que permite sua ascensão na crosta, onde à medida que resfriam e cristalizam, dá-se a exsolução das fases fluidas ricas em voláteis, os quais são os principais responsáveis pelo transporte dos elementos formadores de jazidas minerais polimetálicas. As assembleias mineralógicas e as características de alteração hidrotermal comumente apresentam zoneamento lateral e vertical em faixas aproximadamente concêntricas, que podem ser afetadas por falhas, fraturas e/ou pela interação dos fluidos com diferentes tipos de rocha (Beane, 1982). Para Sillitoe (2010), a ocorrência de sulfetos e veios hospedados em rochas hidrotermalmente alteradas em ambiente de pórfiro

cuprífero é resultado da percolação de fluidos magmáticos-hidrotermais ascendentes provenientes de uma intrusão profunda, com o arrefecimento e a despressurização, ocorre a reação com as rochas pelas quais esses fluidos passam, e essa alteração se desenvolve de forma ascendente, desde potássica, passando a sericítica ou fílica e argílica, formando uma zonação que reflete que a partir da fonte, a temperatura e o pH do fluido diminuem. A ascensão destes fluidos é principalmente em sentido vertical, podendo se espalhar lateralmente, ao alcançar o topo da intrusão, à medida que se misturam com fluidos meteóricos topograficamente dirigidos, e, em depósitos de Cu do tipo pórfiro hospedados em rochas básicas (Proffett, 2003), e em rochas calcáreas (Potter, 1996; Porter, 2002), o modelo de alteração hidrotermal inclui sobreposição de óxidos de Fe nas zonas de alteração, que nas rochas calcáreas também é denominada de *skarn* com zoneamento. Nesses sistemas, fluidos de origem não magmáticas, como os meteóricos, de água do mar e baciais, são comuns no exterior da pluma ascendente, onde as águas meteóricas dominam as partes rasas dos sistemas geotérmicos continentais a temperaturas < 350°C (Groves et al., 2010); águas de formações sedimentares ou salmouras de circulação profunda dominam seções sedimentares e vulcânicas, particularmente onde as rochas evaporíticas estão presentes, no entanto, elas se caracterizam por serem pobres em sulfetos (Clark, 2014).

3.1.2. Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal é um processo que envolve mudanças na composição química, mineral e na textura das rochas por consequência da percolação de fases fluidas quentes (50 – 500 °C) através da crosta (Reed, 1997; Pirajno, 1992; 2009). Estes fluidos podem ter origens diversas, e no caso de depósitos magmáticos-hidrotermais, os fluidos envolvidos podem ser exsolvidos pelo magma em ascensão, sendo responsáveis por alterações hidrotermais tipicamente observadas nos depósitos do tipo pórfiro e epitermal. Alguns autores (e. g. Robb, 2005; Pirajno, 2009) relatam que os processos magmáticos-hidrotermais são controlados por alguns fatores principais, como: I) natureza da rocha encaixante; II) composição química dos fluidos; III) atividade e concentração de componentes fluidos como H⁺ e K⁺; IV) razão fluido/rocha do sistema; V) condições de pressão e temperatura do fluido hidrotermal.

Com a evolução do sistema hidrotermal, ocorrem variações na razão aK⁺/aH⁺, e os fluidos tendem a mudar de composição e características, com a liberação de íons H⁺ fazendo com que o metassomatismo mude de caráter álcali para ácido (alteração potássica

e propilítica para sericítica e, em estágios mais avançados, argílica) (Pirajno, 2009). Na ocorrência de diversas intrusões, responsáveis por energia térmica e mais fluidos ao sistema mineralizador, pode resultar em sobreposição de diferentes tipos de alteração, o que é denominado telescopagem.

As alterações podem ocorrer na forma de halos (Figura 3), os quais, definidos pela intensidade, forma e caráter do processo podem ser do estilo pervasivo, seletivamente pervasivo, não pervasivo e fissural (Pirajno, 1992; 2009; Gifkins et al., 2005). O estilo **pervasivo** é caracterizado pela substituição total ou da maior parte dos minerais originais da rocha, com a destruição parcial ou total das texturas da rocha; **seletivamente pervasivo** é quando determinados minerais da rocha são substituídos com texturas pseudomórficas e preservação de texturas originais; o estilo **não pervasivo** é quando a alteração se restringe a algumas partes da rocha; o **estilo fissural** é definido pela substituição ou preenchimento em veios, vênulas e fraturas, podendo alcançar alguns centímetros ao redor das estruturas (Pirajno, 1992; 2009; Gifkins et al., 2005).

Os tipos de alteração hidrotermal que podem ocorrer em depósitos do tipo pórfiro, e epitermais de baixa, intermediária e alta sulfetação são: potássica, propilítica, sericítica e Ca-Na silicática.

A **alteração potássica**, no contexto de fluidos pós magmáticos, é definida como a alteração mais central do sistema hidrotermal (Figura 3B), representando a fase de maior temperatura, atingindo entre 500 e 600 °C. Essa alteração ocorre em diversos depósitos do tipo pórfiro ricos em Au, caracterizada pelo enriquecimento em potássio na rocha e empobrecimento em cálcio e sódio nos minerais aluminossilicáticos. Os minerais diagnósticos são ortoclásio, biotita e albita, acompanhados de opacos, no geral em pequenas quantidades e/ou na forma de vênulas e veios de quartzo estruturalmente controlados, como magnetita, calcopirita, bornita, molibdenita, calcopirita e pirita. Nessa alteração, o feldspato potássico original se torna mais enriquecido em potássio, a biotita original se altera para uma variedade mais magnesiânica e se forma rutilo. Uma biotita hidrotermal é gerada, com teores elevados de Fe, e o ferro liberado da biotita original se cristaliza formando óxidos em opacos, além disso, é comum a ocorrência de inclusões de hematita em feldspatos hidrotermais. (Bongiolo, 2005; Robb, 2005; Pirajno, 2009; Sillitoe et al, 2010; Biondi, 2015).

A **alteração propilítica** ocorre nas zonas marginais ao plúton principal, usualmente associada às encaixantes (Figura 3), em condições de temperaturas

intermediárias entre 200 e 350 °C, formando halos de alteração externos aos pórfiros ricos em Au. Essa alteração é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂, localmente S, ao sistema e baixa atividade de H⁺, além da cristalização de minerais calciomagnesianos. Os minerais diagnósticos são clorita, epidoto e calcita, no geral derivados da transformação de minerais ferromagnesianos originais da rocha, além de quartzo, adularia, pirita, albita, feldspato potássico, actinolita e magnetita em menor quantidade, e apatita, anidrita, ankerita e hematita como acessórios. Essa alteração, nas porções mais distais, grada para a rocha sã, e ocorrem veios e vênulas com dominância de pirita, podendo ser compostos também calcopirita, tetraedrita, esfalerita e galena, que podem estar localmente concentradas em fraturas e falhas preenchidas por veios quartzo-carbonáticos. (Piranjo, 2009; Sillitoe, 2010; Clark, 2014; Biondi, 2015).

A **alteração sericítica**, também denominada alteração fílica ou sericitização, ocorre nas porções superiores dos depósitos, sobrepondo-se às zonas de alteração potássica e argílica intermediária. No geral, essa alteração é reconhecida como zonas de alteração brancas, verdes e cinzas, que ocorre devido à presença de H⁺, OH⁻, K e S, gerando lixiviação de Ca, Na e Mg dos aluminossilicatos, frequentemente penetrante e intensa, que tende a destruir a textura original da rocha. A assembleia mineral inclui a associação quartzo-sericita-pirita (Figura 3B), onde a pirita ocorre como o sulfeto principal, ocupando até 10% do volume da rocha, podendo ser acompanhada por calcopirita, que raramente representa mais de 0,5% em volume. O corpo mineralizado se forma na região de contato entre as zonas sericíticas e as zonas subpostas, caracterizado pela cristalização de calcopirita, que pode representar entre 3 e 15% do volume, e pirita disseminadas na rocha. (Robb, 2005; Sillitoe et al., 2010; Biondi, 2015).

A **alteração argílica** tem origem no enriquecimento em sílica no sistema (Figura 3), devido à lixiviação de diversos elementos às temperaturas de 100 a 300 °C pela atividade de H⁺. Este tipo de alteração é considerado intermediária pela ocorrência de uma cor verde pálida, com quantidades limitadas de K, Ca e Mg restantes na rocha, possibilitando a formação de montmorilonita, illita, muscovita (ou sericita), clorita, calcita e esmectita, podendo ocorrer magnetita, specularita e pirita como vênulas e disseminados. A argilização avançada ocorre quando o sistema apresenta características de alta razão fluido/rocha, tipicamente por metassomatismo ácido, que provoca a lixiviação intensa dos álcalis. Usualmente, este tipo de argilização está presente na parte superior de depósitos de cobre porfirítico do tipo vulcânico em sistemas geotermiais ativos ou epitermais. É caracterizada pela presença de quartzo, andaluzita, diásporo, dickita-

caulinita, e raramente pirofilita, coríndon, alunita, e calcopirita e bornita, estas últimas podendo estar acompanhadas de enargita, tenantita e sulfoarsenitos. Barita e enxofre nativo ainda podem ocorrer como veios de estágios finais, além de corpos semi-maciços de pirita ou agregados de marcassita, com calcedônia ou quartzo-alunita associada. (Groves et al., 2003; Robb, 2005; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010; Biondi, 2015).

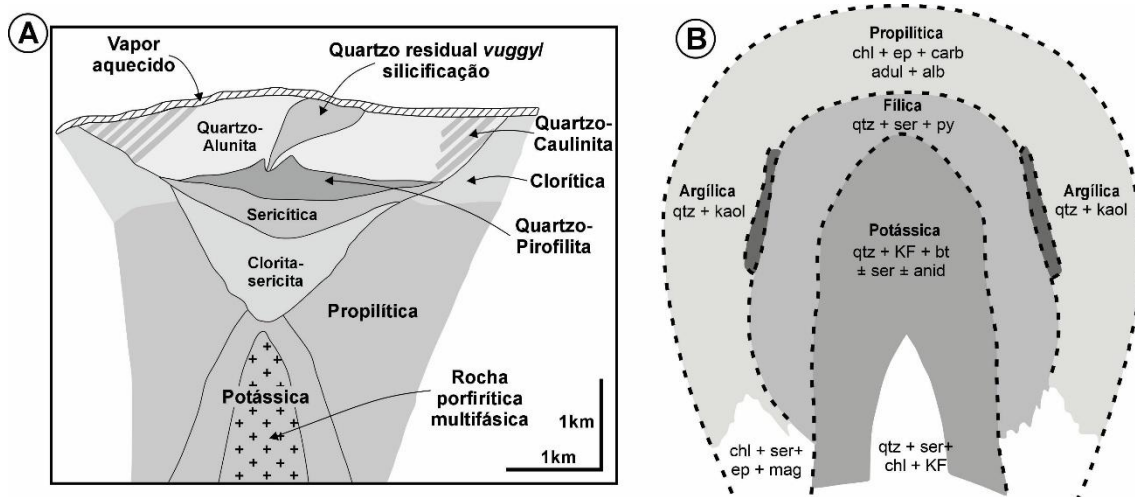


Figura 3: Esquemas de zoneamento de alteração hidrotermal. (A) Zonamento das alterações hidrotermais, com padrão telescopado a partir da intrusão central responsável por mineralização do tipo pórfiro (Fonte: modificado de Sillitoe, 2010); (B) Esquema da distribuição espacial das alterações hidrotermais em torno de uma intrusão porfírica idealizada (Lowell e Guilbert (1970)).

3.1.3. Depósitos Epitermais

Proposto por Lindgren (1933), o termo epitermal foi usado para se referir a depósitos formados em porções mais rasas (epizonais) de sistemas hidrotermais associados a intrusões, frequentemente encontrados em ambientes de arcos vulcânicos subaéreos, a temperaturas inferiores a 300 °C (Cooke & Simmons, 2000; Hedenquist, 1994).

Esses depósitos são fontes importantes de Au, Cu e Ag, ademais de consideráveis teores de Bi, Te, Sb, As e Hg, formados em condições de baixas temperaturas, as quais podem ocorrer em dois diferentes depósitos epitermais, classificados como *high-sulfidation* e *low-sulfidation*, com uma categoria intermediária denominada *intermediate-sulfidation*. Esta classificação é baseada no fluido associado ao processo metalogênico, condição do pH e estado de oxidação do S. Os ambientes tectônicos de ocorrência dessas jazidas também se tornam distintivos, onde os depósitos epitermais *high-sulfidation* ocorrem associados a zonas de subducção e a vulcanismo de arco, e depósitos epitermais *low-sulfidation* ocorrem em ambientes extensionais como *rifts* ou bacias de retroarco (Hedenquist, 1996; Biondi, 2005, 2015).

Mineralizações Epitermais *High-Sulfidation*

O termo depósitos epitermais high-sulfidation foi originalmente proposto para se referir a um estado inicial relativamente oxidado do enxofre contido nos fluidos do sistema hidrotermal rico em SO_2 (g), HSO_4^- e SO_4^{2-} (Hedenquist, 1987). Estes depósitos ocorrem tipicamente em ambientes de arcos de ilha ou arcos continentais andesíticos-dacíticos cálcio-alcálinos, com contexto estrutural de stress neutro a moderadamente extensional (Arribas Jr. 1995; Sillitoe e Hedenquist 2003). No geral, este tipo de depósito é relacionado com a evolução dos fluidos hidrotermais que geram mineralização do tipo pórfiro de Cu e Mo, onde o minério é composto por uma mistura de ouro, ouro-prata e enargita em uma ganga de alunita, pirita, pirofilita, barita e caulinita, se hospeda em rochas vulcânicas do arco magmático (Richards, 2011).

Estes depósitos são condicionados por forte controle estrutural, o que causa uma rápida ascensão dos fluidos, os quais, em geral são gerados a partir de uma intrusão, que em determinado estágio da cristalização, com pressões mais elevadas, há a coexistência do magma com um fluido de estado supercrítico, e quando este sistema alcança pressões menores aproximadamente 1,4 kbar, há a exsolução de duas fases aquosas, (i) fluido de alta salinidade e densidade e; (ii) fase rica em compostos voláteis de salinidade moderada a baixa, que ascenderá aos níveis crustais mais rasos, podendo formar mineralizações epitermais (Richards, 2011).

Com a ascensão da pluma hidrotermal, os fluidos magmáticos de composição H_2SO_4 e HCl iniciam o processo de *boiling*, onde a interação desse fluido com a rocha encaixante causa a redução do pH, e os fluidos, mais ácidos, favorece uma intensa lixiviação de minerais e elementos químicos presentes nas rochas onde estes fluidos percolam, restando sílica e argilominerais residuais, evidências de alteração hidrotermal e gerando a uma porosidade secundária, necessária para a deposição dos metais transportados em solução nos fluidos. Nestes depósitos, Au e Cu são transportados tanto por compostos sulfetados, Au (HS), quanto cloretados, AuCl_2^- , cuja estabilidade geoquímica é controlada pela temperatura, pH, fO₂ e mistura com água meteórica. Além disso, o estudo de inclusões fluidas indica que a maioria das soluções que depositam os metais apresentam salinidade em torno de 2-5% NaCl (até 30%) abaixo da zona mineralizada (Sanger-Von Oepen *et al.*, 1990).

Uma das feições características dos depósitos epitermais do tipo high-sulfidation é a presença de corpos maciços cavernosos silicosos, denominados sílica cap e vuggy

sílica, que ocorrem na porção central da pluma hidrotermal, pela atuação de soluções ácidas ($\text{pH} < 2$) de fluidos quentes ($200\text{--}250^\circ\text{C}$) dominadas pela sílica residual. Nas adjacências desta, ocorre a zona de alteração argílica avançada, com a predominância de minerais como quartzo, alunite e argilominerais (Sillitoe, 2010; Biondi, 2015).

Mineralizações Epitermais *Low-Sulfidation*

Depósitos epitermais low-sulfidation são associados a zonas de esforços distensivos, como bacias de retro-arco, rifts continentais e arcos de ilha contendo vulcanismo bimodal (Sillitoe e Hedenquist, 2003; Richards, 2013). Esses depósitos são importantes fontes de Au e Ag, com elevados teores de As, Se, Sb e Hg, cuja origem não necessariamente está diretamente relacionada com magmatismo, e sim é influenciada pela ação de fluidos meteóricos e estão relacionados a regiões de anomalias geotérmicas capazes de gerar a movimentação de células hidrotermais em células de convecção (Richards, 2013).

Esse tipo de depósito é caracterizado pela presença de pirita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita, além do ouro que ocorre associado com o quartzo (e/ou calcedônia), adularia, calcita, rodocrosita, sericita, clorita e pirita (White e Hedenquist, 1995), onde adularia e calcita são indicadores da ação de fluidos com características de pH próximo a neutro (Buchanan, 1981). Os depósitos podem ocorrer de forma disseminada e/ou podem variar de veios a *stockworks*, que quando rasos exibem texturas de treliça, bandas coloformes e crustiformes, com sílica sínter (sílica opalina, porosa); quando profundos apresentam a textura de drusas e comumente alteração propilítica (Sillitoe, 1977; Buchanan, 1981; Heald et al., 1987; White et al., 1995).

Os fluidos ricos em Au que ocorrem nesses sistemas são caracterizados pelo pH próximo ao neutro e podem ser ricos em gases (CO_2 e H_2S), sendo o Au comumente transportado por compostos sulfetados na forma de $\text{Au}(\text{HS})$ devido a baixa salinidade ($<1\text{--}2$ wt% em peso de NaCl_{eq}) (Hedenquist e Henley, 1985). Por outro lado, os fluidos ricos em Ag são caracterizados por salinidade elevada (10-15 wt% de NaCl_{eq}) (Simmons et al., 1988). Em alguns sistemas deste tipo de depósito, os isótopos de O e H indicam que pode haver contribuição de água magmática, apesar da predominância de água meteórica (e.g. O'Neil e Silberman, 1974).

Mineralizações Epitermais *Intermediate-Sulfidation*

As primeiras informações acerca de depósitos epitermais *intermediate-sulfidation* foram descritas por Sillitoe (1993), no entanto, o termo *intermediate-sulfidation* só foi proposto por Hedenquist et al. (2000), como um subconjunto do estilo de depósito de *low-sulfidation*, abrangendo uma combinação das características dos depósitos *low-sulfidation* e *high-sulfidation*. Segundo aqueles autores, este tipo de depósito é caracterizado pela associação mineral tenantita-tetraedrita-calcopirita, além de galena, quartzo cristalino, carbonatos, silicatos de Mn e esfalerita pobre em ferro. Os fluidos tendem a ter baixa salinidade (< 2 wt% NaCl eq), com variações a depender do estágio de alteração; quando ricos em Ag, os fluidos tendem a apresentar mais índices de salinidade (3,5-7,5 wt% NaCl eq), quando ricos em Au, os fluidos são mais ricos em CO₂, e a salinidade em geral não ultrapassa 3,5 wt% NaCl eq (Sillitoe, 1993; Hedenquist et al., 2000).

3.1.4. Depósitos de *Skarn*

O *skarn* é definido como um litotipo de composição mineralógica predominantemente cálcio-silicatada, formado por metamorfismo regional, de contato, ou metassomático, envolvendo hidrotermalismo, geralmente associado a intrusões ígneas em rochas que contenham algum calcário (Meinert *et al.*, 2005, 2007; Liu *et al.*, 2016). De maneira geral, o ambiente intrusivo proporciona a maioria dos *skarns* encontrados, mas eles também podem ocorrer em zonas de falhas, cisalhamento, sistemas geotermiais rasos e terrenos metamórficos soterrados (Meinert, 2007; Figura 4). São rochas compostas por quartzo, calcita, granada, piroxênio e anfibólio, comumente descritas com zoneamento mineral, com granada nas parcelas proximais às fontes de soluções hidrotermais, piroxênio na parcela distal e vesuvianita no contato entre o *skarn* e o mármore encaixante, no entanto, a ocorrência da mineralogia típica é também influenciada pela composição do intrusivo, da rocha encaixante e dos fluidos hidrotermais (Burt, 1977; Pirajno, 2009; Liu, 2016; Meinert, 2007; Mello & Bettencourt, 1998)

Essas rochas formam depósitos de alto volume mineralizado, e encontram-se distribuídos ao redor do mundo, genericamente correlacionados a cinturões orogênicos (Burt, 1977; Meinert, 2007; Pirajno, 2009; Liu, 2016), e de acordo com a posição da mineralização, em relação ao plúton gerados da solução hidrotermal, os *skarn* pode ser classificado como *exoskarn*, formado na rocha encaixante do intrusivo, gerando halos de alteração hidrotermal extensos; ou como *endoskarn*, gerado em direção ao interior do intrusivo, no contato com a rocha encaixante (Burt, 1977; Meinert *et al.*, 2005).

As principais substâncias encontradas nas mineralizações de *skarn* são: metais como Fe, Cu, Au, Zn, Pb, Mo e W (Figura 4), minerais industriais como asbesto, magnesita, talco e wollastonita, e gemas como granada, scheelita e vesuvianita (Pirajno, 2009; Mousinho *et al.*, 2014). Nesse contexto, embora seja difícil correlacionar um tipo de depósito a um ambiente tectônico, a bibliografia mostra de depósitos de *Au-skarns* têm sua origem comumente relacionada a bacias de retro-arco associada a plútons gabróicos e dioríticos que formam *endoskarn* em abundância, com alto metassomatismo sódico e ausência de Sn-Pb (Meinert, 1993; 2007).

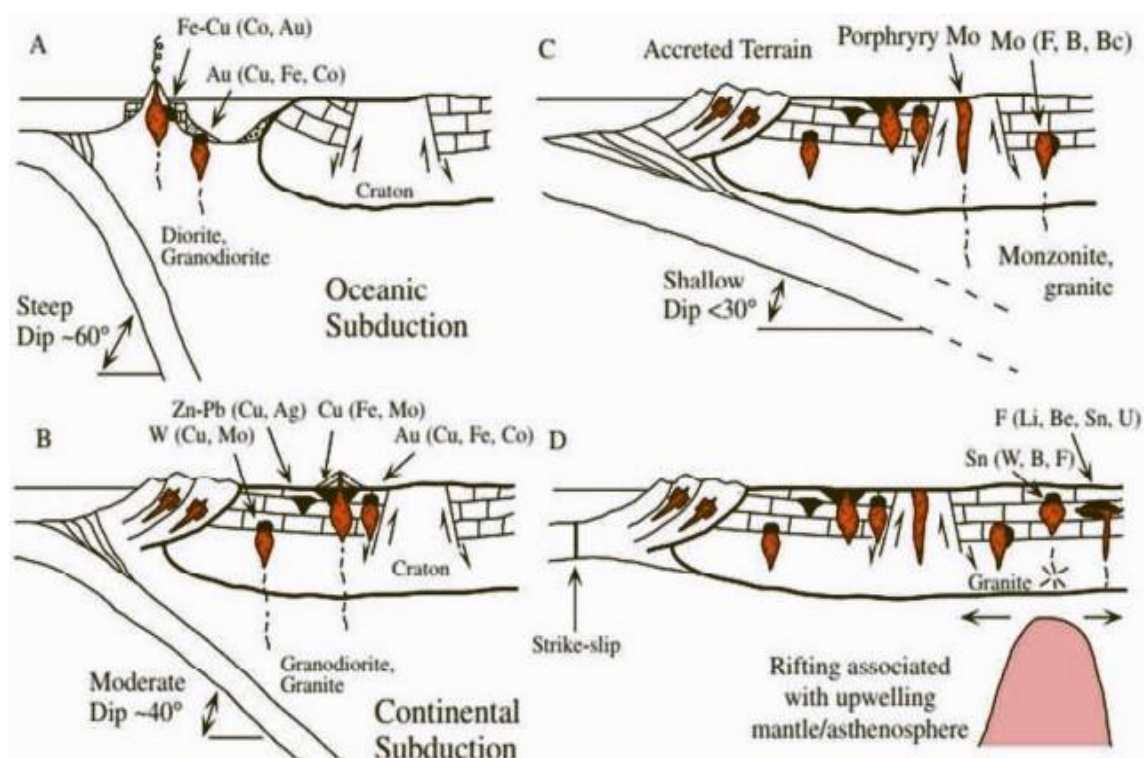


Figura 4: Modelos tectônicos da formação do skarn, idealizados por Meinert (2005).

3.2. Estilo estrutural de veios mineralizados

Em contextos convergentes de placas, por consequência de esforços tectônicos dirigidos, algumas deformações na crosta são caracterizadas por zonas de cisalhamento (ZC) transcorrentes (Brown e Solar, 1998; Peacock, 1992; Wang & Ludman, 2004; Brogi, 2006). Essas ZC se desenvolvem devido ao acúmulo de deformação e deslocamento na conexão espacial de estruturas, resultando na formação de redes de cisalhamento em zonas onde a deformação se compartimenta e varia em intensidade (Fossen & Cavalcante, 2017). A interseção de ZC favorece a injeção magmática, migração de fluidos portadores de minério e formação de jazidas (Sabins, 1999). A análise geométrica de ZC e estruturas associadas, como veios, facilita a compreensão estrutural sobre a deformação das rochas, onde a análise dos veios, bons marcadores geométricos de deformação, fornece

informações acerca das características do fluxo de fluidos (Ramsay e Hubert, 1987; Micklethwaite et al., 2010; Maeder et al., 2014). O termo “cisalhamento de Riedel” refere-se a um padrão geométrico de fratura comumente associado a ZC transcorrente (Figura 5A), caracterizado por apresentar estruturas associadas classificadas como R, R', X, P, T e Y (Riedel, 1929; Ahlgren, 2001; Passchier e Trouw, 2005).

Em níveis mais profundos da crosta, as fraturas ocorrem apenas se a pressão hidrostática do fluido for suficientemente alta para manter a fratura aberta (Ramsay e Hubert, 1987). Quando essas fraturas são preenchidas por minerais precipitados a partir de fluidos hidrotermais, são chamados de veios, os quais podem ser reconhecidos com base em sua geometria, estrutura interna e relação angular com as estruturas de cisalhamento, os tipos de veios mais comuns, formados pela relação com a componente tensiva do campo de esforços responsável do cisalhamento (Hodgson, 1989). Veios associados a cisalhamentos podem se desenvolver de forma paralela, oblíquos e internos à ZC simples, na qual, a forma e a disposição espacial dos veios ocorre em resposta aos efeitos de rotação, encurtamento e dobramento ao longo da ZC (Lemarchand et al., 2012; Jacques et al., 2022). Veios oblíquos e extensionais são caracterizados por texturas internas laminadas ou bandas de deformação, e os veios com bandas de deformação podem resultar da justaposição, reabertura e amalgamação de vários veios paralelos que inicialmente se desenvolvem isolados, onde as bandas representam uma foliação incipiente e fraturamento mineral paralelo aos limites dos veios (Robert e Brown, 1986). Nesse contexto, veios de cisalhamento comumente exibem superfície estriadas, que tendem a ser paralelas às ZC, e são geradas pela reativação do cisalhamento no mesmo regime de deformação que controlou o desenvolvimento dos veios (Passchier e Trouw, 2005; Fossen & Cavalcante, 2017). Os veios mineralizados associados a ZC são caracterizados com base cinemática, sendo classificados como: i) veios tensivos, escalonados como dobrados e em arranjo conjugado; ii) veios oblíquos associados a cisalhamento tipo P, ou dispostos em bandas de cisalhamento tipo C (tipo S-dextral ou tipo Z-sinistral); iii) paralelas e associadas a estruturas de cisalhamento conjugado (Hodgson, 1989; Figura 5).

Segundo Beach (1975) e Jacques et al. (2022), fraturas tensivas paralelas ao eixo de esforço máximo, fraturas T, são raras, uma vez que a maioria das fraturas tensivas é orientada em ângulos baixos, fraturas R, ou altos, fraturas R', em relação a atitude da ZC. O desenvolvimento de fraturas dentro de ZC depende de fatores como a litologia e a reologia das rochas, onde fraturas R-R' são classificadas como fraturas de modo II (Figura

5F), embora a rotação dos blocos de Riedel dentro da ZC frágil resulte em espaços abertos ao longo de seus limites (Ahlgren, 2001). Um dos tipos mais conhecidos é a matriz de veios em Echelon, composta por veios individuais oblíquos à superfície de cisalhamento envolvente mutuamente paralelos (Figura 5B), onde essas matrizes são observadas em diferentes configurações estruturais, que são compatíveis com vários modelos mecânicos, o que dificulta seu uso como indicadores cinemáticos confiáveis da deformação das rochas (Beach, 1975; Cosgrove, 2007; Jacques et al., 2022).

No primeiro arranjo de matrizes (Figura 5B), os veios escalonados são oblíquos à zona de cisalhamento, e se desenvolvem individualmente, separados por tabiques de rochas não deformada, nas quais, com a progressão da deformação, esses veios se propagam em resposta à rotação induzida pelo cisalhamento simples, cuja geometria final é semelhante à formação de faixas ao longo de planos de articulação (Fossen, 2016). No segundo arranjo (Figura 5C), os veios se formam como fraturas tensivas no interior de ZC e ocorrem paralelamente ao esforço compressivo, e com ângulo elevado em relação ao limite da PDZ (Ramsay e Huber, 1987; Cosgrove, 2007; Gomez-Rivas et al., 2014). Uma vez registrada, a deformação progressiva por cisalhamento simples envolve a rotação sintética dos segmentos mais antigos dos veios, enquanto o crescimento de novos veios continua paralelo ao eixo de máximo encurtamento instantâneo (Ramsay e Huber, 1987; Figura 5C), resultando em veios com geometrias sigmoidais, tipo S ou Z, segundo a cinemática da ZC (denominados veios tensivos dobrados ou *vein gashes*; Hancock, 1985), que podem desenvolver arranjos do tipo *kink bands*, e estão espacialmente relacionados com veios escalonados não dobrados ou com forma de asa (denominados *wing veins*, *pinnate*, *horsetail* ou *branch cracks*; Blenkinsop, 2008; Jaques et al., 2022; Roy et al., 2022; Figura 5D e E). São fraturas que se desenvolvem escalonadas quando há uma rápida diminuição do deslizamento na terminação de uma fratura de cisalhamento (Pollard e Segall, 1987).

Na natureza, ZC se registram compartimentadas em várias estruturas de cisalhamento com orientação consistente em relação ao limite da zona de falha, formando estruturas conjugadas em relação ao eixo máximo dos esforços principais (Figura 5E e F): (1) a estrutura R se desenvolve em ângulo de 20° - 30° em relação ao limite da ZC, com um sentido de cisalhamento sintético; (2) a estrutura R' se desenvolve em ângulo de 70° - 80° em relação ao limite da ZC, com um sentido de cisalhamento antitético (Coelho et al., 2006). Nesse contexto, a abertura de espaço ocorre em ângulo obtuso às fraturas de cisalhamento conjugadas pelo deslizamento em direções opostas, onde os extremos dos

tipo R se abrem como veios de extensão pura, paralelos ao eixo de encurtamento instantâneo máximo, enquanto fraturas de cisalhamento R' se abrem como veios híbridos de cisalhamento tensivo (Coelho et al., 2006).

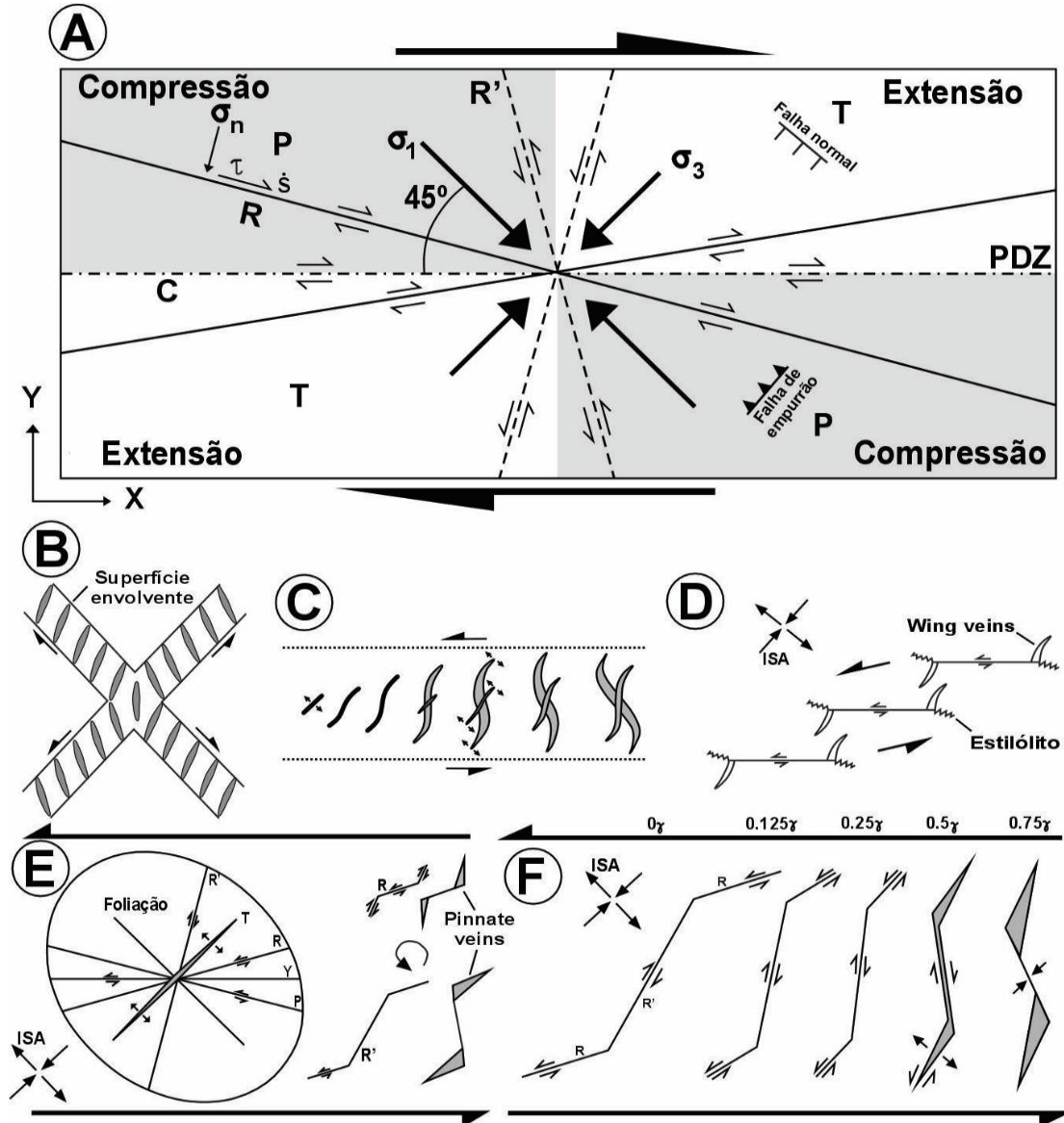


Figura 5: (A) Diagrama sintético de bandas de cisalhamento secundárias: R (Riedel), C e P e sua relação geométrica com o sentido de cisalhamento (dextral) em uma zona de cisalhamento dúctil; (B) típico de um conjunto conjugado de conjuntos de veios em echelon; (C) Desenvolvimento de veios de extensão sigmoidal em ZC; (D) Rachaduras de asa desenvolvidas nas pontas de fraturas carregadas em cisalhamento; (E) Orientação teórica de fraturas de tensão (T), de cisalhamento (R, R', P e Y) e foliação tectônica em um contexto de cisalhamento sinistral; (F) Diagrama esquemático do desenvolvimento de lacunas prismáticas em diferentes estágios do experimento análogo de deformação de cisalhamento. (Fonte: Coelho et al. (2006), Fossen (2016), modificado de Roy et al. (2022)).

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1. Compartimentação Tectônica

A Cordilheira dos Andes do Norte (Colômbia) é resultado da convergência das placas Caribe, Nazca e da microplaca Panamá com a Sul-Americana. Essa interação gerou

no extremo NW da América do Sul um padrão complexo de deformação cujas causas principais estão relacionadas com: i) subducção acrescionária sucessiva e magmatismo na margem pacífica; ii) subducção rasa da placa Caribe, com distensão no retro arco; iii) instalação de falhamentos transcorrentes com *trends* principais NE-SW; iii) reativação de suturas NW-SE e instalação de estruturas secundárias subordinadas (Ramos, 2009). Assim, a Cordilheira dos Andes resultou de um processo orogênico de colisão e acreção de terrenos de origens e idades diversa, que na porção norte, na Colômbia, se divide em três (3) grandes ramificações geologicamente independentes: Cordilheiras Ocidental, Central e Oriental (González, 2001).

A Cordilheira Ocidental foi originada pelo Arco Panamá-Chocó, originado pela colisão da parte sudeste do arco (Chocó) com a Placa Sul-Americana, cujo limite ocidental é a Zona do Canal do Panamá e limite sul é o sistema de falhas Garrapatas, se formou no Campaniano relacionado a subducção da placa Farallon e posteriormente da Placa de Cocos, borda sudoeste da Placa do Caribe (Cediel et al. 2003; Suter et al., 2008; Cediel & Shaw, 2019). Após a colisão com a América do Sul, a Microplaca Panamá foi formada. Essa placa é limitada ao norte da Placa do Caribe pelo empurrão descendente (cunha acrescionária) ao longo do Cinturão Deformado do Panamá Norte, que passa pelo Golfo de Urabá se unindo à Zona de Falha do Panamá Meridional, limite leste do Arco Panamá-Chocó; a sul da Placa de Nazca pelo Cinturão Deformado do Panamá Sul, o qual representa um prisma de acreção que preencheu a trincheira na continuação leste da Fossa da América Central, e a sudoeste pela zona de subducção da América Central (Defant et al., 1991; Reed e Silver, 1995; Mann, 1995; Barat et al. 2014).

Para o Arco Panamá-Chocó, dois terrenos foram definidos no Mapa Preliminar de Terrenos da Colômbia (Etayo-Serna et al., 1985), o Terreno Cañasgordas e Baudó. O Terreno Cañasgordas é limitado pela sutura Garrapatas-Dabeiba (Maastrichtiano tardio), evidência da acreção do Grupo Cañasgordas (Jurássico ao Cretáceo), que compõe o Terreno, à margem continental (Cediel et al., 2003; Bedoya et al., 2009; Cediel e Restrepo, 2011). Assim, o Terreno Cañasgordas é composto por uma crosta oceânica do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, e por rochas sedimentares, vulcânicas e plutônicas associadas a arcos do Cretáceo Médio (Cediel & Shaw, 2019).

O sistema de falhas Garrapatas-Dabeiba é representado por uma ruptura na crosta oceânica que delimita o Arco Chocó ao norte. A falha Garrapatas corresponde a uma paleotransformação na placa Farallón (transcorrente no Mesocenoico tardio). Durante a orogenia andina do Norte, a falha Garrapatas possibilitou a interação cinemática da

placa do Pacífico e do Arco Chocó com a placa Sul-americana, e, juntamente com a falha Dabeiba ao norte, favoreceu a acreção do Terreno Cañasgordas no final do Cretáceo (Barrero, 1979; Aspden et al., 1987; Mountney & Westbrook, 1997; Pindell e Kennan, 2001; Cediél et al., 2003, 2010). O arcabouço tectônico representativo do modelo de arcos acrecionários descrito anteriormente é apresentado na Figura 6.

A Cordilheira Oriental é constituída por embasamento metamórfico proterozóico encoberto por sequências sedimentares marinhas e siliciclasticas do Paleozoico ao Cenozoico, dobradas e falhadas pelo encurtamento andino (Villamil, 1998; Sarmiento-Rojas et al., 2006). Esta Cordilheira é separada da Cordilheira Central mediante a sutura Otú-Pericos-Palestina que constitui um sistema de cisalhamento transcorrente regional, posicionado a W do vale interandino do rio Magdalena. Na Cordilheira Central, o embasamento é representado por rochas metamórficas de alto grau do Permo-Triássico, onde ocorrem migmatitos e anfibolitos ao leste (Vinasco et al., 2006). No centro e a oeste, afloram rochas metamórficas de baixo a intermediário grau (xisto verde, anfibolito e outros), assim como cinturões de xistos azuis do Jurássico e do Cretáceo, além de uma faixa de ofiolito desmembrado (Blanco-Quintero et al., 2014, Bustamante et al., 2017). A Cordilheira Ocidental apresenta características de contexto convergente, composta por rochas de origem oceânica do final do Cretáceo que foram acrecionadas à placa Sul-Americana durante o Mesozóico (Kerr et al., 1996; Villagómez & Spikings, 2013; Bustamante et al., 2016), cujo limite é marcado por cinturões metamórficos pareados de baixa T e alta P, espacialmente associados à sutura Cauca-Romeral (Restrepo & Toussaint, 1990).

No processo de formação do arco da Cordilheira Ocidental ao longo do cretáceo, no Campaniano-Maestrichtiano, ocorreu a formação dos terrenos Gorgona ao Sul, Sinú ao Norte e Cañasgordas ao centro (Cediél et al., 2019), todos de afinidade oceânica (Figura 6). A estratigrafia do Terreno Cañasgordas é representada por uma sequência vulcanossedimentar de bacia de ambiente oceânico que aflora no flanco oriental a cordilheira ocidental dos Andes do Norte, limitado a leste pelas falhas Garrapatas-Dabeiba (González, 1997; Cediél et al., 2019).

A subducção se estendeu até a ocorrência da interação das placas de Nazca e a microplaca Panamá, a qual gerou um padrão complexo de deformação relacionado a subducção acrecionária sucessiva, soerguimento da cordilheira ocidental, deformação em zonas de sutura e ativação de zonas de cisalhamento conjugadas, subducção rasa da placa caribenha e distensão no retro arco de San Jacinto (Ramos, 2009). Dessa forma, os

andes colombianos mostram uma combinação de falhamentos transcorrentes com trends principais NE-SW, reativações de suturas a noroeste-sudeste e instalação de estruturas secundárias subordinadas (Ramos, 2009).

Posteriormente à colisão do terreno Baudó (iniciada no Mioceno Inferior a Médio, entre 13 e 12 Ma), se desenvolveram as características relacionadas a uma convergência altamente oblíqua (Cediel & Shaw, 2003). Esta colisão foi seguida pela colisão do Terreno Panamá-Chocó, que se estendeu até o Mioceno médio, reconhecida por estruturas de tendência N-S, a qual origina o magmatismo Eoceno-Oligoceno na borda da grande província ígnea do Caribe, de composição monzonítica a granodiorítica (Duque-Caro, 1990).

A tectônica recente do noroeste da Colômbia traz uma mudança no ângulo de convergência entre as placas do Caribe e Nazca, que passa a ser oblíquo e causou a acreção do bloco Costa Rica com o Panamá-Chocó (BCRPC) (Kellog & Vega, 1995; Aleman et al., 2000; Taboada et al., 2000; Villagómez et al., 2011). Uma vez que a colisão finalizou, ocorreu o magmatismo de arco (Figura 6A), que se iniciou no Mioceno médio e se estendeu até o final do Mioceno, por consequência à subducção da Placa de Nazca e acreção do Terreno Baudó, no Eoceno. Esse magmatismo no terreno Cañasgordas tem idade entre 19Ma - 9Ma, com características cálcio-alcálicas (Cediel & Shaw, 2003). Esses plútons que intrudem o Terreno Cañasgordas na região de Cerro Frontino são comumente encontrados em áreas isoladas muito íngremes com morfologias acidentadas que dominam a paisagem, com alguns deles comumente atingindo mais de 3.000 m de altitude. Características geomorfológicas e estudos anteriores da Cordilheira Occidental sugerem que a elevação e exumação de blocos tectônicos que hospedam os intrusivos do Mioceno permitiram uma maior taxa de erosão e exposição superficial (Villagómez & Spikings, 2013). Grande parte desses corpos ígneos ocorre como intrusão no Grupo Cañasgordas, e compõem o Complexo Ígneo El Cerro (Gabro Cerro Frontino, La Horqueta e Morrogacho), o qual desenvolveu mineralizações polimetálicas como a do distrito mineiro Frontino-Morrogacho (Shaw et al., 2019).

Posteriormente a este magmatismo, ocorreu o aprofundamento progressivo do ângulo de subducção da placa devido ao entupimento da trincheira pela presença da subducção de Sandra Ridge, o que causou a migração do magmatismo para leste, em direção ao Vale do Rio Cauca a aproximadamente 8 Ma, caracterizado por *stocks* porfiríticos rasos, associados a origem de depósitos de minério no Cinturão Metalogênico do Médio Cauca. Este cinturão se localiza às margens da zona de falha Cauca-Romeral e

hospeda depósitos de Au-Ag e metais básicos associados aos plútons do Mioceno tardio ao Plioceno (6-8 Ma) (Leal-Mejía et al., 2019; Maya, 1992).

No Plioceno superior, a acreção Costa Rica-Panamá-Chocó é concluída, e a configuração das placas tectônicas se consolidou, sendo refletida atualmente nos padrões de sismicidade do tipo Benioff com profundidades intermediárias, e é observada sob as cordilheiras Central e Ocidental relacionadas à subducção da placa de Nazca em relação a Sul-Americana (Taboada et al., 2000). Por consequência de uma tectônica de deslizamento relacionada com subducção oblíqua, as cordilheiras Central e Ocidental geram um mosaico de blocos tectônicos delimitados por falhas alongadas a N-S (Aspden, 1984). Dessa forma, a região de Antioquia está enquadrada nos grandes sistemas de falhas aproximadamente perpendiculares, sendo o primeiro sistema de falhas representando pelas falhas de Palestina-Otú-Mulatos a leste, e Cauca-Romeral-Espírito Santo a oeste, as quais possuem direções coincidentes com as direções dos sistemas tectônicos presentes nos arcos andinos (Page, 1986; Toussaint *et al.*, 1987). O segundo sistema é constituído pelas falhas Monteloro, Nare, Nus, Caldera, Balseadero e El Bizcocho com direções aproximadas de NW-SW a E-W, incluindo ainda os lineamentos Cimitarra, que controla os rios San Bartolomé-Ité a leste, e Arma ou La Pintada a oeste (Figura 6B).

Feininger (1972) relata também a presença de sistemas menores, oblíquos, subordinados aos sistemas principais denominados “rabo de cavalo”. Page (1986) descreve também que esses sistemas de falhas são evidenciados por rochas cisalhadas e fraturadas com alteração e brechamento.

Dentre as estruturas regionais mais importantes na área de estudo, destacam-se: o sistema de falhas Romeral, o sistema de falhas do Cauca, e o sistema de falhas Garrapatas-Dabeiba (Figura 6B). O sistema de falhas Romeral define o traço de sutura de conjuntos oceânicos acrescidos do Jurássico ao Cretáceo Inferior, com diversas fases de movimento e reativação, cujo cisalhamento transpressivo dextro-oblíquo registra a exumação de conjuntos metamórficos e texturas de deformação tectônica com atitude N-S, que forneceram condições para a colocação de *stocks* e diques de pórfiro hipoabissal do Mioceno Superior e Plioceno-Pleistoceno, os quais hospedam pórfiros ricos em Au (Ag, Cu) e depósitos associados a veios epitermais e brechas de metais básicos Au-Ag (Ego et al., 1995; Cediel & Cáceres, 2000; Maresch et al., 2009; Cediel, 2011; Leal-Mejía, 2011; Bissig et al. 2017; Vinasco, 2018). O sistema de falhas do Cauca tem forma de sutura, com características de deslizamento lateral, onde a componente dextral apenas é inferida em determinadas localidades. O movimento desse sistema e a reativação das falhas

Romeral e Palestina registram as acreções do Cretáceo tardio-Paleoceno (Ego et al., 1995; Cediel e Cáceres, 2000; Cediel et al., 2003; Cediel & Shaw, 2019).

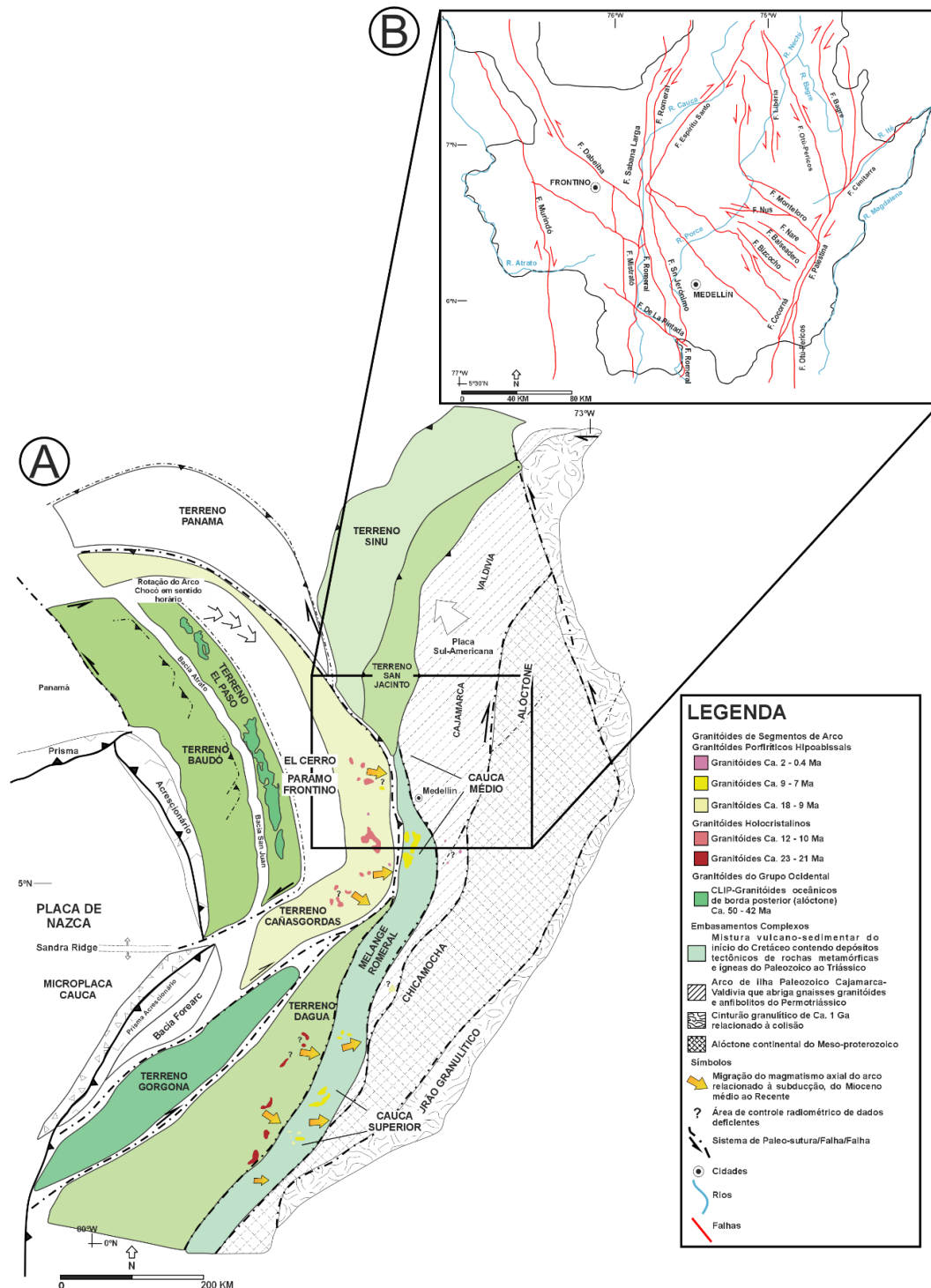


Figura 6: Configuração tectônica nos andes do Norte. (A) Limites de unidades litotectônicas (arcos) que afloram parcialmente na região dos andes do Norte. Modelo de terrenos e magmatismo de tipo arco, suítes magmáticas de arco do Oligoceno ao Pleistoceno: plútons e vulcanismo. Principais suturas; (B) principais sistemas de falhas na região de Antioquia. Modelo esquemático interpretativo da relação vetor tectônico (seta vermelha) e arranjo espacial dos sistemas de falhas. (Fonte: modificado de Cediel et al. (2019)).

4.2. Contexto Geológico da Área de Estudo

Com base no geológico de González e Londoño (2002), as unidades que afloram na região onde da mina Cuadrazón está localizada são: as rochas que compõem o Grupo Cañasgordas, e o Gabro Cerro Frontino (Figura 7).

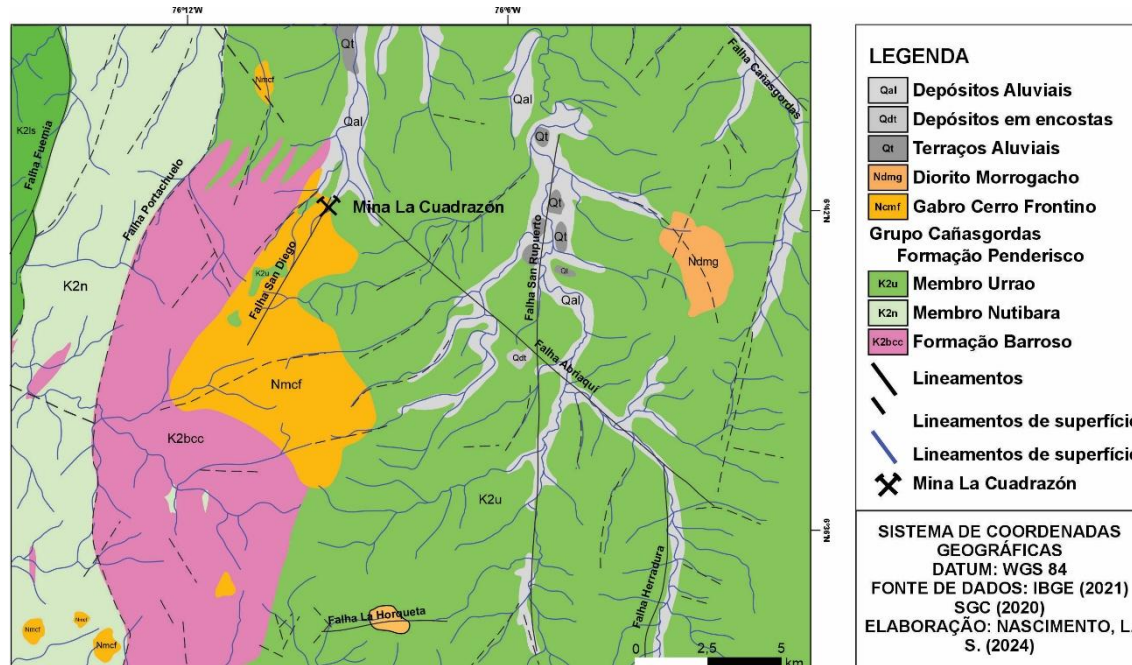


Figura 7: Mapa geológico da região de estudo, com a localização da mineração foco deste estudo. (Fonte: modificado de González e Londoño, 2002).

4.2.1. Grupo Cañasgordas

O Grupo Cañasgordas é definido por uma sequência vulcanossedimentar de bacia de ambiente oceânico que aflora no flanco oriental da Cordilheira Ocidental, sendo subdividida em duas formações: na base da sequência estratigráfica a Formação Barroso, e no topo a Formação Penderisco (Álvarez & González, 1978; González & Londoño, 2003; Figura 7). Segundo Álvarez & González (1978) e Page (1986), essa unidade ainda apresenta uma porção altamente deformada, com falhas e dobras orientadas de *trend* N-S a NW-SE.

Tectonicamente, a unidade é limitada ao norte pela falha Dadeiba-Cañasgordas, a oeste pelos sistemas de falhas do Rio Atrapo, a leste pelo sistema de falhas do Rio Cauca e a sul pela falha Garrapatas, além da falha Cauca Patía, entendida como a sutura que limita o Grupo Cañasgordas das rochas básicas do Complexo Quebrada Grande (González, 1997).

O conteúdo fóssilífero existente no Grupo Cañasgordas aponta para a idade cretácea, com a presença de bivalves indicando que o chert no qual estão inseridos é de ambiente marinho raso do Campaniano-Maestrichtiniano (González & Londoño, 2003).

4.2.1.1. Formação Barroso

Definida como a parte basal do Grupo Cañasgordas, a Formação Barroso foi inicialmente proposta por Álvarez & González (1978) como um complexo de lavas vulcânicas e piroclásticas intercaladas com rochas sedimentares, sendo composta por basaltos hipidiomórficos, holocristalinos e micocistalinos, basaltos toleíticos pobres em potássio e espilitos, com intercalações de lavas almofadadas, tufos, brechas e aglomerados de bombas e lapilli bombas soldadas, gerados em ambiente de arco e com idade entre 88 e 115 Ma (Idade inferida - Rodríguez e Arango, 2013a). Os dados obtidos por Toussaint & Restrepo (1978), González (2001), Villarraga (2016) e Correa et al. (2018), indicam idades isotópicas entre 70 e 90 Ma para rochas vulcânicas da unidade (K-Ar em rocha total, e U-Pb em zircão).

Segundo Rodríguez e Arango (2013a) e Rodríguez et al. (2016), geoquimicamente as rochas da Formação Barroso projetam no campo de andesitos com altos teores de álcalis, e basaltos toleíticos subalcalinos menos evoluídos. Segundo Geoestudios (2005) a geoquímica mostra duas tendências principais, uma associada ao P-MORB, relacionada ao Platô, e outra associada ao N-MORB, relacionada a subducção.

Rodríguez e Arango (2013) ainda descreveram na Formação Barroso um litotipo interpretado como prisma acrescionário da crosta oceânica, os Diabásios de San José de Urama, composta por diabásios e basaltos almofadados de série toleítica de baixo K e fonte mantélica T-MORB, com idade de $155,1 \pm 11,2$ Ma (Ar-Ar em rocha total).

4.2.1.2. Formação Penderisco

A Formação Penderisco aflora na forma de cinturões alongados e descontínuos tectonicamente limitados (González & Londoño, 2003), com uma evidente variação litológica que permitiu a sua divisão em dois membros: o Membro Urrao e o Membro Nutibara, os quais não apresentam um contato claro, com ocorrências isoladas de transição de um membro para outro a partir de variações de fácies laterais (Álvarez & González, 1978).

As rochas dessa unidade foram intrudidas no Mioceno por diversos plútons, o que resultou em centenas de metros de rochas com metamorfismo de contato nas porções adjacentes às intrusões (Álvarez & Gonzáles, 1978).

Álvarez & González (1978) caracterizaram o **Membro Nutibara** como uma sequência de finas camadas de calcário pelágico, composto por calcita, quartzo, material

argiloso e subordinadamente pirita, as quais ocorre intercaladas com chert negro, composto por lidita e por vênulas de calcita e de óxidos de ferro.

Segundo González & Londoño (2003), o Membro Nutibara aflora a oeste do corpo basáltico La Clara – Río Calle, que o separa do Membro Urrao, com o qual faz um contato normal a transitório a sul. O Membro Nutibara é composto por calcário, chert negro rico em matéria orgânica, sílex, silos, derrames basálticos, e subordinados arenitos e grauvacas líticas, que ocorrem com espessuras variáveis e na forma de estratos intercalados e são intrudidos por corpos ígneos do Mioceno Superior.

De acordo com González & Londoño (2003), os litotipos do Membro Nutibara não apresentam distribuição e proporção uniforme, e mostram as seguintes características:

Os calcários compõem entre 30 e 50% do membro, variando da base para o topo de rochas estratificadas intercaladas com sílex para rochas finamente intercaladas com folhelhos laminados, siltitos, liditas e arenitos líticos. São rochas finas, pretas, ricas em matéria orgânica e compostas por micrita com argila e material carbonáceo, que podem ocorrer em sequências de vários metros de espessura a camadas de 10 a 30cm intercaladas com outras rochas. Quando estratificadas, a estrutura é plano-paralela contínua e com contatos gradativos no caso de associação ao sílex. Estas rochas podem conter fragmentos líticos de calcário microcristalino, basaltos e grãos de quartzo e feldspato, além de microfósseis substituídos por calcita microcristalina.

O Chert ocorre finamente estratificado em camadas finas (até 20cm) e contínuas plano-paralelas de sílex preto a cinza claro intercalado com as camadas de calcário. São rochas geralmente fraturadas e dobradas, compostas por quartzo criptocristalino e estruturas circulares preenchidas com quartzo, interceptadas por veios quartzo-carbonáticos, onde a calcita substitui a sílica, preenche fraturas e origina a lidita calcária. Localmente ocorre a sericita em folhas finas dispersas e pirita disseminadas.

O conteúdo de microfauna presente no Membro Nitibara indica uma faixa cronológica do final do Cretáceo ao Paleoceno para a sua formação (Bourgeois *et al.*, 1982; Duque-Caro, 1989).

Segundo González & Londoño (2003), o **Membro Urrao** é composto por rochas predominantemente areno argilosas, ocasionalmente variando a conglomerados, arenitos líticos, grauvacas, siltitos siliciclásticos e argilitos, com finos bancos de sílex e calcário no topo, que podem apresentar dobras e falhas, e afloram em uma área de aproximadamente 1.400 km². Trata-se de uma sequência com mais de 3.000 m de

espessura (Toussaint, 1996; González, 1997) com contatos normais com as rochas da Formação Barroso, e transicional com as rochas do Membro Nutibara (González & Londoño, 2003).

As litologias deste membro, de acordo González & Londoño (2003) não são diferenciadas em mapa, e apresentam as seguintes características:

Os **conglomerados** ocorrem localmente, em bancos na base da sequência e intercalados com as demais rochas da unidade. São rochas cuja estrutura varia de grão suportada a matriz suportada, e seus grãos são compostos por fragmentos de rocha vulcânica básica, sílex e quartzo, os quais estão imersos em uma matriz de composição arenosa, variando a calcária ou silicea. Quando intercalados com arenitos e grauvas, atingem aproximadamente 10-15cm de espessura, e são compostos predominantemente por fragmentos de rocha sedimentar, enquanto os basais exibem uma transição para os arenitos conglomeráticos e arenitos grossos que os recobrem.

Os **arenitos e grauvas** ocorrem em estratos de espessuras variáveis, podendo alcançar mais de 2m, localmente separados por finos estratos de siltitos e argilitos, e são representados por arenitos líticos a arcoseanos, variando para grauvas líticas, com o teor de matriz entre 10 e 20% da rocha, e grãos compostos por quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. São rochas cujos grãos são subarredondados a subangulares, e podem ser gradativas em relação a granulometria, com a base marcada por superfícies de erosão em rochas mais finas, e estruturada com estratificação cruzada de pequena escala; já para o topo, predominam os arenitos finos com estrutura plano paralela fina, seguidos de arenitos e siltitos laminados em *flaser*. A coloração dessas rochas varia de cinza-esverdeadas, quando frescas, a branco amareladas ou avermelhadas, quando alteradas, podendo ainda variar de acordo com o conteúdo dos fragmentos líticos, cuja composição varia entre rochas vulcânicas basálticas, siltitos, sílex com micas, muscovita, argilitos silicosos, calcários, e raras biotitas.

Os **siltitos e argilitos** ocorrem interestratificados com as camadas de arenitos e grauvas, em finas camadas plano paralelas contínuas. A microscopia dessas rochas evidencia a estruturação laminada marcada por argilominerais intercalados com matéria orgânica e faixas silicosas. Os grãos são subangulares de quartzo, epidoto, feldspatos, fragmentos líticos e micas, com cimento localmente composto por calcário, que também pode ocorrer de forma secundária em fraturas preenchidas por calcita. A presença de clivagens de cisalhamento nessas rochas é evidência de atividade dinâmica na região, a qual origina rochas semelhantes a ardósia ou filitos, quando existe a intercalação com

rochas arenosas, as quais apresentam microdobras e microfalhas preenchidas por limonita ou calcita.

4.2.2. Complexo Ígneo El Cerro

A subducção da placa de Nazca e a interação com a placa do Caribe resultou no soerguimento da porção setentrional da cordilheira dos Andes da Colômbia, e essa subducção gerou arcos magmáticos orientados no sentido norte-sul, em grande parte intrusivos no Grupo Cañasgordas (Cediel e Shaw, 2003). Esse magmatismo (~ 12-10 Ma), marcado inicialmente por corpos cálcio-alcalinos associados à suíte Farallones-El Cerro-Dabeiba (Leal-Mejía, 2011; Leal-Mejía et al., 2019; Shaw et al., 2019), é relacionado à acreção do Terreno Baudó (Maya, 1992; Cediel e Shaw, 2003; Rodríguez e Zapata, 2011, 2012), o qual formou o arco Frontino-Botón, com a intrusão de novos corpos magmáticos, no flanco ocidental da Cordilheira Ocidental (Rodríguez e Zapata, 2012).

O arco Frontino-Botón é composto pelo Complexo Vulcânico El Botón e por um conjunto de plútons máficos a intermediários do Complexo Ígneo El Cerro (correspondentes ao mesmo contexto tectônico e com idades aproximadas entre 12 e 9 Ma), como os *stocks* Carauta, La Horqueta, Cerro Frontino e Morrogacho, cuja história de resfriamento está relacionada a diversos estilos de mineralização de ouro e prata, com uma auréola térmica metamórfica nas rochas sedimentares no seu entorno (Mejía e Salazar, 1989; González e Londoño, 2002; Buchely et al., 2009; Rodríguez e Zapata, 2012, Shaw et al., 2019). Em aproximadamente 8 Ma, após o término do evento plutônico do Complexo Ígneo El Cerro, houve um deslocamento do magmatismo para leste, na forma de *stocks* porfíricos rasos associados à gênese de depósitos minerais no Cinturão Metalogenético do Médio Cauca, o qual abriga depósitos de Au-Ag e metais básicos (6-8 Ma), como La Colosa, Buriticá, Marmato Miraflores e Nuevo Chaquiro (Maya, 1992; Gil-Rodríguez, 2010; Leal-Mejía, 2011; Lesage et al., 2013; Bartos et al., 2017).

Gabro Cerro Frontino

O Stock Cerro Frontino foi inicialmente nomeado por Álvarez & González (1978) como um corpo de 40 km² composto por monzonitos, monzodiorito e quartzo dioritos-tonalitos acinzentados a branco com aglomerados máficos ferromagnesianos, que ocorre como intrusão nas rochas Formação Penderisco do Grupo Cañasgordas, gerando metamorfismo de contato e mineralização do tipo *skarn*, texturalmente com características hipidiomórficas, equigranular média a grossa e maciça.

A composição mineral essencial é representada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, clinopiroxênio, anfibólio e biotita em porcentagens variáveis, onde o clinopiroxênio ocorre como máfico principal na rocha, podendo ser substituído por completo por hornblenda, mudando a classificação da rocha para hornblenda diorito. O plagioclásio mostra um teor de anortita variando entre An₃₆ e An₅₀, sempre exibindo geminações e frequentemente zoneamentos. A biotita geralmente é marrom e apresenta inclusões de cristais de zircão fortemente pleocróicos, que compõem a assembleia acessória, juntamente com o quartzo, apatita, titanita e minerais opacos, os quais podem ser sulfetos (Álvarez & González, 1978).

Posteriormente, a unidade foi renomeada por González & Londoño (2001), como Monzonita de Cerro Frontino, o qual foi detalhado por Rodríguez & Zapata (2012) como rochas de composição básica classificadas como piroxenitos hornblendíticos e biotíticos, clinopiroxenitos, gabros, gabros com biotita e dioritos piroxeníticos, e subordinados monzogabros e monzonitos. Texturalmente, são rochas hipidiomórficos a subidiomórficos inequigranulares, cuja mineralogia principal é composta por plagioclásio, clinopiroxênio e biotita, podendo conter, em menor quantidade, hornblenda e ortoclásio. A mineralogia acessória inclui apatita, titanita, quartzo, zircão e rutilo, além de minerais de minério como magnetita e cobre nativo. Rodríguez-García & Bermúdez-Cordero (2015) renomearam a unidade como Gabro Cerro Frontino, com a descrição de três pulsos, sendo o primeiro de gabros e piroxenitos; o segundo com gabros e dioritos, variando a piroxenitos; e o último com monzonitos que intrudiram os pulsos anteriores. Para aqueles autores, esses litotipos apresentavam as seguintes características:

Os **clinopiroxenitos** são representados por gabros, e locais dioritos, faneríticos inequigranulares finos a médios, hipidiomórficos a subidiomórficos, compostos principalmente por aegirina-augita (79–86%), altas concentrações de minerais opacos (podem alcançar até 25%), plagioclásio (~6%), micas como biotita e flogopita (1,2–8,4%), e podem conter anfibólio por uralitização do clinopiroxênio e olivina. A mineralogia acessória inclui titanita e apatita.

Os **gabros biotíticos e dioritos** são representados por gabros, dioritos e subordinados piroxenitos faneríticos inequigranulares finos a médios, hipidiomórficos a subidiomórficos, compostos principalmente por plagioclásio (sendo andesina nos dioritos, entre 60–75%, e labradorita nos gabros, 31–60%), clinopiroxênio (16 – 48% nos gabros, e 7–22% nos dioritos) e biotita, que pode ser titanífera (10–26% nos gabros, e 5–10% nos dioritos). Os anfibólios estão presentes como hornblenda e/ou actinolita nos

gabros como produto de uralitização do piroxênio, e nos dioritos pode ocorrer como hornblenda primária, e a mineralogia acessória inclui apatita, titanita e minerais opacos como magnetita.

Os **monzonitos e monzodiorito** são caracterizados como rochas holocristalinas faneríticas inequigranulares médias, hipidiomórficas, que podem mostrar a textura poiquilítica. São compostas principalmente por feldspato alcalino (7,4% em monzodioritos e até 44,9% em monzonitos) e aegirina-augita (2,8–18,1%), e subordinadamente por biotita (6–10%), quartzo e hornblenda, com a mineralogia acessória incluindo apatita, rutilo, titanita e minerais opacos.

Rodríguez-García & Bermúdez-Cordero (2015) ainda relatam que os minerais opacos são mais abundantes nas fácies máficas e ultramáficas, caracterizados por cristais de pirita cúbica e magnetita ovalada e rômica, que ocorrem como inclusões nos cristais de piroxênio e biotita, e intersticialmente a mineralogia máfica ou em planos de clivagem da biotita. Shaw *et al.* (2019) caracterizaram os corpos intrusivos que ocorrem na mina San Diego como piroxenitos, piroxênio-gabro e melanodioritos interceptados por diques pegmatíticos auríferos menores com cristais de clinopiroxênio, hornblenda, biotita e plagioclásio.

Recentemente Arrubla-Arango & Silva-Sánchez (2021) caracterizaram as rochas da unidade como gabros pioxeníticos faneríticos equigranulares finos a médios, compostos por plagioclásio (labradorita, 45%), aegirina-augita (36%), biotita (15%) e ortopiroxênio (4%), além de pequenas quantidades de hornblenda por uralitização do piroxênio; e dioritos faneríticos finos a médios, compostos por plagioclásio (andesina 62%), aegirina augita (17%), biotita (11%), quartzo (3%), hornblenda (3%) e opacos (4%) como pirita e magnetita.

O Gabro Cerro Frontino ao longo dos anos foi relacionado a diversas fácies composicionais justificadas pelos diversos pulsos composicionalmente variados, dessa forma, os dados geocronológicos obtidos por Leal-Mejía (2011) pelo método K/Ar, em cristais de biotita, indicam idades de $11,8 \pm 0,4$ Ma para a unidade. Já Rodríguez-García e Bermúdez-Cordero (2015) utilizando o método Ar-Ar em cristais de biotita obtiveram as idades $9,87 \pm 0,18$ Ma e $11,44 \pm 0,36$ Ma, além de uma idade de fechamento dos anfibólitos que indicaram que a intrusão foi anterior a $12,2 \pm 4,6$ Ma. Ainda segundo estes autores, essas idades seriam compatíveis com as de demais plútons relacionados ao Arco Botón.

O Gabro Cerro Frontino está inserido no Complexo Ígneo El Cerro (~ 11,8 Ma, pelo método K-Ar em hornblenda e biotita; Leal-Mejía, 2011) onde ocorre mineralização de Au (Cu, Zn, Ag, As, W, Co $\pm$ PGE) hospedada em diques, veios estratificados e disseminadas em zonas de contato, dentro de hornfels e *skarn*. A Mina San Diego fica localizada nas proximidades da mina Cuadrazón, sendo as vezes referida conjuntamente como minas San Diego-Cuadrazón-Las Hebras.

Na Mina San Diego, a mineralização de Au é exposta em escavações artesanais, onde os veios individuais são estreitos (1 – 10 cm de largura), cujo núcleo tem até 3 cm de espessura (Cediel & Shaw, 2019). Para Álvarez & González (1978), o ouro ocorre essencialmente associado a sulfetos como calcopirita, pirrotita e pirita, em uma ganga de quartzo e carbonatos, associados a soluções hidrotermais de temperatura entre 200 e 300°C e moderada pressão, distribuídos por toda a área do Stock Cerro Frontino.

Molina & Molina (1984) e Escobar e Tejada (1992) descrevem que na mina San Diego, os veios contêm ouro livre, calcopirita, pirrotita, molibdenita, scheelita, quartzo e calcita, onde a calcopirita e a pirrotita são os sulfetos mais representativos, e o ouro está intimamente associado a molibdenita. Ainda segundo aqueles, há duas etapas de deposição dos minerais metálicos, a primeira definida pela paragênese ouro + molibdenita + scheelita + cobaltina $\pm$ lollingita $\pm$ quartzo, e a segunda definida pela paragênese calcopirita + pirrotita + esfalerita + quartzo $\pm$ scheelita, onde o ouro está associado ao primeiro pulso, intercrescido com a molibdenita. Escobar e Tejada (1992) ainda relatam um metassomatismo magmático tardio de K por consequência do fluido mineralizado, com a formação de augita e diopsídio por hornblenda, e hornblenda por biotita rica em Fe.

Segundo Shaw *et al.* (2019), descrevem na região mineralizações de ouro associadas a cobre, zinco, prata, arsênio, tungstênio, cobalto e elementos do grupo da platina, hospedadas em diques, veios e zonas de contato dos corpos intrusivos e o hornfels, e mineralizações do tipo *skarn* na auréola de contato. Arrubla-Arango & Silva-Sánchez (2021), por sua vez, relataram que a pureza do ouro na região varia entre 50% e 80%, com o tamanho dos grãos do mineral de minério variando entre 20 μ m e 100 μ m, os quais ocorrem associados às bordas de cristais, ou como inclusões em calcopirita, pirrotita, galena e arsenopirita, e raramente ocorrem livres em cristais de quartzo ou carbonatos.

Um levantamento aerogeofísico realizado pela empresa B2Gold LTDA na região de El Cerro mostra que as concentrações de potássio radiogênico e zonas de alteração

permitem subdividir a região em três zonas de alteração (Figura 8): as zonas de alteração metassomáticas ocorrem ao longo de corredores de falhas de N-S a NNE-SSW, onde as zonas K+1 e K+2, notavelmente anômalas com enriquecimento de potássio, estão correlacionadas às bordas do *skarn* da intrusão principal de diorito/piroxenito, e a zona K+3, mais para a oeste da região, se relaciona com o diorito. Ainda segundo os autores, a variedade topográfica de ocorrência das anomalias de K indicam que as causas são fatores geológicos e não elevação.

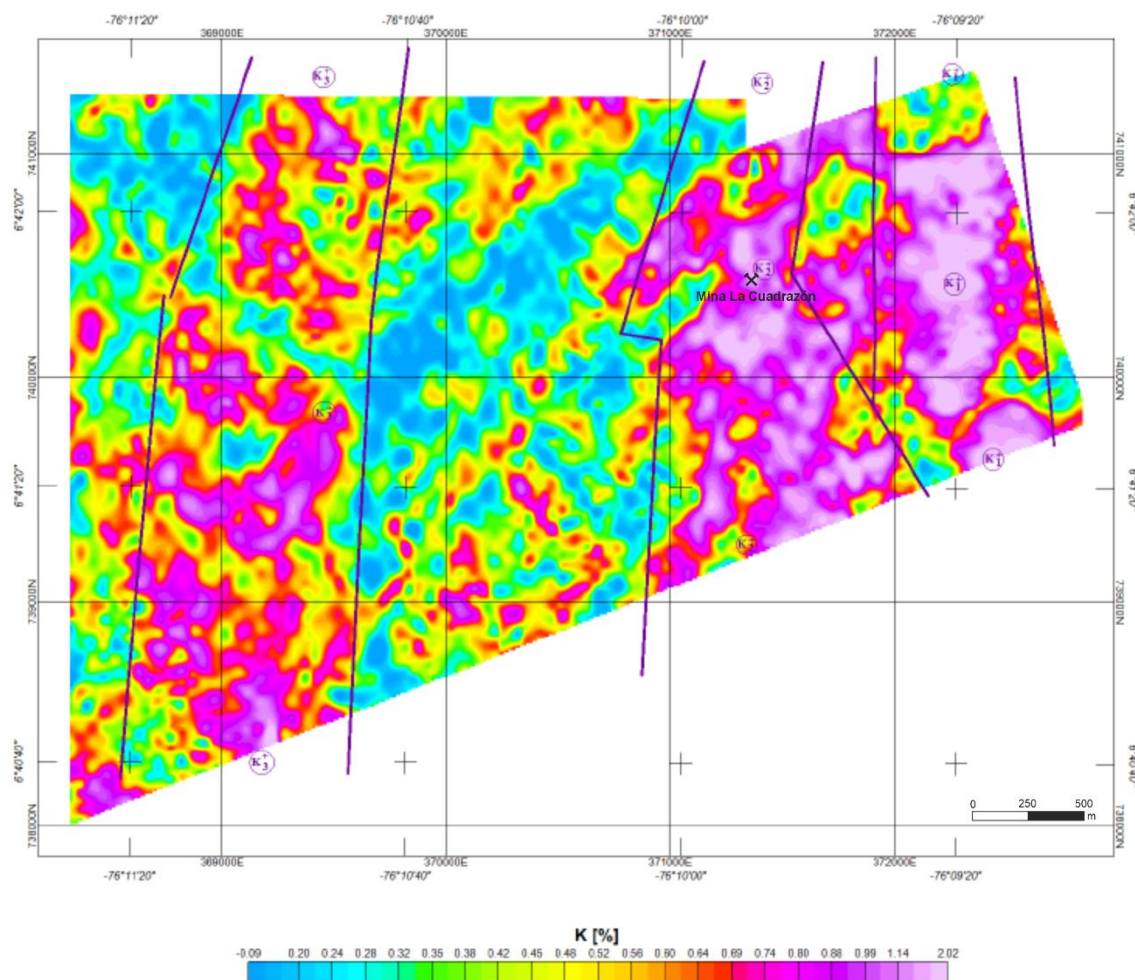


Figura 8: Concentração de potássio e alteração na região de El Cerro. Fonte: B2Gold LTDA (2012), relatório interno.

5. RESULTADOS

5.1. Geologia da Jazida Aurífera Cuadrazón

No interior da Mina Cuadrazón afloram três associações de litotipos (Figura 9, Apêndice A): gabro, diorito, correspondentes às rochas do Gabro Cerro Frontino, e *skarn* gerado por efeito termal (auréola de contato) durante o alojamento do gabro. Os veios quartzosos e quartzo-carbonáticos polimetálicos se hospedam principalmente nos gabros e piroxenitos (Figura 9). Na auréola de contato, são observados sulfetos de Cu, Fe e Pb

disseminados, e falhas como Ánimas e El Carmen, com atitude dominante 355° - 030° az, deformam as rochas em regime rúptil.

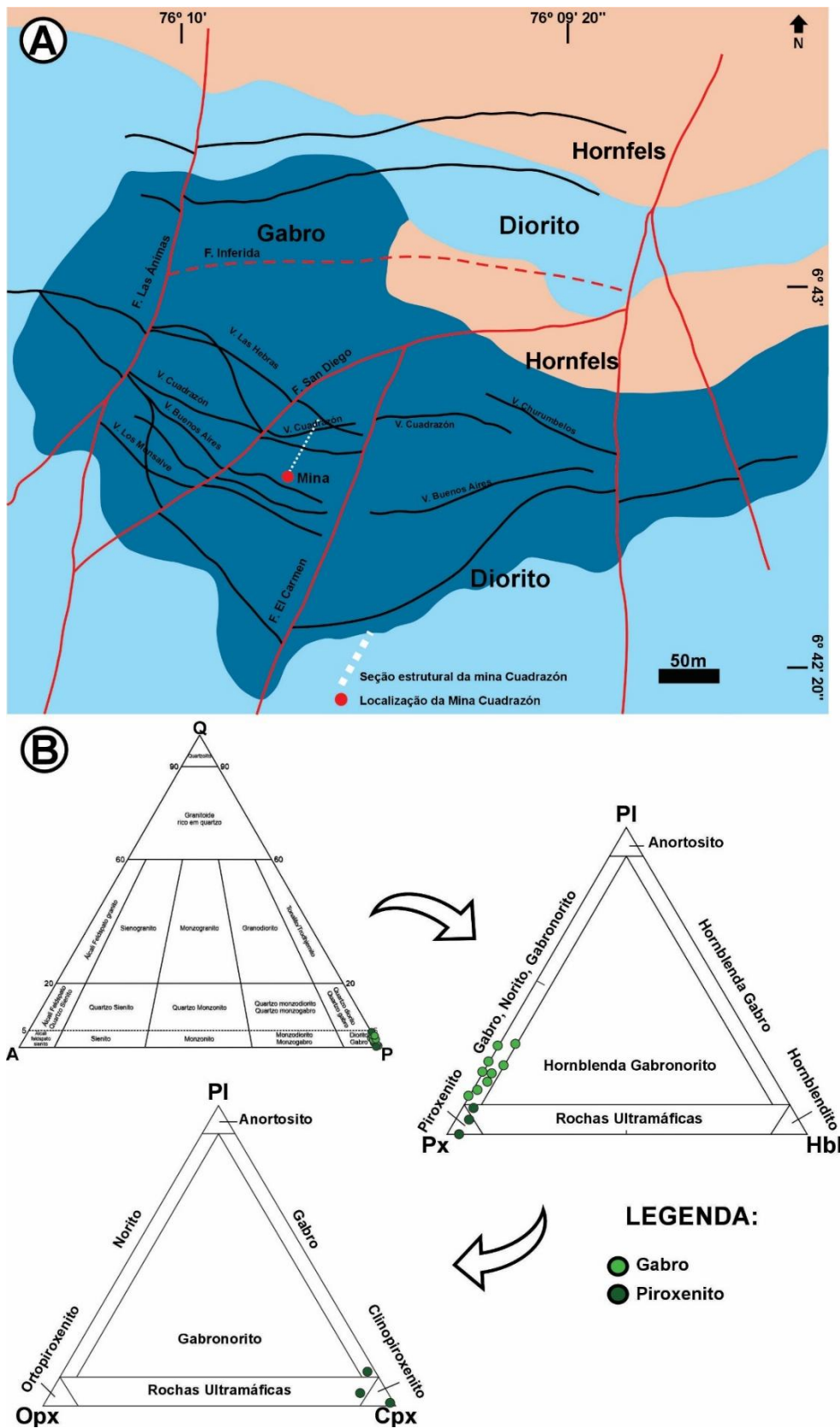


Figura 9: A) Mapa Geológico da área onde se localiza a Mina Cuadrazón. Distrito Mineiro El Cerro. B) Rochas plotadas nos diagramas de classificação de rochas Strecheisen (1976). I) diagrama de classificação de rochas ígneas plutônicas; II) diagrama de classificação de rochas máficas; III) diagrama de classificação de rochas ultramáficas.

5.1.1. Associação de Gabros

A associação de gabros é dominante na área da mina. É composta por gabros, variando de gabro biotítico a gabro piroxenítico, piroxenito restrito e bolsões de diorito (Figura 10B, C e D). São rochas que afloram na forma de um corpo alongado orientado para N30E, com relação de contato intrusivo com os arenitos carbonáticos do Membro Urrao do Grupo Cañasgordas (Figura 10A), as quais exibem uma zona *skarnítica* e silicificação pervasiva, e é intrudido pelo diorito. Em afloramento são rochas de aparência maciça, de cor cinza escuro a esverdeado, textura fanerítica inequigranular fina a média (Figura 10). Comumente apresentam xenólitos de carbonatos areníticos, e deformação por zonas de cisalhamento, com intensa silicificação. São constituídas por (Apêndice A) augita (70 - 90%) e plagioclásio (~ 10 - 17%), como acessório ocorre biotita (~5 – 10%), olivina, apatita, magnetita (até 4%), rara hornblenda, e sulfetos de Fe e Cu, como pirita e calcopirita (até ~ 9%), além de clorita e anfibólio como secundários.

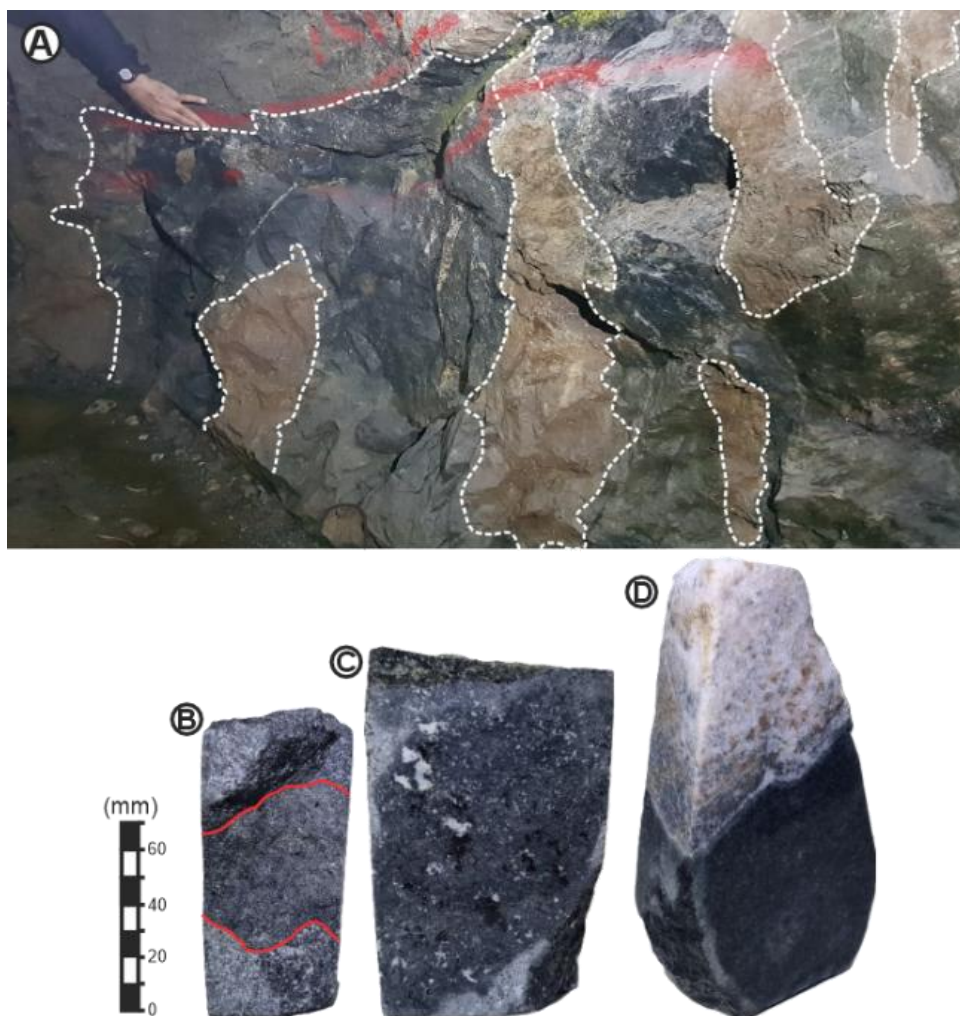


Figura 10: Registros representativos da associação de gabros. (A) Relação de contato intrusivo entre o plúton máfico e as rochas sedimentares; (B) Contato irregular entre o gabro cinza esbranquiçado (entre linhas vermelhas) e o diorito; (C) Gabro biotítico exibindo aglomerados máficos e fêlsicos; (D) Limite entre o gabro piroxenítico e o veio quartzo-carbonático rico em sulfetos.

Nessas rochas, observam-se cristais de **augita** em duas gerações. **Aug₁** consiste em cristais subédricos, com formato variando entre ovalado a subtabular (0,76 - 1,58 mm), com bordas corroídas e eixo maior definindo dois alinhamentos discretos perpendiculares entre si. Os cristais exibem intenso fraturamento acompanhado de uralitização (Figura 11B e E), e apresentam limites entre cristais retos a curvos entre grãos. Inclusões de cristais de apatita e magnetita não são raras, além de alteração para biotita e magnetita. **Aug₂** ocorre como cristais anédricos arredondados (0,17 - 0,96 mm), associados a cristais de biotita, com diversas inclusões de magnetita, além fraturamento e alteração parcial para hornblenda. O **ortopiroxênio** é pontual e ocorre de forma muito restrita como finos cristais intersticiais a augita.

O **plagioclásio** ocorre em duas gerações. **Pl₁** consiste em cristais subédricos a anédricos do tipo labradorita-bytownita (An_{27}), em geral intensamente fraturados e alterados para sericita e argilominerais, e as maclas, quando visíveis, estão deformadas, com extinção ondulante e formando geminação mecânica em cunha (Figura 11B). Nos litotipos mais evoluídos, estes cristais podem se apresentar em agregados de cristais com bordas corroídas e extinção ondulante zonada. **Pl₂** ocorre como cristais intersticiais subédricos a anédricos (0,14 - 0,34 mm), parcialmente alterados para argilominerais e sericita, e extinção ondulante.

A **biotita** ocorre em duas gerações. **Bt₁** consiste em cristais marrons subédricos (0,14 - 1,21 mm), associados às bordas de cristais de augita, acompanhando o alinhamento principal, com arqueamento de clivagem (Figura 11A), alteração para clorita e desenvolvimento de epidoto ao longo das clivagens, além de inclusões de magnetita e apatita. **Bt₂** ocorre como cristais anédricos (0,07 - 0,83 mm), de forma intersticial na rocha, no entorno de cristais de plagioclásio e augita (Figura 11C). O hábito pode variar a fibroso nas bordas do cristal que frequentemente estão alterados para clorita.

A **hornblenda** ocorre anédrica a subédrica, tanto como cristais tardios quanto como secundários (0,48 – 0,96 mm), em geral associada a cristais de augita, nas bordas ou como produto de alteração.

Os minerais opacos são magnetita, calcopirita e pirita, onde a **magnetita** ocorre anédrica (0,02 – 0,05 mm), raramente tendendo a cúbica, frequentemente intersticial a cristais de piroxênio, ou como inclusão, em geral límpida e com partições octaédricas visíveis, e com desmistura de ilmenita (Figura 11F); **calcopirita** e **pirita** ocorrem pontualmente disseminadas.

A **apatita** ocorre como cristais subédricos (até 0,11 mm) frequentemente em seção basal, associados às bordas e/ou como inclusão em minerais máficos como augita e biotita, e plagioclásio (Figura 11A).

O **diopsídio** tem sua ocorrência restrita à proximidade da zona *skarnítica*, pontual entre cristais de augita (Figura 11D).

A **olivina** é pontual e anédrica (~ 0,15 mm), tendendo ao hábito elíptico e intersticial a cristais de augita.

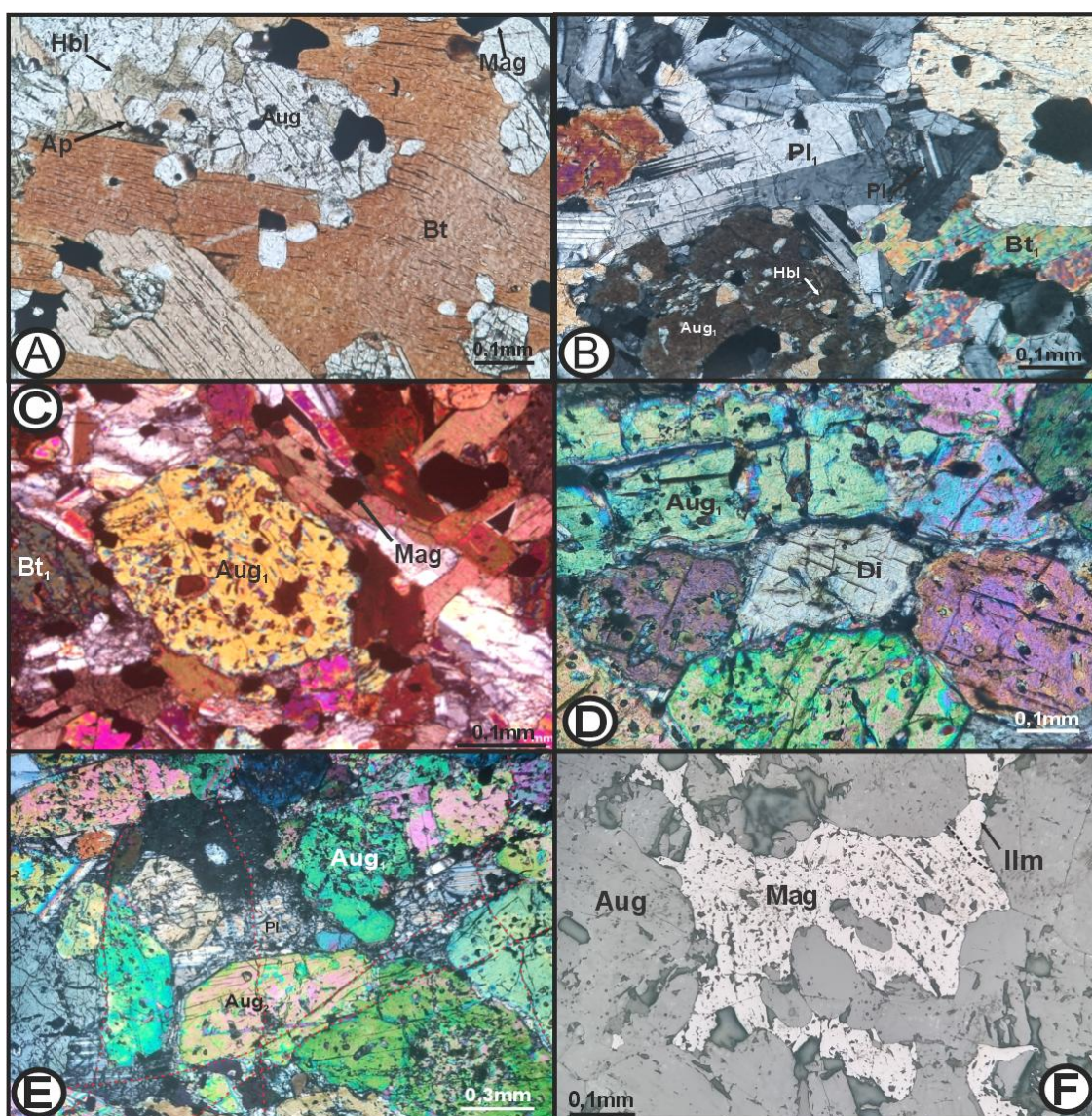


Figura 11: Fotomicrografias da associação de gabros. (A) Gabro piroxenítico com biotita associada às bordas de cristais de augita, com dobras nas clivagens e inclusões de apatita e magnetita. Hornbleda intersticial por uralitização do piroxênio; (B) Gabro piroxenítico com plagioclásio deformado formando geminação mecânica em cunha, e augita com uralitização pontual e inclusões de magnetita; (C) Cristal de augita elíptico com cristais de biotita no entorno das bordas corroídas, e magnetita disseminada; (D) Diopsídio pontual entre cristais de augita em piroxenito; (E) Fotomicrografia exibindo as duas gerações de augita e fraturamento intracristalino (linhas vermelhas tracejadas); (F) Magnetita intersticial a cristais de augita e com desmistura para ilmenita (Ilm). Legenda: augita – Aug, biotita – Bt, diopsídio – Di, ilmenita – Ilm, magnetita – Mag, plagioclásio – Pl.

5.1.2. Associação de Dioritos

O diorito aflora como variações locais do gabro e como diques intrudindo nele, com a composição variando de quartzo-diorito a diorito. São rochas de cor cinza esbranquiçado a cinza, localmente branca, com concentração de máficos entre 20 – 45%, textura fanerítica equigranular média, maciça. O contato entre os litotipos que compõem essa associação varia de irregular abrupto a transicional (Figura 12A, 13A), no qual é observado intenso fraturamento, com desenvolvimento de finos minerais máficos hidratados (biotita e/ou anfibólio) no diorito. São constituídos por plagioclásio (~ 52 - 56%), augita (~ 31%), biotita (~ 7%) e hornblenda (~ 4 – 8%), como acessório ocorre apatita, e opacos (~ 6%) como magnetita com treliça de ilmenita e pirita, além de muscovita como secundário. Restrito aos quartzo-dioritos, ocorrem quartzo intersticial, titanita, rutilo e zircão subédrico como acessórios.



Figura 12: Representação da variação composicional dos dioritos, do diorito (amostra à esquerda) ao quartzo-diorito (amostra à direita), e contato transicional entre os litotipos (amostra central).

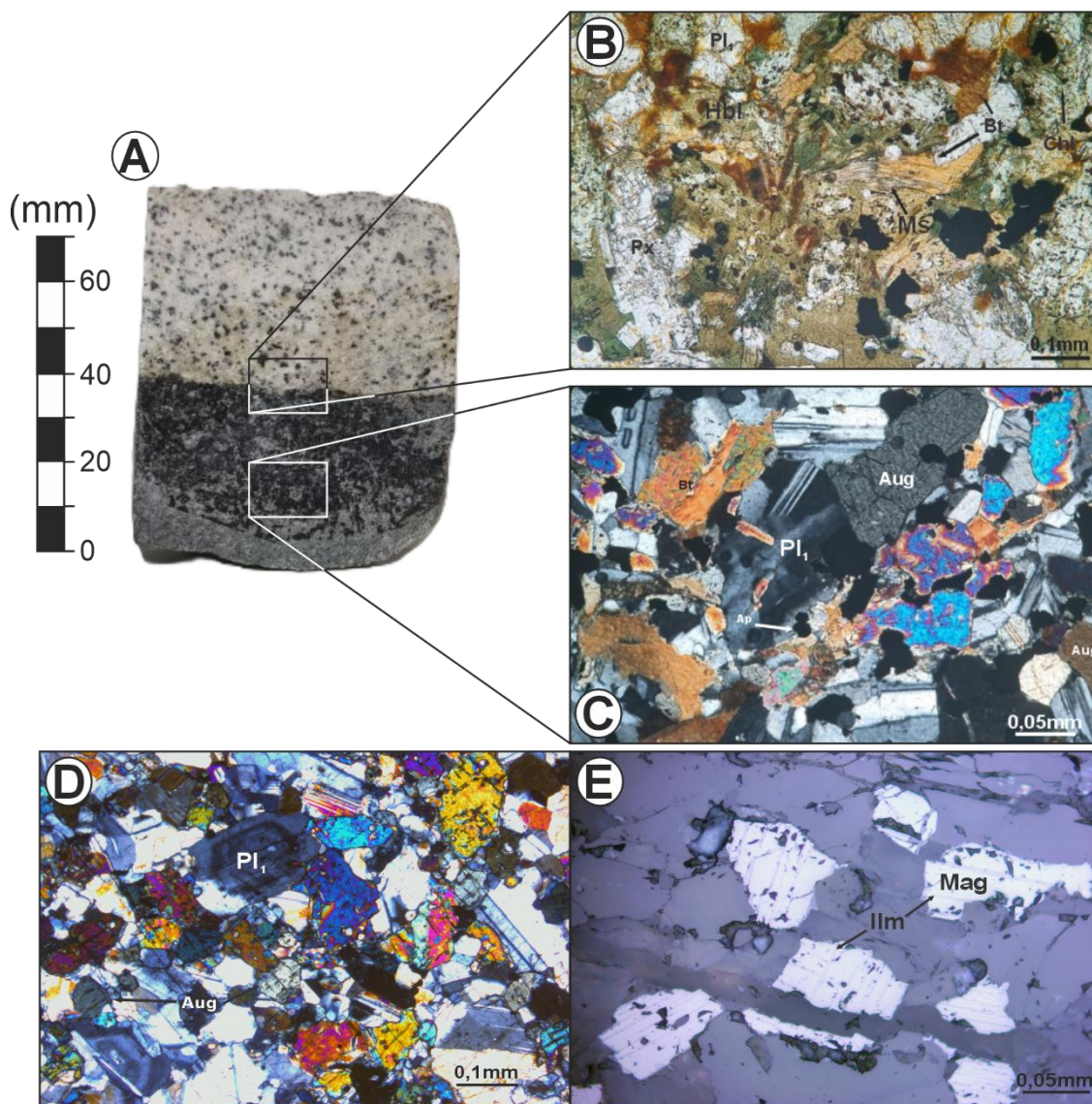
Nessas rochas são observados cristais de **plagioclásio** em duas gerações. **Pl₁** consiste em cristais subédricos subtabulares (0,22 - 0,61 mm), com maclas polissintéticas e/ou carlsbad perturbadas, apresentando extinção ondulante, zoneamento núcleo-borda, geminação mecânica em cunha e recristalização por migração de limite de grão (GBM) (Figura 13C e D), local sericitização, e isoladas inclusões de apatita, zircão e magnetita. **Pl₂** ocorre como finos cristais anédricos (~ 0,03 – 0,19) e límpidos, intersticiais a cristais de piroxênio e Pl₁, com maclas polissintéticas bem definidas.

A **augita** é anédrica (0,3 - 1,2 mm), com o eixo maior definindo discreta orientação preferencial em duas direções perpendiculares entre si, e com algumas inclusões de magnetita, apatita e biotita, além de alteração para anfibólio. A **hornblenda** anédrica a subédrica pode exibir um núcleo fantasma de clinopiroxênio, e inclusões de cristais de apatita, magnetita e titanita (Figura 13B e G).

A **biotita** ocorre em aglomerados máficos de cristais subédricos (0,08 - 0,51 mm) comumente associados às bordas de piroxênio, podendo seguir uma orientação preferencial, e exibir um discreto arqueamento de clivagens. No contato entre os litotipos, há alteração para clorita, com a perda de material ferroso, e alteração para **muscovita** (Figura 13B).

A **magnetita** é anédrica (0,01 – 0,4 mm), ocorre intersticial aos minerais máficos ou como inclusão. Podem ocorrer cristais isolados com desmistura de ilmenita em treliça (Figura 13E), e martitização, com o desenvolvimento de **hematita**.

O **quartzo** fino anédrico e intersticial (~ 0,03 – 0,19 mm). **Apatita** euédrica (~ 0,02 mm), **rutilo** anédrico (~ 0,03 mm), **titanita** anédrica granular a subédrica (0,04 – 0,25 mm), e **zircão** subédrico raramente zonado, ocorrem associados aos minerais máficos, localmente como inclusão.



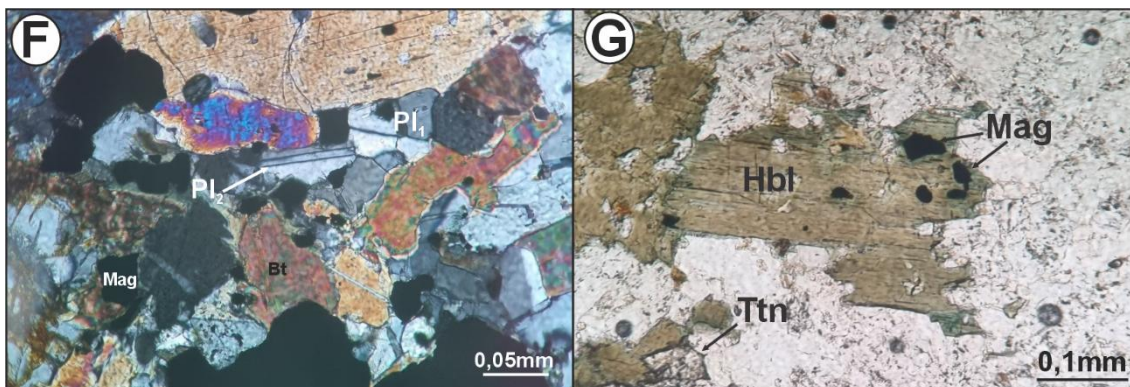


Figura 13: Registros representativos da associação de dioritos. (A) Contato abrupto entre o quartzo-diorito e o diorito; (B) Fotomicrografia do contato entre o quartzo-diorito e o diorito: na porção inferior da imagem, quartzo-diorito, e na porção superior, diorito, com cristais de plagioclásio intensamente fraturados e com fraturas preenchidas por material ferruginoso proveniente da biotita, biotita arqueada e alterada para muscovita, e hornblenda e clorita intersticial e de alteração com núcleo fantasma de piroxênio; (C) Cristais de augita com eixo maior definindo duas orientações preferenciais perpendiculares, acompanhada por biotita, plagioclásio deformado, com extinção ondulante, geminação mecânica em cunha e com recristalização por migração de limite de grão (GBM); (D) Plagioclásio exibindo zoneamento concêntrico; (E) Cristais de magnetita com desmistura de ilmenita em treliça; (F) Segunda geração de plagioclásio com macla polissintética indeformada; (G) Hornblenda subédrica com inclusões de magnetita e titanita. Legenda: augita – Aug, biotita – Bt, clorita – Chl, hornblenda – Hbl, ilmenita – Ilm, magnetita – Mag, muscovita – Ms, piroxênio – Px, plagioclásio – Pl, titanita – Ttn.

5.1.3. *Skarns*

O *skarn* se desenvolve na auréola de contato entre o intrusivo e os estratos areníticos-carbonáticos do Membro Urrao da Formação Penderisco (Figura 14A). São rochas claras, de cor cinza esbranquiçado a cinza esverdeado (Figura 14C), com a concentração de minerais máficos variando entre 10 – 55%, localmente alcançando 80%, e, assim como as rochas da associação de gabros, estão fortemente fraturadas, sendo interceptadas por veios milimétricos de composição quartzosa e quartzo-carbonática. Esses veios bem como as bandas de sulfetos estão associados a zonas de cisalhamento que deformam todos os litotipos (Figura 14A e B). A ocorrência do *skarn* caracteriza-se pelo aparecimento de diopsídio na rocha, cuja mineralogia principal é composta por augita, carbonato (~ 10 - 20%) e quartzo (~ 7 – 22%), além de magnetita e calcopirita como acessórios, e agregados de minerais máficos hidratados (biotita e/ou hornblenda) como secundários.

O piroxênio é do tipo augita e diopsídio, onde a **augita** ocorre como cristais subédricos a anédricos (0,072 – 0,55 mm), em geral alterados para hornblenda, biotita e magnetita, além de inclusões de calcopirita. O **diopsídio** ocorre como cristais subédricos pontuais (~ 0,4 mm), associados a cristais de augita e plagioclásio.

Os minerais máficos hidratados associados aos piroxênios são possivelmente **biotita** e a **hornblenda**, produtos de alteração, podendo associar-se com sulfetos (Figura 14D).

O **carbonato** ocorre como cristais anédricos (~ 1,35 mm) de calcita maclada, associado a cristais de quartzo, formando fitas félsicas descontínuas orientadas entre cristais de piroxênio (Figura 14D). As clivagens são bem visíveis com rara alteração central, e apresenta frequentes inclusões de fragmentos de cristais de piroxênio provenientes da rocha encaixante, o que traz a alguns cristais o aspecto poiquilitico. Cristais anédricos de **quartzo** ocorrem em geral associados ao carbonado, exibindo discreta extinção ondulante.

Magnetita anédrica é frequentemente associada a augita. Raramente ainda ocorrem cristais disseminados de **calcopirita** anédrica disseminada e oxidada, e **galena**.

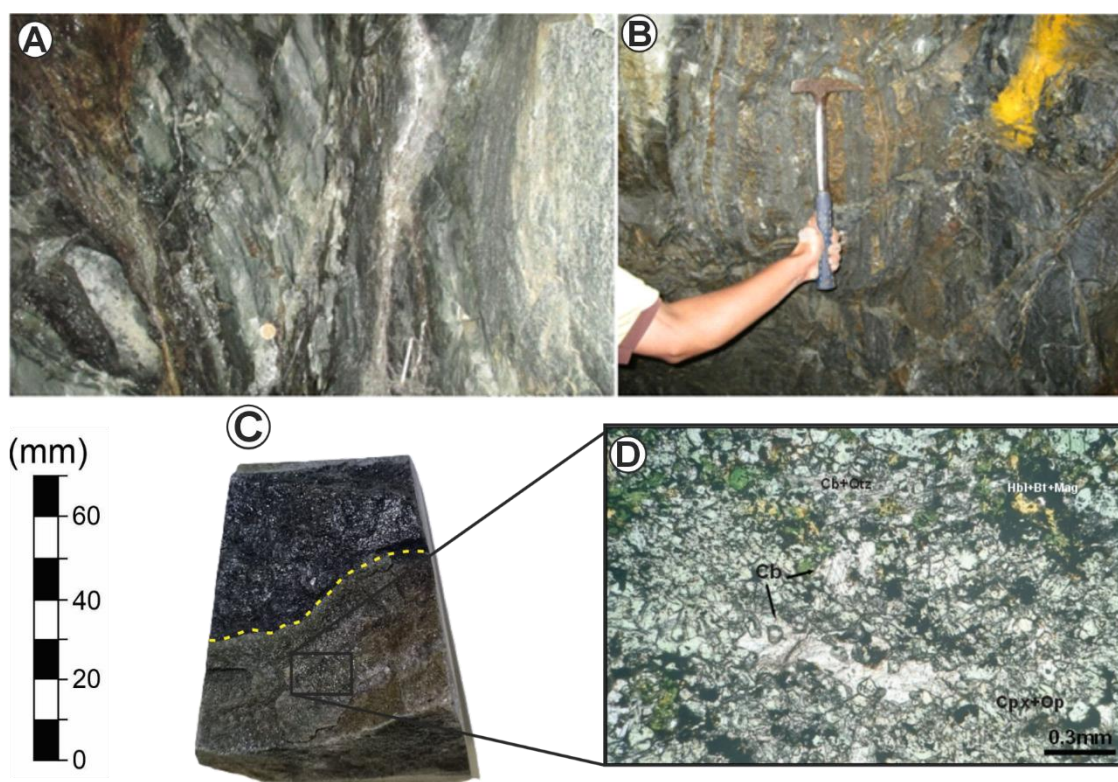


Figura 14: Fotografias representativas da associação de skarn. (A e B) Litotipos deformados por zona de cisalhamento e seccionados por veios de quartzo, carbonato e metálicos; (C) Contato entre o skarn e o intrusivo máfico; (D) Fotomicrografia do skarn com fitas de Carbonato+Quartzo entre cristais de clinopiroxênio, e alteração do piroxênio para combinação de Biotita+Hornblenda+Magnetita. Legenda: biotita – Bt, carbonato – Cb, clinopiroxênio – Cpx, hornblenda – Hbl, magnetita – Mag, ortopiroxênio – Opx, quartzo – Qtz.

5.1.4. Alteração Hidrotermal

A percolação dos fluidos nas rochas hospedeiras, predominantemente no gabro/piroxenito, resultou na reação química com minerais constituintes da encaixante, formando zonas de alteração hidrotermal (Figura 15). Essas reações são temporalmente distintas, e em geral ocorrem sobrepostas, o que dificulta a identificação da temporalidade e a compreensão da composição mineral. Na Mina Cuadrazón foram identificados pelo

menos quatro tipos de alteração hidrotermal: propilítica, sericítica, cloritização e silicificação.

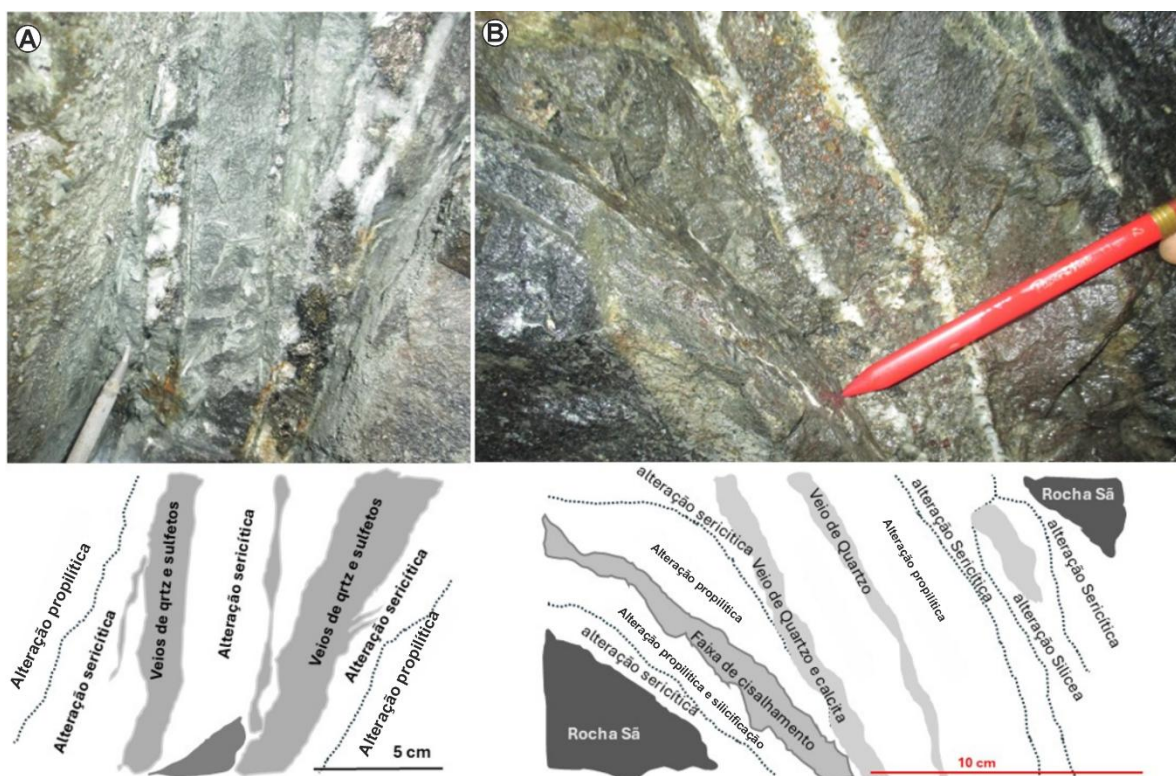


Figura 15: Halos de alteração observados em afloramento, com destaque para a alternância entre alteração sericítica e propilítica no entorno dos veios mineralizados.

A alteração **propilítica** é definida pela associação mineral clorita+epidoto+pirita±carbonatos, onde a clorita se apresenta como cristais finos pseudomorfos, formada a partir da alteração de minerais máficos, por vezes associada com hematita tabular (Figura 16E). Carbonato e epidoto estão mais intimamente relacionados a ocorrência do plagioclásio (Figura 16B). Associada a essa alteração ainda ocorre fluorita subédrica e apatita euédrica basal (Figura 16C e D). Essa sequência mineral evidencia uma cor esverdeada clara em destaque nas amostras (Figura 16A), ocorrendo de forma seletivamente pervasiva a pervasiva, podendo afetar localmente a completamente a rocha, neste último caso destruindo por completo as características originais da rocha encaixante.

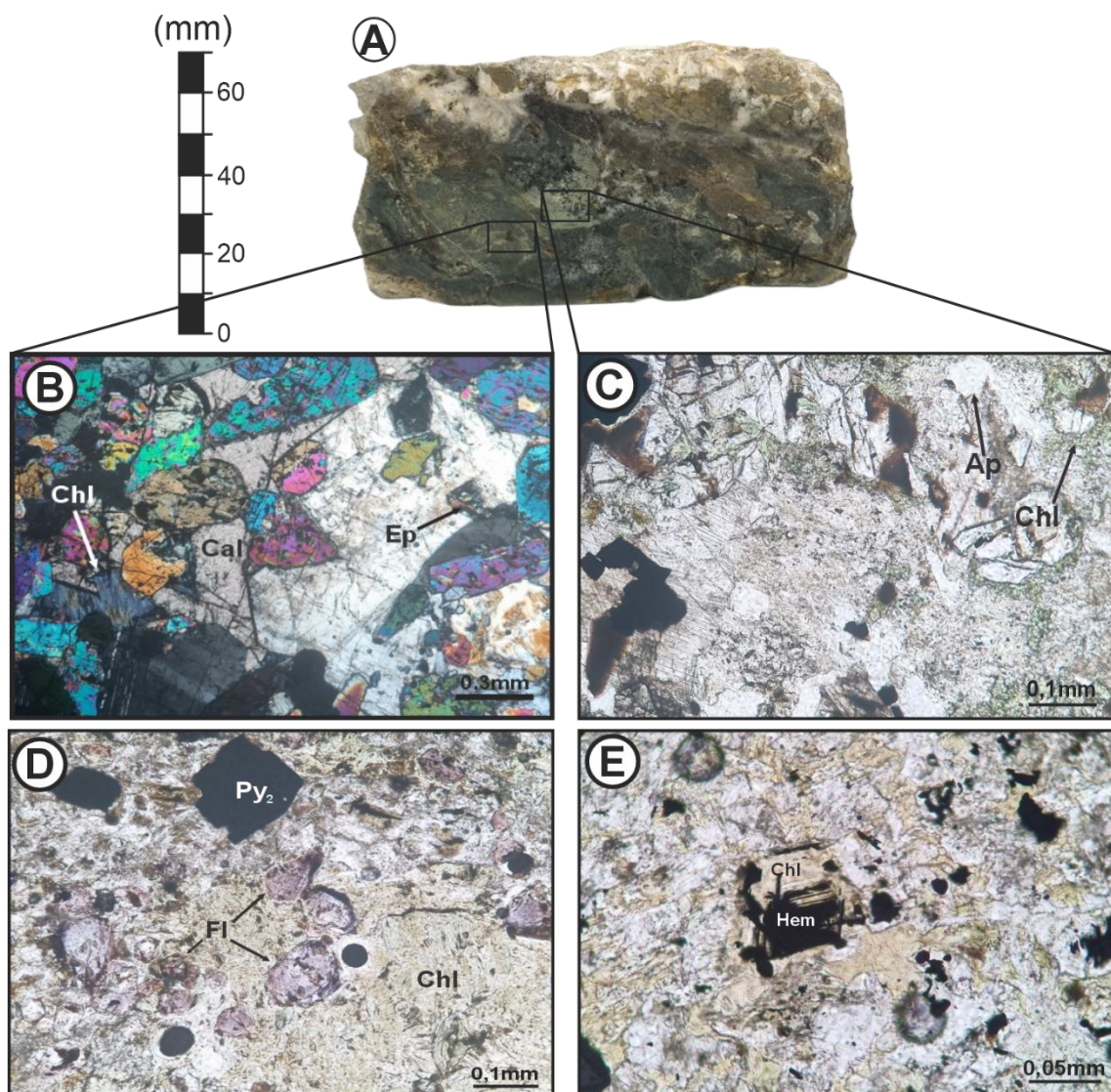


Figura 16: Representação da alteração propilitica. (A) amostra de mão exibindo clara mudança de coloração para um tom esverdeado claro; (B) Associação calcita+clorita+epidoto; (C) Ocorrência de apatita euédrica basal associada a clorita de alteração hidrotermal; (D) Fluorita subédrica tardia; (E) Agregado de cristais tabulares de hematita relacionados a clorita.

A alteração **sericítica** é caracterizada por uma cor esbranquiçada significativa da rocha (Figura 17A). Essa alteração ocorre de forma pervasiva, relacionada com as porções mais proximais aos veios mineralizados, marcada pela sericitização intensa de minerais da rocha, especialmente do plagioclásio (Figura 17C), e é definida pela associação sericita+quartzo+pirita (Figura 17B), onde as feições originais da rocha foram parcialmente ou completamente destruídas. O quartzo relacionado a essa alteração ocorre como finos cristais anédricos pontuais, com discreta extinção ondulante. A pirita é disseminada e tende a apresentar o hábito cúbico. A **cloritização** é seletivamente pervasiva a pervasiva, definida pela ocorrência de clorita pontual e intersticial à sericitização.

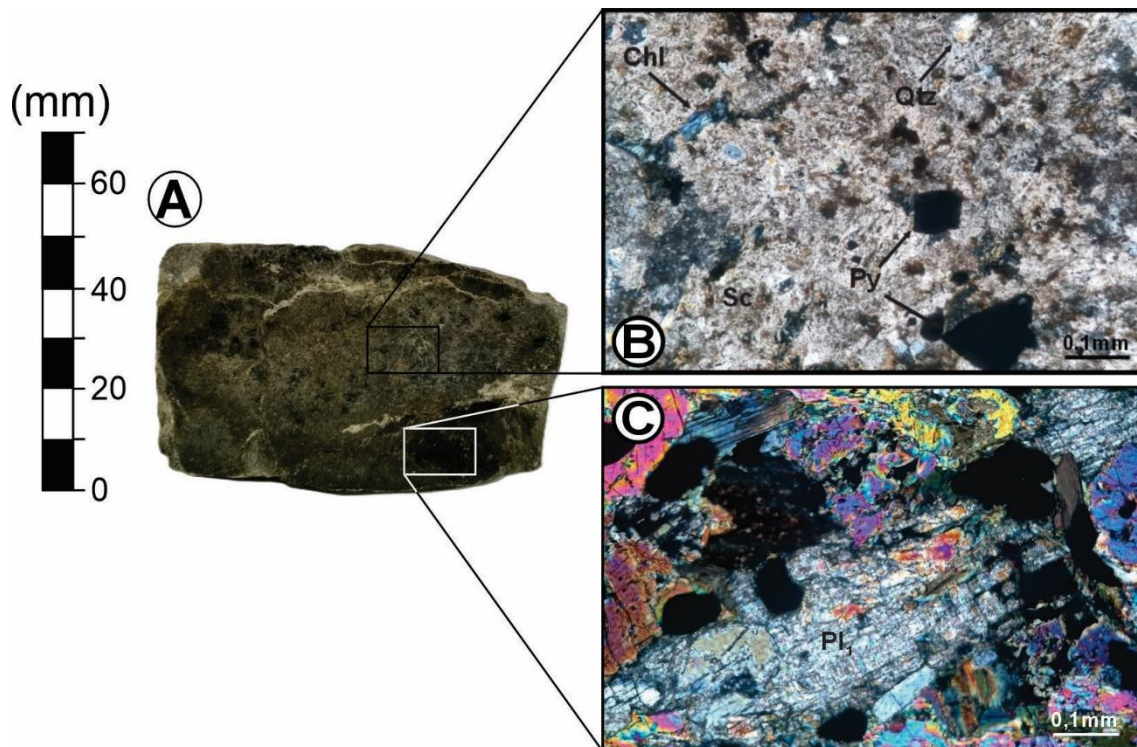


Figura 17: Representação da alteração sericitica. (A) Branqueamento mais intenso da amostra; (B) Associação sericita+quartzo+pirita. Cloritização evidenciada pela clorita intersticial à sericitização; (C) Microveios de quartzo interceptando minerais da rocha hospedeira. Cristal de plagioclásio do gabro intensamente sericitizado, e biotita e hornblenda alterando para clorita. Legenda: biotita – Bt, clorita – Chl, hornblenda – Hbl, pirita – Py, plagioclásio – Pl, quartzo – Qtz, sericita – Sc.

A **silicificação** ocorre seletivamente pervasiva a pervasiva (da porção mais distal à mais proximal ao veio), evidenciada pela cristalização de quartzo intersticial anédrico, e no estilo fissural, com o a formação de microveios pelo preenchimento de fraturas os veios principais e na rocha hospedeira e *skarn* (Figura 18).

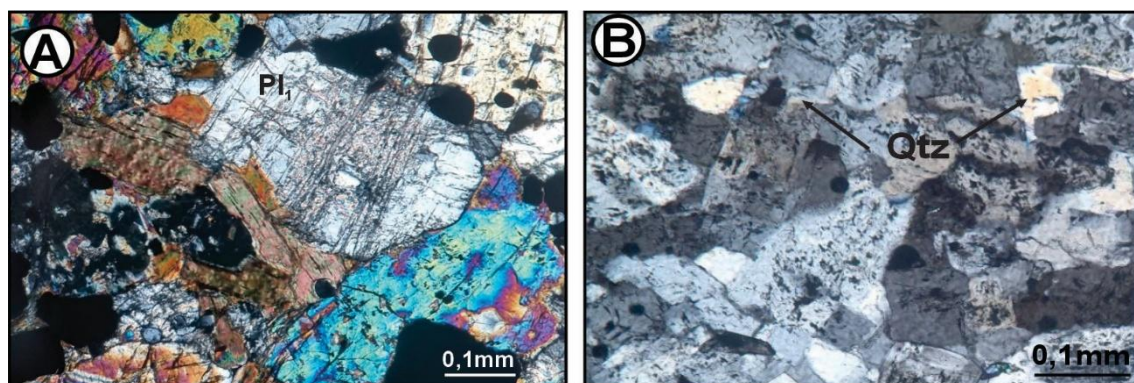


Figura 18: Representação da silicificação. (A) Microveios de quartzo interceptando cristais de plagioclásio e piroxênio da rocha hospedeira; (B) Quartzo intersticial. Legenda: piroxênio – Px, plagioclásio – Pl, quartzo – Qtz.

5.1.5. Características petrográficas da Mineralização

A mineralização da Mina Cuadrazón está associada a um sistema de veios mineralizados em rochas máficas e disseminados em zonas de *skarn*. Os veios ocorrem alojados no gabro/piroxenito, com geometria linear-sinuosa, dominante e constante

(Figura 19), seguindo um padrão dominante de tendência NE-SW, variando a NW-SE, e mergulhos altos (60°), principalmente para W. A densidade de veios é de 3 veios/m, com espessura média de 5cm, variando entre 2 e 47cm, e comumente apresentam uma coloração esbranquiçada e/ou esverdeada no seu entorno pela alteração da rocha hospedeira (Figura 19). São constituídos por quartzo de textura sacarosa e cinza a leitosa, e calcita, e o minério é composto por Pirita+Esfalerita+ Calcopirita+Galena±Pirrotita±Magnetita e ouro associado, este último com teor de 0,2 a 5 g/ton, que se apresentam em proporções variadas nas duas zonas mineralizadas.

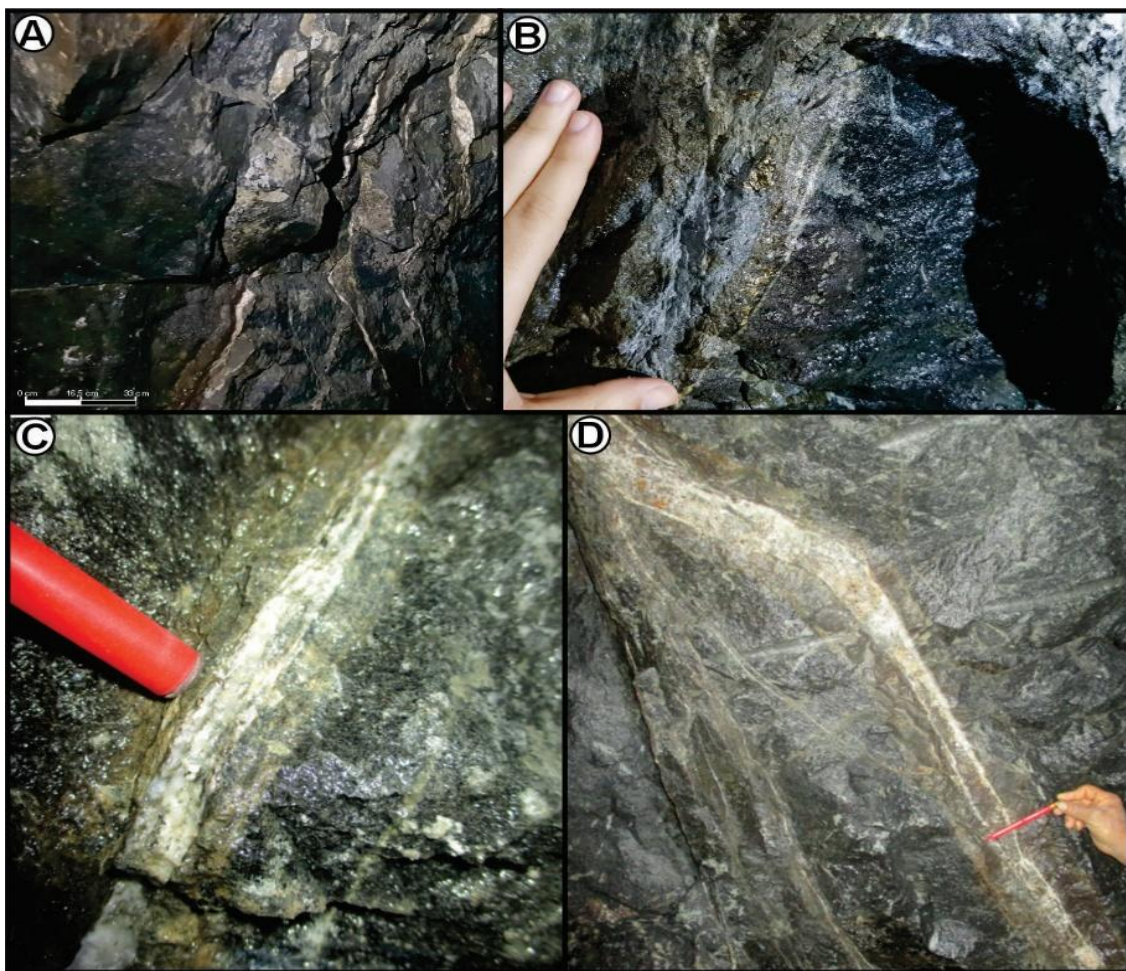


Figura 19: Formas de ocorrência da mineralização em veios quartzo-carbonáticos polimetálicos, em gabro/piroxenito. (A) Veios aproximadamente paralelos de espessura variável; (B) Mineralização em veios e disseminados na encaixante; (C, D) Veios lineares-sinuosos, encaixados em zonas de cisalhamento, com halos esverdeados de alteração na encaixante, e deformação do gabro em formato sigmoide (D).

A origem desses veios está relacionada a duas fases hidrotermais (Tabela 1). A **primeira fase** é caracterizada pela ocorrência de cristais grossos de quartzo e calcita, com pirita, calcopirita, pirrotita, esfalerita, galena e/ou rutilo associados. Os minerais que compõem este pulso podem estar com fraturas preenchidas por material do segundo pulso (Figura 21A e B).

A ganga é constituída por: **Quartzo** cristalizado em dois estágios, **Qtz₁** ocorre anédrico a subédrico (até 1,3 mm) associado ao limite veio-rocha. **Qtz₂** ocorre anédrico a subédrico (~ 1,17 – 5,02 mm), estirado, definindo uma orientação preferencial paralela ao limite do veio. Comumente estão moderadamente fraturados (Figura 20 C e D), e essas fraturas podem estar preenchidas por carbonato do segundo pulso (Figura 20D), com extinção ondulante, formação de subgrãos ou *chessboard*, e recristalização por abaulamento (BLG), formando pequenos sigmóides (Figura 20A, C e D). Em alguns casos, pode ocorrer como inclusão euédrica no carbonato; **Calcita (Cal₁)** ocorre anédrica a subédrica (até 2,06 mm), associada ao quartzo 2, tendendo a um formato alongado, acompanhando a orientação preferencial do quartzo. No geral, a clivagem romboédrica está bem visível, bem como as maclas, que podem exibir arqueamento (Figura 20B), e apresentam intensa sericitização. O **rutilo** ocorre como finos cristais anédricos (0,016 – 0,032 mm) exclusivamente no contato entre o *skarn* e veios mineralizados associado às bordas de opacos.

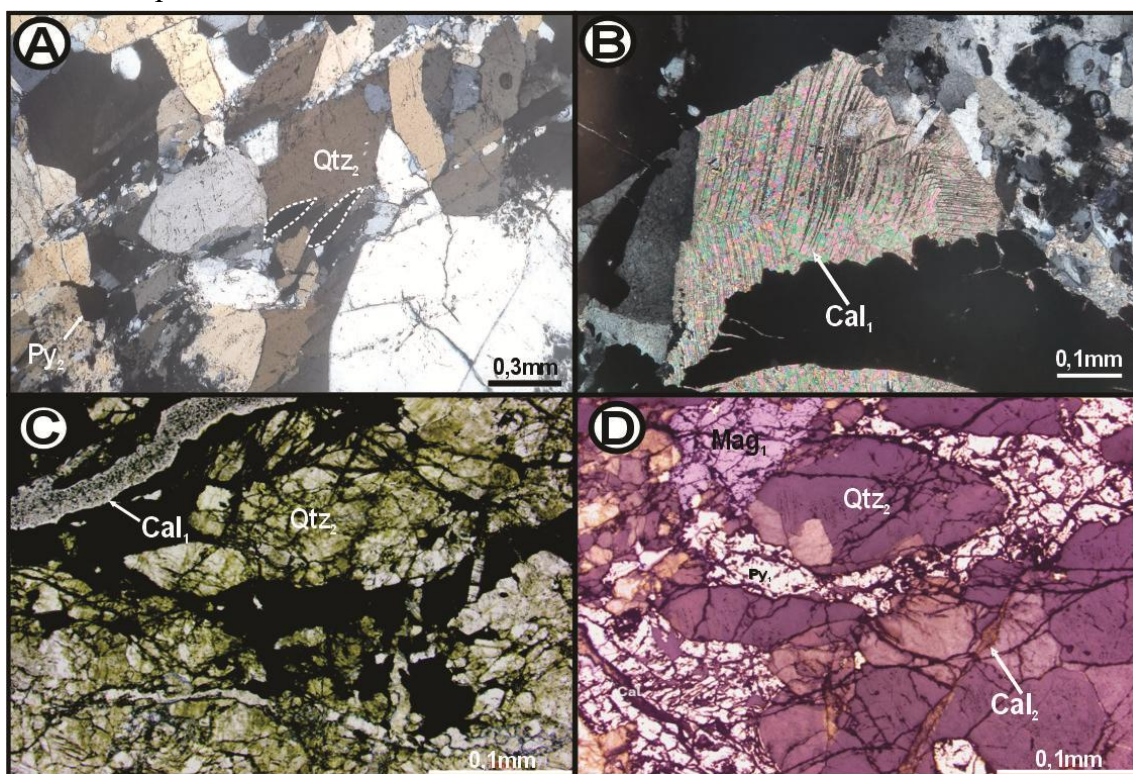


Figura 20: Fotomicrografias dos minerais componentes da ganga do primeiro pulso. (A) Cristais de quartzo anédricos a subédricos interceptados por faixas de cisalhamento com recristalização por BLG, e sigmóides; (B) Calcita anédrica exibindo arqueamento nas maclas; (C, D) Cristais de quartzo formando sigmóides, intensamente fraturados e com preenchimento. Pirita e magnetita anédricas preenchendo fraturas do quartzo. Legenda: calcita – Cal, magnetita – Mag, pirita – Py, quartzo – Qtz.

Os minerais de minério estão associados ao segundo estágio de formação do quartzo (**Qtz₂**) e são compostos por: **Pirita (Py₁)** anédrica a subédrica (0,25 - 1,1 mm), alongadas que acompanham os cristais de quartzo, a subordinadamente tendendo a

cúbica. Em geral estão dispersas, fraturadas, com borda de recristalização, e podem exibir intercrescimento com calcopirita ou estar inclusa em esfalerita (Figura 22B); **Esfalerita (Sp₁)** anédrica (até 0,5 mm) com limites de grãos bem definidos, e com desmistura orientada de calcopirita. Em áreas de enriquecimento a esfalerita forma agregados em mosaico e intercrescimentos com galena, pirrotita, pirita e calcopirita (Figura 21C). Em alguns casos é possível observar fraturas preenchidas por molibdenita da fase posterior; (Figura 22A); **Calcopirita (Ccp₁)** anédrica, associada a esfalerita, nas bordas ou como inclusão (Figura 21B). Ocorre com formatos irregulares, podendo se desenvolver ao longo das clivagens de cristais de biotita, e com desmistura de esfalerita; **Galena (Gn₁)** anédrica (até 2,25 mm) geralmente associada à esfalerita (Figura 22), e os grãos mais grossos exibem deformação interna (Figura 21D) e são associados a pirita, esfalerita, calcopirita e pirrotita; **Pirrotita (Po₁)** anédrica (até 3 mm) e associada a calcopirita, esfalerita e galena, com os quais mostram uma relação de contemporaneidade. Pode apresentar uma intensa alteração sobre o cristal, caracterizada por um empobrecimento em Fe (Figura 22A).

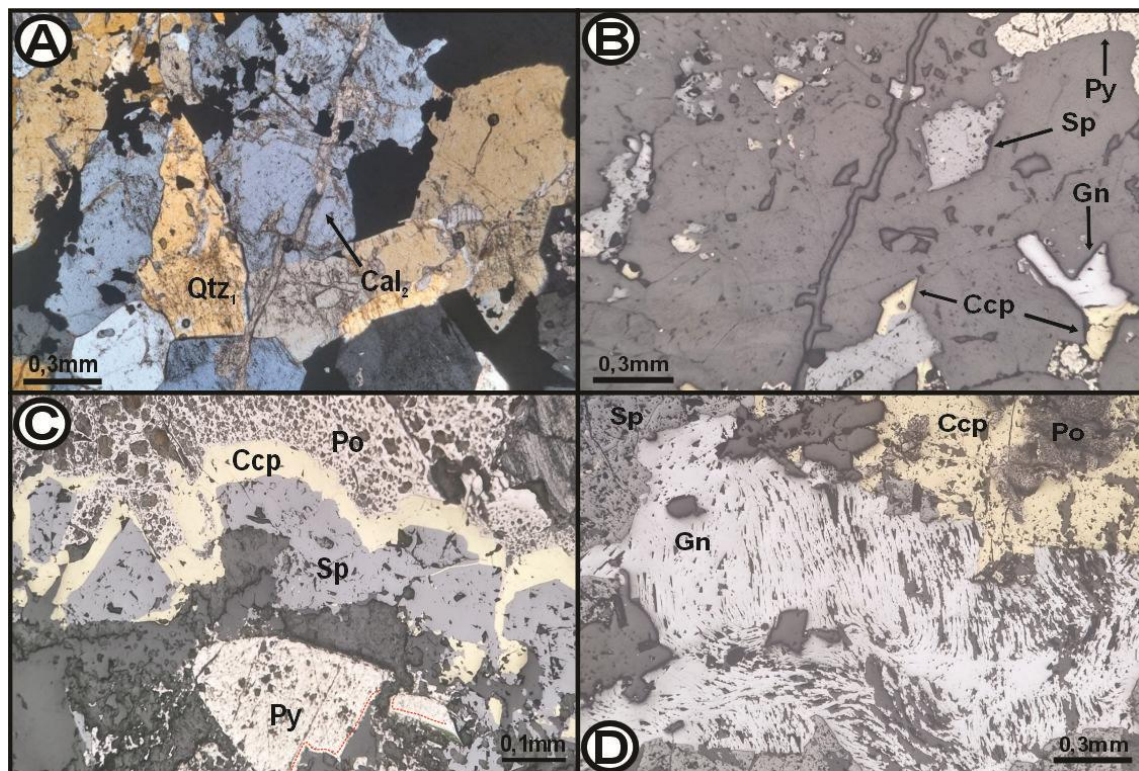


Figura 21: Fotomicrografias representativas do primeiro pulso hidrotermal. (A) Cristais anédricos a subédricos de quartzo fazendo contato reto a irregular entre grãos e com fratura preenchida pela calcita do segundo pulso; (B) minerais de minério que compõem o primeiro pulso, com galena, esfalerita, pirita e calcopirita correlacionadas; (C) Pirrotita, calcopirita e esfalerita cogenéticas em mosaico, e pirita com borda de recristalização (linha tracejada vermelha); (D) galena com deformação interna associada a esfalerita e calcopirita. Legenda: calcita – Cal, calcopirita – Ccp, esfalerita – Sp, galena – Gn, molibdenita – Mo, pirita – Py, pirrotita – Po, quartzo – Qtz.

ocorre como inclusão (Figura 23 E e F); **Calcita (Cal₂)** ocorre de forma expressiva, tanto fazendo contato reto com o quartzo 3 (Figuras 23B e C), como preenchendo veios que interceptam o primeiro pulso. Em geral, as maclas são bem visíveis, e pode apresentar inclusões euédricas de quartzo e/ou apatita; **Apatita (Ap₂)** ocorre de forma tardia como inclusão em calcita ou magnetita (Figura 23B). Em geral são cristais euédricos de tamanho expressivo, ocorrendo predominantemente em seção basal, em especial no limite entre o veio e a rocha encaixante.

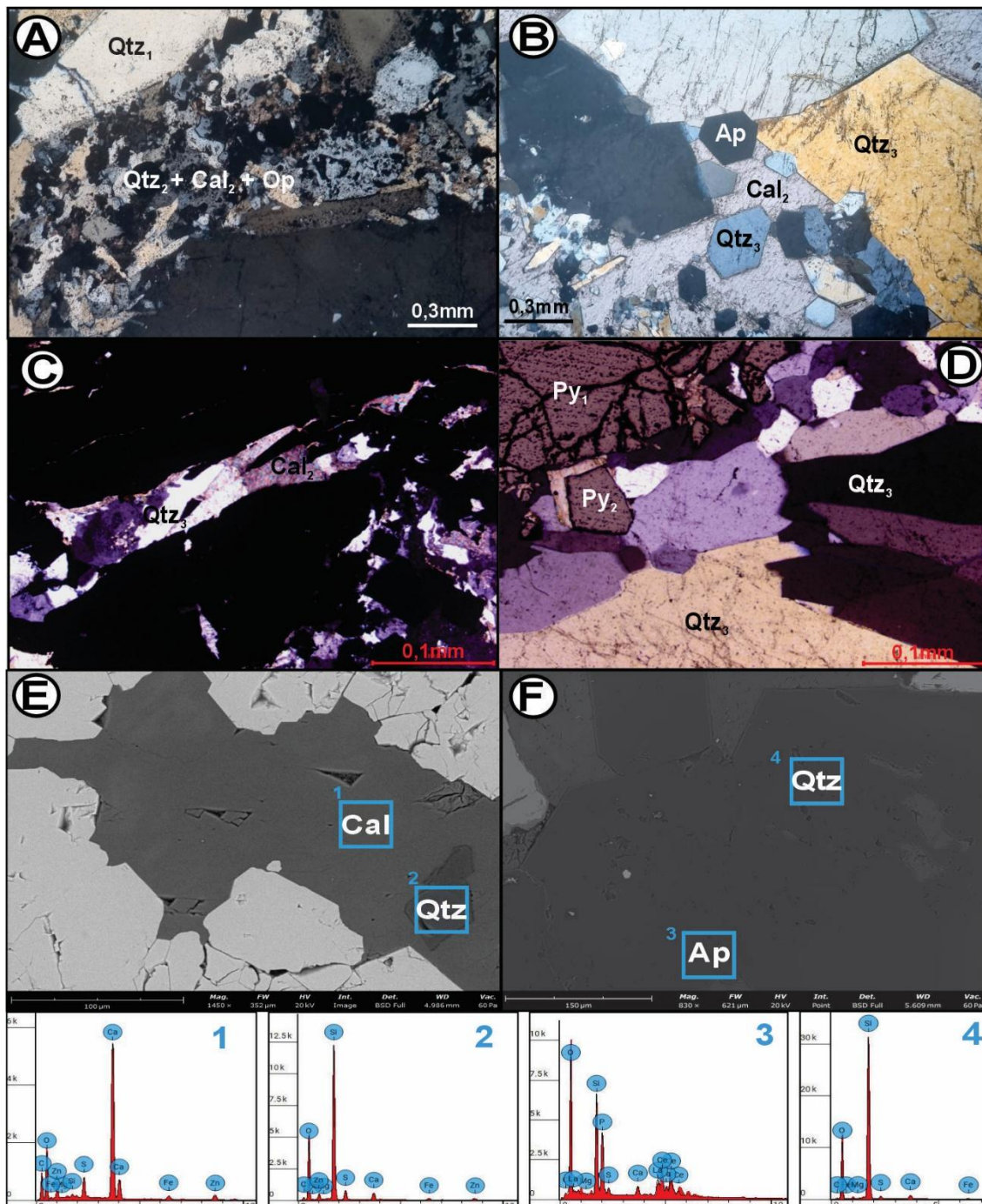
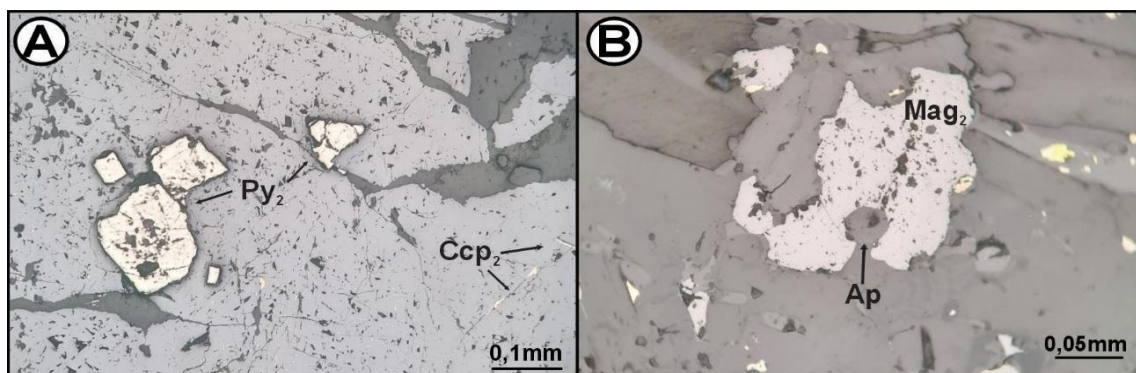


Figura 23: Fotomicrografias representativas do segundo pulso hidrotermal. (A) Quartzo do primeiro pulso com cristais

de quartzo+calcita+opacos intersticiais do segundo pulso; (B) Cristais subédricos de quartzo fazendo contato reto entre grãos e com calcita, e como inclusão geométrica. Apatita tardia euédrica em seção basal; (C) Sulfetos da primeira fase com fratura preenchida por cristais de quartzo e calcita estirados; (D) Cristais de quartzo subédricos, desenvolvidos paralelamente entre si e ao limite do veio. Diferença entre a pirita da primeira fase, grossa e fraturada, e a da segunda fase, tendendo a cúbica; (E, F) Resultado da análise química mineral em MEV dos minerais de minério constituintes da segunda fase hidrotermal, onde o quartzo é mais rico em Si em comparação com o quartzo da primeira fase, exibindo o empobrecimento apenas quando está incluído na calcita. Legenda: apatita – Ap, calcita – Cal, opacos – Op, pirita – Py, quartzo – Qtz.

Os minerais de minério são: **Pirita (Py₂)** subédrica (até 0,75 mm), tendendo a cúbica. Em geral ocorrem isolada, raramente associada a cristais de calcopirita (Ccp₂; Figura 23D e 24A), e com discretas bordas de recristalização; **Calcopirita (Ccp₂)** anédrica, que ocorre frequentemente associada a cristais de pirrotita e esfalerita (Figura 24E). Em conjunto com a pirita, esfalerita e a galena, é o sulfeto predominante. Em geral ocorre disseminada ou preenchendo fraturas na esfalerita e pirita do primeiro pulso (Figura 24A); **Esfalerita (Sp₂)** ocorre como finos cristais associados a calcopirita e magnetita, podendo ocorrer como inclusão ou desmistura, no caso da calcopirita, pode ocorrer reentrâncias do mineral na esfalerita; **Galena (Gn₂)** anédrica (até 0,7 mm) associada com cristais de calcopirita e esfalerita; **Magnetita (Mag₂)** anédrica a subédrica (0,04 – 0,3 mm), frequentemente martitizada, o que pode ocorrer como pequenos núcleos de alteração, ou como lamelas largas de hematita que atravessam o cristal, além de desmistura para ilmenita e inclusão de apatita (Figura 24B); **Molibdenita (Mo)** ocorre previamente à galena (Gn₂), e associada à esfalerita, como preenchimento de fraturas, observada apenas em análise de MEV (Figura 22A); **Ouro (Au)** com textura fina (até 0,3 mm) ocorre associado a cristais de esfalerita e galena, nos limites entre elas e em cristais de quartzo (Figuras 24C e D).

A mineralização disseminada está predominantemente na zona de *skarn*, onde a proporção de sulfetos é inferior a 3% do volume total da rocha. O enriquecimento de sulfetos gera um zoneamento crescente em direção ao contato com o gabro. Essa porção da rocha é composta predominantemente por calcopirita e magnetita com esporádica galena, formados em agregados cristalinos, com pirita e esfalerita em menor proporção.



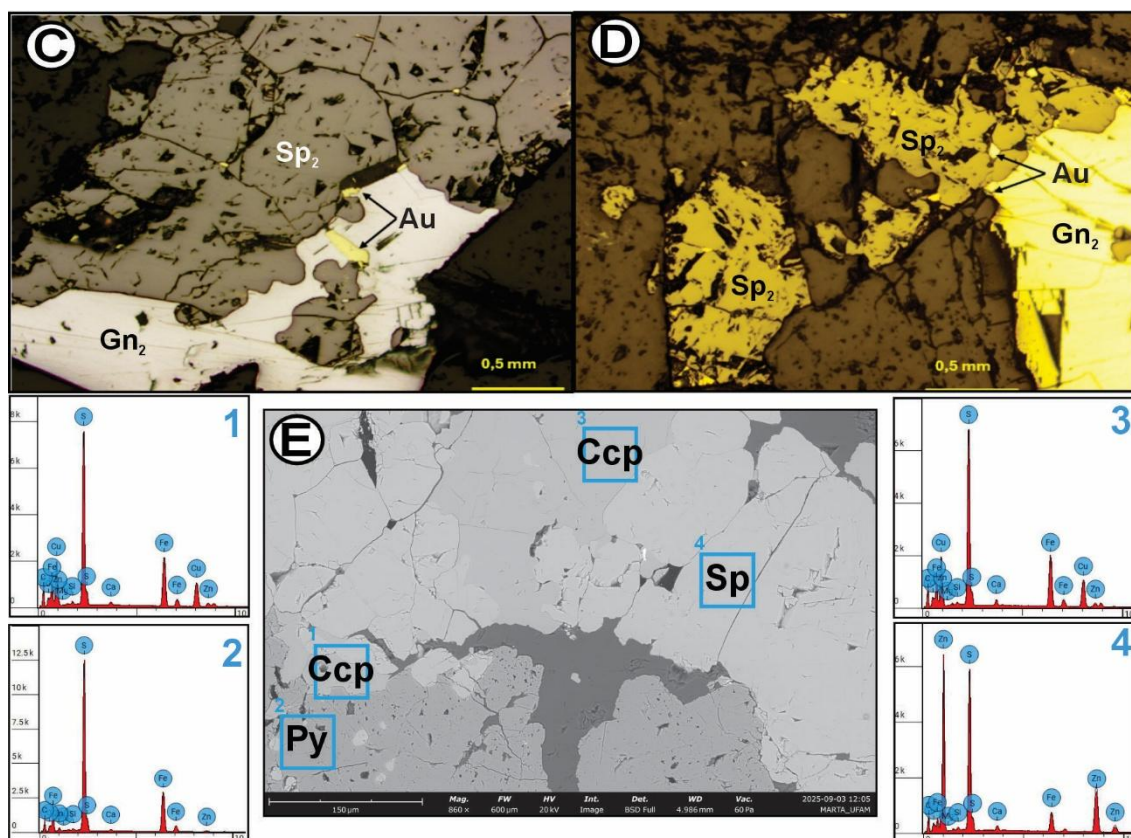


Figura 24: Fotomicrografias representativas do segundo pulso hidrotermal. (A) Cristais de pirita incluídos em esfalerita do primeiro pulso, e calcopirita preenchendo fratura; (B) Magnetita martitizada e com inclusão de apatita. Ouro livre incluído em cristal de quartzo; (C, D) cristais finos de ouro livres posicionados nos limites entre cristais de esfalerita e de galena; (E) Resultado da análise química mineral em MEV dos minerais de minério constituintes da primeira fase hidrotermal, onde há a relação de inclusão entre cristais de esfalerita, calcopirita e pirita. Legenda: apatita – Ap, calcopirita – Ccp, esfalerita – Sp, galena – Gn, magnetita – Mag, ouro – Au, pirita – Py.

5.1.6. Difração de Raios X (DRX)

Foram analisadas 5 amostras representativas do gabbro (Kd0V2 e Kd15V6), do *skarn* (Kd0 superfície e Kd10V3.7), e do veio (Kd12V4), para a identificação das fases cristalinas presentes. A identificação das fases foi realizada no software HighScore Plus (Malvern PANalytical), por comparação dos padrões de difração obtidos com fichas de referência da base de dados PDF-2 (Powder Diffraction File), do ICDD (International Centre for Diffraction Data), antigo JCPDS (Joint Committee on Powder Diffraction Standards). Os difratogramas obtidos, com as respectivas fases identificadas, são apresentados a seguir:

No difratograma da amostra Kd0v2 (Figura 25A) observa-se uma elevação de fundo (halo) entre aproximadamente 10° e 20° 2θ , sugerindo a presença de um componente amorfo/vítreo associado ao material de origem. O pico de maior intensidade, em torno de 28° 2θ , e as demais reflexões distribuídas ao longo de todo o intervalo analisado (10° – 70° 2θ) foram atribuídos predominantemente à labradorita (plagioclásio).

Picos secundários, de menor intensidade, indicam a presença adicional de dipsita (diopsídio).

O difratograma da amostra Kd15v6 (Figura 25B) apresenta reflexões de baixo ângulo (6° – 12° 2θ) atribuídas à nimita (clorita), além de um pico muito intenso próximo de 30° 2θ e outro em torno de 27° 2θ , associados a quartzo e calcita. Foram também identificadas fases de pirita, magnetita e augita (piroxênio cálcico de fórmula $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, próxima à composição do diopsídio).

O difratograma da amostra Kd0 superfície (Figura 25C) apresenta um pico intenso e bem definido em baixo ângulo ($\approx 6^{\circ}$ 2θ), associado à reflexão basal (001) de um filossilicato do grupo das cloritas, compatível com a presença de clinocloro. Picos de elevada intensidade próximos de $26,6^{\circ}$ e $29,4^{\circ}$ 2θ correspondem, respectivamente, ao quartzo e à calcita, fases dominantes na amostra. Reflexões de menor intensidade, entre 30° e 36° 2θ , foram atribuídas à dipsita (piroxênio cálcico - diopsídio) e a uma fase de hidroxiapatita carbonatada, fluoriana.

O difratograma da amostra Kd10v3.7 (Figura 25D) é dominado por dois picos intensos e estreitos entre 26° e 30° 2θ , atribuídos ao quartzo e a fases carbonáticas/fosfáticas (calcita e fluoroapatita). Em baixo ângulo (6° – 12° 2θ) observam-se reflexões de menor intensidade compatíveis com um filossilicato do grupo das cloritas rico em níquel (nimita). Foram também identificados picos característicos de pirita e de dipsita (augita rica em magnésio).

O difratograma da amostra Kd12v4 (Figura 25E) apresenta um conjunto de picos intensos e numerosos entre 12° e 27° 2θ , característicos de sulfatos hidratados de ferro, compatíveis com melanterita ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) e rozenita ($\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), fases dominantes nessa amostra. Picos de menor intensidade em aproximadamente 21° , $26,6^{\circ}$, 36° e 39° 2θ foram atribuídos ao quartzo.

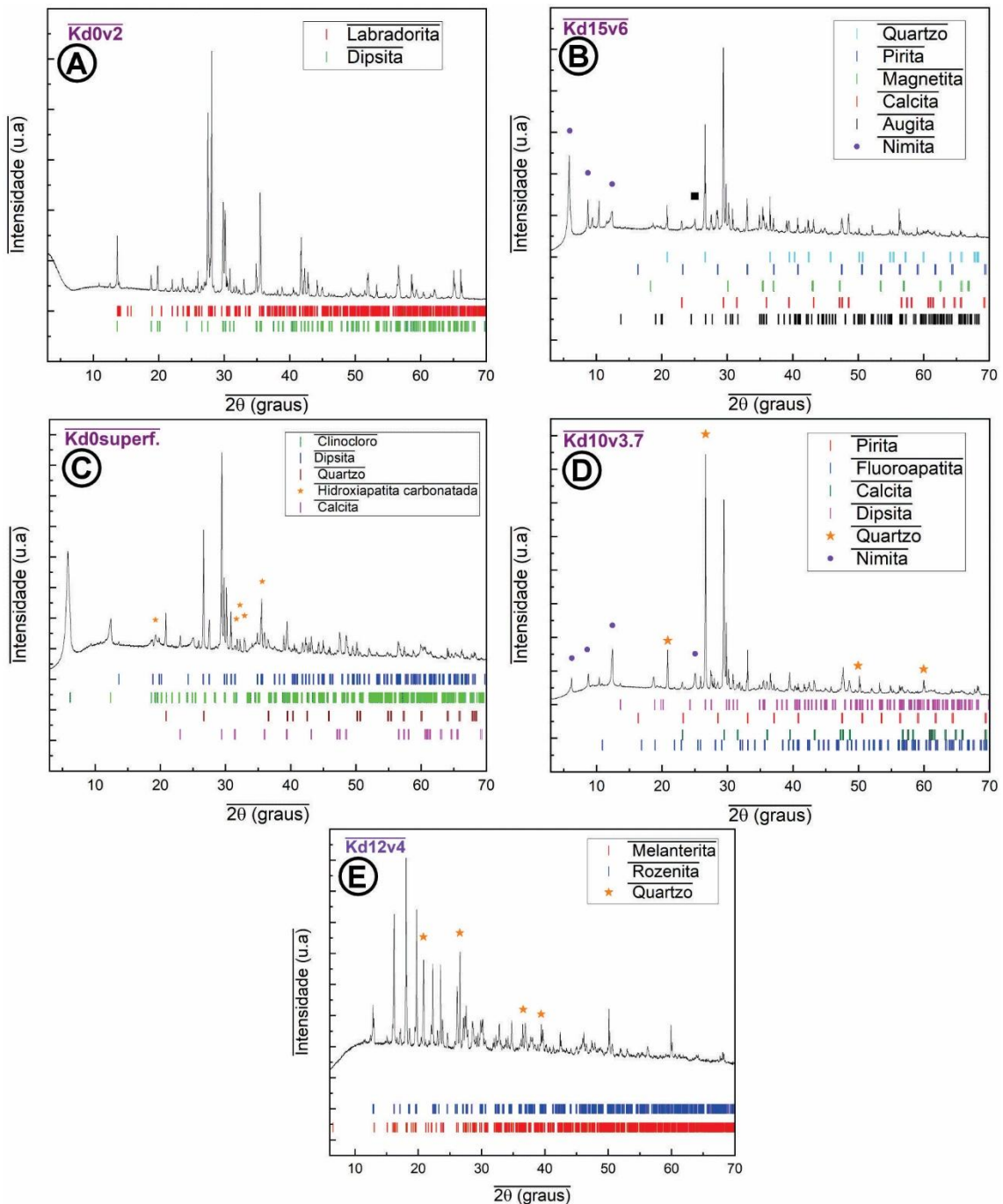


Figura 25: Difratogramas das amostras realizadas com as respectivas fases cristalinas identificadas.

5.1.7. Sequência Paragenética

No depósito Cuadrazón, as associações minerais relacionadas aos fluidos mineralizantes da jazida foram geradas por múltiplos pulsos hidrotermais, que interagiram com as rochas básicas encaixantes, resultando em efeitos de alteração, como:

- uma silicificação, com um enriquecimento de quartzo no sistema;
- alteração propilítica de cristais de piroxênio e plagioclásio, gerando clorita e epidoto;
- alteração sericítica, que atinge as porções mais distais e sobrepõe as alterações prévias;
- intensa cloritização. A partir do reconhecimento da associação mineral diagnóstica dos diferentes

tipos de alteração, e sua distribuição espacial em relação aos veios mineralizados, foi interpretada a sequência de desenvolvimento da alteração hidrotermal em pelo menos 3 estágios (Tabela 1).

A **fase inicial** de alteração hidrotermal que modificou a composição mineral do gabro e do piroxenito é relacionado ao fraturamento da encaixante, o que possibilitou a percolação do fluido e gerou **silicificação I** e a formação de pirrotita e magnetita grossas e de superfície porosa. Esse estágio é observado em porções mais distais dos veios mineralizados, com o desenvolvimento de quartzo₁, comumente recristalizado e deformado por cisalhamento. Esse fluido representaria um sistema saturado em sílica, acompanhado da ocorrência de carbonato na rocha hospedeira, em substituição de cristais de plagioclásio.

A **alteração propilítica** se inicia ainda na **fase inicial**, predominando na **fase intermediária**, desenvolvendo-se no estilo pervasivo a seletivamente pervasivo, sobrepondo feições da rocha hospedeira, e cristalizando agregados de clorita fina acompanhada de epidoto e pirita₁, e subordinada calcita₁ e hematita tabular nas clivagens de cristais de biotita. Essa alteração está intimamente relacionada com a ativação de deformação por cisalhamento simples, na qual o quartzo₂ se desenvolve prismático alongado no veio, acompanhado da esfalerita₁, galena₁, pirrotita₁ e calcopirita₁ também orientados paralelamente ou oblíquos aos limites do veio. De forma tardia, cristaliza fluorita e apatita₁ subédricas, finalizando este estágio.

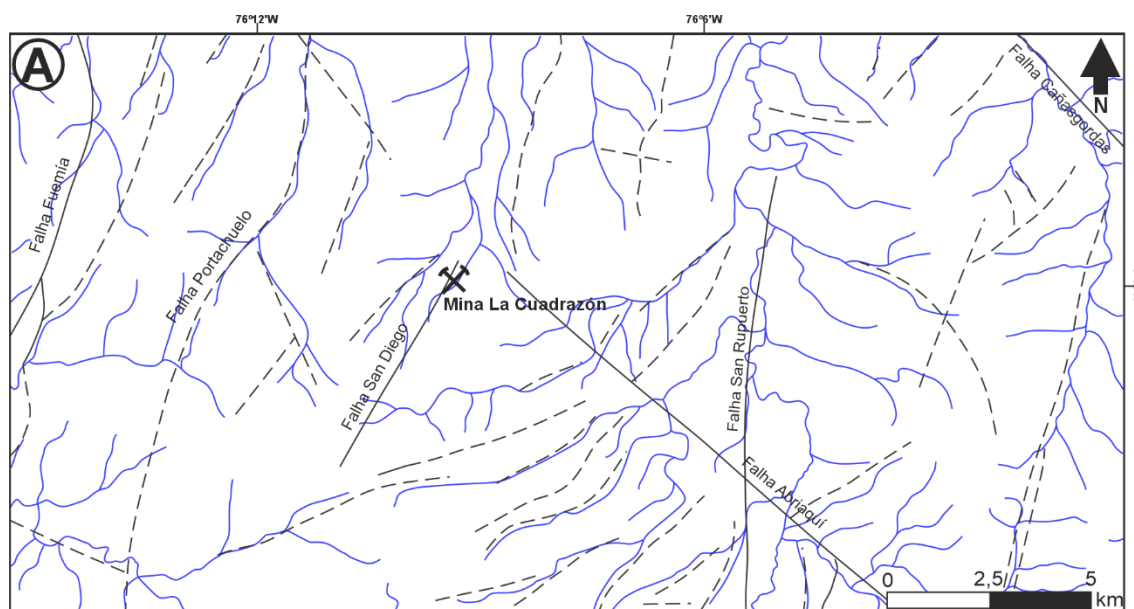
A **fase final** é marcada por **alteração sericítica**, resultante da substituição dos cristais de plagioclásio por sericita, destruindo qualquer vestígio de texturas primárias das rochas hospedeiras. Cristais de quartzo₃ com extinção ondulantes e pirita₂ cúbica se formaram, acompanhados de cristais de calcopirita₂, esfalerita₂, pirrotita₂, molibdenita, galena₂ e esporádica magnetita₂, além de calcita preenchendo fraturas e apatita euédrica tardia e ouro, que caracterizam essa fase. Fraturas do quartzo₁ e minerais de minério do primeiro pulso são preenchidas por minerais do estágio hidrotermal mais tardio, indicando que o minério se desenvolveu em associação à reativação de deformação dútil. Os estágios finais dessa fase envolvem uma breve **cloritização**, com o desenvolvimento de clorita posterior à sericitização, e finaliza com microveios de quartzo que interceptam as assembleias minerais previamente cristalizadas.

Tabela 1: Sequência paragenética dos minerais observados nos veios mineralizados e na rocha encaixantes da mina La Cuadrazón.

MINERAIS	ESTÁGIO MAGMÁTICO	FASE HIDROTHERMAL			
		INICIAL		INTERMEDIÁRIA	FINAL
		SILICIFICAÇÃO I	ALTERAÇÃO PROPILÍTICA	ALTERAÇÃO SERICÍTICA + CLORITIZAÇÃO	SILICIFICAÇÃO II
Olivina	---				
Magnetita	---				
Ortopiroxênio	---				
Clinopiroxênio	-----				
Plagioclásio	-----				
Hornblenda	---				
Biotita	---				
Quartzo I		-----	-----	-----	-----
Quartzo II			-----	-----	
Quartzo III			-----	-----	-----
Carbonato		-----	-----	-----	-----
Magnetita		---	---		
K-Feldspato		---	---		
Biotita			---	---	
Epidoto			---		
Clorita			---	---	
Sericita				---	---
Apatita				---	
Fluorita				---	
Pirita			-----	-----	-----
Pirrotita			-----	---	
Esfalerita			-----	-----	-----
Calcopirita			-----	-----	-----
Molibdenita				---	
Galena			-----	-----	-----
Hematita			---		
Ouro					---

5.1.8. Estruturas e Deformação

A partir da análise de imagens obtidas por sensores remotos foram identificados lineamentos morfológicos, dos quais, alguns foram correlacionados a zonas de cisalhamento e falhas (Figura 26), classificados como: I) lineamentos com tendência N-S, com atitude variando entre N05W e N30E, definidos por vales e cristas de serras (Figura 26B), que separam as principais drenagens. São lineamentos sinuosos e orientados principalmente para N30E, coerentes com a atitude dos vales dos rios que caracterizam os limites das cordilheiras, reconhecidos regionalmente como suturas transpressivas dextrais. Essas estruturas exibem atitudes similares às das falhas Ánimas, El Carmen, Portachuelo e San Pedro (Figura 26); II) lineamentos com tendência NW-SE, com atitude variando entre N30W-N20W e S50E-S30E, relacionados a alinhamentos de serras e drenagens subordinadas. São lineamentos curvos que fazem ligação com as estruturas principais (lineamentos I), e representam estruturas que ocorrem na área estudada, como as falhas Abriaquí e Cañasgordas-Dabeiba (Figura 26), esta última considerada como sutura por Cediel (2019); III) lineamentos curtos, com tendência NE-SW, de atitude N60E-N80E, que controlam drenagens tributárias intra-bacias, variando a W-E. São relacionados a estruturas retas, possivelmente de regime rúptil, concordantes com a atitude da falha San Diego corta o Gabro Cerro Frontino (Figura 26).



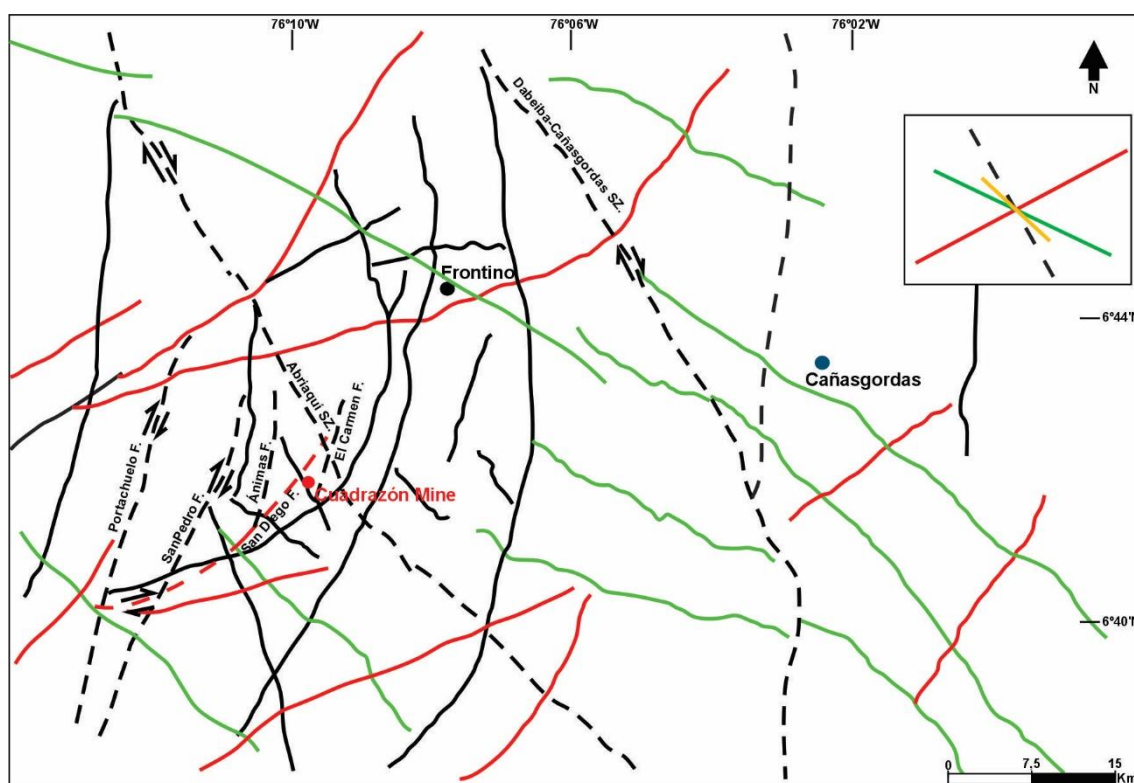


Figura 26: Estruturas extraídas na área de estudo. (A) Mapa das estruturas extraídas de imagens obtidas por sensores remotos. Estruturas regionais em linhas sólidas e nomeadas, estruturas extraídas em linhas tracejadas e drenagens em linhas sólidas azuis obtidas de Gonzalez & Londoño (2002); (B) lineamentos morfológicos regionais extraídos por imagem de MDE.

Na Mina Cuadrazón a exploração ocorre de forma subterrânea por uma galeria orientada para N30E que corta sete veios (o primeiro mais a SW ao sétimo mais a NE). São explorados veios quartzosos e quartzo-carbonáticos polimetálicos, com atitude dominante N68E-S83E/56°-78°, adaptados às estruturas de cisalhamento que os controlam (Figura 27A), e largura variando entre 10 e 70 cm, transpassados ao longo do túnel principal, hospedados em gabros. A ocorrência dos veios está associada a zonas de cisalhamento, e comumente se cruzam em um ângulo que varia entre 15° e 30°, formando sigmoides de diferentes tamanhos (Figura 27B), e com registro de deformação cataclástica, cuja orientação segue uma tendência SW-NE (Figura 27), com atitude N68E – S83E/56°-78° (*strike/dip*). No entanto, subordinadamente, há uma inversão no sentido de mergulho, com orientação para os azimutes 247°-270°/56°-70° devido à sinuosidade dessas estruturas. Sua exploração é no sentido do rumo e do mergulho, conformando câmaras e pilares. A mina em profundidade (sentido do mergulho dos veios 5, 6 e 7), se desenvolve mediante subníveis separados 50m na vertical (Figura 27).

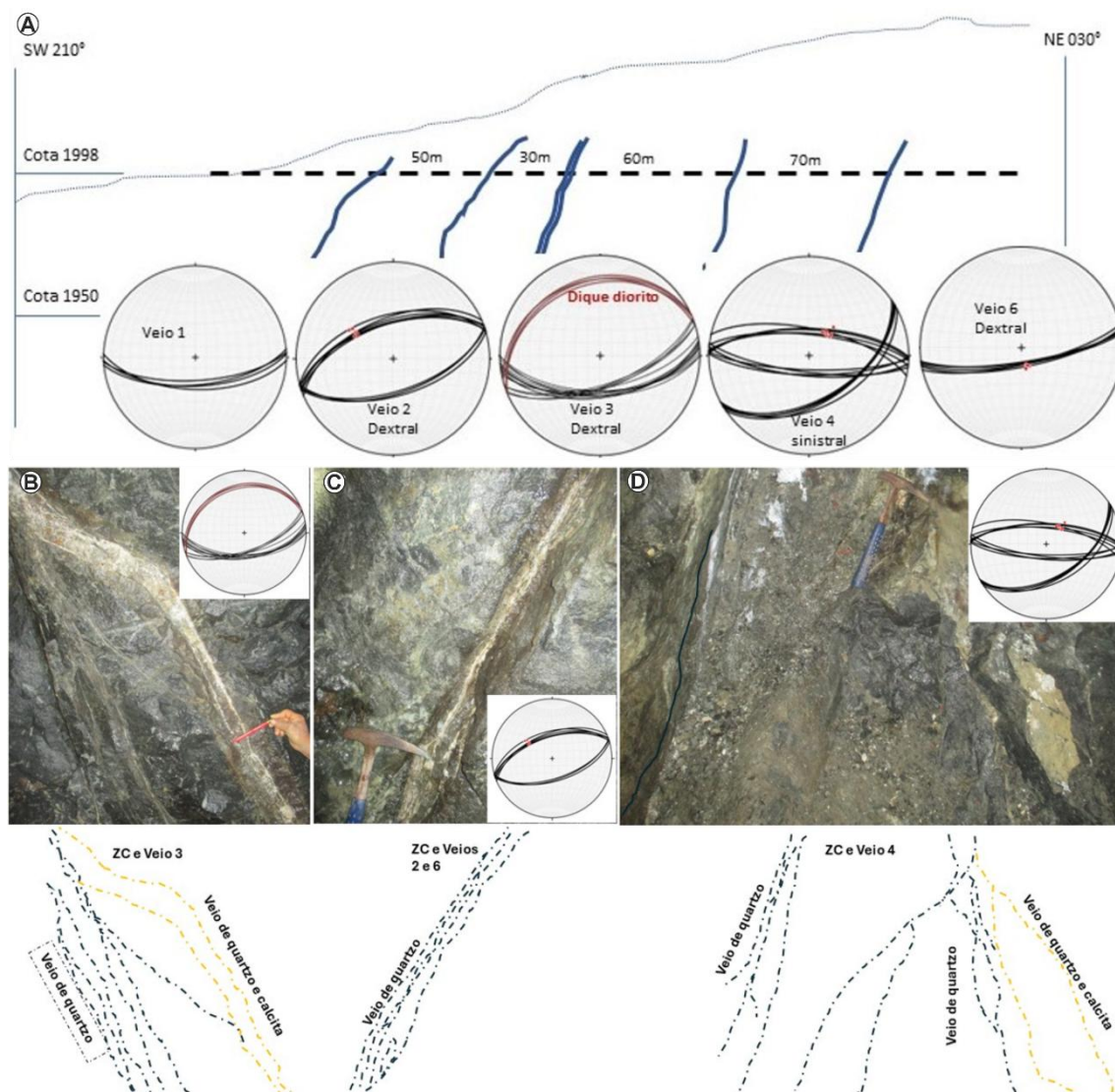


Figura 27: (A) Representação esquemática da disposição dos veios em relação ao túnel, acompanhada de diagramas estruturais que demonstram a cinemática das estruturas; (B, C e D) Veios de quartzo com sulfetos e de calcita ao interior da mina, com respectivos diagramas cinemáticos estruturais.

As rochas que constituem o Gabro Cerro Frontino na mina Cuadrazón, exibem uma textura equigranular fina a média e cor escura dominante, o que dificulta o reconhecimento de estruturas de deformação. No entanto, no túnel principal, a deformação rúptil cataclástica é representada pela ocorrência de quatro zonas de cisalhamento (ZC) sinuosas, persistentes, espaçadas entre 30 e 150 m, com largura variável entre 2 e 140 cm. Nas superfícies de ruptura foram gerados espelho de falha (*slikenside*), registro local de estrias de atrito e steps (Figura 28A), orientados em duas tendências de atitude (Azimuth/Strike): I) a orientação dominante das ZC, para o intervalo N80E-S80E/60°-78°, restritamente a ZC inverte o sentido de mergulho se orientando para 271°-282°/68°-73°. As estruturas desenvolvem plano de falha com estrias de atrito orientadas para 50°/230° e 68°/042° (dip/strike, Figura 28B), além de steps que indicam

deslizamento dextral (Figura 28). Paralelas a estas ZC ocorrem os veios mineralizados: Veta 1, Veta 4, Veta 3, Veta 3,5, Veta 5 e Veta 6; II) a segunda orientação das ZC é para o intervalo 065° - $078^{\circ}/50^{\circ}$ - 65° , variando para 245° - $250^{\circ}/50^{\circ}$ - 60° (Figura 28C). As estrias dos planos de falha destas últimas estruturas estão orientadas para 45° - $54^{\circ}/300^{\circ}$ - 306° . Os veios mineralizados, Veta 2, Veta 3 e Veta 7, se encaixam paralelos a estas ZC. As estruturas se cortam em conjugado formando ângulo de aproximadamente 20° (Figura 28C).

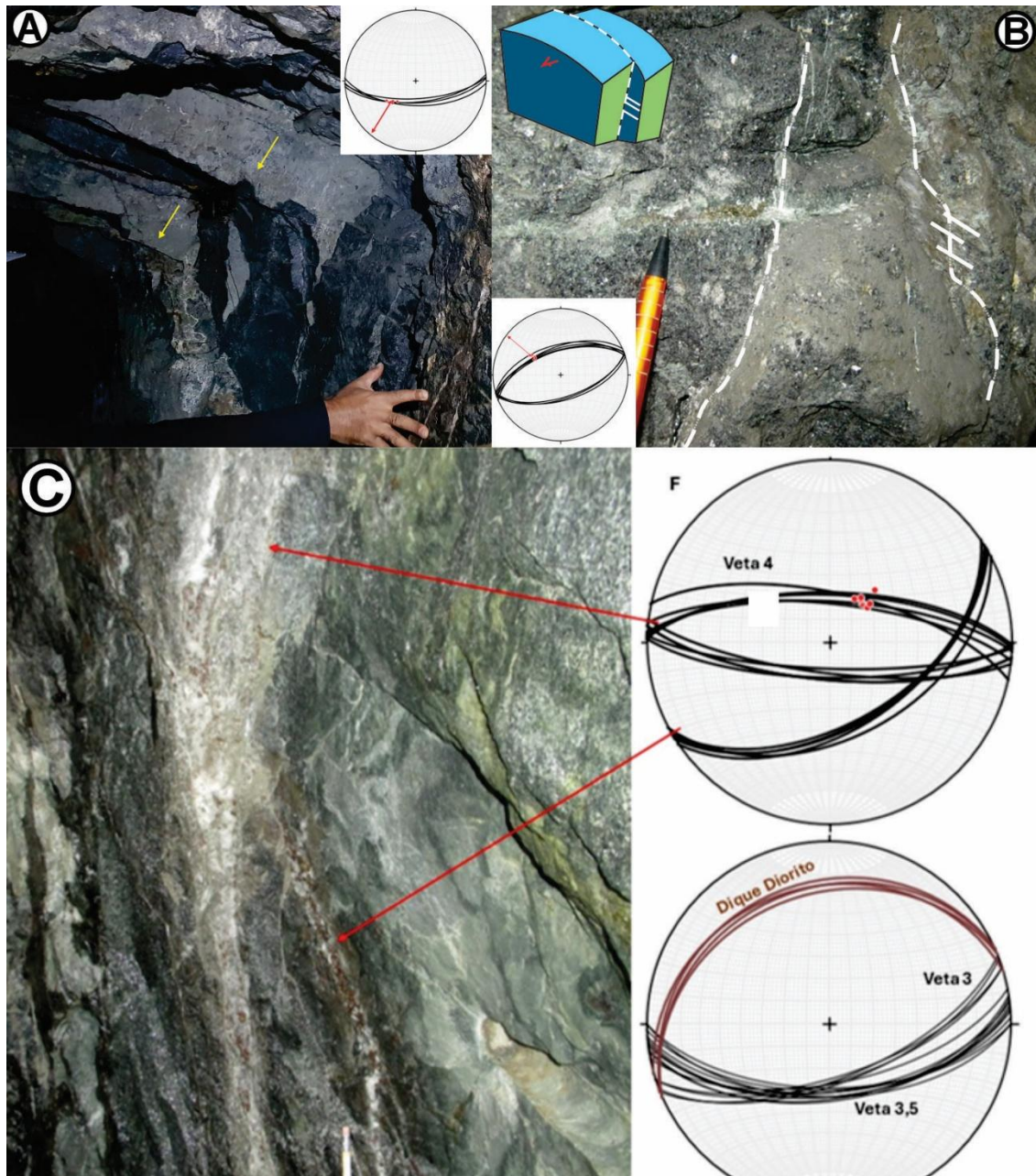


Figura 28: Estruturas observadas no túnel da mina Cuadrazón. (A, B) ZC cataclástica com plano de falha (A) e estrias de atrito (B) com os respectivos diagramas mostrando o deslocamento e a atitude da falha; (C) Veios mineralizados conjugados e dique de diorito relacionados a ZC, e diagramas com as respectivas atitudes.

Esse contexto tectônico se reflete em texturas microscópicas presentes nos minerais que compõem os litotipos e os veios.

Na associação de gabros a deformação dúctil é evidenciada pela extinção ondulante e deformação de maclas formando geminação mecânica em cunha em cristais de plagioclásio, sugestivas de temperaturas em torno de 400-500 °C (Passchier & Trouw, 2005); cristais de biotita exibem dobras nas clivagens, o que pode indicar deformação em temperaturas superiores a 250 °C, uma vez que nessas condições a biotita apresenta comportamento mais dúctil (Stesky *et al.*, 1974; Stesky, 1978). Assim como na associação de dioritos, a deformação rúptil é marcada pelo fraturamento intercrystalino.

O alinhamento de eixos de cristais de plagioclásio, piroxênio e/ou hornblenda, embora discreto, que ocorre tanto na associação de dioritos, quanto na associação de gabros pode ser evidência da influência tectônica regional nas condições de alojamento, uma vez que feições texturais plásticas se desenvolvem sob a influência de esforços dirigidos, moldando as texturas minerais durante a cristalização e o alojamento do plúton (Vigneresse *et al.*, 2015).

Autores como Paterson *et al.* (1998) e Holness *et al.* (2018) apontam que algumas destas feições podem estar relacionadas a deformação por fluxo, envolvendo: deformação intracristalina e desenvolvimento de limites ondulados por interação entre cristais por deslocamento do fundido. Essa deformação ainda pode ocorrer por aumento da difusão por migração de limite de grão para o fundido, onde o crescimento de cristais prismáticos interagindo com o fundido tendem a desenvolver baixa razão axial, limites curvos e em cúspide e variação de tamanho, com variação para finos agregados.

Segundo Vernon (2000), texturas de cristalização desenvolvidas sob influência de fluxo, são registradas em vários estágios do avanço da cristalização: 1) produto da rotação de cristais imersos em suspensão pouco densa, mas consistente o suficiente para preservar alinhamento de cristais sem gerar deformação ao interior do cristal; 2) alinhamento paralelo a sub-paralelo e até imbricação ('*tiling*') de cristais euédricos alongados (plagioclásio); 3) fluxo cristal-suportado (suspensão densa ou fluxo submagmático) induz deformação plástica intracristalina, com preservação do alinhamento de cristais euédricos alongados; 4) o fluxo em estado sólido ocorre ainda em altas temperaturas após o plúton cristalizar. Os mecanismos de *strain* inicialmente se registram por deformação plástica intracristalina em minerais de olivina, plagioclásio e piroxênio (estiramento de cristais, rotação, migração de limites, exoluções, geminação mecânica). À medida que a

temperatura diminui, tendem a preservar evidências de fluxo em estado sólido, sobrepostas a evidências de fluxo magmático e de crescimento.

Na associação de dioritos é possível observar feições de deformação dúctil, como geminação mecânica em cunha e recrystalização GBM em plagioclásio, que segundo Passchier & Trouw (2005) e Pryer (1993), indicam temperatura entre 400-500 °C, e > 850 °C, respectivamente. Além disso evidências de deformação de caráter rúptil são destacadas pelas fraturas intercrystalinas e o fraturamento hidráulico intensificado no contato do quartzo-diorito – diorito, onde ocorre o desenvolvimento de material alaranjado proveniente de minerais máficos, como a biotita.

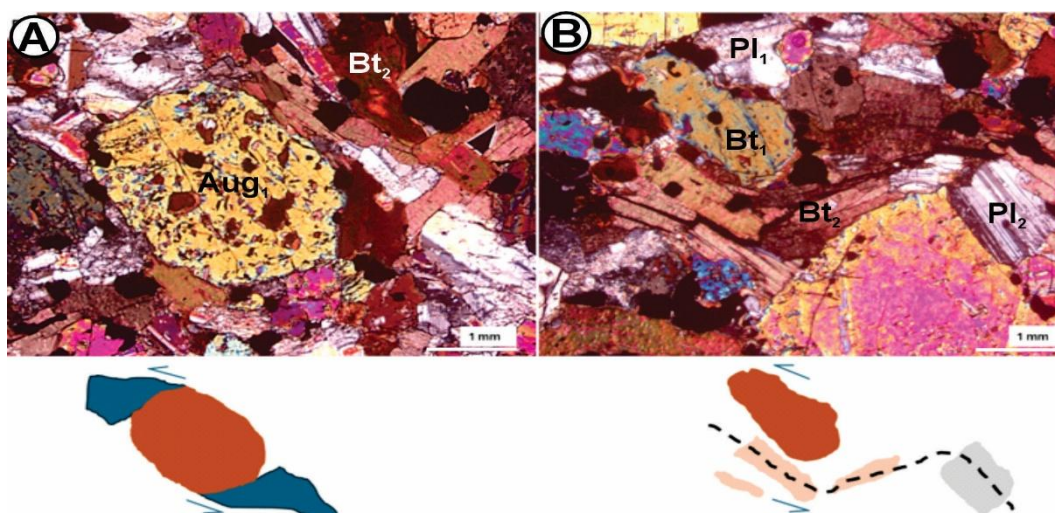


Figura 29: Texturas em gabro e diorito associadas à cristalização sob os efeitos do fluxo magmático. (A, B) Cristal de augita rotacionado, com princípio de formação de sigmoide com sombra de pressão, assim como a cristalização de biotita e plagioclásio em arco poligonal no entorno do piroxênio. Legenda: augita – Aug, biotita – Bt, plagioclásio – Pl.

Nos veios mineralizados é possível observar um desenvolvimento alongado de cristais de quartzo, cuja orientação preferencial de forma (OPF) está disposta de forma paralela ou oblíqua ao limite com a rocha encaixante, o que ocorre também com cristais de pirrotita, esfalerita, calcopirita e galena. Oblíqua ao eixo de OPF desses minerais, a deformação por cisalhamento se destaca, registrada por deslizamento planar e recrystalização por BLG com rotação sinistral de subgrãos de quartzo (Figura 30B), o que pode representar evidências de recrystalização dinâmica associada a deformação por cisalhamento simples em condições de temperatura em torno de 300-400 °C (Wu e Groshong, 1991A; Stipp *et al.*, 2002). Essa deformação ainda possibilitou a percolação de fluidos de quartzo e carbonato ricos em sulfetos que interceptam os cristais de quartzo 1 e 2 (Figura 30 e 31).

Associada a cisalhamento há uma estrutura tensiva em conjugado que mantém a continuidade da deformação por redução de tamanho do quartzo e fraturam cristais de

esfalerita, pirita e pirrotita, e favorece a cristalização de calcopirita, esfalerita, calcita e quartzo preenchendo essas fraturas (Figuras 30C e D).

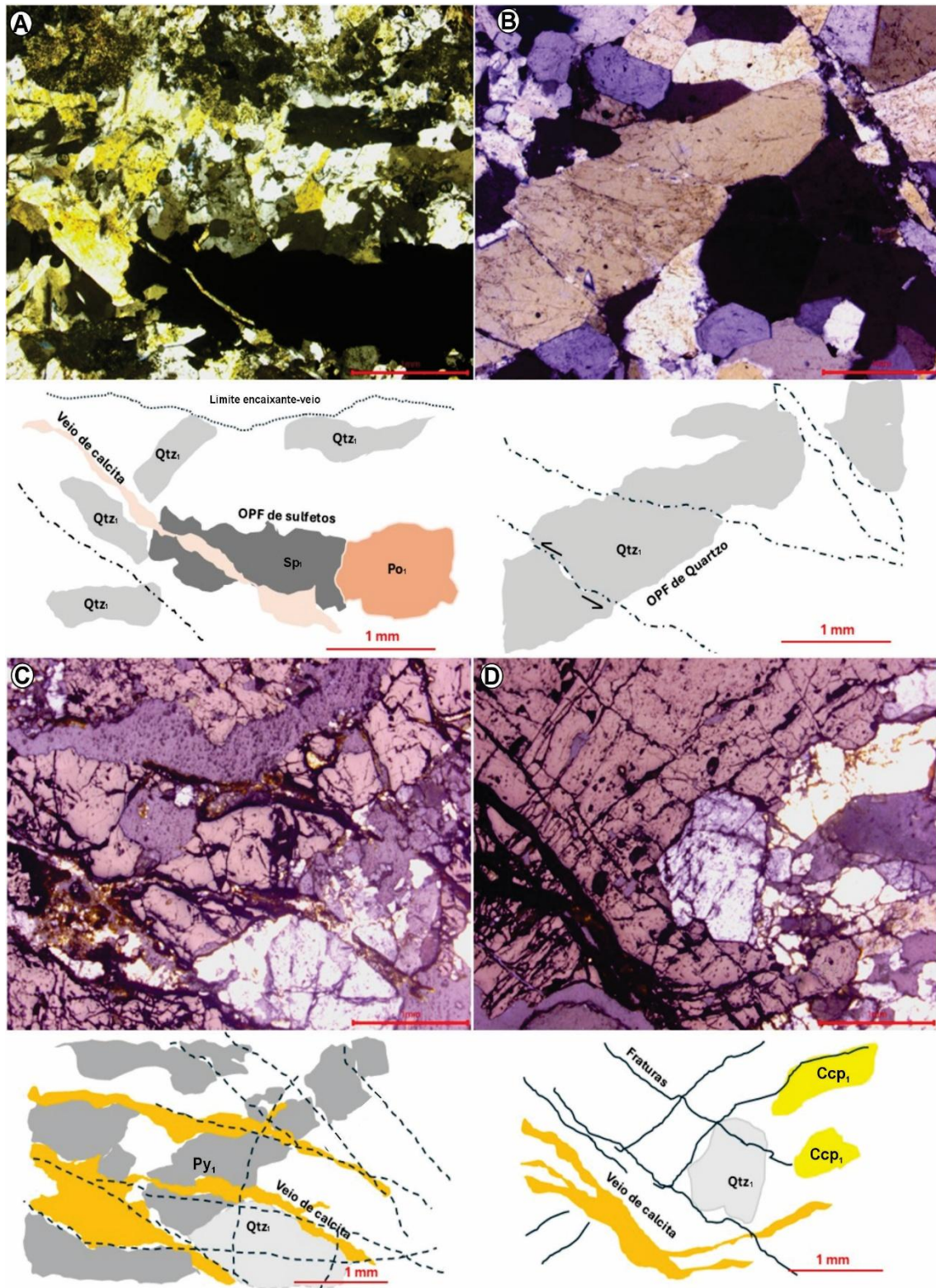


Figura 30: (A) Orientação preferencial de forma (OPF) de quartzo (Qtz₁), esfalerita (Sp₁) e pirrotita (Po₁), e deformação em faixa de cisalhamento simples com injeção de veio de calcita; (B) Deformação por cisalhamento em cristal de quartzo (Qtz₁) com rotação sinistral; (C, D) Fraturas nos cristais de quartzo (Qtz₁), pirita (Py₁) e esfalerita preenchidos por calcita e calcopirita.

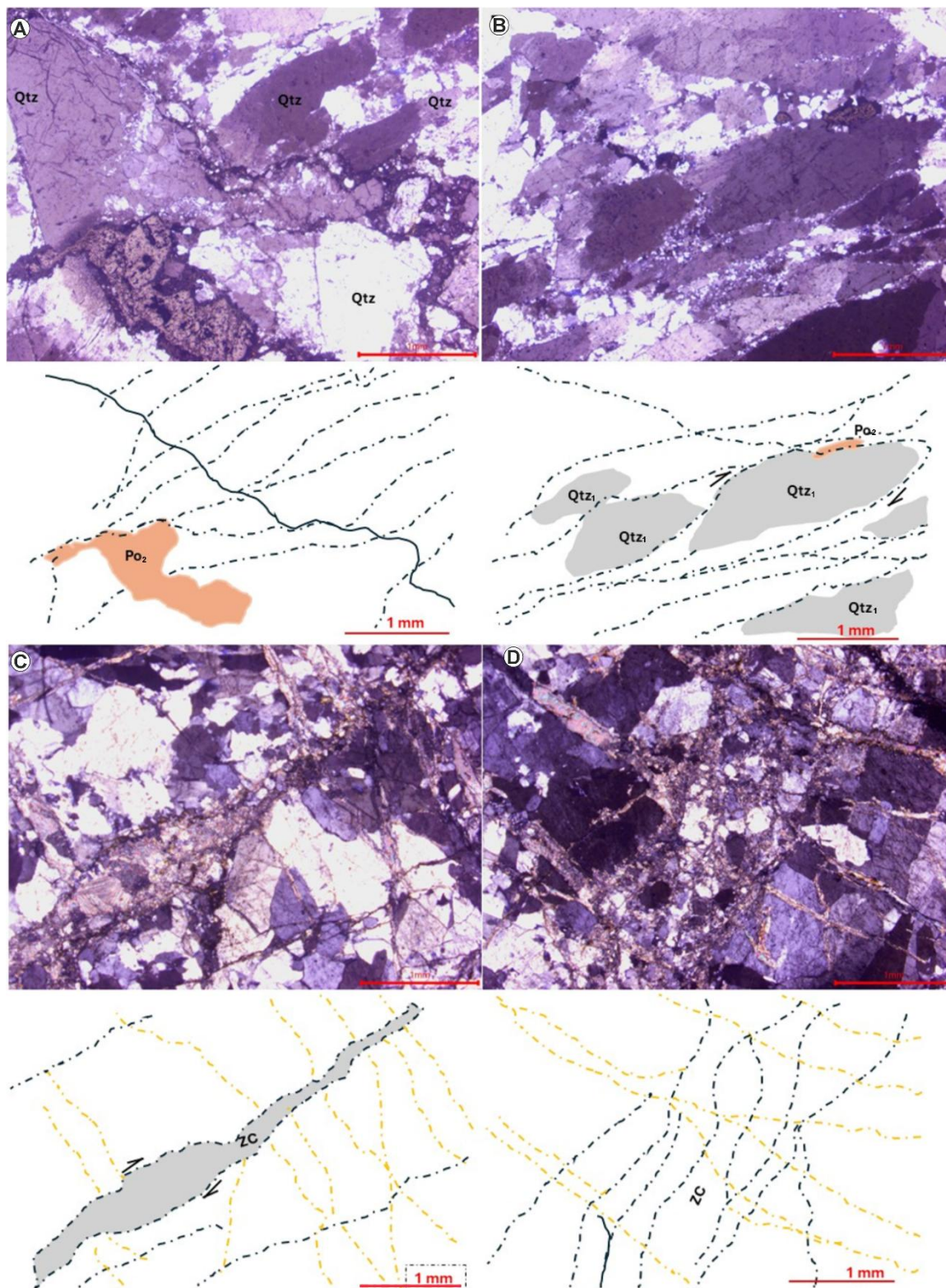


Figura 31: Evidências de deformação por cisalhamento em veios de quartzo. (A, B) Mecanismo de strain em quartzo indicativo de cisalhamento simples com conjugado tensivo associado; (C, D) Deformação cataclástica em veios de quartzo em faixas de cisalhamento simples com rotação dextral (ZC), e veios tensivos conjugados de calcita (pontilhado amarelo).

5.2. Análise de Inclusões Fluidas (IFs)

5.2.1. Petrografia das Inclusões Fluidas

Para o estudo de IFs, foi realizada a análise petrográfica em quatro seções bipolidas, das quais, foi selecionada a seção da amostra KD14Veta4, atualmente em exploração na mina, para o estudo de inclusões, onde foram identificadas IFs predominantemente aquosas trapezadas nos cristais de quartzo (Qtz_3 , escolhido para análise por estar relacionado com a fase de formação do Au, fodo deste estudo) dos veios quartzo-carbonáticos, classificadas como primárias, e pseudo secundárias, de acordo com Roedder (1984), que foram agrupadas em duas associações:

As IFs do Tipo-1 são pseudo-secundárias, com tamanhos variando entre 1,85 e 5,56 μ , formatos alongados e arredondados (Figura 32A). Em geral, são monofásicas líquidas, de composição aquosa, onde não é possível identificar nenhuma bolha de gás. Essas inclusões encontram-se alinhadas, formando trilhas, e são relacionadas a uma fase hidrotermal não mineralizada. Uma vez que essas IFs não estão relacionadas ao minério, e devido à ausência de fase gasosa e/ou tamanhos consideravelmente pequenos, não foi possível a realização da análise de microtermometria em baixa e em alta temperatura.

As IFs do Tipo-2 são primárias, em geral pequenas, com formatos variados, sendo principalmente arredondadas, alongadas, e raramente prismáticas (Figura 32B). São inclusões com tamanhos variando entre 2,85 e 11,57 μ , compostas por duas fases (H_2O -líquido + H_2O -vapor) com volumes variando entre aproximadamente 20 – 55 vol.% gás, com relação líquido-vapor (L/V) de 2,97, com predominância da fase líquida em temperatura ambiente (21 °C), dispostas aleatoriamente e em clusters (Figura 33).

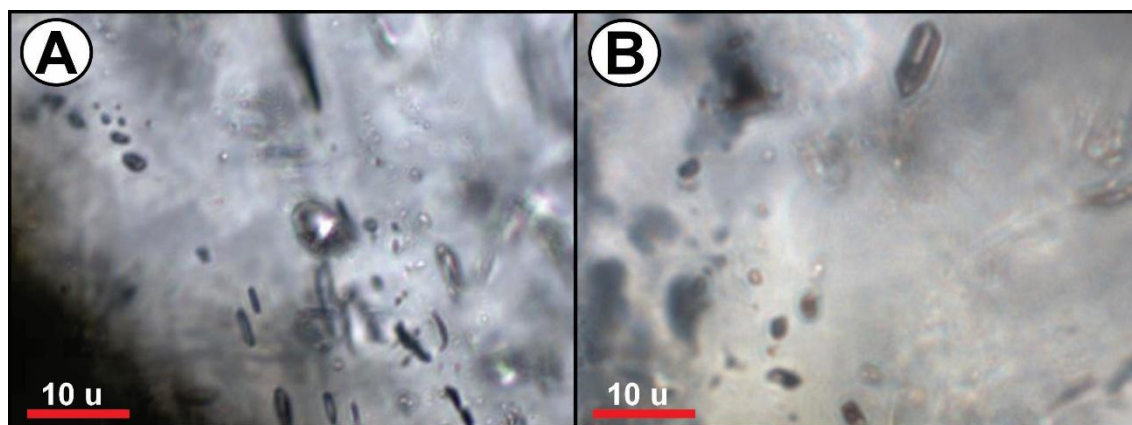


Figura 32: (A) Representação das Inclusões Fluidas do Tipo-1, pequenas e alinhadas; (B) Representação das Inclusões Fluidas do Tipo-2, ligeiramente maiores do que as do Tipo-1 e dispostas aleatoriamente.



Figura 33: Representação esquemática das Inclusões Fluidas analisadas.

5.2.2. Resultado da Microtermometria

As medidas de microtermometria foram obtidas a partir do resfriamento com nitrogênio líquido até atingir $-180\text{ }^{\circ}\text{C}$ e aquecimento até a temperatura ambiente de $21\text{ }^{\circ}\text{C}$, com observação direta das temperaturas em que ocorrem mudanças físicas nas IFs. Este procedimento permite determinar a temperatura do eutético (na qual uma substância líquida coexiste com sua fase sólida), a temperatura de fusão do gelo (quando o último cristal de gelo desaparece). Aquecimento até a homogeneização das fases na inclusão fluida.

Dos resultados da microtermometria de baixa temperatura foram obtidas das quinze (15) IFs do Tipo-2 encontradas, embora muito pequenas, foi possível obter: i) o ponto eutético (Te) das inclusões, no intervalo de temperaturas entre -48,1 e -30 °C (M.a. -36,33 ± 1,76 °C; n=15), com a moda em -36,8 °C (Figura 34A); ii) a temperatura de fusão de gelo (Tm-Ice) fica em torno de -16,3 a -5,4 °C (M.a. -13,3 ± 1,47 °C; n=15) (Figura 34B). A microtermometria de alta temperatura foi realizada em oito IFs, onde as temperaturas de homogeneização da fase líquida variam entre 307,9 e 321 °C (M.a. 313,03 ± 3,12 °C; n= 8) (Figura 34C).

A partir do tratamento desses dados no programa FLUIDS (Bakker, 2003), obteve-se os valores de salinidade, com base na fórmula de Bodnar (1993), em que a Salinidade = $0.00 + 1.78 \theta - 0.0442 \theta^2 + 0.000557 \theta^3$, expressada em wt% eq. NaCl. A salinidade no sistema analisado varia entre 8,54 wt% e 20,16 wt% eq. NaCl (M. a. 17,31 ± 1,58 wt% eq. NaCl), com a moda em 18,17 wt% eq. NaCl (Figura 34D). Essa análise também resultou em valores de densidade e volume molar, uma vez que embora a temperatura média do ponto eutético indique que a fase líquida apresenta um sistema H₂O-MgCl₂-NaCl (Davis et al., 1990), devido à ausência de cristais, foi considerado o sistema simples H₂O-NaCl. Sendo assim, a densidade varia entre 0,51 e 1,02 g/cm³ (M. a. 0,81 ± 0,07 g/cm³), e o volume molar entre 19,02 e 38,03 (M. a. 25,23 ± 2,45). Todos os dados microtermométricos estão resumidos na tabela a seguir (Tabela 2).

Tabela 1: Resumo das propriedades petrográficas e os dados microtermométricos das inclusões fluidas identificadas nos veios mineralizados.

Tipo	Fases	Relação (L/V)	Mineral Hospedeiro	Dados microtermométricos			Salinidade (Bodnar, 1993) (wt % NaCl)	Densidade (Oakes <i>et al.</i> , 1990) (g/cc)
				Te (°C)	Tm-Ice (°C)	Th (°C)		
2	Bifásica L+V	0,45 a 0,9	Qtz ₃	-48,1 a -30	-16,3 a -5,4	307,9 a 321	8,54 a 20,16	0,51 a 1,02

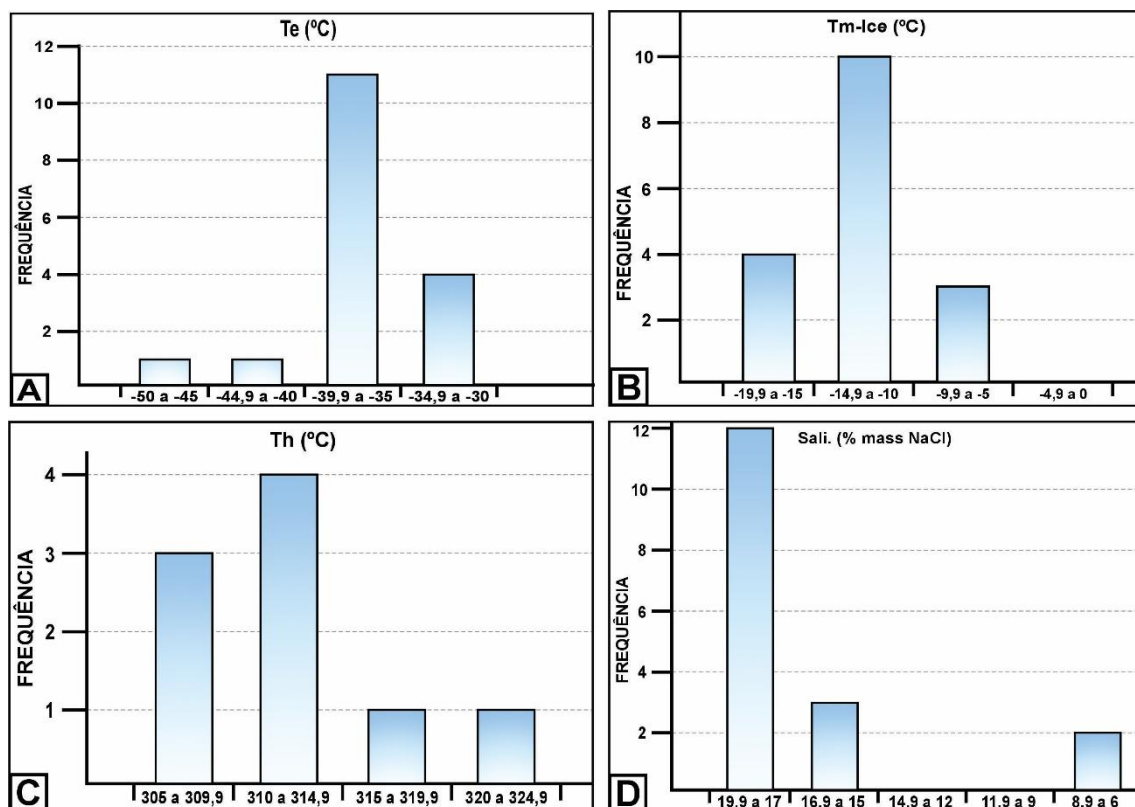


Figura 34: Histogramas de frequência dos dados microtermométricos das inclusões fluidas provenientes dos veios mineralizados: (A) temperatura do eutético (Te); (B) Temperatura de fusão de gelo (T_{m-Ice}); (C) Temperatura de homogeneização total (TH); (D) Salinidade das inclusões.

Conforme a análise dos resultados, o fluido hidrotermal aquoso contém pelo menos 2 tipos diferentes de sais, o que implica que o sistema não é estritamente constituído por H₂O + NaCl (Te em -21 °C). No caso deste estudo, a temperatura média do eutético das 15 inclusões fluidas medidas é de -36,33 °C, o que implica no sistema, a presença de magnésio na forma de MgCl₂, cujo valor aproximado em sistemas puros é de -33,6 °C. Dessa forma, a composição do fluido hidrotermal aquoso aparenta ser um sistema triplo do tipo H₂O + NaCl+ MgCl₂ com temperatura do eutético entre -33 °C e -37 °C, predominantemente, embora tenham sido medidos dois valores abaixo de -40 °C (-48,1 °C e -42,3 °C), que poderiam indicar a presença de cálcio (e ferro?) no sistema (Shepherd *et al.*, 1985).

A relação entre os dados de temperatura de fusão do gelo (T_{m Ice} °C) e temperatura de homogeneização (Th °C) varia em um intervalo estreito, refletindo a tendência horizontal observada na Figura 35, indicando que a salinidade dos fluidos se manteve estável ao longo da variação de temperatura de homogeneização, embora esta tenha sido elevada (>300 °C). Esses dados sugerem condições de aprisionamento praticamente

isotérmicas, possivelmente associadas a processos condutivos simples, sob pressão relativamente constante.

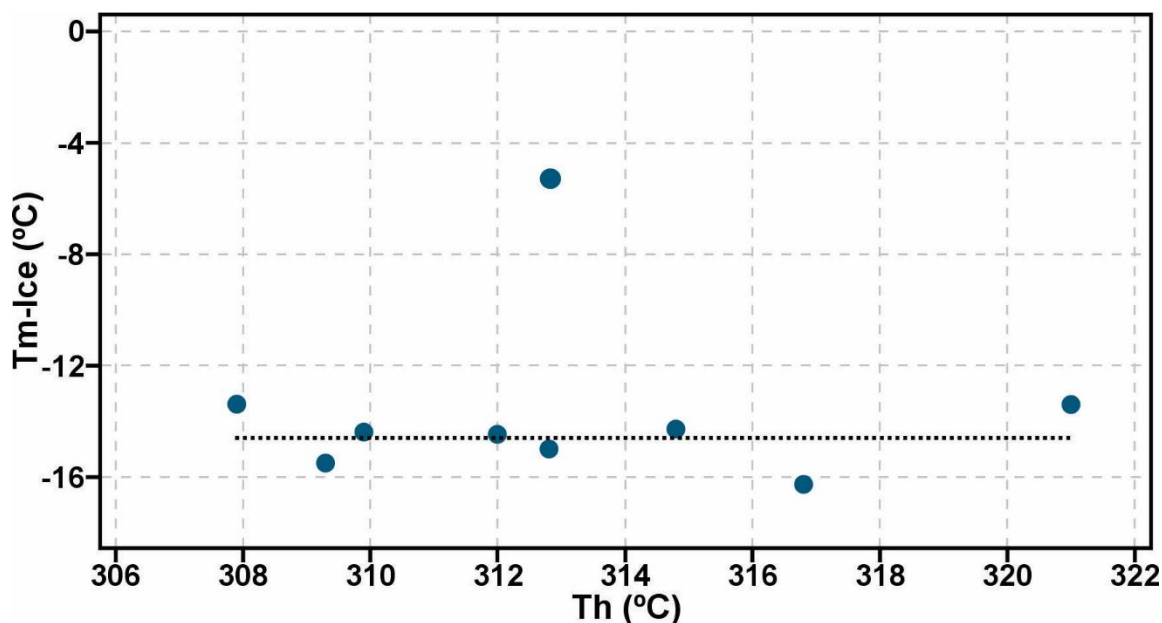


Figura 35: Gráfico de temperatura de fusão de gelo (T_{m-Ice}) vs temperatura de homogeneização (T_H).

O cálculo das isócoras foi realizado com o uso do programa ISOC do pacote FLUIDS, com o objetivo de definir a pressão real do sistema hidrotermal da mina Cuadrazón. Os cálculos de pressão do sistema durante a formação das inclusões fluidas mostram que o fluido foi aprisionado a pelo menos 91,41 a 109,44 bares.

O gráfico das isócoras (linhas de densidade constante no espaço P-T) sinaliza as possíveis combinações de pressão e temperatura em que o fluido existiu na natureza. A origem de cada linha no gráfico (o ponto mais baixo à esquerda) representa a temperatura de homogeneização e a pressão mínima de aprisionamento de cada inclusão (Figura 36). A evolução termobarométrica regular e consistente das isócoras permite obter a pressão de aprisionamento em torno a 1 kbar e temperaturas de 313 °C, representando as condições “reais” de aprisionamento do fluido.

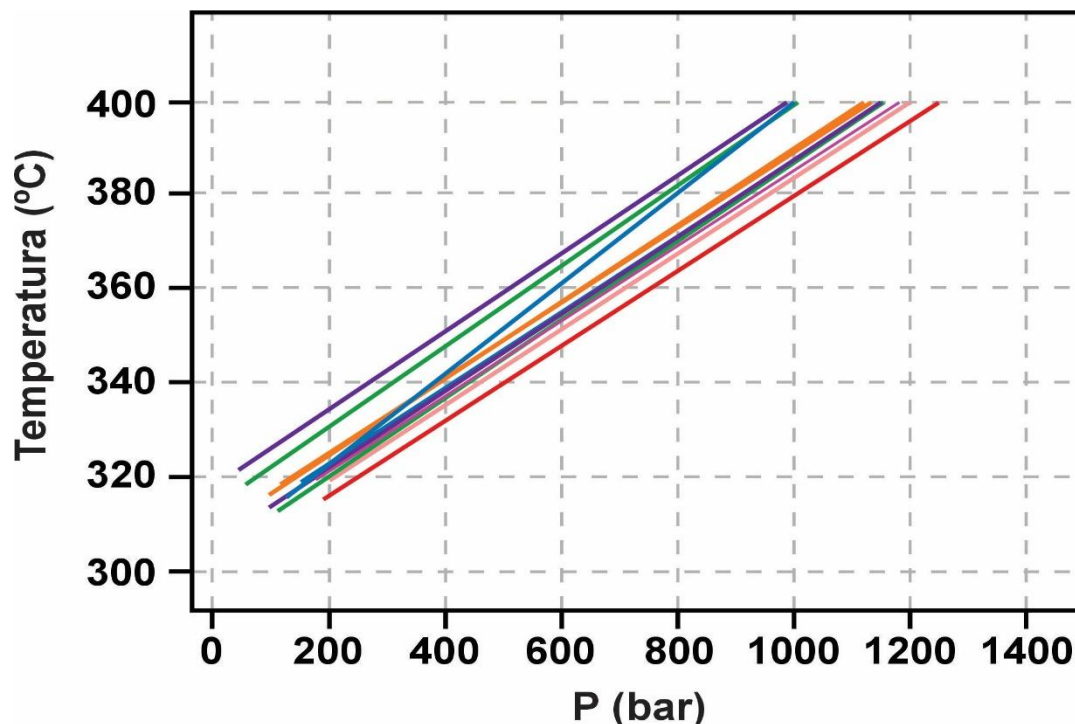


Figura 36: Gráfico T-P construído a partir das Ifs aquosas indicando a evolução do sistema fluido.

6. DISCUSSÕES

Os **aspectos petrogenéticos do Gabro Cerro Frontino** são discutidos sob duas abordagens: 1) **a formação de litofácies e suas relações estratigráficas**. Trata-se de um stock constituído por três associações de litofácies principais, relacionadas ao alojamento de sucessivo de vários pulsos magmáticos, cuja evolução envolveu a cristalização de: I) gabro, variando a piroxenito, composto por agregados de cristais de augita, labradorita-bitownita, alinhados, definindo uma orientação preferencial de forma, magnetita e olivina; II) hornblenda gabro, variando a biotita gabro e diorito em bolsões, que intrudem o gabro-piroxenito na forma de diques; III) diorito variando a quartzo-diorito, equigranulares e de textura fina. Observa-se, no limite entre os litotipos, fraturamento hidráulico no diorito, decorrente da intrusão do quartzo-diorito.

As relações de intrusão entre os litotipos contribuem para definir a sequência de cristalização e de alojamento. O registro da evolução de litotipos (piroxenito – gabro – hornblenda/biotita gabro – diorito – quartzo diorito) são evidências indicativas de diferenciação magmática. Assim, postula-se a coexistência e a mistura de magmas para explicar a formação das associações de litofácies presentes na mina Cuadrazón. A interação entre os pulsos magmáticos explicaria a variação de textura (hábito e tamanho) de cristais do mesmo mineral, assim como os limites intrusivos do gabro-piroxenito e de gabro-diorito. Esta compreensão se apoia no fato de que silicatos com diferentes

componentes químicos saturam o magma a diferentes temperaturas, e os minerais cristalizam em uma ordem associada à composição mineral da rocha (Yoder, 1998). O desenvolvimento de *skarn* (diopsídio, augita e apatita) no limite entre o gabro e suas rochas calcárias encaixantes indica condições de alta temperatura e de forte interação entre o calcário e o magma de composição magnésiana. A presença de apatita no *skarn* sugere o aporte de fósforo proveniente do magma gabróico e atribui à intrusão um caráter metassomático. Considerando o gabro como fonte de calor e de elementos químicos na formação do *exoskarn*.

2) Os mecanismos de deformação interna de minerais desde a cristalização do plúton até o estado sólido. No processo de alojamento de um plúton, o resfriamento promove a cristalização de minerais e o registro de textura sob as condições dinâmicas as quais está submetido. No gabro estudado, vários mecanismos de deformação interna observados são diagnósticos das características e das condições de registro de deformação plástica, bem como do regime rúptil. Dentre as feições encontradas, a cristalização de minerais prismáticos euédricos alinhados, com incipiente migração de limites e deslizamento planar. Segundo alguns autores, essa deformação ocorre a temperaturas superiores a 850 °C (Pryer, 1993), e podem ser atribuídas a deformação por fluxo e à ativação de deslizamento planar por deslocamento de fundido intersticial (Paterson *et al.*, 1998; Holness *et al.*, 2018). Segundo Vignerresse *et al.* (2015), mudanças na plasticidade intracristalina e na difusão por deslizamento intracristalino se ativam na presença de fundido, mas com a diminuição da proporção de fundido (5–3%). A deformação intracristalina passa a ser influenciada pela interação entre os cristais sob fluxo submagmático denso.

No piroxenito e no diorito, cristais de piroxênio com geometria sigmoide ocorrem em matriz de cristais de plagioclásio com geminação mecânica, anfibólio e biotita. Os piroxenitos ainda mostram marcante alinhamento de cristais prismáticos, com alta razão axial de plagioclásios euedrais, geminação mecânica, deslizamento planar intracristalino e limites lobados. Para Holness (2021), deformações com características semelhantes são comuns nos limites de intrusões, devido ao fluxo ser denso ou de alta viscosidade. Essa deformação ainda pode estar relacionada ao aumento da difusão por migração do limite do cristal para o fundido (Paterson *et al.*, 2018). Neste sentido, cristais prismáticos, ao interagirem com o fundido durante seu crescimento, tendem a desenvolver formas alongadas, alta razão axial, limites curvos e em cúspide e variação de tamanho, assim como, localmente, desenvolver agregados de cristais finos (Holness *et al.*, 2018). Além

disso, a rotação de cristais de augita, com desenvolvimento incipiente de sombras de pressão, e um arco poligonal em torno de sigmoides, formado pelo alinhamento de cristais de plagioclásio e de biotita, são evidências de deformação com rotação devido ao cisalhamento simples em condições de estado sólido, mas a alta temperatura. Foram também observadas fraturas intercristalinas. Estas evidências se relacionam a esforços dirigidos que deformaram o plúton, comuns em ambientes orogênicos (Vigneresse *et al.*, 2015).

O controle tectônico dos Andes (Cardona *et al.*, 2011a; Kenan & Pindell, 2009; Salazar *et al.*, 2016) é caracterizado pela compartimentação da deformação em zonas de cisalhamento, a orientação, a forma alongada e o alinhamento de plútons paralelos ao eixo dos orógenos. Esse controle frequentemente influencia na estrutura interna dos corpos intrusivos (Vieira *et al.*, 2006; Salazar *et al.*, 2016), e isto pode ter ocorrido durante o alojamento dos pulsos magmáticos que formaram o Gabro Cerro Frontino (~11-12 Ma), o que pode ser corroborado por evidências de deformação plástica encontradas desenvolvidas em vários estágios, desde o submagmático ao estado sólido a alta temperatura.

Sobre a deformação do Gabro Cerro Frontino e o estilo de ocorrência dos veios mineralizados da mina Cuadrazón. O Gabro Cerro Frontino ocorre na forma de um corpo alongado, com eixo maior de atitude N30E, paralelo a falha San Diego que o intercepta, e os veios mineralizados (hospedados no gabro) têm orientação N60E-S83E. Além disso, na região, a falha Cañasgordas está orientada em 120° azimuth. Essas estruturas mostram entre si uma relação angular de 30°, compatível com a deformação relacionada a zonas de cisalhamento, o que reforça a hipótese de que o estilo estrutural de ocorrência dos veios mineralizados pode ter sido influenciado pela tectônica que reativou as falhas Cañasgordas-Dabeiba, as quais foram interpretadas por Maya (1992) e Cediel & Shaw (2003) como limites de terreno. Cunha (2023) e Jaramillo (2018) descreveram evidências semelhantes de veios mineralizados tectonicamente controlados na região do Batólito Antiqueño e do Batólito de Segovia, respectivamente.

Estruturas regionais como as falhas Cañasgordas-Dabeiba e Abriaquí, orientadas para N30W, e as falhas Portachuelo e San Diego (próximas ao Gabro Cerro Frontino), de atitude N30E, exibem trends semelhantes ao padrão de deformação relacionado a sistemas de cisalhamento simples, e aos eixos de dobras existentes na Formação Penderisco do Complexo Cañasgordas (Álvarez & González, 1978; Page, 1986), as quais, segundo Ramos (2009), essas estruturas exibem características de suturas com evidências

de reativação. No interior do plúton, as estruturas que controlam os veios mineralizados correspondem a falhamentos com orientações semelhantes aos descritos por Ramos (2009) para o segmento norte andino. Dessa forma, o Gabro Cerro Frontino seria um bom marcador da tectônica local, onde a deformação nas rochas da região representaria o registro de ativação e reativação de estruturas sob a influência do mesmo regime tectônico, que para Cediel (2019) formou o arco Baudó, e permanece ativo há mais de 12Ma.

A deformação de regime rúptil no gabro controlou a formação de veios de quartzo com sulfetos e Au. Nesses casos, deformações envolvendo mecanismos de strain, como migração de limite, redução de tamanho com rotação e formação de sigmoides, são características da deformação por cisalhamento simples e são observadas em condições de temperatura próximas de 300-400 °C, o que é concordante com os valores encontrados nas inclusões fluidas (Wu e Groshong, 1991A; Stipp *et al.*, 2002; Passchier & Trowu, 2005). A disposição dos veios na mina Cuadrazón, apresentam um padrão dominante de orientações azimutais entre N68E-S83E, variando a 250°-270°az, com mergulhos em torno de 60°, principalmente para W, assim como os descritos por Cediel (2019) para as estruturas de limite de terreno na região de Chocó-Urabá. As estruturas encontradas no gabro controlam os veios mineralizados e representam uma deformação de caráter rúptil, posterior ao alojamento do Gabro Cerro Frontino, com o desenvolvimento de espelho de falha, estrias nos limites veio-rocha encaixante, e steps com indicadores cinemáticos característicos de regime transcorrente. As evidências de deformação do gabro são compatíveis com ativação de zonas de cisalhamento que alojam os veios quartzosos mineralizados, e a reativação dessas estruturas deformou os veios. Assim, o gabro e os veios podem representar subdomínios estruturais com registro de deformação e cinemática relacionados às estruturas regionais, cujas ativações e reativações ocorrem sob a influência do mesmo contexto tectônico, o que é compatível com a história geotectônica de formação da Cordillera Central no Neógeno (Cediel *et al.*, 2019).

O modelo representativo do estilo estrutural de ocorrência dos veios da jazida Cuadrazón é relacionado a reativação de zona de cisalhamento simples dextral (Figura 37), cuja deformação regional provavelmente ativou localmente as falhas Ánimas e El Carmen, com atitudes similares à orientação da fossa e do eixo da Cordilheira Ocidental (N30E/70°; Cediel *et al.*, 2003). A falha San Diego representa a compartimentação em conjugados dessa deformação no interior do Gabro Cerro Frontino, onde estruturas orientadas para N65E-N85E/65°-70° representam estruturas conjugadas sintéticas. Estas

últimas estruturas, foram preferencialmente preenchidas por veios de quartzo com sulfetos. Estruturas orientadas para N65E-N85E/67°-72°, deformaram os veios de quartzo, formaram veios constituídos por calcita, apatita e carbonatos.

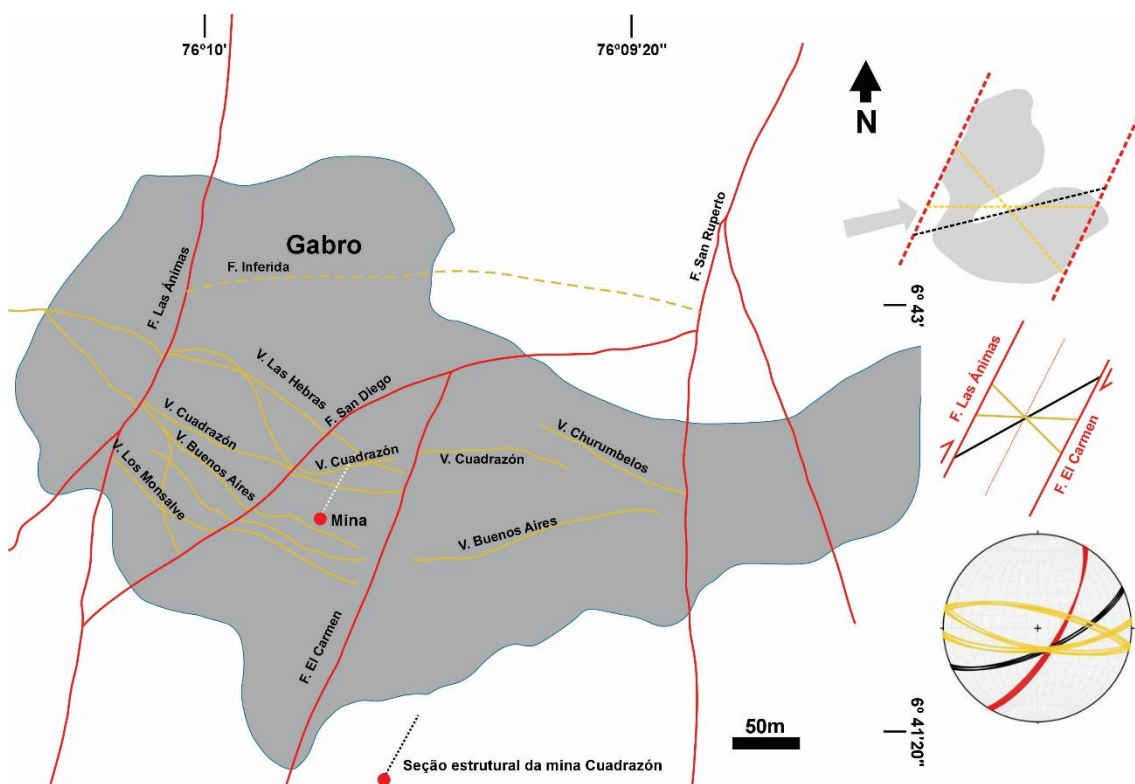


Figura 37: Estilo estrutural de ocorrência dos veios da jazida estudada. Modelo simplificado de um sistema de cisalhamento simples dextral (falhas Las Animas e El Carmen), estruturas sintéticas associadas (falha San Diego) e de veios mineralizados (conjugados). Projeção hemisfério inferior igual área mostrando as atitudes das estruturas representadas.

Interação fluidos-gabro: considerando o cenário tectônico e as áreas mineralizadas na Mina La Cuadrazón, os veios e zonas de cisalhamento exibem preenchimento mineral correlacionável com um processo hidrotermal intimamente associado a intrusões e, uma mineralização disseminada na área de *skarn* com silicificação pervasiva. Em ambos os estilos de mineralização há o desenvolvimento de clorita e calcita, além de calcopirita, pirita, esfalerita e galena disseminada, e ouro livre.

A alteração hidrotermal relacionada à interação dos fluidos mineralizantes com as rochas hospedeiras é predominantemente sericítica e propilítica. O levantamento aerogeofísico realizado pela B2Gold LTDA mostrou que em escala regional há anomalias de K dispostas em faixas alongadas, alinhadas e orientadas para N30E (dominante) e N70E (subordinada), interpretadas como resultado de transformações minerais e texturais associadas a alteração hidrotermal. Essa trajetória de migração dos fluidos é compatível

com a orientação das estruturas de deformação das rochas em escala regional (Figura 38A) e em afloramento (Figura 38B).

A sequência de alteração hidrotermal identificada permite supor a evolução do sistema fluido hidrotermal e seus efeitos sobre as rochas encaixantes (Figura 38B). A compreensão dos processos de formação da alteração hidrotermal associada à origem da jazida se resume em: (i) adição de sílica para formar quartzo; (ii) alteração propilítica (adição de voláteis) é definida pela ocorrência de clorita+epidoto+pirita±carbonatos, de caráter pervasivo, com fluorita e apatita tardias, segundo Pirajno (2009) podem ser indicativas de adição de H₂O e CO₂ ao sistema, e localmente enxofre (S), sem metassomatismo considerável de H⁺; (iii) hidrólise nos gabros, cuja formação geralmente ocorre entre 200 °C e 400 °C (Bodnar *et al.*, 2014), caracterizada como alteração sericitica, definida por sericita+quartzo+pirita associada a carbonato e apatita pode ser interpretada como uma evidência do aumento de pH no fluido mineralizante e diminuição de temperatura por interação do fluido com a rocha; (iv) cloritização (adição de voláteis) definida pelo enriquecimento em clorita em sobreposição à sericitização. As fases que representam adição de voláteis no sistema (alteração propilítica e cloritização) indicam temperaturas entre 100 °C e 350 °C (Bodnar *et al.*, 2014). A associação mineral de mais baixa temperatura dominada pela presença de sericita e clorita indicam temperaturas aproximadas de 300 °C, cuja origem está relacionada à migração dos fluidos formadores de minério, associada aos processos de alteração hidrotermal, indicam que os pulsos desses fluidos aumentaram sua acidez e diminuíram sua temperatura, podendo estar relacionado com uma maior capacidade de migração pela crosta alcançando níveis crustais mais rasos e distais da sua fonte. Tais evidências compreendem a resultados de processos que favoreceram a formação de fases cristalinas a partir dos fluidos mineralizantes, envolvendo variação de temperatura, profundidade na crosta e pH dos fluidos. As mudanças de acidez sugerem uma provável interação entre diferentes pulsos de fluidos hidrotermais com diferentes características físico-químicas, o que pode ter propiciado maior capacidade dos fluidos para interagir com o piroxenito.

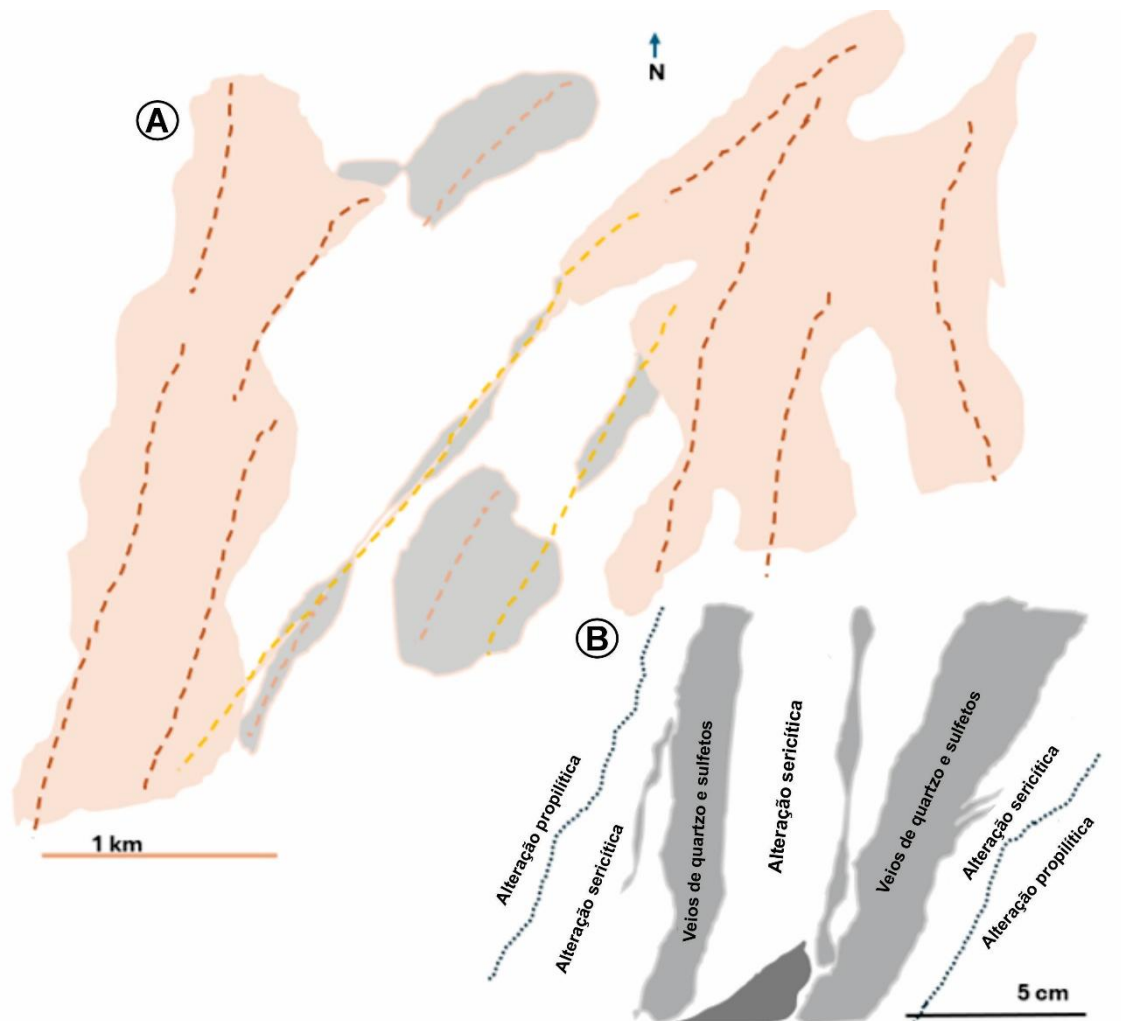


Figura 38: (A) Anomalia de concentração de K, associada a dispersão regional de fluidos mineralizantes e efeito local de alteração hidrotermal. Alteração mais intensa (rosa) e mais dispersa restrita em duas faixas alinhadas (cinza). Extraído do relatório interno B2Gold LTDA; (B) halos de alteração em gabro piroxenítico relacionadas a veios.

A **origem dos fluidos mineralizantes** foi obtida a partir da interpretação dos resultados da análise dos resultados da análise microtermométrica das inclusões fluidas (IF) em quartzo 3 (presente no veio, da amostra KD12Veta4, atualmente em exploração na mina), associado aos sulfetos que acompanham o Au, que permitiram inferir as condições físico-químicas de trapeamento dos fluidos:

O fluido hidrotermal é uma da mina Cuadrazón é caracterizado por um sistema químico de alta salinidade e alta temperatura com pelo menos três componentes. Segundo Shepherd et al. (1985) e Davis et al. (1990), inclusões fluidas com valores de temperatura eutética média próximos a $-37\text{ }^{\circ}\text{C}$ são representativas de um sistema de água não estritamente constituído por sais como sódio. Bodnar (1993) afirma que fluidos constituídos por água e cloreto de sódio possuem valores de T_e em torno de $-21,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. As IF's desta pesquisa apresentam valores de T_e entre $-48,1$ e $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figura 39), compatíveis com sistemas constituídos por água (H_2O), cloreto de sódio (NaCl) e cloreto de magnésio

(MgCl_2), e possivelmente até cloreto de ferro (FeCl_2). Para Bodnar (1993), o MgCl_2 no fluido hidrotermal, além de apresentar efeitos crioscópicos que influenciam a evolução termal da solução salina, sugere interação do fluido original com as rochas hospedeiras máficas/ultramáficas durante o processo de alteração cloritica que podem liberar o Mg.

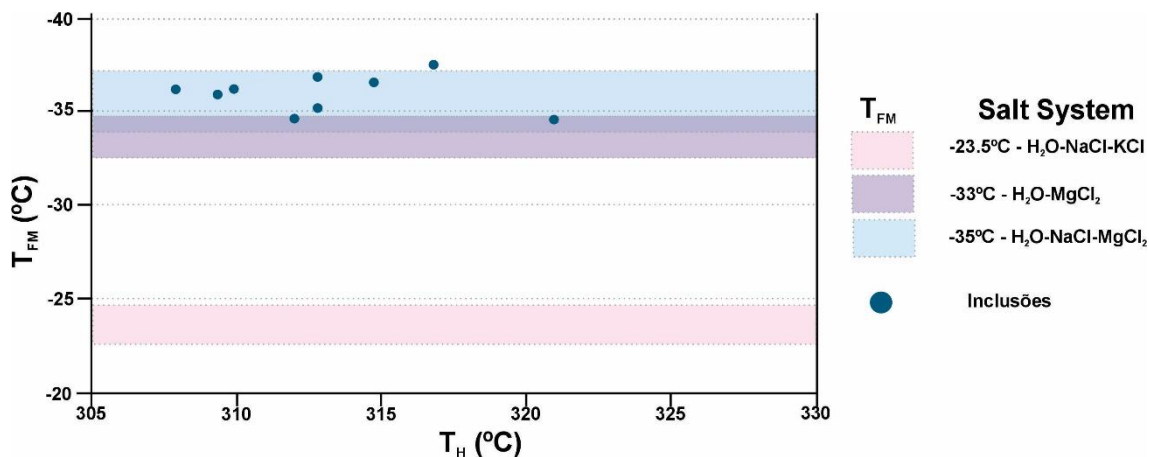


Figura 39: Gráfico de temperatura do eutético (T_{FM}) vs temperatura de homogeneização (T_H). As faixas coloridas representam os valores padrões de temperatura para determinados sistemas salinos. Modificado de Shepherd *et al.*, (1985).

A variação nos valores de T_m -ice e a salinidade é resultante da interação do fluido hidrotermal com a rocha encaixante (rochas máficas), que pode provocar valores de alta salinidade de 18,32 wt% eq. de NaCl, com os fluidos menos salinos possivelmente de origem meteóricos com valores de salinidade de 8,54 e 8,95 wt% eq. de NaCl. Essa interação gera a diluição no sistema hidrotermal, mudando o equilíbrio químico, o que resulta na precipitação do minério e indicam o processo de *boiling* (coexistência de salinidades diferentes a temperaturas similares), como responsável do estabelecimento da mineralização.

Segundo Shepherd *et al.* (1985), a variação na salinidade e na temperatura do fluido, mostra duas possibilidades de tendências, que refletem mescla de fluido, onde o fluido primário (FA), quente e salino, se mistura com águas superficiais/meteóricas mais frias e doces, resultando no fluido de mescla A (MA), ou onde o FA resfria ao se misturar com águas mais frias, mas altamente concentradas em sais, resultando no fluido de mescla B (MB). Sendo assim, a evolução do fluido pode estar associada com a incorporação de diferentes fluidos secundários ao sistema hidrotermal durante sua ascensão (Figura 40). O contexto geotectônico no qual o depósito está inserido permite uma ampla possibilidade de fontes de fluidos, podendo haver contribuição de fluidos meteóricos, provenientes das unidades sedimentares ou metassedimentares circundantes ao corpo magmático, da desidratação da crosta oceânica em subducção ou de um ou mais corpos magmáticos em ascensão.

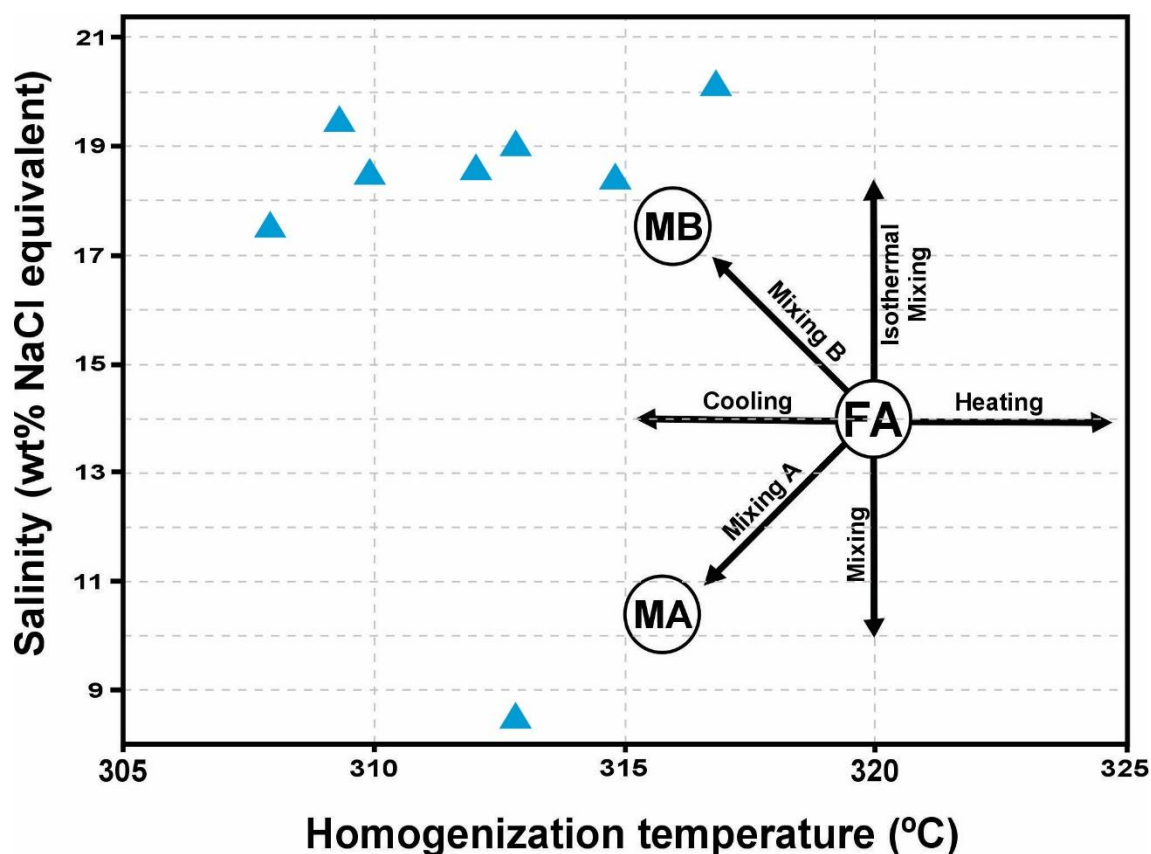


Figura 40: Relação entre a temperatura de homogeneização e a salinidade (modificado de Shepherd et al., 1985).

A temperatura mínima de aprisionamento baseada nos valores de temperatura de homogeneização, mostram boa coerência nos valores, variando entre 307,9 e 321 °C (M.a. $313,06 \pm 4,34$ °C; $n=8$), com maior frequência em 309 e 312 °C e salinidade equivalentes a NaCl de 8 a 20% (mass%). Os valores de pressão de aprisionamento do sistema fornecem valores de 91,41 a 109,44 bares, que sob um regime hidrostático representa uma profundidade aproximada entre 1 e 1,3 km. No entanto, esse valor pode chegar a ser 3 vezes menor, quando considerado um sistema litostático, onde o peso e a densidade das unidades litológicas afetam o sistema.

Segundo Wilkinson (2001) esses dados de salinidade e temperatura de homogeneização são consistentes com depósitos do tipo Sn-W (Figura 41), entretanto, os constituintes do depósito Cuadrazón não compreendem ao que seria esperado para um depósito de Sn-W (com a presença de minerais como Volframita e Cassiterita), e os dados de salinidade e temperatura de homogeneização para este tipo de depósito, de <10% a > 40% em peso equiv. de NaCl, e 200 a 500 °C, respectivamente, estão contidos no intervalo de salinidade e temperatura de homogeneização para depósitos de *skarn*, de 5 a 60% em peso equiv. de NaCl, e de 200 a >700 °C, respectivamente.

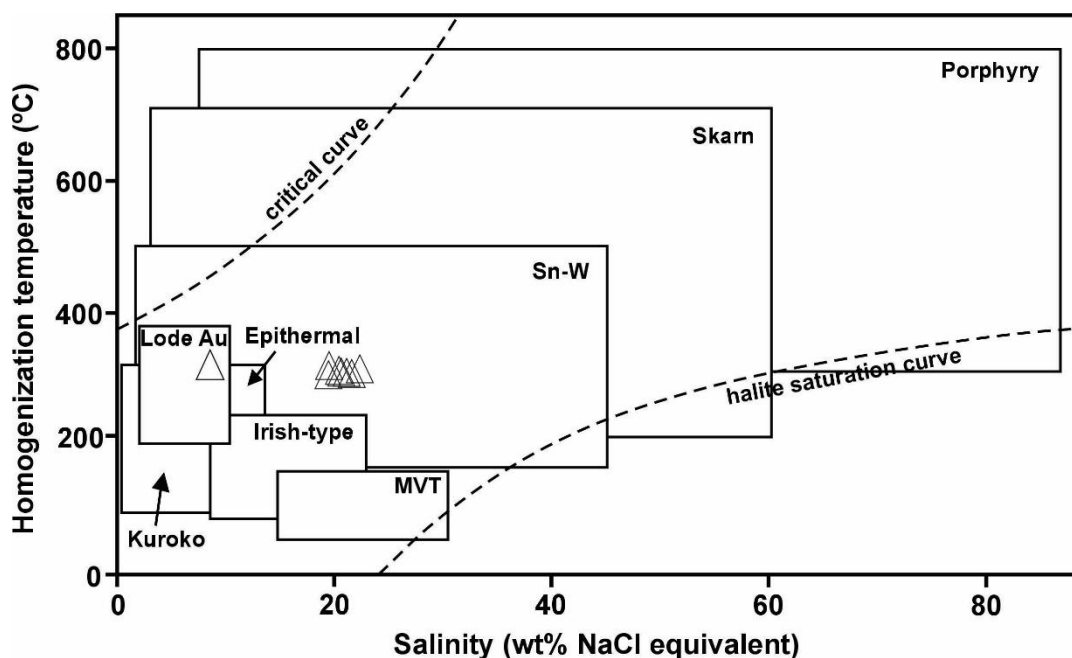


Figura 41: Diagrama Th x salinidade com as faixas típicas para inclusões de diferentes tipos de depósitos. Observa-se que os campos não devem ser considerados definitivos e existem composições fora das faixas mostradas (Fonte: Wilkinson, 2001).

As características dos dados de posição na crosta associada à forte propilitização e sericitização, embora com ausência de adularia, ganga quartzo-carbonática com a presença de fluorita, e a cristalização de minerais de minério como pirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita e galena, mostram que a mineralização se desenvolve em condições tectônicas especiais coerentes com depósitos do tipo epitermal low para intermediate-sulfidation, com influência de sistemas de tipo *Skarn* (White & Hedenquist, 1990; Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

A comparação da mineralização da Mina Cuadrazón com a de outros depósitos que ocorrem na região do Gabro Cerro Frontino, como nas minas El Apique e Los Hoyos, observa-se semelhanças no estilo de ocorrência da mineralização, em veios quartzo carbonáticos estruturalmente controlados, localmente anastomosados, no processo de alteração hidrotermal clorítica, e no ouro associado a sulfetos como pirita, calcopirita, esfalerita, pirrotita e galena (Arrubla-Arango & Silva-Sánchez (2021). Evidências de enriquecimento em prata, reportadas nos depósitos de ouro da região, por Arrubla-Arango & Silva-Sánchez (2021), não foram confirmadas.

Características semelhantes quanto a origem do fluido e estilo de ocorrência dos fluidos são descritas por Lesage *et al.* (2013) para o depósito de Au Buriticá (aproximadamente 50km a sul de Frontino), alojado no pórfiro andesítico de Buriticá ($7,41 \pm 0,40$ Ma, por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda), hospedado em rochas vulcânicas e

sedimentares da Formação Barroso e no stock diorítico Buriticá. Este depósito apresenta: i) mineralização de ouro associada à alteração propilítica proximal, com sericita e adularia, e à alteração distal, com epidoto; ii) minério hospedado em dois conjuntos diferentes de veios orientados a N72°E/87° e S75°E/87°; iii) fluidos mineralizantes com temperatura de homogeneização de 310 °C e salinidade de 8% wt eq. de NaCl. Os fluidos foram interpretados como de origem magmática, misturados com aquosos subterrâneos, cujo resfriamento e a diluição, decorrentes da mistura, seriam fatores controladores secundários, e a precipitação do ouro teria sido controlada por meio de ebulição. Dessa forma, observam-se características da gênese dos fluidos e do ambiente geotectônico, bem como processos formadores da jazida mineral, coerentemente semelhantes entre ambas as jazidas. No entanto, em Buriticá, os fluidos se alojaram em camadas rasas da crosta.

O depósito de Au de Marmato, localizado próximo à sutura Cauca-Romeral (aproximadamente 200 km ao sul do Cerro Frontino), segundo Santa Cruz *et al.* (2020), é caracterizado por: i) rochas hospedeiras de composição dominante andesítica a dacítica, agrupadas em um plúton, de múltiplos pulsos, com texturas porfiríticas, com idades U-Pb em zircão para esse magmatismo variando entre 6,58 e 5,74 Ma. e de afinidade geoquímica cálcio-alcálica de alto K ; ii) mineralização de Au associada a sulfetos polimetálicos em veios de quartzo orientados NW-SE, controlados por um sistema de cisalhamento transpressivo; iii) alteração propilítica (clorita-epidoto) e, posteriormente, sericita-illita-smectita, com ankerita e pirita. A idade da mineralização de cerca de $5,6 \pm 0,6$ Ma, por Ar-Ar em muscovita, coincidente com a reativação da Falha Cauca-Romeral. iv) Os fluidos mineralizadores foram interpretados como um sistema epitermal de sulfetação intermediária hospedado em rochas hipoabissais porfiríticas. Nesse contexto várias características deste depósito diferem parcialmente das observadas na jazida Cuadrazón.

O marco regional mostra no segmento do arco da cordilheira ocidental entre Frontino, Buriticá e Marmato, no período de 12 a 5 Ma, um magmatismo contínuo que varia de básico (no norte) a ácido (no sul), assim como mineralizações hidrotermais associadas. Para o sul do Cerro Frontino, destaca-se que o magmatismo é mais evoluído e se alojou em condições mais rasas da crosta. No entanto, os processos de alteração hidrotermal e o estilo estrutural do minério são semelhantes. A ocorrência destes depósitos de Au é consistente com tectonismo diacrônico e episódico no arco. Nesse contexto, o magmatismo, a migração de fluidos hidrotermais e a atividade tectônica são

características associadas à evolução do arco orogênico da Cordilheira Ocidental e à formação dessas jazidas auríferas.

Na mina Cuadrazón, a mineralização está relacionada a um plúton ultramáfico-máfico associado a um magmatismo de zona de subducção ativa. Os veios mineralizados se orientam coerentemente com as estruturas regionais que fraturam intensamente o plúton. Em ambientes tectônicos de arco como o andino, são comuns mineralizações epitermais de ouro associadas a plútons cálcio-alcalinos do tipo Cu-Mo (Sillitoe, 1993; Hedenquist et al., 2000). A interação fluidos-rochas encaixantes resultou em alterações hidrotermais sericíticas e cloríticas (propílicas), definindo uma zonação associada aos veios, semelhante à dos depósitos do tipo pórfiro descritos por Sillitoe (2010), Proffett (2003) e Porter (2002). No entanto, observa-se que a jazida Cuadrazón está constituída por veios de quartzo e sulfetos polimetálicos, similares aos depósitos epitermais *low a intermediate sulfidation*, descritos por Sillitoe (1993) e Hedenquist et al. (2000).

7. CONCLUSÕES

O plúton Gabro Cerro Frontino é composto por múltiplos pulsos magmáticos que cristalizaram por diferenciação e fracionamento, cujo alojamento gerou *skarn*.

O estudo estrutural evidencia o desenvolvimento de deformações no gabro e nos veios ao longo de vários estágios, os quais inclui: a injeção de pulsos magmáticos, a deformação em estado sólido do gabro, a migração de fluidos e a formação de veios, além da deformação desses veios. Essas fases deformacionais são interpretadas como decorrentes de episódios de tectônica convergente que formaram o arco da Cordilheira Ocidental no Neógeno.

Os veios e as zonas de cisalhamento da mina Cuadrazón exibem preenchimento mineral correlacionável a um processo hidrotermal, intimamente associado a intrusões e a uma mineralização disseminada na área de *skarn*, com silicificação pervasiva. Em ambos os estilos de mineralização, da interação fluido-rocha encaixante desenvolveram-se halos de alteração com sericita, clorita e calcita, e uma associação metalogenética constituída por magnetita, pirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita, molibdenita, galena, ouro livre, apatita e fluorita.

Na mina Cuadrazón, a ocorrência de sulfetos polimetálicos, como galena e esfalerita, está associada à precipitação de ouro, com o qual se cristaliza quartzo contendo inclusões fluidas com valores de alta salinidade (8,54 a 20,16 wt% eq. NaCl) e temperatura de homogeneização (307,9 – 321 °C). Essas características dos fluidos associada aos halos de alteração hidrotermal presentes no gabro, são evidências que comprovam: i) remoção de Mg, Ca e Fe, decorrente da interação fluido-gabro; ii) compatibilidade dos fluidos com um sistema com boa capacidade de dissolver sais, portanto, de caráter multicomponente; iii) variação na salinidade na mesma faixa de temperatura por consequência de mistura de fluidos hidrotermais, que no caso deste estudo seriam magmáticos e meteóricos, e/ou bacinais; iv) a precipitação do minério é decorrente do processo do tipo *boiling*; v) a composição polimetálica da jazida é compatível com fluidos com boa capacidade de transporte de íons metálicos associados a cloretos de cálcio, magnésio/ferro e sódio; vi) as condições de aprisionamento dos fluidos hidrotermais de alta salinidade (17,44 wt% eq de NaCl) que são responsáveis da mineralização foram calculadas em 313°C e correspondem a quase 1kbr a uma profundidade de 350m sob um sistema tectônico ativo.

As feições mineralógicas e texturais observadas na mina Cuadrazón, assim como as características físico-químicas dos fluidos mineralizantes e o caráter polimetálico dos sulfetos que acompanham o ouro, constituem uma combinação de evidências indicativas de uma jazida mineral gerada por fluidos típicos de sistemas associados a plútons.

O modelo conceitual para explicar a gênese do depósito baseia-se na integração dos resultados geológico-estruturais com as características físico-químicas dos fluidos, considerando as seguintes interpretações:

- i) A mineralização desenvolveu-se em condições tectônicas, com registro de deformação polifásica associada a cisalhamento simples, coerente com tectônica convergente de arco orogênico El Botón ativo.
- ii) Os mecanismos de deformação do quartzo nos veios mineralizados, assim como as temperaturas de aprisionamento dos fluidos hidrotermais mineralizantes, são coerentes e situam-se em torno de 300 °C, sugerindo condições de alta temperatura.
- iii) O estilo estrutural de ocorrência dos veios indica a cristalização dos minerais do minério em zonas de cisalhamento. Neste sentido, este tipo de regime estrutural pode ter influenciado as condições de pressão e temperatura de migração dos fluidos, a precipitação de íons, em particular, e a formação do minério.
- iv) As características da mina Cuadrazón são compatíveis com depósitos de tipo epitérmal *low* para *intermediate-sulfidation*, com influência de sistemas de tipo *Skarn*.

Os resultados obtidos nessa pesquisa não descartam a possibilidade de se tratar de um depósito do tipo *Intrusion Related*, sendo necessário análises adicionais de geocronologia para a confirmação. Ademais a complementação dos dados com análise em micro Raman poderiam refinar as características das inclusões fluidas, como a composição dos voláteis presentes, o que poderá elucidar mais a respeito das fontes e transporte dos fluidos. O foco no estudo de elementos traço também poderá ser uma abordagem interessante, ao considerar seu potencial para a transição energética.

REFERÊNCIAS

- ALEMAN, A. E, RAMOS, V. A., 2000. Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. Brazil. pp. 453-480.
- AHLGREN, S. G. (2001). A nucleação e evolução das zonas de cisalhamento de Riedel em poros Arenito. *Revista de Geologia Estrutural*, v.23, p.1203-1214.
- ÁLVAREZ, E., & GONZÁLEZ, H. (1978). *Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7*. Ingeominas.
- ARRIBAS JR., A. 1995. Characteristics of high sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Society of Canada Short Course Notes*, 23: 419-454.
- ARRUBLA-ARANGO, F. & SILVA-SÁNCHEZ, S. (2021). Geology of the Frontino-Morrogacho Gold Mining District and Metallogeny of the El Cerro Igneous Complex. *Boletín Geológico [en línea]*. 48(1), 7-47. ISSN: 0120-1425. Disponível em: <https://portal.amelica.org/ameli/journal/594/5943502001/>.
- ASPDEN, J. (1984). The Geology of Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the department of Valle del Cauca (Sheets 261, 278, 279, 280 and 299). Ingeominas – Misión. Británica, Informe 1959, 61 p. Cali.
- ASPDEN JA, MCCOURT WJ, BROOK M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *J Geol Soc Lond* 144:893–905.
- B2GOLD LTDA, PATERSON, G. & WATSON LTD. (2012). Airborne Magnetic and Radiometric Interpretation Department of Antioquia, Colombia. Relatório Interno.
- BALLARD, G., KOSKELA, L., HOWELL, G. E ZABELLE, T. (2002). Production system design in construction. In: *Proceedings 9th Annual Conference of the International Group for Lean Construction*, 6-8 August, National University of Singapore.
- BAKKER, R. J. (2003). PACKAGE FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194, 3– 23.
- BARAT F, MERCIER DE LÉPINAY B, SOSSON M, MÜLLER C, BAUMGARTNER PO, BAUMGARTNER-MORA C. (2014). Transition from the Farallon plate subduction to the collision between South and Central America: geological evolution of the Panama Isthmus. *Tectonophysics* 622:145–167.
- BARNES, H. L. (Ed.) (1997). **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. John Wiley & Sons.
- BARRERO, D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas (Bogotá)* 4, 1-75.
- BEACH, A. (1975). The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, pp. 245-263.
- BEANE, R. E. 1982. Hydrothermal alteration in silicate rocks, southwestern North America. In: Titler, S. R. (eds.). **Advances in Geology of the porphyry copper deposits**. SNA University of Arizona Press, Tucson, Arizona, p.117-137.
- BEDOYA, G., CEDIEL, F., RESTREPO-CORREA, I., CUARTAS, C., MONTENEGRO, G., MARIN-CERÓN, M.I., MOJICA, J., CERÓN, R. (2009). Aportes al conocimiento de la evolución geológica de las cuencas Atrato y San Juan dentro del arco Panamá-Chocó. *Boletín de Geología* 31(2):69–81.
- BIONDI, J. C. (2005). Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. FAPESP, São Paulo, Brazil.
- BIONDI, J. C. (2015). *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. 2 ed. ver. e atual. – São Paulo: Oficina de Textos.
- BISSIG, T., LEAL-MEJÍA, H., STEVENS, R. B., HART, C. J. R. (2017). High Sr/Y magma petrogenesis and the link to porphyry mineralization as revealed by Garnet-Bearing I type granodiorite porphyries of the Middle Cauca Au-Cu Belt, Colombia. *Economic Geology*, v. 112, n. 3, p. 551-568.
- BLANCO-QUINTERO, I. F., GARCÍA-CASCO, A., TORO, L. M., MORENO, M., RUIZ, E. C., VINASCO, C. J., CARDONA, A., LÁZARO, C., MORATA, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, v. 56, n. 15, p. 1852-1872.
- BODNAR, R. J. (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- BODNAR, R.J., LECUMBERRI-SANCHEZ, P., MONCADA, D. AND STEELE-MACINNIS, M. (2014). Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Turekian, H.D.H.K., Ed., *Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, Elsevier, Oxford, 119-142.
- BONGIOLO, E. M. (2005). Depósitos Hidrotermais em arcos magmáticos e alterações associadas. Porto alegre. 63 p. (Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, PPGGeo, Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- BOURGOIS, J.; CALLE, B.; TOURMON, J.; TOUSSAINT, J. F. (1982). The Andean ophiolitic megastructure on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera-Valle Colombia). *Tectonophysics*, 82:207-229.
- BREEDING, C. M., AGUE, J. J., BRÖCKER, M. (2004). Fluid–metasedimentary rock interactions in subduction-zone mélange: Implications for the chemical composition of arc magmas. *Geology*; 32 (12): 1041–1044. doi: <https://doi.org/10.1130/G20877.1>.
- BROGI, A. (2006). Evolution, formation mechanism and kinematics of a contractional shallow shear zone within sedimentary rocks of the Northern Apennines (Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 99. 29-47. 10.1007/s00015-006-1174-0.

- BROWN, M. & SOLAR, G. S. (1998). Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*. p. 211-227.
- BUCHANAN, L.J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digest*. 14. 237-262.
- BURNHAM, C. W., OHMOTO, H. (1980). Late stage processes of felsic magmatism: Society of Mining Geologists Japan Special Issue 8.
- BURT, D. M. (1977). Mineralogy and Petrology of *Skarn* Deposits. (pp. 859-873).
- BUSTAMANTE, C.; ARCHANJO, C. J.; CARDONA, A.; VERVOORT, J. D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Bulletin*, v. 128, n. 11-12, p. 1762-1779.
- BUSTAMANTE, C., CARDONA, A., ARCHANJO, C. J., BAYONA, G., LARA, M., VALENCIA, V. (2017). Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. *Lithos*, v. 277, p. 199-209.
- CARDONA, A., VALENCIA, V.A., BAYONA, G., DUQUE, J., DUCEA, M., GEHRELS, G., JARAMILLO, C., MONTES, C., OJEDA, G., RUIZ, J. (2011a). Early-subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria basin, northern Colombia. *Terra Nova* 23, 26-34. doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00979-x.
- CATHLES, L. M., ERENDI, A. H. J., BARRIE, T. (1997). How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? *Economic Geology*, 92:766-771.
- CEDIEL, F. (2011). Major Tecto-sedimentary events and basin development in the Phanerozoic of Colombia: In: Cediél F (ed) *Petroleum Geology of Colombia. Regional Geology of Colombia*, vol 1. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) – EAFIT, pp 13–108.
- CEDIEL, F. (2019). Phanerozoic orogens of northwestern South America: cordilleran-type orogens. Taphrogenic tectonics. The maracaibo orogenic float. The chocó-panamá indenter. In: **Geology and Tectonics of Northwestern South America**. Springer, Cham. p. 3-95.
- CEDIEL, F. & CÁCERES, C. (2000). Geological map of Colombia, 3rd edn. Geotec Ltda, Bogotá. 7 thematic maps at 1:1,000,000.
- CEDIEL, F. & RESTREPO, I. (2011). Geology and Hydrocarbon Potential, Atrato, San Juan and Urabá Basins. University EAFIT, Medellín, Colombia (Petroleum Geology of Colombia series, Vol. 3, F. Cediél (ed)), 104 p.
- CEDIEL, F., SHAW, R. P., CÁCERES, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean block.
- CEDIEL, F., SHAW, R. P. (2019). Phanerozoic orogens of northwestern South America: Cordilleran-Type Orogens. Taphrogenic Tectonics. The Maracaibo Orogenic Float. The Chocó-Panamá Indenter. In: *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer, Cham. p. 3-95.
- CEDIEL, F., RESTREPO, I., MARÍN-CERÓN, M. I., DUQUE-CARO, H., CUARTAS, C., MORA, C., MONTENEGRO, G., GARCÍA, E., TOVAR, D., MUÑOZ, G. (2010). Geology and hydrocarbon potential, Atrato and San Juan basins, Chocó (Panamá) arc, Colombia, Tumaco Basin (Pacific realm). Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH)-EAFIT, Medellín.
- CHIARADIA, M., ULIANOV, A., KOUZMANOV, K. (2012). Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? *Scientific reports*. 2. 685. 10.1038/srep00685.
- CHIARADIA, M. (2013). Copper enrichment in arc magmas controlled by overriding plate thickness. *Nature Geoscience*. 7. 10.1038/ngeo2028.
- CLARK, D.A. (2014). Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper–gold systems: A review. *Tectonophysics* 624–625, 46–65. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.011>.
- COCHRANE, R.; SPIKINGS, R.; GERDES, A.; ULIANOV, A.; MORA, A.; VILLAGÓMEZ, D.; PUTLITZ, B.; CHIARADIA, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea: *Lithos*, v. 190–191, p. 383–402.
- COELHO, S., PASSCHIER, C., MARQUES, F. (2006). Riedel-shear control on the development of pennant veins: field example and analogue modelling. *J. Struct. Geol.* 28, 1658–1669. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.05.009>.
- COOKE, D. & SIMMONS, S. (2000). Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*. 13. 221-244.
- COOKE, D., HOLLINGS, PETE, WALSHE, J. (2005). Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*. 100. 801-818. 10.2113/gsecongeo.100.5.801.
- CORDANI, U. G.; CARDONA, A.; JIMENEZ, D. M.; LIU, D.; & NUTMAN, A. P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society of London, Special Publication* 246, pp. 329-346.
- CORREA MARTÍNEZ, A. M. (2007). Petrogênese e evolução do Ofiolito de Aburrá, Cordilheira central dos Andes Colombianos.
- COSGROVE, J. W. (2007). The use of shear zones and related structures as kinematic indicators: a review. *Geological Society, London, Special Publications*. p. 59-74. 10.1144/GSL.SP.2007.272.01.05 [doi].
- CUNHA, D. S. B. (2023). Metalogênese do depósito aurífero de Gómez Plata, Cordilheira Central, Colômbia. Dissertação de mestrado. Programa de pós-graduação em Geociências UFAM.
- DAVIDSON, J.P. (1996). Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), *Subduction: Top to Bottom*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 251–262.

- DEFANT, M. J., RICHERSON, P. M., DE BOER, J. Z., STEWART, R. H., MAURY, R. C., BELLON, H., DRUMMOND, M. S., FEIGENSON, M. D., JACKSON, T. E. (1991). Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *J Petrol* 32:1101–1142.
- DUQUE-CARO, H. (1989). El Arco de Dadeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del noroccidente de la Cordillera Occidental. V Congreso Colombiano de Geología. Memorias Tomo 1 Bucaramanga.
- DUQUE-CARO, H. (1990). The Choco Block in the Northwestern corner os South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3/1, 71-84.
- EGO, F., SÉBRIER, M., YEPES, H. (1995). Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral? *Geophysical Research Letters*, Vol. 22. No. 1. p. 33-36.
- EMBRAPA TERRITORIAL. (2018). Satélites de Monitoramento. Campinas. Disponível em: < <https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento> >. Acesso em: 25 jul. 2024.
- ESCOBAR, L.A., & TEJADA, N. (1992). Prospección de Platino en Piroxenitas y de Oro em *Skarn* em la Mina Don Diego, El Cerro, Frontino (Antioquia). B. Sc. thesis). Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias.
- ETAYO SERNA, F., BARRERO, D., LOZANO, H., ESPINOSA, A., GONZÁLEZ, H., ORREGO, A., BALLESTEROS, I., FORERO, H., RAMÍREZ, C., ZAMBRANO ORTIZ, F., DUQUE CARO, H., VARGAS, R., NÚÑEZ, A., ÁLVAREZ, J., ROPAÍN, C., CARDOZO, E., GALVIS, N., SARMIENTO, L., ALBERTS, J. P., CASE, J. E., SINGER, D. A., BOWEN, R. W., BERGER, B. R., COX, D. P., HODGES, C. A. (1985). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. INGEOMINAS, Bogotá. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS 14(1):135.
- FEININGER, T., BARRERO, D., CASTRO, N. (1972). Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). *Boletín geológico*, v. 20, n. 2, p. 1-173.
- FOSSEN, H. (2016). *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York. Cosgrove, J.W., 2007. The use of shear zones and related structures as kinematic indicators: a review. *Geol. Soc. Lond. Special Publ.* 272, 59–74. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.05>.
- FOSSEN, H., CAVALCANTE, C. (2017). Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews*. 171. 10.1016/j.earscirev.2017.05.002.
- GARRIDO, I., JOSE, C. P., SIÑA, A., STEDMAN, P., YANEZ, G. (2002). High magma oxidation state and bulk crustal shortening: Key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31-34°S). *Revista Geologica De Chile - REV GEOL CHILE*. 29. 10.4067/S0716-02082002000100003.
- GEOESTUDIOS-INGEOMINAS. (2005). Complementação geológica, geoquímica e geofísica da parte ocidental das planchas 130 Santa Fé de Antioquia e 146 Medellín Ocidental.
- GIFKINS, C., HERRMANN, W., LARGE, R. 2005. *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research. University of Tasmania, Australia, 271p.
- GILL, P. E. B. J. B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. 390 pp. Volume 16, Minerals and Rocks. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. *Geological Magazine*. 1982;119(5):516-517. doi:10.1017/S0016756800026911.
- GOLDFARB, R. J. (2010). Handbook of Geochemistry: Techniques and Applications in Mineral Exploration. *Economic Geology*; 105 (7): 1351. doi: <https://doi.org/10.2113/econgeo.105.7.1351>.
- GOMES, C. B. (1984). Microsonda eletrônica: princípios e aplicações na geologia. *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*, p. 159-208.
- GOMEZ-RIVAS, E., BONIS, P.D., KOEHN, D., URAI, J.L., ARNDT, M., VIRGO, S., LAURICH, B., ZEEB, C., STARK, L., BLUM, P. (2014). The Jabal Akhdar Dome in the Oman mountains: evolution of a dynamic fracture system. *Am. J. Sci.* 314, 1104–1139. <https://doi.org/10.2475/07.2014.02>.
- GONZÁLEZ, H. (1997). Mapa geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, Informe 2199, 232 p. Santa Fe de Bogotá.
- GONZÁLEZ, H. (2001). Mapa geológico de Antioquia Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS. Bogotá.
- GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A. (2001). *Mapa geológico del departamento de Córdoba*. Geología, recursos minerales y amenazas naturales. Escala 1:250.000, INGEOMINAS.
- GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A. (2002). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Granodiorita de Nudillales, Cordillera Occidental, Departamento de Antioquia. INGEOMINAS.
- GONZÁLES H. & LONDOÑO A.C. (2003). Geología de las planchas 129 cañas gordas y 145 urrao. Memoria explicativa. Plancha escala 1:100.000.
- GONZALEZ-PARTIDA, E., CAMPRUBÍ, A., LEVRESSE, G., TRITLLA, J., CARRILLO-CHÁVEZ, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56 (1), 10-18.
- GONZALEZ-PARTIDA, E., PÉREZ-SEGURA, E., ROLDÁN-QUINTANA, J. (2013). Genetic implications os the new Sr and Nd isotopic data of the intrusive rocks from the Laramide Arc in Northern Sonora, Mexico. *Journal of Iberian Geology*, 39 (1), p. 131-146.
- GROVES, D., GOLDFARB, R., ROBERT, F., HART, C. (2003). Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Economic Geology*. 98. 1-29. 10.2113/gsecongeo.98.1.1.
- GROVES, D.I., BIERLEIN, F.P., MEINERT, L.D., HITZMAN, M.W. (2010). Iron oxide copper–gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Econ. Geol.* 105. 641–654.
- GROVES, D. I.; ZHAN, L., SANTOSH, M. (2020). Subduction, mantle metasomatism, and gold: A dynamic and genetic conjunction. *GSA Bulletin*; v. 132; no. 7/8; p. 1419–1426; <https://doi.org/10.1130/B35379.1>.

- HALTER W., HEINRICH C. A., PETTKE T. (2005). Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions *Mineralium Deposita*. 39 845-863.
- HANCOCK, P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.* 7, 437-457.
- HATTORI, K. & GUILLOT, S. (2003). Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geological Society of America; Volume: 31.* [https://doi.org/ 10.1130/0091-7613\(2003\)031](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031).
- HATTORI, T.; INANAGA, S.; ARAKI, H.; PING, A.; MORITA, S.; LUXOVÁ, M.; LUX, A. (2005). Application of silicon enhanced drought tolerance in *Sorghum bicolor*. *Plant Physiology, Madison*, v. 123, n. 4, p. 459-466.
- HAYMON, R. M. (2005). Hydrothermal Vents at Mid-Ocean Ridges. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier. P. 388-395.
- HEALD, P., FOLEY, N., HAYBA, D. (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits—Acid sulphate and adularia-sericite types. *Economic Geology*. 82. 1-26. [10.2113/gsecongeo.82.1.1](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.1.1).
- HEDENQUIST, J. W. (1987). Volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin and their potential for mineralisation: *Mining Geology (Kozan Chishitsu)*, v. 37, p. 347-364.
- HEDENQUIST, J. W. (1994). The ascent of magmatic fluid: Discharge versus mineralization, in Thompson, J. F. H., ed., *Magmas, fluids, and ore deposits*, 23, Mineralogical Association of Canada Shortcourse Series, p. 263-289.
- HEDENQUIST, J. (1996). *Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration*. Soc. of Res. Geol., Spec. Public, V. 1.
- HEDENQUIST, J. W. & HENLEY, R. W. (1985). The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology* ; 80 (5): 1379-1406. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.5.1379>.
- HEDENQUIST, J. & LOWENSTERN, J. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*. 370. 519-527. [10.1038/370519a0](https://doi.org/10.1038/370519a0).
- HEDENQUIST, J. W., ARRIBAS, A., AND REYNOLDS, T. J. (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, v. 93, p. 373-404.
- HEDENQUIST, J. W., ARRIBAS, A., JR., AND GONZALEZ-URIEN, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits, in Hagemann, S. G., and Brown, P. E., eds., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, 13, Society of Economic Geologists, p. 245-277.
- HEINRICH, C. A., DRIESNER, T., STEFÁNSSON, A., SEWARD, T. M. (2004). Contração magmática de vapor e transporte de ouro do ambiente porfírico para depósitos de minério epitermal. *Geologia* ; 32 (9): 761-764. doi: <https://doi.org/10.1130/G20629.1>.
- HILDRETH, W., MOORBATH, S. (1988). Contribuições da crosta terrestre para o magmatismo de arco nos Andes do Chile Central. *Contr. Mineral. e Petróleo*. 98 , 455-489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>.
- HODGSON, C.J. (1989). The structures of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4/3, 231-273.
- HOLLISTER, L. S., CRAWFORD, M. L. (1981) *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Calgary, Mineralogical Association of Canada. p. 157-81 (Short Course Handbook, V. 6).
- HOLNESS, M.B.; CLEMENS, J.D.; VERNON, R.H. (2018). **How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations**. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173:62 <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1488-8>.
- IMAI, A., 2002, Generation and evolution of ore fluids for porphyry Cu-Au mineralization of the Santo Thomas II (Philex) deposit, Philippines: *Resource Geology*, v. 51, p. 71-96.
- ISHIHARA, S. (1977) The Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.
- JACQUES, D., MUCHEZ, P., SINTUBIN, M. (2022). Conjugate, Riedel-shear vein arrays: A new type of en echelon vein system. *Journal of Structural Geology* 163. 104725. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104725>.
- JARAMILLO, E. R. P. (2018). *Metalogênese da jazida aurífera “El Pescado”, Andes do Norte, Colômbia*. 2018. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- KELLOGG, J. N. & VEGA, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. In: Mann P(ed) *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, Geological Society of America special paper 295. Geological Society of America, Boulder, pp 75-90.
- KENNAN, L., PINDELL, J.L. (2009) Tectonic Evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and Northern South America in the Mantle Reference Frame: An Update. In: James, K., Antonieta-Lorente, M. and Pindell, J., Eds., *The Geology and Evolution of the Region between North and South America*, Geological Society of London, London, 227-242.
- KERR, A. C.; TARNEY, J.; MARRINER, G. F.; NIVIA, A.; KLAVER, G. T.; SAUNDERS, A. D. (1996). The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, n. 1-2, p. 111- 120.
- KESLER, S. E. (1997). Metallogenic evolution of convergent margins: Selected ore deposit models. *Ore Geology Reviews*, Vol. 12, Issue 3, p. 153-171. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00007-3).
- KESLER, S.E. & SIMON, A.C. (2015). *Mineral Resources, Economics and the Environment*. Cambridge University Press.
- KOGISO, T., TATSUMI, Y. NAKANO, S. (1997). Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust, 1, Experiments and implications for the origin of ocean island basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148, 193-206.
- KRETZ, R. (1983). Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68,277-279.

- LEAL-MEJÍA, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono magmatic approach. PhD thesis. Univ. of Barcelona. 1-999.
- LEAL-MEJÍA, H., SHAW, R. P., & MALGAREJO DRAPER, J. C. (2019). Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In Cedié, F., & Shaw, R. P. (eds), *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. *Frontiers in Earth Sciences*. (pp. 253-410). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_5.
- LEE, C.-T. (2014). Economic geology: Copper conundrums. *Nature Geoscience*. 7. 10.1038/ngeo2039.
- LEE, Y. I., CHOI, T., LIM, H. S., ORIHASHI, Y. (2012). Detrital zircon U–Pb ages of the Jangsan Formation in the northeastern Okcheon belt, Korea and its implications for material source, provenance, and tectonic setting. *Sedimentary Geology*, Vol. 282, p. 256-267, ISSN 0037-0738, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.005>.
- LEMARCHAND, J., BOULVAIS, P., GABORIAU, M., BOIRON, MC., TARTESE, R., COKKINOS, M., BONNET, S., JEGOUZO, P. (2012). Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into evidence the South Armorian Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope. *Journal of the Geological Society*. 169. 17-27. 10.1144/0016-76492010-186.
- LI, Y. & AUDETAT, A. (2013). Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust–mantle differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 118. 247–262. 10.1016/j.gca.2013.05.014.
- LIANG, H., SUN, W., YU, H.X., XIE, Y.W., MO, J.H., ZHANG, Y.Q. (2006). The age of ore-bearing porphyries in the Yulong copper belt and the formation process of porphyry Cu (Au) deposits. *Mineral Deposits*. 25. 415-418.
- LINDGREN, W. (1933). *Mineral deposits*. McGraw-Hill Book Company.
- LIU, X. L., WEI, L., CUIQIN, S. (2016). Fluid metasomatic genesis of stratiform *skarn* in the Suoerkuduke Cu-Mo. *Ore Geology Reviews* 78, p. 239 –251.
- LOWELL, J. & GUILBERT, J. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*. 65. 373-408. 10.2113/gsecongeo.65.4.373.
- LUZ, A. B. SAMPAIO, J. A. FRANÇA, S. C. A. (2010). *Tratamento de Minérios*. 5. ed. Rio de Janeiro: CETEM. 965 p.
- MAEDER, X., PASSCHIER, C., TROUW, R. A. (2014). Complex vein systems as a data source in tectonics: An example from the Ugab Valley, NW Namibia. *Journal of Structural Geology*. 62. 10.1016/j.jsg.2014.01.011.
- MANN, P. (1995). Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Southern Central America, *Geological Society of America special paper no. 295*. Geological Society of America, Boulder, p 349.
- MANNING, C.E. (2004). The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 1–16.
- MARESCH, W.V., KLUGE, R., BAUMANN, A., PINDELL, J.L., KRÜCKHANS-LUEDER, G., STANEK, K. (2009). The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita Island, Venezuela: A constraint on Caribbean-South America interaction: *Geological Society of London Special Publication*, v. 328, p. 705–741.
- MAYA, M. (1992). Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, 32(1-3), 127-187.
- MEINERT, L.D., 1993, Igneous petrogenesis and *skarn* deposits: in (R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, & J.M.Duke, eds.). *Geol. Assoc. Can. Special Paper*, v. 40, p. 569-583.
- MEINERT, L. D., DIPPLE, G. M., NICOLESCU, S. (2005). World *Skarn* Deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume pp. 299–336.
- MEINERT, L. (2007). *Skarns and Skarn Deposits*. *All About Skarns*, p. 35.
- MELLO, I., & BETTENCOURT, J. (1998). Geologia e Gênese das Mineralizações Associadas ao Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências*, pp. 269- 284.
- MICKLETHWAITE, S., SHELDON, H.A., BAKER, T. (2010). Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and Discovery *J. Struct. Geol.*, V32 (2), pp. 151-165, [10.1016/j.jsg.2009.10.009](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.009).
- MOLINA, C., & MOLINA, A. (1984). Estudio de la génesis y paragénesis de la mina San Diego el Cerro, Frontino (Antioquia). Universidad Nacional de Colombia.
- MOUNTNEY, N.P. & WESTBROOK, G.K. (1997). Quantitative analysis of Miocene to Recent forearc basin evolution along the Colombian convergent margin: *Basin Research*, v. 9, p. 177–196.
- MOUSINHO, A. C. F.; SOARES, D. R.; LIMA, R. J. S.; SUASSUNA, J. F. (2014). Vesuvianita Violeta Gemológica Do *Skarn* De Umbuzeiro Doce, Província Sheelitífera Da Borborema, Ne Do Brasil. *UFPE - Estudos Geológicos* V.24(1).
- MUNGALL, J. E. (2002). Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*; 30 (10): 915–918. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0915:RTMSMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0915:RTMSMA>2.0.CO;2).
- MUNGALL, J. & BRENNAN, J. (2014). Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 125. 265–289. 10.1016/j.gca.2013.10.002.
- MUTSCHLER, F. E., LUDINGTON, S., BOOKSTROM, A. A. (2010). Giant Porphyry-Related Metal Camps of the World-A Database. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-556, Online Version 1.0.

- NOLL JR., P. D., NEWSOM, H.E., LEEMAN, W.P., RYAN, J.G. (1996). The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, pp. 587-611.
- O'NEIL, J. R., SILBERMAN, M. L. (1974). Stable Isotope Relations in Epithermal Au-Ag Deposits. *Economic Geology*; 69 (6): 902-909. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.902>.
- PAGE, W. (1986). Geología sísmica y sismicidad en el noroccidente colombiano. ISA-Integral. *Woodward & Clyde Consultants*.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. T. (2005). *Microtectonics*. Springer Nature. 366P.
- PATERSON, S. R., FOWLER, T. K., SCHMIDT, K. L., YOSHINOBU, A. S., YUAN, E. S., MILLER, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons *Lithos*, [10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X).
- PATERSON, S. R., ARDILL, K., VERNON, R., ŽÁK, J. (2018). A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes, *Journal of Structural Geology*, Volume 125, Pages 134-147, ISSN 0191-8141, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.04.022>.
- PATTEN, C., BARNES, S.-J., MATHEZ, E. A., JENNER, F. E. (2013). Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets, *Chemical Geology*, Volume 358, Pages 170-188, ISSN 0009-2541, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.040>.
- PEACOCK, D. (1992). Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13, 1025-1035. *Journal of Structural Geology - J STRUCT GEOL*. 13. 1025-1035. [10.1016/0191-8141\(91\)90054-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90054-M).
- PINDELL, J. & DEWEY, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-211.
- PINDELL, J. & KENNAN, L. (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Petroleum Systems of Deep-Water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience*. 193-220. [10.5724/gcs.01.21.0193](https://doi.org/10.5724/gcs.01.21.0193).
- PIRAJNO, F. (1992). *Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. xviii + 709 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. Price DM 248.00 (hard covers). ISBN 3 540 52517 3.
- PIRAJNO F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems* Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer, 1243p.
- PIRAJNO, F. (2016). A classification of mineral systems, over views of plate tectonic margins, and examples of ore deposits associated with convergent margins: *Gondwana Research*, v. 33, p. 44-62, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.013>.
- POLLARD, D.D. & SEGALL, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, pp. 277-349.
- PORTNYAGIN, M., HOERNLE, K., PLECHOV, P., MIRONOV, N., KHUBUNAYA, S. (2007). Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters*. 255. 53-69. [10.1016/j.epsl.2006.12.005](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.005).
- POTTER, D.R. (1996). What makes Grasberg anomalous, implications for future exploration. *Porphyry Related Copper and Gold deposits of the Asia Pacific Region (Conference Proceedings)*. Australian Mineral Foundation, pp. 10.1-10.13.
- PORTER, T.M. (Ed.) (2002). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide.
- PROFFETT, J.M. (2003). Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. *Econ. Geol.* 98 (8), 1535-1574.
- PRYER, L. L. (1993). Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada, *Journal of Structural Geology*, Volume 15, Issue 1, Pages 21-36, ISSN 0191-8141, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90076-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90076-M).
- QIN, K. & ISHIHARA, S. (1998). On the Possibility of Porphyry Copper Mineralization in Japan, *International Geology Review*, 40:6, 539-551, DOI: [10.1080/00206819809465223](https://doi.org/10.1080/00206819809465223).
- RAMOS, V. A. (2008). The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annu. Rev. Earth Planet*, pp. 324-289.
- RAMOS, V. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoirs*. 204. 31-65. [10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02)).
- RAMOS, V. A. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol 29, pp. 77-91.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. (1987). *The Technique of Modern Structural Geology, Volume II. Folds and Fractures*. Academic Press, London.
- REED, M. H. (1994). Hydrothermal alteration in active continental hydrothermal systems. In: Lentz, D.R. (ed.). **Alteration and alteration process associated with ore-forming systems**. Geological Association of Canada Short Course Notes, 11: 315-337.
- REED, M. H. (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes H. L. (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3 ed). 303-365 pp.
- REED, D. L. & SILVER, E. A. (1995). Sediment dispersal and accretionary growth of the North Panama deformed belt. In: Mann P (ed) *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central*

- America, Geological Society of America special paper 295. Geological Society of America, Boulder, pp 213–223.
- RESTREPO, J. J., TOUSSAINT, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, v. 11, n. 3, p. 189-193.
- RESTREPO, J. J. & TOUSSAINT, J. F. (1990). Cenozoic arc magmatism of northwestern Colombia S.M. Kay, C.W. Rapela (Eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America Special Paper, 241, pp. 205-212.
- RESTREPO, J.J., ORDOÑEZ-CARMONA, O., MARTENS, U., CORREA, A.M. (2009). Terrenos, complejos y provincias en la Cordillera Central de Colombia. In: *Revista Lid*.
- RICHARDS, J. P., NOBLE, S. R., PRINGLE, M. S. A., (1999). revised late Eocene age for porphyry Cu magmatism in the Escondida area, northern Chile. *Economic Geology*, v. 94, n. 8, p. 1231-1247.
- RICHARDS, J. P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins, *Ore Geology Reviews*, Volume 40, Issue 1, Pages 1-26, ISSN 0169-1368, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>.
- RICHARDS, J.P. (2013). Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes. *Nature Geoscience*, 6, 911-916.
- RIEDEL, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentral-blatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, B, pp. 354-368.
- ROBB, L. *Introduction to Ore-Forming Processes*. (2005). Oxford (Blackwell Publishing). 2004, 373 pp. £32.50. ISBN 0-63206-378-5 (paperback).. *Mineralogical Magazine*; 68 (5): 835–836. doi: <https://doi.org/10.1180/0680835>.
- ROBERT, F., BROWN, A. C. (1986). Archean gold-quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part 1. Geological relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81, 578-592.
- RODRÍGUEZ, G. & ARANGO, M. (2013a). Formación Barroso: Arco volcánico toleítico y Diabasas de San José de Urama: Un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 33, 17-38.
- RODRIGUEZ-GARCÍA, G.; & BERMÚDEZ-CORDERO, J. G. (2015). Petrografía, geoquímica y edad del Gabro de Cerro Frontino. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 38, 25-40.
- RODRÍGUEZ, G. & ZAPATA, G. (2012). Características del plutonismo mioceno superior en el segmento norte de la cordillera occidental e implicaciones tectónicas en el modelo geológico del noroccidente colombiano. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 31, 5-22.
- RODRÍGUEZ, G., CETINA, T., MARÍA, L. (2016). Caracterización petrográfica y química de rocas de corteza oceánica del Complejo Quebradagrande y comparación con rocas de la Unidad Diabasas de San José de Urama. *Boletín de Geología*, 38(3), 15-29. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n3-2016001>.
- ROEDDER, E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineral. Soc. America, Washington., v.12, 644p.
- ROY, N, ROY, A, SAHA, P, MANDAL, N. (2022) On the origin of shear-band network patterns in ductile shear zones. *Proceedings Royal Society. A* 478: 20220146. <https://doi.org/10.1098/rspa.2022.0146>.
- SABINS, F. F. (1999). Remote sensing for mineral exploration, *Ore Geology Reviews*, Volume 14, Issues 3–4. Pages 157-183, ISSN 0169-1368, [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(99\)00007-4](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(99)00007-4).
- SALAZAR C. A., BUSTAMANTE C. L., ARCHANJO C. J. (2016). Magnetic fabric (AMS, AAR) of the Santa Marta batholith (northern Colombia) and the shear deformation along the Caribbean Plate margin. *Journal of South American Earth Sciences*. 70:55-68.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.011.
- SANGER-VON OEPEN, P., FRIEDRICH, G., KISTERS, A. (1990). Comparison between the fluid characteristics of the Rodalquilar and two neighbouring epithermal gold deposits in Spain *Mineralium Deposita*, 25 (1990), pp. 36-41
- SARMIENTO-ROJAS, L. F.; VAN WESS, J. D.; CLOETINGH, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, n. 4, p. 383-411.
- SAYLER, K. (2022). *Landsat 9 Data Users Handbook*. 1.0. ed. South Dakota. 115 p. USGS. Disponible en: < <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-9-data-users-handbook> >. Acceso en: 25 jul. 2024.
- SERVIMINAS S. A., TABARES, F. (2017). Informe de Labores Realizadas Proyecto Mina Las Hebras y Cuadrazón, Frontino, Antioquia.
- SHARMA, R. & SRIVASTAVA, P. (2014). Hydrothermal Fluids of Magmatic Origin. 10.1007/978-3-319-06471-0_9.
- SHAW, R. P.; LEAL-MEJÍA, H., & MALGAREJO DRAPER, J. C. (2019). Phanerozoic metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic analysis in space and time. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 411-549). Springer.
- SHEPHERD, T.; RANKIN, A.; ALDERTON, D. (1985). A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. *Mineralogical Magazine*. <http://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.32>
- SILLITOE, R. H. (1977). Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*. 72. 99-103. 10.2113/gsecongeo.72.1.99.
- SILLITOE, R.H. (1993). Gold-Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery. *SEG Reviews* Vol. 13, 2000, p. 315–345.
- SILLITOE, R.H. (1993). Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features: *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 403–417.
- SILLITOE, R. H. (2000). Gold-Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery. *SEG Reviews*, Vol. 13, 2000, p. 315-345.
- SILLITOE, R.H. (2010). Porphyry Copper Systems: *Economic Geology*, vol. 105, p. 3–41.

- SILLITOE, R. & HEDENQUIST, J. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. 10. 315-343.
- SILLITOE, R. H., PERELLÓ, J., GARCÍA, A. (2010). Sulfide-Bearing Veinlets Throughout the Stratiform Mineralization of the Central African Copperbelt: Temporal and Genetic Implications. *Economic Geology*; 105 (8): 1361–1368. doi: <https://doi.org/10.2113/econgeo.105.8.1361>
- SIMMONS, S.F., GEMMEL, J.B., SAWKINS, F.J. (1988). The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions *Econ. Geol.*, 83, pp. 1619-1641
- SOBOLEV, A. & CHAUSSIDON, M. (1996). H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 137. 45-55. 10.1016/0012-821X(95)00203-O.
- STERN C., MORENO H., LÓPEZ-ESCOBAR L., CLAVERO J., LARA L., NARANJO J., PARADA M. AND SKEWES M. (2007) Chilean volcanoes. In *The geology of Chile* (eds T. Moreno and W. Gibbons). Geological Society of London, Bath, pp. 147–178.
- STESKY, R. M. (1978). Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 (1978), pp. 361-375
- STESKY, R.M., BRACE, W.F., RILEY, D.K., ROBIN, P.-Y.F. (1974). Friction in faulted rock at high temperature and pressure *Tectonophysics*, 23, pp. 177-203
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., SCHMID, S. (2002). The eastern Tonale fault zone: A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*. 24. 1861-1884. 10.1016/S0191-8141(02)00035-4.
- STRECKEISEN, A.L., LE MAITRE, R.W. (1979) A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136, 169-206.
- SUN, W., ZHANG, H., LING, M.X., DING, X., CHUNG, S.L., ZHOU, J., YANG, X.Y., FAN, W. (2011). *The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits*, Vol. 53, 691 – 703. *International Geology Review*.
- SUN, T., QIAN, Z.Z., DENG, Y.F., LI, C., SONG, X.Y., TANG, Q. (2013). PGE and Isotope (Hf-Sr-Nd-Pb) constraints on the origin of the Huangshandong magmatic Ni-Cu sulfide deposit in the Central Asian Orogenic Belt, Northwestern China *Econ. Geol.*, 108 (8), pp. 1849-1864
- SUTER, F., NEUWERTH, R., GORIN, G., GUZMAN, C. (2008). (Plio-)Pleistocene alluvial-lacustrine basin infill evolution in a strike-slip active zone (Northern Andes, Western-Central Cordilleras, Colombia). *Geologica acta: an international earth science journal*, ISSN 1695-6133, Vol. 6, N° 3, 2008, pages. 231-249. 6.
- TABOADA, A.; RIVERA, L. A.; FUENDALIZA, A.; CISTERNAS, A.; PHILIP, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J. Y.; RIVERA, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*. Vol. 19. N° 5. pp. 787-813.
- TATSUMI, Y., HAMILTON, D.L. & NESBITT, R. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 29. 293-309. 10.1016/0377-0273(86)90049-1.
- TOUSSAINT, J. F. (1996). Evolución geológica de Colombia. Cretácico. *U. Nal.*, 3: 1-277. Medellín.
- TOUSSAINT, J.F., BOURGOIS, J., GONZALEZ, H., AZEMA, J., CALLE, B., DESMET, A., MURCIA, L. A., ACEVEDO, A. P., PARRA, E., TOURNON, J. (1987). Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes), *Tectonophysics*, Volume 143, Issue 4. p. 307-327, ISSN 0040-1951, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90215-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90215-0).
- TOUSSAINT, J.F., RESTREPO, J. J. (1976). Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia, *Publicación Especial Geología. Universidad Nacional de Medellín*, 12, pp. 1-11.
- VERNON, R. H. (2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Vis Geosci* 5:1–23. <https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3>
- VIEIRA, S. V.; DUSSIN, T. M.; HORN, A. H. (2006). Plutonismo Sin- e Tardi/Pós-Colisional no Brasileiro: Exemplo do Maciço Lagoa Preta (MG/ES). *GEONOMOS*, 14(1, 2): 87 – 96.
- VIGNERESSE, J. L. (2014). *Textures and melt-crystal-gas interactions in granites*. *Geoscience Frontiers* vol. 6: 635 - 663. DOI: [10.1016/j.gsf.2014.12.004](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.12.004)
- VILLAGÓMEZ, D., & SPIKINGS, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the northern Andes. *Lithos*, 160-161, 228-249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008>.
- VILLAGÓMEZ, D.; SPIKINGS, R.; MAGNA, T.; KAMMER, A.; WINKLER, W.; BELTRÁN, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, v. 125, n. 3-4, p. 875-896.
- VILLAMIL, T., PINDELL, J. L. (1998). Mesozoic paleogeographic evolution of northern South America: Foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times.
- VINASCO, C. (2018). The Romeral shear zone, in CEDIEL, F., AND SHAW, R.P., eds., *Geology and tectonics of northwestern South America*: Springer, p. 833–876.
- WALLACE, P.J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, p. 217–240.
- WALLACE, L. M., MCCAFFREY, R., BEAVAN, J. AND ELLIS, S. (2005) Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology*, 33 (11). pp. 857-860. DOI [10.1130/G21834.1](https://doi.org/10.1130/G21834.1).

- WANG, C. E., LUDMAN, A. (2004). Condições de deformação, cinemática e evolução da crosta dúctil rasacisalhamento na Zona de Falha de Norumbega no Norte-Apalaches orientais, Maine Oriental. *Tectonofísica*, 384, pp. 129–148. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tec-para.2004.03.01>
- WHITE, N. C., HEDENQUIST, J. W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 36, p. 13-34.
- WHITE, N. & HEDENQUIST, J. (1995). Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists, Newsletter*. 23. 1, 9-13. 10.5382/SEGnews.1995-23.fea.
- WHITE, N.C., LEAKE, M.J., MCCAUGHEY, S.N. AND PARRIS, B.W. (1995). Epithermal deposits of the southwest Pacific: *Journal of Geochemical Exploration*, (in press).
- WILKINSON, J. (2013). Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geosci* 6, 917–925. <https://doi.org/10.1038/ngeo1940>
- WU, S. & GROSHONG, R. H. (1991). Low-temperature deformation of sandstone, southern Appalachian fold-thrust belt. *Bull. geol. Soc. Am.* 103, 861-875.
- YARDLEY, B. 1989. *An Introduction to metamorphic petrology*. Longman scient. Tecn., 248 p. England.

APÊNDICE A – TABELA MODAL

Tabela 2: Composição modal das rochas da mina Cuadrazón. As abreviaturas dos nomes dos minerais estão de acordo com a Subcomissão de Sistematização das Rochas Metamórficas (SSRM).

Amostra/ Minerais	OI	Opx + Cpx	Pl	Hbl	Bt	Cal	Qtz	Op	Zr	Ap	Ep	Ms	Chl	Kfs	Ti		Q	A	P		Px	Pl	Hbl
KD0S	-	31,25	56,25	0,75	6,75	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-		0	0	100		35,4	63,7	0,9
KD0S	-	2	81	9,5	-	-	1	0,5	0,25	-	-	-	-	7,5	0,25		1,1	8,4	90,5		2,2	87,6	10,2
KD0VETA2.5	-	67,7	17,8	-	5	-	<1	8,6	-	0,9	-	-	<1	-	-		0	0	100		79,2	20,8	0
KD1VETA2	<1	76	8,75	1	3	-	<1	8,25	-	1	-	-	2	-	-		0	0	100		88,6	10,2	1,2
KD1VETA2	-	-	-	-	2	20,5	76,8	0,7	-	-	-	-	-	-	-								
KD1VETA4	-	81,625	14	-	-	-	-	2,125	-	2,625	0,625	-	-	-	-		0	0	100		85,4	14,6	0
KD2VETA1	-	93	2	2,6	0,8	<1	0,1	1,5	-	-	-	-	-	-	-		4,8	0	95,2		95,3	2	2,7
KD2VETA1	-	80,125	0,25	3	3,75	7,5	4,375	1	-	-	-	-	-	-	-						96,1	0,3	3,6
KD3VETA2	-	70	10,5	2	10	-	-	5	-	1	0,5	1	<1	-	-		0	0	100		84,8	12,7	2,5
KD3VETA2	-	8,75	-	1	-	25	62	3,25	-	-	-	-	-	-	-								
KD5VETA3	-	91	7	1	-	<1	<1	1	-	<1	<1	-	-	-	-		0	0	100		91,9	7	1,1
KD5VETA3	-	84	13	0,5	-	1,5	<1	1	-	-	-	-	-	-	-		0	0	100		86,2	13,3	0,5
KD5VETA3	-	10	0,5	5	-	3,5	79	2	-	-	-	<1	-	-	-		99,3	0	0,7		64,5	3,2	32,3
KD7VETA3	<1	73,5	8,75	5,75	3	-	-	8	-	-	-	-	1	-	-		0	0	100		83,5	9,9	6,6
KD8VETA3.5	-	-	-	-	-	10	54	35	-	1	-	-	-	-	-								
KD9VETA3.5	-	-	-	-	-	16,25	81,25	0,75	-	0,75	0,25	-	0,75	-	-								
KD9VETA3.5	-	81	8,5	2	-	-	-	6	-	1	0,5	1	<1	-	-		0	0	100		88,5	9,3	2,2
KD10VETA3.7	-	77,75	10	1,5	6,25	-	-	2	-	1	0,5	1	<1	-	-		0	0	100		87,1	11,2	1,7
KD10VETA3.7	-	-	-	-	-	14,25	79,75	3,5	-	1,5	-	<1	1	-	-								
KD12VETA4	-	-	-	-	1,5	7,25	73,5	8,5	-	2,25	-	6	1	-	-								
KD13VETA4	-	-	-	-	-	15,5	66,75	10	-	4,75	-	-	3	-	-								
KD13VETA4	-	-	-	-	-	12,75	71,75	7	-	2,5	-	2	4	-	-								
KD14VETA4	-	-	-	-	-	8,5	79	9,5	-	3	-	-	-	-	-								
KD15VETA6	<1	71	9,25	-	13,75	0	0	4,5	0	1	0,5	<1					0	0	100		88,5	11,5	0

APÊNDICE B – DADOS DE DIFRAÇÃO DE RAIOS X

Amostra	Fase mineral	Fórmula química	Código CIF/ICSD	Código de referência (PDF-ICDD)
Kd0 superfície	Calcita	CaCO ₃	20179	—
Kd0 superfície	Dipsita	CaMg _{0,74} Fe _{0,26} (Si ₂ O ₆)	64977	—
Kd0 superfície	Quartzo	SiO ₂	31228	—
Kd0 superfície	Hidroxiapatita carbonatada, fluoriana	Ca ₁₀ (PO ₄) ₅ CO ₃ (OH)F	—	00-021-0145
Kd0 superfície	Clinocloro	Mg ₅ Al(Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	—	00-024-0506
Kd0v2	Labradorita	(Ca,Na)(Al,Si) ₄ O ₈	100237	—
Kd0v2	Dipsita	CaMg,Fe(Si ₂ O ₆)	64977	—
Kd10v3.7	Pirita	FeS ₂	10422	—
Kd10v3.7	Fluoroapatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	79653	—
Kd10v3.7	Calcita	CaCO ₃	37241	—
Kd10v3.7	Dipsita	Ca(Mg _{0,82} Fe _{0,18})(Si ₂ O ₆)	64976	—
Kd10v3.7	Quartzo	SiO ₂	100341	—
Kd10v3.7	Nimita	(Ni,Mg,Al) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	—	00-022-0712
Kd12v4	Rozenita	FeSO ₄ ·4H ₂ O	—	00-019-0632
Kd12v4	Quartzo	SiO ₂	79634	—
Kd12v4	Melanterita	FeSO ₄ ·7H ₂ O	16589	—
Kd15v6	Pirita	FeS ₂	10422	—
Kd15v6	Calcita	CaCO ₃	73446	—
Kd15v6	Quartzo	SiO ₂	62404	—
Kd15v6	Augita (diopsídio)	Ca(Mg,Fe)Si ₂ O ₆	—	00-024-0203
Kd15v6	Magnetita	Fe ₃ O ₄	36314	—
Kd15v6	Nimita	(Ni,Mg,Al) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	—	00-022-0712

Nota: os códigos apresentados na coluna "Código CIF/ICSD" correspondem ao número de identificação (collection code) do banco de dados ICSD, extraído das fichas de referência utilizadas na identificação das fases. Para as fases em que não foi localizado número CIF/ICSD correspondente, apresenta-se o código de referência da ficha PDF (Powder Diffraction File) do ICDD/JCPDS, no formato padrão AA-SSS-NNNN, em que os dois primeiros dígitos (00) indicam tratar-se de um padrão experimental do ICDD sem correspondência direta, na própria ficha, com uma estrutura depositada no ICSD. Recomenda-se a verificação/atualização desses códigos diretamente no ICSD antes da submissão final do trabalho.

APÊNDICE C – ARTIGO SUBMETIDO

Ore Geology Reviews

Metallogenesis and structural style of the Cuadrazón gold deposit, hosted in Frontino Hill gabbro. Western Range, Colombia

--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research paper
Keywords:	Structural control; Cuadrazón gold deposit; Fluid inclusions; Quartz veins
Corresponding Author:	Larissa dos Santos Nascimento Federal University of Amazonas
First Author:	Larissa dos Santos Nascimento
Order of Authors:	Larissa dos Santos Nascimento Marta Edith David Velásquez Carlos Alejandro Salazar Lena Virginia Soares Monteiro Arianna Manuela Salazar Velásquez Carlos Eduardo Maduro de Campos Andrés Hernando Zárate Riveiros
Abstract:	This study shows that the Cerro Frontino Gabbro is constituted by varying magmatic pulses from basic to intermediate composition. The ore minerals hosted in these rocks are related to quartz veins with a structural pattern consistent with the arrangement of regional tectonic structures. Deformation of rocks in conditions of fragile-plastic transition by simple shear partitioning and activation of synthetic conjugate structures was the pathway for hydrothermal fluid migration. The structural pattern of the veins is consistent with the arrangement of regional tectonic structures. These hydrothermal fluids are high-temperature, intermediate-salinity, multicomponent, and interact with host rocks. The polymetallic composition of the gold deposit is consistent with hydrothermal fluids capable of effectively transporting metal ions. The crystallization of the ore minerals was driven by simple shear zone activation with brittle deformation. This structural regime likely influenced the pressure and temperature conditions that trapped fluid inclusions in the quartz, as well as fluid movement. The mechanisms of metallic ion precipitation to form the Au deposit mainly involved the mixing of hydrothermal fluids with groundwater and, to a lesser extent, boiling.
Opposed Reviewers:	

em

Ore Geology Reviews

Home

Main Menu

Submit a Manuscript

About

Help

← Submissions Being Processed for Author ⓘ

Page: 1 of 1 (1 total submissions)

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
Action Links	ORGEO-D-26-00834	Metallogenesis and structural style of the Cuadrazón gold deposit, hosted in Frontino Hill gabbro. Western Range, Colombia	Aug 10, 2026	Aug 10, 2026	With Editor

TITLE: Metallogenesis and structural style of the Cuadrazón gold deposit, hosted in Frontino Hill gabbro. Western Range, Colombia

Larissa dos Santos Nascimento¹; Nascimento LS

Marta Edith Velásquez David^{2*} Velásquez MED

Carlos Alejandro Salazar^{2*} Salazar CA

Lena Virginia Soares Monteiro³ Monteiro LVS

Arianna Manuela Salazar Velásquez ⁴ Salazar-Velásquez AM

Carlos Eduardo Maduro de Campos ⁴ Campos CEM

Andrés Hernando Zárate Riveiros⁵ Zárate AHR

1 Geosciences postgraduate program of the Federal University of Amazonas, Manaus, Amazonas, Brazil;

2 Geosciences Department of the Federal University of Amazonas, Manaus, Amazonas, Brazil;

3. São Paulo University, Institute of Geosciences, São Paulo, São Paulo, Brazil.

4. Materials engineering postgraduate program, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis, Santa Catarina, Brazil

5. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Colombia

***These authors contributed equally to this work.**

Correspondence: Carlos Alejandro Salazar and Marta Edith Velásquez David

Av. José de Arimatéia 1001 condominium Coral Gables torre A apartment 201B, Manaus, Amazonas, Brazil

Tel +55 92 981501489

Emails: csalazar@ufam.edu.br; edith@ufam.edu.br; larissa.nascimento@ufam.edu.br

ABSTRACT

This study shows that the Cerro Frontino Gabbro is constituted by varying magmatic pulses from basic to intermediate composition. The ore minerals hosted in these rocks are related to quartz veins with a structural pattern consistent with the arrangement of regional tectonic structures. Deformation of rocks in conditions of fragile-plastic transition by simple shear partitioning and activation of synthetic conjugate structures was the pathway for hydrothermal fluid migration. The structural pattern of the veins is consistent with the arrangement of regional tectonic structures. These hydrothermal fluids are high-temperature, intermediate-salinity, multicomponent, and interact with host rocks. The polymetallic composition of the gold deposit is consistent with hydrothermal fluids capable of effectively transporting metal ions. The crystallization of the ore minerals was driven by simple shear zone activation with brittle deformation. This structural regime likely influenced the pressure and temperature conditions that trapped fluid inclusions in the quartz, as well as fluid movement. The mechanisms of metallic ion precipitation to form the Au deposit mainly involved the mixing of hydrothermal fluids with groundwater and, to a lesser extent, boiling.

Keywords: Structural control; Cuadrazón gold deposit; Fluid inclusions; Quartz veins.

1. Introduction

The Andes is an orogen whose tectonic evolution has been linked to subduction, magmatic and accretionary processes. In the northern regions of the Andes, the tectonic structure facilitated the injection of magmatic pulses and the formation of numerous plutons within the crust (Aleman & Ramos, 2000; Salazar et al., 2016; Siachoque, 2017; Archanjo et al., 2021). Similarly, it facilitated the migration of hydrothermal fluids and the formation of polymetallic gold deposits hosted within quartz and calcite veins (Leal-Mejía, 2011; Jaramillo, 2018; Cunha, 2024). The study of fluid inclusions enables an understanding of the conditions that led to the formation of a deposit, since hydrothermal fluids are responsible for the transport and deposition of metals under specific physico-chemical conditions within the hydrothermal system. In polymetallic deposits within quartz veins, it is crucial to study the context and the type of structural control under which the veins and metallic minerals formed (Mikucki, 1998; McCuaig & Kerrich, 1998).

The Cuadrazón Deposit is located in the El Cerro mining district, south-west of the town of Frontino, in the Cordillera Occidental, in north-western Colombia. This region is characterised by a succession of terrane accretions and a complex geotectonic evolution. The Miocene plutonic rocks outcrop and are associated with the Frontino-Botón magmatic arc. This arc consists of the intrusion of several plutons with basic to intermediate composition and a calcium-alkaline geochemical affinity. These plutons include the *stocks* that make up the El Cerro Igneous Complex (Rodríguez & Zapata, 2012; Shaw et al., 2019). This magmatism is related to recent continental subduction and influenced the development of metallogenic processes (Leal-Mejía, 2011), corresponding to the deposition of large gold and silver deposits (Arrubla Arango & Silva Sánchez, 2021; Cedié et al., 2019; Leal-Mejía et al., 2019). The gold–silver mineralisation, which developed within a thermal aureole in sedimentary rocks hosting plutons, represents the initial phase of Au–diopside–garnet–staurolite (Au–Di–Grt–Srl) *skarn*-type deposits.

In this study, we present an integrated dataset for the Cuadrazón gold deposit, including petrographic, structural, metallogenic, SEM, XRD and microthermometric studies to elucidate the origin and structural style of the mineralisation within the Cuadrazón gold deposit in the Cerro Frontino gabbro.

2. Regional Geology

The convergent interaction of the Caribbean, Nazca and Panama microplates with the South American plate has generated, in the extreme north-west of South America, an orogenic system associated with: i) the formation of orogenic arcs resulting from successive accretive subduction and calc-alkaline magmatism (Cediel et al., 2019); ii) shallow subduction of the Caribbean Plate, with extension of the back-arc (Kenan & Pindell, 2009); iii) the development of strike-slip faults with main SW–NE orientations, which remain active (Salazar et al., 2016; Bustamante et al., 2021); iv) the reactivation of sutures and the development of subordinate secondary structures (Ramos, 2009; Vinasco, 2018); V) the formation of polymetallic deposits associated with the migration of hydrothermal fluids (Leal-Mejia, 2011). The western arc is thought to have formed through the accretion of the Gorgona, Dagua, Sinú and Cañasgordas oceanic-affinity terrains during the Campanian–Maastrichtian (Cediel et al., 2019). As a result of the tectonic evolution of accretion, the regional structure is characterised by the Palestina–Otú–Mulatos fault system to the east, the Cauca–Romeral–Espíritu Santo fault system in the centre, and the Garrapatas–Dabeiba–Cañasgordas fault system to the west (Figure 1B). These structures have orientations of 010° to 030° and 060°, which correspond to the tectonic systems found in the Andean arcs (Page, 1986; Toussaint et al., 1982). Minor fault systems, oriented between 300° and 330° and 100°, are linked to these structures, such as the Monteloro, Nare, Nus, Caldera, Balseadero and El Bizcocho faults, including the Cimitarra lineament, which controls the San Bartolomé and Ité rivers to the east, and the Arma or La Pintada lineament to the west (Figure 1B).

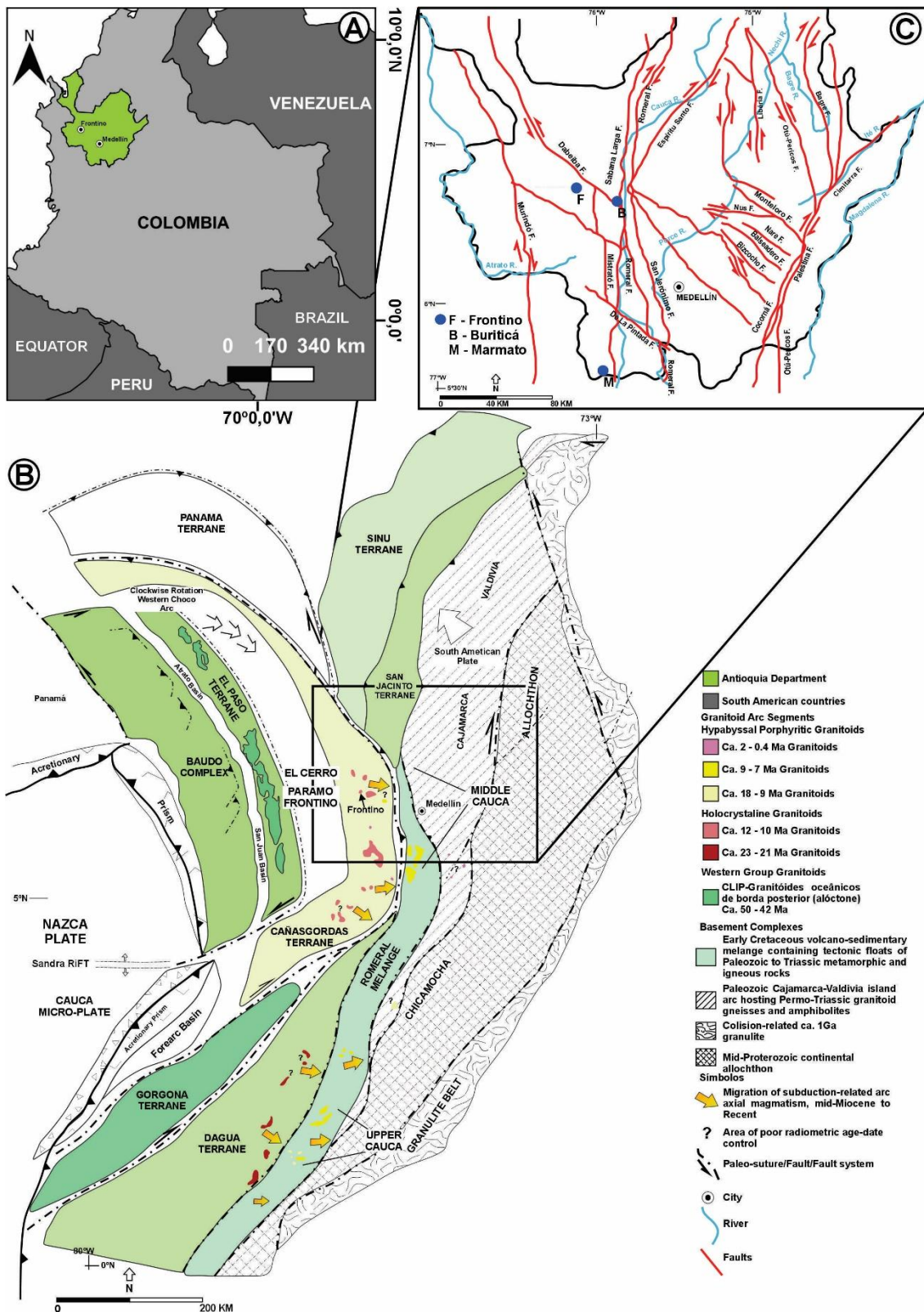


Figure 42: (A) Location of the study area; (B) Regional geotectonic context; (C) Spatial arrangement of the main structures. (Source: modified from Cediel et al., 2019).

The stratigraphy of the study area comprises plutons of intermediate to basic composition, dating from 18–9 Ma, which intrude into the rocks of the Cañasgordas Group (Figure 2; Leal-Mejía, 2011). This unit consists of volcanic and pyroclastic lavas interbedded with sedimentary rocks

(Barroso Formation), overlain by pelagic limestone interbedded with black chert (Nutibara Member – Penderisco Formation) and predominantly sandy-clayey rocks, with flint and limestone at the top (Urrao Member – Penderisco Formation) (Álvarez & González, 1978; González & Londoño, 2003). The plutons intruding these rocks form hornfels and *skarn*, and contain veins of quartz, sulphides and gold (Figure 2; Rodríguez-García & Bermúdez-Cordero, 2015; Rodríguez & Zapata, 2012; Shaw et al., 2019). According to Rodríguez and Zapata (2012), the genesis of the Au-Ag and base-metal deposits occurring in the Middle Cauca Metallogenic Belt, including those at La Colosa, Buriticá and Marmato (Leal-Mejía, 2011; Lesage et al., 2013; Bartos et al., 2017), is associated with shallow porphyritic bodies. A major magmatic event (~12–10 Ma) is recorded in the region, related to the accretion of the Baudó Terrane (Maya, 1992; Cediel et al., 2003; Rodríguez and Zapata, 2012), which formed the Frontino-Botón arc, to which the set of mafic to intermediate plutons of the El Cerro Igneous Complex belongs. The Cerro Frontino gabbro (Figure 2), which hosts the mineralisation of the Cuadrazón deposit, is described as a pluton comprising three magmatic pulses: (i) olivine gabbro that transitions into diorite with an inequigranular texture; (ii) biotite gabbro that transitions to diorite with a medium- to fine-grained texture; and (iii) monzodiorite with a medium-grained poikilitic texture (Rodríguez-García & Bermúdez-Cordero, 2015; Shaw et al., 2019). Shaw et al. (2019) report pyroxenite, pyroxenic gabbro and melanodiorite, intercalated by gold-bearing pegmatitic dikes 10–30 cm wide, composed of crystals of clinopyroxene, hornblende, biotite and plagioclase. The ages for this pluton range from 9.87 ± 0.18 Ma to 11.44 ± 0.36 Ma (Ar–Ar in biotite), and 12.2 ± 4.6 Ma (in amphibole), interpreted as post-plutonic crystallisation.

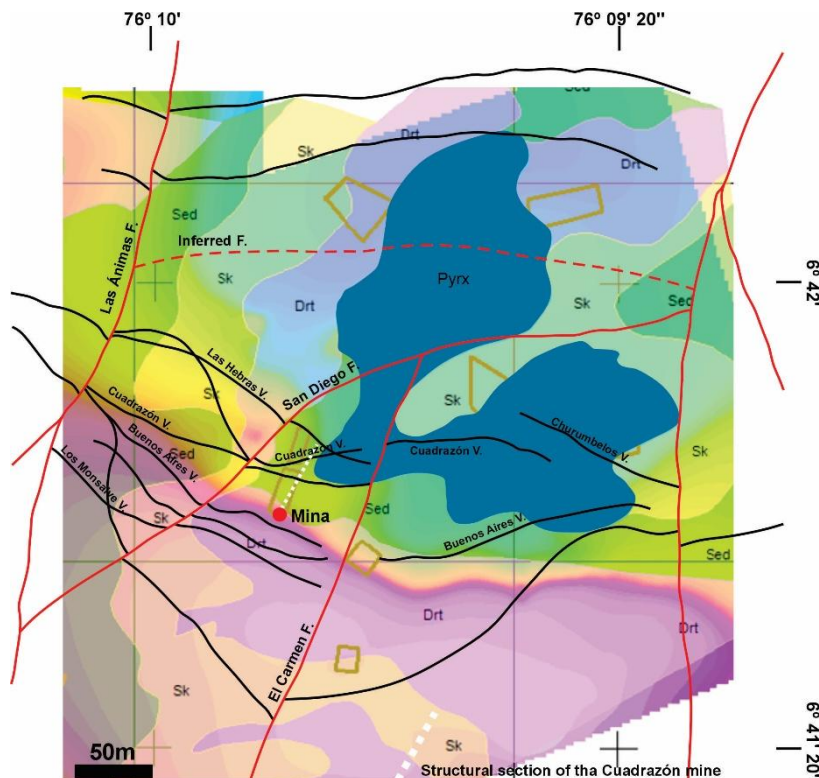


Figure 2: Structural geological map of the area where the Cerro Frontino gabbro outcrops. Symbols: Drt – diorite, Pyrx – pyroxenite, Sed – sedimentary, Sk – skarn.

3. Deposit Geology

The Cuadrazón polymetallic deposit comprises two styles of mineralisation: vein and disseminated. The vein-type mineralisation is predominant and is hosted in gabbro (olivine gabbro to pyroxenitic gabbro)/pyroxenite to diorites, which outcrop as an elongated body to N30E and have an intrusive contact relationship with the arenaceous-carbonate rocks of the Urrao Member and are intruded by the diorite. They are composed of oval to subprismatic augite, defining two approximately perpendicular alignments (Figure 3A, C), and inclusions of apatite and magnetite; subhedral to anhedral labradorite-biotite, altered, with zoned undulatory extinction, mechanical twinning in wedges (Figure 3D), and corroded edges; hornblende, biotite with curved cleavage (Figure 3B); apatite, magnetite with a mixture of ilmenite, olivine (Figure 3E), pyrite, and chalcopyrite. These rocks are intruded by diorite, composed of subtabular aggregates of plagioclase with recrystallisation by grain boundary migration (GBM), core-edge zoning, undulatory extinction, mechanical twinning in wedges, and sericitisation (Figure 3F, G); augite defining two approximately perpendicular orientations; hornblende with a clinopyroxene ghost core; biotite with curved cleavage and alteration to chlorite and muscovite; apatite, pyrite, and magnetite with ilmenite networks. Strictly, pockets of diorite quartz occur, which generate hydraulic fracturing in the diorite (Figure 3H), at the contact between these lithotypes, where quartz, rutile, and zircon crystals are locally found. The disseminated mineralisation is restricted to *skarn* zones (10 – 55% mafic, up to 80%), defined by the growth of fine subhedral diopside, accompanied by augite, slightly folded biotite, quartz and carbonate aggregates in orientated discontinuous bands (up to 1.35 mm; Figure 3I), and chalcopyrite, magnetite, and rare galena in aggregates.

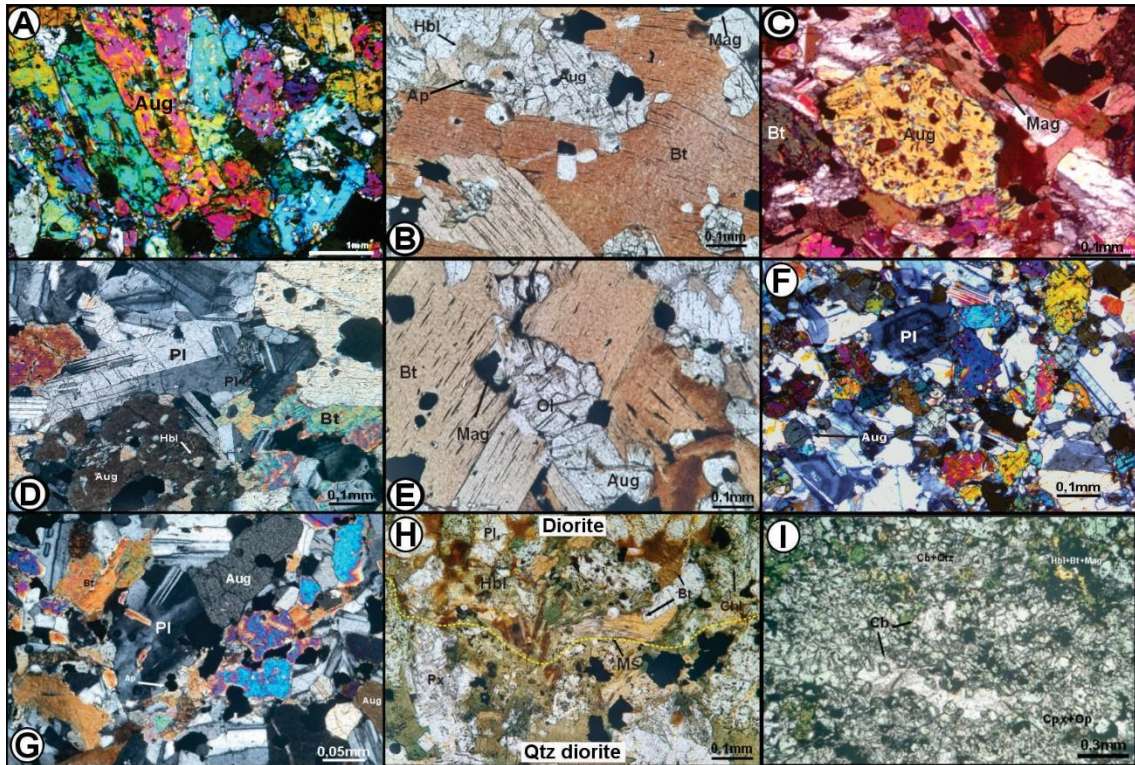


Figure 3: Representative photomicrographs showing the occurrence of different minerals in the host rocks of the mineralisation. (A, B, C, D, E) Gabbro/pyroxenite: (A) Augite alignment; (B) Biotite associated with the edges of augite, with folds in the cleavages and inclusions of apatite and magnetite. Interstitial hornblende due to uraltization of the pyroxene; (C) Elliptical augite with biotite around the corroded edges, and disseminated magnetite; (D) Deformed plagioclase forming mechanical twinning in a wedge; (E) Point olivine between biotite and augite. (F, G, H) Diorite: (F) Plagioclase with concentric zoning and undulatory extinction; (G) Deformed plagioclase, with undulatory extinction, mechanical twinning in wedge shape, and recrystallisation by grain boundary migration (GBM); (H) contact between quartz-diorite and diorite: plagioclase with fractures filled with ferruginous material, biotite bent and altered to muscovite, and hornblende and interstitial and altered chlorite with a ghost core of pyroxene. (I) Skarn with bands of Carbonate+Quartz between clinopyroxene crystals, and alteration of the pyroxene to a combination of Biotite+Hornblende+Magnetite. Abbreviations: Aug – augite, Bt – biotite, Cb – carbonate, Hbl – hornblende, Mag – magnetite, Ms – muscovite, Pl – plagioclase, Qtz – quartz.

The mineralised veins have a consistent linear-sinuuous geometry and are orientated from N60°E to S83°E, with a steep inclination of 60° (Figure 4A). They occur at a density of 3 veins per meter and with an average thickness of 5 cm (2–47 cm), are hosted in shear zones and faults with slickensides with striations and steps. The paragenesis of the ore is defined by pyrite included in quartz crystals and pyrrhotite crystals (Figures 4E, F), anhedral sphalerite crystals in aggregates in contact with chalcopryrite, galena, and magnetite crystals (Figures 4E, F), and rare molybdenite in sphalerite (Figure 4B). Gold has a concentration of 0.2 to 5 g/ton and was observed as fine grains filling sphalerite fractures, at the boundary between sphalerite and galena crystals (Figures 4C, D), and disseminated in *skarn*. The mineralisation is associated with a gangue of quartz and calcite and occurs in two hydrothermal phases with varying proportions of sulphides, and the occurrence of fluorite and apatite (Figure 5) in the final phase. Hydrothermal alteration is characterised by zones adjacent to the veins (Figure 4A), ranging from propylitic to sericitic, with subsequent chloritisation and silicification.

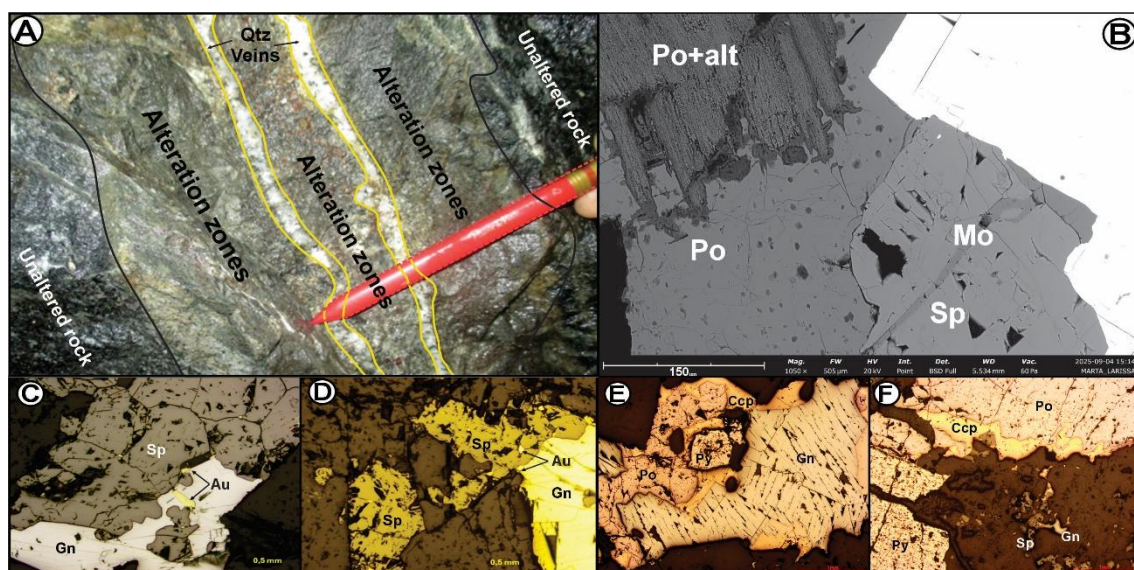


Figure 4: Representative photographs and photomicrographs of hydrothermal alteration and ore. (A) Alteration halos observed in outcrop. The alteration zones are propylitic, sericitic and/or chloritisation; (B) Pyrrhotite with alteration due to Fe loss and molybdenite filling the fracture in sphalerite (SEM); (C, D) fine gold crystals at the boundaries between sphalerite and galena crystals; (E, F) paragenetic relationships between sulphides contained in quartz veins. Subhedral sphalerite crystals included in quartz, pyrite in contact with pyrrhotite, chalcopyrite at the edges of pyrrhotite, galena bordered by chalcopyrite and in contact with sphalerite. Abbreviations: Alt – alteration, Au – gold, Ccp – chalcopyrite, Gn – galena, Mo – molybdenite, Po – pyrrhotite, Py – pyrite, Sp – sphalerite.

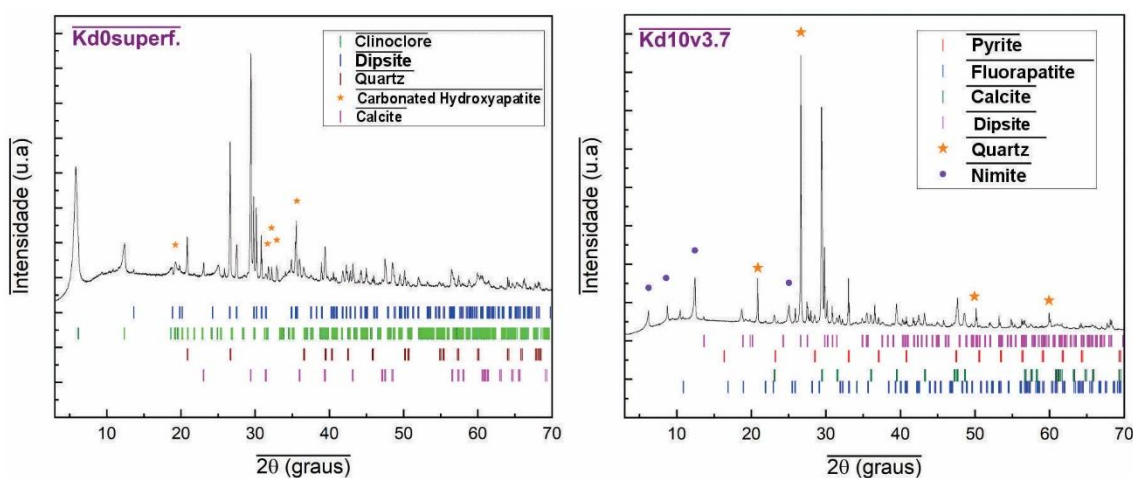


Figure 5: Result of the XRD analysis showing hydrothermal apatite and fluorite.

4. Results

4.1. Fluid Inclusions (FIs)

4.1.1. Petrography and types of FIs

Microthermometric analyses were applied to determine the physicochemical characteristics of fluids trapped in the quartz crystals associated with ore minerals and gold. The fluid inclusions found in quartz from the Cuadrazón polymetallic deposit are classified as primary (Type 2) when they occur in isolation and are randomly distributed, forming clusters; or pseudo-secondary (Type 1) when they are aligned, forming trails (Figure 6). Only the primary FIs were selected, based on

the parameters established by Roedder (1984). These are small inclusions, composed of a liquid phase (LH₂O) and a vapour bubble (VH₂O), with the vapour phase accounting for 10–55 per cent of the total volume at room temperature (21 °C). These FIs are mainly elliptical or elongated in shape, and rarely prismatic, with sizes ranging from 2.85 to 11.57 µm.

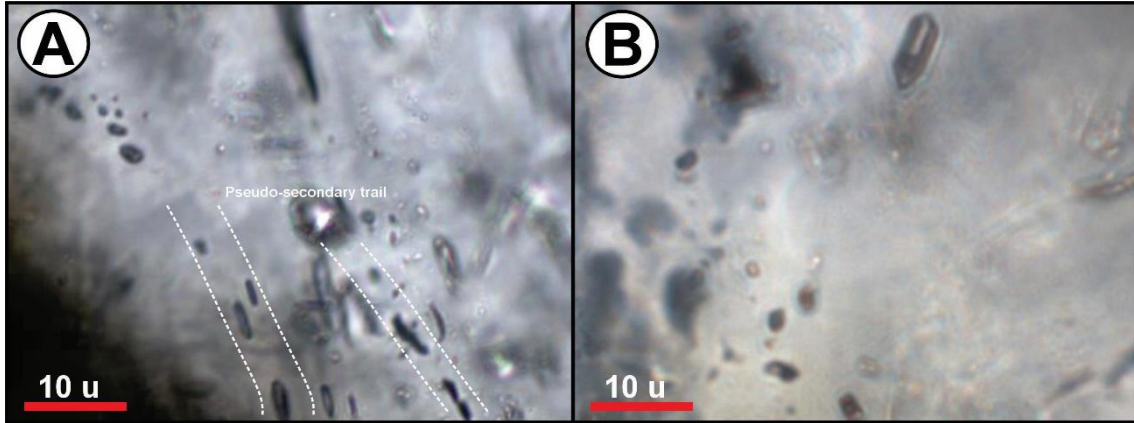


Figure 6: Types of fluid inclusions trapped in quartz related to sulfides associated with gold occurrence. (A) Pseudo-secondary FIs; (B) primary FIs.

4.1.2. Microthermometry

The microthermometric results were obtained for primary inclusions (FIs) in quartz crystals from carbonate-quartz veins. The analytical results are summarised in Table 1.

Table 1: Summary of the petrographic properties and microthermometric data of the fluid inclusions identified in the mineralized veins.

Type	Stages	Ratio (L/V)	Host Mineral	Microthermometric data			Salinity (Bodnar, 1993) (wt % NaCl)	Density (Oakes <i>et al.</i> , 1990) (g/cc)
				Te (°C)	Tm-Ice (°C)	Th (°C)		
2	Biphasic	0.45 to 0.9	Qtz	-48,1 to -30	-16.3 to -5.4	307.9 to 321	8.54 to 20.16	0.51 to 1.02

The IFs exhibit a homogenization temperature of the liquid phase within a temperature range of 307.9–321 °C. They record final ice-melting temperatures ranging from –16.3 to –2.2, with corresponding salinities of 8.54 -- 20.16% by weight of NaCl equivalent, and densities of 0.51 -- 1.01 g/cm³.

4.1.3. Structural geology and ore controls

This study includes the interpretation of remote sensing images, detailed field measurements, and microscopic observations. Three main sets of structures were identified: I) sinuous lineaments, defined by valleys and mountain ridges with a direction between 005° and 030°, are consistent with the direction of the main river valleys that characterise the boundaries of the mountain ranges, regionally recognised as right-lateral transpressional sutures. These structures exhibit plunge directions similar to those of the Ánimas, El Carmen, Portachuelo, and San Pedro faults in the Cerro Frontino Region. II) Curved lineaments linked to the main regional structures, related

to mountain ranges and subordinate drainage systems, have plunge directions ranging between 330° - 350° , and represent structures such as the Abriaquí and Cañasgordas-Dabeiba faults. III) Short lineaments, which control intra-basin tributary drainage systems, with a direction of 060° - 080° , varying in the L-O direction. They are related to straight structures, consistent with the direction of the San Diego fault that cuts through the Cerro Frontino gabbro (Figure 7).

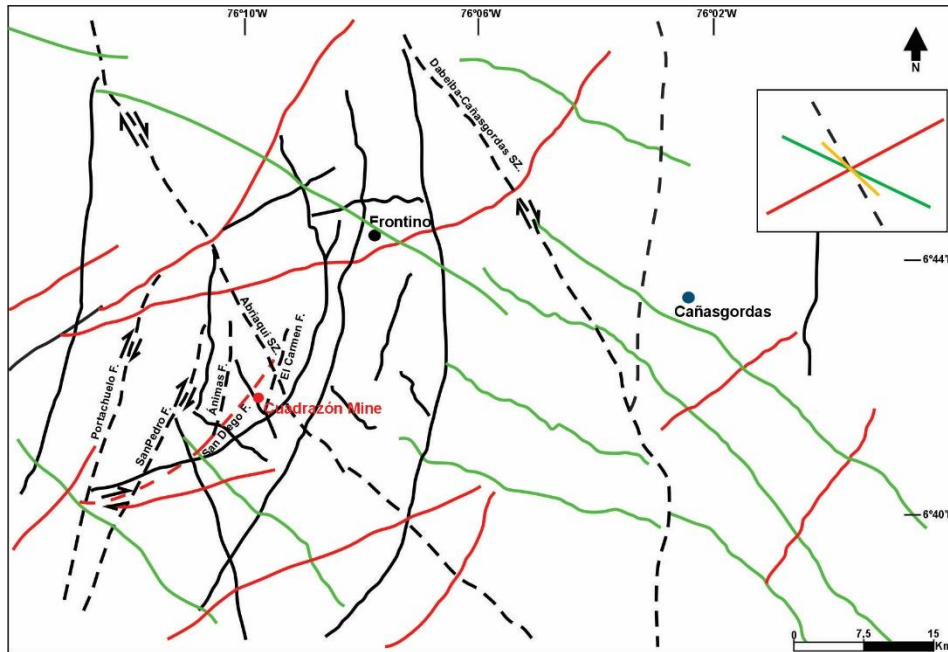


Figure 7: Spatial arrangement of the structures and lineaments in the Frontino region

Deformation in the gabbro of Cerro Frontino. Micropetrographic analyses revealed internal deformation mechanisms associated with the plastic deformation recorded during the crystallisation of the gabbro. I) Prismatic crystals of labradorite, along with augite, show parallel alignment and preferred shape orientation (Figure 3A), with straight to lobulated boundaries, resulting from intracrystalline planar slip caused by crystal interactions. These changes in plasticity suggest conditions of viscous flow; II) The subhedral sigmoidal pyroxene phenocrysts exhibit evidence of rotation, such as subhedral labradorite crystals with mechanical twins and folded fibrous biotite, which develop in a polygonal arc around the sigmoids. Incipient pressure shadows appear at the ends of the major axis (Figure 8). As a result of solid-state flow, the crystals exhibit elongation, rotation, boundary migration, exsolution, mechanical twinning, and initial size reduction. During the cooling of the magma, the crystals develop solid-state textures, superimposed on the magmatic and growth textures.

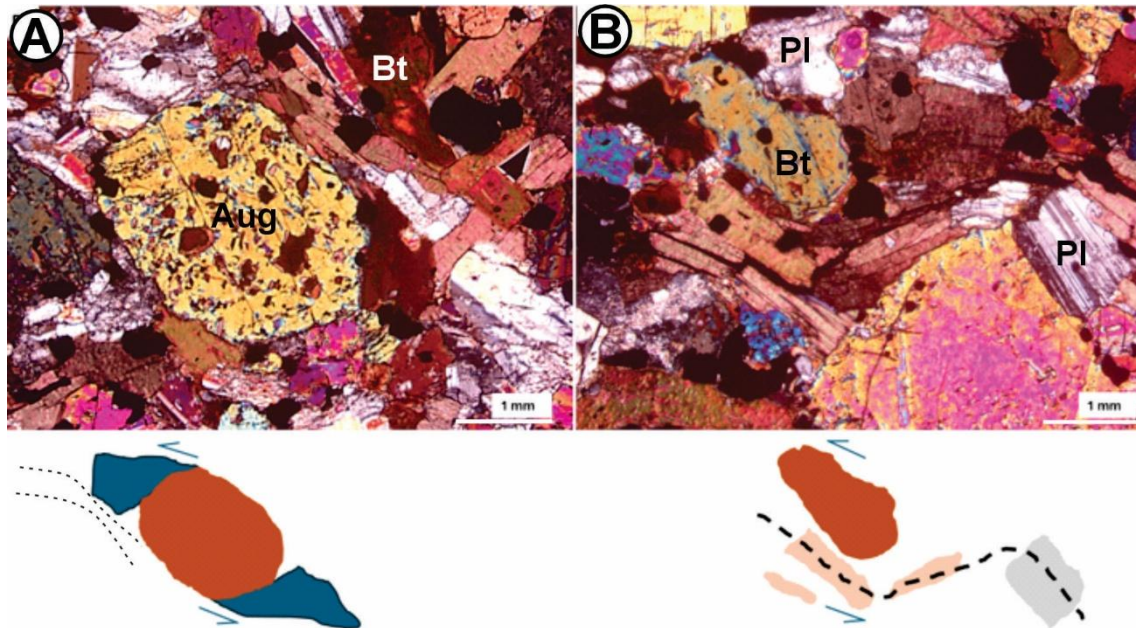


Figure 8: Magmatic flow textures with elliptical crystals indicative of rotation within a dense solution flow. A) Elliptical augite crystals, exhibiting sigmoid geometry and pressure shadows. B) Sigmoid augite phenocrysts, plagioclase crystals with mechanical twinning, and biotite crystals with polygonal alignment around the sigmoids. Abbreviations: Aug – augite, Bt – biotite, Pl – plagioclase.

In quartz and sulphide veins, the deformation exhibits two main characteristics: a) elongated and prismatic crystals of quartz, sphalerite, pyrrhotite, and chalcopyrite with a preferred shape orientation (PSO) parallel or oblique to the vein-host rock boundary (Figure 9). Solid-state deformation through oblique shearing along the major axis of the minerals leads to discontinuities and displacement by planar sliding, with an initial reduction in size (Figure 9). b) In quartz, there is elongation, size reduction by rotation, and the formation of sigmoids with a mantle defined by quartz fragments (Figure 9C). Quartz shows fractures in the shear zones (Figure 9D), filled with calcite veins (Figures 9C, D).

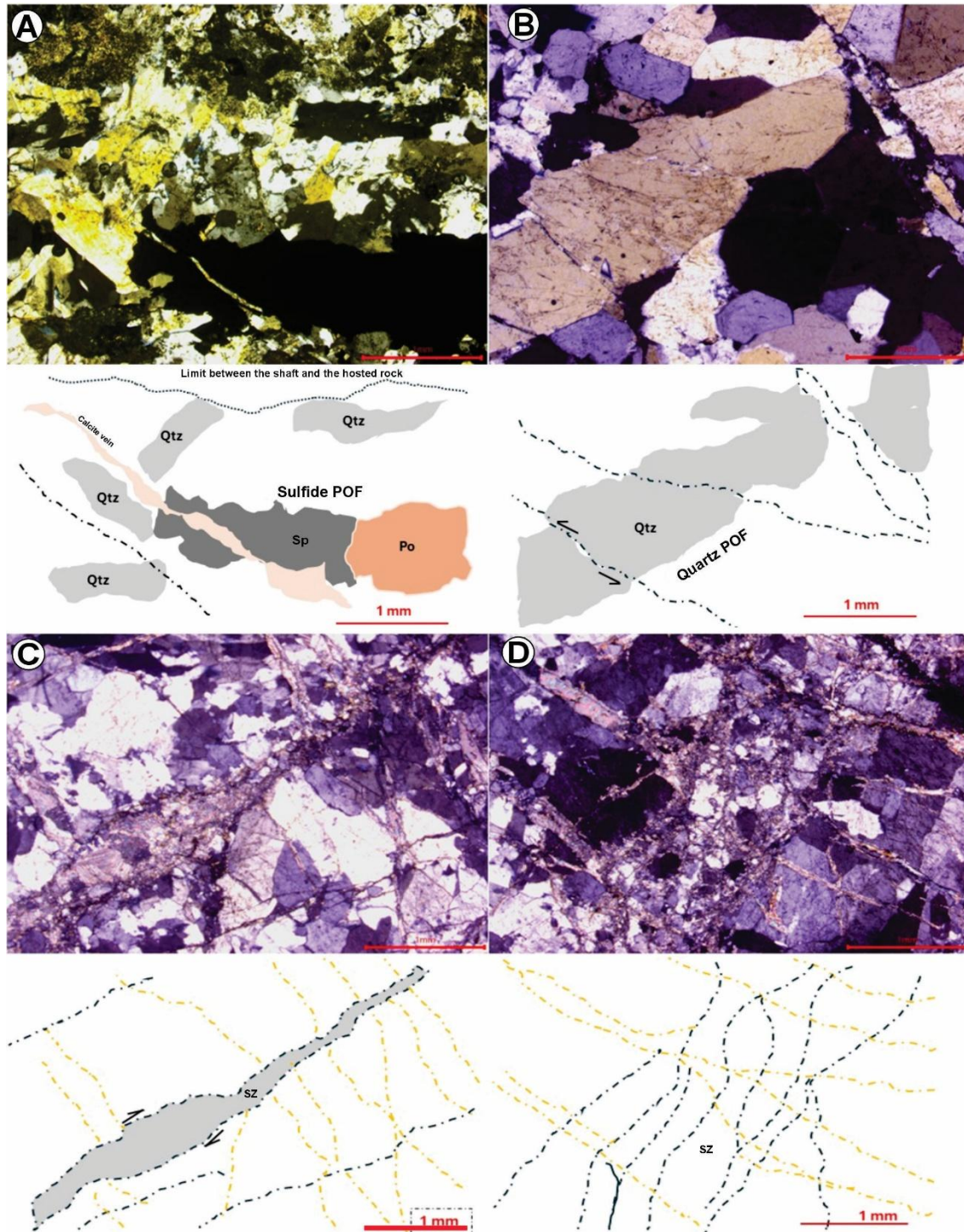


Figure 9: Limit of the enclosing rock vein. (A) Quartz, sphalerite, and pyrrhotite, with a preferred orientation of form (POF) parallel to the vein boundary, cut by a calcite vein. Chloritic alteration of the host rock (pyroxenes). (B) Shearing and displacement in the quartz vein. (C) Shear deformation in stretched quartz, with the formation of mantled sigmoids, size reduction, and undulatory extinction. (D) quartz fractured in simple shear zones (SZ) and conjugate tensile veins of calcite. Abbreviations: Po – pyrrhotite, Qtz – quartz, Sp – sphalerite, SZ – shear zone.

Mining at the Cuadrazón Mine occurs underground, through a gallery orientated at 030° in terms of azimuth and dip, forming chambers and pillars. The drift intercepts seven quartz veins (10 to 47 cm in width) with a predominant direction of 068° to $-097^\circ/56^\circ-78^\circ$, which are hosted in shear zones showing evidence of cataclastic deformation and subordinate inversion in the dip direction,

orientated towards azimuths of 247°-280°/56°-70° (Figure 10A). The mine (in the dip direction of veins 5, 6, and 7) is developed through sublevels separated vertically by 50 m. Deformation structures and cataclastic textures in the host rocks of the mineralised veins. In the main tunnel, there are four sinuous shear zones (SZs), spaced between 30 and 150 m apart, with widths ranging from 2 to 140 cm (Figure 10A). The slickensides of faults are generated on the fracture surfaces, with local records of friction striations and steps, orientated in two trends that intersect at right angles, forming an angle of approximately 30° (Azimuth/Orientation; Figures 10C, D): I) dominant fault orientation for 080°-097°/60°-78°, with limited dip reversals for 271°-282°/68°-73°. These structures develop a fault plane with friction striations orientated at 50°/230° and 68°/042° (dip/dip), with right-lateral slip steps. Characteristic angular relationships between the structures are consistent with a shear zone (SZ) system that controls the occurrence and hosts the quartz veins of the deposit. The mineralised veins 1, 3, 5, 4, 5, and 6 occur parallel to these dominant SZs; II) second orientation of the SZs for 065°-078°/50°-65°, varying to 245°-250°/50°-60°, with striations orientated to 45°-54°/300°-306°. Parallel to these SZ zones are the mineralised veins 2, 3, and 7.

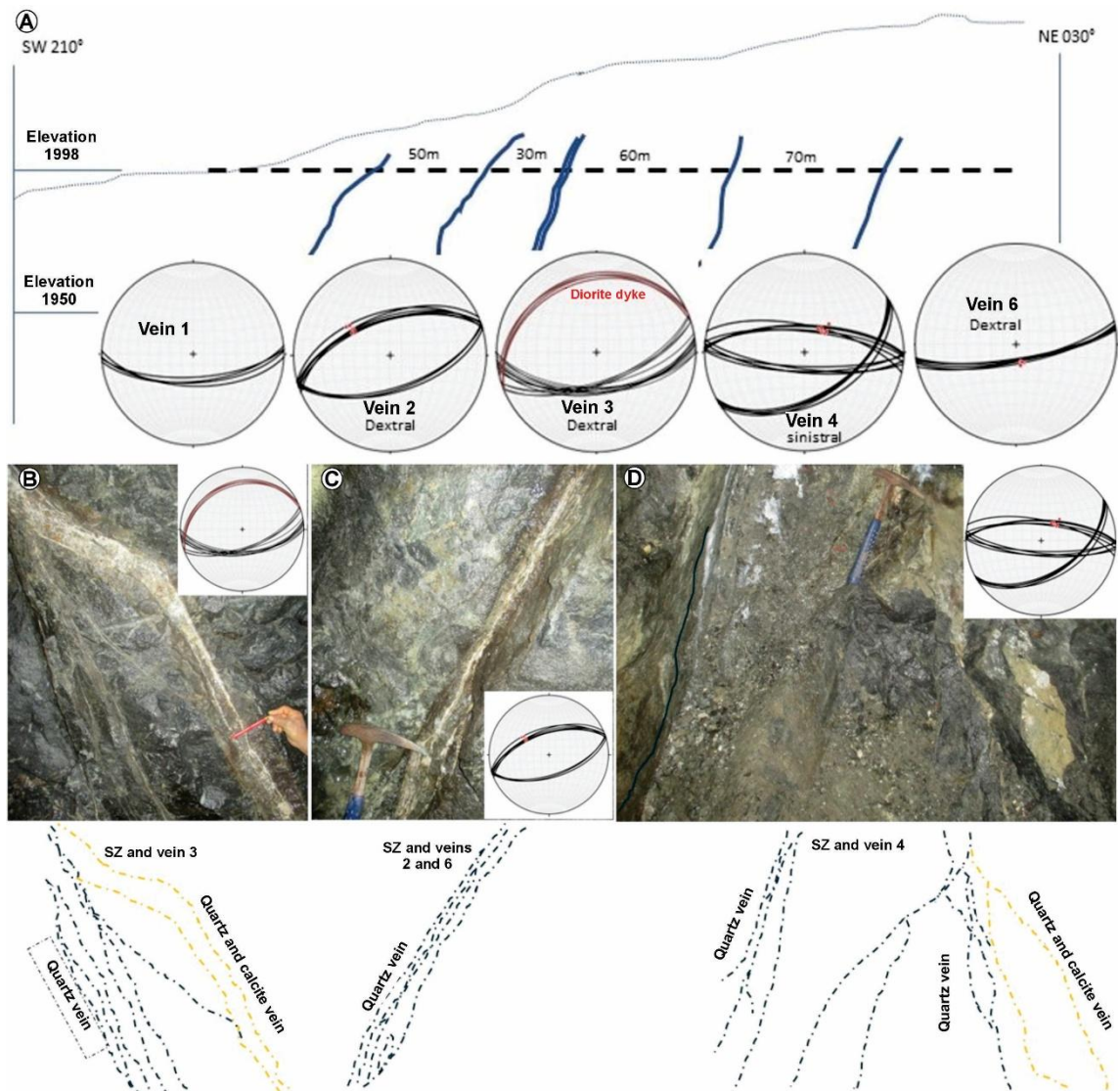


Figure 10: Structures and orientation of the veins in the Cuadrazón mine. A) Schematic representation of the orientation of the veins in the main tunnel. (B, C, D) Quartz veins containing sulphides inside the mine. Structural orientation diagrams: equal-area projection of the lower hemisphere.

5. Discussion

In the Cerro Frontino gabbro, sharp boundaries were observed between gabbro, pyroxenite and diorite, indicating stratigraphic truncation. There were abrupt variations in the proportions of plagioclase, pyroxene and biotite between different zones. Minerals with pronounced habits (high axial ratio), aligned and aggregates of fine crystals indicate an episodic and flow-related origin. Crystals with compositional zoning reveal imbalances in the magma composition during crystallization. Poikilitic and subophitic textures suggest crystallization associated with distinct magmatic pulses. In this context, it would have been formed by successive intrusions, rather than continuous crystallization. According to Vigeneresse et al. (2014) and Vernon (2018), discrete magma pulses generate internal instabilities and characteristic structures, such as schlieren, enclaves, and flow-aligned crystals. This helps to explain why many plutons exhibit

heterogeneous textures and multiple crystallization phases. Each pulse disrupts the existing flow, creating internal structures.

Strain mechanisms in plagioclase, undulating extinction, and wedge-shaped mechanical twinning in plagioclase may indicate temperatures of around 500 °C (Passchier & Trouw, 2005). Folds in biotite cleavages indicate temperatures above 250 °C (Stesky, 1978). Alignment of the axes of plagioclase, pyroxene and/or hornblende may be related to flow deformation, involving intracrystalline deformation, grain boundary migration due to planar slide, and the development of undulating boundaries through crystal-crystal interaction (Paterson et al., 1998; Paterson et al., 2018; Holness et al., 2018), which develops to > 850 °C (Pryer, 1993; Passchier & Trouw, 2005). Brittle deformation in quartz sulfides by planar slip and grain-limit boundary (BLG), grain-size reduction with subgrain rotation, and sigmoids mantled and aligned. It was associated with simple shear deformation at temperatures of around 300 °C (Wu & Groshong, 1991; Stipp et al., 2002). This deformation also allowed the percolation of hydrothermal fluids and the precipitation of sulfides, quartz, and carbonate.

Within the study area, the orientation of structures such as the major axis of gabbro elongation (N30°E), the dip of the Las Ánimas-030° and San Diego-060° faults, which partition the pluton, and the mineralized veins hosted within the gabbro (060°–097°) suggests that these structures exhibit a Riedel-type angular relationship pattern (Figure 11). Regional faults, such as those at Abriaquí and Cañasgordas-Dabeiba (oriented at an azimuth of 330°), were interpreted by Maya (1992) and by Cediel et al. (2003) as terrane boundaries. However, their orientation is consistent with that of the conjugate structures of the Romeral–Espíritu Santo and Palestina–Otú shear systems. In this regard, Cunha (2023) and Jaramillo (2018), in the central mountain range, described tectonically controlled mineralized veins whose orientation is associated with the Palestina–Otú shear system.

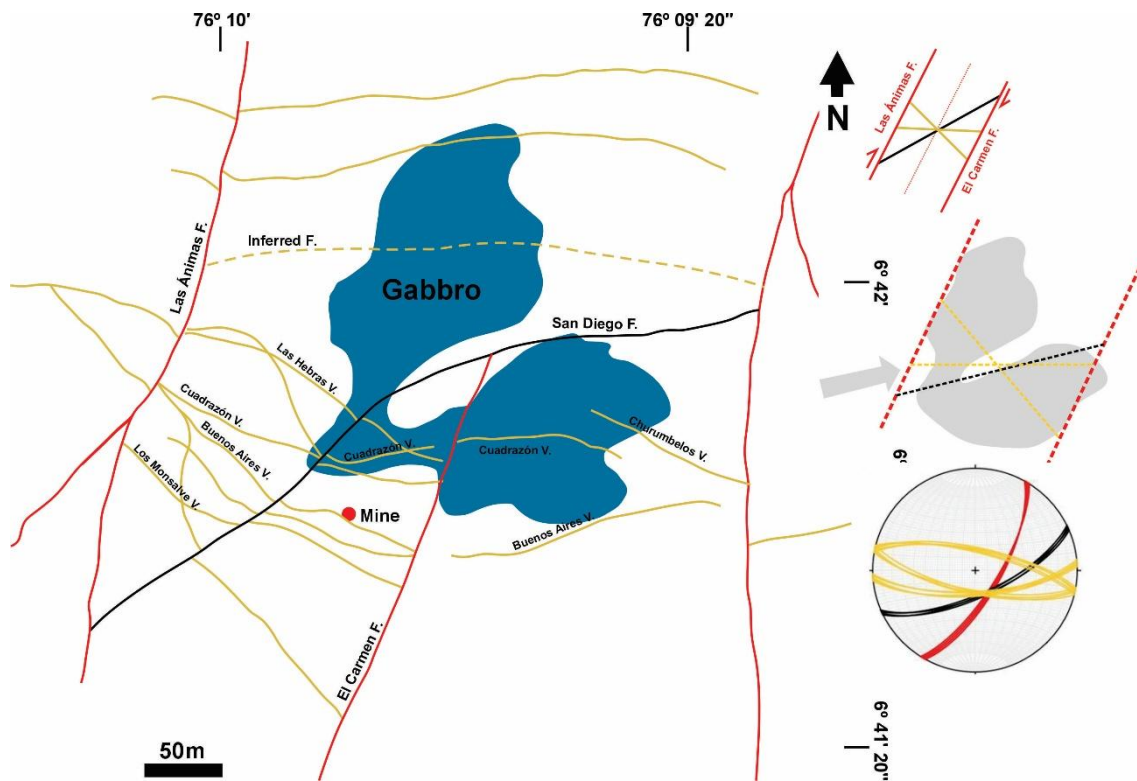


Figure 11: Structural style of the veins in the deposit under study. Simplified model of a simple dextral shear system (Las Ánimas, El Carmen and San Ruperto faults) associated with synthetic structures (San Diego fault) and conjugate mineralized veins. The diagrams are an equal-area projection of the lower hemisphere, showing the strike/dip of the structures depicted, and the conjugate model shear shows the pluton axis, faults, and vein arrangement.

The interaction of the hydrothermal fluids that gave rise to the mineral deposit with the host rocks resulted in hydrothermal alteration halos of the following types: i) the addition of silica to form quartz; ii) sericitic alteration, particularly in the plagioclases; this process is associated with the formation of sulfides and quartz. According to Bodnar et al. (2014), this process occurs between 200 °C and 400 °C, is associated with an increase in the pH of the mineralizing fluid and a decrease in temperature, and involves the leaching of Ca from the rock, which is incorporated into the fluid. iii) Chloritic alteration, which occurs superimposed on the sericitic alteration, results from the alteration of olivine and pyroxenes; it is associated with the formation of chlorite at around 300 °C, as well as Fe oxides, sulfides, apatite, fluorite, and carbonates (Bodnar, 2014). According to Pirajno (2009), this may indicate the addition of H₂O and CO₂ to the system, as well as sulfur (S), without significant H⁺ metasomatism, in addition to the incorporation of Mg and Fe into the fluid resulting from interaction with the basic rocks. Bodnar (1993) suggests that magnesium chloride in hydrothermal fluid not only exhibits cryoscopic effects that influence the thermal behaviors of the saline solution. This last effect had a light influence on the salinity but was drastic in the eutectic temperatures of the hydrothermal fluids in Cuadraron. In this case, Shepherd et al. (1985) suggest that fluids constituted by multicomponent H₂O + NaCl + MgCl₂, Ca, and Fe are consistent with eutectic temperatures between -33 °C and -37 °C. Te and -48.1 °C to -42.3 °C. The salinity of the fluids remained stable throughout the range of homogenization temperatures, even though these were high (> 300 °C), and was independent of temperature. This

suggests virtually isothermal trapping conditions, likely associated with simple conductive processes, under relatively constant pressure.

For the Cuadrazón hydrothermal fluids, although the homogenization temperature range is considered stable, the salinity varies dramatically between 8 and 20 (wt% eq. of NaCl). According to Shepherd et al. (1985), this behavior suggests fluid mixing, in which the hot, saline primary fluid (FA) mixes with less saline groundwater A (SA). The result would be a mixed, saline fluid, likely cooler, mixture B (MB). Calculations of the fluids' confining pressure characteristics, based on the algorithm by Zhang & Frantz (1987) in the Fluids package (Bakker, 1993), suggest that the thermobarometric evolution was regular under confining conditions at 313 °C and approximately 1 kbar. These parameters would be representative of the minimum fluid confinement conditions.

The Buriticá gold deposit (50 km south of Frontino) occurs as veins oriented 072°–075°, hosted within the Buriticá andesitic porphyry (7.41 ± 0.40 Ma, as determined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hornblende). According to Lesage et al. (2013), the mineralizing fluids (300 °C and 8% salinity) are of magmatic origin and mixed with groundwater. Ore formation was associated with boiling, dilution, and cooling as secondary controlling factors. The Marmato gold deposit (220 km to the south of Frontino), with NW–SE-trending polymetallic veins, is hosted within andesitic and dacitic porphyries, dated at 6.58 and 5.74 Ma by U-Pb analysis of zircon. According to the mineral deposit was generated by an intrusion-related intermediate sulphidation epithermal system.

Between 12 and 5 Ma, the orogenic arc segment between Frontino, Buriticá and Marmato exhibited continuous magmatism, with compositions ranging from basic (in the north) to acidic (in the south), and gold mineralization in hydrothermal veins. To the south of Cerro Frontino, magmatism is more evolved and occurred at shallower depths within the crust. However, the hydrothermal alteration processes and the structural style of the ores are similar. The occurrence of these gold deposits is consistent with diachronous and episodic magmatism and deformation within the arc. In this context, magmatism, the migration of hydrothermal fluids, and tectonic activity are characteristics associated with the evolution of the orogenic arc of the western mountain range and the formation of these gold deposits.

6. Conclusion

The structural study confirms the development of deformations in several stages recorded in the gabbro and the veins. The history of this deformation includes the emplacement of magmatic pulses, plastic deformation due to flow in the submagmatic and solid states of the gabbro, brittle deformation of the gabbro by simple shear followed by fluid migration and the formation of veins and the 'mineiro'. Ruptile deformation of these veins due to simple shear. These deformation phases are interpreted as resulting from episodes of convergent tectonics associated with magmatism and the formation of the western mountain range arc during the Neogene.

At the Cuadrazón deposit, the mineralizing fluids exhibited a high capacity to remove Mg, Ca and Fe, resulting from fluid–gabbro interaction characterized by a multicomponent nature, high temperature and intermediate salinity, consistent with a magmatic origin. The migration and precipitation of the metal ion load were likely influenced by i) structural and deformation effects under a rupture regime resulting from the active arc tectonic setting; ii) probable mixing with groundwater, which led to dilution and boiling as a secondary factor.

The origin of the veins in the Cuadrazón gold deposit is consistent with processes involving the reactivation of shear structures. In the Cuadrazón deposit, hydrothermal fluids transported Mg and Na chlorides, as well as Ca, Mo and Fe, suggesting a magmatic source for these components. The hydrothermal fluid is interpreted as being closely associated with magmatic intrusion and disseminated *skarn* mineralization. In both styles of mineralization, the fluid–host rock interaction generated alteration halos containing sericite, chlorite and calcite, as well as a polymetallic metallogenic association with free gold. The formation of apatite and fluorite associated with the mineralizing fluid suggests characteristics consistent with epithermal to mesothermal-type deposits influenced by *skarn*-type systems.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

The financial support for this work was provided by the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel – Brazil (CAPES) – Funding Code 001, through the master's scholarship and resources from the Graduate Program for the Reduction of Asymmetries (PRAPG) – Notice No. 14/2023. This study also received financial support from the Amazonas State Research Support Foundation (FAPEAM), through the PRAPG program (Resolution 02/2025, Process No. 01.02.016301.01809/2025-59) and the Strictu Sensu Graduate Support Program (POSGRAD), editions 2024-2025 and 2025-2026. We thank the company Serviminas Ltda. for their assistance in the fieldwork.

References

- Aleman, A. E., Ramos, V. A. 2000. Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. Brazil. pp. 453-480.
- Álvarez, E., & González, H. 1978. Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7. Ingeominas.
- Archanjo, C. J. Salazar, C. A.; Caltabelloti, F. P.; Rodrigues, S. W. O. 2021. The onset of the right-lateral strike-slip setting recorded in magnetic fabrics of A-type granite plutons of the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, v. 366, p. 106417–106417, 2021. DOI:[10.1016/j.precamres.2021.106417](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106417).
- Arrubla-Arango, F. & Silva-Sánchez, S. 2021. Geology of the Frontino-Morrogacho Gold Mining District and Metallogeny of the El Cerro Igneous Complex. *Boletín Geológico [en línea]*. 48(1),

- 7-47. ISSN: 0120-1425. Disponible en: <https://portal.amelica.org/ameli/journal/594/5943502001/>.
- Bakker, R. J. 2003. PACKAGE FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194, 3- 23.
- Bartos, P. J., García, C., & Gil, J. (2017). The Nuevo Chaquiro Cu-Au-(Mo) Porphyry Deposit, Middle Cauca Belt, Colombia: Geology, Alteration, Mineralization. *Economic Geology*, 112(2), 275-294. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.2.275>.
- Bodnar, R. J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D. And Steele-Macinnis, M. 2014. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Turekian, H.D.H.K., Ed., *Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, Elsevier, Oxford, 119-142.
- Bustamante, C., Cardona, A., Archanjo, C. J., Bayona, G., Lara, M., Valencia, V. (2017). Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. *Lithos*, v. 277, p. 199-209.
- Bustamante A; Bustamante C; Cardona AM.; Juliani C; Silva SP. 2021. Jambalo blueschist and greenschist protoliths in the Central Cordillera of the Colombian Andes and their tectonic implications for Late Cretaceous Caribbean-South American interactions. *Journal of South American Earth Sciences* 107; 1–12. 102977. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102977>
- Cediel, F., Shaw, R. P., Cceres, C. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean block.
- Cediel, F., Shaw, R. P. 2019. Phanerozoic orogens of northwestern South America: Cordilleran-Type Orogens. *Taphrogenic Tectonics. The Maracaibo Orogenic Float. The Chocó-Panamá Indenter*. In: *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. Springer, Cham. p. 3-95.
- Cunha, D. S. B. 2023. Metalogênese do depósito aurífero de Gómez Plata, Cordilheira Central, Colômbia. Master's thesis. Federal University of Amazonas, Manaus.
- González, H. & Londoño, A. 2002. Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia, Granodiorita de Nudillales, Cordillera Occidental, Departamento de Antioquia. INGEOMINAS.
- González H. & Londoño A.C. 2003. Geología de las planchas 129 cañas gordas y 145 urrao. Memoria explicativa. Plancha escala 1:100.000.
- Holness, M.B.; Clemens, J.D.; Vernon, R.H. 2018. How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 173:62 <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1488-8>.
- Jaramillo, E. R. P. 2018. Metalogênese da jazida aurífera “El Pescado”, Andes do Norte, Colômbia. 2018. 100 f. Master's thesis. Federal University of Amazonas, Manaus.
- Leal-Mejía, H. 2011. Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: a tectono magmatic approach. PhD thesis. Univ. of Barcelona. 1-999.
- Leal-Mejía, H., Shaw, R. P., & Malgarejo Draper, J. C. 2019. Spatial-temporal migration of granitoid magmatism and the Phanerozoic tectono-magmatic evolution of the Colombian Andes. In Cediel, F., & Shaw, R. P. (eds), *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. *Frontiers in Earth Sciences*. (pp. 253-410). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_5
- Lesage, G., Richards, J. P., Muehlenbachs, K., & Spell, T. L. 2013. Geochronology, Geochemistry, and Fluid Characterization of the Late Miocene Buriticá Gold Deposit, Antioquia Department, Colombia. *Economic Geology*, 108(5), 1067-1097. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.5.1067>.
- Maya, M. 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, 32(1-3), 127-187.
- McCuaig, T. C. & Kerrich, R. 1998. P—T—t—deformation—fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics, *Ore Geology Reviews*, Volume 12, Issue 6, Pages 381-453, ISSN 0169-1368, [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(98\)80002-4](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(98)80002-4).
- Mikucki, E. J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review, *Ore Geology Reviews*, Volume 13, Issues 1–5, Pages 307-321, ISSN 0169-1368, [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00025-5).
- Page, W. 1986. Geología sísmica y sismicidad en el noroccidente colombiano. ISA-Integral. Woodward & Clyde Consultants.

- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. T. 2005. *Microtectonics*. Springer Nature. 366P.
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44 (1-2), 53–82. Doi:10.1016/s0024-4937(98)00022-x.
- Paterson, S. R., Ardill, K., Vernon, R., Žák, J. 2018. A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes, *Journal of Structural Geology*, Volume 125, Pages 134-147, ISSN 0191-8141, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.04.022>.
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 1243p.
- Pryer, L. L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada, *Journal of Structural Geology*, Volume 15, Issue 1, Pages 21-36, ISSN 0191-8141, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90076-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90076-M).
- Ramos, V. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoirs*. 204. 31-65. 10.1130/2009.1204(02).
- Rodríguez-García, G. & Bermúdez-Cordero, J. G. 2015. Petrografía, geoquímica y edad del Gabro de Cerro Frontino. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 38, 25-40.
- Rodríguez, G. & Zapata, G. 2012. Características del plutonismo mioceno superior en el segmento norte de la cordillera occidental e implicaciones tectónicas en el modelo geológico del noroccidente colombiano. *Boletín de Ciencias de La Tierra*, 31, 5-22.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineral. Soc. America, Washington., v.12, 644p.
- Salazar C. A., Bustamante C. L., Archanjo C. J. 2016. Magnetic fabric (AMS, AAR) of the Santa Marta batholith (northern Colombia) and the shear deformation along the Caribbean Plate margin. *Journal of South American Earth Sciences*. 70:55-68.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.011.
- Santacruz R.L.; Botelho F.N.; Redwood S.D.; Ceballos J.; Cecchi A.; Starling T.; Matteini M.; Molano J.C. 2021. The age and petrogenesis of reduced to weakly oxidized porphyry intrusions at the Marmato gold deposit, Colombia. *Ore Geology Reviews*. 131; 103953. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103953>
- Shaw, R. P.; Leal-Mejía, H., & Malgarejo Draper, J. C. 2019. Phanerozoic metallogeny in the Colombian Andes: a tectono-magmatic analysis in space and time. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America* (pp. 411-549). Springer.
- Shepherd, T.; Rankin, A.; Alderton, D. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Mineralogical Magazine. <http://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.32>.
- Siachoque, AV; Salazar, CA; Trindade, R I. Emplacement and deformation of the A-type Madeira granite (Amazonian Craton, Brazil). *LITHOS*, v. 277, p. 284–301, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.021>.
- Stesky, R. M. 1978. Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, pp. 361-375.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. 2002. The eastern Tonale fault zone: A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*. 24. 1861-1884. 10.1016/S0191-8141(02)00035-4.
- Toussaint, J.F. and Restrepo, J.J. 1982. Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia. *Earth Sci. Rev.*, 18: 205-213. Vernon, R. H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Vis Geosci* 5:1–23. <https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3>.
- Vernon, R. H. (2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Vis Geosci* 5:1–23. <https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3>.
- Vigeneresse, J. L. 2015. *Textures and melt-crystal-gas interactions in granites*. *Geoscience Frontiers* vol. 6: 635 -663. DOI: 10.1016/j.gsf.2014.12.004.
- Vinasco, C. 2018. The Romeral shear zone, in CEDIEL, F., AND SHAW, R.P., eds., *Geology and tectonics of northwestern South America*: Springer, p. 833–876.
- Wu, S. & Groshong, R. H. 1991. Low-temperature deformation of sandstone, southern Appalachian fold-thrust belt. *Bull. geol. Soc. Am.* 103, 861-875.

Zhang, Y.G. and Frantz, J.D. 1987. Determination of the Homogenisation Temperatures and Densities of Superficial Fluids in the System NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O Using Synthetic Fluids Inclusions. *Chemical Geology*, 64, 335-345.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90012-X).