

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Pedro Watahe Aguiar Santana

**PROCESSOS METAMÓRFICO-HIDROTERMAIS
RELACIONADOS COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA
HOSPEDADA EM METATONALITO NA ÁREA DO
GARIMPO BELA FLOR, CINTURÃO MINEIRO, MG**

Trabalho Final de Curso

(Geologia)

Pedro Watahe Aguiar Santana

**PROCESSOS METAMÓRFICO-HIDROTERMAIS RELACIONADOS COM A
MINERALIZAÇÃO AURÍFERA HOSPEDADA EM METATONALITO NA ÁREA
DO GARIMPO BELA FLOR, CINTURÃO MINEIRO, MG**

Trabalho Final de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Gustavo Luiz Campos Pires

Aguiar Santana, Pedro Watahe

Processos metamórfico-hidrotermais relacionados com a Mineralização aurífera hospedada em metatonalito na área do garimpo Bela Flor, Cinturão Mineiro, MG / Pedro Watahe
Aguiar Santana. -- Rio de Janeiro, 2022.
62 f. : il., 30cm

Orientador: Gustavo Luiz Campos Pires .
Trabalho de conclusão de curso (graduação) -
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto
de Geociências, Bacharel em Geologia, 2022.

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Campos Pires , Gustavo Luiz , orient. II. Caracterização geológica de veio de quartzo aurífero e alteração hidrotermal em metatonalito intrusivo na sucessão metavulcanossedimentar nazareno, Cinturão Mineiro, Mg.

Pedro Watahe Aguiar Santana

PROCESSOS METAMÓRFICO-HIDROTERMAIS RELACIONADOS COM A
MINERALIZAÇÃO AURÍFERA HOSPEDADA EM METATONALITO NA ÁREA DO
GARIMPO BELA FLOR, CINTURÃO MINEIRO, MG

Trabalho Final de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Gustavo Luiz Campos Pires

Aprovada em: 07 / 04 / 2022

Por:

Orientador: Gustavo Luiz Campos Pires (UFRJ)

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Ciro Alexandre Ávila (UFRJ)

Ao SENHOR, a ele toda honra e glória, para
sempre, Amém.

Agradecimentos

Agradeço ao meu orientador prof. Dr. Gustavo Pires pela oportunidade desse trabalho, pela disponibilidade e paciência em ensinar, pelas ideias, discussões e pelas revisões dos textos, fundamentais no desenvolvimento do presente trabalho.

À Geóloga Laís Ferreira (Lagesed-UFRJ) pela paciência e a grande ajuda nas análises de fluorescência de raios X (FRX).

Ao técnico Josimar Firmino de Lima e ao Geólogo Dr. Reiner Neumann do CETEM pela realização das análises de difratometria de raios X (DRX).

Aos laboratórios Labsonda-UFRJ e Labmicra-UFRJ por disponibilizar seus microscópios para descrição e fotomicrografias das lâminas.

Ao laboratório Lagesed-UFRJ por disponibilizar seus microscópios para descrição e fotomicrografias das lâminas e também por ceder o equipamento de FRX.

Aos meus pais e minha querida irmã por todo o apoio e incentivo durante a graduação e elaboração desse trabalho, pelos conselhos, apoio emocional, e cobrança quando eu necessitava. Vocês foram importantíssimos para o desenvolvimento desse trabalho de conclusão de curso.

*“Como é feliz o homem
que acha a sabedoria,
o homem que obtém entendimento,
pois a sabedoria
é mais proveitosa do que a prata
e rende mais do que o ouro.
É mais preciosa do que rubis;
nada do que você possa desejar
se compara a ela.”
- Provérbios 3:13-15 NVI*

Resumo

Mineralizações de ouro do tipo orogênico são produtos de sistemas hidrotermais ativos durante períodos de metamorfismo e deformação. As mineralizações podem ocorrer na forma de veios de quartzo ou disseminados nas rochas encaixantes, que podem ser tanto metaígneas quanto metassedimentares. Nesse contexto, o estudo dos veios e seus halos de alteração hidrotermal é fundamental para a reconstrução de processos hidrotermais relacionados à gênese das mineralizações. O objetivo deste trabalho é caracterizar geologicamente um veio de quartzo aurífero, sua rocha encaixante e o halo de alteração hidrotermal a fim de reconstruir os processos hidrotermais envolvidos na geração do veio, da alteração hidrotermal e possivelmente da mineralização aurífera na área do garimpo inativo Bela Flor, município de Conceição da Barra de Minas, MG. A metodologia consistiu na descrição macroscópica de amostras do veio e suas encaixantes, seguida de petrografia em luz transmitida (rochas e inclusões fluidas em quartzo), difratometria de raios X e geoquímica por fluorescência de raios X. Na área de estudo, uma série de veios de quartzo auríferos ocorrem encaixados em um corpo metatonalítico intrusivo nas rochas da sucessão metassedimentar Nazareno, de idade paleoproterozoica, pertencente ao Cinturão Mineiro. O metatonalito encaixante é composto principalmente de plagioclásio saussuritizado, biotita (representantes do pico metamórfico em fácies xisto verde), quartzo, clorita e epidoto. Ao redor do veio, a rocha apresenta a associação clorita, carbonato, sericita, epidoto e pirita, substituindo principalmente plagioclásio e biotita, e marcando a alteração hidrotermal retrometamórfica relacionada ao veio. O veio trunca a xistosidade observada na encaixante e registra ao menos dois estágios de formação: o primeiro corresponde a quartzo sacaroidal e o segundo a carbonato, que corta o quartzo. A petrografia de inclusões fluidas no quartzo permitiu a identificação de quatro Assembleia de Inclusões Fluidas (FIA) primárias. As FIAs primárias são, em ordem decrescente de abundância: FIA-Q1a inclusões trifásicas aquo-carbônicas (~55% da população); FIA-Q1b inclusões monofásicas aquosas (~18%); FIA-Q1c inclusões bifásicas aquo-carbônicas (~12% modal) e FIA-Q1d inclusões multifásicas aquo-carbônicas com uma ou duas fases sólidas (~10% modal). As análises geoquímicas mostram que próximo do veio a rocha encaixante apresenta uma proporção maior dos minerais que marcam a alteração hidrotermal e que a clorita presente no veio é a mesma da que se encontra no metatonalito. Os dados das inclusões fluidas primárias nos cristais de quartzo do veio, juntos com os dados petrográficos e geoquímicos indicam um sistema hidrotermal com a coexistência de pelo menos dois fluidos hidrotermais distintos, os quais ao percolarem na encaixante promoveram a sulfetação da biotita, transformando-a em Mg-clorita+pirita, exemplificada pela equação: $4\text{KMgFe}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_{2(\text{s})} + 4\text{HS}^-_{(\text{aq})} + \text{O}_{2(\text{aq})} + 8\text{H}^+_{(\text{aq})} = 2\text{Mg}_2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_{8(\text{s})} + 2\text{FeS}_{2(\text{s})} + 6\text{SiO}_{2(\text{x}, \text{aq})} + 2\text{H}_2\text{O}_{(\text{l})} + 4\text{K}^+_{(\text{aq})}$. Essa transformação acarretou na desestabilização de complexos tiosulfetados portadores Au e consequentemente na precipitação dos sulfetos+Au, do seguinte modo: $2\text{FeO}_{(\text{em silicatos})} + 4\text{Au}(\text{HS})_{2(\text{aq})}^- + 4\text{H}^+_{(\text{aq})} = 2\text{FeS}_{2(\text{s})} + 4\text{Au}_{(\text{s})} + 4\text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})} + 2\text{H}_2\text{O}_{(\text{l})}$. Os resultados mostram que a mineralização está associada à intensa interação fluido-rocha marcada pela formação dos veios e da assembleia de alteração hidrotermal desenvolvida na rocha encaixante.

Palavras-Chave: Hidrotermalismo; Ouro Orogênico, Inclusões Fluidas;

Abstract

Orogenic gold mineralizations are products of active hydrothermal systems during periods of metamorphism and deformation. The mineralizations can occur as quartz veins or disseminated in the host rocks, which can be metasedimentary or metasedimentary. In this context, the study of veins and their hydrothermal alteration zones is essential for the reconstruction of hydrothermal processes related to the genesis of mineralizations. The objective of this work is to geologically characterize a gold-bearing quartz vein, its host rock and the hydrothermal alteration zone in order to reconstruct the hydrothermal processes involved in the generation of the vein, hydrothermal alteration and possibly the auriferous mineralization in the area of the inactive Bela Flor mining, Conceição da Barra de Minas, MG. The methodology consisted of macroscopic description of samples from the vein and its host rock, followed by transmitted light petrography (rocks and fluid inclusions in quartz), X-ray diffraction and X-ray fluorescence geochemistry. In the study area, a series of gold-bearing quartz veins occur hosted in an intrusive metatonalite at rocks of the Nazareno metasedimentary succession, of Paleoproterozoic age, belonging to the Mineiro Belt. The host metatonalite is mainly composed of saussuritized plagioclase, biotite (representing the metamorphic peak in greenschist facies), quartz, chlorite and epidote. Around the vein, the rock shows the association chlorite, carbonate, sericite, epidote, and pyrite, replacing mainly plagioclase and biotite and marking the retrometamorphic hydrothermal alteration related to the vein. The veins truncate the schistosity observed in the host rock and register at least two formation stages: the first corresponds to saccharoidal quartz and the second to carbonate, which cut across the quartz. Petrography of fluid inclusions in the quartz allowed the identification of four primary Fluid Inclusion Assembly (FIA). The primary FIAs are, in descending order of abundance: FIA-Q1a aqueous-carbonic three-phase inclusions (~55% of the population); FIA-Q1b aqueous single-phase inclusions (~18%); FIA-Q1c aqueous-carbonic two-phase inclusions (~12% modal) and FIA-Q1d aqueous-carbonic multiphase inclusions with one or two solid phases (~10% modal). Geochemical analyses show that near the vein the host rock exhibits a higher proportion of the minerals that characterize the hydrothermal alteration and that the chlorite present in the vein is the same as that found in the metatonalite. The data from the primary fluid inclusions in the quartz crystals of the vein, together with petrographic and geochemical data indicate a hydrothermal system with coexistence of at least two distinct hydrothermal fluids, which when percolating into the source material caused the sulfidation of biotite, transforming it into Mg-chlorite+pyrite, exemplified by the equation: $4\text{KMgFe}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_{2(s)} + 4\text{HS}^-_{(aq)} + \text{O}_{2(aq)} + 8\text{H}^+_{(aq)} = 2\text{Mg}_2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_{8(s)} + 2\text{FeS}_{2(s)} + 6\text{SiO}_{2(xl, aq)} + 2\text{H}_2\text{O}_{(l)} + 4\text{K}^+_{(aq)}$. This transformation resulted in the destabilization of thiosulfate-bearing Au complexes and consequently the precipitation of sulfides+Au, as follows: $2\text{FeO}_{(\text{in silicates})} + 4\text{Au}(\text{HS})_2^-_{(aq)} + 4\text{H}^+_{(aq)} = 2\text{FeS}_{2(s)} + 4\text{Au}_{(s)} + 4\text{H}_2\text{S}_{(aq)} + 2\text{H}_2\text{O}_{(l)}$. The results show that the mineralization is associated with intense fluid-rock interaction signaled by the formation of the veins and hydrothermal alteration assembly developed in the metatonalite.

Keywords: Hydrothermalism; Orogenic gold; Fluid Inclusions

Lista de Figuras

Figura 1 Mapa rodoviário com a localização do Garimpo Bela Flor (área de estudo).	2
Figura 2 Ambientes tectônicos de depósitos de ouro do tipo orogênico e outros exemplos.	5
Figura 3 Esquema mostrando os diferentes níveis crustais de formação de depósitos de ouro orogênico.	6
Figura 4 Esquema de classificação de inclusões fluidas.	8
Figura 5 Mapa tectônico do Cráton do São Francisco.	11
Figura 6 (A) Mapa tectônico do Cinturão Mineiro com a localização da área de estudo; (B) Cartoon esquemático simplificado mostrando a evolução arqueana-paleoproterozoica da borda sul do paleo-cráton São Francisco.	13
Figura 7 Mapa geológico da região onde está localizada a área de estudo.	14
Figura 8 Mapa esquemático do Garimpo Bela Flor com imagem de satélite.	20
Figura 9 Feições macroscópicas e relações de corte entre a rocha encaixante e veio.	22
Figura 10 Composição modal da rocha encaixante (amostra FIL-21) plotada no diagrama QAP de Streckeisen (1976).	24
Figura 11 Fotomicrografias mostrando os aspectos petrográficos do metatonalito encaixante.	26
Figura 12 Imagem da lâmina do veio (FIL. 20) com escala.	27
Figura 13 Difractogramas de raios X mostrando a composição mineralógica da rocha encaixante (A e B) e do halo ao redor dos veios (C).	28
Figura 14 Diagramas do tipo Harker (elementos maiores e traços) para amostras selecionadas da rocha encaixante.	31
Figura 15 Fotomicrografias mostrando as relações entre as inclusões fluidas e os cristais de quartzo hospedeiros.	33
Figura 16 Fotomicrografias mostrando em detalhe os diferentes tipos de inclusões fluidas primárias identificadas no quartzo.	35
Figura 17 Diagrama discriminante de ambiente tectônico Rb x Y+Nb (PEARCE et al., 1984) para as amostras do metatonalito.	38
Figura 18 Esquema mostrando os possíveis estágios da formação do veio.	40

Lista de Tabelas

Tabela 1 Sumário das características dos principais eventos metamórficos-deformacionais observados nas rochas do Cinturão Mineiro.	18
Tabela 2 Sumário da composição química de elementos maiores e traços das amostras.	30
Tabela 3 Relação cronológica entre as fases minerais da rocha encaixante (A) e do veio (B).	43

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vii
Abstract.....	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	ix
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	2
1.2. LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	2
1.3.1. CONCEITOS GERAIS SOBRE HIDROTHERMALISMO	2
1.3.2. DEPÓSITOS DO TIPO OURO OROGÊNICO	4
1.3.3. INCLUSÕES FLUIDAS	6
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	8
2.1. MICROSCOPIA ÓPTICA	8
2.2. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX)	9
2.3. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (FRX).....	9
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	10
3.1. CINTURÃO MINEIRO	11
3.2. SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES.....	12
3.3. ARCOS MAGMÁTICOS	16
3.4. METAMORFISMO	17
4 RESULTADOS	17
4.1. GARIMPO BELA FLOR	17
4.2. MACROSCOPIA	18
4.2.1. ROCHA ENCAIXANTE	18

4.2.2. VEIO.....	19
4.3. PETROGRAFIA.....	22
4.3.1. METATONALITO ENCAIXANTE.....	22
4.3.2. VEIO.....	26
4.4. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X.....	27
4.5. GEOQUÍMICA POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X.....	27
4.6. INCLUSÕES FLUIDAS.....	32
4.6.1. ASSEMBLEIA DE INCLUSÕES FLUIDAS PRIMÁRIAS.....	32
5 DISCUSSÃO.....	35
5.1. PARAGÊNESES MINERAIS NO METATONALITO ENCAIXANTE.....	35
5.1.1 PROTÓLITO.....	35
5.1.2 METAMORFISMO.....	36
5.2 PROCESSOS HIDROTERMAIS.....	38
5.2.1 MIGRAÇÃO DOS FLUIDOS E FORMAÇÃO DOS VEIOS.....	39
5.2.2 METASSOMATISMO, ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NA ROCHA ENCAIXANTE E INFERÊNCIAS SOBRE A DEPOSIÇÃO DO OURO.....	40
6 CONCLUSÃO.....	44
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	46

1 INTRODUÇÃO

A migração de fluidos hidrotermais através da crosta tem um grande potencial de solubilizar, transportar e depositar metais e outros elementos de valor econômico, através de interações com as rochas por onde percolam. Essa interação metassomática envolve uma série de processos físico-químicos, que ficam registrados nas rochas através de alterações hidrotermais (texturas e mineralogia) e inclusões fluidas traçadas nos minerais hidrotermais neoformados. Essas interações fluido-rocha são responsáveis muitas vezes pela geração de depósitos minerais, pois concentram elementos de valor econômico em sítios deposicionais como estruturas tectônicas, discordâncias, litologias porosas, etc. Assim, o estudo de texturas e mineralogia dos halos de alteração hidrotermal, veios e rochas encaixantes como também das inclusões fluidas são ferramentas fundamentais para a reconstrução dos processos físico-químicos envolvidos na geração dos depósitos hidrotermais. Em ambiente orogênico, onde as rochas estão submetidas a deformação e metamorfismo, fluidos hidrotermais podem ser gerados pela devolatilização metamórfica das rochas ou a partir de corpos magmáticos sin-tectônicos. Esses fluidos hidrotermais de origem metamórfica ou ígnea tem grande capacidade de gerar importantes depósitos de ouro, que são conhecidos como ouro do tipo orogênico (Groves *et al.* 1998, 2003; Goldfarb e Groves, 2015).

Apesar de existir no Brasil uma grande variedade de sistemas auríferos do tipo ouro orogênico ocorrendo em diferentes litologias e idades diferentes, a maioria pertence ao Arqueano e ocorre hospedada em sequências metavulcanossedimentares. Em Minas Gerais os maiores e mais significativos depósitos do tipo ouro orogênico se encontram no Quadrilátero Ferrífero, hospedados nas rochas do *greenstonebelt* Rio das Velhas, no grupo Nova Lima, de idade Arqueana. Esses depósitos incluem os de classe mundial como Morro Velho (desativada) e Cuiabá (Lobato *et al.*, 2016). No sul de Minas Gerais, mais próximo a área de estudo, as regiões de São João del Rei e Tiradentes possuem um histórico de exploração aurífera desde a época colonial, desenvolvendo-se inicialmente em aluviões e posteriormente em rochas e veios. Os depósitos mais conhecidos são do tipo ouro orogênico, descritas em veios de quartzo com sulfetos hospedados nas rochas metassedimentares da Formação Tiradentes de idade mesoproterozoica (Ribeiro *et al.*, 2003). Entretanto, nessa região há também depósitos auríferos, pouco conhecidas, encaixadas nas rochas metaígneas paleoproterozoicas pertencentes ao Cinturão Mineiro, embasamento da Formação Tiradentes. Nesse contexto, a área de estudo deste trabalho é um depósito aurífero conhecido como Garimpo Bela Flor, localizada próximo ao município de Conceição da Barra de Minas, cuja produção em pequena escala ocorreu entre os anos de 1960 e 2004. Desse modo, o Cinturão Mineiro pode representar

um novo potencial exploratório em termos de mineralizações auríferas, que foge dos modelos e terrenos tradicionais já conhecidos.

1.1. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo caracterizar geologicamente um veio de quartzo aurífero, sua rocha encaixante e o halo de alteração hidrotermal desenvolvido ao redor do veio a fim de reconstruir os processos hidrotermais envolvidos na geração do veio, da alteração hidrotermal e possivelmente da mineralização aurífera na área.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada a 4 km ao sul do município de Conceição da Barra de Minas (Figura 1). Para acessar a área, a partir da UFRJ, é preciso pegar a Via Expressa Pres. João Goulart (Linha Vermelha), depois a BR-040, e continuar na BR-040 até o acesso a BR-265, onde na altura do quilômetro 286, à direita se encontra a entrada para o município de Conceição da Barra de Minas.

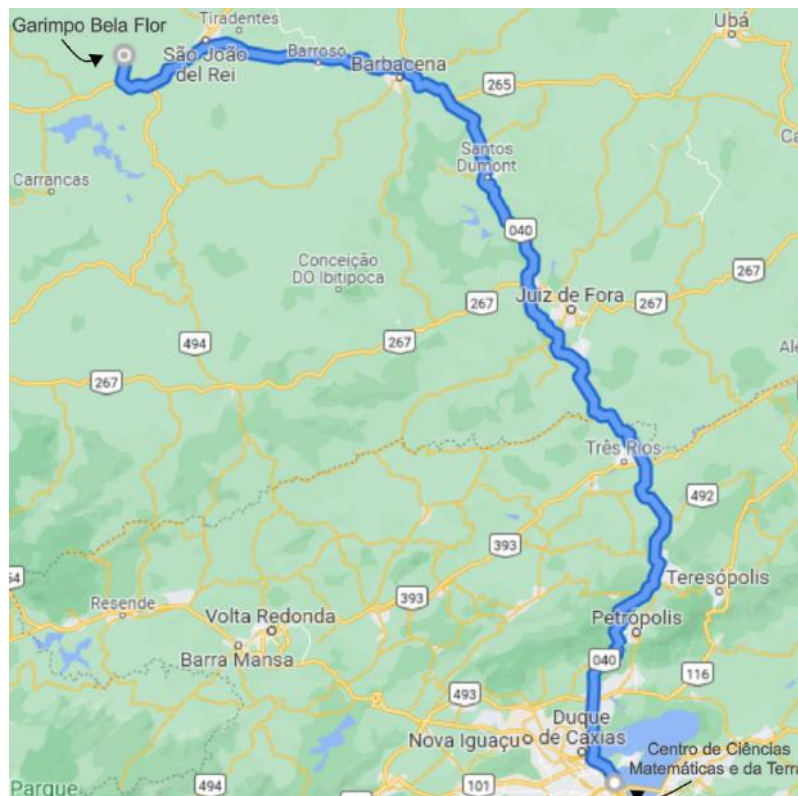


Figura 1 Mapa rodoviário com a localização do Garimpo Bela Flor (área de estudo). Destaque para via de acesso a partir do CCMN/UFRJ. Fonte: Google Maps.

1.3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.3.1. CONCEITOS GERAIS SOBRE HIDROTERMALISMO

Hidrotermalismo é o conjunto de processos metassomáticos ocasionados por soluções quentes as quais solubilizam e depositam componentes químicos nas rochas por onde percolam

(Skinner, 1997). Uma solução ou fluido hidrotermal é entendido como uma solução aquosa quente (50 – > 500°C) onde a água é o principal solvente e contendo solutos, Na, K, Ca, Cl como componentes essenciais e outros elementos e compostos (Mg, B, S, Sr, CO₂, H₂S, NH₄, Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Bi, Te), que podem precipitar enquanto a solução muda suas propriedades físico-químicas ao interagir com uma rocha. Porém, deve-se ressaltar que o termo fluido *sensu stricto* refere-se apenas a fase que se encontra em estado P–T supercrítico, onde não há distinção entre vapor e líquido (Pirajno, 2009).

Essas soluções hidrotermais tem origem em diferentes fontes, são elas: oceânica/meteorica, conata, metamórfica ou magmática (Pirajno, 2009). Os fluidos podem ser também de origem mista, havendo a predominância de um ou mais tipos, dos listados acima. Abaixo, uma breve explicação sobre as soluções magmáticas e metamórficas, que são os tipos pertinentes para este trabalho.

Quando uma solução se separa do material fundido enquanto este esfria, as soluções magmáticas são geradas, criando assim, um sistema magmático-hidrotermal. Nessa solução, além da água, tem-se outros voláteis, que poderiam estar presentes no magma de origem, que são: H₂S, CO₂, SO₂, SO₄⁻, HCl, B, F e H₂ (Pirajno, 2009). Soluções metamórficas são geradas a partir da desidratação progressiva de minerais hidratados, conforme a evolução de condições P–T durante o metamorfismo. As reações de desidratação e decarbonatação durante o metamorfismo progressivo (Robb, 2005; Pirajno, 2009) geram soluções aquosas ricas em voláteis, geralmente com baixa salinidade e contendo principalmente H₂O, CO₂ e CH₄, que são de extrema importância em sistemas hidrotermais associados à formação de depósitos de ouro do tipo orogênico (Groves *et al.*, 1998).

A circulação desses fluidos hidrotermais através das rochas da crosta produz mudanças físico-químicas que são registrados através de alterações hidrotermais. A alteração hidrotermal é um conjunto de processos complexos que envolvem mudanças mineralógicas, químicas e texturais pela interação, envolvendo trocas químicas, entre soluções quentes e as rochas por onde elas percolam, influenciadas pelas condições físico-químicas do ambiente (Reed, 1997). Essa interação entre fluido/rocha causa desequilíbrio na assembleia mineral da rocha original e para se atingir novamente o equilíbrio, através de processos de dissolução e precipitação, uma nova assembleia mineral é formada. A ocorrência da alteração na rocha pode produzir uma zona ou halo de alteração hidrotermal, cujas propriedades são importantes para a exploração mineral, já que essa zona ou halo pode se estender além do limite do minério e marcar os caminhos por onde o fluido mineralizante passou, sendo guias para a exploração de muitos tipos de depósitos minerais (Robb, 2005; Pirajno, 2009).

1.3.2. DEPÓSITOS DO TIPO OURO OROGÊNICO

Depósitos de ouro orogênico, termo introduzido por Groves *et al.* (1998), são depósitos auríferos associados a sistemas hidrotermais desenvolvidos sob condições metamórficas em estágios tardios de orógenos acrescionais ou colisionais, onde atuam sistemas de deformação transpressionais e/ou compressivos (Figura 2). Nesses ambientes tectônicos ocorre a elevação das geotermas promovendo a migração e ascensão de grandes volumes de fluidos aquecidos, expulsos dos minerais/rochas conforme ocorre o avanço do metamorfismo regional. A rápida ascensão desses fluidos promove desequilíbrio entre estes e as rochas por onde percolam.

Nesse contexto, os fluidos são compostos essencialmente de $H_2O-CO_2 \pm CH_4$, com baixa salinidade e pH próximo ao neutro. Estes podem transportar metais como complexos aniônicos, os quais podem ser depositados por diferentes processos, como a variação abrupta da P-T, reações entre fluido-rocha, *boiling* e mudanças químicas decorrentes de misturas de fluidos (TOMKINS, 2013). No caso específico dos depósitos do tipo ouro orogênico, um exemplo desses processos é a sulfetação, que é a destruição de complexos sulfetados reduzidos $[Au(HS)_2^-]$ e $AuHS$ presentes nos fluidos transportadores de ouro, induzindo a precipitação do mesmo. O resultado é a geração de veios/filões de quartzo com ouro ou frentes de minério disseminado nas encaixantes, cuja formação se dá na crosta rasa durante eventos orogênicos (Groves *et al.*, 1998).

Tais depósitos são formados entre 3-15 km de profundidades, em temperaturas e pressões, respectivamente, de $\sim 200^\circ-650^\circ C$ e 0,5-5 kbars. Ocorrem comumente em rochas metamórficas, predominantemente sob condições P-T de fácies xisto-verde a anfibolito (Groves *et al.*, 2003; Tomkins, 2013). A mineralização pode ocorrer de forma disseminada ou em veios de quartzo e/ou carbonato (calcita, dolomita) com arsenopirita, pirita e pirrotita e ouro (Bodnar 2014). O ouro pode ocorrer na forma livre em pepitas ou estrutural, como micro inclusões ou substituindo a trama do cristal, nos sulfetos.

Porém devido a ampla distribuição desses depósitos de ouro no tempo geológico, desde o Arqueano ao Terciário, eles possuem as mais diversas características quanto a sua geometria (veios, arranjos de veios até depósitos disseminados), controle estrutural (falhas reversas a falhas transcorrentes), rochas hospedeiras (*greenstone belts*, sequências sedimentares ou plutons graníticos) e assembleia de alteração hidrotermal (Groves *et al.*, 2003). Quanto a assembleia de alteração hidrotermal, os depósitos apresentam forte zonamento lateral das fácies de alteração hidrotermal, representadas por assembleias proximais a distais em escala variável, desde centímetros até metros, desde o veio até a rocha encaixante não alterada. As assembleias minerais características das fácies ou zonas de alteração variam com a litologia da rocha

encaixante e o nível crustal em que se encontram (Groves *et al.*, 1998, 2003). As assembleias minerais mais comuns são compostas de (i) carbonatos como ankerita, dolomita e calcita; (ii) sulfetos representados por arsenopirita, pirita e pirrotita; (iii) silicatos principalmente como anfibólio, diopsídio, clorita, epidoto, albita, K-feldspato e biotita, entre outros. Em termos das modificações minerais causadas pela alteração hidrotermal, destacam-se: (i) álcali metassomatismo envolvendo sericitização, ou menos comumente, formação de fuchcita, biotita, K-feldspato e albitização; (ii) cloritização de minerais máficos; (iii) sulfetação intensa em filitos carbonosos, formações ferríferas bandadas e rochas máficas ricas em Fe. Adicionalmente, a alteração hidrotermal em rochas na fácies xisto verde pode envolver o acréscimo de percentagens importantes de CO_2 , S, K H_2O , $\text{SiO}_2 \pm \text{Na}$ e elementos litófilos de grande raio iônico - LILE (Groves *et al.*, 1998).

Deste modo, os depósitos do tipo ouro orogênico podem ser subdivididos em três tipos (Groves *et al.*, 1998): (i) epizonal, desenvolvidos em profundidades de até 6,0 km e temperaturas variando entre 150 e 300°C; (ii) mesozonal, com profundidade entre 6,0 e 12 km, com temperaturas na faixa de 300 a 475 °C; e (iii) hipozonal, em profundidades maiores que 12 km e temperaturas acima de 475°C (Figura 3).

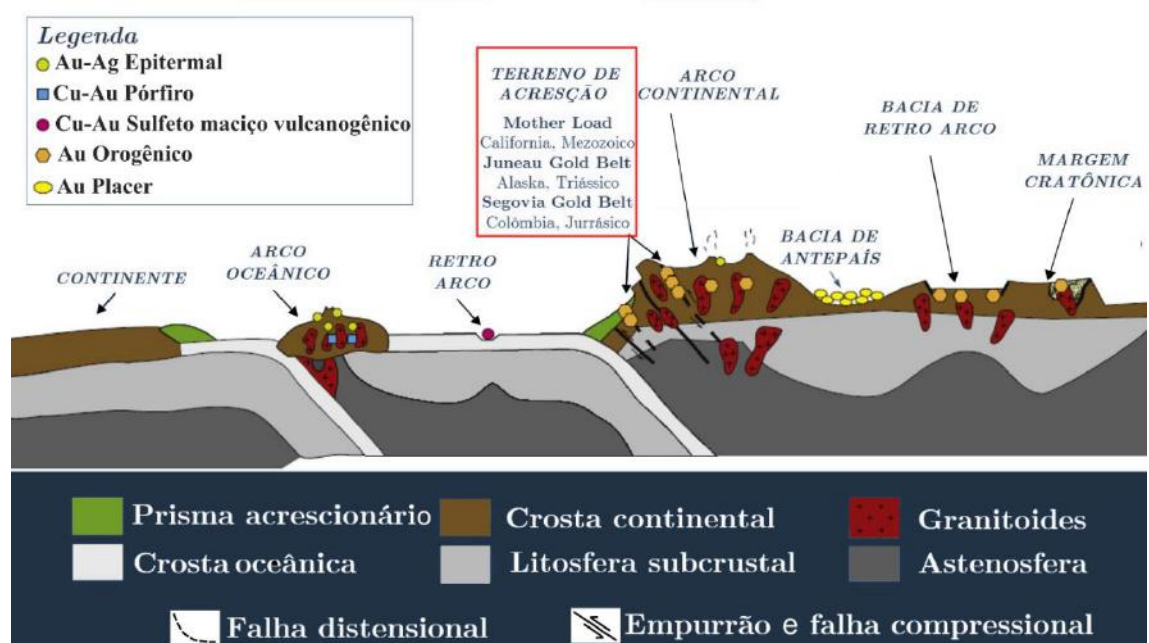


Figura 2 Ambientes tectônicos propícios para o desenvolvimento de depósitos auríferos. Os depósitos de ouro orogênico (em destaque no retângulo vermelho com exemplos de depósitos de classe mundial) podem se localizar em margens continentais ativas em regiões de ante-arco e retro-arco metamorfasadas, assim como ao longo de margens cisalhadas a batólitos de arco continentais ou cinturões metamórficos marginais do tipo *fold-and-thrust belts*. Escalas verticais e horizontais estão exageradas indicando a posição espacial dos depósitos relativamente à profundidade de formação (Adaptado de Goldfarb e Groves 2015).

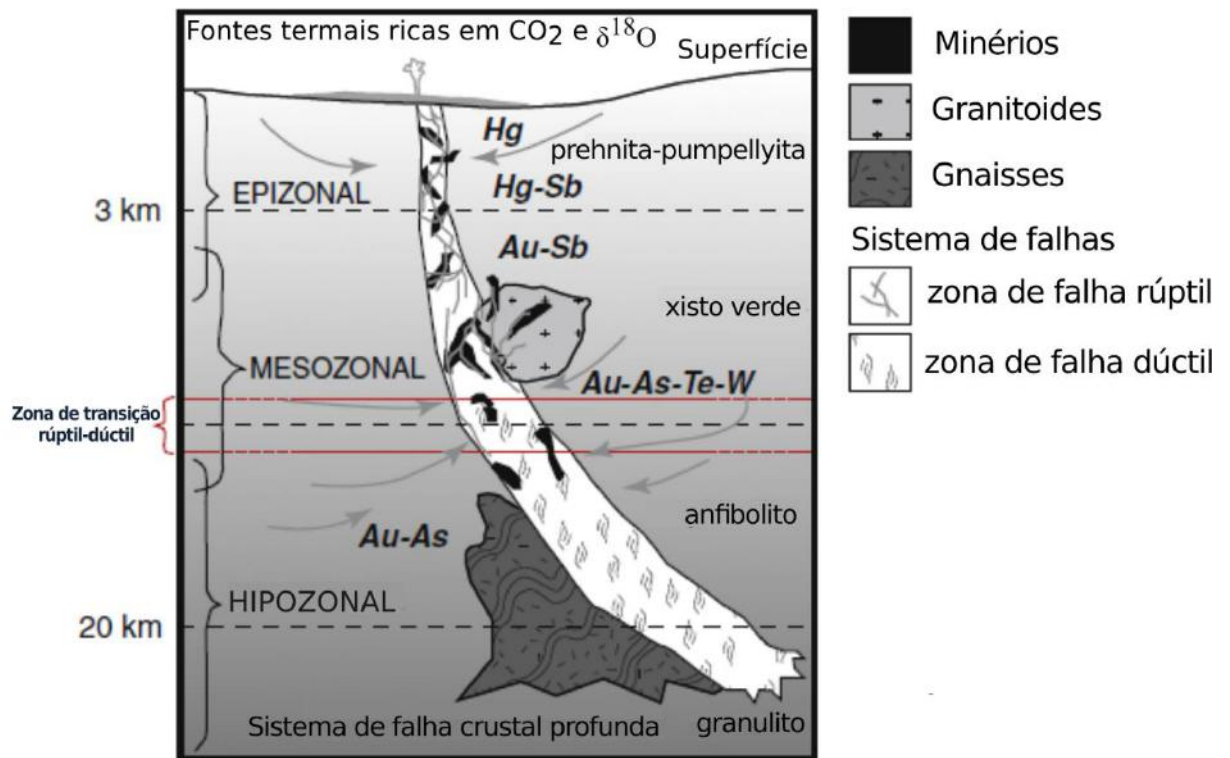


Figura 3 Esquema mostrando os diferentes níveis crustais de formação de depósitos de ouro orogênico em orógenos ascensionais. Esses depósitos podem se formar desde níveis rasos de 3 km ou até 20 km de profundidade. Comumente se formam em condições de fácies xisto ou no limite de fácies xisto verde com anfibolito (Adaptado de Goldfarb e Groves 2015).

1.3.3. INCLUSÕES FLUIDAS

As inclusões fluidas são vacúolos selados preenchidos por fluidos dentro de minerais que são valiosas fontes de informações quando seladas no processo de formação de um cristal. As inclusões fluidas podem guardar informações sobre a temperatura, pressão e composição do fluido original, durante a formação dos minerais ou processo geológico. Porém, para se estudar e obter essas informações, a análise das inclusões fluidas precisa seguir certas premissas acerca da natureza do fluido selado e como essas inclusões foram formadas. Essas premissas são denominadas Regras de Roedder, e podem ser sumarizadas (Pestilho e Monteiro 2017), especialmente, para estudos em depósitos minerais (Roedder e Bodnar 1997) e para processos diagenéticos (Goldstein e Reynolds 1994) em cinco afirmações: I) Uma amostra representativa do fluido associado ao processo geológico estudado foi aprisionada durante o crescimento de cristais; II) nada foi adicionado ou removido da inclusão após o aprisionamento do fluido; III) o volume da inclusão permanece constante após o aprisionamento; IV) as relações temporais e espaciais entre o evento de aprisionamento do fluido e os processos geológicos associados, são conhecidos; e V) os efeitos na formação das inclusões são insignificantes ou conhecidos.

Tomando por guia essas premissas, pois não necessariamente as inclusões fluidas irão cumprir todas as regras, o estudo das inclusões é conduzido principalmente em duas etapas: a petrografia e a microtermometria. Segundo Goldstein (2003), em relação aos estudos de inclusões fluidas, a análise petrográfica é a sua parte mais importante e um de seus objetivos mais básicos é determinar o tempo em que as inclusões fluidas foram trapeadas e identificar assim, as condições físico-químicas de formação da mineralização. Durante a petrografia, as inclusões fluidas podem ser agrupadas em Assembleia de inclusões fluidas (ou *FIA*s, sigla do inglês), termo que Goldstein e Reynolds (1994) introduziram para descrever um grupo de inclusões fluidas que foram todas trapeadas no mesmo momento. Portanto, uma *FIA* define do melhor jeito possível um evento de aprisionamento de uma inclusão fluida que pode ser identificada pela petrografia. A etapa seguinte, a microtermometria, é a determinação das temperaturas, ao microscópio, em que se observam mudanças de fases, dentro das inclusões fluidas, durante os processos de aquecimento e resfriamento de uma amostra. Essa técnica é importantíssima para inferir a temperatura de formação de um mineral, a história termal de uma rocha e a composição dos fluidos que foram aprisionados na inclusão (Goldstein e Reynolds, 1994).

Em relação a classificação das inclusões fluidas, elas podem ser classificadas quanto a sua origem em: primárias, secundárias e pseudosecundárias (Figura 4).

Primárias: normalmente é usada para se referir a inclusões trapeadas durante e como um resultado direto do crescimento do cristal.

Secundárias: são inclusões que foram trapeadas depois que o crescimento do cristal se completou, normalmente se formam quando fraturas ou estruturas de deformação cortam todas as zonas de crescimento de um determinado cristal e cicatrizam aprisionando fluidos em inclusões.

Pseudosecundárias: Se formam antes que o crescimento do cristal é completado, mas não são necessariamente resultado direto desse processo. A origem delas parece ser similar à de inclusões secundárias, encontradas em microfraturas e deformações que cicatrizaram, mas o selamento delas é seguido por crescimento adicional do mineral.

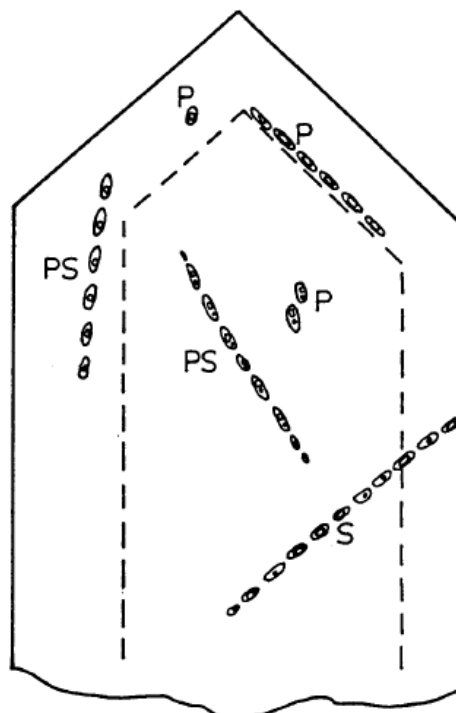


Figura 4 Esquema de classificação de inclusões fluidas, baseado em Roedder (1981). As linhas pontilhadas são as zonas de crescimento do cristal. P= primária, PS= pseudosecundária e S= inclusões secundárias (de Hansteen, 1988).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o presente trabalho, utilizou-se 3 amostras de rocha obtidas em afloramento e testemunho de sondagem cedidos pelo responsável da mina desativada (FIL-21, FIL-19a e FIL-19b) e 2 lâminas (1 espessa bipolida de quartzo do veio e uma delgada da rocha encaixante, amostras FIL-20 e FIL-21 respectivamente). A visita ao garimpo Bela Flor e coleta das amostras foi realizada em 2014, pelo então mestrando Felipe Menezes Rocha, o qual cedeu as amostras e descrições de campo para esse trabalho.

2.1. MICROSCOPIA ÓPTICA

As lâminas foram descritas utilizando-se, ambos, os microscópios de luz transmitida Nikon e o microscópio óptico digital com câmera acoplada ZEISS, com o objetivo de reconhecer a mineralogia e textura da rocha, forma dos cristais, feições deformacionais e sobrecrecimentos minerais. Através das relações de contatos, foi possível reconhecer e organizar cronologicamente as paragêneses minerais que compõem o veio e a rocha encaixante. Para o reconhecimento dos minerais os aumentos utilizados, geralmente, foram de 2,5x, 5x, 10x e 20x. Do mesmo modo a petrografia das inclusões fluidas foi conduzida com o objetivo de reconhecer e distinguir as assembleias de inclusões fluidas (*FIAs*). As inclusões fluidas foram primeiramente reconhecidas na lâmina através de uma observação geral para se identificar e

separar as inclusões fluídas primárias, secundárias e pseudosecundárias. Posteriormente, as inclusões primárias foram divididas em diferentes *FIA*s com base no número e tipos de fases fluídas, gasosas e/ou sólidas presentes. Para a observação das inclusões fluídas os aumentos de 10x, 40x e 50x foram os mais usados. Para o volume aproximado calculado de cada fase presente nas diferentes inclusões primárias, uma foto representativa de cada tipo de inclusão foi escolhida, e a área de cada fase e de toda a inclusão foi calculada utilizando o software gratuito de edição de gráficos vetoriais, Inkscape. A partir, desse cálculo uma proporção entre a área de cada fase e a área da inclusão total foi feita obtendo-se o volume aproximado.

2.2. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX)

A difratometria de raios X foi utilizada para caracterização cristalográfica da biotita e clorita presentes na: (i) rocha encaixante; (ii) rocha encaixante na borda do veio. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Amostras Geológicas (LAG-UFRJ) e consistiu na seleção de 4 fragmentos representativos das amostras, fragmentação com martelo e por fim moagem por cerca de 15 segundos em moinho de discos. Antes e depois de cada uso do moinho seus anéis de tungstênio foram limpos com água e depois secados por ar comprimido pra evitar quaisquer contaminações nas amostras.

As análises por difratometria de raios X foram realizadas pelo método do pó em rocha total e conduzidas no Setor de Caracterização Tecnológica (SCT) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM-RJ), com a utilização do difratômetro Bruker-D4 Endeavor, nas seguintes condições de operação: radiação Co Ka, $\lambda = 0,179021$ nm, gerador operado a 40 kV e 40 mA; velocidade do goniômetro de $0,02^\circ$ 2θ por passo com tempo de contagem de 0,5 segundos por passo e coletados de 4 a 80° 2θ , com detector sensível à posição LynxEye.

2.3. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (FRX)

As amostras da rocha encaixante foram utilizadas para análises químicas pontuais por fluorescência de raios X no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED-UFRJ). As análises foram feitas sem tratamento prévio das amostras e direto na rocha usando um instrumento portátil Olympus-InnovX Delta Premium, modelo VMR-M, com tubo Rh, voltagem de 40kV 80-100 μ A e detector silicon drift de 40 mm² acoplado. O tamanho do *spot* de análise é de 8 mm² com resolução de <140eV 250.000 cps por MnKa, e tempo de cada análise de 90 segundos. Foram utilizados *standards* para calibração do equipamento antes das análises.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton do São Francisco (CSF) pode ser entendido como uma unidade crustal tectonicamente estável em relação a deformação e metamorfismo da Orogenia Brasileira, que ocorreu no final do Neoproterozoico, (Almeida *et al.*, 1981). Esse cráton é composto de diversos blocos menores rifteados e amalgamados durante diferentes Ciclos de Wilson desde o Mesoarqueano até o Neoproterozoico, e permaneceu estável durante o rifteamento do paleocontinente Gondwana durante o Mesozoico (Alkmim, 2004; Heilbron *et al.*, 2017). O CSF é delimitado pelas faixas móveis neoproterozoicas Ribeira a sul, Brasília a oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana a norte e Araçuaí a sudeste (Figura 5). Em sua porção meridional, rochas de idades variadas, desde o Mesoarqueano ao Paleoproterozoico, afloram como parte de seu embasamento (Cardoso *et al.*, 2019).

Na borda meridional do CSF, ocorre uma série de complexos metamórficos de idade arqueana que correspondem a suítes de associação TTG (Trondjemito-Tonalito-Granodiorito) além de faixas *greestone belt* associadas, que compõem juntos um proto-continente estabilizado no Neoarqueano, cuja estabilização é marcada pela intrusão das rochas relacionadas a Orogenia Rio das Velhas pelos granitoides potássicos do evento magmático Mamoma (ROMANO *et al.*, 2013). Ao redor deste proto-continente estável, desenvolveu-se, durante a transição Arqueano-Paleoproterozoico, um sistema de bacias de margem passiva, onde se iniciou a deposição dos pacotes sedimentares do Supergrupo Minas (Alkmim e Noce, 2006; Lana *et al.*, 2013).

O ambiente de margem passiva, em que o proto-continente se encontrava e onde a deposição das rochas do Supergrupo Minas ocorria (Teixeira *et al.*, 2015), é invertido por causa da colisão e acreção de uma série de arcos magmáticos, oceânicos e continentais, e faixas do fundo oceânico na, até então, margem do proto-continente São Francisco, o que levou a consolidação do Cinturão Mineiro durante o Paleoproterozoico (Ávila *et al.*, 2014; Cardoso *et al.*, 2019). Esse sistema de arcos magmáticos ativos durante o Paleoproterozoico foi chamado por Teixeira *et al.* (2015) de Orogenia Acrescionária Minas, que durou entre 2,47 a 2,00 Ga anos (Teixeira *et al.*, 2021), cuja estabilidade tectônica final definiu a consolidação do paleocontinente São Francisco.

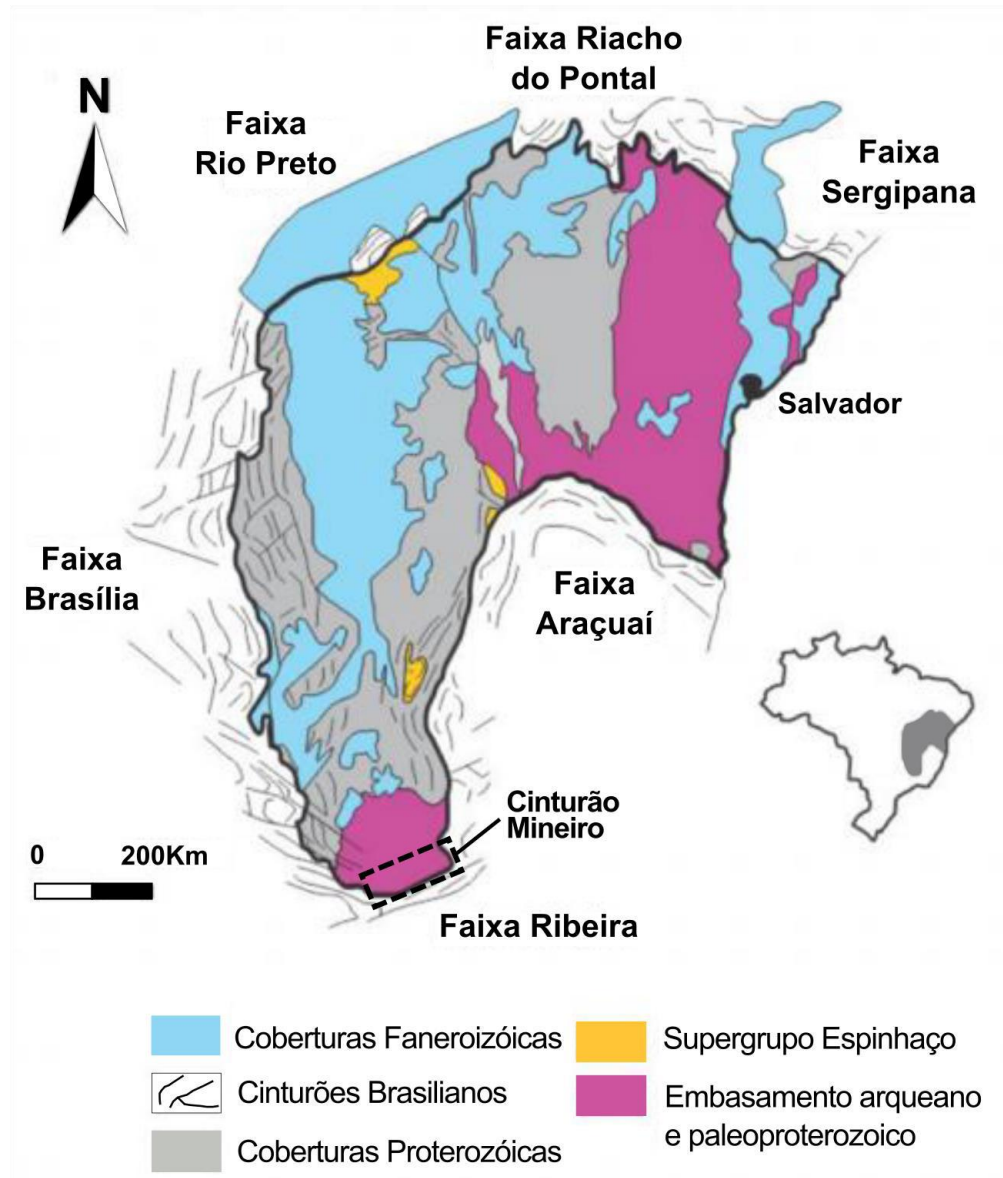


Figura 5 Mapa tectônico do Crátão do São Francisco, faixas móveis marginais, coberturas sedimentares e a localização do Cinturão Mineiro na sua porção meridional (extraído de ALKMIM, 2004).

3.1. CINTURÃO MINEIRO

O Cinturão Mineiro (CM), localizado na borda meridional do Crátão do São Francisco, é um dos principais registros do Paleoproterozoico neste crátão e é composto por metagranitoides e sucessões metavulcanosedimentares, que representam, respectivamente, uma série de arcos intraoceânicos e faixas de fundo oceânico preservadas (Barbosa *et al.*, 2015, 2019). O CM é limitado a norte pelo lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (Campos e Carneiro, 2008) e a leste pelo lineamento Congonhas-Itaverava (Teixeira *et al.*, 2015), a sul é coberto por sucessões supracrustais, meso e neoproterozóicas, (Ribeiro *et al.*, 2013; Trouw *et al.*, 2013) e limitado pelas rochas do complexo Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2010 (Figura 6a).

O CM é constituído de diversos plútons e batólitos graníticos, dioríticos e gabróicos, ortognaisses de composição trondhjemítica, tonalítica, granodiorítica e granítica, intrusivos ou intercalados em sequências metavulcanossedimentares (Figura 6b; Ávila *et al.*, 2010, 2014; Vasconcelos *et al.*, 2017; Barbosa *et al.*, 2019). O conjunto é interpretado como sendo uma faixa móvel paleoproterozoica formada durante um processo de colisão e acreção de arcos de ilhas sucedidos, em menores proporções, por arcos continentais, de idades e características distintas, tais como os arcos magmáticos de Resende Costa, Serrinha e Ritápolis (Teixeira *et al.*, 2015).

O CM pode ainda ser dividido em relação ao nível crustal exposto: rochas a sul da Zona de Cisalhamento do Lenheiro (ZCL), onde a área de estudo está localizada (Figura 7), foram formadas em profundidade crustal rasa, ocorrendo rochas das sequências metavulcanossedimentares Dores do Campo e Nazareno, além de rochas vulcânicas a subvulcânicas como dacitos e granófiros das suítes Serrinha e Tiradentes. Rochas a norte desta zona de cisalhamento são pertencentes a sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes e plutônicas máficas a félsicas mais profundas, sendo interpretadas como as raízes dos arcos magmáticos (Ávila *et al.*, 2010, 2014).

3.2. SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES

São reconhecidas cinco sequências metavulcanossedimentares de idade paleoproterozoica no Cinturão Mineiro: Congonhas-Itaverava, Restinga de Baixo, Dores de Campos, Nazareno e Rio das Mortes (Teixeira *et al.*, 2015; Alkmim e Teixeira, 2017). Essas sequências metavulcanosedimentares ocorrem como faixas de *trend* NE-SE justapostas tectonicamente ou intrudidas pelos granitóides.

A sequência metavulcanossedimentar Congonhas-Itaverava ocorre na borda nordeste do Cinturão Mineiro no lineamento homônimo, possui idade máxima de deposição obtida em metawackes de 2090 Ma (Moreira *et al.*, 2020) e é composta na base por metakomatiitos e metabasaltos intercalados com rochas metassedimentares (metapelitos carbonáticos e mármore); e no topo por mármore, metapelitos carbonáticos, BIFs, metacherts e metawackes turbidíticas e foi metamorfizada sobre condições de fácies xisto verde (Teixeira *et al.* 2015).

A sequência Restinga de Baixo possui anfibólitos com idade de cristalização em 2318 ± 25 Ma, com orientação NW-SE, e rochas metaultramáficas. Sua associação metamórfica e texturas indicam metamorfismo em fácies anfibólito de alta temperatura (Teixeira *et al.* 2015). Essas sequências são provavelmente contemporâneas aos ortognaisses Resende Costa e Ramos (Teixeira *et al.* 2015).

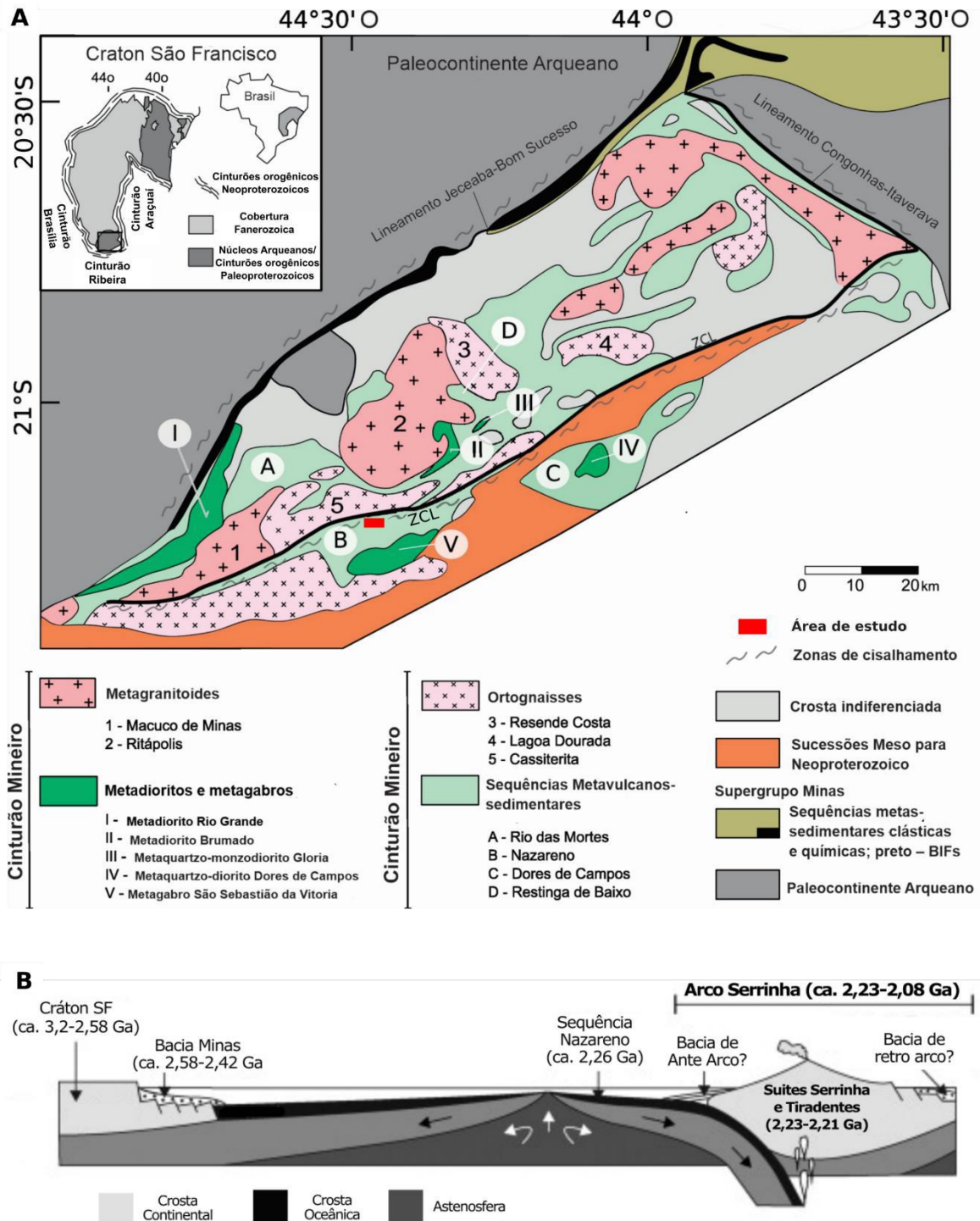


Figura 6 (A) Mapa tectônico do Cinturão Mineiro com a localização da área de estudo (em detalhe na Figura 7). Cf. Cardoso et al., (2019), modificado de Barbosa et al. (2015) e Simon et al. (2018); (B) Cartoon esquemático simplificado mostrando a evolução arqueana-paleoproterozoica da borda sul do paleo-cráton São Francisco, com ênfase na sequência Nazareno e arco Serrinha (Ávila et al., 2014).

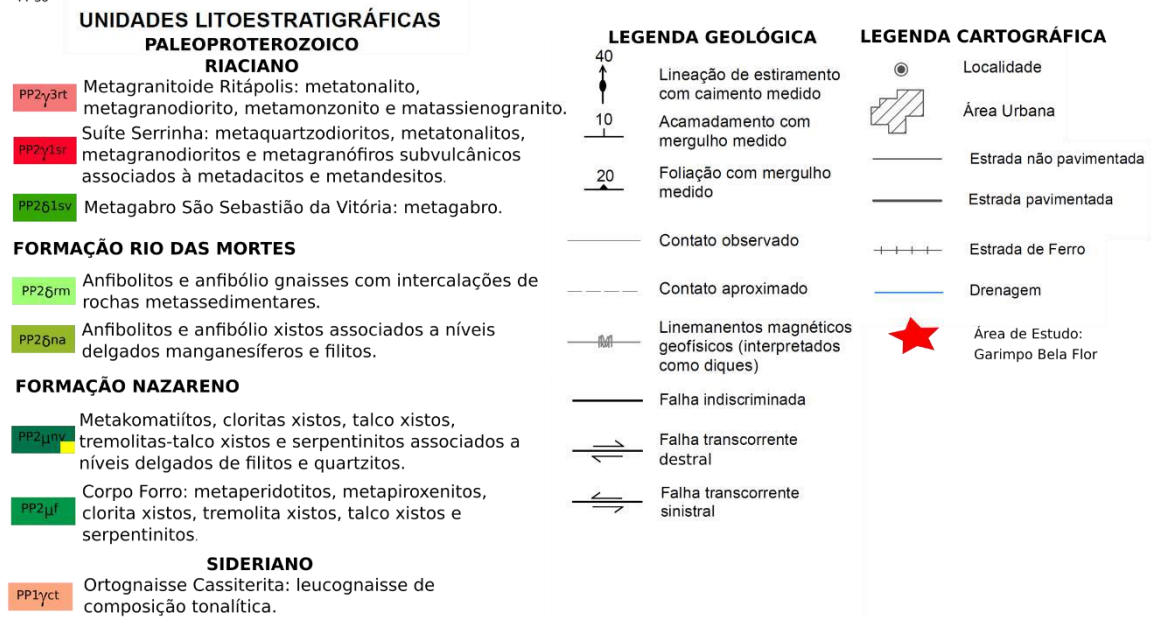
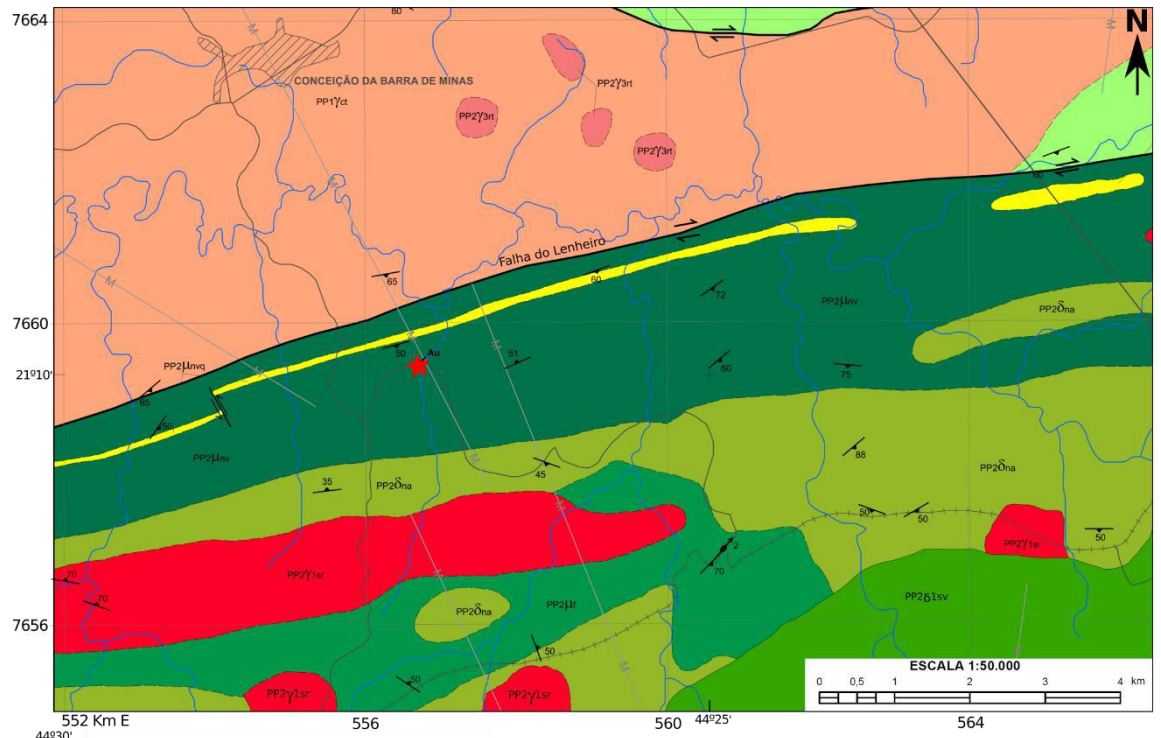


Figura 7 Mapa geológico da região onde está localizada a área de estudo. Em destaque, na estrela vermelha, a área de estudo Garimpo Bela Flor, localizada ao sul da Zona de Cisalhamento do Lenheiro, no Cinturão Mineiro, MG. Recorte retirado do mapa geológico da folha SÃO JOÃO DEL REI SF.23-X-C-II-1 (Ávila et al., 2019).

A sequência Rio das Mortes ocorre em grande área entre os lineamentos Jeceaba-Bom Sucesso e Lenheiro, e é composta por anfibolitos toleíticos (metabasaltos), os quais duas amostras foram datadas e apresentaram idades de 2231 ± 5 e 2202 ± 11 Ma (Ávila *et al.*, 2012), intercaladas com rochas metassedimentares (gonditos e filitos), e metaultramáficas em menor expressão. Essa unidade circunda os ortognaisses Cassiterita e Resende Costa e unidades contemporâneas da suíte Lagoa Dourada, porém é intrudida pelas rochas do Batólito Ritópolis (Toledo, 2002; Ávila *et al.*, 2010; Barbosa *et al.*, 2015, 2019).

As sequências metavulcanossedimentares Nazareno e Dores de Campo ocorrem apenas a sul da Zona de Cisalhamento do Lenheiro. A sequência Dores de Campos é composta principalmente de anfibolitos toleíticos (metabasaltos) datados em 2255 ± 51 Ma (Ávila *et al.*, 2012), e em menor volume, por rochas metassedimentares (filitos, gonditos e quartzitos) e raras metaultramáficas (Ávila *et al.*, 2010).

A sequência Nazareno, unidade que aflora na região onde está localizada a área de estudo deste trabalho, ocorre imediatamente a sul da Zona de Cisalhamento do Lenheiro, ocupando uma área de aproximadamente 45 km (Ávila *et al.*, 2010). Compreende rochas anfibolíticas (metabasaltos) com idades de cristalização de 2267 ± 14 , e 2223 ± 4 Ma (Ávila *et al.*, 2012), metaultramáficas (metakomatiitos com textura spinifex, tremolita xistos, talcolorita xistos e serpentinitos), e metassedimentares (quartzitos, cherts, e filitos e gonditos) (Toledo, 2002; Ávila *et al.*, 2010). A sequência Nazareno é intrudida por corpos plutônicos, como o gabro São Sebastião da Vitória e o granodiorito do Lajedo, respectivamente de idades 2220 ± 3 Ma e 2208 ± 26 Ma (Ávila *et al.*, 2012), e também intrudida pelos corpos plutônicos, granófiros e subvulcânicos félsicos da suíte Serrinha (Ávila *et al.*, 2010). Além disso, Ávila *et al.* (2010, 2014) apresentam evidências geológicas, isotópicas e geoquímicas que integradas corroboram para uma idade Paleoproterozoica da sequência Nazareno e que a mesma, junto das suítes Serrinha e Tiradentes, é resultado da acreção de material juvenil derivado do manto depletado em 2.23-2.21 Ga. Interpretação condizente com ambientes de arcos intraoceânicos.

As sequências metassedimentares Nazareno, Rio das Mortes e Dores dos Campos, possivelmente, representam o fundo oceânico que se desenvolveu na parte exterior de um contexto tectônico de margem passiva (Bacia Minas) do Arqueano ao Sideriano, que mais tarde foram intrudidas pelas rochas das suítes Serrinha e Tiradentes em um contexto de acreção de arco intraoceânico (Figura 6b) no Riáciano (Ávila *et al.*, 2014).

3.3. ARCOS MAGMÁTICOS

Três arcos magmáticos representam o CM: Resende Costa, Serrinha e Ritápolis. Destes, o Arco Resende Costa é o mais antigo. Esse arco se localiza a norte da ZCL e possui idade sideriana entre 2334 ± 5 e 2356 ± 3 Ma e evoluiu sincronicamente ao Supergrupo Minas (Seixas *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2015). A intrusão mais antiga deste arco corresponde ao ortognaisse Cassiterita, de composição metatonalítica a metagranodiorítica, cuja idade varia entre 2472 e 2414 Ma e representa o plutonismo TTG mais antigo reconhecido no Cinturão Mineiro (Barbosa *et al.*, 2019). O arco ainda é composto pelos ortognaisses Resende Costa e Ramos, e pela suíte Lagoa Dourada, que juntos ao ortognaisse Cassiterita, são circundados pela sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes (Teixeira *et al.*, 2015; Barbosa *et al.*, 2019). Dados isotópicos, idades T_{DM} , entre 2,4 e 2,5 Ga, e assinaturas $\epsilon Nd(t)$ positivas (de +1,1 a +2,1), indicam um ambiente de arco oceânico (Teixeira *et al.*, 2015).

O Arco Serrinha ocorre a sul da zona de cisalhamento do Lenheiro, compreende rochas subvulcânicas e vulcânicas da suíte Serrinha e Tiradentes, que intrudem ou cortam a sequência metavulcanossedimentar Nazareno (Ávila *et al.*, 2010, 2014). A suíte Tiradentes é representada por granófiros, andesitos máficos, dacitos e tonalitos intrusivos (Ávila *et al.*, 2014), enquanto a suíte Serrinha, pelo quartzodiorito Brito e granodioritos Brumado de Cima e Brumado de Baixo, e seus respectivos representantes granófiros e subvulcânicos associados (andesitos, dacitos e riolitos) (Ávila *et al.*, 2010). As suítes Tiradentes e Serrinha possuem idades riacianas que variam entre 2227 ± 23 e 2204 ± 11 Ma (Ávila *et al.*, 2010, 2014). Associado a esse arco ainda ocorre a sequência metassedimentar Estação de Tiradentes (filitos, quartzitos, gonditos, metawackes e metadiamicctitos), cuja fonte é interpretada sendo proveniente diretamente do arco, correspondendo a um ambiente de bacia de retro arco com evolução associada junto da suíte Tiradentes e com idade máxima de deposição de 2088 ± 12 Ma (Ávila *et al.*, 2014). Dados isotópicos, $\epsilon Nd(t)$ (-0,8 a +2,3), e de idade T_{DM} , entre 2,3 e 2,6 Ga, indicam também um ambiente de arco oceânico (Ávila *et al.*, 2010, 2014).

O Arco Ritápolis é o mais novo e ocorre à norte da ZCL e compreende ortognaisses antigos de composição variada e dioritos, granodioritos e granitos mais jovens, com idade de cristalização riacianas entre 2191 ± 9 e 2121 ± 7 Ma (Cardoso *et al.*, 2019) e que são intrusivas na sequência metavulcanossedimentar Rio das Mortes. As rochas desse arco possuem assinaturas $\epsilon Nd(t)$ negativas (-6,7 a -1) e idades T_{DM} entre 2,4-2,8 Ga, que indicam que esse arco teve contribuição crustal, podendo ser caracterizado como um arco continental (Cardoso *et al.*, 2019).

3.4. METAMORFISMO

Ávila *et al.* (2008) propôs a ocorrência de três eventos metamórficos no CM, que também são reconhecidos e brevemente descritos por Ávila *et al.* (2014). O evento mais antigo, denominado de Paleoproterozoico I (entre 2250 e 2170 Ma) foi desenvolvido em condições de fácies anfíbolito de média temperatura (T) e sua assembleia mineral é composta de hornblenda + oligoclasio/andesina \pm clorita \pm epidoto \pm biotita \pm titanita \pm ilmenita. Essa assembleia metamórfica foi descrita em anfíbolitos, metakomatiitos, xistos, filitos, quartzitos, metadunitos e metapiroxiníto-gabros das sequências metavulcanossedimentares Rio das Mortes e Nazareno, além de ortognaisses contemporâneos. O segundo episódio, o mais importante regionalmente, denominado Paleoproterozoico II (entre 2131 e 2101 Ma), atingiu condições de fácies xisto verde ou anfíbolito de baixa T, marcado pela assembleia mineral actinolita \pm albita \pm epidoto \pm biotita \pm titanita e afetou tanto as rochas afetadas no evento anterior (sobrecrescendo a assembleia metamórfica pretérita) como também rochas intrusivas nestas que não foram afetadas pelo evento anterior como plútons paleoproterozoicos (dioríticos, trondhjemitos, granodioríticos e graníticos). O evento Paleoproterozoico II é melhor descrito nos corpos plutônicos do Arco Ritápolis. Porém, na região de estudo é observado principalmente nas rochas da Suíte Serrinha, intrusivas na sequência metavulcanossedimentar Nazareno, assim como, possivelmente, tenha afetado as rochas estudadas neste trabalho. O terceiro evento denominado de Neoproterozoico (entre 604 e 567 Ma) alcançou fácies xisto verde e está relacionado a orogenia Brasileira. Apesar deste ser observado localmente nas rochas do CM, é mais facilmente observado nas sucessões metassedimentares meso-neoproterozoicas das megassequências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia (Ribeiro *et al.*, 1995), que aparecem ao sul da região cobrindo as rochas do CM.

As paragêneses minerais e rochas afetadas descritas na Tabela 1 são as mesmas usadas em Ávila *et al.* (2008, 2010), as idades para os eventos Paleoproterozoico I e II são de Ávila *et al.*, (2010), sendo, respectivamente, 2250 a 2190 Ma e 2131 a 2100 Ma. A idade para o evento Neoproterozoico é de Ávila *et al.* (2008).

4 RESULTADOS

4.1. GARIMPO BELA FLOR

A zona lavrada no garimpo Bela Flor consiste em uma faixa de aproximadamente meio metro de espessura que se estende por aproximadamente 100 metros em subsuperfície, onde ocorrem *sets* de veios de quartzo de espessura variando entre 2 e 30 cm encaixados em um metagranitóide de granulação média e cor esverdeada. Os veios são orientados

aproximadamente segundo strike N20W e mergulho íngreme predominantemente para NE. Localmente ocorrem também zonas de *stockwork* subordinadas, compostas de vênulas de quartzo (1 a 5 cm de espessura). A localização das amostras utilizadas neste trabalho (FIL-019a, b, FIL-020 e FIL-021) são apresentadas na figura 8.

Tabela 1 Sumário das características dos principais eventos metamórficos-deformacionais observados nas rochas do Cinturão Mineiro, adaptado de Ávila et al. (2008, 2010)

EVENTO METAMÓRFICO	FÁCIES METAMÓRFICA	PARAGÊNESE	ROCHAS AFETADAS
Paleoproterozóico I (2250 a 2190 Ma)	Anfibolito de média T	Hornblenda + oligoclasio/andesina ± clorita ± epidoto ± biotita ± titanita ± ilmenita	Anfibolitos, metakomatiitos, xistos, filitos, quartzitos metadunitos e metapiroxenito-gabros das sequências metavulcanossedimentares Rio das Mortes e Nazareno; e ortognaisses.
Paleoproterozóico II (2131 a 2100 Ma)	Xisto verde ou anfibolito de baixa T	Actinolita ± albita ± epidoto ± biotita ± titanita	Anfibolitos, metakomatiitos, xistos, filitos, quartzitos metadunitos e metapiroxenito-gabros das sequências metavulcanossedimentares Rio das Mortes e Nazareno; ortognaisses; e plutons paleoproterozoicos intrusivos (e.g. quartzodiorito Brito e granodioritos Brumado de Cima e Brumado de Baixo da Suíte Serrinha e granófiros, vulcânicas e subvulcânicas associadas)
Neoproterozóico (604 a 567 Ma)	Xisto verde a anfibolito	Cianita + biotita + clorita + granada + cloritóide + quartzo + estauroлита	Rochas metassedimentares das megassequências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia; Falhas e zonas de cisalhamentos como reflexo nas rochas do embasamento.

4.2. MACROSCOPIA

4.2.1. ROCHA ENCAIXANTE

Os veios mineralizados ocorrem encaixados em rocha porfirítica, com fenocristais de plagioclásio de granulação média em uma matriz de granulação fina (Figura 9a, b). A rocha é composta de 44% de plagioclásio (fenocristais + matriz), 30% de quartzo, 20% de biotita e clorita (figura 9c), além de carbonato, titanita, epidoto e sulfetos disseminados como minerais acessórios. A rocha possui xistosidade incipiente, dada pela orientação de cristais de biotita e clorita. O plagioclásio deflete a xistosidade, sendo relacionado ao protólito ígneo. Este é de cor cinza a branca, observado em prismas curtos a alongados de hábito tabular, em geral euédricos com 2 a 5mm de diâmetro. Alguns cristais apresentam-se com coloração esverdeada, sugerindo

processos de substituição por epidoto e sericita (Figura 9c). A biotita ocorre como agregados de pequenas lamelas, ≤ 1 mm, intersticiais aos cristais de plagioclásio e quartzo. A clorita parece estar associada aos agregados de biotita, como mineral de substituição desta. A titanita ocorre como cristais de 1 a 2 mm de diâmetro que exibem halo de oxidação a sua volta. Em geral são grãos anédricos, exceto um exemplo (sem foto) que mostra uma seção basal com forma losangular característica. Os sulfetos ocorrem disseminados na rocha ou concentrados ao longo da superfície de borda do veio (Figura 9d, e). São cristais anédricos a euédrico, de diâmetro ≤ 1 mm, de cor dourada e não aparentam ter iridescência e nem magnetismo (testado com imã de mão).

As proporções de clorita, epidoto, sericita, titanita e carbonato aumentam consideravelmente nas porções adjacentes aos veios, onde a rocha ocorre intensamente esverdeada em halos que vão desde 1 a 2 mm até poucos centímetros de largura, acompanhando o contato veio/encaixante (figura 9f).

4.2.2. VEIO

Os veios possuem geralmente espessura de 0,5 a 4 cm nas amostras descritas e podem apresentar contatos com a rocha encaixante que variam desde irregulares a retilíneos e abruptos. Além disso, os veios truncam a xistosidade observada na encaixante. Internamente, os veios são zonados, cujas zonas possuem contatos irregulares e relações de corte entre si, sendo possível a distinção de ao menos duas, que marcam estágios diferentes de abertura de espaço e precipitação de minerais (Figura 9b). A mais antiga é composta de quartzo incolor com textura sacaroidal, com cristais ≤ 1 mm, anédricos a subédricos, por vezes alongados, com cristais de sulfetos (pirita?) disseminados (figura 9e). Os cristais de pirita possuem 1 a 2 mm de diâmetro, cor dourada a iridescente (verde e cobre), com brilho metálico, são anédricos a subédricos de hábito granular, ou raramente com face euédrica, parecendo mostrar hábito cúbico (Figura 9g, h). A zona de quartzo + sulfetos é cortada por uma zona posterior composta de carbonato e menores quantidades de clorita. O carbonato, testado com HCl, ocorre como uma massa branca fina que sobrepõem os cristais de quartzo. A clorita forma pequenas lamelas verdes ≤ 1 mm. Ambas as zonas não apresentam direção preferencial de crescimento dos cristais.

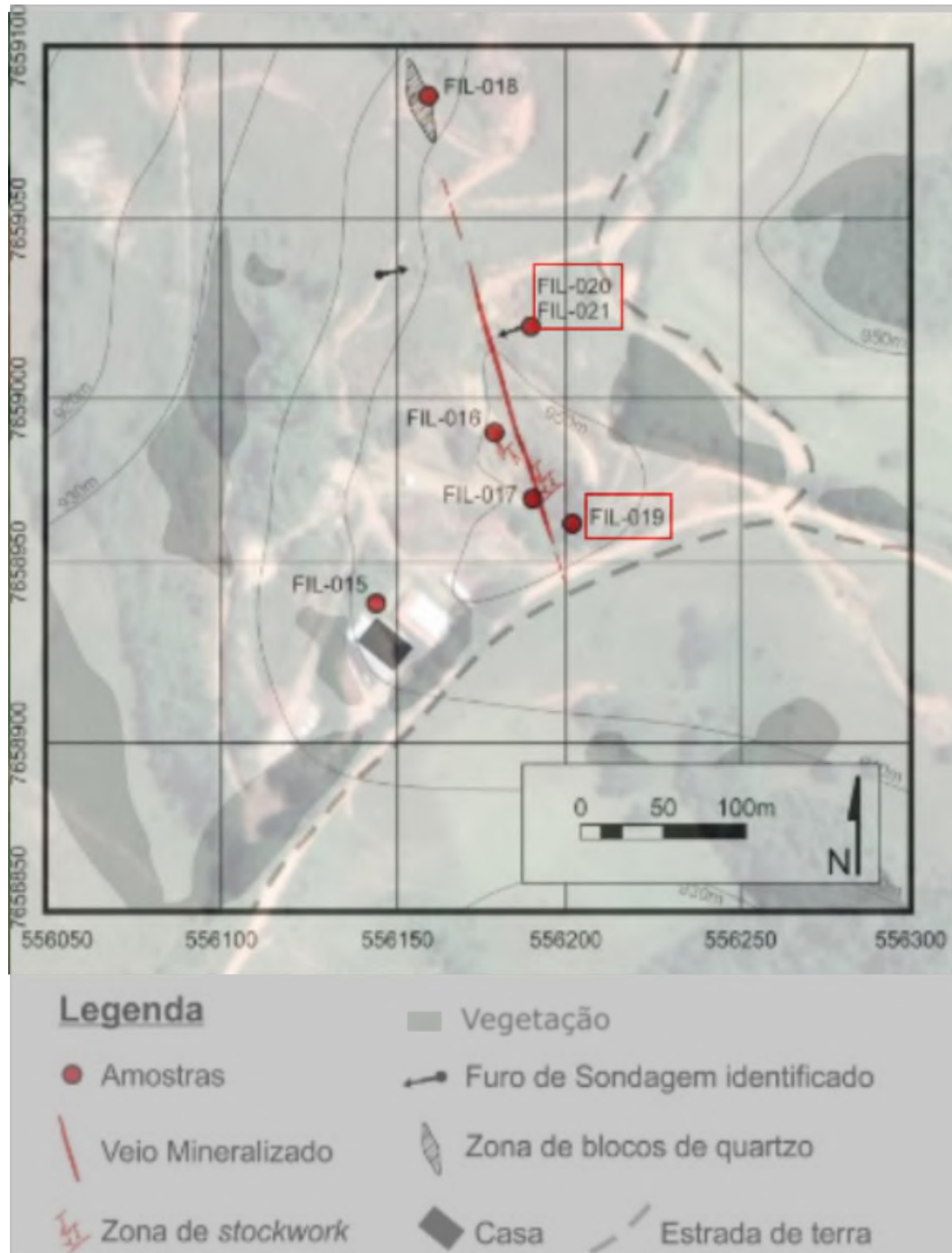
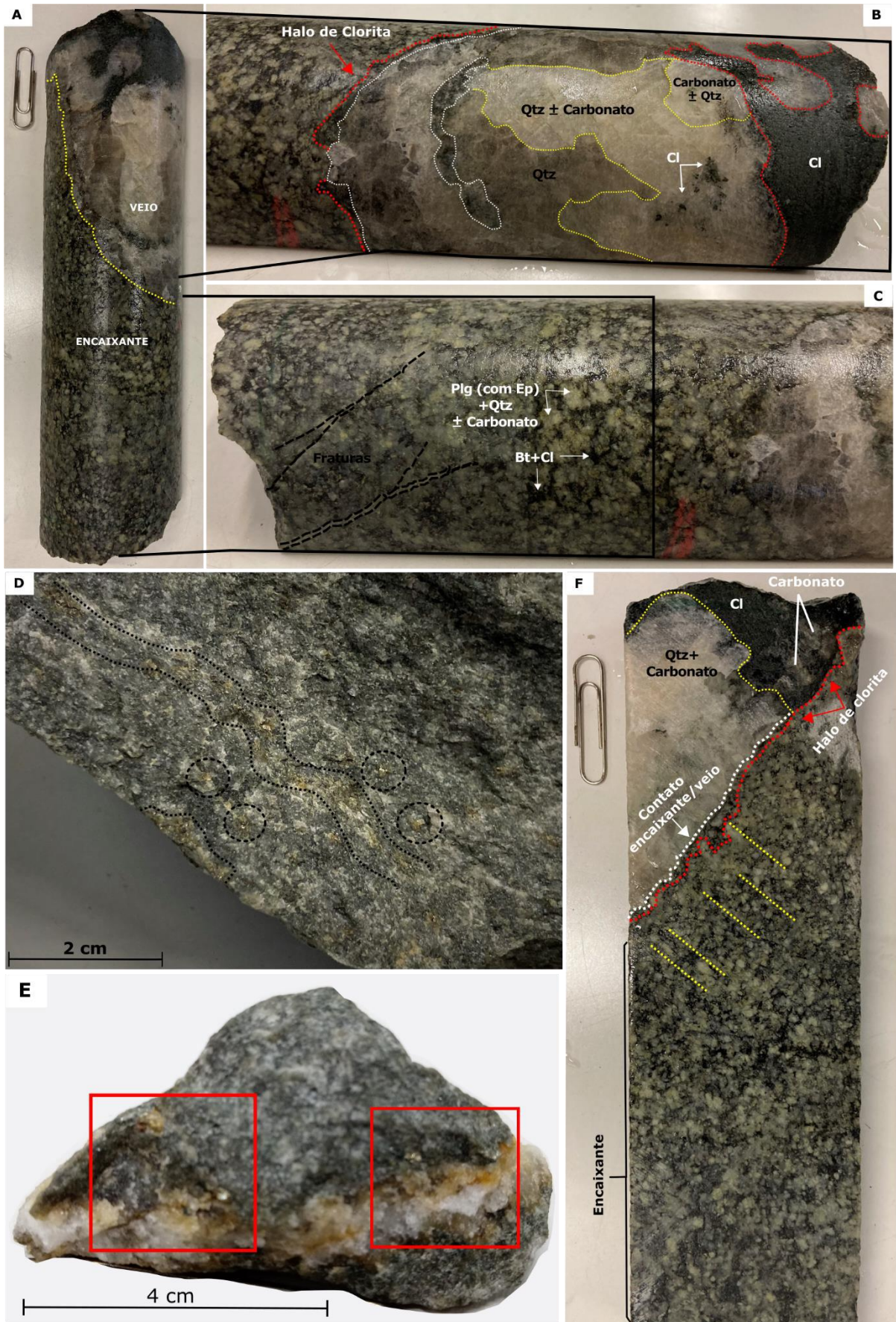


Figura 8 Mapa esquemático do Garimpo Bela Flor com a zona de veios mineralizados e *stockworks* de vênulas de quartzo sobre mapa de satélite da área (Fonte: Google Earth 2022). Em destaque nos retângulos vermelhos, a localização das amostras utilizadas neste trabalho (FIL-21, 20 e 19). Mapa cedido por Felipe Menezes Rocha.



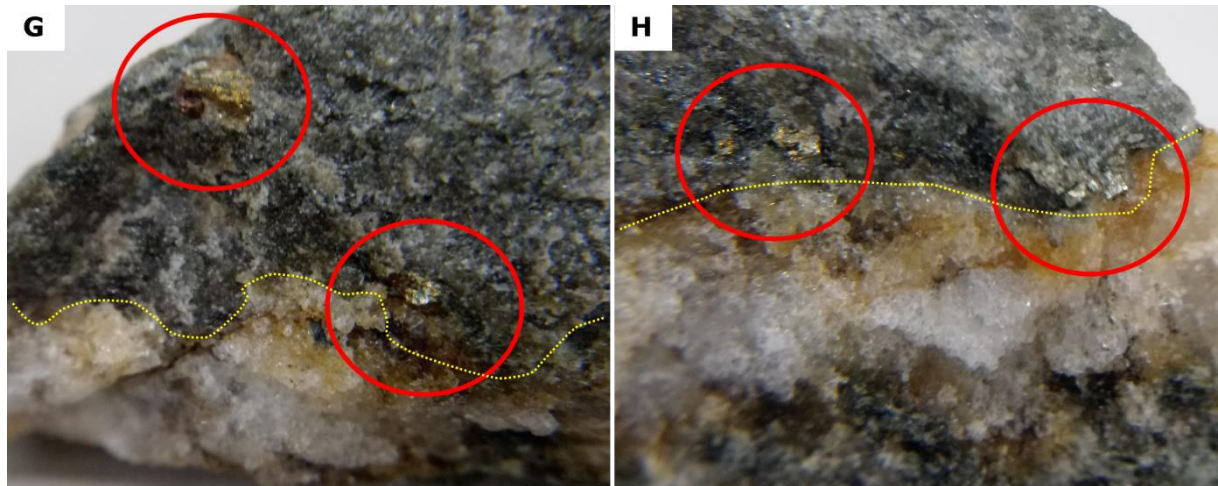


Figura 9 Feições macroscópicas e relações de corte entre a rocha encaixante e veio; Bt= biotita, Cl= Clorita, Qtz= quartzo e Pl= plagioclásio. A) Visão geral e relações de corte entre veio e rocha encaixante, com o contato marcado pelo pontilhado amarelo; B) Detalhe do halo de clorita marcado pelo pontilhado vermelho e do veio com zoneamento interno marcado por zonas compostas de quartzo, carbonato e clorita; C) Detalhe da rocha encaixante, composta de plagioclásio, quartzo, biotita+clorita intersticiais e carbonato. Pode-se observar também na imagem, fraturas preenchidas por quartzo/carbonato; D) e E) Ocorrência de cristais de sulfeto disseminados na rocha encaixante ou concentrados na borda do veio, respectivamente; F) Detalhe para o desenvolvimento de halo composto de clorita e carbonato ao redor do veio e da xistosidade incipiente da rocha encaixante marcada pelo pontilhado amarelo; G) e H) detalhe da foto ‘E’ mostrando os sulfetos ao longo do contato veio/encaixante marcado pelo pontilhado amarelo. Onde os retângulos vermelhos na foto E, da esquerda para a direita são, respectivamente as fotos ‘G’ e ‘H’ (ver escala na figura E).

4.3. PETROGRAFIA

4.3.1. METATONALITO ENCAIXANTE

A rocha descrita em macroscopia foi então caracterizada petrograficamente a fim de complementar a descrição apresentada no capítulo anterior. A partir da descrição petrográfica, foi possível observar que a rocha encaixante é composta de 47% de plagioclásio, 24% de quartzo, 18% de biotita+epidoto+clorita, 2% de K-feldspato, 3% de titanita e 2% de allanita, 2% de minerais opacos e 2% de carbonato. As proporções modais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio foram recalculadas para 100% e então plotadas no diagrama de classificação modal para rochas plutônicas QAP (Streckeisen, 1976). A rocha encaixante é plotada no campo do tonalito (Figura 10).

A rocha possui xistosidade, Sn, que é marcada pela orientação preferencial de biotita, clorita, epidoto e minerais opacos (Figura 11a), onde localmente aparece com uma xistosidade mais definida (Figura 11b), e é defletida pelos cristais de plagioclásio, quartzo, K-feldspato, titanita e allanita (Figura 11c, d). Assim, é possível distinguir a associação mineral pré-tectônica que provavelmente reflete componentes herdados do protólito ígneo e a associação sin-tectônica composta de biotita, clorita, epidoto e minerais opacos que deve representar minerais neoformados durante o metamorfismo.

O plagioclásio é o mineral mais abundante da rocha, é incolor, com relevo baixo, apresenta geminação polissintética e pode apresentar também uma geminação simples segundo Carlsbad. Os cristais formam prismas alongados de 1 a 4 mm de diâmetro e podem exibir um zoneamento composicional (Figura 11e), essas características indicam uma herança ígnea. Estes são frequentemente substituídos para epidoto e por uma massa muito fina de cristais micáceos (sericitização), os quais se concentram preferencialmente nos planos de geminação do plagioclásio e em casos mais raros para clorita.

O K-feldspato é incolor, com relevo baixo, pode apresentar ou não geminação simples segundo Carlsbad. Seus cristais são subédricos a euédricos de 0,75 a 1,5 mm de diâmetro. Frequentemente substituído para sericita.

O quartzo ocorre como dois tipos distintos. Ambos são incolores, com relevo baixo e cores de interferência baixas, cinza e amarelo de primeira ordem. O primeiro tipo ocorre como cristais subédricos a anédricos de 0,5 a 1,5 mm de diâmetro, se encontra frequentemente fraturado e com extinção ondulante. O segundo tipo de quartzo é formado por pequenos cristais granulares de quartzo intersticial com diâmetro menor que 0,05 mm, que parecem também compor a foliação. Os cristais de quartzo por vezes se encontram fraturados e alguns apresentam indícios de deformação, como extinção ondulante e cores de interferência anômalas.

A titanita é de cor champagne, ocorre frequentemente como cristais subédricos a anédricos de relevo muito alto e pode ser observada também em seu hábito basal, caracterizado pelas formas losangulares. Assim como o plagioclásio e o quartzo a titanita deflete a foliação.

A allanita possui cor castanha clara, relevo alto e de forma anédrica. Quase completamente substituída por epidoto. Em um raro caso é possível observar textura corona de epidoto ao redor de um núcleo de allanita preservado (Figura 11f).

Biotita, clorita e epidoto ocorrem como cristais de granulação fina, sempre em associação formando a xistosidade da rocha. Nas bordas desses agregados minerais ocorre cristais de minerais opacos anédricos, de granulação fina substituindo a biotita junto com clorita (Figura 11g). A biotita possui pleocroísmo de castanho escuro a bege, relevo baixo, clivagem em uma direção e hábito micáceo. Os cristais são encontrados em pequenas ripas euédricas a subédricas, comumente substituídos para clorita. A clorita é incolor ou com pleocroísmo incolor-verde claro, relevo baixo, clivagem em uma direção e hábito lamelar. Os cristais são encontrados de forma semelhante a biotita. A clorita ocorre substituindo a biotita ao longo dos planos de clivagem e a partir das bordas, as vezes apenas parcialmente, onde é possível observar ainda um núcleo de biotita preservado.

O epidoto aparece em duas formas distintas. A primeira está restrita à associação mineral que forma a foliação Sn, ocorrendo junto com a clorita. Esses cristais são incolores, com relevo alto, hábito granular, observado em prismas curtos bem formados de 0,075 até 0,25 mm de diâmetro, com cores de interferência de 3º ordem ou superiores. O segundo tipo, é produto da saussuritização do plagioclásio e ocorre como agregados microcristalinos inclusos nos cristais de plagioclásio.

O carbonato ocorre substituindo os cristais de plagioclásio ou crescendo em meio a cristais de quartzo (Figura 11h, i), são incolores, relevo baixo a moderado (pleocroísmo de relevo), em cristais anédricos com até 0,25 mm de diâmetro. Apresenta cores de interferência muito elevadas, de 4ª ordem. São cores cremes, castanhas, com pontos e bandas coloridas.

Os minerais opacos são associados aos agregados de biotita+clorita+epidoto. Ocorrem substituindo a biotita desses agregados minerais e formam, localmente, cristais euédricos, de hábito cúbico de até 0,5 mm de diâmetro (Figura 11j).

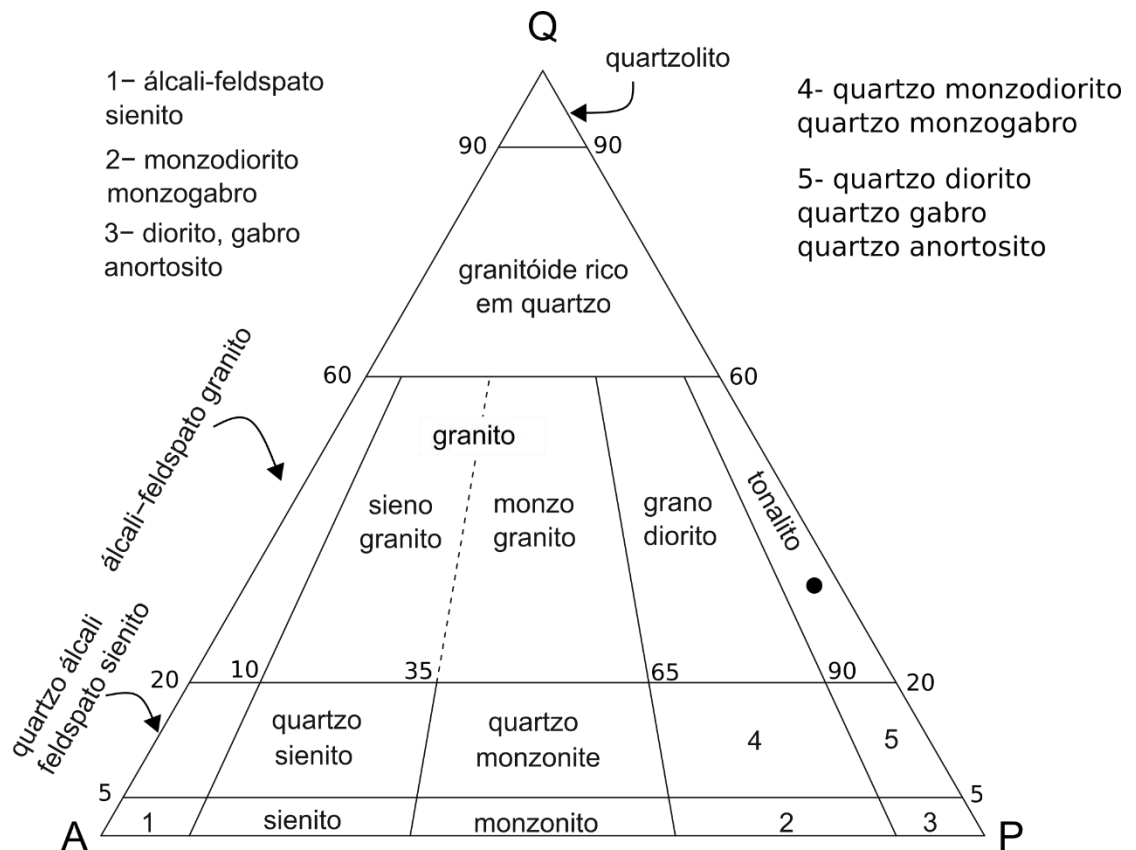
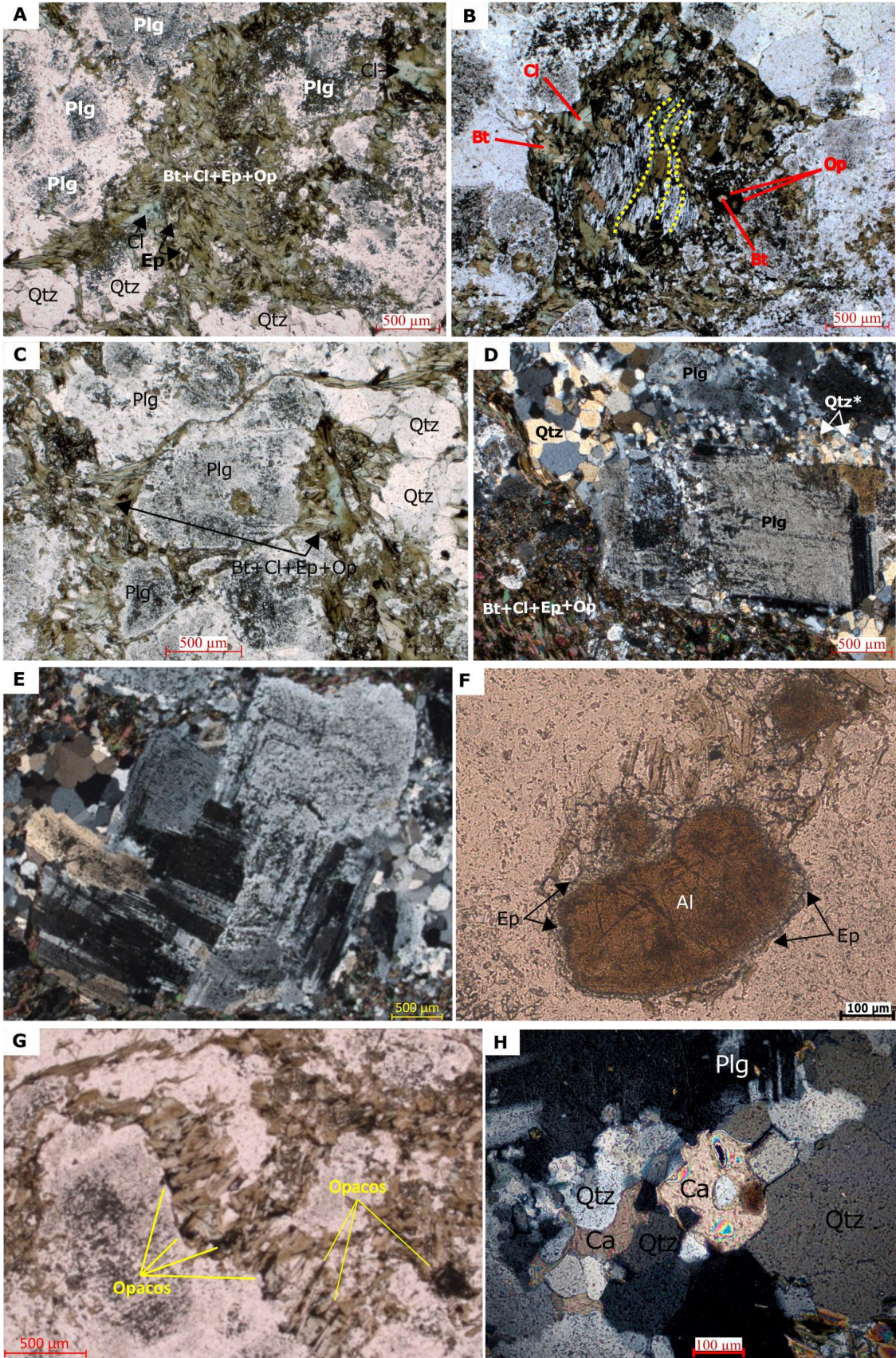


Figura 10 A composição modal da rocha encaixante (amostra FIL-21) plotada no diagrama QAP de Streckeisen (1976) indica tratar-se de um tonalito.



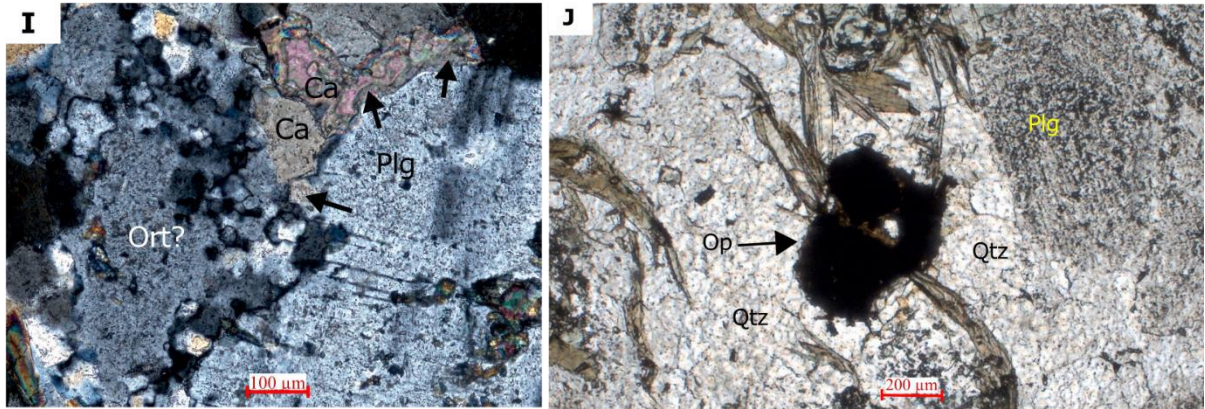


Figura 11 Fotomicrografias mostrando os aspectos petrográficos do metatonalito encaixante. Al= allanita; Bt= biotita; Ca= carbonato; Cl= clorita; Ep= epidoto; Plg= plagioclásio; Qtz= quartzo; Qtz*= quartzo intersticial; Op= mineral opaco; A e B) Em l.p.p, mostram a associação mineral que compõem a xistosidade observada na rocha, formada por biotita+clorita+epidoto. Localmente, foto “B”, a orientação dos cristais aparece melhor marcada mostrando a xistosidade da rocha mais definida, evidenciada pelas linhas amarelas. Ainda em “B”, é possível observar cristais de minerais opacos crescidos ao redor da biotita; C) e D), respectivamente em l.p.p e l.p.c, cristais de plagioclásio e quartzo primário defletindo a foliação principal. Em “C” é possível ainda ver cristais de minerais opacos crescidos nas bordas das micas (biotita+clorita) e em “D” cristais de quartzo intersticial (Qtz*), indicado pelas setas brancas. E) Em l.p.c., cristal de plagioclásio exibindo zoneamento composicional oscilatório; F) Em l.p.p, cristal anédrico de allanita primária com textura de substituição de corona; G) Minerais opacos anédricos, crescidos a partir dos planos de clivagem da biotita cloritizada; H e I) Em l.p.c, cristais de carbonato crescido ao redor de cristais de quartzo e plagioclásio; J) Em l.p.p, cristais de minerais opacos euédricos com crescimento associado aos cristais de biotita.

4.3.2. VEIO

O veio é composto de quartzo (55%), carbonato (43%) e clorita (2%) (Figura 12). A petrografia permitiu reconhecer zonamento interno, onde ocorrem pelo menos uma paragênese mineral (P1), representada pelo quartzo sacaroidal \pm sulfetos. O carbonato ocorre preenchendo fraturas no quartzo. A clorita parece estar associada tanto a P1 quanto ao carbonato.

Os cristais de quartzo são subédricos a anédricos, incolores, com 0,1–2 mm de diâmetro, apresentam hábito granular e textura sacaroidal. Possuem cores de interferência anômalas (acima do cinza e amarelo de 1 ordem) e extinção ondulante, apresentando indícios de deformação. Apesar de não haver sulfetos na lâmina descrita, foi observada macroscopicamente a presença de sulfetos em outras porções da zona de quartzo. O carbonato ocorre como cristais anédricos, de ~2 cm de diâmetro, ou de granulação fina preenchendo fraturas no quartzo, possui coloração marrom e geminação visível. Não há indícios de deformação e fraturas no carbonato. Possui inclusões de clorita com 0,1 mm de diâmetro e pleocroísmo de verde claro a verde grama. A clorita ocorre apenas inclusa no carbonato como cristais isolados.

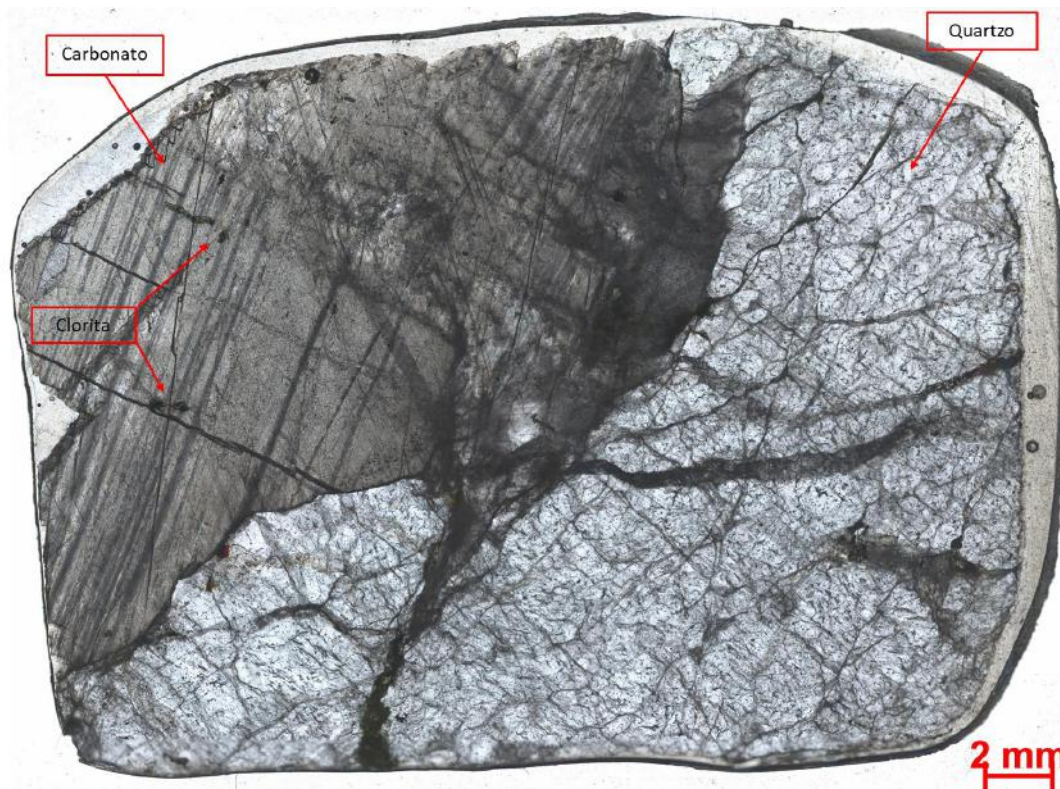


Figura 12 Imagem da amostra FIL.20 com escala. Com os retângulos em vermelho destacando a mineralogia da lâmina.

4.4 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

A fim de complementar a caracterização mineralógica do metatonalito encaixante, foram analisadas três amostras oriundas de porções do halo adjacente ao veio ($d < 1\text{ cm}$) e mais distantes do veio ($d \sim 20\text{ cm}$). A difratometria de raios x revelou que o metatonalito encaixante é composto de albita, microclina, epidoto, clinocloro (Mg-clorita), annita (Fe-biotita) e quartzo. No halo ao redor do veio foi constatada apenas a ocorrência de clinocloro e quartzo (Figura 13).

4.5 GEOQUÍMICA POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X

Os dados geoquímicos obtidos por fluorescência de raios X para a rocha encaixante em porções mais distantes do veio ($d \sim 20\text{ cm}$) e no halo ao longo da borda do veio ($d < 1\text{ cm}$) são apresentados na íntegra na Tabela 2. Os elementos maiores são apresentados em diagramas de Harker (Figura 14) tendo o SiO_2 como abscissa, devido à baixa variação entre os valores nas amostras (58 - 45 wt.%, apenas 1 amostra com 40 wt.%). A rocha encaixante na borda do veio apresenta teores maiores de K_2O (1,25 a 0,96 - 1,63 a 0,58 wt.%), Fe_2O_3 (6,55 a 3,93 - 4,56 a 3,12 wt.%), MgO (6,38 a 3,48 - 2,13 a 0,76 wt.%) e SO_3 (1,16 a 0,03 - 0,46 a 0,03 wt.%), com valores menores de Al_2O_3 (12,86 a 12,24 - 15,65 a 14,53 wt.%) e CaO (3,88 a 3,03 - 4,52 a 3,12 wt.%) se comparado com a rocha encaixante mais distante do veio. Nota-se, especialmente,

discrepâncias pronunciadas nos valores de MgO e Al₂O₃. Os valores de SiO₂ da rocha encaixante nas proximidades do veio são, de forma geral, similares aos valores desta em outras porções, sugerindo que não houve considerável adição de sílica à rocha encaixante pela interação fluido-rocha.

O aumento dos valores de MgO deve refletir maiores proporções de clorita observada nos halos ao redor dos veios, ao passo que os valores superiores de K₂O devem corresponder a incremento nas proporções de biotita ou sericita potássica, esta última foi observada em petrografia como substituição do feldspato. A substituição do feldspato por sericita potássica explicaria também valores menores de Al₂O₃ e CaO nas bordas do veio, uma vez que na rocha estudada o feldspato é o principal mineral portador desses elementos químicos. Em lâmina é possível observar que o feldspato é substituído por carbonato, o que também pode contribuir para a diminuição de Al₂O₃ e CaO. Os valores mais elevados de Fe₂O₃ nas bordas dos veios pode indicar o aumento da proporção de sulfetos, como pirita, que são observados em maiores quantidades nessas regiões. O aumento da proporção de sulfetos nas bordas dos veios se comparada à rocha encaixante em outras porções, deve ser responsável também pelo aumento no valor de SO₃ observado nas análises químicas das bordas dos veios.

Em relação aos elementos menores, os teores de Y (6,3 a 4,1 ppm), Nb (3,7 a 2,9 ppm), Zr (107,4 a 29,4 ppm) e Rb (31,7 a 5,2 ppm) quando medidos, tanto para o halo ao redor do veio quanto para a rocha encaixante em porções mais distantes, apresentam valores no mesmo *range*, sem grande discrepância entre si, salvo por uma ou outra medida mais baixa. Para os teores de Sr, em geral a rocha encaixante apresenta valores maiores (676,2 a 498 ppm) do que no halo ao redor do veio (581,8 a 226,5). Os valores parecidos de Y, Nb, Zr e Rb condizem com a natureza desses elementos em serem mais estáveis durante processos de hidrotermalismo e metamorfismo (*e.g.*, FAURE, 1991). Os valores maiores de Sr podem ser devido a maior preservação do plagioclásio na rocha encaixante, já que o Sr pode substituir o Ca na estrutura dos plagioclásios, enquanto que os teores menores para a rocha encaixante na borda do veio estão relacionados com a substituição do plagioclásio por carbonato, epidoto e sericita.

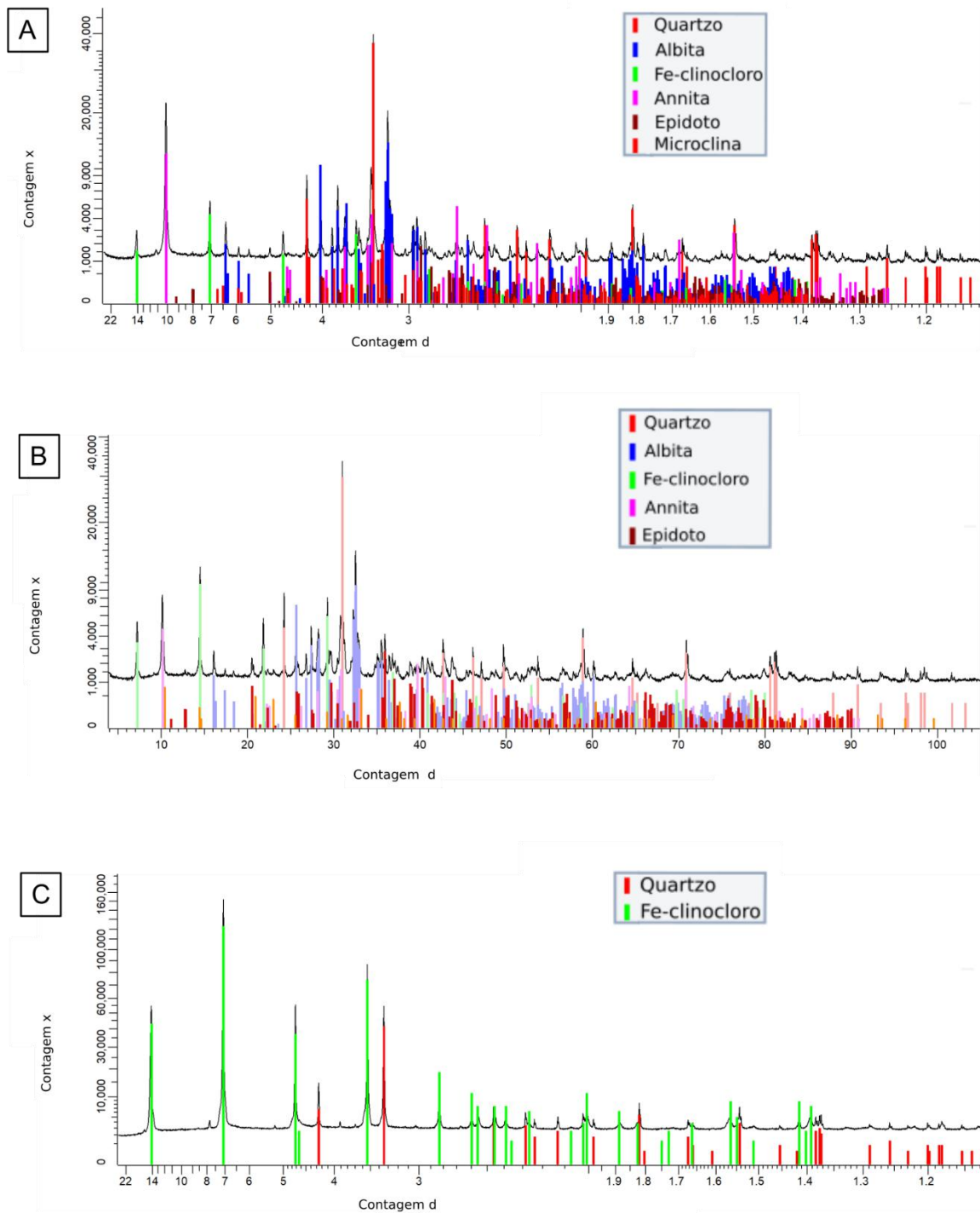


Figura 13 Difratomogramas de raios X mostrando a composição mineralógica da rocha encaixante (A e B) e do halo ao redor dos veios (C).

Tabela 2 Sumário da composição química de elementos maiores e traços da rocha encaixante (círculo cheio) e rocha encaixante na borda do veio (quadrado vazado).

Amostra	FIL-019A13d	FIL-019A32a	FIL-019A34b	FIL-21S3e	FIL-21S4f	FIL-21S5g	FIL-21WC12d	FIL-21WC13e	FIL-21WC18h
Corpo	□	□	□	●	●	●	●	●	●
Elementos maiores FRX (wt.% de óxidos)									
MgO	3,48	6,38	4,78	1,16	0,76	1,09	0,95	1,98	2,13
Al ₂ O ₃	12,67	12,24	12,86	14,53	15,65	14,56	15,37	14,98	14,62
SiO ₂	52,10	40,37	48,23	47,43	53,19	57,89	50,28	45,79	49,64
P ₂ O ₃	0,08	0,14	0,16	0,10	0,01	0,02		0,06	0,04
SO ₃	0,03	1,16	0,72			0,05	0,06	0,03	0,46
K ₂ O	1,25	1,30	0,96	0,85	0,58	0,81	1,08	1,63	0,91
CaO	3,03	3,88	3,65	3,91	4,52	3,12	3,50	3,92	4,12
TiO ₂									
MnO	0,09	0,09	0,11		0,09	0,09	0,06	0,09	0,07
Fe ₂ O ₃	3,93	6,55	4,44	3,22	3,43	3,30	3,12	4,56	3,48
Total (%)	76,67	72,12	75,90	71,22	78,22	80,93	74,43	73,04	75,47
Elementos menores FRX (ppm)									
Mn	725,40	662,40	523,80	827,90	1136,10	1099,90		680,60	4333,70
Ni						109,30			
Cu									
Zn	66,20	54,50	70,70	73,60	125,20	134,60	49,10	49,30	
Rb	29,90	6,30	31,70	25,80		5,20	20,40	21,10	
Sr	581,80	226,50	504,40	498,00	20,60	27,00	499,00	676,20	642,50
Y	6,20	4,10	6,30	5,80			4,80	5,60	
Zr	68,10	29,40	105,00	100,60			107,40	81,40	
Nb	3,40	3,40	3,70	4,40		2,90	3,60		
Ag				4,10					
Sn	21,20			22,70	15,60	11,10		20,60	21,00
Ba	1014,90	339,20	791,20	899,40	58,90	51,40	383,10	376,70	
La	98,40							108,40	
Ce		139,00	207,90	150,30	117,70				
Pb			21,50					19,00	27,40
Bi						29,10			

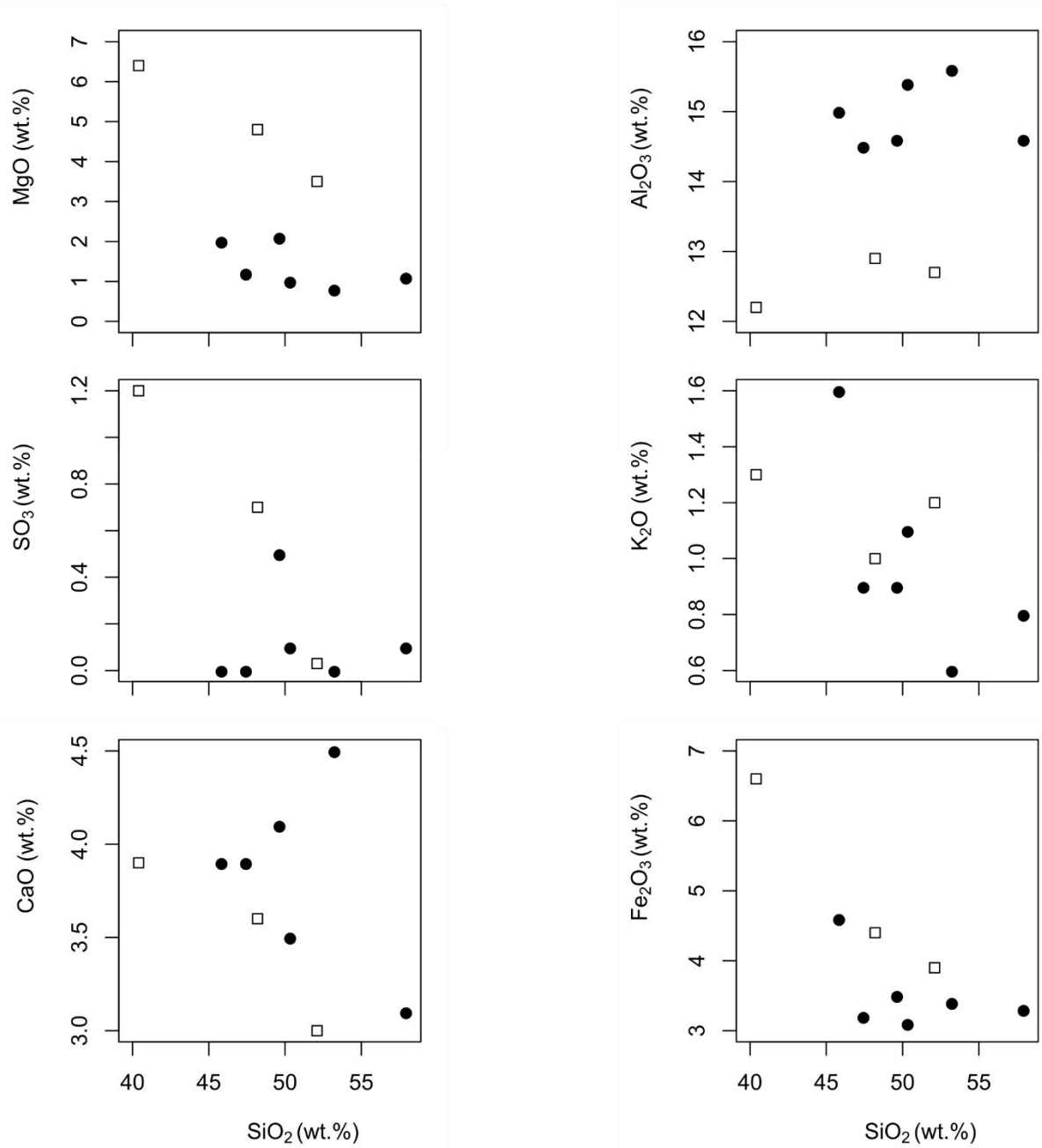


Figura 14 Diagramas do tipo Harker (elementos maiores e traços) para amostras selecionadas da rocha encaixante. Legenda: Círculo cheio: rocha encaixante; Quadrado vazado: rocha encaixante na borda do veio.

4.6. INCLUSÕES FLUIDAS

A petrografia de inclusões fluidas foi concentrada primeiramente no quartzo sacaroidal do veio, onde foi possível a separação de quatro *FIAs* (*Fluid Inclusion Assemblages*) primárias (FIA Q1a - Q1d), dispostas de forma aleatória nos cristais de quartzo ou em trilhas de inclusões primárias que estão relacionadas a zonas de crescimento do cristal (Figura 15a). Adicionalmente foi feito, o reconhecimento de trilhas de inclusões fluidas secundárias dispostas ao longo de fraturas seladas cortando os cristais de quartzo (Figura 15b), as quais não foram passíveis de análise devido ao tamanho diminuto.

4.6.1. ASSEMBLEIA DE INCLUSÕES FLUIDAS PRIMÁRIAS

Foram identificadas as seguintes *FIAs* primárias (FIA Q1a - Q1d) nos cristais de quartzo (Figura 16), em ordem decrescente de abundância:

Q1a: trifásica aquo-carbônica (H_2O_{liquido} + $Carbônica_{\text{liquido}}$ + $Carbônica_{\text{vapor}}$), corresponde a ~55% da população total de inclusões fluidas primárias. Sua composição é de H_2O_{liquido} : ~94% em vol.; $Carbônica_{\text{liquido}}$: ~5%; $Carbônica_{\text{vapor}}$: ~1% (Figura 16a-c).

Q1b: monofásica aquosa (H_2O_{liquido}), corresponde a ~20% da população total de inclusões fluidas primárias e é composta apenas de H_2O_{liquido} (Figura 16d, e).

Q1c: bifásica aquo-carbônica (H_2O_{liquido} + $Carbônica_{\text{liquido}}$), corresponde a ~14% das inclusões fluidas primárias. Estas são compostas de H_2O_{liquido} : ~85% em vol. e $Carbônica_{\text{liquido}}$: ~15% (Figura 16i)

Q1d: multifásica aquo-carbônica (H_2O_{liquido} + $Carbônica_{\text{liquido}}$ + $Carbônica_{\text{vapor}}$ + sólido halita + sólido carbonato), corresponde a ~11% da população total de inclusões fluidas primárias. São compostas de H_2O_{liquido} : ~77% a 86%; $Carbônica_{\text{liquido}}$: ~8% a 17%; $Carbônica_{\text{vapor}}$: ~2% a 5%; Sólidos: Halita de 4 a 5% e carbonato de 1 a 4% em vol. da inclusão. Os sólidos, identificados por seus hábitos, correspondem a cristais de halita e algum tipo de carbonato e puderam ser observados tanto juntos como separados em uma única inclusão fluida (Figura 16f-h e 16j-k).

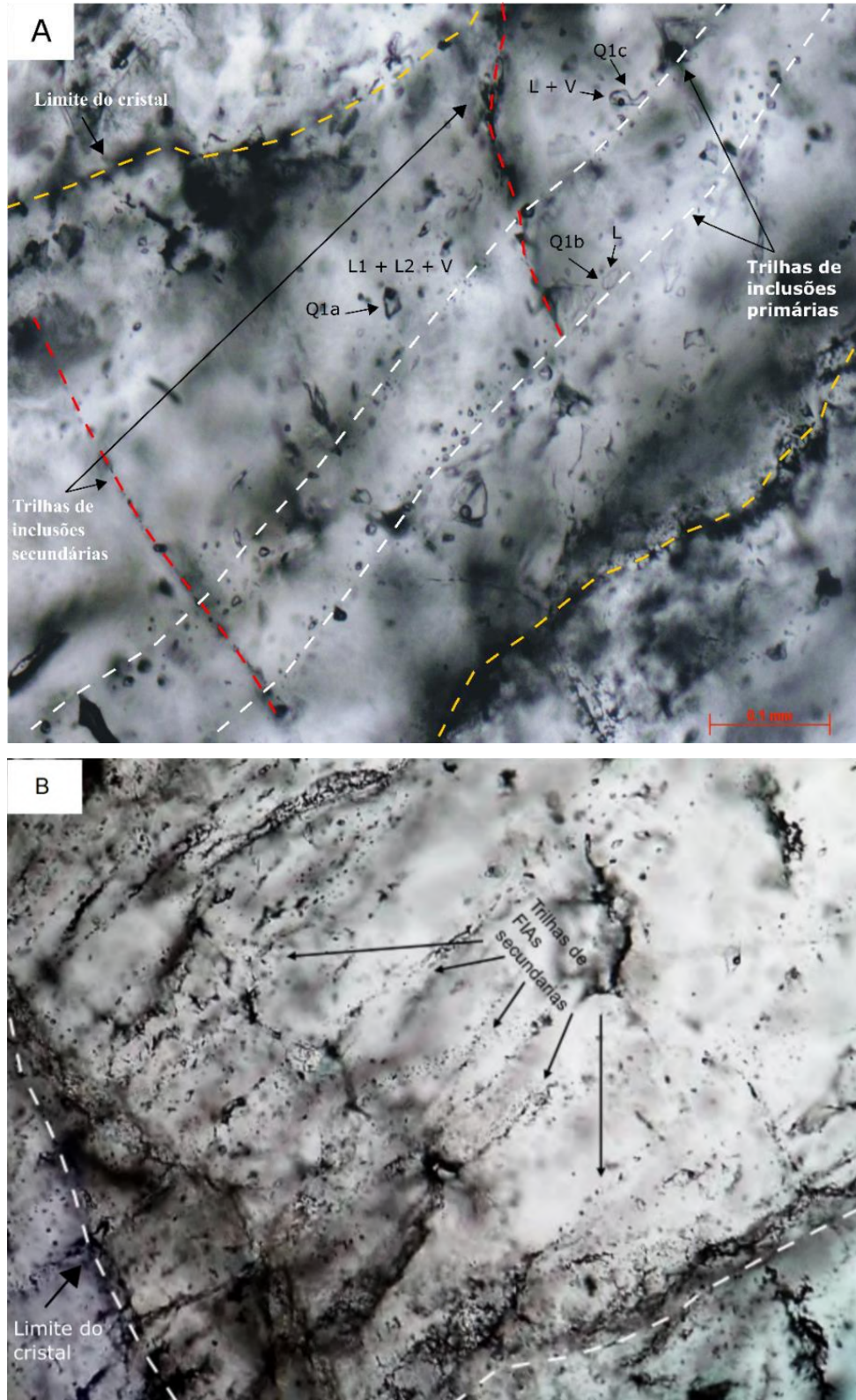
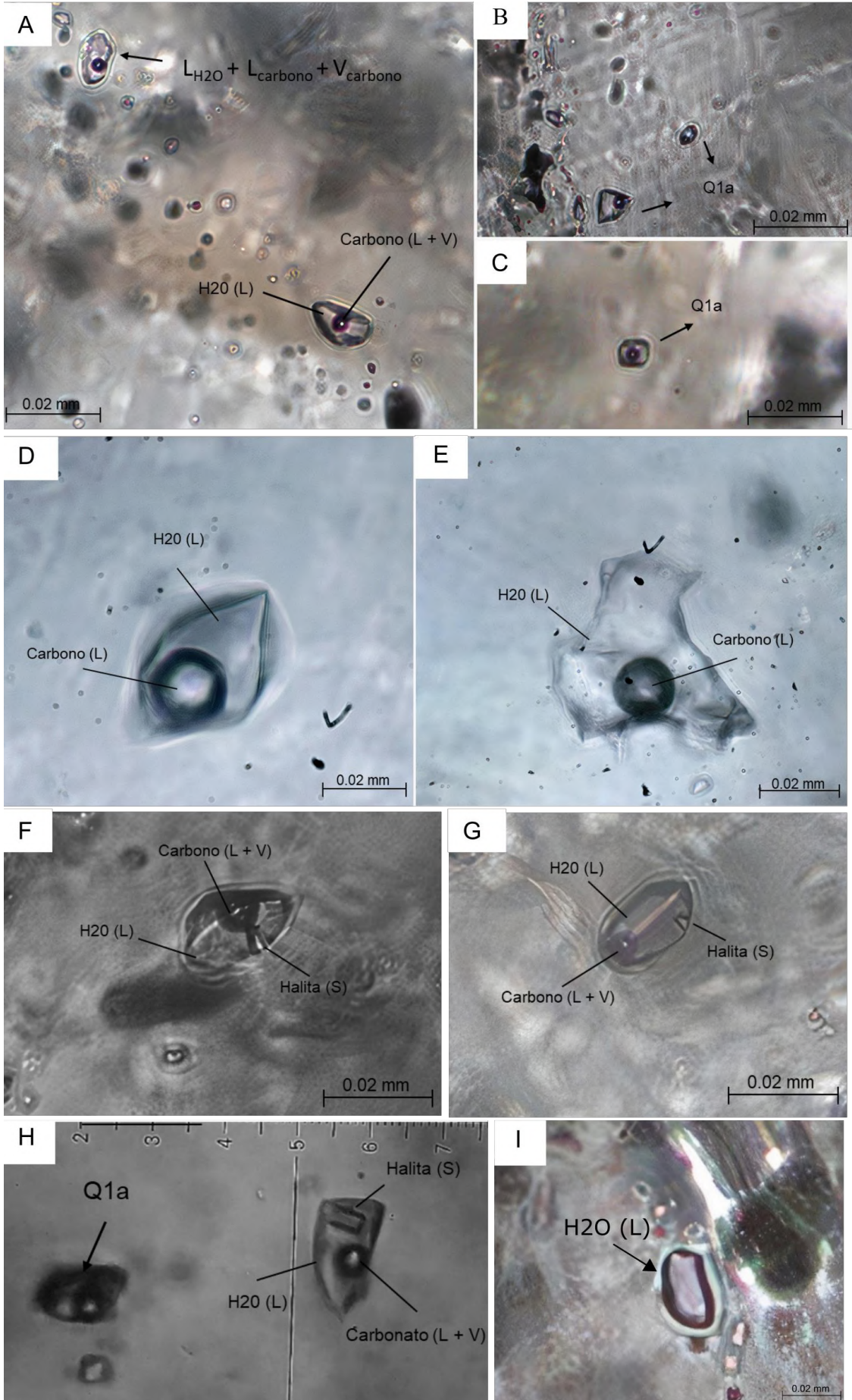


Figura 15 Fotomicrografias mostrando as relações entre as inclusões fluidas e os cristais de quartzo hospedeiros. (A) Relação entre as inclusões primárias e uma possível zona de crescimento do cristal de quartzo e a relação petrográfica entre as assembleias de inclusões fluidas primárias e secundárias. (B) Trilhas de inclusões fluidas secundárias em fraturas seladas, cortando limites de cristais.



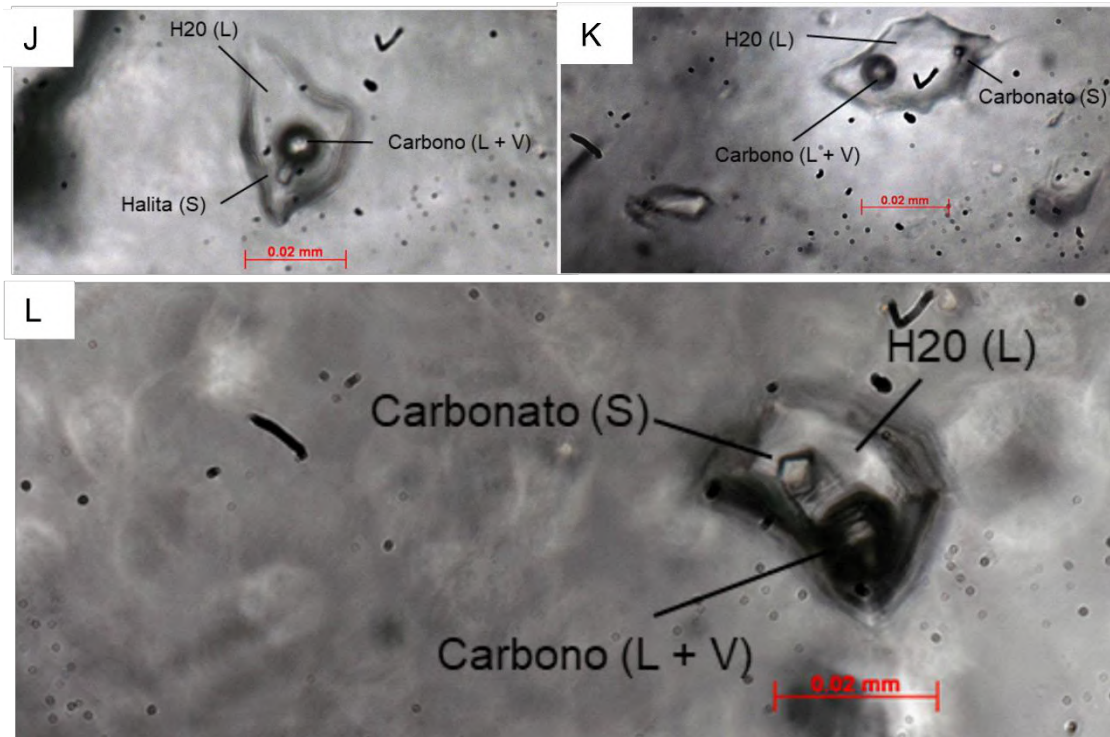


Figura 16 Fotomicrografias mostrando em detalhe os diferentes tipos de inclusões fluidas primárias identificadas no quartzo. Nas figuras (A), (B) e (C), detalhe das inclusões fluidas primárias trifásicas aquo-carbônica (Q1a) composta de $H_2O_{líquido}$: ~94% em vol., $Carbono_{líquido}$: ~5% e $Carbono_{vapor}$: ~1%; (D) e (E) mostram as inclusões fluidas primárias bifásicas aquo-carbônicas (Q1c) composta de $H_2O_{líquido}$: ~85% em vol. e $Carbônica_{líquido}$: ~15%; Em (F), (G), (H) e (J), observa-se as inclusões fluidas primárias multifásicas aquo-carbônicas com uma fase sólida (Q1d), sendo o sólido provavelmente um cristal de halita onde se observa um hábito tabular. São compostas de $H_2O_{líquido}$: ~77% a 86%, $Carbônica_{líquido}$: ~8% a 17%, $Carbônica_{vapor}$: ~2% a 5% e Halita: 4 a 5% em volume; (I) detalhe da inclusão fluida primária monofásica aquosa (Q1b) composta apenas por uma fase $H_2O_{líquido}$; Nas figuras (K) e (L) são observadas mais uma vez as inclusões primárias multifásicas aquo-carbônicas (Q1d) com uma fase sólida, que nestes casos aparentam ser cristais de carbonato, os quais compõem cerca de 1 a 4% em volume da inclusão. Na figura (L) é possível observar um cristal de carbonato com hábito hexagonal.

5 DISCUSSÃO

5.1. PARAGÊNESES MINERAIS NO METATONALITO ENCAIXANTE

Ao observar as relações entre minerais presentes na rocha encaixante e veio é possível estabelecer uma relação entre os minerais, reconhecendo paragêneses e reconstruindo a cronologia relativa dos processos geológicos, pelos quais essas rochas passaram.

5.1.1 PROTÓLITO

A petrografia revelou que o plagioclásio, microclina, quartzo, titanita e allanita presentes na rocha encaixante defletem a xistosidade Sn, portanto foram formados antes do evento deformacional-metamórfico (Tabela 3). Além disso, feições ígneas como zonamento oscilatório observado nos fenocristais de feldspato sugerem que são resquícios do protólito ígneo da rocha estudada. Assim, as proporções modais de plagioclásio, microclina e quartzo

foram recalculadas e plotadas no diagrama QAP, indicando que a rocha encaixante se trata de um metatonalito.

A comparação entre os valores de Rb, Y e Nb nas diferentes amostras do metatonalito no halo ao redor dos veios e em porções mais afastadas, mostrou valores dentro do mesmo *range*, sugerindo que esses elementos se comportaram de forma imóvel em relação aos processos de metamorfismo e hidrotermalismo. Assim, tais elementos foram usados para a discriminação do ambiente tectônico de formação do metatonalito encaixante segundo o diagrama de Rb x Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). As amostras plotam no campo de arco vulcânico (Figura 17), o que sugere que o metatonalito na área de estudo deve estar relacionado às rochas que compõem os arcos magmáticos do Cinturão Mineiro. De acordo com o mapa geológico regional (Figura 7; Ávila *et al.*, 2019), a área de estudo está localizada na sequência metavulcanosedimentar Nazareno, a qual é intrudida por uma série de corpos granitóides pertencentes à Suíte Serrinha, inclusive alguns próximos à área de estudo. Assim, apesar da ausência de um mapa geológico de detalhe da área de estudo e de evidências petrológicas comparativas com as rochas reconhecidamente pertencentes à Suíte Serrinha, as semelhanças litológicas e proximidade espacial com outros corpos permite sugerir que o metatonalito aflorante na área de estudo deve estar associado à Suíte Serrinha, que compõe um arco vulcânico intraoceânico de idade 2,23 – 2,08 Ga, desenvolvido sobre a sequência metavulcanosedimentar Nazareno (Ávila *et al.*, 2010, 2014).

5.1.2 METAMORFISMO

A associação metamórfica identificada no metatonalito é composta de biotita, clorita, epidoto, sericita, carbonato e pirita, dos quais, a biotita é o principal marcador da foliação Sn, sendo, portanto, desenvolvida durante a deformação principal (sin-Sn) e possivelmente marcador das condições vigentes durante o pico metamórfico (Tabela 3). A associação mineral descrita acima permite atribuir condições de metamorfismo em fácies xisto verde (T ~ 380 a 520°C) à rocha estudada (Bucher e Grapes, 2011).

Considerando que a biotita seja o mineral marcador das condições do pico metamórfico, a ocorrência de clorita disseminada por toda a rocha substituindo a biotita e sobrecrecendo a foliação principal Sn, sugere que esta seja formada por processos de retrometamorfismo tarde a pós-tectônicos (Tabela 3). Além disso, o aumento considerável da proporção de clorita nas porções adjacentes ao veio, onde é o mineral dominante, sugere que a formação dos veios pode estar relacionada à migração de fluidos durante o estágio de retrometamorfismo e crescimento

de clorita tarde a pós-Sn, o que é suportado pela macroscopia, que mostra o truncamento da xistosidade da encaixante (Sn) pelos veios.

A ocorrência de epidoto microcristalino substituindo o plagioclásio em processos de saussuritização é comum em condições de fácies xisto verde devido à desestabilização e descalcificação do plagioclásio nessas condições metamórficas (Bucher e Grapes, 2011). Adicionalmente, a ocorrência de epidoto em cristais maiores principalmente associado a massas de clorita substituindo biotita, pode sugerir o crescimento desse mineral desde o estágio do pico metamórfico até estágios retrógrados. Exibindo essas características mistas é possível posicionar o epidoto como mineral sin-Sn a pós-Sn.

Os minerais opacos da lâmina exibem hábito cúbico sugerindo tratar-se de pirita. A ocorrência destes com clorita e epidoto substituindo cristais de biotita permite inferi-los como sendo pós-Sn.

O carbonato e sericita ocorrem apenas substituindo o plagioclásio. Por não fazer parte da xistosidade observada na rocha encaixante e sua relação de crescimento com o plagioclásio, é colocado também como um mineral pós-Sn. A ocorrência de carbonato nos veios sugere que este mineral também esteja relacionado à formação dos veios durante o estágio retrometamórfico.

As transformações metamórficas da paragênese mineral original do protólito ígneo observadas são semelhantes às descritas por Ávila *et al.* (2010) para as rochas da suíte Serrinha, e correlacionáveis ao metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito de baixa T descrito como o evento paleoproterozoico II, com idade entre 2131 e 2100 Ma (Tabela 1; Ávila *et al.*, 2008).

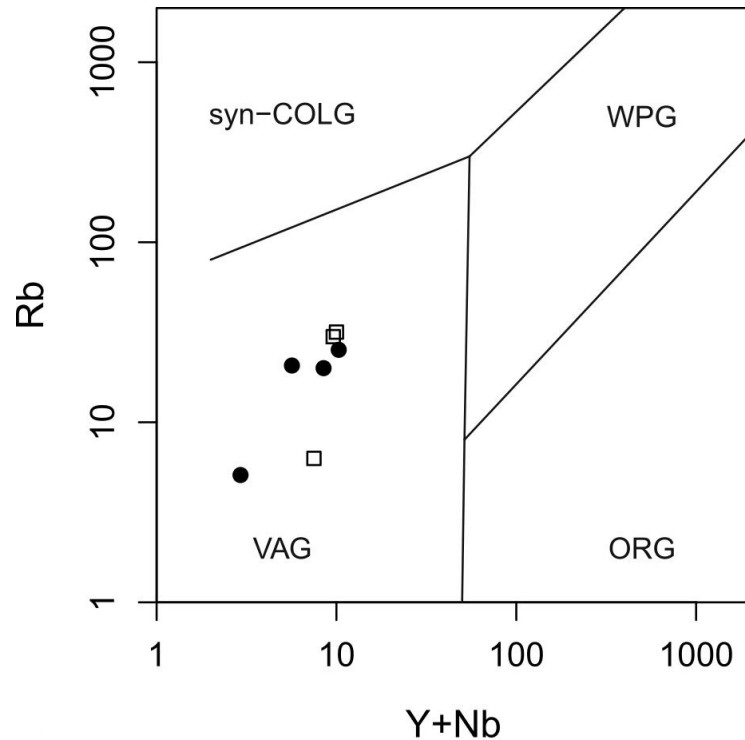


Figura 17 Diagrama discriminante de ambiente tectônico Rb x Y+Nb (PEARCE et al., 1984) para as amostras do metatonalito. syn-COLG= Granito sin colisional; WPG= Granito intra placa; VAG= Granito de arco vulcânico; ORG: Granito de dorsal oceânica. Legenda: Quadrado vazado: rocha encaixante na borda do veio; Círculo cheio: rocha encaixante.

5.2 PROCESSOS HIDROTERMAIS

O aumento da proporção modal de clorita, epidoto, carbonato, sericita e pirita nas porções adjacentes aos veios e a ocorrência dessa associação substituindo biotita (principal componente da foliação Sn e possível marcador do pico metamórfico) sugere que essa associação mineral deve estar relacionada à formação dos veios e conseqüentemente à migração de fluidos durante o estágio de retrometamorfismo. Assim, é possível estabelecer essa associação como sendo fruto da interação fluido-rocha encaixante durante os estágios tardios do metamorfismo.

A associação hidrotermal marcada por clorita, epidoto, carbonato, sericita e pirita desenvolvida no estágio retrometamórfico (i.e., tardi a pós-tectônicos do pico metamórfico) de condições de fácies xisto verde é coerente com mineralizações de ouro do tipo orogênico (Groves *et al.*, 1998, 2003). Nesses depósitos o principal sulfeto encontrado, em rochas metamórficas orto derivadas, é a pirita, que geralmente está associada a assembleia mineral de alteração. Essa assembleia de alteração pode variar com o tipo de rocha encaixante e nível crustal em que se desenvolve, mas é comum a ocorrência de pirita associada a carbonato, sericita e cloritização dos minerais máficos da rocha encaixante, como observado nas rochas estudadas. Essa alteração se mostra nos depósitos como um forte zoneamento lateral, que pode

variar de intensidade ou fases de alteração em porções proximais a distais da mineralização em uma escala de metros (Groves *et al.*, 1998).

5.2.1 MIGRAÇÃO DOS FLUIDOS E FORMAÇÃO DOS VEIOS

A estrutura interna do veio e suas relações de contato sugerem uma história hidrotermal complexa com ao menos dois estágios de formação do veio, os quais devem ter ocorrido durante repetidos episódios de *crack-and-seal* (Figura 18; Bons *et al.*, 2012). Nesse sentido, o primeiro e principal episódio marca a precipitação de quartzo + sulfetos e provavelmente a mineralização aurífera, que deve ter ocorrido pelo fraturamento da rocha encaixante, abertura de espaço, interação fluido-rocha e consequente precipitação do quartzo + sulfetos. O segundo episódio, após a precipitação do quartzo, é menos relevante, e é marcado por um novo fraturamento, agora do quartzo do episódio 1, causando uma nova queda de pressão que permite a precipitação do carbonato nas fraturas. A precipitação do carbonato no episódio 2 pode ser associada à imiscibilidade do fluido aquo-carbônico e fuga de CO₂ do fluido devido à repentina queda de pressão. Esses processos de selamento, aumento de pressão e fraturamento estão relacionados a mecanismos de formação de veio, tais como o de válvula de falha (*e.g.*, *fault valve behavior*; Cox *et al.*, 1995), que são muito comuns em sistemas hidrotermais relacionados a depósitos de ouro orogênico. Essas informações também corroboram para relacionar a clorita e o carbonato presentes no veio e na rocha encaixante como alteração hidrotermal.

A petrografia das FIAs revelou que a precipitação do quartzo (+ sulfetos e possivelmente a mineralização) durante o primeiro e principal estágio de formação do veio está relacionada ao trapeamento simultâneo e heterogêneo de inclusões fluidas primárias. A ocorrência de inclusões fluidas trifásicas aquo-carbônicas (**Q1a**) e multifásicas aquo-carbônicas com cristais de halita e carbonato (**Q1d**) no mesmo cristal de quartzo indicam a imiscibilidade e coexistência de dois fluidos hidrotermais distintos, o primeiro de moderada a baixa salinidade (insaturado), e provavelmente com baixa densidade, e o segundo com alta salinidade (supersaturado) e provavelmente com alta densidade. Nesse sentido, a ocorrência de inclusões fluidas monofásicas aquosas (**Q1b**) e bifásicas aquo-carbônicas (**Q1c**) nesses mesmos cristais podem sugerir processos de imiscibilidade e exsolução a partir dos fluidos originais. Esses processos são corroborados pela baixa variação de volume entre as fases carbônicas líquida e vapor, respectivamente 5-17% e 1-5%, entre as diferentes inclusões fluidas. Tais processos de exsolução podem estar relacionados a flutuações na pressão causadas por fraturamento e consequente precipitação de minerais e formação dos veios (Neumayr e Hagemann, 2002). Essas características indicam um sistema de fluidos complexo e heterogêneo, o que significa

que diferentes inclusões trapezadas no mesmo cristal foram formadas simultaneamente, uma vez que todas são primárias e estão contidas nos mesmos cristais de quartzo.

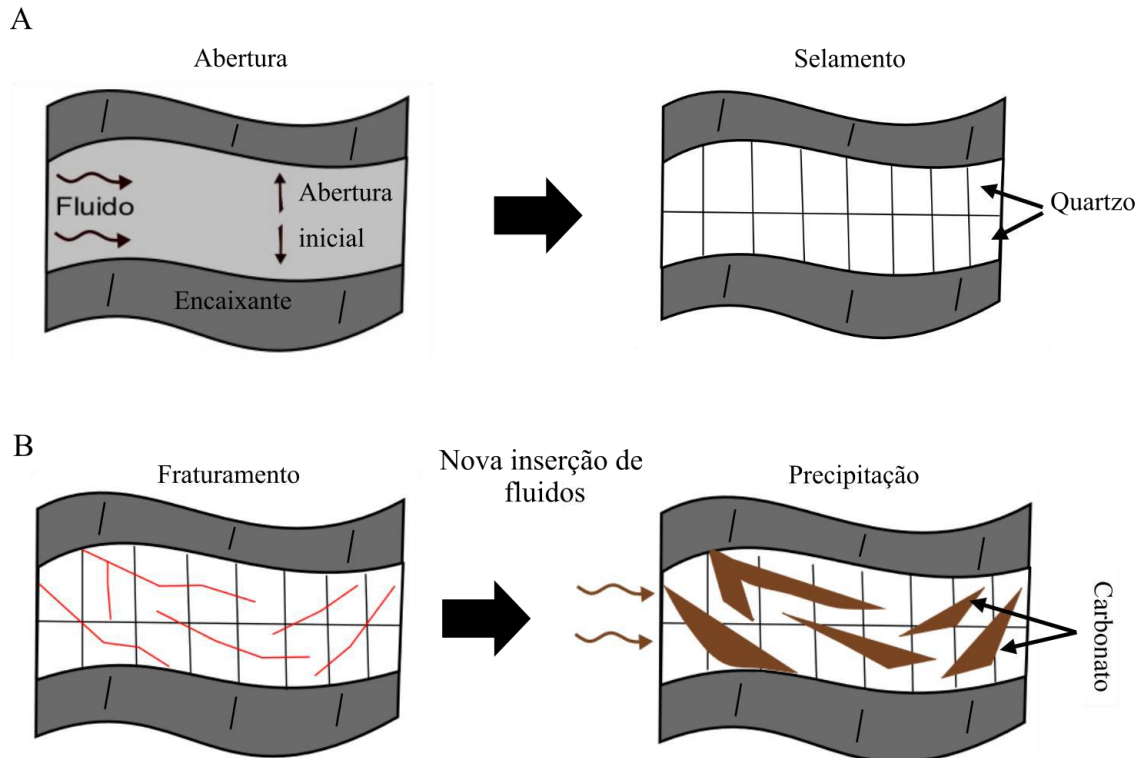


Figura 18 Esquema mostrando o estágio inicial da formação do veio, com a formação do quartzo de veio a partir de uma abertura (fratura), onde esse espaço possibilitou o crescimento do mineral, sendo isso a paragênese P1 (A). Depois em (B), temos o selamento desse espaço, onde posteriormente, um evento de fraturamento nos cristais de quartzo e a chegada de uma nova inserção de fluido resultou na precipitação do carbonato. A xistosidade da rocha encaixante é marcada pelos traços pretos.

5.2.2 METASSOMATISMO, ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NA ROCHA ENCAIXANTE E INFERÊNCIAS SOBRE A DEPOSIÇÃO DO OURO

A petrografia mostrou que as proporções da associação clorita, epidoto, sericita, carbonato e pirita aumentam consideravelmente nos halos ao redor dos veios, onde esses minerais tornam-se os componentes principais da rocha. Nas porções mais distais aos veios, onde a associação original do metatonalito encaixante está preservada, é possível observar que clorita, epidoto e pirita ocorrem substituindo cristais de biotita, marcador das condições de pico metamórfico na rocha. A complementação da caracterização mineralógica via difratometria de raios X nas regiões periféricas e mais distantes aos veios mostrou que a biotita, principal representante do estágio do pico metamórfico, observada na rocha encaixante e predominante nas porções mais afastadas dos veios trata-se na verdade da variedade annita, extremo ferroso da solução sólida. Ao passo que a clorita, principal representante do estágio de

retrometamorfismo, associada à formação dos veios e principal substituto da biotita, trata-se na verdade da variedade clinocloro, extremo magnésiano da solução sólida. Assim, essa transformação mineralógica de biotita para clorita envolve também modificação na química mineral, com enriquecimento de Mg e depleção de Fe. Nesse sentido, a ocorrência de pirita nesta associação, sugere que o ferro possa estar sendo utilizado para o crescimento de sulfetos, os quais, em última instância, devem estar relacionados à ocorrência da mineralização. Tal modificação composicional, aliada ao incremento da proporção de clorita nas proximidades dos veios é corroborada pelos teores de MgO e Fe₂O₃ estimados por fluorescência de raios X. Assim, é possível sugerir que a principal transformação hidrotermal relacionada ao crescimento de sulfetos e provavelmente deposição da mineralização, seja a cloritização da biotita alinhada com sulfetação do mineral ferroso em consequência da interação fluido-rocha.

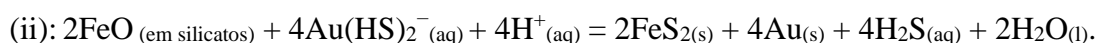
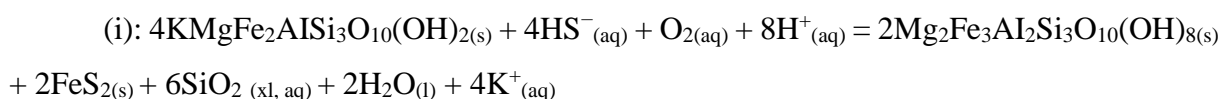
Comparando os teores de elementos maiores dos halos adjacentes aos veios e de porções da rocha encaixante mais distantes é possível observar que o conteúdo de SiO₂ em toda a rocha encaixante varia pouco (45% a 58%), o que sugere que essas modificações químicas não adicionaram SiO₂ ou quartzo em proporções relevantes na rocha. Entretanto foram responsáveis pelo aumento dos teores de K₂O, Fe₂O₃, MgO e SO₃ e depleção dos valores de Al₂O₃ e CaO, se comparada a porção da alteração hidrotermal com a rocha original, mostrando a influência dos fluidos e sua interação com a rocha percolada, possivelmente durante a deposição da mineralização.

As modificações geoquímicas sofridas pela rocha encaixante durante a interação fluido-rocha permitem interpretar que os processos de retrometamorfismo foram acompanhados por metassomatismo e assim, podendo ser classificados como alteração hidrotermal e não simplesmente metamorfismo isoquímico (apesar das associações minerais serem semelhantes).

O ouro em depósitos do tipo orogênico ocorre comumente associado a sulfetos. Na área de estudo o ouro deve estar relacionado a pirita encontrada ao longo do veio de quartzo e disseminada pela rocha encaixante. A pirita faz parte da assembleia de alteração hidrotermal e acredita-se que durante o processo de alteração da biotita para clorita, a pirita tenha sido produzida. Em rochas graníticas alteradas hidrotermalmente, a reação de alteração da biotita para a clorita é complexa e pode estar associada com outras fases minerais, como epidoto e não é considerada uma reação isoquímica. Além disso, a composição final da clorita não é totalmente controlada pela biotita, o que também indica que a variação do conteúdo de Fe e Mg, na transformação da Fe-biotita para a Mg-clorita foi ditada pela adição de fluidos e sua interação com a rocha percolada (Parneix *et al.*, 1984). Li *et al.* (1998) mostram que a sulfetação de Fe durante a alteração da biotita para clorita é um processo importante e difundido de

produção de pirita, principalmente em relação a transformação para uma clorita magnésiana, e pode ser explicado pela equação (i), que mostra que durante a alteração da biotita para clorita, o enxofre da pirita deve ter vindo com o fluido que penetrou ao longo dos planos de clivagem da biotita alterada e da clorita recém formada para precipitar o sulfeto.


Embasado por essas informações, é sugerido que a precipitação do ouro e da pirita esteja relacionada a interação entre o fluido hidrotermal portador de ouro, na forma de complexos tiosulfetados, e a biotita da rocha encaixante, em dois estágios: (i) transformação da annita para o clinocloro + pirita (Li *et al.*, 1998); (ii) sulfetação dos minerais ferrosos da encaixante causando a desestabilização dos complexos tiosulfetados portadores de ouro, e conseqüentemente a precipitação do mesmo (Pires *et al.*, 2019).




Essas transformações minerais são controladas pela variação de aH⁺/pK⁺ e também pela redução ou oxidação do enxofre presente na solução (LI *et al.*, 1998). Logo, é possível através do processo de sulfetação dos minerais ferrosos da rocha encaixante, no caso do estudo a transformação da annita para o clinocloro, ter causado a desestabilização dos complexos de Au-tiosulfetados e aumentado e facilitado a precipitação de ouro através de uma redução do enxofre presente nos complexos tiosulfetados, que são os principais transportadores de ouro.

Tabela 3 Relação cronológica entre as fases mineralis da rocha encaixante (A) e do veio (B).

A

Mineralogia	Cronologia Relativa					
						
Encaixante	Pré-Sn (Herança ígnea)		Sin-Sn (Metamórfico)		Pós-Sn (Hidrotermal)	
Quartzo	—————					
Plagioclasio	—————					
K-feldspato	—————					
Titanita	—————					
Allanita	—————					
Biotita	- - - - -	- - - - -	—————			
Clorita					—————	
Epidoto			—————	- - - - -	- - - - -	
Carbonato					—————	
Opacos					- - - - -	—————

B

Mineralogia	Cronologia relativa	
		
Veio	1º Fase	2º Fase
Quartzo	—————	
Carbonato		—————
Clorita	- - - - -	- - - - -

6 CONCLUSÃO

Os dados petrográficos, geoquímicos e das inclusões fluídas apresentados neste trabalho aliados às informações já fundamentadas na literatura sobre depósitos do tipo ouro orogênico permitiram associar o metamorfismo e processos hidrotermais à geração do veio, da alteração hidrotermal e a possível causa da mineralização aurífera na área (precipitação do Au).

Sugerimos, portanto, que o metatonalito estudado nesse trabalho é parte da Suíte Serrinha e sua assembleia mineral do pico metamórfico é marcada principalmente pela biotita (principal marcador da foliação Sn), plagioclásio saussiritizado e allanita substituída para epidoto, uma associação mineral que reconhecemos marcar metamorfismo em fácies xisto verde ($T \sim 380$ a 520°C). Além disso, reconhecemos que o evento metamórfico que marca essas transformações minerais no metatonalito é o Paleoproterozoico II (2131-2100 Ma), que afetou diversos plutons com características semelhantes a rocha encaixante desse trabalho, assim como as rochas metavulcanossedimentares as quais eles intrudem.

A sobreposição da assembleia do pico metamórfico do metatonalito pela assembleia caráter retrógrado, tarde a pós-tectônico, é caracterizada principalmente pela transformação mineral da Fe-biotita sin-tectônica para a Mg-clorita. O aparecimento da clorita, mesma variedade que compõem o veio, e sulfetos substituindo a biotita cloritizada, além do carbonato substituindo o plagioclásio revelam como esses minerais sobrepõem a assembleia do metatonalito e porque são classificados como pós-tectônicos. Desse modo, esses minerais estão ligados a formação dos veios, já que os veios exibem suas características de sobreposição da assembleia do metatonalito ao truncar a xistosidade observada na rocha encaixante. Logo, sugerimos que esses minerais de substituição, tardi a pós-tectônicos, marcam uma assembleia de alteração hidrotermal ligada e formada concomitantemente com os veios.

Os dados das inclusões fluídas primárias nos cristais de quartzo do veio indicam a coexistência de pelo menos dois fluidos hidrotermais distintos. Esses fluidos foram os responsáveis pelo processo de precipitação do quartzo + sulfetos e trapeamento das inclusões fluídas e da formação da assembleia de alteração hidrotermal. Sugerimos que a formação do veio está relacionada a mecanismos de *crack-and-seal* provocados por sistemas de válvulas de falha (*fault valve behavior*), como é evidenciado pelo zoneamento e texturas observadas no veio, como também os padrões de inclusões fluídas. Estes foram responsáveis pela precipitação do quartzo do veio (primeiro estágio) acompanhado pelos processos de alteração hidrotermal que culminaram com a precipitação da pirita.

Nesse sentido a precipitação dos sulfetos (pirita) e possivelmente do ouro é causada pela adição de fluidos e sua interação com a rocha percolada. Sugere-se que a precipitação desses

minerais na área de estudo, é produto da sulfetação da Fe-biotita durante a sua transformação para o clinocloro sob influência de processos hidrotermais (equação i). A transformação mineralógica evidenciada pela equação “i” não é um processo isóquímico, portanto não metamórfico, pois é necessário a adição de componentes como o Mg e Fe para a formação da Mg-clorita e da pirita como fruto do hidrotermalismo. A pirita em rochas metaígneas é o principal minério de Au, e a equação “ii” mostra como o Au pode ser precipitado junto a pirita devido a desestabilização dos complexos tiosulfetados portadores de ouro devido a sulfetação da biotita.

Finalmente, a precipitação de ouro no Garimpo Bela Flor é causada pela forte interação fluido/rocha desenvolvida durante o estágio tarde a pós-pico de metamorfismo e deformação, em um regime retrometamórfico que marca a formação dos veios de quartzo e da assembleia de alteração hidrotermal desenvolvida na rocha encaixante.

Desse modo, a mineralização no Garimpo Bela Flor pode representar a diversidade de mineralizações auríferas na região do Cinturão Mineiro. Os depósitos encontrados na região de São João Del Rei se concentravam nas serras do Lenheiro e São José, em escavações históricas (inativos) e constituíam veios de quartzo com orientação N-S, com sulfetos, pirita dominante, em quartzitos da Formação Tiradentes do Grupo São João del Rei. O ouro deve ter sido transportado do embasamento até a bacia deposicional em suspensão junto com argila, até ficar retido na matéria orgânica dos sedimentos. A mineralização nesses depósitos deve ter ocorrido entre o Meso e Neoproterozoico.

No Garimpo Bela Flor, a mineralização ocorre em veios de quartzo auríferos encaixados em um metatonalito, cuja orientação é N20W. Além disso, precipitação de ouro deve ter ocorrido durante o estágio tarde a pós-pico de metamorfismo e deformação, do evento Paleoproterozoico II (entre 2131 e 2101 Ma).

Essas características distintas sugerem uma variedade de depósitos auríferos na região do Sul de Minas, no Cinturão Mineiro, com rochas hospedeiras e tempo de mineralização distinto. Isso aponta para um potencial crescente no Cinturão Mineiro em relação a mineralizações auríferas do tipo orogênico, apesar de apresentar depósitos de características distintas das regiões mais conhecidas (*e.g.* Quadrilátero Ferrífero), onde a descoberta de novos depósitos de ouro do tipo orogênico tem sido difícil devido à exaustão dos terrenos e modelos tradicionais.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F. F., 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 17-35.
- Alkmim, F.F., Noce, C.M., 2006. Outline of the geology of Quadrilátero Ferrífero. In: Alkmim, F.F., Noce, C.M. (Eds.). *The Paleoproterozoic Record of São Francisco Craton*. IGCP-509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. Field Guide and Abstracts, pp. 37-73.
- Alkmim, F.F., Teixeira, W., 2017. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M., Alkmim F., Cordani U.G. (Guest Ed.), *The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil*. Regional Geology Review Series. Springer- Verlag, Chapter 5, pp. 71–94.
- Almeida, F. F. M.; Hasuy, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, p. 1-29.
- Ávila, C. A.; Cherman, A. F.; Valença, J. G., 2008. Dioritos Brumado e Rio Grande: geologia e relação com o metamorfismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional* 67, 248–277.
- Ávila, C. A.; Teixeira, W.; Cordani, U. G.; Moura, C. A. V.; Pereira, R. M., 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 464-482, 2010.
- Ávila, C. A.; Teixeira, W.; Vasques, F. S. G.; Dussin, I. A.; Mendes, J. C., 2012. Geoquímica e idade U-Pb (LA-ICPMS) da crosta oceânica anfibolíticas riaciana do cinturão Mineiro, borda meridional do cráton São Francisco. In: *Congresso Brasileiro Geologia*, 46, 2012, Santos. Sociedade Brasileira de Geologia, Santos, Boletim Resumos.
- Ávila, C. A.; Teixeira, W.; Bongioiolo, E. M.; Dussin, I. A.; Vieira, T. A. T., 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research* 243, p. 221-251.
- Ávila, C. A.; Vasques, F. S. G.; Souza, A. N.; Vilela, F. T.; Pinheiro, M. A. P.; Stohler, R. C.; Oliveira, F. V. C.; Tedeschi, M. F., 2019. Projeto ARIM: Reavaliação das Sequências Metavulcanossedimentares a Sudoeste do Quadrilátero Ferrífero: Carta Geológica Folha São João del Rei SF.23-X-C-II-1, escala 1:50.000. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Barbosa, N. S.; Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Montecinos, P. M.; Bongioiolo, E. M., 2015. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research* 270, 204–225.
- Barbosa, N.; Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Montecinos, P.M.; Bongioiolo, E.M.; Vasconcelos, F.F., 2019. U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic transition. *Precambrian Research* 326, 399-416.
- Bodnar, R. J.; Lecumberri-Sanchez, P.; Moncada, D.; Steele-Macinnis, M., 2014. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: HOLLAND, H. D.; TUREKIAN, K. K. (eds.). *Treatise on Geochemistry* 13. 2nd ed. Elsevier, Oxford, pp. 119-142.
- Bons, P. D.; Elburg, M. A.; Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology* 43, p. 33-62.
- Bucher, K.; Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 8th ed. Springer-Verlag, Berlin, p. 428.
- Campos, J. C. S.; Carneiro, M. A., 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jaceaba-Bonsucesso lineament (SE border of the southern São Francisco Craton): genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 26, p. 463-484.
- Cardoso, C. D.; Ávila, C. A.; Neumann, R.; Oliveira, E. P.; Valeriano, C. M.; Dussin, I. A., 2019. A Rhyacian continental arc during the evolution of the Mineiro belt, Brazil: Constraints from the Rio Grande and Brumado metadiorites, *Lithos* 326–327, 246-264.

- Cox, S. F.; Sun, S. S.; Etheridge, M. A.; Wall, V. J.; Potter, T. F., 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, central Victoria, Australia. *Economic Geology* 90, 1722–1746.
- Faure, G., 1991. *Principles and Applications of Inorganic Geochemistry: A Comprehensive Textbook for Geology Students*. Macmillan, New York, pp. 626.
- Goldfarb, R.; Groves, D., 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos* 233, 2-26.
- Goldstein, R. H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: SAMSON, I; ANDERSON, A; MASHALL, D. (eds.). *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. 32th ed. Mineral. Assoc. Canada, pp. 9-53.
- Goldstein, R. H.; Reynolds, T. J., 1994. *Systematic of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals*. SEPM Society for Sedimentary Geology short course 31, 198 pp.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Marian, M.; Hagemann, S.G.; Robert F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7-27.
- Groves, D. I.; Goldfarb, R. J.; Robert, F.; Hart, C. J. R., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Economic Geology* 98, 1-29.
- Hansteen T., 1988. Cooling history of the Eikeren-skrim peralkaline complex, the Oslo region, Norway. Evidence from fluid inclusions and mineralogy. Dissertation (Ms. SC), Oslo University, p. 244.
- Heilbron, M.; Duarte, B. P.; Valeriano, C. M.; Simonetti, A.; Machado, N.; Nogueira, J. R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt Neoproterozoic, SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research* 178, 136-148.
- Heilbron, M.; Cordani, U. G.; Alkmim F. F., 2017. The São Francisco Craton and Its Margins. In: Heilbron, M.; Cordani, U.; Alkmim, F. (eds). *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer, Cham, pp. 3-13.
- Lana, C.; Alkmim, F. F.; Armstrong, R.; Scholz, R.; Romano, R.; Nalini Jr., H. A., 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of Quadrilátero Ferrífero province, Southeast Brazil. *Precambrian Research* 231, 157–173.
- Li, G.; Peacor, D. R.; Essene, E. J., 1998. The Formation of Sulfides During Alteration of Biotite to Chlorite-Corrensite. *Clays and Clay Minerals* 46, p. 649-657.
- Lobato, L. M.; Costa, M. A.; Hagemann S. G.; Martins R., 2016. Ouro no Brasil: Principais depósitos, produção e perspectivas. In: Melfi A.J., Misi A., Campos D.A., Cordani U.G. (orgs.). *Recursos Minerais no Brasil: problemas e desafios*. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro. p. 46-59.
- Moreira, H.; Storey, C.; Fowler, M.; Seixas, L.; Dunlop, J., 2020. Petrogenetic processes at the tipping point of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth's last TTG to sanukitoid transition. *Earth Planetary Science Letters* 551, 116558.
- Neumayr, P.; Hagemann, S. G., 2002. Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac Tectonic Zone, Abitibi Greenstone Belt, Canada: Relationship to Auriferous Fluids in Adjacent Second- and Third-Order Shear Zones. *Economic Geology* 97, pp. 1203-1225.
- Parneix J. C.; Beaufort, D.; Dudoignon, P.; Meunier, A., 1985. Biotite Chloritization Process in Hydrothermally Altered Granites. *Chemical Geology* 51, p. 89-101.
- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, p. 956-983.
- Pestilho, A. L. S.; Monteiro, L.V. S., 2017. Uma revisão dos fundamentos do estudo de inclusões fluidas aquosas e de petróleo. *Terrae Didatica* 13, p. 71-92.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Sciences, Berlin, 1250 pp.
- Pires, G. L. C.; Renac, C.; Bongioiolo, E. M.; Neumann, R.; Barats, A., 2019. P–T–X conditions on the genesis of orogenic Au (As, Bi, Ag) deposit in metasedimentary rocks of the Buracão Area, Araí Group, Brasília Fold Belt, Brazil. *Ore Geology Reviews* 105, p. 163-182.

- Ribeiro, A.; Trouw, R. A. J.; Andreis, R. R.; Paciullo, F. V. P.; Valença, J. G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 25, p. 235-248.
- Ribeiro, A. et al. Geologia da folha São João Del Rei. In: Projeto Sul de Minas Gerais-Etapa I (COMIG-UFGM-UFRJ-UERJ), relatório final. Geologia e Recursos Minerais do sudeste Mineiro. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais, 2003.
- Ribeiro, A.; Ávila, C. A.; Valença, J. G.; Paciullo, F.V. P.; Trouw, R. A. J. 2003. Geologia da Folha São João del Rei (1:100.000). In: Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Trouw R.A.J., Heilbron M. (orgs.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFGM, UFRJ, UERJ), Relatório Final., Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas - COMIG 2, 521-659.
- Ribeiro, A.; Teixeira, W.; Dussin, I. A.; Ávila, C. A.; Nascimento, D., 2013. U-Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: new evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gondwana Research* 24, p. 713-726.
- Reed, M. H., 1997. Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. In: Barnes, H. L. (ed). *Geochemistry of ore deposits*. 3rd ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 303-365.
- Robb, L. (ed.), 2005. Introduction on ore-forming processes. Blackwell Science, Malden, pp. 386.
- Roedder, E., 1981. Problems in the use of fluid inclusions to investigate fluid-rock interaction in igneous and metamorphic processes. *Fortschr. Mineral* 59, pp. 267-302.
- Roedder, E.; Bodnar, R. J., 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Barnes, H. L. (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 657-697.
- Romano, R.; Lana, C.; Alkmim, F.F., 2013. Stabilization of the Southern São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived and episodic period of potassic magmatism. *Precambrian Research* 224, 143–159.
- Seixas, L. A. R.; David, J.; Stevenson, R., 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal Evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research* 196-197, p. 61–80.
- Simon, M. B.; Bongiolo, E. M.; Ávila, C. A.; Oliveira, E. P.; Teixeira, W.; Stohler, R. C.; Soares de Oliveira, F. V., 2018. Neoproterozoic reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. *Precambrian Res.* 314, 353–376.
- Skinner B. J., 1997. Hydrothermal Mineral Deposits: What We Do and Don't Know. In: H.L. Barnes (ed.). *Geochemistry of ore deposits*. 3rd edition. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 1-29.
- Streckeisen, A., 1976. Classification of common Igneous Rocks by mean of their Chemical composition. A provisional attempt. In: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, vol. 1, pp. 1–15.
- Teixeira, W.; Ávila, C. A.; Dussin, I. A.; Correa Neto, A.V.; Bongiolo, E. M.; Santos, J. O.; Barbosa, N., 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian. Recherche* 256, 148–169.
- Teixeira, W.; Ávila, C. A.; Dussin, I. A.; Bongiolo, E., 2021. U-Pb provenance fingerprints of metavolcanic-sedimentary successions of the Mineiro belt: Proxies for the continuity of plate tectonics through the Paleoproterozoic, *Geoscience Frontiers*, 101293.
- Toledo, C. L. B., 2002. Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG. PhD Thesis, IG-UNICAMP, Campinas, 307 p.
- Tomkins, A. G., 2013. On the source of orogenic gold. *Geology* 41, p.1255–1256.
- Trouw, R. A.; Peternel, R.; Ribeiro, A.; Heilbron, M.; Vinagre, R.; Duffles, P.; Trouw, C. C.; Fontainha, M. V.; Kussama, H. H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57.
- Vasconcelos, F. F.; Ávila, C. A.; Neumann, R.; Teixeira, W.; Bongiolo, E. M.; Barbosa, N.; Camara, B. O.; Menezes, V. H. R.; Cunha, F. C. M., 2017. Ortognaisse Morro do Resende: mineralogia, petrografia, geoquímica e geocronologia. *Geologia USP. Série Científica* 17, p. 143-164.