



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ISIS MAYARA GOMES DA SILVA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, AEROGEOFÍSICOS E DE
ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA NA DEFINIÇÃO DE VETORES
EXPLORATÓRIOS PARA O DEPÓSITO DE OURO SÃO FRANCISCO, FAIXA
SERIDÓ - RN**

Recife

2020

ISIS MAYARA GOMES DA SILVA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, AEROGEOFÍSICOS E DE
ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA NA DEFINIÇÃO DE VETORES
EXPLORATÓRIOS PARA O DEPÓSITO DE OURO SÃO FRANCISCO, FAIXA
SERIDÓ - RN**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. João Aduino de Souza Neto.

Coorientadora: Prof^ª. Dr^ª. Thais Andressa Carrino.

Recife

2020

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

S586i Silva, Isis Mayara Gomes da
Integração de dados geológicos, aerogeofísicos e de espectroscopia de refletância na definição de vetores exploratórios para o depósito de ouro São Francisco, Faixa Seridó - RN / Isis Mayara Gomes da Silva – Recife, 2020.
93 f.: figs.

Orientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.
Coorientadora: Profa. Dra. Thais Andressa Carrino.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2020.
Inclui referências.

1. Geociências. 2. Alteração hidrotermal. 3. Depósito Au do tipo *lode*. 4. Muscovita. 5. Espectroscopia de refletância. 6. Jarosita. I. Souza Neto, João Adauto de (Orientador). II. Carrino, Thais Andressa (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG / 2021 - 137

ISIS MAYARA GOMES DA SILVA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, AEROGEOFÍSICOS E DE
ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA NA DEFINIÇÃO DE VETORES
EXPLORATÓRIOS PARA O DEPÓSITO DE OURO SÃO FRANCISCO, FAIXA
SERIDÓ - RN**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências.

Aprovada em: 25 / 09 / 2020.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. João Aduino de Souza Neto (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Dra. Rosa Elvira Correa Pabón (Examinadora Externa)
Instituto Tecnológico Vale

AGRADECIMENTOS

Agradeço esta conquista, inicialmente, à minha mãe Maria do Carmo que sempre me apoiou em todos os momentos da minha vida, me encorajando, me guiando nas melhores escolhas a serem tomadas e acreditando sempre em mim.

Agradeço ao meu pai José Vicente que sempre me deu apoio e acreditou em mim.

Agradeço à minha irmã Izabela que me ajudou em diversos momentos, além de sempre estar ao meu lado, me dando conselhos e força para continuar.

Agradeço ao meu orientador João Aduino, pelo apoio, incentivo, discussões e todo o aprendizado que obtive nesse período de tempo que trabalhamos juntos.

Agradeço à minha coorientadora Thais Carrino, por toda a sua contribuição nesta dissertação e ensinamentos passados ao longo desse período.

Agradeço a Chico, por todo apoio, incentivo e compreensão.

Agradeço às minhas amigas Lília, Kátia e Mayara e aos meus amigos Will e João Carlos, por todo apoio, conversas, risadas e momentos compartilhados nessa trajetória.

Agradeço a Acauã pelo auxílio no trabalho de campo bem como nas descrições de amostras e lâminas.

Agradeço à empresa *Big River Gold* pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa na mina São Francisco e pelo apoio financeiro durante a estadia do trabalho de campo.

Agradeço à Geóloga Jucieny Barros e ao Geólogo Nirlando Viana, pela atenção e disponibilidade.

Agradeço ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho pelo acesso ao Laboratório de Espectroscopia de Reflexão do Instituto de Geociências da UNICAMP, e à Dra. Rebecca Scafutto pelo auxílio nas medições de refletância.

Agradeço ao Laboratório de Inclusões Fluidas e Microscopia de Minérios (LIFME) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) pela utilização dos microscópios.

Agradeço à CAPES pela bolsa de estudo e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC) da UFPE.

Por um mundo onde sejamos socialmente iguais, humanamente diferentes e totalmente livres.

Rosa Luxemburgo

Não estamos perdidos. Pelo contrário, venceremos se não tivermos desaprendido a aprender.

Rosa Luxemburgo

RESUMO

O depósito São Francisco (ouro do tipo *lode*), localizado no município de Currais Novos (RN), pertence à Faixa de dobramentos Seridó, inserida na Província Borborema, e que corresponde um cinturão de cisalhamento transcorrente que agrupa rochas supracrustais neoproterozoicas do Grupo Seridó. Essa região constitui parte da Província metalogênica do Seridó decorrente, principalmente, da presença de *skarns* (e.g. W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu), pegmatitos mineralizados (Nb-Ta, Be, gemas) e depósitos de ouro do tipo *lode*. Esta pesquisa teve como objetivos a integração de dados geológicos, aerogeofísicos e de espectroscopia de refletância visando a caracterização mineralógica e de alteração hidrotermal do depósito São Francisco, buscando a setorização de áreas potenciais para prospecção de ouro. Dados aerogeofísicos regionais revelam altos valores magnéticos e altos valores de K que delimitam a área do depósito e também prováveis setores com a ocorrência de alteração hidrotermal. Dados petrográficos e espectrais de rochas superficiais e testemunhos de sondagem permitiram a identificação da mineralogia hidrotermal. A alteração hidrotermal formadora do depósito está associada, principalmente, à geração de muscovita e à alteração sericítica nos micaxistos da Formação Seridó. Minerais de alteração hidrotermal como calcita, clorita e epidoto ocorrem em menores proporções. A muscovita hidrotermal está associada a sulfetos como pirrotita e arsenopirita, e a paragênese do minério é caracterizada por ouro+pirrotita+pirita±ilmenita±calcopirita±arsenopirita±galena. A ocorrência de micaxistos alterados, com predomínio de muscovita e/ou sillimanita, e zonas marcadas por veios de quartzo sulfetados, apresenta correlação positiva com maiores teores de ouro e com uma feição de absorção bem definida em 2200 nm (Al-OH), diagnóstica da muscovita/sericita, em rochas de testemunhos de sondagem. Veios de quartzo sulfetados aflorantes apresentam feições de absorção diagnósticas, sobretudo, de jarosita (~430 nm - Fe³⁺; 1470, 1848 e 2264 nm - OH⁻; 2394 nm - S-O), um sulfato (KFe₃(SO₄)₂(OH)₆) derivado da oxidação de sulfetos. A associação de muscovita com a paragênese mineral sulfetada em subsuperfície, bem como da jarosita, principalmente, em veios de quartzo sulfetados em superfície definem, respectivamente, zonas de alteração hidrotermal (T~200-574°C) e supergênica (T<50°C). Esses minerais-guia, que podem ser fácil e rapidamente identificados através da espectroscopia de refletância, caracterizam potenciais zonas mineralizadas em ouro e, portanto, podem ser utilizados como vetores exploratórios para o depósito São Francisco.

Palavras-chave: Alteração hidrotermal. Depósito Au do tipo *lode*. Muscovita. Espectroscopia de refletância. Jarosita.

ABSTRACT

The São Francisco deposit (lode gold deposit) is located in the municipality of Currais Novos (RN), belonging to the Seridó fold belt, inserted in the Borborema Province, which corresponds to a shear belt marked by supracrustal rocks from the Seridó Group (Neoproterozoic). This region is located in the Seridó metallogenetic Province, characterized by skarns (*e.g.* W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu), mineralized pegmatites (Nb-Ta, Be, gems) and lode gold deposits. This research aimed to integrate geological, airborne geophysical and reflectance spectroscopy data, allowing the mineralogical and hydrothermal alteration characterization of the São Francisco deposit, seeking the sectorization of potential areas for gold prospect. Regional airborne geophysics reveals a high magnetic response and a high value of K that delimit the deposit area and probable sectors with the occurrence of hydrothermal alteration. Petrographic and reflectance spectral data of surficial rocks and drill cores allowed the identification of the hydrothermal mineralogy. The deposit-forming hydrothermal alteration is mainly associated with the generation of muscovite and sericitic alteration in the mica schists of the Seridó Formation. Hydrothermal alteration minerals, such as calcite, chlorite and epidote occur in smaller proportions. The hydrothermal muscovite is associated with sulfides, such as pyrrhotite and arsenopyrite, and the ore paragenesis is characterized by gold+pyrrhotite+pyrite±ilmenite±chalcopyrite±arsenopyrite±galena. The occurrence of altered mica schists, with predominance of muscovite and/or sillimanite, and sulfide-rich quartz veins, show a positive correlation with a high gold content and a well-defined absorption feature at 2200 nm (Al-OH bond), diagnostic of muscovite/sericite, in drill core rocks. Sulfide-rich quartz veins on the surface show diagnostic absorption features of jarosite (~430 nm - Fe³⁺; 1470, 1848 and 2264 nm - OH⁻ bonds; 2394 nm - S-O bond), a sulfate (KFe₃(SO₄)₂(OH)₆) derived from the oxidation of sulfide minerals. The association of muscovite with the mineral paragenesis of sulfides in subsurface, as well as jarosite mainly in sulfide-rich quartz veins in surface, define, respectively, hydrothermal (T~200-574°C) and supergene (T<50°C) alteration zones. These guide minerals, easily and quickly identified by reflectance spectroscopy, characterize potential gold mineralized zones and, therefore, can be used as exploration vectors for the São Francisco deposit.

Keywords: Hydrothermal alteration. Lode gold deposit. Muscovite. Reflectance spectroscopy. Jarosite.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa simplificado da Província Borborema	15
Figura 2 –	Mapa de localização do depósito São Francisco	17
Figura 3 –	Mapa simplificado dos domínios tectônicos da Província Borborema (A) e mapa geológico regional da Faixa Seridó (B)..	25
Figura 4 –	Mapas aeromagnéticos de parte da região da Faixa Seridó, com destaque à área do depósito São Francisco (retângulo vermelho)	35
Figura 5 –	Mapas aeromagnéticos (A, B, C) e geológico (D) da área do depósito São Francisco	36
Figura 6 –	Mapas aerogamaespectrométricos de eTh (A), K (B) e da razão eTh/K (C) da área do depósito São Francisco	38
Figura 7 –	Seção esquemática dos testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 (em vermelho)	40
Figura 8 –	Seção esquemática do testemunho de sondagem 525-01	41
Figura 9 –	Seção esquemática do testemunho de sondagem CRDD-132.....	42
Figura 10 –	Granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto com detalhe de cristais de granada (A), estaurólita (B), cordierita (C) e sillimanita (D). (E, F, G, H) Fotomicrografias (luz transmitida) de granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita exibindo texturas lepidoblástica, porfiroblástica e poiquiloblástica. (I, J) Fotomicrografias (luz transmitida) de porfiroclasto de quartzo deformado	45
Figura 11 –	Granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita com veios de quartzo deformados (A), sulfetos disseminados e veio de quartzo sulfetado, com granada (B). (C) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo boudinado. (D, E) Fotomicrografias (luz refletida) de sulfetos em veios de quartzo. (F, G, H) Fotomicrografias (luz transmitida) de granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita. (I) Fotomicrografia (luz transmitida) exibindo sericitização pervasiva em xisto. Exemplos de Sericitização pervasiva (J), cloritização (K) e microfraturas preenchidas por calcita	

	(indicadas pelas setas amarelas) (L) em xistos	49
Figura 12 –	Muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±sillimanita ±granada (A). (B) Fotomicrografia (luz transmitida) de micaxisto exibindo texturas porfiroblástica e lepidoblástica. (C) Veio de quartzo sulfetado. (D) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo. (E) Fotomicrografia (luz transmitida) de sulfetos disseminados no micaxisto. (F, G, H, I) Fotomicrografias (luz refletida) de sulfetos preenchendo interstícios dos cristais de quartzo, em veios de quartzo	53
Figura 13 –	Fotomicrografias (luz refletida) de cristais de pirita, com calcopirita intersticial tardia (A) e intercrescimento de galena e calcopirita (B). (C) Fotomicrografia (luz transmitida) de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto. (D) Fotomicrografia (luz refletida) exibindo associação entre sillimanita (fibrolita) e cristais de ilmenita, pirrotita e calcopirita. (E) Fotomicrografia (luz refletida) exibindo associação entre sillimanita (fibrolita), ilmenita e arsenopirita. (F) Aglomerados de muscovita em micaxisto	54
Figura 14 –	Fotomicrografias (luz transmitida) de muscovita-plagioclásio- biotita-quartzo xisto ±sillimanita ±granada (A, B, C, D)	55
Figura 15 –	Aspectos mineralógicos e texturais em muscovita-sillimanita- plagioclásio-biotita-quartzo xisto. (A) Cristais de sillimanita disseminados (indicados pelas setas amarelas). (B, C, D) Fotomicrografias (luz transmitida) de porfiroblastos de sillimanita (fibrolita) e sillimanita prismática. (E) Veio de quartzo com pirrotita intersticial. (F) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo com pirrotita intersticial. (G) Fotomicrografia (luz transmitida) de cristais de pirrotita disseminados em micaxisto. (H) Fotomicrografia (luz refletida) de intercrescimento de cristais de pirrotita e calcopirita, com pirita subidioblástica secundária. (I) Pirrotita e ouro disseminados em micaxisto. (J, K) Fotomicrografias (luz refletida) de ouro e	

	sulfetos em micaxisto. (L) Ouro e pirrotita em veio de quartzo	58
Figura 16 –	Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto exibindo ripas milimétricas de muscovita (A) e aglomerados de cristais de muscovita (B) (indicados pelas setas amarelas). (C, D, E) Fotomicrografias (luz transmitida) de Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto. (F) Fotomicrografia (luz refletida) de detalhe de pirrotita associada à muscovita hidrotermal. (G) Fotomicrografia (luz transmitida) de microfratura, transversal à foliação do xisto, preenchida por calcita. (H) Microfraturas transversais à foliação do xisto e preenchidas por clorita e calcita, e sericita. (I) Fotomicrografia (luz transmitida) de cristais de pirrotita associados a epidoto, em veio de quartzo	60
Figura 17 –	Exemplos de espectros empilhados de micaxistos da Formação Seridó, representativos dos testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 (A), e detalhe de feições de absorção diagnósticas da granada (almandina) (B)	62
Figura 18 –	Espectros de refletância empilhados referentes a medidas de níveis sericitizados e cloritizados de amostras do testemunho de sondagem CRDD-132	63
Figura 19 –	Exemplos de espectros de refletância empilhados de micaxistos alterados e hospedeiros de veios de quartzo, mostrando a presença de muscovita por meio da feição de absorção bem definida e centrada entre ~2197 e 2205 nm (Al-OH)	65
Figura 20 –	Seção esquemática do testemunho de sondagem 525-01, com teores de ouro (ppm) e profundidade de absorção em 2200 nm (Al-OH)	66
Figura 21 –	Seção esquemática do testemunho de sondagem CRDD-132, com teores de ouro (ppm) e profundidade de absorção em 2200 nm (Al-OH)	67
Figura 22 –	Afloramento de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto (A). (B) Fotomicrografia (luz transmitida) de muscovita-	

	plagioclásio-biotita-quartzo xisto com goethita e porfiroblasto de granada. (C) Nódulos de cristais de muscovita (indicados pelas setas amarelas) em micaxisto. (D) Ripas milimétricas de muscovita em micaxisto. Detalhe de veios de quartzo (indicados pelas setas amarelas), exibindo coloração amarelo-ocre, fortemente intemperizados (E) e boudinado (F). (G) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo exibindo jarosita nas bordas de cristal de pirita	69
Figura 23 –	(A) Espectro de refletância de micaxisto aflorante da Formação Seridó. (B) Espectro de refletância de material pulverulento, com coloração amarelo-ocre, derivado de veio de quartzo sulfetado, fortemente intemperizado. (C) Espectros de refletância empilhados da interface de veios de quartzo sulfetados e intemperrizados com micaxistos	71
Figura 24 –	Síntese paragenética do depósito de ouro São Francisco	74

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO	16
1.2	JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA.....	17
1.3	OBJETIVOS	18
1.4	METODOLOGIA	19
1.4.1	Levantamento bibliográfico.....	19
1.4.2	Dados aerogeofísicos e interpretação.....	20
1.4.3	Trabalho de campo e descrição de amostras.....	21
1.4.4	Análises espectrais e interpretação	22
1.4.5	Análises petrográficas	23
1.4.6	Integração de dados.....	23
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: PROVÍNCIA BORBOREMA	24
2.1	DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	25
2.1.1	Núcleo Arqueano e rochas do embasamento Paleoproterozoico.....	26
2.1.2	Faixa Seridó	27
2.1.3	Magmatismo Brasileiro/Ediacarano-Cambriano	28
2.1.4	Magmatismo meso-cenozoico e coberturas cenozoicas	29
3	GEOLOGIA LOCAL: O DEPÓSITO DE OURO SÃO FRANCISCO	30
4	AEROGEOFÍSICA	34
4.1	INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS.....	34
4.2	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS.....	37
5	CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, PETROGRÁFICA E ESPECTRAL DE ZONAS METAMÓRFICAS E DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	39
5.1	CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM	39
5.1.1	Granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±cordierita ±sillimanita	43
5.1.2	Muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±sillimanita ±granada	50
5.1.3	Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±granada	56
5.2	CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DE AMOSTRAS DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM	61

5.3	CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, PETROGRÁFICA E ESPECTRAL DE MICAXISTOS AFLORANTES E DA ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA	68
5.4	SÍNTESE DA SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO71	
6	DISCUSSÃO.....	75
6.1	CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL ...	75
6.2	VETORES EXPLORATÓRIOS GEOFÍSICOS E ESPECTRAIS.....	77
7	CONCLUSÃO	80
	REFERÊNCIAS.....	82

1 INTRODUÇÃO

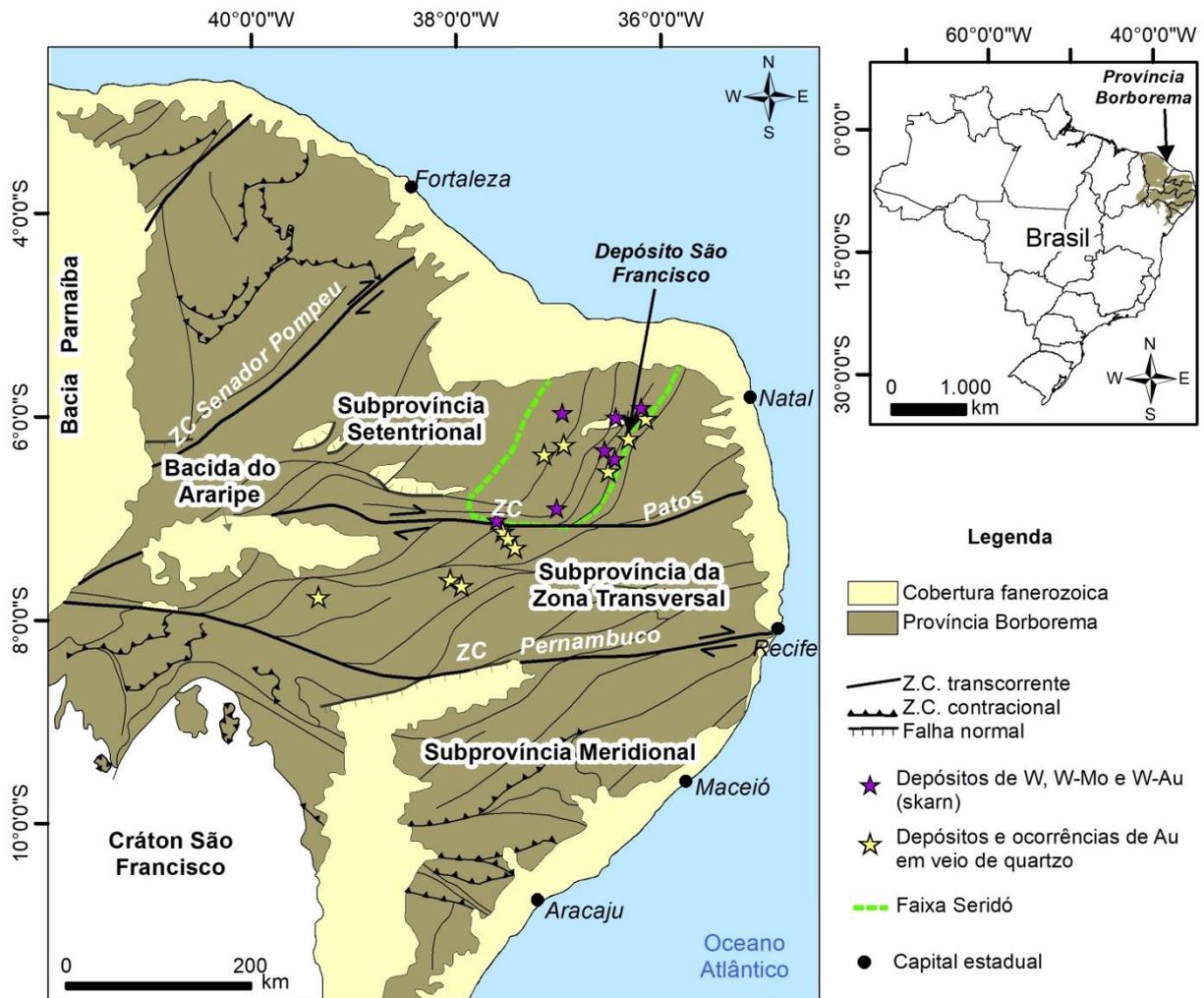
Importantes ocorrências minerais são encontradas no nordeste do Brasil, em especial, na região da Província Borborema que compreende a parte nordeste da Plataforma Sul-Americana. Nessa região destaca-se a Faixa Seridó que consiste em um cinturão Neoproterozoico, marcado por cisalhamento transcorrente, pertencente à Subprovíncia Setentrional da Província Borborema (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000) (Figura 1).

A Faixa Seridó é caracterizada por seu importante potencial econômico, visto a ocorrência de numerosos *skarns* de W, W-Mo e polimetálico (*e.g.* Au-Bi-Te-Mo-W; SOUZA NETO *et al.*, 2008), de pegmatitos mineralizados (*e.g.* Sn, Be, Ta, Nb, Li, ETR; SANTOS *et al.*, 2014), e de depósitos de ouro do tipo orogênico (COUTINHO, 1994; COUTINHO; ALDERTON, 1995, 1998; LUIZ-SILVA, 1995, 2000), como é o caso do depósito São Francisco, objeto de estudo desta dissertação (Figura 1).

A denominação depósito de ouro orogênico ou do tipo *lode* foi proposta por Groves *et al.* (1998) para classificar os depósitos denominados de mesotermiais (LINDGREN, 1933) e de natureza epigenética, marcados por sistema de veios de quartzo com ouro, encontrados em terrenos metamórficos controlados estruturalmente (KERRICH, 1993). Para Groves *et al.* (1998), esse tipo de depósito é formado durante processos de deformação compressional a transpressional, relacionados a orógenos acrescionários ou colisionais. De acordo com a profundidade do depósito, os mesmos podem ser subdivididos em epizonal (< 6 km), mesozonal (6-12 km) e hipozonal (>12 km) e suas temperaturas correspondem, respectivamente, a 150-300°C, 300-475°C e >475°C.

Os depósitos do tipo *lode* são reconhecidos mundialmente e compreendem mineralizações de ouro associadas a zonas de cisalhamento (HODGSON, 1989) que, em sua maioria, estão relacionadas com terrenos metamórficos de baixo grau, na fácies sub-xisto verde, sendo também encontrados depósitos de médio grau (fácies anfíbolito) a alto grau metamórfico (fácies granulito) (McCUAIG; KERRICH, 1998; GROVES, 2003). Embora esses depósitos ocorram numa ampla faixa de idade, desde o Arqueano até o Cenozoico, os primeiros são os mais expressivos, com elevados teores de ouro (GOLDFARB; GROVES; GARDOLL, 2001).

Figura 1 - Mapa simplificado da Província Borborema.



Fonte: Modificado de SOUZA NETO *et al.*, (2008) e SANTOS *et al.*, (2014).

Nota: Observar indicação das subprovíncias Meridional, da Zona Transversal e Setentrional, onde se localiza a Faixa Seridó e importantes depósitos skarníferos de W, W-Mo, W-Au e de Au tipo orogênico, dentre os quais, o depósito São Francisco. ZC: zona de cisalhamento.

Segundo Goldfarb, Groves e Gardoll (2001), os depósitos de ouro orogênico normalmente consistem de veios de quartzo, com carbonato subordinado, e mostram evidências para a formação de fluidos a pressões supralitostáticas. Estes fluidos hidrotermais circulam ao longo de estruturas geológicas principais (*e.g.* falhas e/ou zonas de cisalhamento) e migram através das estruturas de segunda e terceira ordem, condicionando a precipitação dos fluidos mineralizantes e consequente formação do ouro nelas (ARAÚJO *et al.*, 2001). Portanto, os depósitos de ouro orogênico são controlados estruturalmente, sendo as estruturas geológicas um conduto para a precipitação do minério.

Os processos de alteração hidrotermal estão relacionados com a interação fluido-rocha encaixante, a qual envolve a formação de novas assembleias minerais. De acordo com Groves *et al.* (1998), os depósitos orogênicos são caracterizados por sistemas de veios dominados por quartzo, sulfetos, principalmente de Fe, e carbonatos. Minerais como albita, mica branca ou fuchsitita, clorita, scheelita e turmalina constituem os principais minerais de ganga nos veios de quartzo, que ocorrem em rochas hospedeiras na fácies xisto-verde.

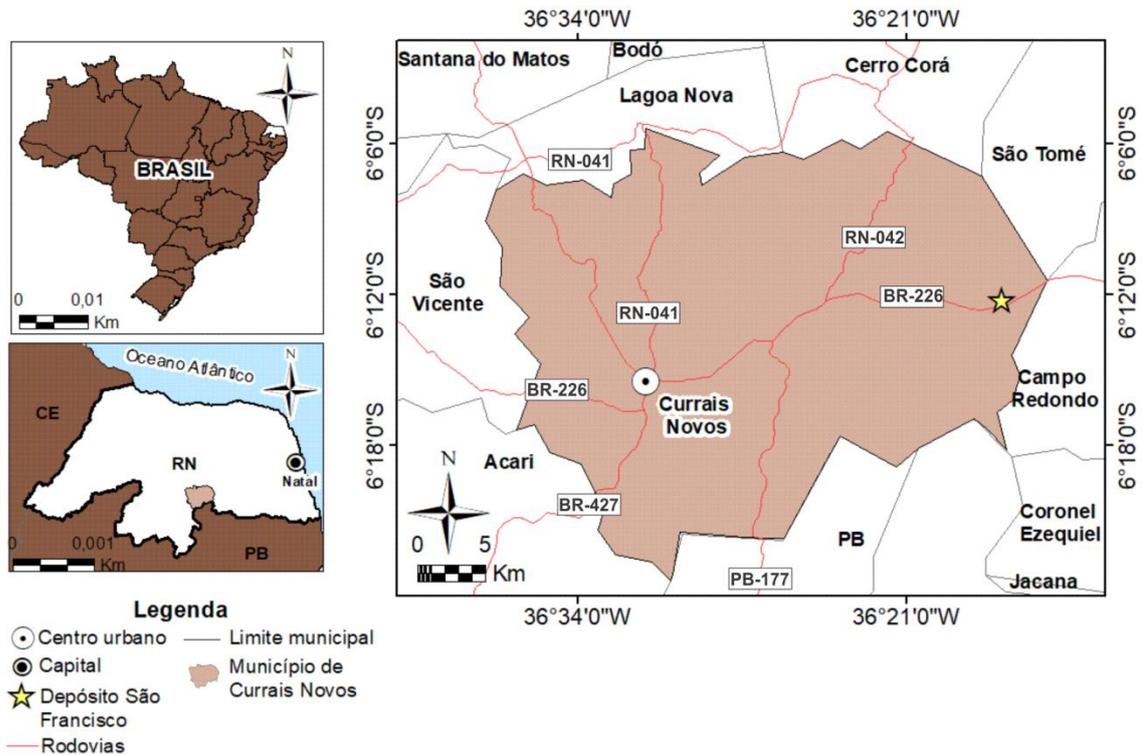
O entendimento de processos de alteração hidrotermal tem um papel fundamental, pois fornece informações que podem ser usadas como guias de prospecção a partir do estudo de tipos de zoneamentos e halos de alteração distal à proximal que são típicos a cada depósito (ZHU; AN; TAN, 2011). Neste contexto, estudos baseados na integração de dados geoquímicos, geofísicos e de espectroscopia de refletância aparecem como métodos cada vez mais usuais no que tange a caracterização de zoneamentos de alteração hidrotermal e de minerais-minérios, favorecendo o melhor conhecimento da geologia e gênese de depósitos e facilitando o direcionamento das atividades de prospecção metalífera (*e.g.* CHANG *et al.*, 2011; TAPPERT *et al.*, 2011; ZOHEIR; ABDEL-FATTAH; ELALFY, 2013; JHA; SINGH; VENKATESH, 2015; HAMISI *et al.*, 2017; LAMPINEN *et al.*, 2019; NALETO *et al.*, 2019; ROSS *et al.*, 2019).

1.1 LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO

O depósito de ouro São Francisco está situado 30 km a nordeste do município Currais Novos, no estado do Rio Grande do Norte, na margem da rodovia BR-226 (Figura 2). As ocorrências de ouro na área deste depósito são conhecidas desde 1940 pelas atividades garimpeiras. Em 1977, a empresa de mineração Itapebira Mármore e Granitos Ltda. iniciou trabalhos de exploração na área. Nas décadas de 1980 e 1990, a área foi alvo de exploração pela Companhia de Mineração e Participações (CMP), através de sua subsidiária Mineração Xapetuba Ltda., e também pela MGP Mineração e Agropecuária Ltda.

Recentemente, a mina São Francisco faz parte do Projeto Borborema da empresa australiana *Big River Gold*, antiga *Crusader Resources*. Estudos mais detalhados vêm sendo realizados desde 2009, quando a área foi adquirida pela Cascar Brasil Mineração Ltda., uma subsidiária da *Big River Gold*. De acordo com estes estudos, estima-se, por ano, uma extração de 2 milhões de toneladas de minério bruto e a produção inicial de 1,8 a 2,1 toneladas de ouro a cada ano, com previsão de exploração para os próximos doze anos (GOMES; ANDRADE, 2019).

Figura 2 - Mapa de localização do depósito São Francisco.



Fonte: A autora (2020).

1.2 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA

O depósito São Francisco está situado numa região de elevado potencial metalogenético e a compreensão da sua gênese, com especial ênfase no detalhamento do zoneamento hidrotermal e de minerais-minério é fundamental para o entendimento geológico e metalogenético deste setor da Faixa Seridó.

A aplicação de métodos multifonte, caso do sensoriamento remoto e/ou aerogeofísica, integrados com dados de campo, petrográficos e geoquímicos, vem contribuindo positivamente para a definição e detalhamento de halos de alteração e do arcabouço estrutural de diversos depósitos de ouro orogênico. Estudos baseados em imageamento hiperespectral e, principalmente, relacionados com o uso sistemático da técnica de espectroscopia de refletância, provêm uma rápida identificação de minerais de ganga e a setorização de zoneamentos proximais (minério), resultando na geração de assinaturas espectrais de minerais guias na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas (350-2.500 nm) que são estratégicas para a prospecção metálfera.

Exemplos do sucesso do uso destas tecnologias espectrais são observados nos casos da prospecção de ouro orogênico no maciço de Tróia (Ceará) por Naletto *et al.* (2019), e em vários depósitos orogênicos localizados no oeste da Austrália (CUDAHY; YANG; SCOTT, 1996; CUDAHY, 1997; RESTON; CUDAHY, 1997), cujos resultados revelam variações nas respostas espectrais remetidas às variações composicionais de micas e/ou cloritas, a depender da proximidade do minério de ouro. Outro exemplo da utilização da técnica de espectroscopia de refletância, integrada com dados geológicos, petrográficos e geoquímicos, é observado no depósito de *skarns* com ouro da Faixa Seridó (MESQUITA; CARRINO; SOUZA NETO, 2019). Os resultados espectrais permitem o fácil reconhecimento de prehnita, a qual está associada com a mineralização do ouro.

Em contrapartida, o emprego de métodos geofísicos, comumente a magnetometria e a gamaespectrometria, também contribui para a caracterização de ambientes mineralizados e controlados estruturalmente. Trabalhos têm mostrado que a partir de assinaturas gamaespectrométricas é possível realçar os locais mais propícios à presença de concentrações de ouro, a exemplo do enriquecimento de radioelementos como K e U (DICKSON; SCOTT, 1997; QUADROS *et al.*, 2003), enquanto que tramas estruturais condicionadoras de mineralizações podem ser realçadas a partir da variação de respostas magnéticas (AIRO, 2002; AIRO; MERTANEN, 2008; PEREIRA; SANTOS; CARRINO, 2019).

Diante deste contexto, a integração de técnicas espectroscópicas (como a espectroscopia de refletância) com dados aerogeofísicos pode auxiliar a caracterização regional e local de zonas de alteração hidrotermal do ouro orogênico do depósito São Francisco, aliado a estudos geológicos balizadores (*e.g.* aspectos geológicos de campo, descrição de testemunhos de sondagem, petrografia), a fim da caracterização de minerais de ganga e minerais-minério, além da reconstrução da história hidrotermal evolutiva. Desta forma, é possível estabelecer novas abordagens metodológicas para a rápida setorização hidrotermal do depósito São Francisco que, posteriormente, possam também ser estendidas a outras regiões da Faixa Seridó ou outros sítios mundiais com contextualização geológica e metalogenética similar.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral da dissertação compreende a caracterização mineralógica e de alteração hidrotermal do depósito de ouro São Francisco, a partir da integração de dados geológicos, aerogeofísicos e de espectroscopia de refletância, buscando a setorização de áreas para prospecção de ouro no depósito. Como objetivos específicos, têm-se:

- a) caracterizar o contexto estrutural da região de estudo, via o uso de dados aeromagnetométricos, e analisar possíveis respostas de anomalias aerogamaespectrométricas relacionadas com rochas alteradas;
- b) caracterizar petrográfica e espectralmente as zonas de alteração hidrotermal, a fim de se produzir uma biblioteca espectral mineral de referência para este tipo de depósito;
- c) integrar dados de campo, de testemunhos de sondagem, petrográficos, aerogeofísicos, espectrais e geoquímicos de Au a fim de setorizar áreas potenciais à ocorrência de ouro na região do depósito.

1.4 METODOLOGIA

O material e os métodos utilizados no desenvolvimento desta pesquisa consistiram em: i) levantamento bibliográfico, ii) processamento e interpretação de dados aerogeofísicos, iii) trabalho de campo e descrição de amostras, iv) análises de espectroscopia de refletância e interpretação, v) análises petrográficas e vi) integração dos dados. A sequência de execução da metodologia encontra-se detalhada abaixo.

1.4.1 Levantamento bibliográfico

A primeira etapa da pesquisa consistiu no levantamento bibliográfico relacionado ao contexto geológico da área de estudo, das características e gênese de depósitos de ouro orogênico, além dos métodos empregados para caracterização mineralógica e hidrotermal e setorização de depósitos de ouro. Também foram utilizadas cartas geológicas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na escala 1:100.000, correspondentes às folhas Lajes (COSTA; DANTAS, 2014) e Santa Cruz (OLIVEIRA; CUNHA, 2014), as quais serviram de base cartográfica para as subseqüentes interpretações das imagens aerogeofísicas na escala 1:100.000.

1.4.1.1 Aerogeofísica

Os métodos geofísicos empregados foram o magnético e gamaespectrométrico aéreos. O primeiro método fundamenta-se na medição da susceptibilidade magnética das rochas, favorecendo a visualização de contraste magnético entre corpos geológicos e sua rocha

encaixante, além de poder realçar estruturas geológicas. As respostas de susceptibilidade magnética dependem da quantidade, composição e distribuição de minerais magnéticos terrestres nas rochas, sendo que alvos marcados por alta susceptibilidade magnética são compostos por minerais ferromagnéticos, tais como pirrotita, titanomagnetita e magnetita (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

O segundo método consiste na detecção da radiação gama emitida pela desintegração natural de radioelementos (^{238}U , ^{40}K e ^{232}Th) presentes em rochas e minerais, sendo um método de investigação raso, cujas respostas advém de cerca de 30-45 cm de profundidade (DICKSON; SCOTT, 1997). A faixa de energia para os radioelementos K, U e Th são, respectivamente, 1.37-1.57 MeV, 1.66-1.86 MeV e 2.41-2.81 MeV, e a abundância crustal média para o K, U e Th são, respectivamente, de 2-2,5%, 2-3 ppm e 8-12 ppm (IAEA, 2003).

1.4.1.2 Espectroscopia de refletância

A espectroscopia de refletância é uma técnica baseada na aquisição de energia eletromagnética refletida de alvos superficiais, tornando possível sua utilização para definir a composição química de alvos. Análises composicionais são feitas usando-se as faixas do visível (350-750 nm), infravermelho próximo (750-1.000 nm) e infravermelho de ondas curtas (1.000 - 2.500 nm). Os processos envolvidos entre a interação da energia eletromagnética com os minerais formadores de rochas e solos compreendem a transição eletrônica e a vibração molecular (HUNT, 1977; CLARK, 1999).

O processo de transição eletrônica consiste na excitação dos elétrons, onde feições espectrais de absorção são geradas no espectro do comprimento de onda do visível ao infravermelho próximo. Estas feições são produzidas por metais de transição (*e.g.* Fe, Cu, Mn). O processo de vibração molecular envolve a absorção da energia incidente por determinadas moléculas, em geral hidroxila, metal-hidroxila, C-O, S-O, fato que gera a excitação e vibração delas. As feições de absorção decorrentes deste processo ocorrem na faixa do infravermelho próximo ao infravermelho de ondas curtas (HUNT, 1977; CLARK 1999).

1.4.2 Dados aerogeofísicos e interpretação

Os dados aerogeofísicos usados são referentes ao Projeto Paraíba-Rio Grande do Norte, da CPRM, adquiridos entre os anos de 2009 e 2010. Os dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos são marcados por espaçamento das linhas de voo (N-S) e de controle

(E-W), respectivamente, de 0,5 e 10 km, e foram obtidos a uma altura de voo de 100 m. Os magnetômetros empregados foram o SCINTREX (modelo CS-3) e o GEOMETRICS (modelo G-822A), e os gamaespectrômetros utilizados foram o EXPLORANIUM (modelo GR-820) e o RS500 da *Radiation Solutions Inc.* (LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A E PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA., 2010).

Os dados aeromagnéticos foram cedidos previamente corrigidos e gridados, incluindo-se as etapas de correção de erro de paralaxe, remoção da variação magnética diurna, nivelamento e micronivelamento dos perfis e remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A E PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA., 2010), de forma a ressaltar as respostas magnéticas crustais, obtendo-se o campo magnético anômalo ou residual. A gridagem dos dados do campo magnético anômalo envolveu a aplicação do algoritmo bidirecional, com células de 125 m. Nesta pesquisa foram aplicadas transformações lineares do campo magnético anômalo, obtendo-se mapas da primeira derivada vertical, da amplitude do sinal analítico e da derivada *tilt*, que permitem o realce de estruturas e corpos magnéticos.

Os dados aerogamaespectrométricos foram cedidos já corrigidos com relação à correção do tempo morto, correção do erro de paralaxe, cálculo de altura efetiva do voo, remoção do *background* do radônio, correção do efeito *Compton* e correção altimétrica (LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A E PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA., 2010). Foram gerados *grids* dos canais de K e eTh (tório equivalente) a partir do uso do algoritmo mínima curvatura (BRIGGS, 1974), com células de 125 m, e também foi produzida a imagem da razão eTh/K. Todos os produtos foram analisados qualitativamente com o objetivo de avaliar respostas relacionadas ao *background* geológico e a possíveis concentrações elementares anômalas na região do depósito São Francisco. Todos os *grids* magnéticos e gamaespectrométricos foram gerados no aplicativo de *software* Oasis Montaj[®].

1.4.3 Trabalho de campo e descrição de amostras

O trabalho de campo foi realizado durante o período de dez dias (15 a 24 de fevereiro de 2019), com o objetivo do reconhecimento e descrição das unidades geológicas da área do depósito São Francisco e descrição de dois testemunhos de sondagem representativos (525-01 e CRDD-132). Para a descrição dos testemunhos de sondagem levou-se em consideração as variações mineralógicas, texturais, estruturais e magnéticas apresentadas pelas rochas.

Foram coletadas e catalogadas 23 amostras de rocha de afloramentos, 72 amostras de rocha do testemunho 525-01, com profundidade de 120,55 m e 89 amostras de rocha do testemunho de sondagem CRDD-132, com profundidade de 354,91 m. No total, foram coletadas 184 amostras. A coleta das amostras de rocha foi executada de forma a garantir uma amostragem representativa de veios de quartzo sulfetados, micaxistos com presença de sulfetos, micaxistos pouco a intensamente deformados e de zonas de alteração hidrotermal características.

Após a etapa de trabalho de campo, foi realizada a etapa de fotografia e descrições macroscópicas de todas as amostras de rocha coletadas, procurando-se descrever características mineralógicas, texturais, estruturais e de alteração das mesmas. O magnetismo presente nessas rochas também foi verificado com o auxílio de um ímã de mão.

1.4.4 Análises espectrais e interpretação

As análises de espectroscopia de refletância foram executadas no Laboratório de Espectroscopia de Reflexão do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), usando-se o espectrorradiômetro FieldSpec®4 *Standard Resolution*, que é marcado por 2151 canais na faixa de 350 a 2500 nm (MALVERN PANALYTICAL, 2019). Foi utilizada uma sonda de contato para a realização das medidas e placa de referência (*white reference*) da Spectralon® (Labsphere) para a calibração do instrumento. Estas análises foram realizadas nas 161 amostras coletadas dos dois testemunhos de sondagem e em sete amostras de rocha, veios sulfetados e material supergênico que foram coletadas na cava do depósito.

No presente estudo, as curvas de refletância foram analisadas qualitativamente no aplicativo de *software* ENVI®, entre o intervalo espectral de 350 a 2500 nm. A normalização destas curvas de refletância foi realizada por meio da técnica da remoção do contínuo (CLARK; ROUSH, 1984) que favorece o realce das feições de absorção.

Foi realizado o cálculo da profundidade de absorção em ~2200 nm ($AD_{2200} = 1 - \text{refletância}$), com a finalidade de identificar a maior concentração de muscovita e sericita nos testemunhos de sondagem. Esse cálculo procedeu-se com a remoção do contínuo de todos os espectros de refletância dos testemunhos de sondagem. Os valores de AD_{2200} foram correlacionados com os dados litológicos e de ouro dos testemunhos de sondagem.

1.4.5 Análises petrográficas

As análises petrográficas consistiram na caracterização microscópica de amostras de rocha alterada, veios sulfetados e rochas encaixantes, e foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas e Microscopia de Minérios (LIFME) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). A nomenclatura das rochas metamórficas foi baseada na classificação de Schmid *et al.* (2007) e as siglas dos minerais utilizadas basearam-se na lista de símbolos proposta por Kretz (1983) e Spear (1993).

Foram analisadas 15 seções polidas e 5 seções delgadas do testemunho de sondagem 525-01 e 19 seções polidas e 10 seções delgadas do testemunho de sondagem CRDD-132. Das amostras da cava da mina, foram analisadas 6 seções delgadas e 1 seção polida. No total, foram analisadas 56 seções. As seções delgadas em luz transmitida foram utilizadas para a identificação dos minerais constituintes das rochas, bem como seus aspectos estruturais, texturais e de alterações supergênicas e/ou hidrotermais. As análises de seções polidas (luz refletida) possibilitaram a identificação de sulfetos, ouro nativo e outros minerais opacos.

1.4.6 Integração de dados

A última etapa da pesquisa consistiu na integração de todos os dados obtidos. Teores de ouro (ppm) (método *Fire Assay*) dos testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 foram disponibilizados pela antiga empresa *Crusader Resources* (atual *Big River Gold*), na finalidade de integrá-los com os resultados de campo, petrográficos e de espectroscopia de refletância. As figuras referentes ao capítulo 5 encontram-se em inglês, tendo em vista a sua utilização em posterior publicação científica.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: PROVÍNCIA BORBOREMA

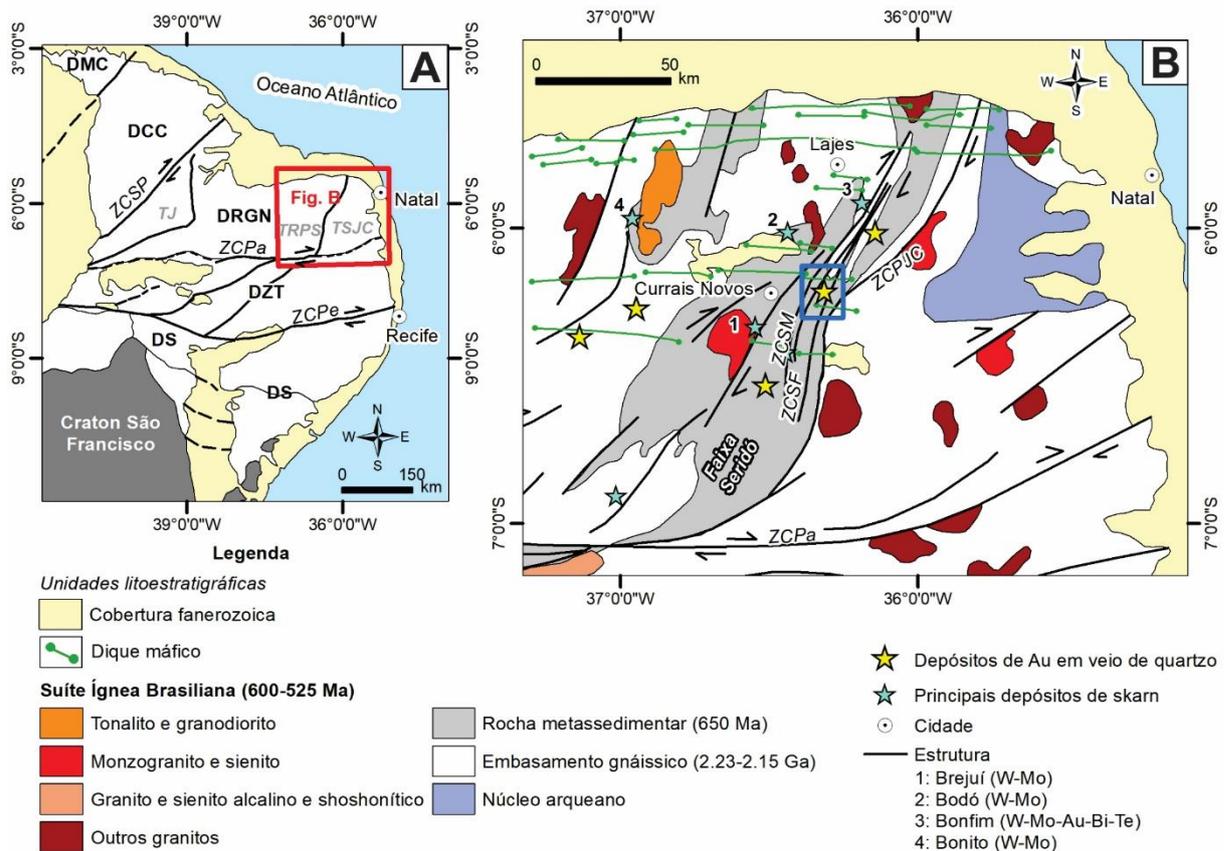
A Província Borborema, inicialmente proposta por Almeida *et al.* (1977), está situada na região nordeste do Brasil e compreende um cinturão de dobramentos afetados pelo Ciclo Brasileiro (ALMEIDA *et al.*, 1977, 1981; SANTOS *et al.*, 2014). Essa província abrange uma área de aproximadamente 450.000 km² (BRITO NEVES, 1975; SANTOS *et al.*, 2014) e está limitada a noroeste pelo Cráton São Luís, ao sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias sedimentares marginais. A formação do arcabouço tectônico da Província Borborema é definida por alguns autores como consequência da colagem neoproterozoica do Gondwana Ocidental, decorrente da convergência e colisão entre os crátons São-Luís-Oeste África e São Francisco-Congo, durante a Orogenia Brasileira-Panafricana (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; SANTOS, 1996; BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000).

O modelo de compartimentação tectônica da Província Borborema é amplamente discutido e já foram propostos alguns por diversos autores. Segundo o modelo tectônico acrescionário, proposto por Brito Neves e Cordani (1991), Jardim de Sá (1994) e Santos (1996), este considera que as principais zonas de cisalhamento representam limites de fragmentos continentais ou terrenos amalgamados durante a orogenia Pan Africana-Brasileira. Dentre as principais zonas de cisalhamento que dividem a Província Borborema em domínios estruturais, estão as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco (ALMEIDA *et al.*, 1981; JARDIM DE SÁ, 1994; VAN SCHMUS *et al.*, 2008). Estas zonas, de direção E-W, deformaram rochas do embasamento Arqueano e Paleoproterozoico, coberturas metassedimentares e granitoides neoproterozoicos numa cinemática dextral.

A Província Borborema pode ser dividida em três segmentos tectônicos separados por zonas de cisalhamento principais: as subprovíncias Setentrional, da Zona Transversal, e Meridional (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; DELGADO *et al.*, 2003) (Figura 1). Estes segmentos podem ser subdivididos em domínios, terrenos ou faixas com base em dados litoestratigráficos, estruturais, geofísicos e geocronológicos. Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000) dividiram a Província Borborema nos seguintes domínios tectônicos: Médio Coreauá, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Sul (Figura 3A). Por outro lado, Santos (1996) subdividiu a Província Borborema em vinte e um terrenos tectono-estratigráficos.

No presente trabalho, serão utilizadas as definições propostas por Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000) e Santos (1996) ao Domínio Rio Grande do Norte, no qual está inserida a área de pesquisa.

Figura 3 - Mapa simplificado dos domínios tectônicos da Província Borborema (A) e mapa geológico regional da Faixa Seridó (B).



Fonte: A) modificado de VAN SCHMUS *et al.*, (2008); B) modificado de ARCHANJO, 1993 e SOUZA NETO *et al.*, (2008).

Nota: (B) Destaque para a Faixa Seridó, inserida na porção centro-leste do Domínio Rio Grande do Norte, com indicação de ocorrências e depósitos de W, W-Mo e ouro, além da localização da área do depósito São Francisco no retângulo azul. Zonas de cisalhamento (ZC): Patos (ZCPa), Pernambuco (ZCPe), Senador Pompeu (ZCSP), São Francisco (ZCSF), Santa Mônica (ZCSM), Picuí-João Câmara (ZCPJc). Domínios tectônicos: DMC (Médio Coreáú), DCC (Ceará Central), DRGN (Rio Grande do Norte), DZT (Zona Transversal), DS (Sul). Terrenos (T): Jaguaribe (TJ), Rio Piranhas-Seridó (TRPS), São José do Campestre (TSJC).

2.1 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

Com base na definição de terrenos tectono-estratigráficos de Santos (1996), o Domínio Rio Grande do Norte compreende os terrenos São José do Campestre, Rio Piranhas, Seridó,

Jaguaribe e Granjeiro. Este domínio está situado a norte da Zona de Cisalhamento Patos e a leste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Figura 3A). Segundo Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000), o embasamento desses terrenos faz parte da colagem tectônica Transamazônica, que inclui alguns núcleos arqueanos de idade T_{DM} 2,6-2,5 Ga (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; DANTAS *et al.*, 1998). Sobre esse embasamento arqueano, ocorrem rochas gnáissicas-migmatíticas, de idade paleoproterozoica, sotopostas por sequências supracrustais neoproterozoicas do Grupo Seridó. Todas essas rochas foram metamorfizadas e deformadas durante o Ciclo Brasileiro (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; DANTAS *et al.*, 2004; VAN SCHMUS *et al.*, 2008).

2.1.1 Núcleo Arqueano e rochas do embasamento Paleoproterozoico

O núcleo arqueano mais antigo da América do Sul está associado ao Terreno São José do Campestre que está limitado, a oeste, pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (Figura 3B) (DANTAS, 1997; BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000; DANTAS *et al.*, 2004). As unidades litoestratigráficas desse núcleo arqueano englobam os ortognaisses Bom Jesus (3,41 Ga), ortognaisses trondhjémíticos do Complexo Brejinho (3,33-3,18 Ga), ortognaisses com afinidade TTGs e migmatitos do Complexo Presidente Juscelino (3,36-3,25 Ga), ortognaisses máficos do Complexo Senador Elói de Souza (3,03 Ga), e rochas de idade paleoproterozoica (2,25-2,15 Ga) (DANTAS *et al.*, 2004, 2013), pertencentes aos ortognaisses do Complexo Santa Cruz e migmatitos e ortognaisses do Complexo Serrinha-Pedro Velho. Dantas *et al.* (2004) mostram que o crescimento crustal do Terreno São José do Campestre se deu por vários pulsos magmáticos com intervalos entre 3,4 e 3,0 Ga, e um episódio tardio de formação de magma em 2,7 Ga (DANTAS *et al.*, 2013).

O embasamento Paleoproterozoico associado ao Terreno Rio Piranhas, está limitado, tectonicamente, a oeste pelo Terreno Jaguaribeano, através da Zona de Cisalhamento Portalegre, e a leste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ANGELIM *et al.*, 2006). Segundo Angelim *et al.* (2006), o embasamento do Terreno Rio Piranhas constitui rochas metaplutônicas e metavulcanossedimentares de idade paleoproterozoica (Riaciano) do Complexo Caicó (*ca.* 2,2 Ga; SOUZA *et al.*, 2007), incluindo possíveis remanescentes arqueanos, constituídos de rochas metamáficas e metaultramáficas, com idade de 3,5 Ga (RUIZ *et al.*, 2019). De acordo com Santos *et al.* (2020), datações U/Pb (SHRIMP) em zircões de serpentinitos do Complexo Caicó exibem idades de 3.747 ± 12 Ma e 3.526 ± 5 Ma, indicando que essas rochas podem fazer parte de um *greenstone belt* desmembrado do Arqueano.

O Complexo Caicó foi introduzido por Meunier (1964) e Ferreira e Albuquerque (1969) (*apud* ANGELIM *et al.*, 2006), como uma sequência litológica gnáissico-migmatítica de alto grau metamórfico, que inclui indistintamente litotipos do Grupo São Vicente de Ebert (1969). Posteriormente, esse grupo foi individualizado por Ferreira e Santos (2000) como Complexo São Vicente, compondo gnaisses e migmatitos de protólito máfico, com composição diorítica a gabroica, cortados por enxames de diques de anfibólito. O Complexo Caicó abrange, majoritariamente, uma associação de ortognaisses félsicos-máficos bandados, gnaisses e migmatitos, com intercalações de rochas máficas e metassedimentares (FERREIRA; SANTOS, 2000). Datações U/Pb e Pb/Pb (evaporação) em zircões de ortognaisses e metagabros deste complexo, indicam idades entre 2,23 e 2,15 Ga (HACKSPACHER *et al.*, 1990 *apud* SOUZA *et al.*, 1996). Conforme Angelim *et al.* (2006), o embasamento Paleoproterozoico ainda abrange *augen* gnaisses graníticos da Suíte Poço da Cruz (HOLLANDA *et al.*, 2011).

2.1.2 Faixa Seridó

Sobrepostas ao embasamento gnáissico Paleoproterozoico, encontram-se as rochas metassupracrustais neoproterozoicas da Faixa Seridó (Figura 3B). Esta faixa totaliza cerca de 16.000 km² de área, e segue um *trend* de direção preferencial NNE-SSW (BRITO NEVES, 1975; SANTOS *et al.*, 2014). De acordo com a definição proposta por Jardim de Sá e Salim (1980) e Jardim de Sá (1994), essa faixa é composta por rochas do Grupo Seridó, que pode ser dividido, da base para o topo, nas formações Jucurutu, Equador e Seridó. Ferreira (1998) desmembrou a Formação Jucurutu e individualizou o Complexo Serra dos Quintos. Posteriormente, Ferreira e Santos (2000) reclassificaram este complexo como formação, sendo esta constituída por uma sequência metavulcanossedimentar e considerada como parte integrante do Grupo Seridó, correlacionável à Formação Jucurutu (ANGELIM *et al.*, 2006).

A Formação Jucurutu é constituída, predominantemente, por paragnaisses com intercalações de mármore, quartzitos, micaxistos, rochas calciossilicáticas, metavulcânicas e formações ferríferas, enquanto que a Formação Equador é composta, predominantemente, por quartzitos, com metaconglomerados e paragnaisses associados (DELGADO *et al.*, 2003). De acordo com Jardim de Sá (1994) e Santos *et al.* (2014), ambas as formações são associadas a um ambiente marinho raso.

A Formação Seridó compreende micaxistos com, subordinadamente, metagrauvascas, mármore e rochas metavulcânicas (DELGADO *et al.*, 2003). Com base na mineralogia, Oliveira e Cunha (2018) reconheceram duas litofácies: (i) biotita xistos e granada biotita xistos,

e (ii) cordierita, andaluzita, estauroлита e/ou sillimanita biotita xistos com granada. Os micaxistos perfazem a maior parte dessa formação e são interpretados como uma sequência turbidítica, relacionada com ambiente plataformal distal ou de talude, representada por depósitos *flyschóides* (ambiente de margem ativa, associação grauvaca-*greenstone*, com ampla dominância do componente sedimentar) (JARDIM DE SÁ, 1994).

O Grupo Seridó foi submetido a metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito alto e, de acordo com Jardim de Sá (1994), três fases de deformação são reconhecidas. A primeira fase de deformação foi responsável pelo bandamento composicional (S_1/S_0); a segunda fase está relacionada a um evento compressional, marcado por dobramentos recumbentes e/ou isoclinais; e a terceira fase foi responsável pela verticalização dos estratos, formação de dobras abertas, por vezes isoclinais, e de zonas de cisalhamento transcorrentes, ora destrais, ora sinistrais. Conforme Jardim de Sá (1994), um modelo de evolução policíclica foi proposto, no qual as formações Jucurutu, Equador e Seridó fariam parte de um único ciclo de sedimentação de idade paleoproterozoica.

Em oposição ao modelo de evolução policíclica, alguns autores como Caby (1989) e Caby *et al.* (1991) sugeriram um modelo de evolução monocíclica para as rochas supracrustais da Faixa Seridó, onde toda a sedimentação da sequência estaria relacionada ao Neoproterozoico. Com os avanços dos estudos, utilizando datação em zircões detríticos das formações Jucurutu e Seridó por U-Pb SHRIMP, Van Schmus *et al.* (2003) mostraram que o Grupo Seridó não possuía uma idade paleoproterozoica como se acreditava, e atribuiu a ele uma idade neoproterozoica, sugerindo que o mesmo possui, provavelmente, uma idade de deposição entre 650 e 610 Ma. Esses dados corroboraram com a ideia do modelo monocíclico proposto pelos autores acima supracitados.

A partir de dados isotópicos e de idades U-Pb em zircões detríticos para estudos de proveniência de rochas do Grupo Seridó, Hollanda *et al.* (2015) propuseram uma mudança no empilhamento litoestratigráfico deste, sugerindo a base da sequência composta pela Formação Equador, sobreposta pelas formações Jucurutu e Seridó, no topo.

2.1.3 Magmatismo Brasileiro/Ediacarano-Cambriano

A atividade magmática do Ediacarano ao Cambriano (635-485 Ma) (NASCIMENTO; GALINDO; MEDEIROS, 2015) foi um dos principais eventos ocorridos na Província Borborema, e está representada por diversos batólitos, *stocks* e diques (Figura 3B).

O alojamento dos plutons brasileiros, juntamente com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento e elevação de gradiente térmico ao longo da Faixa Seridó, ocasionou a geração de importantes depósitos de ouro do tipo *lode* (LUIZ-SILVA, 1995; SOUZA NETO, 1995) (Figura 3B). Além destes granitoides do Brasileiro, têm-se também os de idade cambriana constituídos por corpos magmáticos e diques pegmatíticos com idades U-Pb variando entre 515 e 510 Ma (BAUMGARTNER *et al.*, 2006). Esses últimos constituem a Província Pegmatítica do Seridó, a qual possui grande potencial metalogenético para a região, com mineralizações em água marinha, mica, berilo, espodumênio, tantalita-columbita, cassiterita, entre outros (da SILVA; HÖLL; BEURLEN, 1995).

Para Hollanda *et al.* (2017), a idade de cristalização do magmatismo granítico na região da Faixa Seridó pode ser agrupado em três episódios distintos: (i) o episódio mais antigo (600-590 Ma), o qual inclui os granitos porfiríticos, dioritos e gabros; (ii) granitos porfiríticos de granulação grossa, dioritos, leucogranitos e migmatitos, datados em *ca.* 575 Ma (ARCHANJO *et al.*, 2013); e (iii) biotita granitos e leucogranitos mais jovens que 555 Ma (SOUZA *et al.*, 2016). Assim, Hollanda *et al.* (2017) apontam que a atividade magmática na região da Faixa Seridó teve início há 600 Ma, com o alojamento da suíte gabro-diorito-granito porfirítico, e seu término se deu entre *ca.* 550 e 525 Ma, com o alojamento dos leucogranitos e pegmatitos na Faixa Seridó.

2.1.4 Magmatismo meso-cenozoico e coberturas cenozoicas

O magmatismo meso-cenozoico ocorreu durante e após a instalação da Bacia Potiguar e é representado pelo magmatismo Rio Ceará-Mirim (Mesozoico) e Macau (Cenozoico) (ANGELIM *et al.*, 2006) (Figura 3B). O magmatismo Rio Ceará-Mirim ocorre como diques descontínuos, intrudidos nas rochas do embasamento cristalino. São constituídos por basaltos e diabásios, de afinidade química toleítica e, secundariamente, alcalina. O magmatismo Macau é retratado por derrames, diques, *plugs* e *necks*, e abrange rochas alcalinas a exemplo de olivina basaltos, basanitos, ankaratritos e nefelinitos, raros nódulos de peridotitos, com granulação fina a afanítica, podendo apresentar textura vesicular (ANGELIM *et al.*, 2006).

Na área estudada, as coberturas sedimentares cenozoicas estão representadas por sedimentos siliciclásticos do Paleógeno-Neógeno, pertencentes à Formação Serra dos Martins, e por depósitos aluvionares do Quaternário (ANGELIM *et al.*, 2006) (Figura 3B).

3 GEOLOGIA LOCAL: O DEPÓSITO DE OURO SÃO FRANCISCO

A mineralização de ouro do depósito São Francisco está hospedada em micaxistos da Formação Seridó (sillimanita-muscovita xisto feldspático, milonitizado), metamorfizados na fácies anfíbolito médio a alto (LUIZ-SILVA, 1995). O ouro é encontrado em veios de quartzo e em zonas alteradas dos micaxistos hospedeiros dos veios auríferos. Estruturalmente, o depósito São Francisco está localizado na área de influência da Zona de Cisalhamento São Francisco, de direção NNE, que faz parte do segmento norte da Zona de Cisalhamento Santa Mônica, marcada por cinemática dextral.

A Zona de Cisalhamento São Francisco desenvolve estrutura penetrativa de alto ângulo S_3-C_3 , que mergulha para leste e forma um sistema anastomosado (ARAÚJO *et al.*, 2002; SANTOS *et al.*, 2014) (Figura 3B). Segundo Luiz-Silva (2000), o depósito São Francisco possui geometria amendoada, com *trend* estrutural NE, e é afetado por zonas de cisalhamento de baixo a alto ângulo de mergulho, com direção NE e fraturas transversais.

A evolução metamórfico-estrutural da área é marcada, cronologicamente, pelo evento D_1 , associado às estruturas mais antigas caracterizadas por um bandamento composicional (S_1) milimétrico a centimétrico, resultante da recristalização dos estratos sedimentares pretéritos (LUIZ-SILVA, 2000). Este bandamento, submetido ao metamorfismo progressivo, deu origem a pequenos dobramentos e crenulações, formando uma nova foliação (S_2), com baixo ângulo de mergulho (10° - 35° SE). Este episódio de deformação caracterizou o início do evento D_2 , que foi um evento intenso, obliterando, algumas vezes, as feições do evento D_1 .

Consequente, as estruturas S_2 foram progressivamente inflexionadas, segundo um eixo sub-horizontal NE, originando uma foliação com intermediário a alto ângulo de mergulho (S_3), predominantemente entre 40° e 55° /SE, podendo chegar até subvertical. Pode haver uma sobreposição da foliação S_3 sobre a foliação S_2 , decorrente da taxa de deformação, a qual gera os padrões de trama amendoada, com grande expressividade nas zonas de cisalhamento transcorrentes (LUIZ-SILVA, 2000).

Conforme este autor, as estruturas S_2 e S_3 , ambas consideradas pertencentes ao evento deformacional D_2 , foram geradas sob um regime de cinemática dextral e foram submetidas a um novo regime de caráter sinistral. Assim, a cinemática sinistral foi superposta ao *trend* original S_2/S_3 (dextral), promovendo marcadores cinemáticos contrários. O processo final da deformação D_2 está marcado pela (re)cristalização desordenada, principalmente, de micas, sillimanita e cordierita (LUIZ-SILVA, 2000).

Coutinho (1994) apresenta quatro eventos metamórficos e deformacionais relacionados ao depósito São Francisco. Dentre eles, vale ressaltar o último evento deformacional (D₄) que é responsável pela geração de dobras abertas a isoclinais, crenulações e *kink bands*. Complementarmente, o último evento metamórfico (M₄) está representado por um retrometamorfismo, o qual caracteriza uma assembleia mineral na fácies sub-xisto verde, originando alterações dos minerais, como cloritização, saussuritização, muscovitização e pinnitização. Em contrapartida, os eventos metamórficos M₂ e M₃ estão, respectivamente, associados a um metamorfismo de alto grau (migmatização) e um metamorfismo na fácies anfíbolito, gerando uma assembleia com estauroлита, andaluzita, sillimanita, granada e K-feldspato.

Luiz-Silva (2000) destaca a existência de três tipos de veios no depósito São Francisco, que podem ser classificados com base na sua geometria: (i) veios paralelos a levemente oblíquos com relação à direção da foliação S₃, podendo ser essencialmente quartzosos ou com quantidades subordinadas de plagioclásio ou turmalina, quartzo-granadíferos ou quartzosos com sillimanita (veio tipo I); (ii) veios que acompanham pequenas estruturas dobradas, constituídos, essencialmente, de quartzo ou com quantidades subordinadas de plagioclásio (veio tipo II); (iii) veios pegmatíticos ou veios extensionais que formam ângulos superiores a 37° com a direção da foliação S₃, sendo constituídos, majoritariamente, de quartzo, ou com quantidades subordinadas de turmalina (veio tipo III). Os veios do tipo I são os que apresentam deformação dúctil mais intensa, e apenas os veios tipo I e II hospedam a mineralização de ouro.

Eventos metamórficos que afetaram as rochas da Faixa Seridó são considerados de natureza regional e hidrotermal (LEGRAND; FRANÇA, 1989; LEGRAND; ALMEIDA; CUNHA DE SOUZA, 1992; LUIZ-SILVA, 1995 *apud* LUIZ-SILVA, 2000). De acordo com Trindade (2000), a associação granada-biotita foi atribuída ao primeiro evento metamórfico, enquanto a aparição de cordierita, sillimanita e muscovita está relacionada ao segundo evento. O evento metamórfico-hidrotermal que afetou as rochas metapelíticas da região do depósito São Francisco desencadeou transformações químicas nas rochas da zona da granada (granada-biotita xisto feldspático), as quais evoluíram posteriormente para a zona da cordierita-andaluzita (granada-biotita-cordierita xisto) e para a zona da sillimanita-muscovita (granada-biotita-sillimanita-muscovita xisto).

Portanto, as zonas da cordierita-andaluzita e sillimanita-muscovita são o resultado da interação fluido-rocha que afetou o protólito metamórfico da zona da granada (LUIZ-SILVA, 2000). Para este último autor, as rochas encaixantes do minério são as rochas pertencentes à zona da sillimanita-muscovita, que estão relacionadas com zonas de cisalhamento transcorrente

e estruturas de intermediário a alto ângulo (S_3). A zona metamórfica da sillimanita-muscovita compreende a zona mineralizada que é caracterizada por uma assembleia mineral constituída de biotita, granada almandina, plagioclásio, muscovita, sillimanita e ilmenita, além de turmalina, apatita e zircão como minerais minoritários.

A principal associação paragenética do depósito São Francisco é pirita±calcopirita±pirrotita±magnetita±ilmenita, além de galena, molibdenita e prata (SANTOS *et al.*, 2014). Segundo Luiz-Silva (2000), os minerais de minério que constituem o depósito São Francisco são ouro+pirita+pirrotita±calcopirita±galena (raramente molibdenita), com marcassita e goethita/limonita como fases tardias (desestabilização e hidratação da pirita). A associação dos micaxistos do depósito São Francisco com granada e silicatos de alumínio (*e.g.* andaluzita, cordierita, sillimanita e estauroлита), coexistentes com quartzo, biotita, muscovita e K-feldspato (COUTINHO, 1994), reflete o metamorfismo hidrotermal de rochas pelíticas. Adicionalmente, a presença de sillimanita nessas rochas indica que as mesmas atingiram uma temperatura elevada (~550°C - 700°C; YARDLEY, 2004).

De acordo com os estudos realizados por Coutinho (1994), as evidências de retrometamorfismo em depósitos de ouro da região dos domínios da Zona Transversal (depósito Itapetim) e Rio Grande do Norte (depósito São Francisco) consistem numa assembleia mineral constituída por albita, epidoto, muscovita, biotita alterada para clorita, sericita e, localmente, carbonato. Nestes depósitos, as condições de retrometamorfismo são consistentes com a isógrada da zona da biotita.

Segundo Luiz-Silva (1995), os micaxistos do depósito São Francisco atingiram o pico metamórfico em torno de 574°±30°C. Dados de geotermobarometria químico mineral, apresentados por Luiz-Silva (2000), em rochas encaixantes e no minério, mostram condições metamórficas de pressão e temperatura, respectivamente, entre 4,4-4,5 kbar e 608-629°C, para os micaxistos da zona da cordierita-andaluzita, sugerindo um nível crustal de 15-16 km de profundidade.

Essa situação também é semelhante nos micaxistos da zona da sillimanita-muscovita, porém, foram registrados sucessivos equilíbrios de pressão e temperatura em condições de 14 km (4,0 kbar, 599°C), 13 km (3,8 kbar, 576°C) e 10 km (2,9 kbar, 561°C) de profundidade. Estes sucessivos equilíbrios são resultantes do fato da zona de cisalhamento e da zona mineralizada terem sido ativas durante um espaço de tempo mais longo, com atividade de percolação de fluidos mais significativa.

Estudos de inclusões fluidas nos veios de quartzo mineralizados e estéreis mostram que os fluidos hidrotermais mais antigos são marcados por composição aquo-carbônica (X_{CO_2}

~0,35), com baixa salinidade (<8% em peso de NaCl) (LUIZ-SILVA, 2000). Como consequência das reações fluido-rocha, a composição dos fluidos evoluiu para aquoso com salinidade variada. Complementarmente, estudos de isótopos de oxigênio nesses veios de quartzo sugerem a interação de dois fluidos distintos dentro do sistema hidrotermal. De acordo com Luiz-Silva (2000), estes resultados implicam que houve um equilíbrio químico entre os fluidos geradores dos veios e suas respectivas rochas encaixantes. Todavia, a origem destes fluidos ainda é incerta, podendo-se admitir para os mesmos, contribuições metamórficas e magmáticas.

A mineralização do depósito São Francisco é considerada como primária e secundária (LUIZ-SILVA, 2000; LUIZ-SILVA; LEGRAND; XAVIER, 2000). Enquanto que a primeira é originada concomitantemente à formação dos veios de quartzo e está caracterizada pela presença de ouro livre ou associada a pequenas quantidades de sulfetos como pirita, pirrotita e, ocasionalmente, calcopirita, a segunda está associada aos eventos de fraturamentos e às alterações supergênicas tardias das fases sulfetadas.

Dados isotópicos de Rb-Sr obtidos em granada-biotita xisto feldspático da Formação Seridó e sillimanita-muscovita xisto feldspático, que hospeda os veios de quartzo mineralizados em ouro, forneceram uma idade de 554 ± 19 Ma. Essa idade é interpretada como a idade da mineralização associada ao evento hidrotermal, que é compatível com a idade esperada para o evento de cisalhamento que hospeda a mineralização de ouro do depósito São Francisco (TRINDADE, 2000).

Araújo *et al.* (2005) apresentaram dados geocronológicos, a partir do uso do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em cristais de muscovita e biotita de veios de quartzo e zonas de alteração associadas com os principais estágios de mineralização de ouro dos depósitos Simpático e Ponta da Serra (Complexo Caicó) e do depósito São Francisco (Formação Seridó). Os dados mostram que estes minerais, cogenéticos com o ouro, apresentam idade entre 520 e 506-500 Ma (Cambriano) que, por sua vez, é considerada como a idade da mineralização para os depósitos de ouro orogênico da Faixa Seridó.

Com relação a alterações supergênicas na área do depósito São Francisco, minerais secundários como jarosita ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$), maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) e piromorfita ($\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$) foram reconhecidos (COUTINHO, 1994).

4 AEROGEOFÍSICA

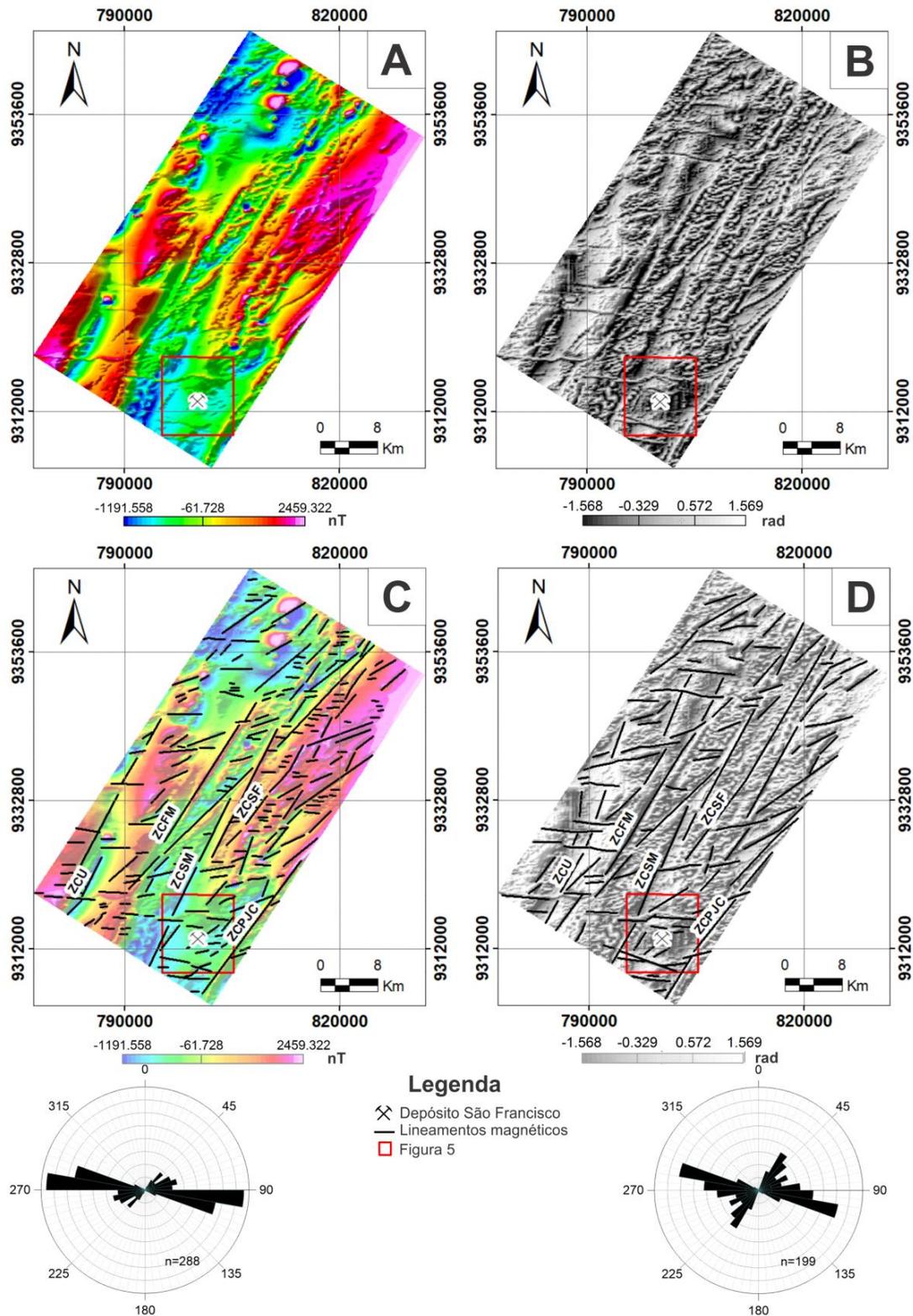
Nesta pesquisa, foi realizada a interpretação de dados aerogeofísicos a fim de se reconhecer a trama estrutural regional e correlacioná-la com extensas zonas de cisalhamento, algumas das quais relacionadas com a mineralização de ouro do depósito São Francisco. Investigações de padrões de respostas radiométricas também foram efetuadas para a determinação de possíveis alvos que possam ser favoráveis a concentrações de ouro.

4.1 INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS

A partir dos mapas de campo magnético anômalo e da derivada *tilt* de parte da Faixa Seridó, onde está localizado o depósito São Francisco, observam-se respostas de altos gradientes magnéticos relacionados com lineamentos de direção majoritária E-W, com variação para WNW-ESE, além de extensos lineamentos de direção NE-SW (Figuras 4A-D). Lineamentos E-W e WNW-ESE, possivelmente, representam o magmatismo máfico relacionado com a abertura do Atlântico, enquanto que importantes zonas de cisalhamento NE-SW que afetam rochas metassedimentares do Grupo Seridó são identificadas, caso das zonas de cisalhamento Santa Mônica, São Francisco e Picuí-João Câmara (Figuras 4C, D).

Na área do depósito São Francisco, observa-se, nas imagens da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo e da amplitude do sinal analítico, altos gradientes magnéticos que delineiam uma estrutura NE-SW correlacionada com a localização da mina (Figuras 5A-C), revelando a resposta magnética da continuidade da Zona de Cisalhamento São Francisco que condiciona a mineralização de ouro local. Observa-se, também, o predomínio de relevo magnético suave na imagem da primeira derivada vertical, e de baixos valores de amplitude do sinal analítico ($<0,020$ nT/m), ambos associados com o domínio de rochas metassedimentares da Formação Seridó (Figuras 5A, B, D). As feições lineares de direção aproximadamente E-W, de alto gradiente magnético, apresentam-se seccionadas por estruturas NE-SW (Figura 5C), podendo retratar falhas e fraturas ou continuidades em profundidade de diques máficos, relacionados ao magmatismo Rio Ceará-Mirim (Figura 5D).

Figura 4 - Mapas aeromagnéticos de parte da região da Faixa Seridó, com destaque à área do depósito São Francisco (retângulo vermelho).

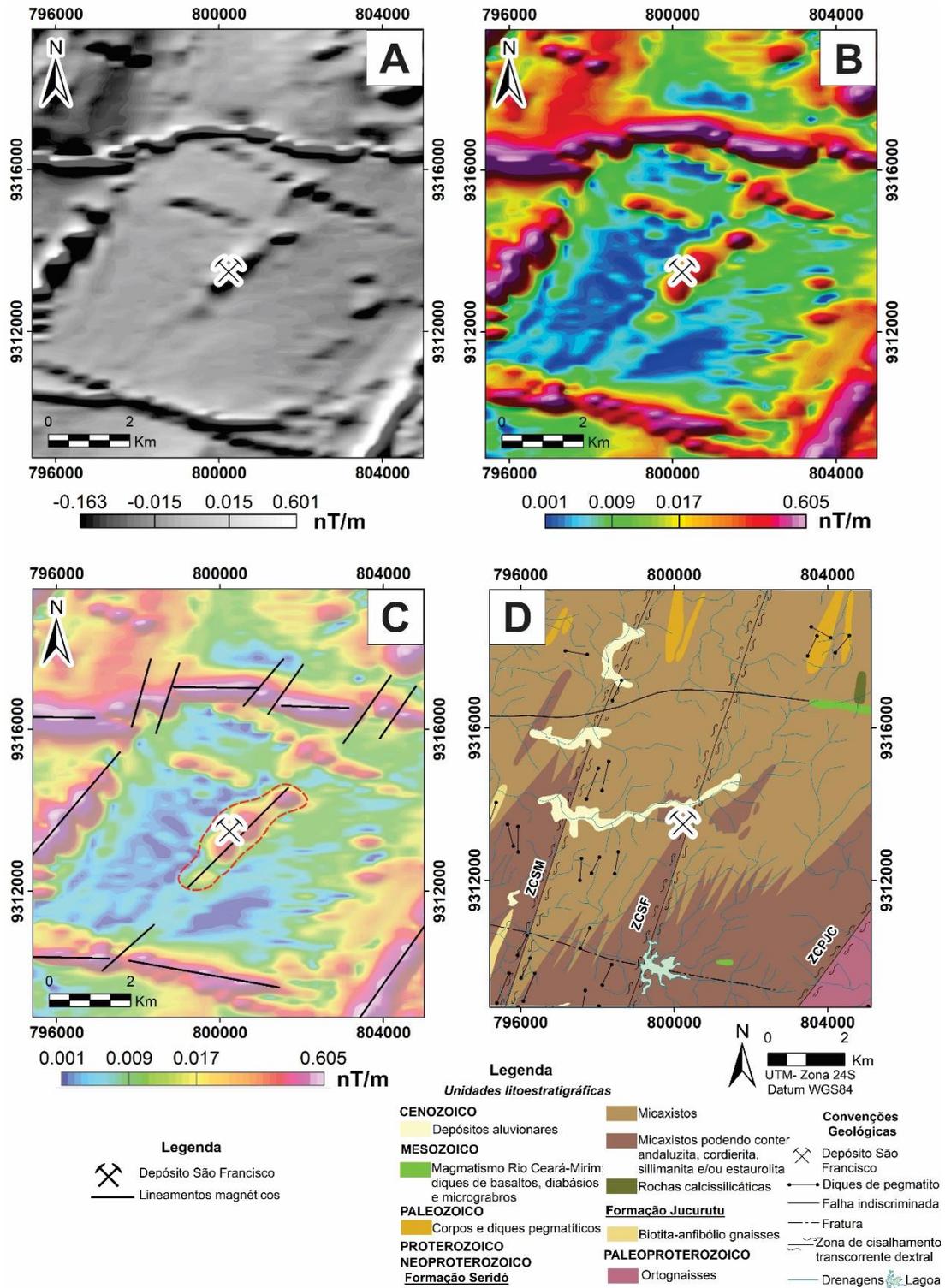


Fonte: A autora (2020).

Nota: (A) campo magnético anômalo e (B) derivada *tilt*. Interpretações de lineamentos magnéticos nas imagens de campo magnético anômalo e da derivada *tilt* estão mostradas respectivamente em (C) e (D). Notar, nos diagramas de roseta bidirecional, a predominância de lineamentos magnéticos com direções WNW-ESE e, em menor quantidade, aqueles com direção NE-SW. ZC: zona de cisalhamento; ZCU:

ZC Umburana; ZCF: ZC Frei Martinho; ZCSM: ZC Santa Mônica; ZCSF: ZC São Francisco; ZCPJC: ZC Picuí João-Câmara. Maiores detalhes da área de estudo podem ser encontrados na Figura 5.

Figura 5 - Mapas aeromagnéticos (A, B, C) e geológico (D) da área do depósito São Francisco.



Fonte: A autora (2020). Mapa geológico modificado de OLIVEIRA & CUNHA, 2014.

Nota: (A) mapa da primeira derivada vertical (DZ); (B) mapa de amplitude do sinal analítico (ASA); (C) mapa de amplitude do sinal analítico com sobreposição de principais lineamentos magnéticos

interpretados nas direções NE-SW e E-W e indicação de anomalia magnética realçada em linha tracejada em vermelho; (D) mapa geológico regional; ZC: zona de cisalhamento; ZCSM: ZC Santa Mônica; ZCSF: ZC São Francisco; ZCPJC: ZC Picuí João-Câmara.

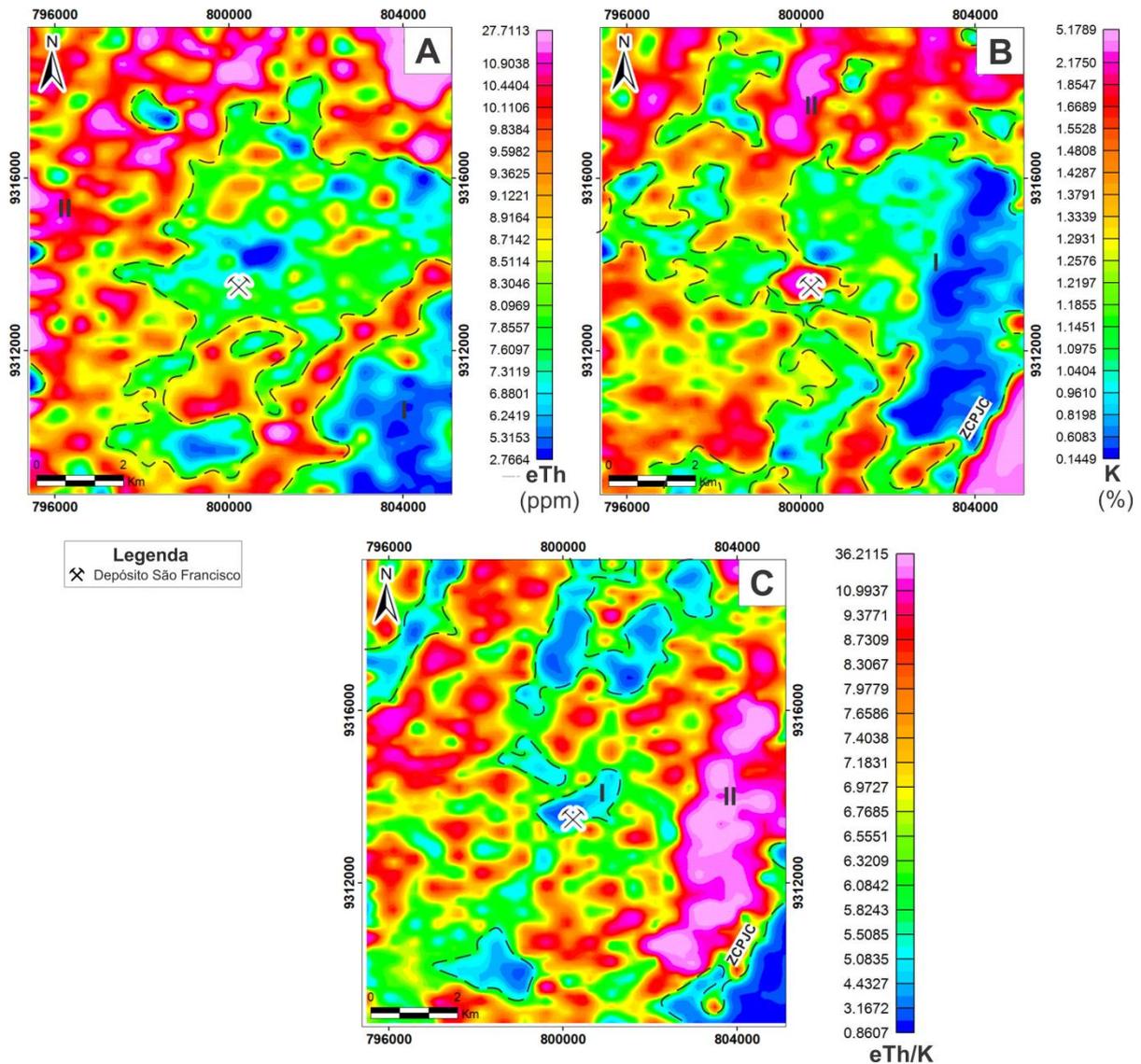
4.2 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS

Os mapas dos canais de eTh, K e da razão eTh/K revelam respostas radiométricas relacionadas com o *background* geológico e com assinaturas de possível enriquecimento de K na região do depósito São Francisco. Valores baixos a médios de eTh (2,77-8,50 ppm) demarcam o domínio I que está associado com a porção sudeste da região do depósito São Francisco que é caracterizada por ortognaisses paleoproterozoicos, e porções de micaxistos da Formação Seridó (Figuras 5D, 6A). Em contrapartida, valores superiores ao da média crustal (>8,50 ppm) de eTh demarcam o domínio II, alcançando concentrações de até 27,71 ppm e perfazendo regiões marcadas por corpos pegmatíticos e micaxistos (setores norte e oeste - Figura 6A).

De modo geral, os micaxistos da Formação Seridó são marcados por baixos valores de K (0,14-1,30% - domínio I, Figura 6B), essencialmente, no setor ESE e por elevados valores de K (1,30 e 5,18% - domínio II, Figura 6B) nos demais setores da área. Os ortognaisses paleoproterozoicos condicionados pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, no setor sudeste da área, os corpos pegmatíticos, na região norte, e o alvo pontual na região central da área, com 1 km de largura e que está geograficamente relacionado com o depósito São Francisco também apresentam valores elevados de K (Figura 6B). Essa assinatura de enriquecimento em K nas rochas metassedimentares na região do depósito pode ser considerada um vetor exploratório do hidrotermalismo local.

A imagem da razão eTh/K revela, similarmente à imagem de K (Figura 6B), áreas enriquecidas em K que são marcadas por baixos valores da razão supracitada (0,86-5,80 - domínio I, Figura 6C), tornando possível delimitar a região do depósito São Francisco e os ortognaisses paleoproterozoicos (Figura 6C). Valores mais elevados da razão eTh/K (5,80-36,21 - domínio II, Figura 6C) ocorrem amplamente na região e não delimitam, em detalhe, variações composicionais das rochas metassedimentares neoproterozoicas.

Figura 6 - Mapas aerogamaespectrométricos de eTh (A), K (B) e da razão eTh/K (C) da área do depósito São Francisco.



Fonte: A autora (2020).

Nota: Notar enriquecimento de K na área do depósito. ZCPJC= Zona de Cisalhamento Picuí João-Câmara; domínio I = baixos valores de eTh, K ou eTh/K, domínio II = elevados valores de eTh, K ou eTh/K.

5 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, PETROGRÁFICA E ESPECTRAL DE ZONAS METAMÓRFICAS E DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Este capítulo aborda a caracterização mineralógica, petrográfica e espectral de amostras de testemunhos de sondagem e de micaxistos aflorantes do depósito de ouro São Francisco, bem como das zonas de alteração hidrotermal e supergênica, a fim de setorizar áreas potenciais para prospecção de ouro no depósito. Também é discutida a sequência paragenética do depósito, a partir das evidências mineralógicas, texturais e espectrais das amostras estudadas.

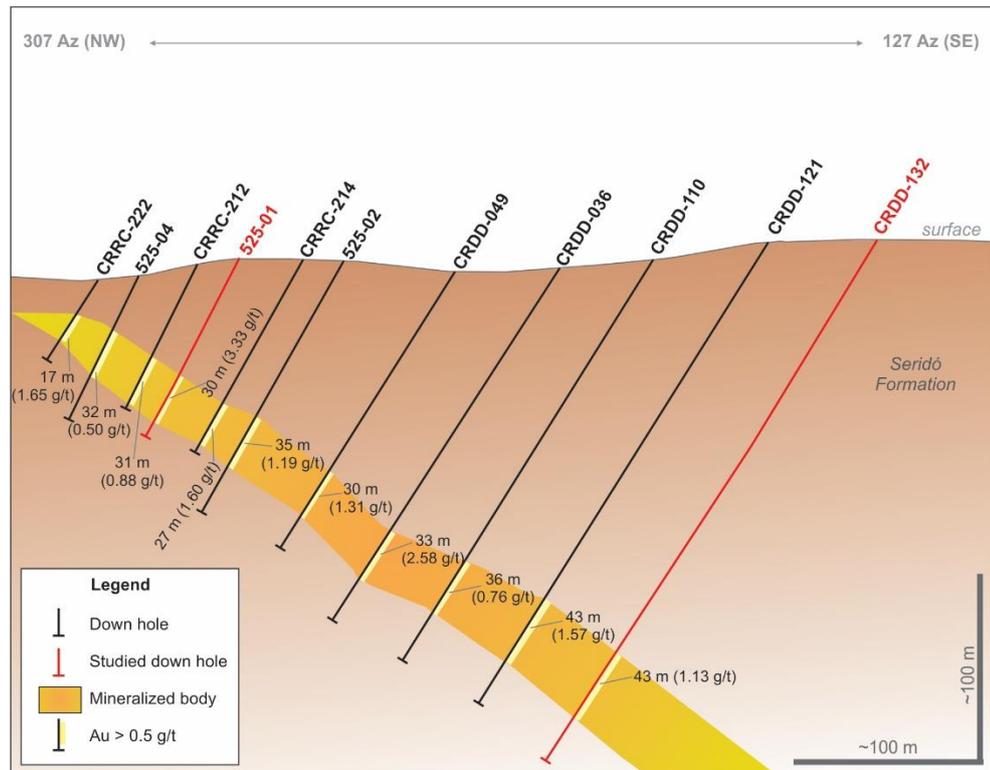
5.1 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA DE AMOSTRAS DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

Os testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 foram descritos em detalhe, com base na litologia, suas variações mineralógicas e alteração. O testemunho de sondagem 525-01 (120,55 m de profundidade) apresenta uma zona mineralizada com 30 m de espessura e teor médio de ouro de 3.33 g/t (Figura 7). Em contrapartida, o testemunho de sondagem CRDD-132 representa o testemunho de maior profundidade (354,91 m) ao longo da seção NW-SE, com 43 metros de zona mineralizada e um teor médio de ouro de 1.13 g/t (Figura 7).

As figuras 8 e 9 representam, esquematicamente, os testemunhos de sondagem estudados, onde podem ser observados os intervalos de profundidades com as suas respectivas variações litológicas e seus aspectos mineralógicos, metamórficos e estruturais. Nestas figuras também são observados os setores onde foram feitas seções delgadas e polidas, bem como medidas de espectroscopia de refletância e os níveis com teores de ouro (ppm) disponíveis. Esses teores de ouro variam de 0,001 a 47,9 ppm no testemunho de sondagem 525-01 e de 0,005 a 7,42 ppm no testemunho de sondagem CRDD-132 (Figuras 8 e 9).

Com base na composição modal das rochas, foram identificadas três principais litologias nos testemunhos de sondagem, entre elas: (i) granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita, (ii) muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm sillimanita \pm granada, e (iii) muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm granada. A seguir, estas litologias estão descritas em detalhes.

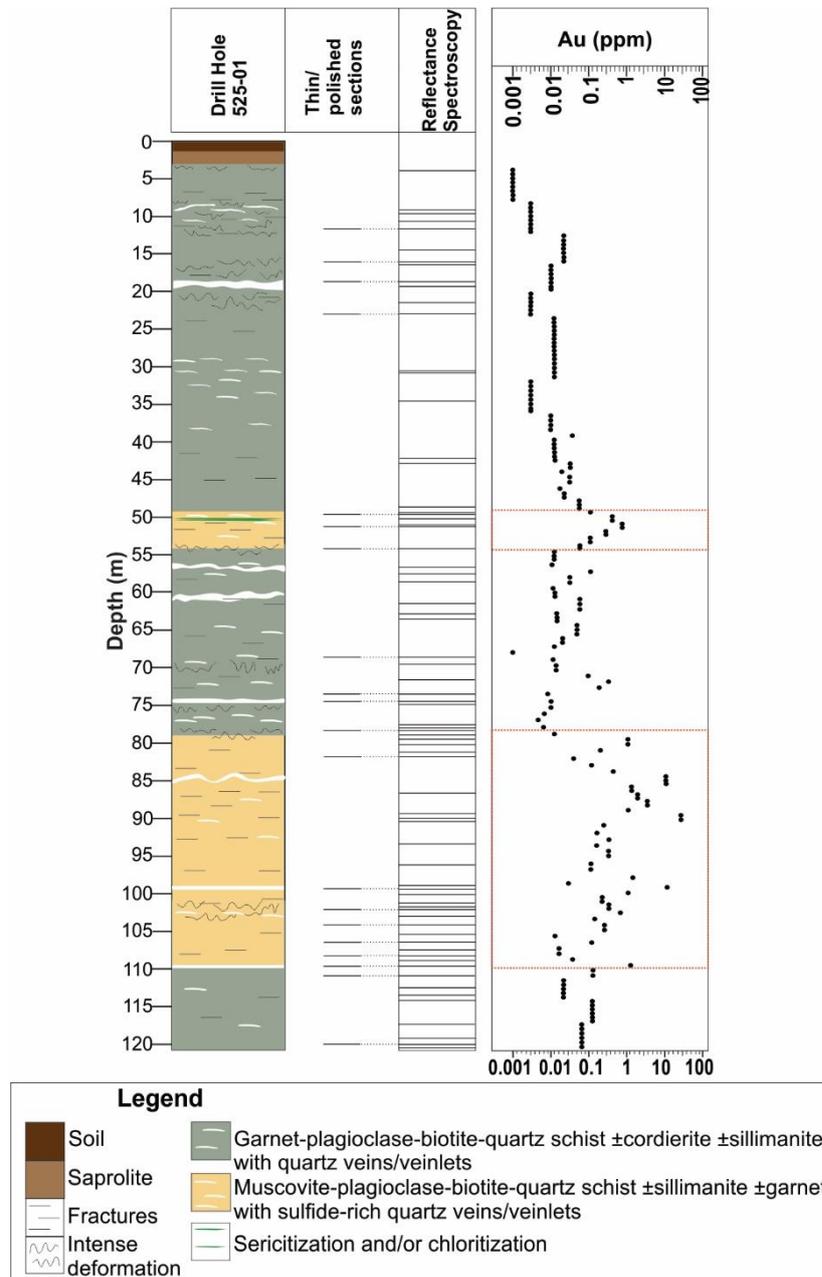
Figura 7 - Seção esquemática dos testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 (em vermelho).



Fonte: Modificado de CRUSADER Resources.

Nota: Destaque para a principal zona mineralizada e os teores médios de ouro.

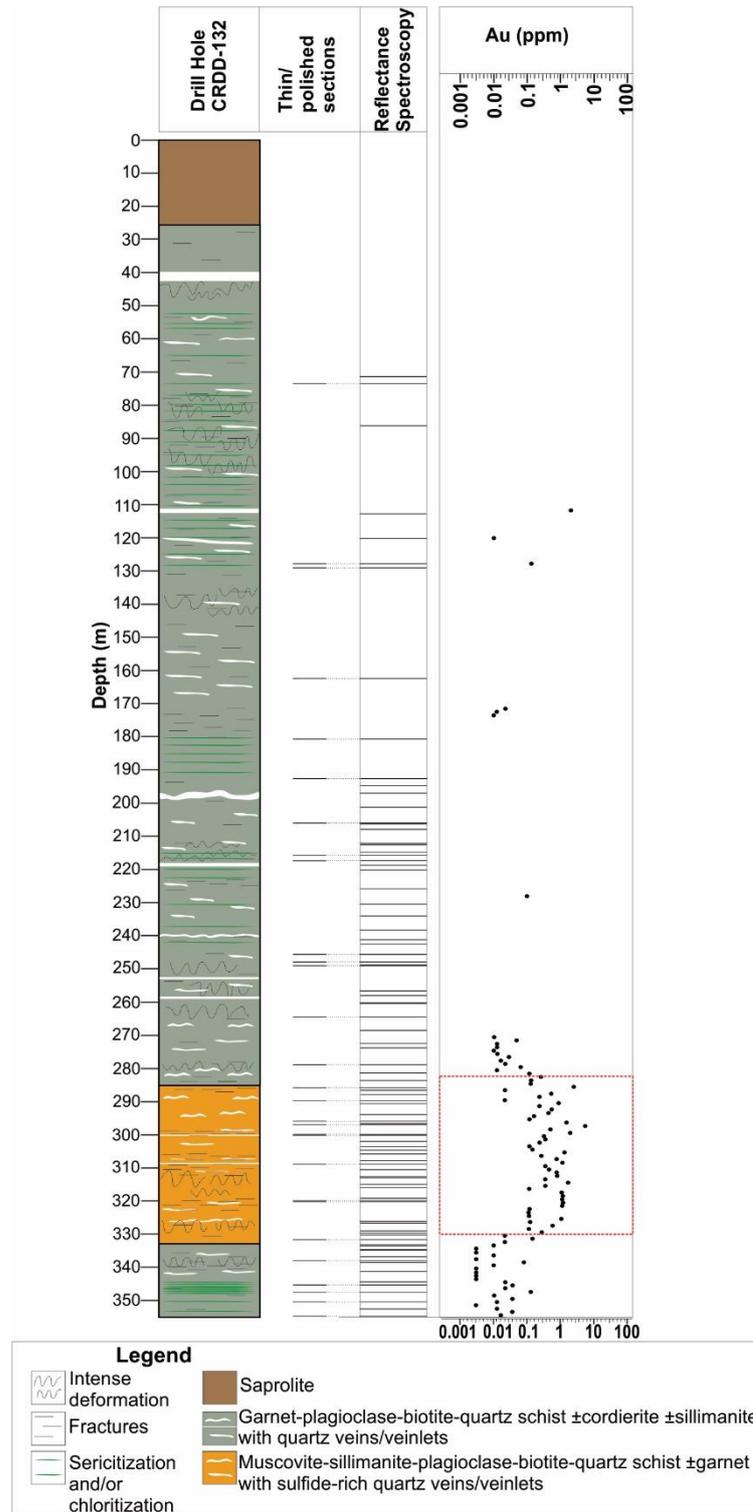
Figura 8 - Seção esquemática do testemunho de sondagem 525-01.



Fonte: A autora (2020).

Nota: Estão mostrados os intervalos de profundidades com análises de seções delgadas e polidas, espectroscopia de refletância e níveis com teores de ouro (ppm) disponíveis. Destaque para correlação positiva entre maiores teores de ouro e litologia (retângulos vermelhos).

Figura 9 - Seção esquemática do testemunho de sondagem CRDD-132.



Fonte: A autora (2020).

Nota: Estão mostrados os intervalos de profundidades com análises de seções delgadas e polidas, espectroscopia de refletância e níveis com teores de ouro (ppm) disponíveis. Destaque para correlação positiva entre maiores teores de ouro e litologia (retângulo vermelho).

5.1.1 Granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita

Essa litologia compreende a maior parte dos testemunhos de sondagem estudados, e abrange cerca de 82,21 m no perfil litológico do testemunho 525-01 e 280,73 m no testemunho de sondagem CRDD-132 (Figuras 8 e 9). A rocha apresenta granulação fina à média e coloração cinza, podendo observar porções locais com coloração cinza esverdeado, cinza azulado e preto.

A composição mineralógica desta rocha está representada por quartzo (30-55%), biotita (15-30%), plagioclásio (10-20%), granada (1-8%) e quantidades variáveis de sericita (<1-10%), cordierita (<1-10%), sillimanita (<1-8%), clorita (<1-8%), muscovita (<1-4%) e estauroлита (<1-4%). Subordinadamente ocorrem minerais opacos (*e.g.* ilmenita, magnetita, sulfetos) (1-4%), apatita (<1-2%), calcita (<1-2%), andaluzita (<1-1%), turmalina (~1%) e zircão (<1%). Não foram identificadas sillimanita e andaluzita a partir de 110 m de profundidade, no perfil litológico do testemunho de sondagem 525-01. Da mesma forma, andaluzita não foi observada a partir de ~333 m de profundidade, no testemunho de sondagem CRDD-132.

Os cristais de granada e estauroлита ocorrem disseminados no xisto, com tamanho variando de, respectivamente, 0,5-10,0 mm e 1,0-10,0 mm (Figuras 10A, B). Os cristais de cordierita são distinguidos pela sua coloração cinza azulada e dimensão variando entre 0,7-4,5 cm (Figura 10C), ao passo que os cristais de sillimanita são reconhecidos por formar sigmoides, na maioria das vezes, deformados, com 1,0-5,0 mm de dimensão (Figura 10D). Usualmente, cristais de apatita e turmalina ocorrem em todo o xisto.

Cristais de ilmenita (~0,0056-0,28 mm) ocorrem frequentemente disseminados, em geral, concordantes com a foliação do xisto ou associados a cristais de sillimanita (variedade fibrolita), podendo alcançar cerca de 0,77 mm de dimensão. Os cristais de ilmenita também ocorrem como microinclusões em cristais de granada (Figura 10E), estauroлита, cordierita e andaluzita. Da mesma forma, cristais de magnetita também foram identificados, porém em menor proporção quando comparados aos cristais de ilmenita.

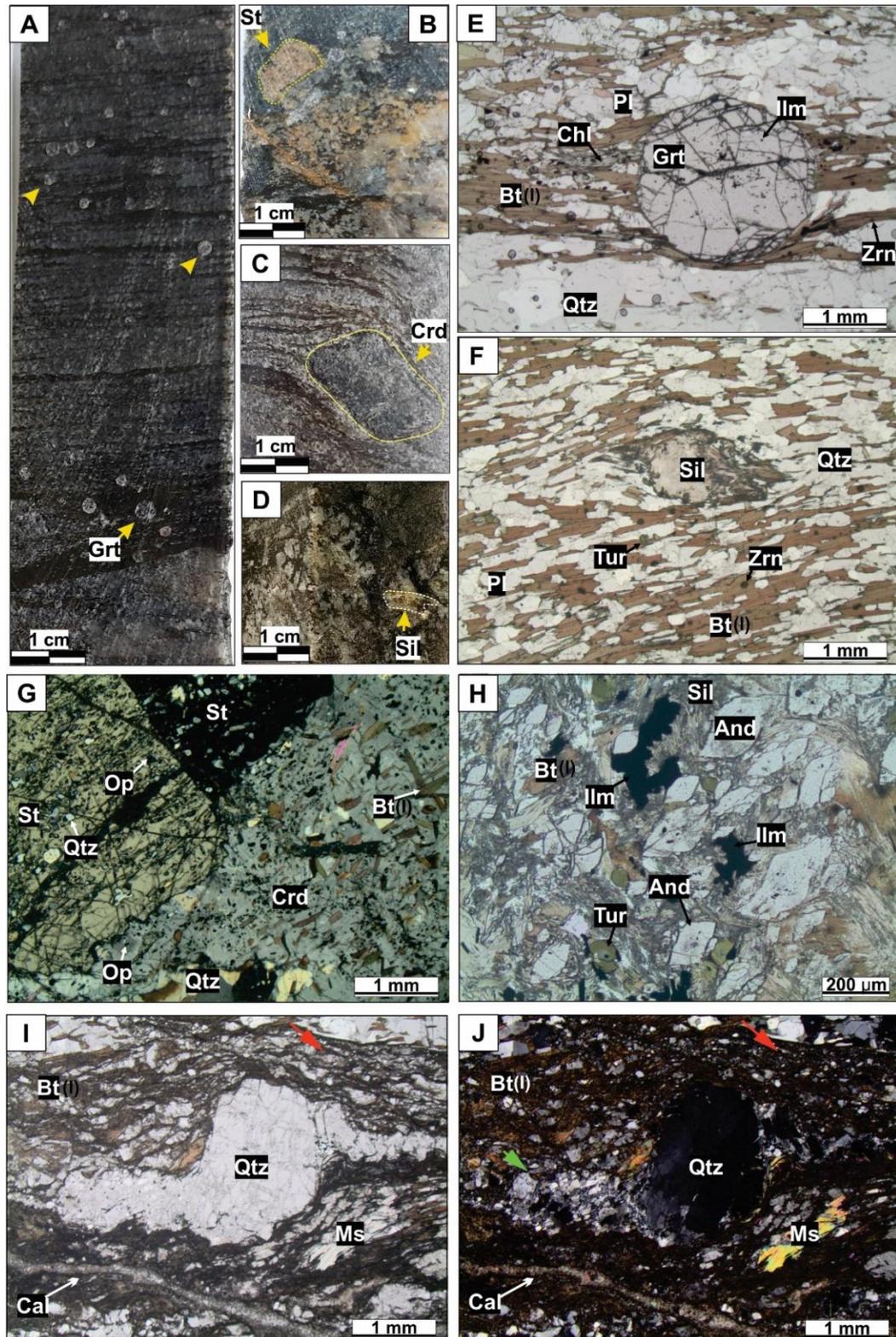
A rocha apresenta textura lepidoblástica definida, principalmente, pela orientação dos cristais de biotita metamórfica (Bt I) (Figuras 10E, F). Porém, em alguns setores, podem ser observados também cristais de muscovita e clorita. Os cristais de quartzo e plagioclásio definem a textura granoblástica da rocha e os cristais de granada, cordierita, estauroлита e andaluzita definem uma textura porfiroblástica e poiquiloblástica, com inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, apatita, turmalina, ilmenita e magnetita (Figuras 10E, G).

Em geral, os cristais de granada são subidioblásticos a idioblásticos, enquanto os cristais de estauroлита são subidioblásticos a xenoblásticos, e os cristais de cordierita são xenoblásticos.

Por outro lado, também ocorrem porfiroblastos de sillimanita (variedade fibrolita) e andaluzita, subidioblásticos a xenoblásticos (Figuras 10F, H). Cristais de sillimanita prismática também podem ser observados em alguns setores do xisto.

Porfiroclastos de quartzo apresentando forte extinção ondulante, bem como o desenvolvimento de subgrãos e recristalização de cristais de quartzo, podem ser identificados no xisto (Figuras 10I, J), evidenciando uma deformação dúctil ($T \sim 300-500^{\circ}\text{C}$) (PASSCHIER; TROUW, 2005). Neste contexto deformacional, também são observados minerais deformados (*e.g.* sillimanita, andaluzita, muscovita, biotita) (Figura 10H). Um regime rúptil posterior é marcado por zonas de cisalhamento com subsequente cominuição de cristais de quartzo, indicando uma deformação cataclástica (Figura 10J).

Figura 10 - Granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto com detalhe de cristais de granada (A), estauralita (B), cordierita (C) e sillimanita (D). (E, F, G, H) Fotomicrografias (luz transmitida) de granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita exibindo texturas lepidoblástica, porfiroblástica e poiquiloblástica. (I, J) Fotomicrografias (luz transmitida) de porfiroclasto de quartzo deformado.



Fonte: A autora (2020).

Nota: (E) Porfiroblasto de granada com microinclusões de ilmenita. (F) Porfiroblasto de sillimanita (fibrolita). (G) Porfiroblastos de estaurolita (à esquerda) e cordierita (à direita), exibindo textura poiquiloblástica. (H) Porfiroblastos de andaluzita deformados. Porfiroclasto de quartzo deformado (I) com forte extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos (J). Observar recristalização de cristais de quartzo (seta verde) e cominuição de cristais de quartzo (setas vermelhas), evidenciando deformação cataclástica. Nicóis paralelos= E, F, H, I; nicóis cruzados= G, J. And= andaluzita; Bt (I)= biotita metamórfica; Cal= calcita; Chl= clorita; Crd= cordierita; Grt= granada; Ilm= ilmenita; Ms= muscovita; Op= minerais opacos; Pl= plagioclásio; Qtz= quartzo; Sil= sillimanita; St= estaurolita; Tur= turmalina; Zrn= zircão.

5.1.1.1 Mineralogia de alteração hidrotermal

Em geral, os veios e venulações de quartzo ocorrem paralelos ou subparalelos à foliação do xisto e variam entre 0,5 mm e 20,0 cm de espessura (Figuras 11A, B), e, por vezes, apresentam-se boudinados (Figura 11C). Comumente, esses veios e venulações podem apresentar cristais de biotita e granada associados, e neles podem ser observados sulfetos (*e.g.* pirita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita e galena) (Figura 11B). Usualmente, os cristais de quartzo, nos veios de quartzo, apresentam uma forte extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos, assim como também recristalização (Figura 11C). Em contato com esses veios e venulações, geralmente, ocorrem minerais como biotita, sillimanita, plagioclásio, sericita (Figura 11C) ou biotita cloritizada.

Os sulfetos ocorrem disseminados, com dimensão variando entre 0,0056-2,5 mm e, na maioria das vezes, são concordantes com a foliação principal do xisto e podem alcançar cerca de 6,0 mm de dimensão. No entanto, de modo geral, os sulfetos com maiores dimensões ocorrem nos interstícios dos cristais de quartzo, nos veios de quartzo (Figuras 11B, D, E). Sulfetos (*e.g.* pirita) podem ser encontrados preenchendo microfraturas transversais e tardias a esses veios de quartzo. Os sulfetos também podem estar associados a cristais de sillimanita (variedade fibrolita), no xisto (Figura 11F). Dentre os principais sulfetos encontrados estão pirrotita (~0,022-1,68 mm) e pirita (~0,011->3,0 mm), além de calcopirita (~0,0056-1,45 mm), arsenopirita (~0,056-6,5 mm), galena (~0,0056-0,33 mm) e marcassita, em menor proporção. Os cristais de pirrotita e calcopirita ocorrem, usualmente, intercrescidos (Figura 11D).

Em alguns setores locais do xisto, galena, pirrotita e calcopirita ocorrem intercrescidas e podem ser encontradas também preenchendo os interstícios dos cristais de arsenopirita. Observam-se cristais de arsenopirita associados à pirita ou pirrotita (Figura 11E). Também pode ser identificada inclusão de pirrotita em arsenopirita (Figura 11E). Comumente, os cristais de pirita, associados a veios de quartzo, exibem microinclusões de magnetita(?) e, localmente,

podem ser identificados cristais de pirita deformados e fraturados. É comum calcopirita ocorrer, de forma intersticial, em cristais de pirita ou preenchendo microfraturas nos cristais de arsenopirita.

Os cristais de muscovita ocorrem como ripas milimétricas, sendo reconhecidos como de origem retrometamórfica (Ms II) ou hidrotermal (Ms III) (Figura 11F). A muscovita de origem retrometamórfica ocorre com granulometria fina (~0,4-0,8 mm) e encontra-se distribuída concordante com a foliação do xisto, desenvolvida a partir dos cristais de biotita (Figura 11F). A muscovita de origem hidrotermal geralmente ocorre com granulometria grossa (~0,5-2,0 mm) e está distribuída discordante da foliação do xisto (Figura 11F), sendo ocasionalmente encontrada também de forma concordante a esta.

Essa muscovita hidrotermal, ainda, pode ocorrer com granulometria fina (~0,5-1,0 mm), discordante da foliação do xisto ou concordante a esta, e associada a halos de alteração em torno de veios de quartzo (Figura 11C). Os cristais de muscovita hidrotermal com granulometria grossa podem se desenvolver, de forma intersticial, em porfiroblastos de cordierita (Figura 11G), e, em alguns setores do xisto, pode ser identificada muscovitização de porfiroblastos de andaluzita. Sulfetos como pirrotita e arsenopirita são identificados em associação com alguns cristais de muscovita grossa (Figuras 11F, H).

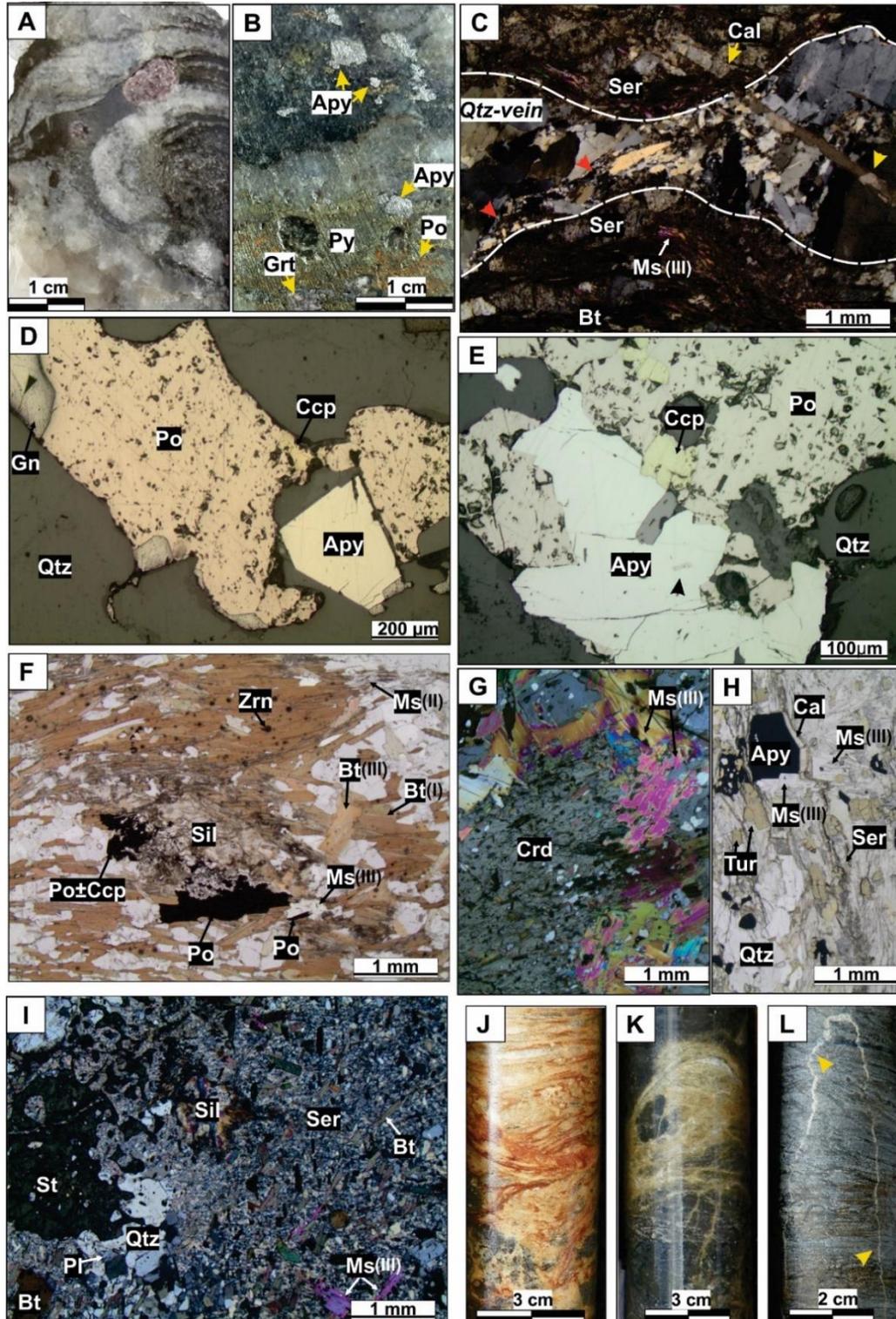
Observa-se também biotita de origem hidrotermal (Bt III), com granulometria grossa e discordante da foliação principal do xisto, que é definida pela biotita metamórfica (Bt I) (Figura 11F). Cristais de ilmenita e turmalina (~0,8 mm), de granulometria grossa, podem ser observados no xisto e são indicativos de recristalização hidrotermal (Figura 11H). Outras evidências de alteração hidrotermal estão relacionadas à intensa sericitização (Figuras 11I, J) e cloritização (Figura 11K), observadas no xisto. Nota-se que a sericita hidrotermal se desenvolve de forma pervasiva, substituindo, intersticialmente, grande parte dos minerais do xisto (*e.g.* biotita, cordierita, estauroлита, sillimanita, muscovita) e está associada a cristais de quartzo de granulometria grossa (Figura 11I), podendo ocorrer também preenchendo fraturas tardias.

É possível observar microfraturas transversais à foliação do xisto, com <0,5-2,0 mm de espessura, bem como paralelas ou subparalelas à foliação do mesmo, com espessura variando entre <0,5-4,0 mm. Comumente, essas microfraturas estão preenchidas por sericita, clorita e/ou calcita (Figuras 11L) e podem ocorrer também transversais aos veios de quartzo (Figura 11C). Podem, ainda, ser encontradas microfraturas preenchidas por sulfetos (*e.g.* pirita, calcopirita), no xisto. Além de sericita, calcita pode se desenvolver, de forma intersticial, nos veios de quartzo ou no xisto, associada a sulfetos, como pirita, pirrotita e arsenopirita (Figura 11H).

Em alguns setores do xisto, ocorre intensa sericitização dos cristais de plagioclásio relacionados a halos de alteração em torno de veios de quartzo (Figura 11C), microfraturas, transversais à foliação do xisto, ou zonas de cisalhamento, indicando uma associação direta com o fluido hidrotermal percolante nessas estruturas. Da mesma forma, observa-se cloritização dos cristais de biotita associada a halos de alteração hidrotermal em torno de veios de quartzo.

A sericitização dos cristais de plagioclásio e cloritização dos cristais de biotita e granada também pode estar associada a retrometamorfismo, sendo assim encontram-se restritas, respectivamente, aos cristais de plagioclásio e biotita e granada, e não tem relação com percolação de fluidos hidrotermais. Pseudomorfos de biotita e granada, parcialmente ou totalmente cloritizados, são encontrados associados à alteração hidrotermal.

Figura 11 - Granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita com veios de quartzo deformados (A), sulfetos disseminados e veio de quartzo sulfetado, com granada (B). (C) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo boudinado. (D, E) Fotomicrografias (luz refletida) de sulfetos em veios de quartzo. (F, G, H) Fotomicrografias (luz transmitida) de granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita. (I) Fotomicrografia (luz transmitida) exibindo sericitização pervasiva em xisto. Exemplos de Sericitização pervasiva (J), cloritização (K) e microfraturas preenchidas por calcita (indicadas pelas setas amarelas) (L) em xistos.



Fonte: A autora (2020).

Nota: (C) Veio de quartzo com cristais de quartzo exibindo forte extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e recristalização de cristais de quartzo (indicada pelas setas vermelhas). Observar microfratura, preenchida por calcita, discordante do veio de quartzo (indicada pelas setas amarelas) e sericita e muscovita hidrotermal (Ms III) desenvolvidas em torno do veio. (D) Cristal de arsenopirita e cristais de pirrotita, calcopirita e galena associados. (E) Cristais de pirrotita, arsenopirita e calcopirita associados. Observar inclusão de pirrotita (seta preta) em arsenopirita. (F) Notar cristal de muscovita de origem hidrotermal (Ms III) e porfiroblato de sillimanita (fibrolita) associado à pirrotita±calcopirita. Observar também muscovita de origem retrometamórfica (Ms II), desenvolvida nas bordas dos cristais de biotita metamórfica, e biotita grossa de origem hidrotermal (Bt III), discordante da biotita metamórfica (Bt I) que define a foliação do xisto. (G) Muscovita hidrotermal (Ms III) desenvolvida de forma intersticial em cordierita. (H) Cristal de arsenopirita associado à muscovita hidrotermal (Ms III), calcita e sericita. Observar cristais de turmalina com granulometria grossa. Nicois paralelos= F, H; nicois cruzados= C, G, I. Apy= arsenopirita; Bt (I)= biotita metamórfica; Bt (III)= biotita hidrotermal; Cal= calcita; Ccp= calcopirita; Chl=clorita; Gn= galena; Grt= granada; Ms (II)= muscovita retrometamórfica; Ms (III)= muscovita hidrotermal; Pl= plagioclásio; Po= pirrotita; Py= pirita; Qtz= quartzo; Ser= sericita; Sil= sillimanita; St= estauroлита; Zrn= zircão.

5.1.2 Muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±sillimanita ±granada

Muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±sillimanita ±granada compreende cerca de 35,84 m no testemunho de sondagem 525-01 e representa a zona mineralizada deste. Em geral, essa rocha possui granulação fina à média, coloração cinza e, em alguns setores, coloração cinza esverdeada. Sua composição mineralógica é constituída por quartzo (30-45%), biotita (20-30%), plagioclásio (10-20%), muscovita (1-8%) e quantidades variáveis de granada (<1-5%), sillimanita (<1-4%), clorita (<1-4%), estauroлита (<1-2%) e sericita (<1-2%). Ocorrem também minerais opacos (5-9%), calcita (<1-3%), apatita (<1%), zircão (<1%) e turmalina (<1%).

Os cristais de granada ocorrem disseminados no xisto (Figura 12A), com dimensão entre 0,5-10,0 mm, enquanto os cristais de estauroлита ocorrem disseminados com ~1,0-3,0 mm de dimensão. Os cristais de sillimanita formam sigmoides deformados (Figura 12B) e têm entre 0,5-13,0 mm de dimensão. Frequentemente, cristais de ilmenita (<0,01-0,55 mm) são encontrados disseminados no xisto e estão distribuídos, na maioria das vezes, concordantes com a foliação deste. Esses cristais também podem ocorrer associados à sillimanita (variedade fibrolita), com dimensões em torno de ~0,33-0,66 mm, ou como microinclusões em granada e estauroлита. Em menores proporções, encontram-se cristais de magnetita (~0,011 mm) disseminados no xisto ou inclusos em granada e estauroлита. Apatita e turmalina ocorrem em abundância no xisto.

A rocha apresenta textura lepidoblástica definida, preferencialmente, pela orientação dos cristais de biotita metamórfica (Bt I) (Figura 12B) e, subordinadamente, cristais de muscovita. A textura granoblástica está representada pelos cristais de quartzo e plagioclásio, enquanto a textura porfiroblástica é definida por cristais de sillimanita (variedade fibrolita; Figura 12B), granada e estaurolita, subidioblásticos a xenoblásticos. A granada e estaurolita também exibem uma textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio, ilmenita e magnetita. Localmente, podem ainda ser observados cristais de biotita e muscovita deformados, evidenciando uma deformação dúctil.

5.1.2.1 Mineralogia de alteração hidrotermal

As venulações e os veios de quartzo, com presença de sulfetos, ocorrem paralelos ou subparalelos à foliação do xisto e variam, respectivamente, entre 1,0-10,0 mm e 1,0-12,0 cm de espessura (Figura 12C), encontrando-se, por vezes, boudinados e com ocorrência de cristais de biotita. Nesses veios e venulações de quartzo, os cristais de quartzo exibem forte extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e recristalização (Figura 12D). Em geral, minerais como biotita, plagioclásio, muscovita e/ou sillimanita ocorrem em contato com esses veios e venulações de quartzo.

Os sulfetos, com dimensão variando entre ~0,055-1,54 mm, ocorrem disseminados no xisto e, frequentemente, estão distribuídos concordantes com a foliação deste (Figura 12E). Nos veios e venulações de quartzo, os sulfetos preenchem, intersticialmente, os cristais de quartzo (Figuras 12D, F-I) e podem alcançar 5,0 mm de dimensão. Dentre os sulfetos encontrados, há predominância de pirrotita (0,05-3,0 mm) e pirita (0,05-5,0 mm), enquanto calcopirita (0,01-0,50 mm), arsenopirita (0,055-5,0 mm), galena (0,02-2,8 mm), marcassita e esfalerita(?) (0,03-0,11 mm) ocorrem em menores proporções.

Usualmente, os cristais de pirrotita e calcopirita ocorrem intercrescidos (Figura 12G). Podem ser observados alguns cristais de pirita alterados e outros, comumente, apresentam microinclusões de magnetita (?) (Figura 12H) ou inclusões de galena. Pirita encontra-se associada, e em equilíbrio textural, com cristais de arsenopirita (Figura 12I). É comum observar calcopirita ocorrendo, de forma intersticial, em cristais de pirita (Figura 13A) ou intercrescida com galena (Figura 13B) e, intersticial, em cristais de pirita. Marcassita ocorre associada à pirrotita.

Sillimanita (variedade fibrolita) está associada, e em equilíbrio textural, com ilmenita, pirrotita e calcopirita (Figuras 13C, D) ou arsenopirita (Figura 13E). Nota-se que ilmenita,

quando associada à sillimanita, pode apresentar textura grossa, quando comparada com os cristais disseminados no xisto, evidenciando assim uma recristalização hidrotermal (Figura 13D).

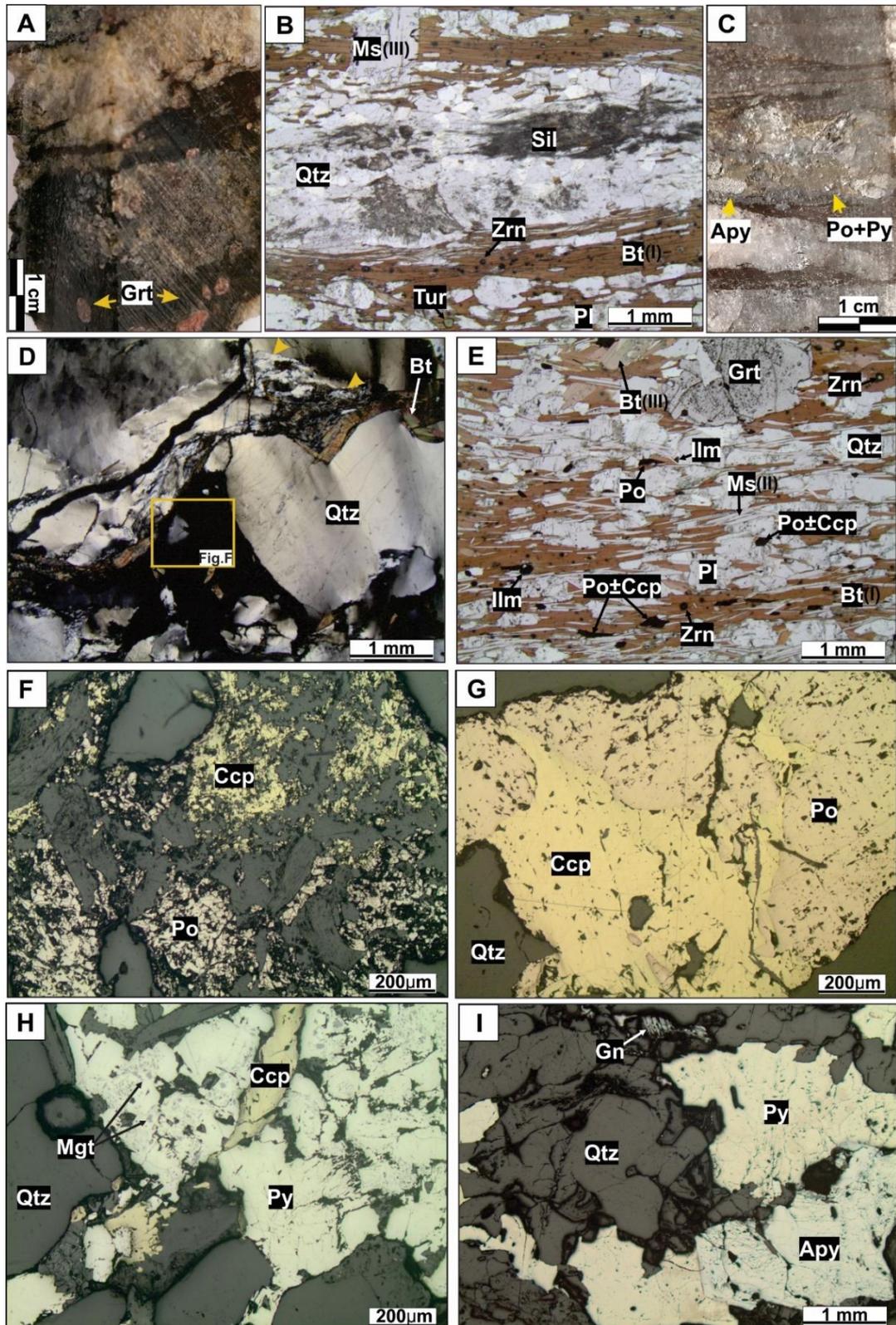
Outras evidências de alteração hidrotermal no xisto são indicadas por aglomerados de cristais de muscovita em torno de 2,0 cm de dimensão (Figura 13F). Por outro lado, ripas milimétricas de muscovita são identificadas e podem ser de origem retrometamórfica (Ms II) ou hidrotermal (Ms III). As muscovitas de origem retrometamórfica apresentam granulometria fina (~0,044-1,65 mm) e são concordantes com a foliação do xisto (Figuras 12E, 14A). As muscovitas de origem hidrotermal são observadas com granulometria grossa (0,67-3,3 mm) (Figuras 12B, 13C, 14A) bem como granulometria fina (~0,55-1,5 mm) (Figura 14B), ambas discordantes da foliação do xisto.

Os cristais de biotita de granulometria grossa são de origem hidrotermal (Bt III) e estão distribuídos discordantes da foliação do xisto, que é definida pela biotita metamórfica (Bt I) (Figura 12E, 14A). Localmente, também é possível observar muscovita hidrotermal, de granulometria fina e concordante com a foliação do xisto. Porém, essa muscovita está associada a halos de alteração, desenvolvidos em torno de microfraturas preenchidas por calcita e transversais à foliação do xisto (Figuras 14C, D). Com base nas interpretações das relações texturais entre os cristais, observa-se que a muscovita hidrotermal grossa e discordante da foliação do xisto, se forma posteriormente aos cristais de ilmenita, os quais encontram-se concordantes com essa foliação (Figuras 13C, 14A).

Sericitização dos cristais de plagioclásio pode ocorrer associada a halos de alteração desenvolvidos em torno de veios de quartzo ou microfraturas preenchidas por calcita e transversais à foliação do xisto (Figuras 14C, D). Em geral, as microfraturas têm espessura <0,5-2,0 mm, podem ocorrer paralelas e perpendiculares à foliação do xisto e estão preenchidas por sericita, clorita e/ou calcita. Essas microfraturas podem, ainda, ocorrer transversais aos veios de quartzo. Pirita, calcopirita ou pirrotita podem ser observadas preenchendo microfraturas (0,5-3,0 mm) paralelas à foliação do xisto.

Nota-se também que, em alguns setores do xisto, ocorre sericitização dos plagioclásios e cloritização de biotita, porém não estão relacionadas com a ocorrência de veios de quartzo ou microfraturas. Esta sericitização e cloritização limitam-se, apenas e respectivamente, aos cristais de plagioclásio e biotita e, assim, possivelmente, possuem uma origem retrometamórfica (Figuras 13C).

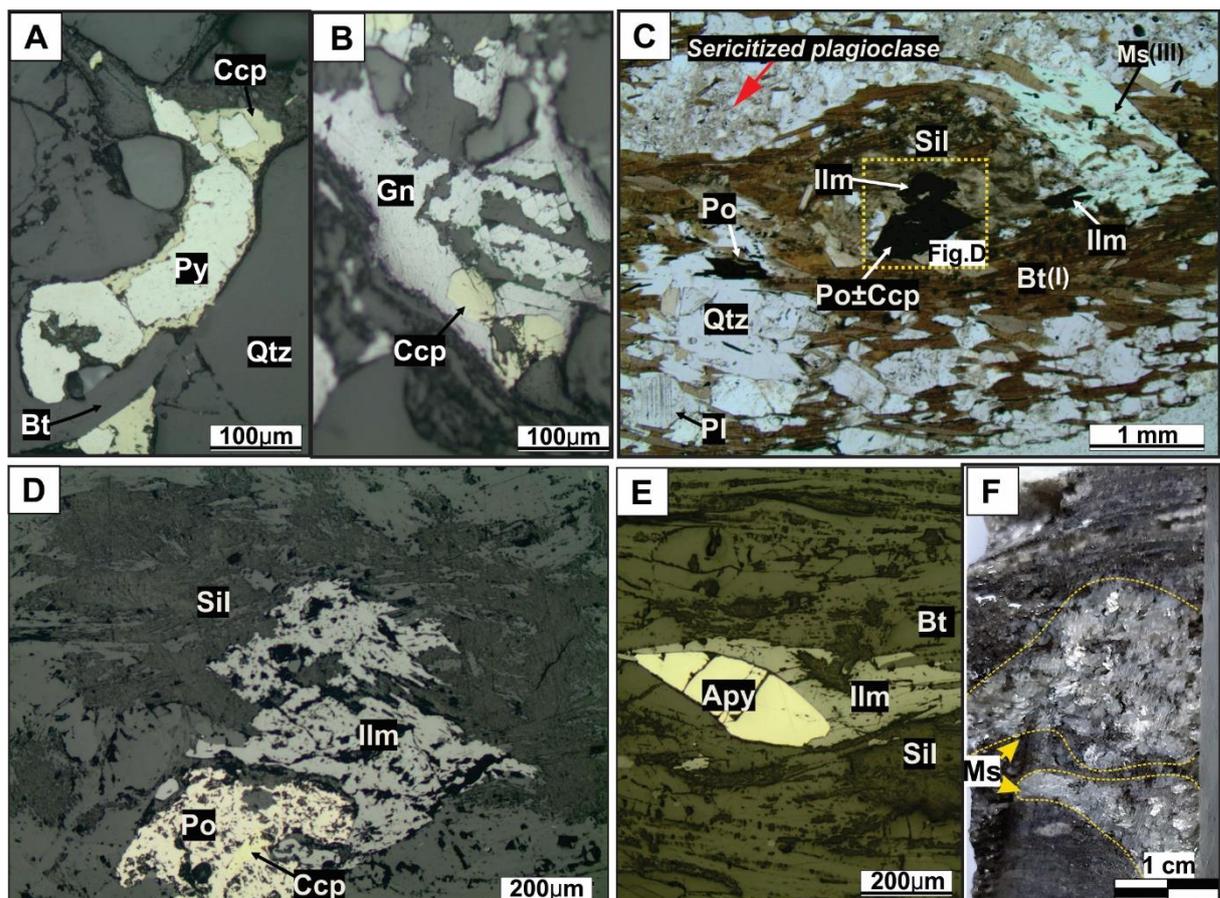
Figura 12 - Muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm sillimanita \pm granada (A). (B) Fotomicrografia (luz transmitida) de micaxisto exibindo texturas porfiroblástica e lepidoblástica. (C) Veio de quartzo sulfetado. (D) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo. (E) Fotomicrografia (luz transmitida) de sulfetos disseminados no micaxisto. (F, G, H, I) Fotomicrografias (luz refletida) de sulfetos preenchendo interstícios dos cristais de quartzo, em veios de quartzo.



Fonte: A autora (2020).

Nota: (A) Observar cristais de granada disseminados. (B) Textura porfiroblástica definida por cristais de sillimanita (fibrolita) deformados e textura lepidoblástica definida por cristais de biotita metamórfica (Bt I). Observar muscovita grossa hidrotermal (Ms III) discordante da foliação do xisto. (D) Veio de quartzo exibindo forte extinção ondulante e recristalização de quartzo (setas amarelas). (E) Observar sulfetos concordantes com a foliação do micaxisto, muscovita retrometamórfica (Ms II) e biotita grossa hidrotermal (Bt III), discordante da foliação do micaxisto. (G) Intercrescimento entre pirrotita e calcopirita. (H) Microinclusões de magnetita(?) em pirita, com preenchimento intersticial de calcopirita. (I) Cristais de arsenopirita e pirita associados, em equilíbrio textural. Nicois paralelos= B, E; nicois cruzados= D. Apy= arsenopirita; Bt (I)= biotita metamórfica; Bt (III) = biotita hidrotermal; Ccp= calcopirita; Gn= galena; Ilm= ilmenita; Mgt= magnetita; Ms (II)= muscovita retrometamórfica; Ms (III)= muscovita hidrotermal; Pl= plagioclásio; Po= pirrotita; Py= pirita; Qtz= quartzo; Sil= sillimanita; Tur= turmalina; Zrn= zircão.

Figura 13 - Fotomicrografias (luz refletida) de cristais de pirita, com calcopirita intersticial tardia (A) e intercrescimento de galena e calcopirita (B). (C) Fotomicrografia (luz transmitida) de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto. (D) Fotomicrografia (luz refletida) exibindo associação entre sillimanita (fibrolita) e cristais de ilmenita, pirrotita e calcopirita. (E) Fotomicrografia (luz refletida) exibindo associação entre sillimanita (fibrolita), ilmenita e arsenopirita. (F) Aglomerados de muscovita em micaxisto.

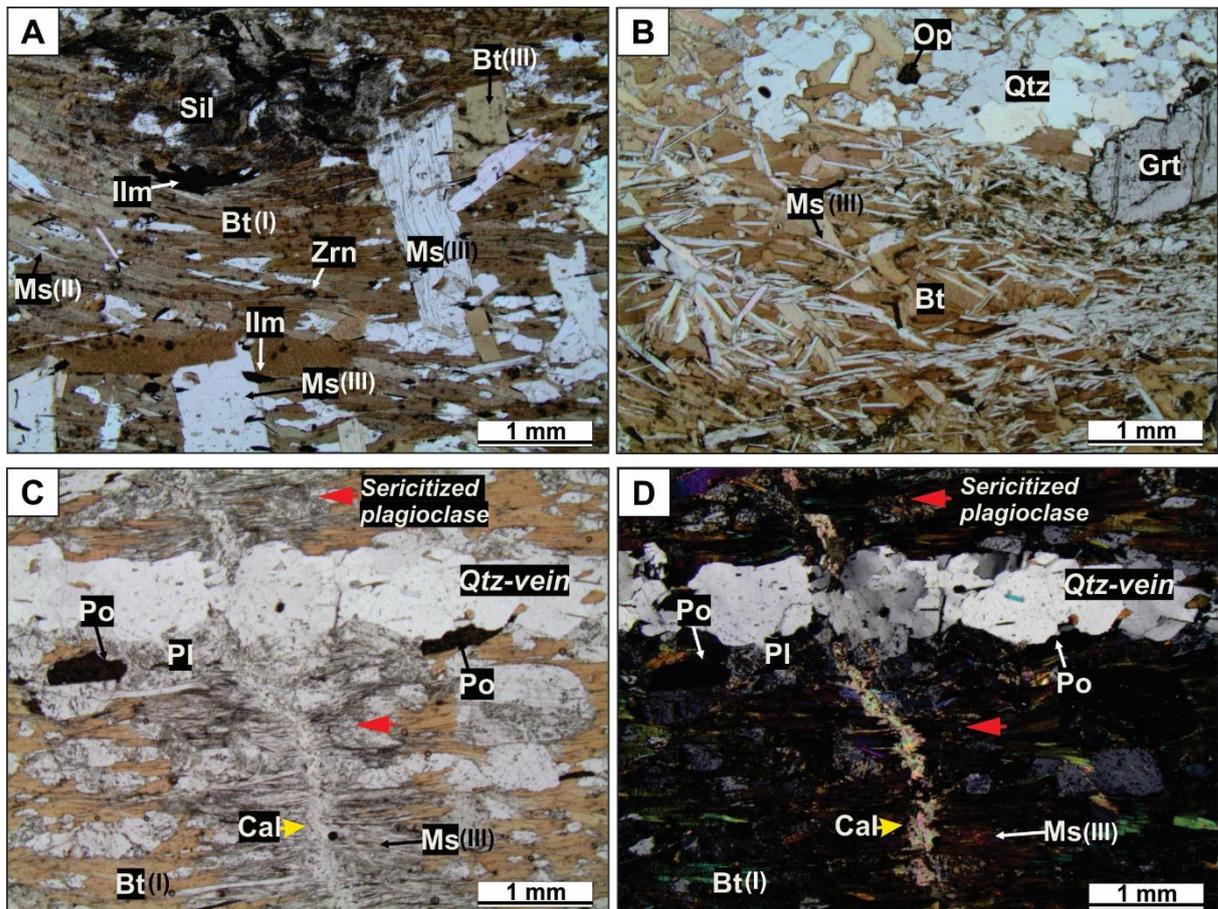


Fonte: A autora (2020).

Nota: (C) Observar muscovita hidrotermal grossa (Ms III), discordante da foliação do xisto e de cristal de ilmenita, bem como plagioclásio sericitizado e associação entre sillimanita (fibrolita) e ilmenita,

pirrotita e calcopirita. Nicois paralelos= C. Apy= arsenopirita; Bt (I)= biotita metamórfica; Ccp= calcopirita; Gn= galena; Ilm= ilmenita; Ms (III)= muscovita hidrotermal; Pl= plagioclásio; Po= pirrotita; Py= pirita; Qtz= quartzo; Sil= sillimanita.

Figura 14 - Fotomicrografias (luz transmitida) de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±sillimanita ±granada (A, B, C, D).



Fonte: A autora (2020).

Nota: (A) Detalhe de muscovita (Ms III) e biotita (Bt III) hidrotermais, de granulometria grossa, e discordantes da foliação do xisto e de cristais de ilmenita; notar muscovita fina, de origem retrometamórfica (Ms II), desenvolvida a partir dos cristais de biotita metamórfica (Bt I). (B) Muscovita hidrotermal (Ms III), de granulometria relativamente fina, desenvolvida aleatoriamente, e discordante dos cristais de biotita. (C, D) Muscovita hidrotermal fina (Ms III), concordante com a foliação do micaxisto e sericitização de plagioclásios (setas vermelhas), ambas associadas a halos de alteração hidrotermal de microfratura transversal à foliação do micaxisto e preenchida por calcita. Nicois paralelos= A, B, C; nicois cruzados= D. Bt (I)= biotita metamórfica; Bt (III)= biotita hidrotermal; Cal= calcita; Ccp= calcopirita; Ilm= ilmenita; Ms (II)= muscovita retrometamórfica; Ms (III)= muscovita hidrotermal; Pl= plagioclásio; Po= pirrotita; Py= pirita; Qtz= quartzo; Sil= sillimanita; Zrn= zircão.

5.1.3 Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±granada

Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto ±granada abrange cerca de 48,56 m no testemunho de sondagem CRDD-132 e representa a zona mineralizada deste. Essa rocha apresenta coloração cinza e granulação fina à média. Sua composição mineralógica é constituída por quartzo (40-50%), biotita (25-30%), plagioclásio (10-15%), sillimanita (5-10%) e muscovita (5-7%). Como minerais minoritários ocorrem minerais opacos (5-6%), granada (2-5%), sericita (2-4%), clorita (1-4%), calcita (1-2%), apatita (<1-2%), estauroлита (<1%), andaluzita (<1%), turmalina (<1%) e zircão (<1%).

Os cristais de sillimanita são encontrados em forma de sigmoides deformados (~1,0 mm-2,0 cm) (Figuras 15A, B) e, em geral, os cristais de granada ocorrem disseminados no xisto com 1,0-5,0 mm de dimensão. Cristais de ilmenita (~0,02-1,2 mm) ocorrem disseminados no xisto (Figura 15C) e, geralmente, estão distribuídos concordantes com a foliação deste. Os cristais de ilmenita também podem ocorrer associados a cristais de sillimanita (variedade fibrolita) (Figura 15B) ou como microinclusões (~0,01-0,02 mm) em cristais de granada. Magnetita também é encontrada associada a cristais de sillimanita (fibrolita) ou como microinclusões em granada, porém em menor predominância com relação à ilmenita. Em alguns setores do xisto, são identificados cristais de sillimanita prismática (Figuras 15C, D). Usualmente, é possível observar cristais de apatita e turmalina no xisto.

O xisto exibe textura lepidoblástica, definida por cristais de biotita e muscovita, e textura granoblástica, definida por cristais de quartzo e plagioclásio. Cristais de granada, idioblásticos a xenoblásticos, definem uma textura porfiroblástica e poiquiloblástica, com inclusões de quartzo, plagioclásio, ilmenita e magnetita. Os cristais de sillimanita (variedade fibrolita) também definem uma textura porfiroblástica (Figura 15B).

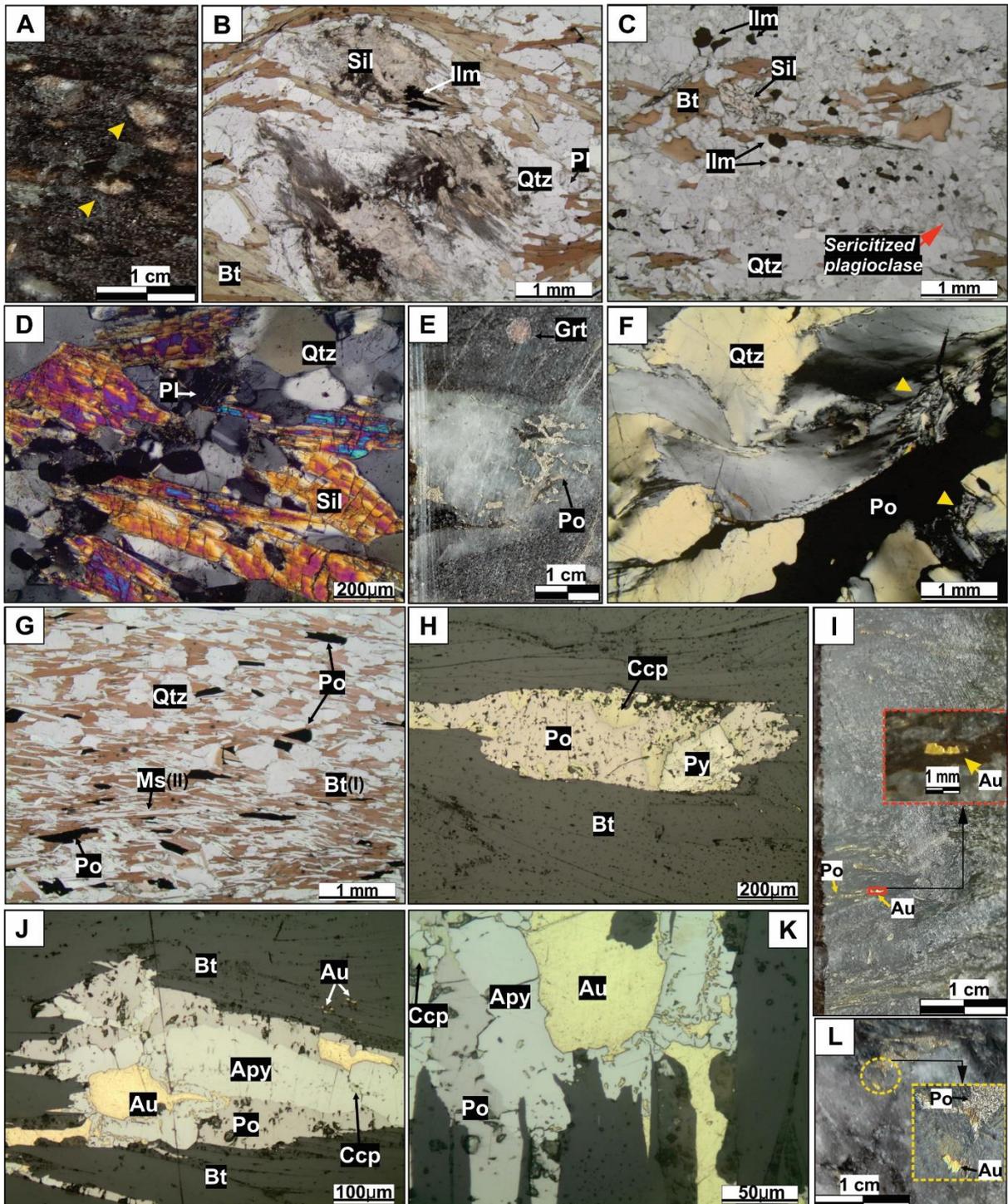
5.1.3.1 Mineralogia de alteração hidrotermal

Veios e venulações de quartzo, com presença de sulfetos, ocorrem paralelos ou subparalelos à foliação do xisto e variam entre 1,0 mm e 11,6 cm de espessura (Figura 15E), por vezes boudinados, podendo apresentar cristais de biotita, plagioclásio, sillimanita e muscovita. Os cristais de quartzo desses veios e venulações exibem forte extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos, assim como também recristalização (Figura 15F). No contato com essas estruturas, podem ser identificados cristais de quartzo, plagioclásio sericitizado, biotita, muscovita e sillimanita.

Os sulfetos ocorrem disseminados no xisto, com dimensão variando entre 0,01 e 4,0 mm, distribuídos, em geral, concordantes com a foliação principal deste (Figura 15G) ou preenchendo os interstícios dos cristais de quartzo, nos veios e venulações de quartzo (Figura 15F). Pirrotita (~0,055-4,2 mm) e pirita (~0,016-1,54 mm) são os sulfetos predominantes. Calcopirita (0,011-0,39 mm), arsenopirita (~0,1-1,5 mm), galena e marcassita ocorrem em menores proporções. Comumente, calcopirita e pirrotita ocorrem intercrescidas (Figura 15H).

Calcopirita ocorre também nos interstícios de cristais de pirita (Figura 15H). Em alguns setores do xisto são identificados cristais de pirrotita, calcopirita e pirita, com dimensão entre 0,1-0,2 mm, associados a cristais de biotita e sillimanita (variedade fibrolita). O ouro é visto com uma granulometria muito fina (<0,0056-0,01 mm), podendo alcançar até 1,0 mm de dimensão. No xisto, o ouro ocorre disseminado (Figura 15I) ou, intersticialmente, entre os cristais de pirrotita e arsenopirita. (Figuras 15J, K). Também é possível observar o ouro em veio de quartzo sulfetado (Figura 15L).

Figura 15 - Aspectos mineralógicos e texturais em muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzisto. (A) Cristais de sillimanita disseminados (indicados pelas setas amarelas). (B, C, D) Fotomicrografias (luz transmitida) de porfiroblastos de sillimanita (fibrolita) e sillimanita prismática. (E) Veio de quartzo com pirrotita intersticial. (F) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo com pirrotita intersticial. (G) Fotomicrografia (luz transmitida) de cristais de pirrotita disseminados em micaxisto. (H) Fotomicrografia (luz refletida) de intercrescimento de cristais de pirrotita e calcopirita, com pirita subidioblástica secundária. (I) Pirrotita e ouro disseminados em micaxisto. (J, K) Fotomicrografias (luz refletida) de ouro e sulfetos em micaxisto. (L) Ouro e pirrotita em veio de quartzo.



Fonte: A autora (2020).

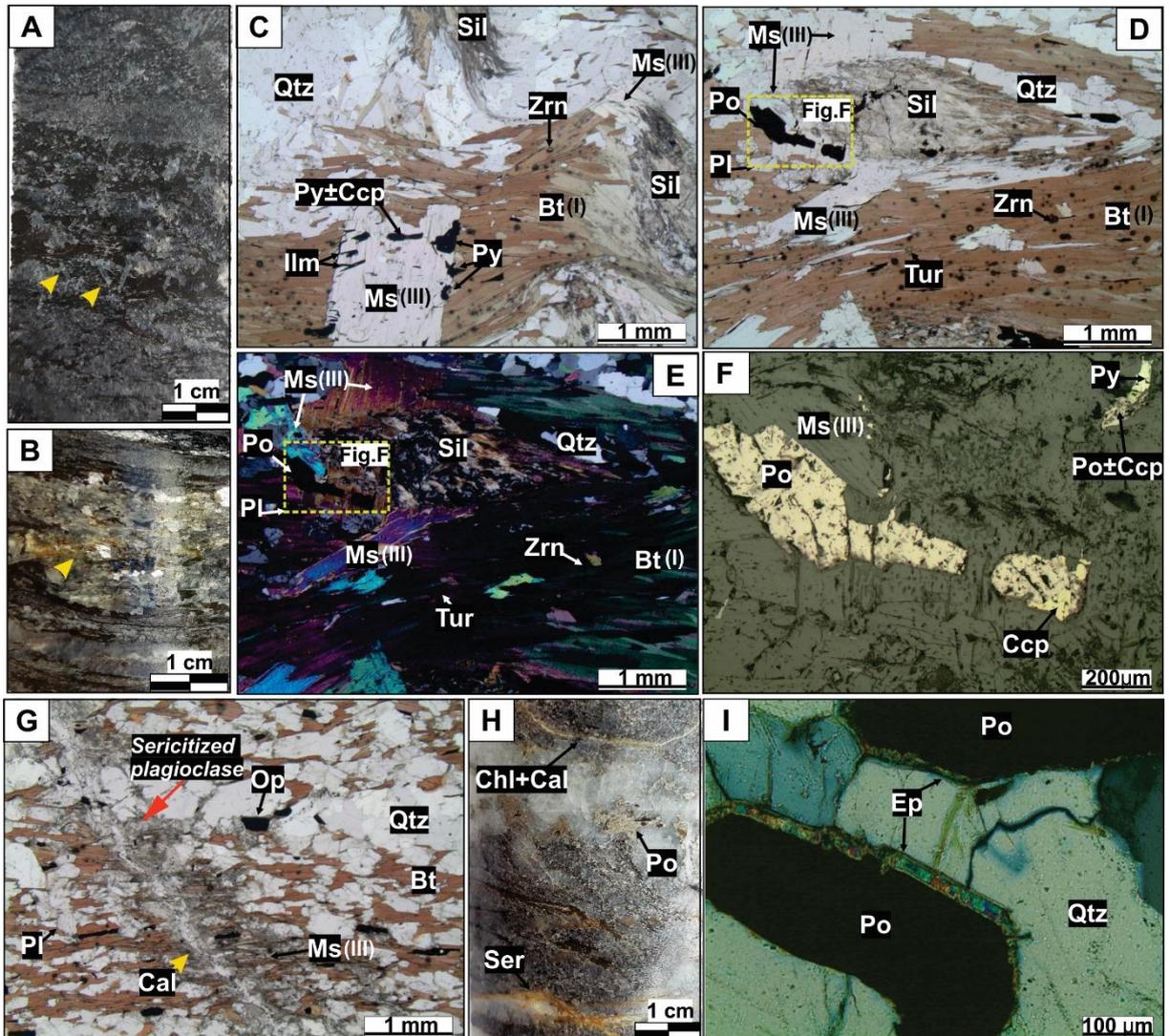
Nota: (B) Porfiroblasto de sillimanita (fibrolita) com ilmenita associada. (C) Cristais de ilmenita disseminados, sillimanita prismática e plagioclásio sericitizado. (D) Cristais de sillimanita prismática. (F) Observar cristais de quartzo exibindo forte extinção ondulante e recristalização (indicada pelas setas amarelas). (G) Observar cristais de pirrotita e muscovita retrometamórfica (Ms II) em micaxisto, concordantes com a foliação. (J, K) Ouro preenchendo, intersticialmente, cristais de pirrotita e arsenopirita em micaxisto. Nicois paralelos= B, C, G; nicois cruzados= D, F. Apy= arsenopirita; Au= ouro; Bt (I)= biotita metamórfica; Ccp= calcopirita; Grt= granada; Ilm= ilmenita; Ms (II)= muscovita retrometamórfica; Pl= plagioclásio; Po= pirrotita; Py= pirita; Qtz= quartzo; Sil= sillimanita.

Muscovita ocorre como ripas milimétricas (Figura 16A) ou como aglomerados de cristais, variando entre 9,0 mm e 2,0 cm de dimensão (Figura 16B). Foram identificadas muscovitas de origem retrometamórfica (Ms II) e hidrotermal (Ms III). A muscovita de granulometria fina (~0,05-1,5 mm) que está distribuída de forma concordante com a foliação do xisto tem origem retrometamórfica (Figura 15G). Por outro lado, a muscovita hidrotermal tem granulometria grossa (~0,7-5,0 mm) e ocorre discordante da foliação principal do xisto, que é definida pela biotita metamórfica (Bt I) (Figuras 16C-E), podendo ser observada em alguns setores deste, associada a cristais de pirrotita (Figuras 16D-F).

Muscovita hidrotermal também pode exibir granulometria fina (~0,05-1,0 mm) e ocorrer discordante da foliação do xisto. Localmente, são identificadas muscovitas hidrotermais com granulometria fina e concordantes com a foliação do xisto. No entanto, essas muscovitas estão associadas a halos de alteração em torno de veios de quartzo ou microfraturas preenchidas por calcita e transversais à foliação do xisto (Figura 16G).

As microfraturas (<0,5-2,0 mm de espessura) ocorrem paralelas e perpendiculares à foliação do xisto e estão preenchidas por sericita, clorita e/ou calcita (Figura 16H). Também há ocorrência de sericitização de cristais de plagioclásio (Figura 15C) ou cloritização de cristais de biotita, possivelmente, associadas a estágio retrometamórfico, além de veios de quartzo com pirrotita associada à sericita ou epidoto (Figura 16I), relacionados a evento hidrotermal.

Figura 16 - Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto exibindo ripas milimétricas de muscovita (A) e aglomerados de cristais de muscovita (B) (indicados pelas setas amarelas). (C, D, E) Fotomicrografias (luz transmitida) de Muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto. (F) Fotomicrografia (luz refletida) de detalhe de pirrotita associada à muscovita hidrotermal. (G) Fotomicrografia (luz transmitida) de microfratura, transversal à foliação do xisto, preenchida por calcita. (H) Microfraturas transversais à foliação do xisto e preenchidas por clorita e calcita, e sericita. (I) Fotomicrografia (luz transmitida) de cristais de pirrotita associados a epidoto, em veio de quartzo.



Fonte: A autora (2020).

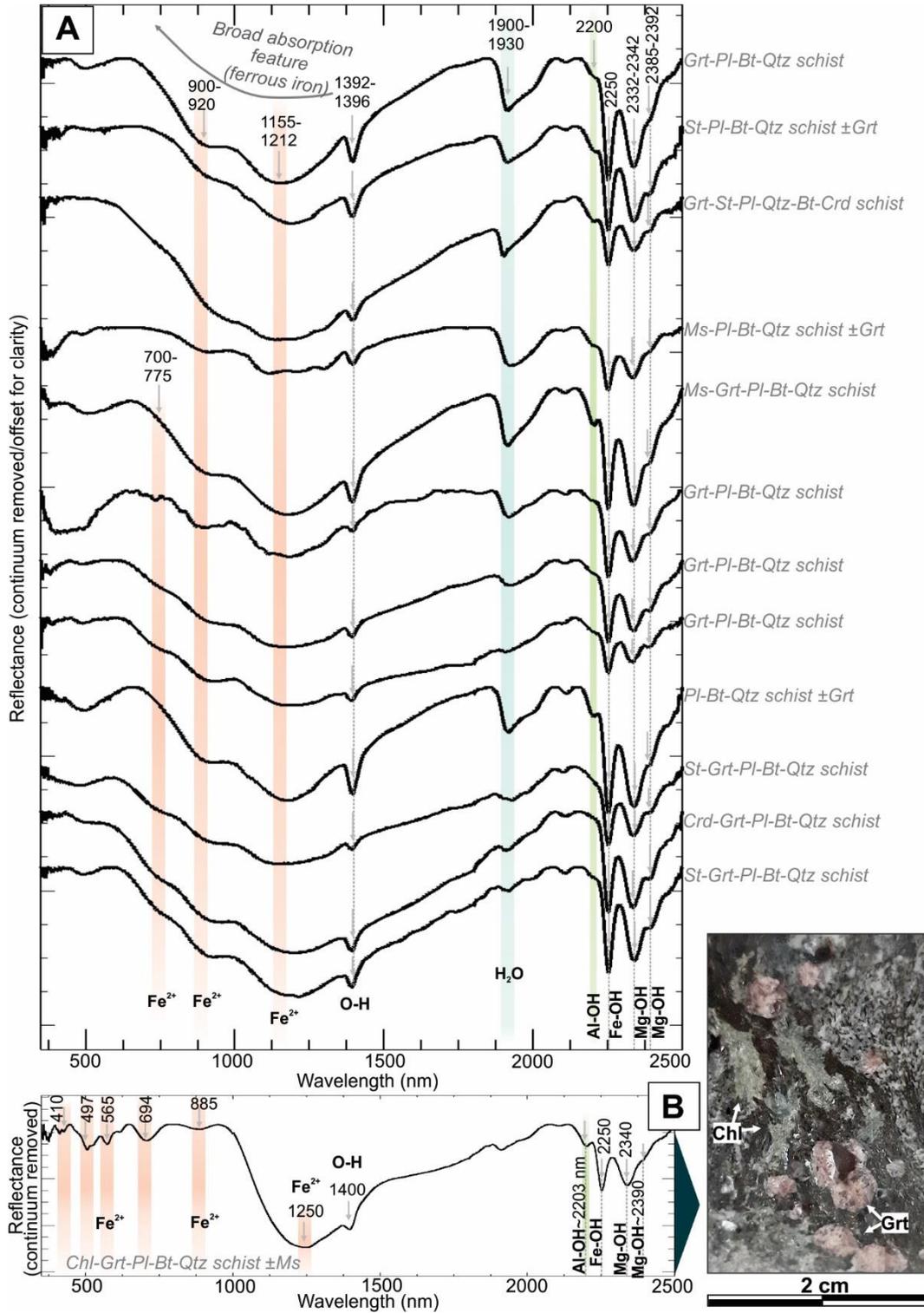
Nota: (C) Muscovita grossa e hidrotermal (Ms III), discordante da foliação do xisto. (D, E) Observar muscovita hidrotermal (Ms III) associada com pirrotita e discordante da foliação do xisto. (G) Observar desenvolvimento de sericitização de plagioclásio e muscovita fina hidrotermal (Ms III), concordante com a foliação do xisto, ambas relacionadas a halos de alteração da microfratura. Nicóis paralelos=C, D, G; nicóis cruzados= E, I. Bt (I)= biotita metamórfica; Cal= calcita; Ccp= calcopirita; Chl= clorita; Ep= epidoto; Ilm= ilmenita; Ms (III)= muscovita hidrotermal; Op= minerais opacos; Pl= plagioclásio; Po= pirrotita; Py= pirita; Qtz= quartzo; Ser= sericita; Sil= sillimanita; Tur= turmalina; Zrn= zircão.

5.2 CARACTERIZAÇÃO ESPECTRAL DE AMOSTRAS DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

Os espectros de refletância das diferentes variações composicionais dos micaxistos da Formação Seridó são, de forma geral, similares, com amplas feições de absorção no visível ao infravermelho próximo (~700-725, 900-920 e 1155-1212 nm), as quais estão associadas com o processo de transição eletrônica do ferro ferroso presente na estrutura da biotita (HUNT, 1977) (Figura 17A). Por outro lado, feições de absorção bem definidas estão relacionadas a processos de vibração molecular em ~2250 nm (Fe-OH) e ~2332-2342 nm e ~2385-2392 nm (Mg-OH) (Figura 17A). Estas feições estão associadas com biotita (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008).

Minerais como plagioclásio, quartzo e andaluzita não apresentam feições de absorção diagnósticas na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas. Em contrapartida, minerais como sillimanita e cordierita podem apresentar feições de absorção na faixa do infravermelho de ondas curtas (FARRELL; NEWNHAM, 1967; FAN *et al.*, 2012), porém esses minerais não foram detectados. Muscovita é observada por meio de feições de absorção diagnósticas em ~1400 nm (OH⁻) e em ~2200 nm (Al-OH) (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008). As feições de absorção da granada (almandina), quando presente em grandes proporções na rocha, encontram-se em torno de 410, 497, 565, 694, 885 e 1250 nm, e são derivadas de processos de transição eletrônica do íon ferro ferroso (IZAWA *et al.*, 2018) (Figura 17B).

Figura 17 - Exemplos de espectros empilhados de micaxistos da Formação Seridó, representativos dos testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 (A), e detalhe de feições de absorção diagnósticas da granada (almandina) (B).



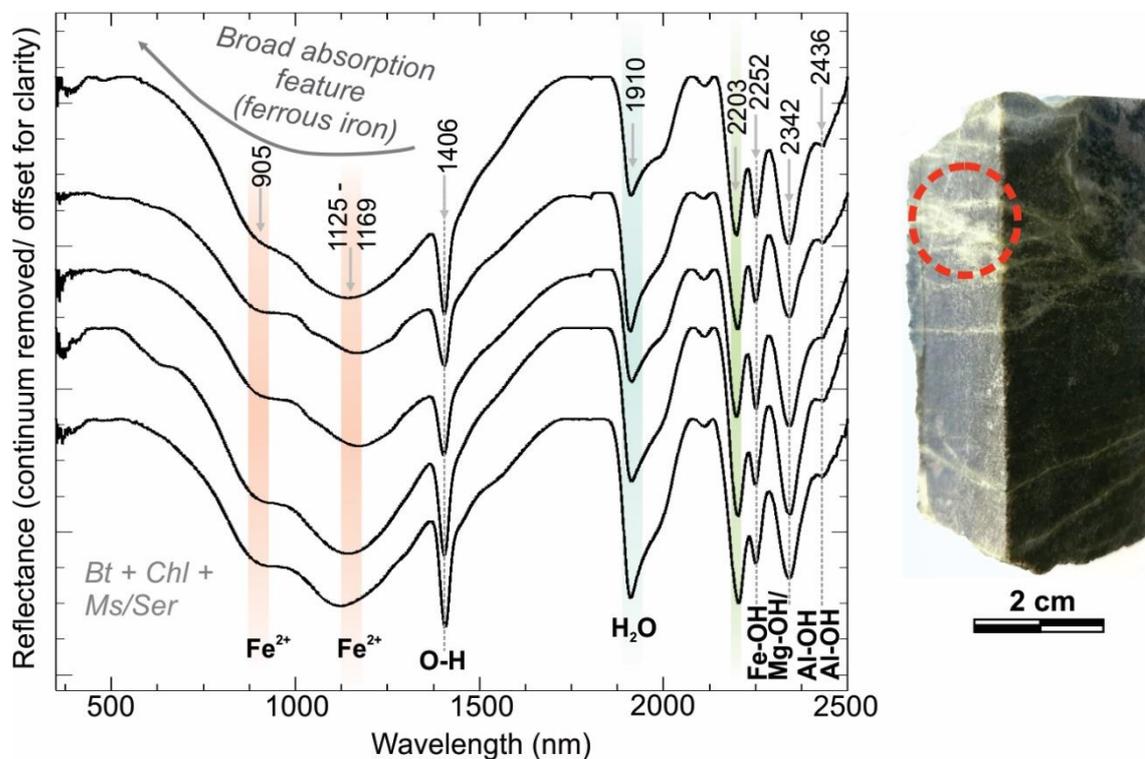
Fonte: A autora (2020).

Nota: (B) As feições de absorção diagnósticas da granada (almandina), na faixa do visível ao infravermelho próximo (VNIR), são observadas, ocasionalmente, quando este mineral ocorre em

grandes proporções na rocha. Bt= biotita; Chl= clorita; Crd= cordierita; Grt= granada; Ms= muscovita; Pl= plagioclásio; Qtz= quartzo; Sil= sillimanita; St= estauroлита.

Níveis de sericitização e/ou cloritização são marcados por feições de absorção semelhantes, respectivamente, às feições da muscovita (~1400, ~2200, 2340, 2430 nm) e biotita (900, 1130, 2250, 2340 nm) (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008) (Figura 18).

Figura 18 - Espectros de refletância empilhados referentes a medidas de níveis sericitizados e cloritizados de amostras do testemunho de sondagem CRDD-132.



Fonte: A autora (2020).

Nota: Observar amostra de xisto com microfraturas preenchidas por sericita e clorita, e local de medição de refletância (círculo vermelho). Bt= biotita; Chl= clorita; Ms= muscovita; Ser=sericita.

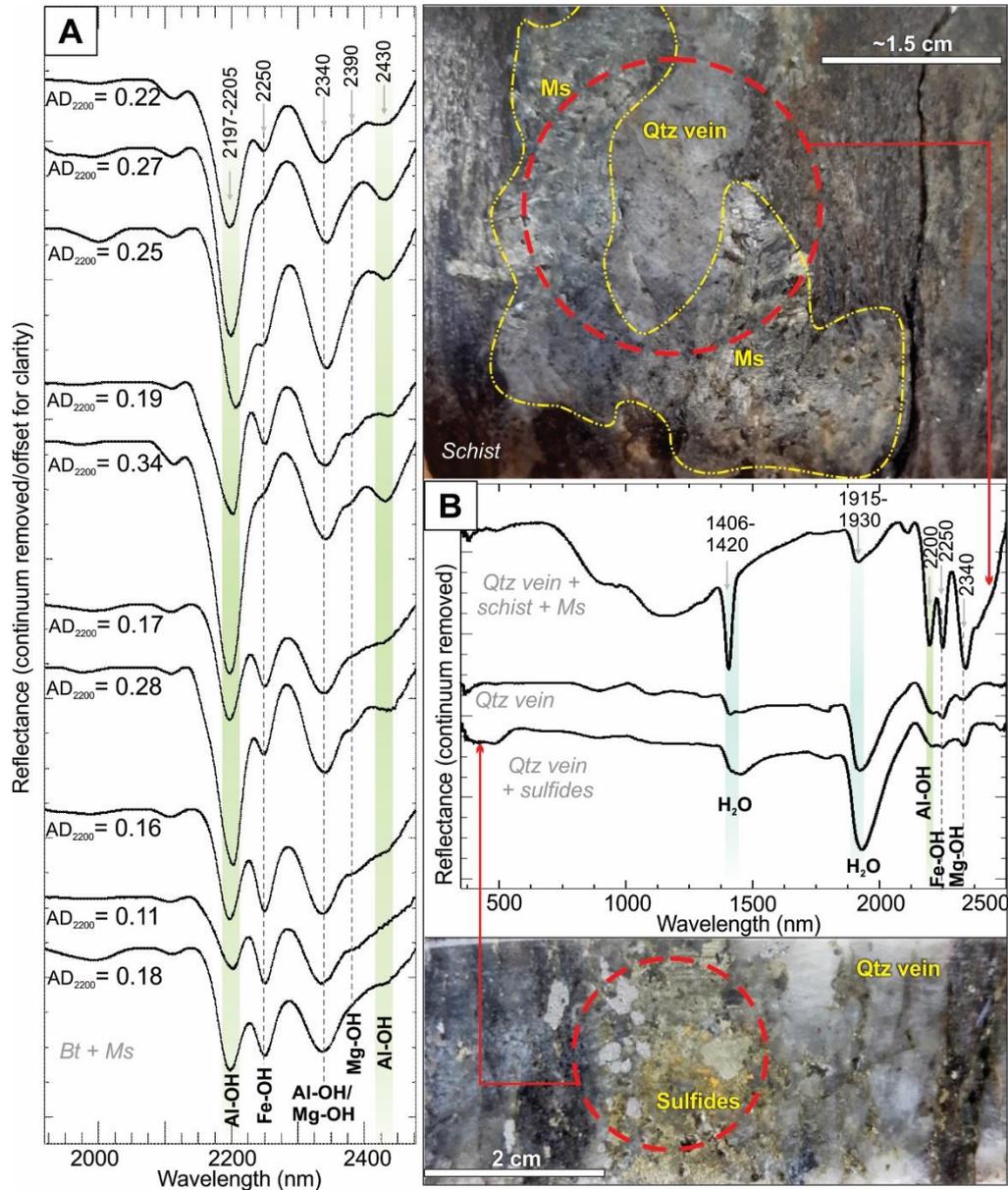
A muscovita de origem hidrotermal ocorre, principalmente, em níveis dos xistos com maiores concentrações de veios e venulações de quartzo, portadores de sulfetos. Nesses níveis são observadas feições de absorção bem definidas de muscovita, que estão centradas em ~2197-2205 nm (Al-OH), exibindo uma composição de mica branca rica em Al (DUKE, 1994; HUNT, 1977; SCOTT; YANG, 1997; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008) (Figura 19A).

Veios de quartzo sulfetados mostram resposta espectral com feições de absorção sutis (~1400 e ~1900 nm) de possíveis inclusões aquosas, além de feições de muscovita (~2200 nm, Al-OH) e biotita (~2250 nm, Fe-OH; ~2340 nm, Mg-OH), que podem aparecer como inclusões nos veios ou estar associadas ao xisto alterado conjuntamente medido (Figura 19B). Os sulfetos não apresentam feições de absorção diagnósticas na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas.

Os valores da profundidade de absorção em ~2200 nm $\geq 0,10$ são considerados com maiores concentrações de muscovita e/ou sericita (Figuras 20, 21). Observa-se que valores de profundidade de absorção em ~2200 nm superiores a 0,10 demarcam as profundidades de ~49-55 m e 79-110 m no testemunho de sondagem 525-01 (Figura 20), e entre 289 e 328 m no testemunho de sondagem CRDD-132 (Figura 21). Essas profundidades estão marcadas pelos maiores teores de ouro e maiores concentrações de muscovita e veios e venulações de quartzo sulfetados.

É possível notar que, no testemunho CRDD-132, os intervalos entre 215-242 m e 345-352 m aparecem com valores superiores a 0,10 de profundidade de absorção em ~2200 nm (Figura 21). Todavia, não há dados de ouro anômalos associados ou disponíveis. Portanto, esses intervalos podem representar níveis com alteração sericítica pervasiva ou microfraturas preenchidas por sericita.

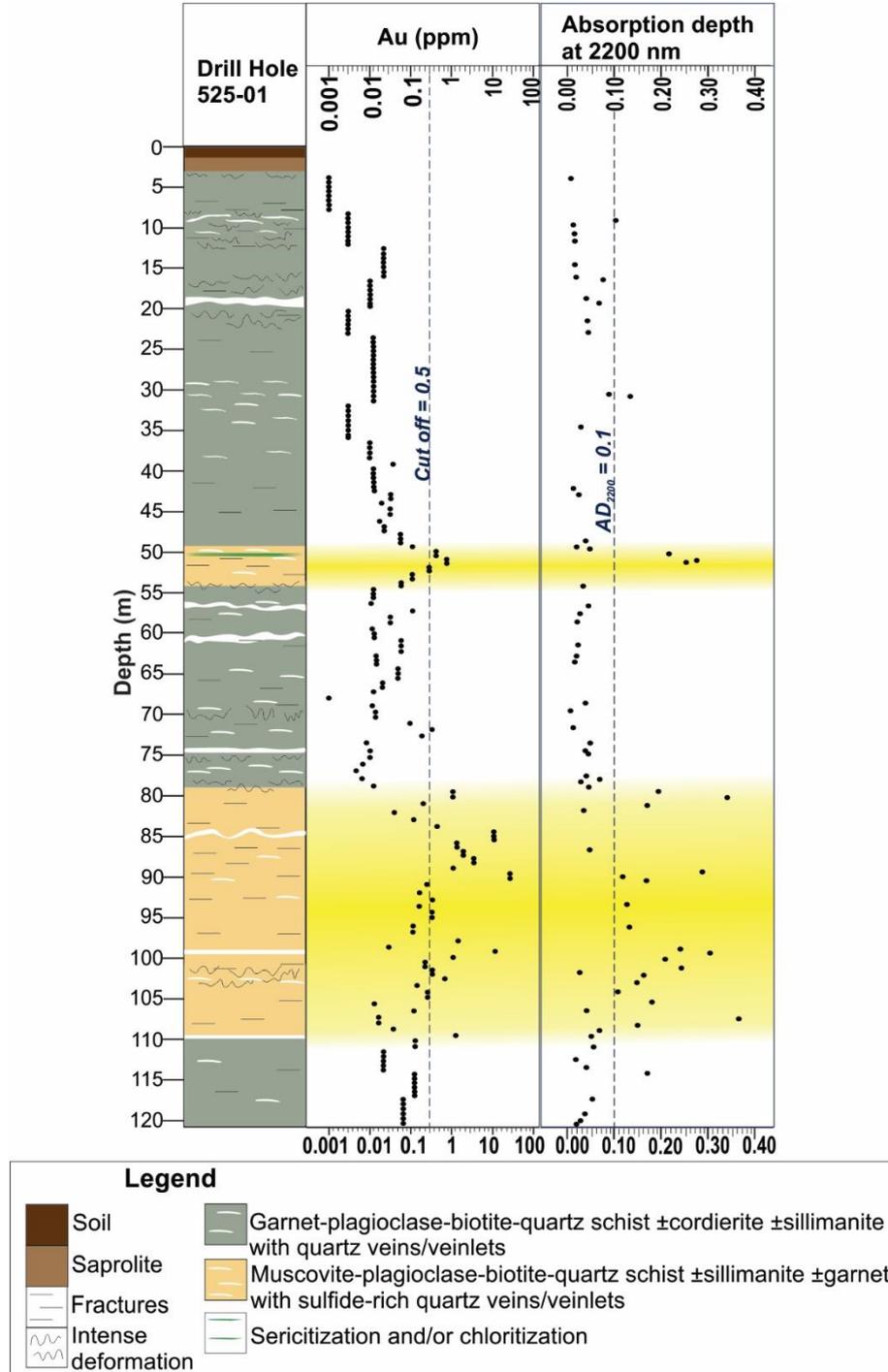
Figura 19 - Exemplos de espectros de refletância empilhados de micaxistos alterados e hospedeiros de veios de quartzo, mostrando a presença de muscovita por meio da feição de absorção bem definida e centrada entre ~2197 e 2205 nm (Al-OH).



Fonte: A autora (2020).

Nota: (A) São mostrados valores calculados de profundidade de absorção em 2200 nm (AD_{2200}). (B) Exemplos de espectros de refletância empilhados de medidas em veios de quartzo com sulfetos associados, e em veios de quartzo circundados por aglomerados de muscovita grossa hidrotermal. Bt= biotita; Ms= muscovita.

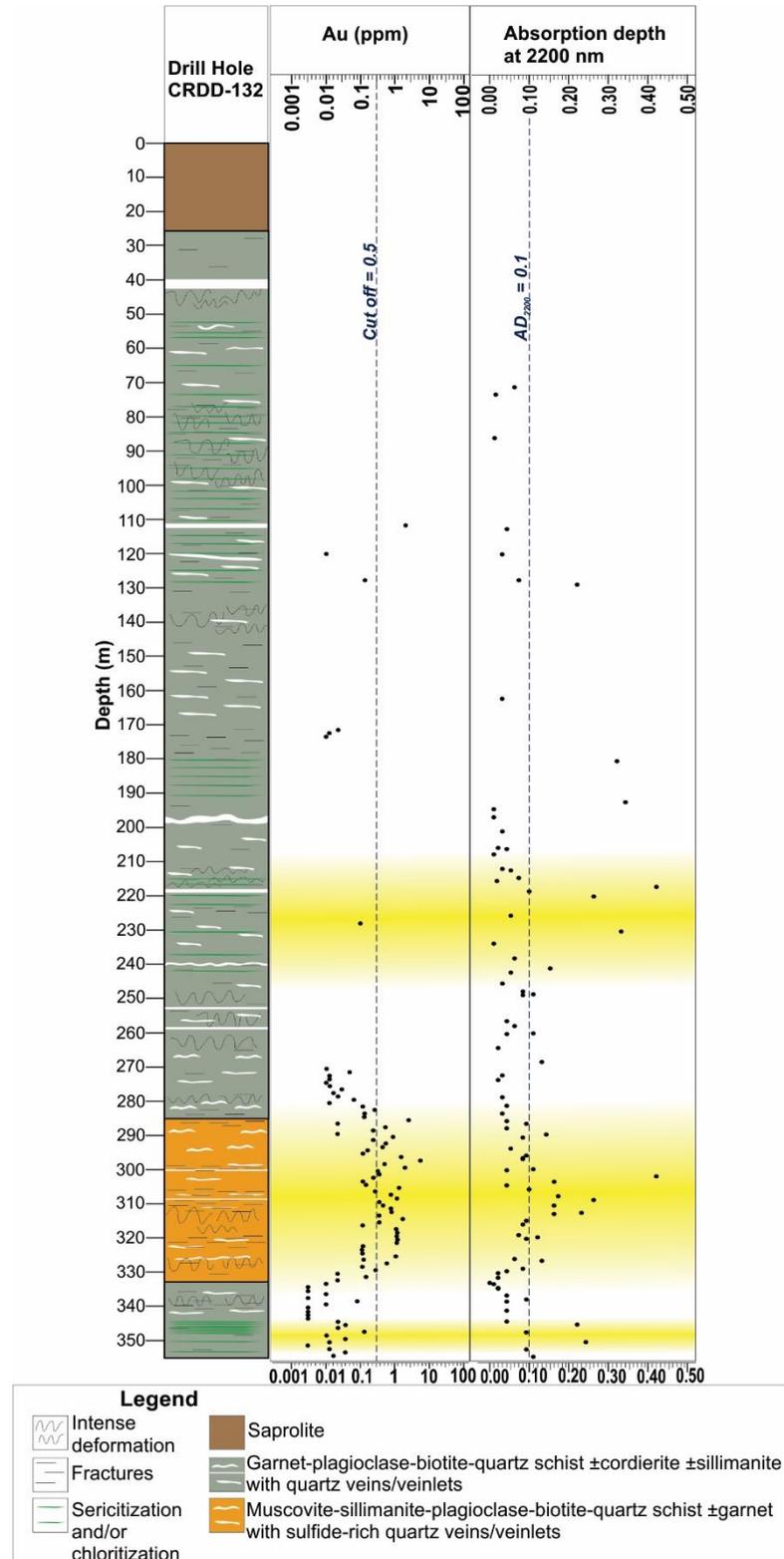
Figura 20 - Seção esquemática do testemunho de sondagem 525-01, com teores de ouro (ppm) e profundidade de absorção em 2200 nm (Al-OH).



Fonte: A autora (2020).

Nota: Observar a correlação positiva de setores de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto com altos teores de ouro e maiores profundidades de absorção em 2200 nm (destaques em amarelo). AD₂₂₀₀= profundidade de absorção em 2200 nm; *Cut off*= teor de corte.

Figura 21 - Seção esquemática do testemunho de sondagem CRDD-132, com teores de ouro (ppm) e profundidade de absorção em 2200 nm (Al-OH).



Fonte: A autora (2020).

Nota: Observar a correlação positiva de setores de micaxistos com altos teores de ouro e maiores profundidades de absorção em 2200 nm (destaques em amarelo). AD₂₂₀₀= profundidade de absorção em 2200 nm; Cut off= teor de corte.

5.3 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, PETROGRÁFICA E ESPECTRAL DE MICAXISTOS AFLORANTES E DA ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA

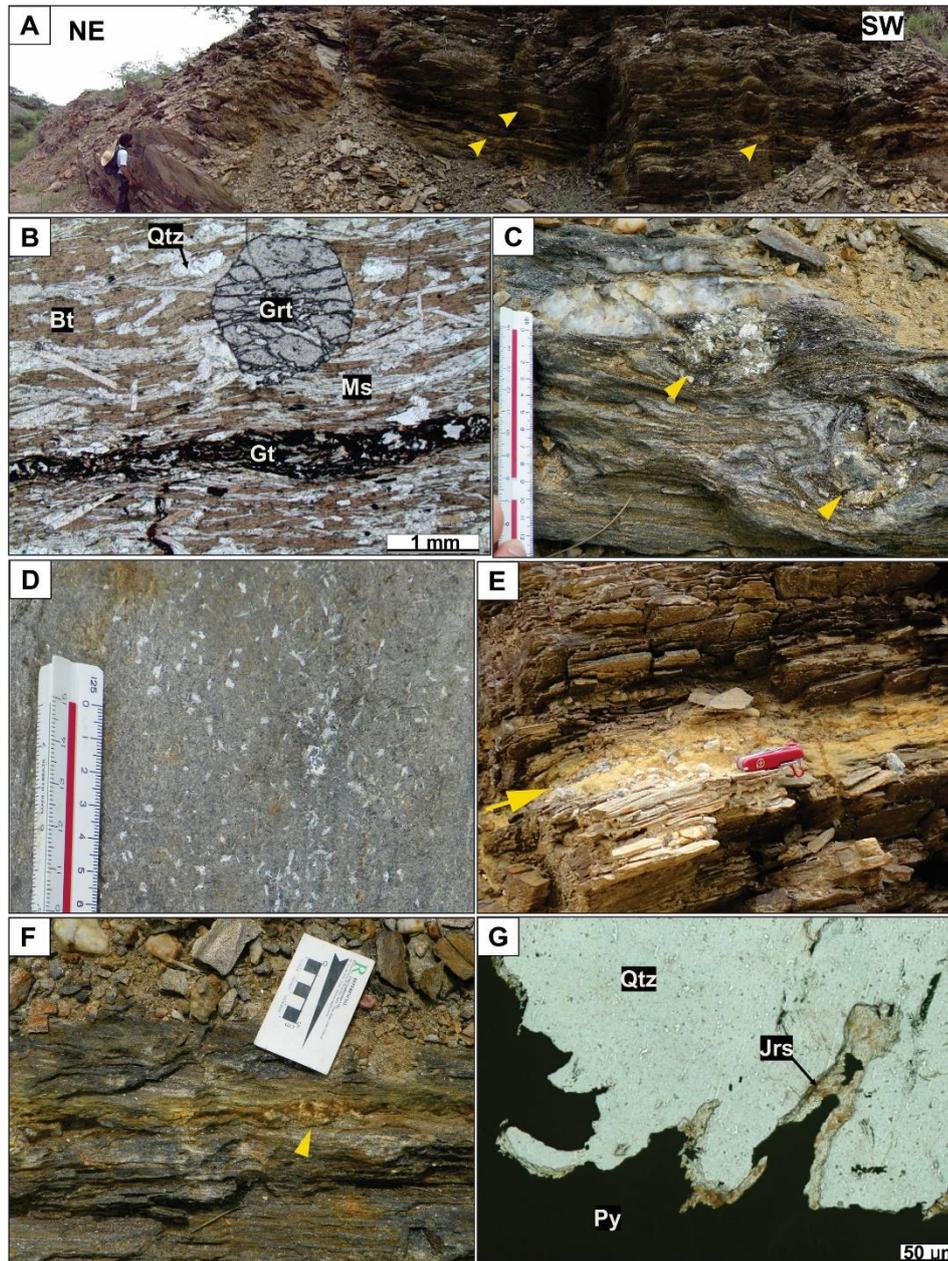
Afloramentos na cava da mina São Francisco são marcados, na sua maioria, por muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm granada \pm sillimanita, de granulação fina à média (Figuras 22A, B). Como minerais minoritários ocorrem apatita, zircão, turmalina, óxidos de ferro (*e.g.* magnetita e goethita) (Figura 22B) e sulfetos (*e.g.* pirrotita, pirita, calcopirita, marcassita, galena). Em geral, a foliação destes micaxistos apresenta direção NE-SW com mergulho variando entre 45-58° para 120-135 AZ (Figura 22A), chegando até 73°/135AZ. A intensa deformação a qual estas rochas foram submetidas favorece uma variação no mergulho da foliação das mesmas, apresentando porções dobradas e exibindo nos flancos uma foliação com baixo ângulo de mergulho (*e.g.* 17°/135AZ). Também são observadas porções silicificadas nos micaxistos.

Nódulos enriquecidos em cristais de muscovita são identificados nos micaxistos (Figura 22C), com dimensão variando de 0,5-6,0 cm, bem como ripas de muscovita com dimensão milimétrica em torno de ~1,0 - 5,0 mm (Figura 22D). Esses nódulos de muscovita, possivelmente, são pseudomorfos de cordierita pretérita e estão associados à alteração hidrotermal (*e.g.* cordierita + fluido = muscovita + fluido; LUIZ-SILVA; 2000).

Veios de quartzo ocorrem concordantes com a foliação principal dos micaxistos encaixantes (Figuras 22A, E, F), com espessura milimétrica (2-10 mm) a centimétrica (1-35 cm). Muitos destes veios estão intensamente intemperizados, exibem coloração amarelo-ocre (Figuras 22A, E, F) e, por vezes, apresentam-se boudinados (Figura 22F). Neles, é possível identificar magnetismo (dado pela pirrotita) e a presença de óxidos de ferro, jarosita e sulfetos como pirita, pirrotita e calcopirita, oxidados em sua maior parte. Galena e marcassita são identificadas em menores proporções. Em alguns destes veios ocorrem biotita, muscovita e granada associadas. Usualmente, os sulfetos ocorrem de forma intersticial nos cristais de quartzo, desses veios de quartzo. Jarosita é encontrada nas bordas de cristais de pirita, indicando produto de oxidação desta (Figura 22G).

Figura 22 - Afloramento de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto (A). (B) Fotomicrografia (luz transmitida) de muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto com goethita e porfiroblasto de granada.

(C) Nódulos de cristais de muscovita (indicados pelas setas amarelas) em micaxisto. (D) Ripas milimétricas de muscovita em micaxisto. Detalhe de veios de quartzo (indicados pelas setas amarelas), exibindo coloração amarelo-ocre, fortemente intemperizados (E) e boudinado (F). (G) Fotomicrografia (luz transmitida) de veio de quartzo exibindo jarosita nas bordas de cristal de pirita.



Fonte: A autora (2020).

Nota: (A) Afloramento exibindo foliação principal de direção NE-SW com mergulho para $53^{\circ}/120\text{AZ}$. Notar veios de quartzo com coloração amarelo-ocre, concordantes com a foliação do xisto (indicados pelas setas amarelas). (C) Nódulos de muscovita com cerca de 5 cm de dimensão. (D) Ripas de muscovita, relativamente mais grossas e discordantes da foliação principal do micaxisto. (G) Jarosita ocorrendo como produto de oxidação da pirita. Nícois paralelos = B, G. Bt= biotita; Grt= granada; Gt= goethita; Jrs= jarosita; Ms= muscovita; Py= pirita; Qtz= quartzo.

Com relação à caracterização espectral, os micaxistos são marcados por feições de absorção de goethita, em ~423, 488, 661 e 916 nm, as quais são geradas por processos de transição eletrônica de ferro férrico (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008) (Figura 23A). As feições de absorção na faixa do infravermelho de ondas curtas, geradas por processos de vibração molecular, ocorrem em ~1410 nm, associada à hidroxila (OH⁻) presente na estrutura de muscovita e biotita, em cerca de 1915 nm, relacionada à molécula de água, em ~2203 nm (Al-OH - muscovita), em ~2251 (Fe-OH - biotita) e em ~2352 e 2388 nm (Mg-OH - biotita) (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008) (Figura 23A). Micaxistos portadores de sillimanita e granada não apresentam respostas espectrais relacionadas a estes minerais, ocorrendo as feições de goethita, muscovita e biotita em todos os casos.

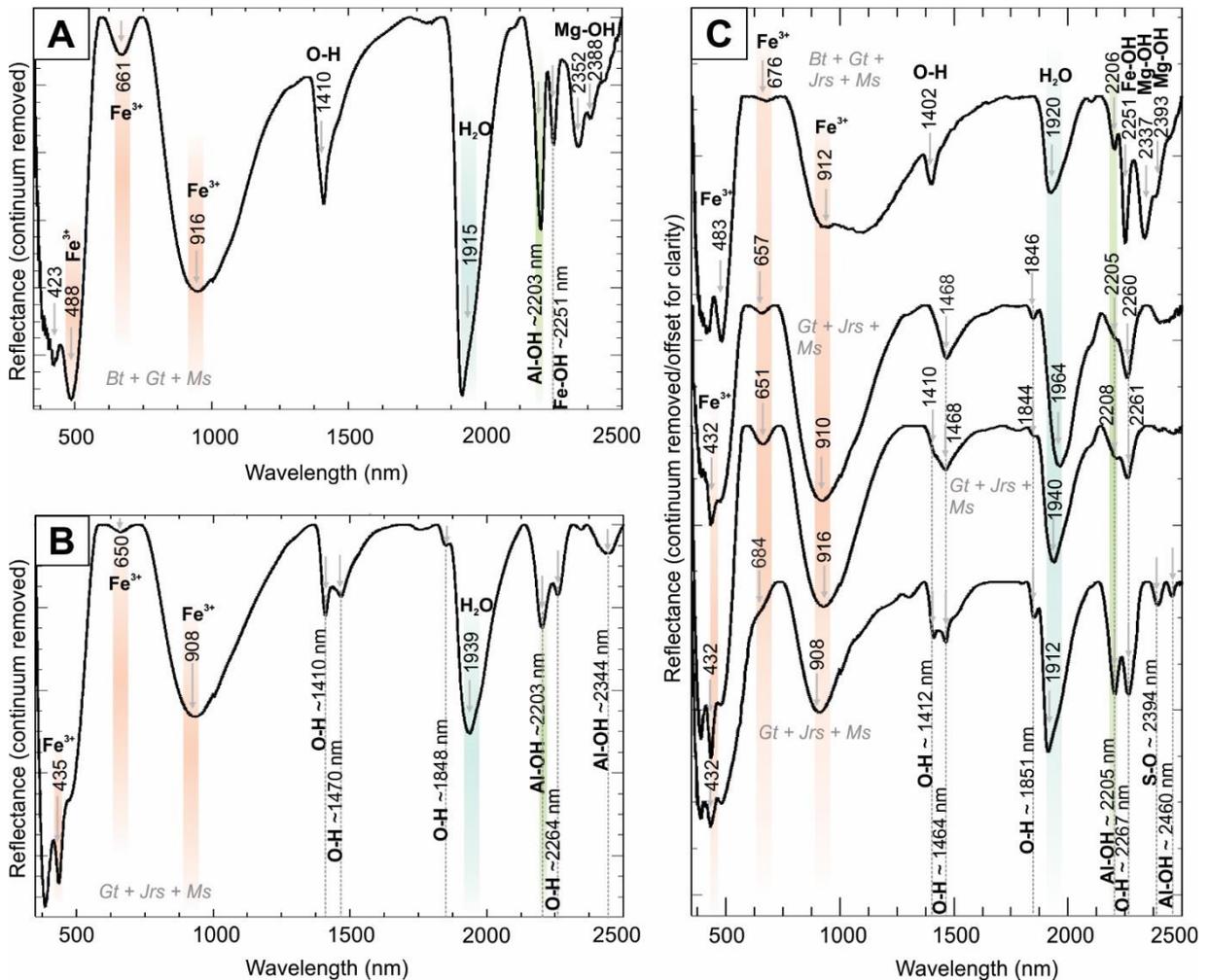
Material pulverulento, de coloração amarelo-ocre, retirado de afloramento de veio de quartzo sulfetado, fortemente intemperizado (*cf.* Figura 22E), mostra feições de absorção diagnósticas de goethita, muscovita e jarosita, este último um sulfato derivado da oxidação de sulfetos (SWAYZE *et al.*, 2008) (Figura 23B). De acordo com Cloutis *et al.* (2006), uma das principais feições de absorção diagnósticas da jarosita, na faixa do visível, encontra-se em torno de 430 nm, gerada por processos de transição eletrônica em íons de ferro férrico. As feições de absorção em torno de ~650 e ~908 nm remetem à goethita e/ou jarosita (ferro férrico; CLOUTIS *et al.*, 2006; HUNT, 1979; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008).

Feições de absorção em ~1410 nm corresponde à hidroxila (muscovita) e em ~1939 nm corresponde à presença da molécula de água (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008). As feições centradas em ~1470, ~1848 e ~2264 nm estão relacionadas ao processo de vibração de hidroxila na estrutura da jarosita (CLOUTIS *et al.*, 2006; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008), enquanto que as absorções associadas à ligação Al-OH (~2203 e ~2344 nm) estão associadas com a muscovita (PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008) (Figura 23B).

Curvas de refletância da interface do micaxisto com veios de quartzo sulfetados mostram a presença de minerais como jarosita, biotita, goethita e muscovita (Figura 23C). A jarosita é identificada pela feição de absorção de ferro férrico e aquelas relacionadas com a vibração de hidroxila previamente citadas (CLOUTIS *et al.*, 2006; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008), e uma feição em ~2394 nm derivada da vibração de ligação S-O (CLOUTIS *et al.*, 2006) (Figura 23C).

A goethita aparece em todas as curvas espectrais (feições de absorção em 660 e 910 nm), assim como a biotita (feições em ~2251 nm - Fe-OH, e em ~2337 e 2393 nm - Mg-OH), e a muscovita com uma feição principal em cerca de 2205 nm (Al-OH) e uma sutil em 2460 nm (Al-OH) (HUNT, 1977; PONTUAL; MERRY; GAMSON, 2008).

Figura 23 - (A) Espectro de refletância de micaxisto aflorante da Formação Seridó. (B) Espectro de refletância de material pulverulento, com coloração amarelo-ocre, derivado de veio de quartzo sulfetado, fortemente intemperizado. (C) Espectros de refletância empilhados da interface de veios de quartzo sulfetados e intemperizados com micaxistos.



Fonte: A autora (2020).

Nota: (A) Espectro de refletância caracterizado por feições de absorção da biotita, goethita e muscovita. (B) Espectro de refletância caracterizado por feições de absorção da goethita, jarosita e muscovita. (C) Espectros de refletância caracterizados por feições de absorção de biotita, goethita, jarosita e muscovita. Bt= biotita; Gt = goethita; Jrs = jarosita; Ms= muscovita.

5.4 SÍNTESE DA SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA DO DEPÓSITO SÃO FRANCISCO

Esta seção mostra, de forma sucinta, uma breve síntese da sequência paragenética encontrada nas amostras estudadas do depósito de ouro São Francisco, a partir das evidências mineralógicas, texturais e espectrais. Com base nessas evidências, foram considerados três eventos associados ao depósito São Francisco: (I) evento metamórfico, (II) estágio de retrometamorfismo e (III) evento hidrotermal (Figura 24).

Os resultados obtidos nesta dissertação mostram que a assembleia mineral metamórfica está representada por biotita (Bt I), quartzo, plagioclásio, granada, cordierita, andaluzita, estaurolita e sillimanita (Figura 24). Magnetita, ilmenita, turmalina, apatita e zircão também correspondem a esse evento metamórfico e estão presentes como inclusões em porfiroblastos de granada, cordierita e estaurolita, evidenciando uma formação pretérita desses minerais em relação aos porfiroblastos (Figura 24).

Um estágio de retrometamorfismo foi descrito por Coutinho (1994) e considera-se, aqui, que esse estágio está relacionado à sericitização de plagioclásios (sericita retrometamórfica - Ser II), cloritização de biotita e granada (clorita retrometamórfica - Chl II) e muscovita retrometamórfica (Ms II) de granulometria fina, concordante com a foliação do xisto (Figura 24). A mineralogia retrometamórfica não está relacionada com halos de alteração em torno de veios de quartzo, microfraturas preenchidas por calcita ou zonas de cisalhamento.

De acordo com Luiz-Silva (1995), a mineralização primária é contemporânea ao pico metamórfico ($T \sim 574^\circ \pm 30$) ocorrido nas rochas do depósito, onde o ouro e sulfetos associados encontram-se disseminados, em meio à foliação dos xistos, ou de forma intersticial em veios de quartzo.

Especificamente como resultados dessa dissertação, destaca-se que no evento hidrotermal ocorreu a geração de quartzo, biotita (Bt III) e muscovita (Ms III) hidrotermais, com granulometria grossa, além dos sulfetos, ouro, calcita, epidoto, sericita (Ser III) e clorita (Chl III) hidrotermais (Figura 24). A formação de sericita hidrotermal sugere uma temperatura mínima de 200°C para o evento hidrotermal (ALLEN *et al.*, 1996; RIDLEY, 2013). Nesse evento, sillimanita pode ser encontrada em equilíbrio textural com pirrotita, calcopirita, pirita, arsenopirita e ilmenita (Figura 24). Ilmenita e turmalina foram recristalizadas durante o evento hidrotermal, apresentando uma granulometria relativamente grossa.

Pirrotita pode ser encontrada associada à arsenopirita ou como inclusão nesta, assim como também galena pode ser encontrada como inclusão em pirita. Essas evidências texturais indicam que pirrotita e galena são fases minerais pretéritas à formação de arsenopirita e pirita, respectivamente (Figura 24). As relações de contato entre pirrotita e arsenopirita também apontam que pirrotita foi o primeiro sulfeto a se formar.

Usualmente, observa-se intercrescimento entre pirrotita e calcopirita, bem como galena e calcopirita. Esses três minerais podem ser encontrados preenchendo interstícios de cristais de arsenopirita que se encontram em equilíbrio textural com pirita, sugerindo que ambas se formaram sincronicamente (Figura 24). Neste caso, calcopirita, pirrotita e galena ocorrem como fases tardias em relação à arsenopirita (Figura 24).

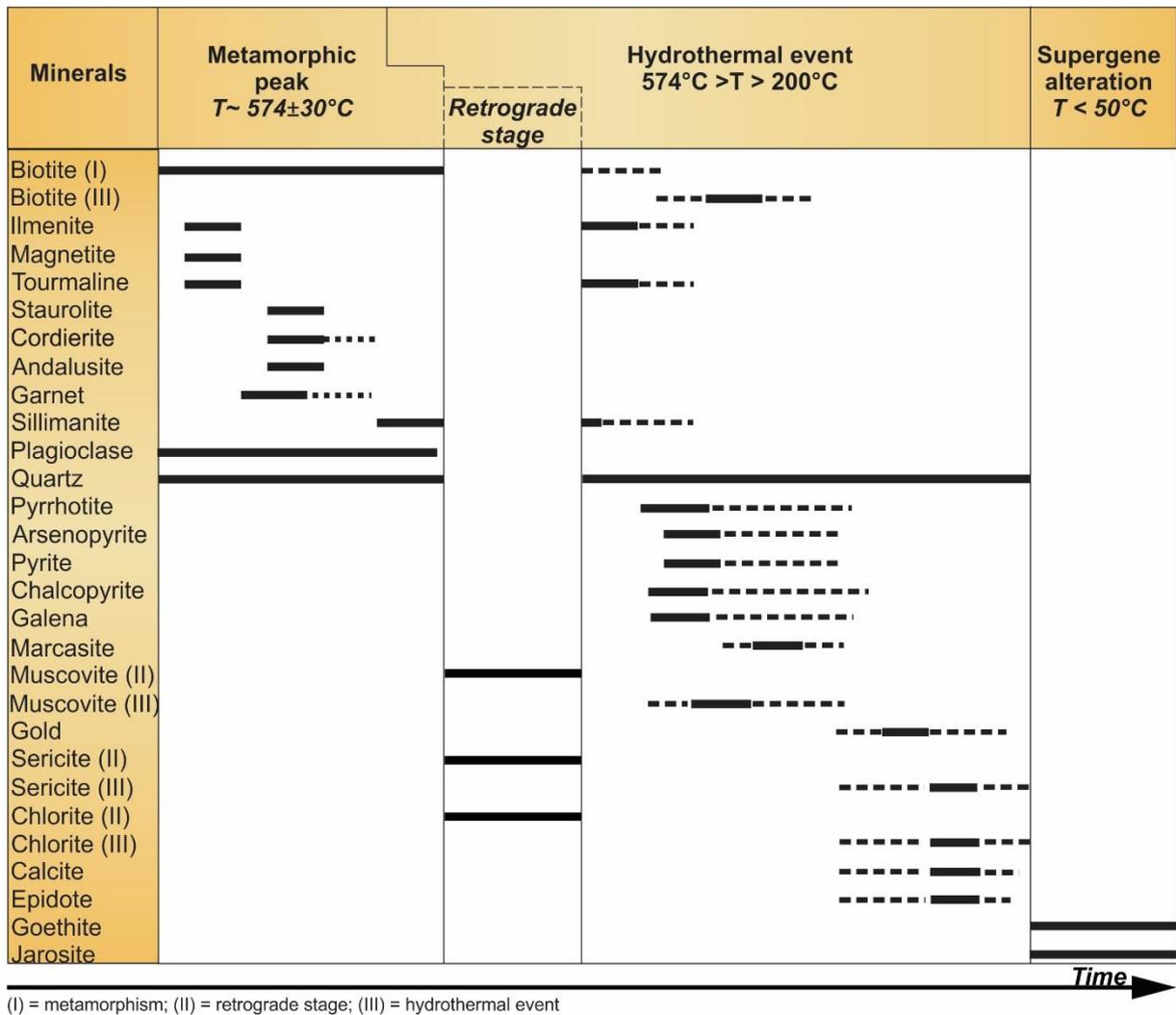
Calcopirita também pode ocorrer em estágios mais tardios da paragênese mineral, geralmente, nos interstícios dos cristais de pirita, substituindo esta, ou preenchendo microfraturas em cristais de arsenopirita. Marcassita ocorre associada à pirrotita, provavelmente, como produto de alteração desta (Figura 24), baseando-se nos processos descritos na literatura por Ramdohr (1969).

Muscovita hidrotermal (Ms III) pode ser encontrada associada à pirrotita ou arsenopirita e, conseqüentemente, também aos demais sulfetos (Figura 24). Não foi identificada relação textural entre essa muscovita e ouro. O ouro é observado nos interstícios dos cristais de pirrotita e arsenopirita, indicando sua formação relativamente tardia em relação a esses sulfetos (Figura 24).

Sericita (Ser III), clorita (Chl III) e calcita hidrotermais se desenvolveram, de forma intersticial, ou preenchendo microfraturas no xisto ou em veios de quartzo. Observa-se uma relação direta entre pirita, pirrotita ou arsenopirita e sericita hidrotermal (Ser III), calcita ou epidoto, evidenciando que esses minerais, possivelmente, foram formados concomitantemente ou logo após a formação desses sulfetos (Figura 24). Não foram observadas relações texturais entre sericita (III), clorita (III), calcita e epidoto com o ouro.

Goethita e jarosita, que tiveram a identificação confirmada com base nos dados petrográficos e espectrais, ver item 5.3, são as fases minerais que representam a alteração supergênica no depósito São Francisco, formadas em condições de temperatura inferior a 50°C (GALÁN; FERRELL, 2013).

Figura 24 - Sequência paragenética do depósito de ouro São Francisco.



Fonte: A autora (2020).

6 DISCUSSÃO

Neste capítulo são abordados e discutidos os principais aspectos relacionados à caracterização mineralógica e de alteração hidrotermal do depósito de ouro São Francisco, bem como a utilização dos dados aerogeofísicos e de espectroscopia de refletância como métodos prospectivos integrados, respectivamente, numa escala regional e local (rochas de superfície e testemunhos de sondagem).

6.1 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As descrições de campo e petrográficas permitiram distinguir três diferentes litologias para o depósito São Francisco: (i) granada-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm cordierita \pm sillimanita, (ii) muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm sillimanita \pm granada e (iii) muscovita-sillimanita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto \pm granada. As litologias ii e iii são marcadas, respectivamente, por maiores proporções de muscovita e, sillimanita e muscovita, e representam as zonas mineralizadas do depósito. Conforme já descrito por Luiz-Silva (2000), a mineralização de ouro do depósito São Francisco está hospedada nos micaxistos da zona da sillimanita-muscovita.

Evidências de possível retrometamorfismo são consideradas associadas à cloritização da biotita e granada, e sericitização de plagioclásios nos micaxistos. Ambas as alterações retrógradas ocorrem, respectivamente, restritas aos cristais de biotita e granada, e plagioclásio. Portanto, considera-se que essas alterações não apresentam uma relação direta com fluidos hidrotermais percolantes que produziram preferencialmente minerais com preenchimento em fraturas ou zonas de cisalhamento, ou com textura intersticial pervasivamente em toda a matriz da rocha. A muscovita de granulometria fina, concordante com a foliação do xisto, também foi interpretada associada ao retrometamorfismo, visto que, foi possível identificar essa muscovita desenvolvida nas bordas da biotita metamórfica (Figuras 11F, 12E, 14A), sugerindo reação retrógrada envolvendo ambos os minerais (*e.g.* HOLLOCHER, 1981; SCHÜSSLER *et al.*, 2004).

Entretanto, para uma melhor distinção entre muscovita retrometamórfica e muscovita hidrotermal, além das diferenças texturais consideradas neste trabalho, são necessárias, por exemplo, análises de composição química mineral (*e.g.* CRAW *et al.*, 2007; AIRAGHI *et al.*, 2017). O metamorfismo retrógrado no depósito São Francisco foi relatado por Coutinho (1994),

onde a autora atribui a esse estágio, por exemplo, a cloritização de biotita e granada, saussuritização de plagioclásio e muscovitização de andaluzita.

Por outro lado, algumas das evidências de hidrotermalismo estão relacionadas à nucleação e crescimento de minerais e, deste modo, é plausível considerar, principalmente, a muscovita de granulometria grossa associada à alteração hidrotermal (Figuras 11G, H, 12B, 13C, 14A, 16C) (e.g. depósito tipo Cu-pórfiro; RUNYON *et al.* 2017, 2019; depósito de Sn-W-Mo do tipo *lode*; LECUMBERRI-SANCHEZ *et al.*, 2017). Complementarmente, muscovita de granulometria fina, discordante ou concordante com a foliação do xisto ocorre também associada ao evento hidrotermal, sendo esta última, relacionada, particularmente, a halos de alteração hidrotermal em torno de veios de quartzo (Figura 11C) ou microfraturas, transversais à foliação do xisto, e preenchidas por calcita (Figuras 14C, D, 16G). A muscovita grossa também pode se desenvolver, intersticialmente, nos cristais de cordierita ou substituir cristais de andaluzita. Foi possível identificar uma associação, em equilíbrio textural, entre a muscovita grossa e cristais de pirrotita ou arsenopirita (Figuras 11H, 16D-F).

Pseudomorfos de biotita e granada, parcialmente ou totalmente cloritizados, e sericitização de plagioclásios, associados a halos de alteração em torno de veios de quartzo, microfraturas ou zonas de cisalhamento, foram interpretados como produtos de alteração hidrotermal (Figuras 11C, 14C, D, 16G). Assim, caracterizam-se a clorita e sericita hidrotermais, que se distinguem da clorita e sericita retrometamórficas.

Os sulfetos estão relacionados ao evento hidrotermal e dentre eles foram identificados pirita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita, galena e marcassita, os quais encontram-se, geralmente, distribuídos de forma disseminada nos micaxistos ou, de forma intersticial, nos veios e venulações de quartzo (Figuras 11B, D, E, 12C-I, 15E-L). Pirrotita e pirita são os sulfetos predominantes (até 8% vol. da rocha). Em geral, ilmenita recristalizada está associada aos sulfetos e pertence à paragênese do minério estudado.

A paragênese mineral do minério, no depósito São Francisco, está representada por ouro+pirrotita+pirita±ilmenita±calcopirita±arsenopirita±galena, a qual está associada, principalmente, à formação de muscovita (grossa). O ouro é encontrado, de forma intersticial, entre pirrotita e arsenopirita, indicando que este é uma fase mineral relativamente tardia em relação aos sulfetos (Figuras 15J, K).

Conforme descrito por alguns autores (e.g. GROVES *et al.* 1998; RIDLEY, 2013), a assembleia mineral associada a depósitos de ouro do tipo *lode* está representada por veios de quartzo, com menores teores de carbonato (calcita ou ankerita) e sulfetos. De acordo com Ridley (2013), em geral, as zonas de alteração proximal desses depósitos estão representadas,

principalmente, por quartzo, sericita e pirita, que é similar à assembleia mineral constituinte da alteração hidrotermal sericítica, em depósitos do tipo pórfiro, diferenciando desta pela presença de carbonatos. A alteração sericítica é formada, relativamente tardia, no sistema hidrotermal, com uma temperatura em torno de 200-450°C (RIDLEY, 2013).

Em alguns setores dos micaxistos foi possível observar a alteração hidrotermal pervasiva constituída, essencialmente, por sericita (T~200-350°C; REYES, 1990; ALLEN *et al.*, 1996), com calcita (T<350°C; REYES *et al.*, 1993) e clorita (T~120-340°C; REYES, 1990) subordinadas (Figuras 11I-K). A alteração hidrotermal pervasiva também pode ser observada nos veios de quartzo sulfetados, e é representada por sericita e calcita. Comumente, sericita, calcita e clorita ocorrem preenchendo microfraturas, transversais à foliação do xisto ou a veios de quartzo (Figuras 11C, L, 14C, D, 16G, H).

Além desses minerais de alteração hidrotermal, observa-se também a formação de muscovita (grossa) hidrotermal (T~350-400°C; REYES *et al.*, 1993) associada, principalmente, a sulfetos como pirrotita e arsenopirita. Foi possível observar também a associação entre pirita, pirrotita e arsenopirita com sericita, calcita ou epidoto (T~250-340°C; REYES, 1990) (Figuras 11H, 16I). As relações texturais entre esses minerais de alteração apontam uma formação tardia dos mesmos no sistema hidrotermal e, possivelmente, contemporânea ou logo após a formação dos sulfetos e, conseqüentemente, do ouro. Da mesma forma, Allen *et al.* (1996) sugere que, em depósitos de ouro do tipo *lode*, muscovita e sericita hidrotermais geralmente são formadas concomitantemente ou imediatamente após à formação do minério.

Os minerais de alteração supergênica, reconhecidos por espectroscopia de refletância e confirmados pelas análises petrográficas, consistem goethita e jarosita. A jarosita está associada a ambientes ácidos-oxidantes e é formada pela alteração de sulfetos por fluidos potássicos, principalmente pirita (VAN BREEMEN, 1982). Um exemplo dessa formação da jarosita pode ser dado pela reação química: $12\text{FeS}_2 + 45\text{O}_2 + 30\text{H}_2\text{O} + 4\text{K}^+ \rightarrow 4\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 + 36\text{H}^+ + 16\text{SO}_4^{2-}$ (VAN BREEMEN, 1982 *apud* BOMAN; ÅSTRÖM; FRÖJDÖ, 2008).

6.2 VETORES EXPLORATÓRIOS GEOFÍSICOS E ESPECTRAIS

A partir da interpretação dos mapas aeromagnéticos, foi possível realçar as estruturas geológicas numa escala regional, bem como na área do depósito São Francisco. Extensos lineamentos estruturais delimitados nos mapas do campo magnético anômalo, derivada *tilt*, primeira derivada vertical e amplitude do sinal analítico (Figuras 4C, D, 5A-C) corroboraram com os dados de campo, onde foi possível observar um *trend* NE-SW dos micaxistos aflorantes

do depósito São Francisco, com médio a alto ângulo de mergulho ($45-73^\circ$) para SE (Figura 22A).

O alto gradiente magnético de direção NE-SW, no setor do depósito (Figuras 5C, D), é indicativo tanto da influência da Zona de Cisalhamento São Francisco quanto das elevadas concentrações de minerais magnéticos, no caso, pirrotita que é comumente encontrada nos micaxistos e veios de quartzo descritos (Figuras 11B, 12C, 15E, I, L). Este alto gradiente magnético visto, sobretudo, na imagem da amplitude do sinal analítico (Figuras 5B, C) é balizada pelos dados apresentados por Viana *et al.* (2018), que mostraram a existência de uma correlação positiva entre pirrotita, alta susceptibilidade magnética e teores de ouro.

A análise combinada dos mapas aerogamaespectrométricos dos canais do eTh, K e da razão eTh/K revelam uma assinatura pontual enriquecida em K na área do depósito São Francisco (Figura 6), provavelmente relacionada à alteração hidrotermal marcada, principalmente, por muscovita e, subordinadamente, sericitização.

No que tange o emprego da espectroscopia de refletância, duas abordagens foram efetuadas, uma considerando o estudo sistemático de sequências de rochas mais preservadas de efeitos intempéricos em dois testemunhos de sondagem, e outra abordagem avaliando as respostas de rochas aflorantes e sujeitas à alteração supergênica.

Na primeira abordagem, as assinaturas espectrais referentes aos testemunhos de sondagem 525-01 e CRDD-132 dos micaxistos estudados revelam respostas similares, principalmente de feições de absorção de ferro ferroso associado à biotita, e feições vibracionais deste mineral e de muscovita (Figura 17A). Localmente, foi possível observar a resposta espectral de granadas e classificá-las como almandina (Figura 17B). Todavia, setores marcados por intensa alteração hidrotermal atribuída, principalmente, à formação de muscovita no xisto e em associação à geração de veios e venulações de quartzo sulfetados, foram passíveis de serem discriminados a partir do cálculo da profundidade de absorção em 2200 nm (AD_{2200}) (*cf.* Figura 19A), que compreende o comprimento de onda da principal feição da muscovita, e que é gerada por processo de vibração de moléculas de Al-OH (HUNT, 1977).

A partir do emprego do cálculo de AD_{2200} nos espectros dos testemunhos de sondagem, foi possível correlacionar, de forma positiva, as litologias ii e iii com altos teores de ouro (cut off $\geq 0,5$ ppm) e altos valores de AD_{2200} ($\geq 0,1$) (Figuras 20 e 21). Estes resultados mostram que o cálculo de AD_{2200} aqui proposto funciona como uma ferramenta rápida e “farejadora” da mineralização de ouro, além de indicar a intensidade da alteração hidrotermal rica em Al-OH no depósito São Francisco. É importante também ressaltar que falsos positivos, todavia, podem ser localmente detectados, caso da ocorrência de setores com alteração sericítica pervasiva ou

microfraturas preenchidas por sericita no testemunho de sondagem CRDD-132, que não contém elevados teores de ouro (Figura 21).

Na segunda abordagem, os xistos aflorantes mostram feições de absorção similares às daquelas dos xistos dos testemunhos de sondagem, porém com feições de absorção adicionais na faixa do visível ao infravermelho próximo associadas à goethita (Figura 23A). Similarmente, veios de quartzo sulfetados ocorrem intensamente intemperizados e são marcados, além de feições de absorção diagnósticas de goethita (~423, 488, 661, 916 nm) por feições espectrais de jarosita (Figuras 23B, C). A jarosita é um mineral guia importante para prospecção metalífera, uma vez que é um sulfato derivado da oxidação de sulfetos (SWAYZE *et al.*, 2008).

A principal feição de absorção da jarosita, que se mantém em condições de misturas espectrais, está centrada em 430 nm (ferro férrico; CLOUTIS *et al.*, 2006), sendo, portanto, um vetor estratégico para a setorização de sítios potenciais para exploração de ouro no depósito São Francisco e adjacências, e um vetor adicional ao emprego do cálculo de AD₂₂₀₀ em condições de investigação geológica superficial.

7 CONCLUSÃO

Esta pesquisa possibilitou realizar a caracterização mineralógica de micaxistos e de alteração hidrotermal no depósito São Francisco, e revelou a paragênese do minério associada a ouro+pirrotita+pirita±ilmenita±calcopirita±arsenopirita±galena e à muscovita hidrotermal.

Os mapas aeromagnéticos permitiram realçar as principais zonas de cisalhamento que ocorrem no depósito, sendo a Zona de Cisalhamento São Francisco, de direção NE-SW, a mais expressiva que condiciona a mineralização de ouro. Os elevados gradientes magnéticos de direção NE-SW, encontrados na área do depósito, permitiram identificar uma anomalia magnética associada ao mesmo, proveniente de minerais magnéticos como, por exemplo, pirrotita, encontrada em abundância nos micaxistos mineralizados e veios de quartzo estudados.

A assinatura enriquecida em K, na área do depósito, observada nos mapas aerogamaespectrométricos, revela uma influência de fluidos hidrotermais. Esse enriquecimento em K pode ser correlacionado diretamente com a ocorrência de muscovita hidrotermal e alteração sericítica encontrada nos micaxistos e veios de quartzo do depósito.

Sericita e calcita estão associadas a sulfetos como pirita, pirrotita e arsenopirita, enquanto clorita e epidoto aparecem como minerais de alteração subordinados, sendo este último encontrado associado à pirrotita. Portanto, esses minerais de alteração de temperaturas relativamente mais baixas ($T \sim 200-350^\circ\text{C}$), no sistema hidrotermal, são contemporâneos ou precipitaram do fluido hidrotermal logo após a formação do ouro.

A aplicação da espectroscopia de refletância no estudo de micaxistos da Formação Seridó e veios de quartzo sulfetados aflorantes e em testemunhos de sondagem propiciou a identificação de respostas espectrais diagnósticas de muscovita e jarosita, que são considerados minerais-guia para a prospecção espectral no depósito São Francisco. A identificação da muscovita é atribuída à uma feição de absorção diagnóstica bem definida em ~ 2200 nm, realçada pelo cálculo de profundidade em ~ 2200 nm (AD_{2200}), o qual pode ser utilizado como vetor exploratório e indicador da abundância da alteração hidrotermal rica em Al-OH.

Embora a resposta espectral da sericita seja similar à da muscovita, ela não foi considerada como mineral-guia para a prospecção espectral no depósito, pois não apresentou correlação positiva com maiores teores de ouro e maiores concentrações de veios de quartzo sulfetados. Por outro lado, a jarosita foi identificada principalmente por sua principal feição diagnóstica em ~ 430 nm (Fe^{3+}), e esta absorção pode ser usada como vetor exploratório em condições de estudos prospectivos em superfície.

Desta forma, o emprego da espectroscopia de refletância como ferramenta de exploração no depósito São Francisco e análogos aparece como uma alternativa para rápida caracterização da alteração mineral e de sítios potenciais para a exploração metalífera. Portanto, esta técnica/metodologia analítica poderia ser incluída nas rotinas de etapas de prospecção de empresas visando a diminuição de custos e otimização de tempo, e fornecendo como produto a setorização prévia e rápida de alvos a serem investigados em detalhe por técnicas prospectivas usuais como geoquímica, geofísica e geologia de detalhe.

REFERÊNCIAS

- AIRAGHI, L. *et al.* Microstructural vs compositional preservation and pseudomorphic replacement of muscovite in deformed metapelites from the Longmen Shan (Sichuan, China). **Lithos**, v. 282 p.262-280, jun. 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0024493717301196> Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1016/j.lithos.2017.03.013.
- AIRO, M.-L. Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration. **Surveys in Geophysics**, v.23, p.273-302, 2002.
- AIRO, M.-L.; MERTANEN, S. Magnetic signatures related to orogenic gold mineralization, Central Lapland Greenstone Belt, Finland. **Journal of Applied Geophysics**, v. 64, 1-2, p.14-24, mar. 2008. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092698510700095X>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.jappgeo.2007.10.003.
- ALLEN, R.L. *et al.* **Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals**. In: THOMPSON, A.J.B.; THOMPSON, J.F.H. (Eds.) Canada: Geological Association of Canada, 1996.
- ALMEIDA, F.F.M. *et al.* Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Atas do...** Campina Grande: SBG, 1977. 499p (Boletim do Núcleo do Nordeste da SBG, 6) p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Review**, v.17, p.1-29, 1981.
- ANGELIM, L.A.A. *et al.* Geologia e recursos minerais do Estado do rio Grande do Norte - Recife: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2006.
- ARAÚJO, M.N.C. *et al.* Aplicação do Sensoriamento Remoto no Detalhamento da Arquitetura Crustal de Áreas Mineralizadas em Ouro da Porção Centro-Oriental da Faixa Seridó (NE do Brasil). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, 10, 2001, Foz do Iguaçu - PR. **Anais [...]**. Foz do Iguaçu: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 21-26 abr. 2001. p.243-250. Disponível em: <http://mar.tecid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/lise/2001/09.13.16.50/doc/0243.250.118.pdf>. Acesso em: 29 nov. 2019.
- ARAÚJO, M.N.C. *et al.* Geometry and structural control of gold vein mineralizations in the Seridó Belt, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, 3, p.337-348, jul. 2002. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981102000408>. Acesso em 29 nov. 2019. DOI 10.1016/S0895-9811(02)00040-8.
- ARAÚJO, M.N.C. *et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.19, 4, p.445-460, set. 2005. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981105001057>. Acesso em 29 nov. 2019. DOI 10.1016/j.jsames.2005.06.009.

ARCHANJO, C.J. *et al.* Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v.23, 2, p.701-714, mar. 2013. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X12001815>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.gr.2012.05.005.

BAUMGARTNER, R. *et al.* Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. **The Canadian Mineralogist**, v.44, n.1, p.69-86, 2006. Disponível em:

<https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/44/1/69/126696/COLUMBITE-TANTALITE-BEARING-GRANITIC-PEGMATITES?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em 13 jul. 2020. DOI 10.2113/gscanmin.44.1.69.

BOMAN, A.; ÁSTRÖM, M.; FRÖJDÖ, S. Sulfur dynamics in boreal acid sulfate soils rich in metastable iron sulfide - The role of artificial drainage. **Chemical Geology**, v.255, n.1-2, p.68-77, 2008. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S000925410800226X>. Acesso em 14 jan. 2021. DOI 10.1016/j.chemgeo.2008.06.006.

BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v.39, n.1, p.39-48, fev. 1974.

BRITO NEVES, B.B. **Regionalização geotectônica do precambriano nordestino**. 1975. 198f. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 1975.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Tectonic Evolution of South America during the late Proterozoic. **Precambrian Research**, v.53, n.1-2, p.23-40, 1991. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/030192689190004T>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/0301-9268(91)90004-T.

BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In*: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (org). **Tectonic Evolution of South America**. Special publication, 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil: 2000. 151-182p.

CABY, R. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. *In*: DALLMEYER, R.D. (ed). **Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens**. Geological Society of America, Special Paper. 1989. v.230, p.145-158. Disponível em:

<https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/365/chapter/3796834/Precambrian-terranes-of-Benin-Nigeria-and>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1130/SPE230-p145.

CABY, R. *et al.* Crustal Evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. *In*: DALLMEYER, R.D.; LECORCHE, J.P. (eds.). **The West African orogens and Circum-Atlantic Correlatives**. Berlin: Springer. 1991. p.373-397. Disponível em:

https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-84153-8_16#citeas. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1007/978-3-642-84153-8_16.

CHANG, Z. *et al.* Exploration Tools for Linked Porphyry and Epithermal Deposits: Example from the Mankayan Intrusion-Centered Cu-Au District, Luzon, Philippines. **Economic Geology**, v. 106, n.8, p.1365-1398, dez. 2011. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article/106/8/1365/151845/Exploration-Tools-for-Linked-Porphyry-and>. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.2113/econgeo.106.8.1365.

CLARK, R.N. Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, *In*: RENCZ, A.N. (org.). **Remote Sensing for Earth Sciences: Manual of Remote Sensing**. 3.ed., John Wiley and Sons, New York: 1999. v.3, p.3-52.

CLARK, R.N.; ROUSH, T.L. Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Applications. **Journal of Geophysical Research**, v.89, n.B7, p.6329-6340, 1984.

CLOUTIS, E.A. *et al.* Detection and discrimination of sulfate minerals using reflectance spectroscopy. **Icarus**, v.184, n.1, p.121-157. 2006. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0019103506001242>. Acesso em 13 jul. 2020. DOI 10.1016/j.icarus.2006.04.003.

COSTA, A.P.; DANTAS, A.R. Programa Geologia do Brasil-PGB. Lajes. Folha SB.24-X-D-VI. Estado do Rio Grande do Norte. Carta Geológica e de Recursos minerais. Recife: CPRM, 2014. 1 mapa color., 90,00 x 70,00 cm. Escala 1:100.000.

COUTINHO, M.G.N. **The Geology of Shear-Zone Hosted Gold Deposits in Northeast Brazil**. 1994. 359f. Tese (ph.D.) - Royal Holloway and Bedford New College, Department of Geology, University of London. Londres. 1994.

COUTINHO, M.G.N.; ALDERTON, D.H.M. Mineralization and wallrock alteration in gold-bearing quartz veins in N.E. Brazil. *In*: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, 9., 1995, Caracas. **Anais** [...]. Caracas: Ministerio de Energía y de Minas, 1995. p. 1849-1861.

COUTINHO, M.G.N.; ALDERTON, D.H.M. Character and genesis of Proterozoic shear zone-hosted gold deposits in Borborema Province, northeast Brazil. **Transactions Institution of Mining Metallurgy** (Section B: Applied Earth Sciences), v. 107, p.109-119. 1998.

CRAW, D. *et al.* Geochemical signatures of mesothermal Au-mineralized late-metamorphic deformation zones, Otago Schist, New Zealand. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, v.7, n. 3, p.225-232, ago. 2007. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/geea/article-abstract/7/3/225/129126/Geochemical-signatures-of-mesothermal-Au?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1144/1467-7873/07-137.

CUDAHY, T.J.; YANG, K.; SCOTT, K.M. Spectral study of the Star gold deposit Mount Magnet, Western Australia, CSIRO Division of Exploration and Mining Restricted Investigation Report 177R, 36p. 1996.

CUDAHY, T.J. Geometry of the spectral-mineralogical alteration halo at Birthday South, Fimiston Gold Deposit, Western Australia, CSIRO Division of Exploration and Mining Restricted Investigation Report 220R, 46p. 1997.

DA SILVA, M.R.R.; HÖLL, R.; BEURLEN, H. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8, n.3/4, p.355-364, jul-out. 1995. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/089598119500019C>. Acesso em 29 nov. 2019. DOI 10.1016/0895-9811(95)00019-C.

DANTAS, E.L. **Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos do Maciço São José do Campestre, NE do Brasil**. 1997. 211f. Tese de Doutorado- Instituto de Geociências, Universidade Estadual de São Paulo, Campus Rio Claro, 1997.

DANTAS, E.L. *et al.* Archean Accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.2, p.221-228, jun. 1998. Disponível em: <http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11213/10675>. Acesso em 28 nov. 2019.

DANTAS, E.L. *et al.* The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, v.130, 1-4, p.113-137, abr. 2004. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926803003103>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.precamres.2003.11.002.

DANTAS, E.L. *et al.* Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 227, p.120-156, abr. 2013. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926812002094>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.precamres.2012.08.006.

DELGADO, I.M. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: BIZZI, L.A. *et al.* (org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. cap. V, p.227-334.

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

DUKE, E.F. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: Implications for remote sensing. **Geology**, v.22, n.7, p.621-624. 1994. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/22/7/621/206130/Near-infrared-spectra-of-muscovite-Tschermak?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em: 13 jul. 2020. DOI 10.1130/0091-7613(1994)022<0621:NISOMT>2.3.CO;2.

EBERT, H. **Geologia do Alto Seridó: nota explicativa da folha geológica de Currais Novos**. Recife: SUDENE, 1969. 120p. (Série Geologia Regional, 11).

FAN, C. *et al.* Analysis of United States Geological Survey spectra library of silicate minerals: implication for remote sensing applications. **Journal of Applied Remote Sensing**,

v.6, n.1, p.1-10, 2012. Disponível em: <https://www.spiedigitallibrary.org/journals/Journal-of-Applied-Remote-Sensing/volume-6/issue-1/063514/Analysis-of-United-States-Geological-Survey-spectral-library-of-silicate/10.1117/1.JRS.6.063514.short>. Acesso em 13 jul. 2020. DOI 10.1117/1.JRS.6.063514.

FARRELL, E.F.; NEWNHAM, R.E. Electronic and vibrational absorption spectra in cordierite. **The American Mineralogist**, v.52, p.380-388, 1967.

FERREIRA, C.A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caicó. Folha SB.24-Z-B - Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte**. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1998, 152p. il; + mapas.

FERREIRA, C.A.; SANTOS, E.J. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SB.24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco**. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. CPRM. Recife: CPRM, 2000. 1 CD ROM.

FERREIRA, J.A.M.; ALBUQUERQUE, J.P.T. **Sinopse da geologia da folha Seridó**. Recife: SUDENE, 1969. 47p. il. (Série Geologia Regional, 18).

GALÁN, E.; FERRELL, R.E. Genesis of Clay Minerals. *In*: BERGAYA, F.; LAGALY, G. (Eds.). **Handbook of Clay Science**. Developments in Clay Science. 2. ed. Oxford: Elsevier, 2013. vol. 5A, cap.3, p.83-126.

GOLDFARB, R.J.; GROVES, D.I.; GARDOLL, S. Orogenic gold and geological time: a global synthesis. **Ore Geology Reviews**, v.18, p.1-75, 2001.

GOMES, L.H.; ANDRADE, S. **Currais Novos: mina vai produzir duas toneladas de ouro por ano**. Disponível em: <http://www.tribunadonorte.com.br/noticia/currais-novos-mina-vai-produzir-duas-toneladas-de-ouro-por-ano/453201/>. Acesso em: 28 nov. 2019.

GROVES, D.I. *et al.* Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v.13, p.7-27, 1998.

GROVES, D.I. *et al.* Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. **Economic Geology**, v.98, p.1-29, 2003.

HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, W.R.; DANTAS, E.L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais [...]**. Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1990. 6v. il. V.6 p.2683-2696.

HAMISI, J. *et al.* Hydrothermal footprint of the Birthday Reef, Reefton goldfield, New Zealand. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v.60, 2, p.59-72, 2017. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/suppl/10.1080/00288306.2016.1274332>. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI: 10.1080/00288306.2016.1274332.

HODGSON, C.J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v.4, p.231-273, 1989.

HOLLANDA, M.H.B.M. *et al.* Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province - NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.32, 4, p.287-300, dez. 2011. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981111000162>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.jsames.2011.02.008.

HOLLANDA, M.H.B.M. *et al.* Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. **Precambrian Research**, v.258, p.186-207, mar. 2015. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926814004628>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.precamres.2014.12.009.

HOLLANDA, M.H.B.M. *et al.* Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. **Journal of South American Earth Sciences**, v.79, p.1-11, 2017. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S089598111630267X>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.jsames.2017.07.011.

HOLLOCHER, K.T. Retrograde metamorphism of the Lower Devonian Littleton Formation in the New Salem area, west-central Massachusetts. *Contrib. N°37, Dept. of Geology and Geography, Univ. Mass., 269pp, 1981.*

HUNT, G.R. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. **Geophysics**, v.42, n.3, p.501-513, abr. 1977.

HUNT, G.R. Near-infrared (1.3-2.4 μm) spectra of alteration minerals - Potential for use in remote sensing. **Geophysics**, v.44, n.12, p.1974-1986, 1979.

IAEA. **Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data.** Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency. 173p, jul. 2003.

IZAWA, M.R.M. *et al.* Spectral reflectance (0.35-2.5 μm) properties of garnets: Implications for remote sensing detection and characterization. **Icarus**, v.300, p.392-410, jan. 2018. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0019103517302804?via%3DIhub>. Acesso em 13 jul. 2020. DOI 10.1016/j.icarus.2017.09.005.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana.** 1994. 803f. 2 mapas. (Tese de Doutorado, 3) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994.

JARDIM DE SÁ, E.F.; SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Mineração e Metalurgia**, 80(421), p.16-28, 1980.

JHA, V.; SINGH, S.; VENKATESH, A.S. Invisible gold occurrence within quartz reef pyrite of Babaikund área, North Singhbhum fold-and-thrust belt, Eastern Indian Shield: Evidence from petrographic, SEM and EPMA studies. **Ore Geology Reviews**, Índia, v.65, p.426-432, mar. 2015. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136814002534>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.oregeorev.2014.10.003.

KERRICH, R. Perspectives on genetic models for lode deposits. **Mineralium Deposita**, v.28, p.362-365, 1993.

KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v.68, p.277-279, 1983.

LAMPINEN, H.M. *et al.* Mineral footprints of the Paleoproterozoic sediment-hosted Abra Pb-Zn-Cu-Au deposit Capricorn Orogen, Western Australia. **Ore Geology Reviews**, v. 104, p.436-461, jan. 2019. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136818300179>. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.oregeorev.2018.11.004.

LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÃO S/A E PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA., 2010. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Volume 1, texto técnico. 86p.

LECUMBERRI-SANCHEZ, P. *et al.* Fluid-rock interaction is decisive for the formation of tungsten deposits. **Geology**, v.45, n.7, p.579-582, jul. 2017. Disponível em:

<https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/45/7/579/207856/Fluid-rock-interaction-is-decisive-for-the?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1130/G38974.1.

LEGRAND, J.M.; ALMEIDA, H.L.; CUNHA DE SOUZA, L. Metamorfismo aloquímico: caso dos canais térmicos dos micaxistos Seridó/RN. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. v.2, p.429-430, 1992.

LEGRAND, J.M.; FRANÇA, V.M.Q. Implicação geotectônica do metamorfismo brasileiro da Faixa Seridó (RN) e sua relação com os granitoides intrusivos. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2, 1989, Fortaleza. **Atas...** Fortaleza: SBG, 1989. p. 233-236.

LINDGREN, W. **Mineral Deposits**. 1. ed. New York: McGraw-Hill, 1933.

LI, X. Understanding 3D analytic signal amplitude. **Geophysics**, v. 71, n.2: L13-L16. 2006. Disponível em:

<https://pubs.geoscienceworld.org/geophysics/article-abstract/71/2/L13/259544/Understanding-3D-analytic-signal-amplitude3D?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em 02 dez. 2019. DOI 10.1190/1.2184367.

LUIZ-SILVA, W. **Estudos da interação fluido-rocha na área do depósito aurífero São Francisco, Currais Novos (RN): aspectos estruturais e metamórficos**. 1995. 183f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. 1995.

LUIZ-SILVA, W. **Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fácies anfíbolito em faixa móvel proterozóica.** 2000. 2v. Tese (Doutorado – Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. 2000.

LUIZ-SILVA, W.; LEGRAND, J.M.; XAVIER, R.P. Composição e evolução dos fluidos no depósito aurífero São Francisco, Faixa Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.4, p.579-588, dez. 2000. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10868>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.25249/0375-7536.2000304579588.

MALVERN PANALYTICAL. 2019. ASD FieldSpec® 4 Standard-Res Spectroradiometer <https://www.malvernpanalytical.com/en/products/product-range/asd-range/fieldspec-range/fieldspec-4-standard-res-spectroradiometer>. Acesso em 31 out. 2019.

McCUAIG, T.C.; KERRICH, R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode deposits: evidence from alteration systematics. **Ore Geology Reviews**, v.12, p.381-453, 1998.

MESQUITA, N.M.; CARRINO, T.A.; SOUZA NETO, J.A. The use of reflectance spectroscopy and the prehnite spectral index to target gold mineralization at the Bonfim polymetallic skarn deposit, Seridó Mobile Belt, Borborema Province, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v.115, 103192, dez. 2019. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136819304068>. Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1016/j.oregeorev.2019.103192.

MEUNIER, A.R. Sucession stratigraphique et panages lateraux dus an metamorphisme dans la Série Ceará, antecambrien du Nord-Est Brésilien. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris**, v.259, p.3796-3799, 1964.

NALETO, J.L.C. *et al.* 2019. Point and imaging spectroscopy investigations on the Pedra Branca orogenic gold deposit, Troia Massif, Northeast Brazil: implications for mineral exploration in amphibolite metamorphic-grade terrains. **Ore Geology Reviews**, v.107, p.283-309, abr. 2019. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136818308278>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.oregeorev.2019.02.019.

NASCIMENTO, M.A.L.; GALINDO, A.C.; MEDEIROS; V.C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v.58, p.281-299, mar. 2015. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981114001205>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.09.008.

OLIVEIRA, S.F.; CUNHA, A.L.C. Programa Geologia do Brasil-PGB. Santa Cruz. Folha SB.24-Z-B-III. Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Carta Geológica. Recife: CPRM, 2014, 1 mapa color., 90,86 x 68,48 cm. Escala 1:100.000.

OLIVEIRA, S.F.; CUNHA, A.L.C. Geologia e recursos minerais da Folha Santa Cruz SB. 24-Z-B: estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. OLIVEIRA, S.F.; CUNHA, A.L.C. (orgs.). Recife: CPRM, 2018. 167p. il.color.

PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J., **Microtectonics**. Berlin: Springer, 2005.

PEREIRA, L.C.; SANTOS, L.C.M.L.; CARRINO, T.A. The role of airborne geophysics in the investigation of gold occurrences in the Itapetim Region, Borborema Province, Northeast Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v.49, n.3, p.1-17, 2019. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S231748892019000300301&lng=en&nrm=iso&tlng=en. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.1590/2317-4889201920190028.

PONTUAL, S.; MERRY, N.; GAMSON, P. Spectral interpretation - field manual. GMEX. Spectral analysis guides for mineral exploration: Victoria, AusSpec International Pty. Ltd., 189p. 2008.

QUADROS, T.F.P. *et al.* Gamma-Ray Data Processing and Integration for Lode-Au Deposits Exploration. **Natural Resources Research**, v.12, n.1, p.57-65, mar. 2003.

RAMDOHR, P. **The Ore Minerals and Their Intergrowths**. 1st Edition. Oxford: Pergamon Press, 1969.

RESTON, M.; CUDAHY, T.J. Spectral study of the Victory gold deposit, Western Australia, CSIRO Division of Exploration and Mining Restricted Investigation Report 220R, 46p. 1997.

REYES, A.G. Petrology of Philippine geothermal system and the application of alteration mineralogy to their assessment. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.43, p.279-309, 1990.

REYES, A.G. *et al.* Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte Province, Philippines. **Geothermics**, v.22, n.5/6, p.479-519, 1993.

RIBEIRO, V.B.; MANTOVANI, M.S.M.; LOURO, V.H.A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terra e Didática**, v.10, p.29-51, 2013.

RIDLEY, J. Hydrothermal ore deposits I: magmatic and orogenic environments. *In*: RIDLEY, J. **Ore Deposit Geology**. 1 Edition. United States of America: Cambridge University Press, 2013, cap.3, p.199-216.

ROSS, P.S. *et al.* Exploration Vectors from Near Infrared Spectrometry near the McLeod Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Matagami District, Québec. **Economic Geology**, v. 114, n.4, p.613-638, jun. 2019. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/114/4/613/571774/Exploration-Vectors-from-Near-Infrared?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.5382/econgeo.4656.

RUIZ, F.V. *et al.* The 3.5 Ga São Tomé layered mafic-ultramafic intrusion, NE Brazil: Insights into a Paleoarchean Fe-Ti-V oxide mineralization and its reworking during West Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v.326, p.462-478, jun. 2019. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926817303078>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.precamres.2018.03.011.

RUNYON, S.E. *et al.* Coarse muscovite veins and alteration deep in the Yerington batholith, Nevada: insights into fluid exsolution in the roots of porphyry copper systems. **Mineralium Deposita**, v.52, n.4, p.463-470, abr. 2017. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00126-017-0720-1>. Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1007/s00126-017-0720-1.

RUNYON, S.E. *et al.* Coarse muscovite veins and alteration in porphyry systems. **Ore Geology Reviews**, v.113, 103045, out. 2019. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169136818310400>. Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1016/j.oregeorev.2019.103045.

SANTOS, E.J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador, BA. **Anais [...]**. Salvador: SBG, 1996. 7v., il., v.6, p.47-50.

SANTOS, E.J. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. *In*: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts**. Rio de Janeiro, CPRM, 2000. 1 CD-ROM.

SANTOS, E.J. *et al.* Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. *In*: SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M.B.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R.M. (org). **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras**. Belo Horizonte: CPRM, 2014. 343-384p.

SANTOS, F.G. *et al.* Eo to Paleoproterozoic metamafic-ultramafic rocks from the central portion of the Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province, northeast Brazil: The oldest South American platform rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 97, 102410, jan. 2020. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981119303153>. Acesso em 04 ago. 2020. DOI 10.1016/j.jsames.2019.102410.

SCHMID *et al.* How to name a metamorphic rock. *In*: FETTES, D.; DESMONS, J. (Eds). **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms**. New York: Cambridge University Press, 2007. p. 3-15.

SCHÜSSLER, U. *et al.* High-Grade Crystalline Basement of the Northwestern Wilson Terrane at Oates Coast: New Petrological and Geochronological Data and Implications for Its Tectonometamorphic Evolution. **Terra Antarctica**, v.11, n.1, p.15-34, 2004.

SCOTT, K.M.; YANG, K. Spectral reflectance studies of White micas. CSIRO EM Rpt 439R, 34p. 1997.

SOUZA NETO, J.A. **Estudos Geológicos da Mineralização Aurífera de Itajubatiba (PB): evolução tectono-metamórfica, metassomatismo e caracterização dos fluidos**. 1995. 188f. Mestrado (Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista. São Paulo. 1995.

SOUZA NETO, J.A. *et al.* W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. **Mineralium Deposita**, v.43, p.185-205, jul. 2008. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/227303749_W-Au_skarns_in_the_Neo-Proterozoic_Serido_Mobile_Belt_Borborema_Province_in_northeastern_Brazil_An_overvie

[w with emphasis on the Bonfim deposit](#). Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.1007/s00126-007-0155-1.

SOUZA, Z.S.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MARTIM, H. Metagranitóides do Complexo Caicó, NE do Brasil: aspectos geoquímicos de um magmatismo cálcico-alcalino na transição Arqueano-Paleoproterozoico. n.18, 1996: Memorial Mário Figueiredo Workshop “Geoquímica de Terrenos Pré-Cambrianos”.

SOUZA, Z.C. *et al.* Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: The Caicó Complex Basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v.48, 11, p.2149-2185, nov. 2007. Disponível em: <https://academic.oup.com/petrology/article/48/11/2149/1566626>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1093/petrology/egm055.

SOUZA, Z.C. *et al.* Generation of continental crust in northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. **Journal of South American Earth Sciences**, v.68, p.68-96, jul. 2016. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981115300717>. Acesso em 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.jsames.2015.10.006.

SPEAR, F.S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Washington, D.C.: **Mineralogical Society of America**, 1993.

SWAYZE, G.A. *et al.* Chapter B: Understanding jarosite - from mine waste to Mars. *In*: VERPLANCK, P.L. (ed). **Understanding contaminants associated with mineral deposits**. U.S. Geological Survey Circular, 2008. 1328, p.8-13.

TAPPERT, M. *et al.* Automated drill core logging using visible and near-infrared reflectance spectroscopy: a case study the Olympic Dam IOCG Deposit, South Australia. **Economic Geology**, v. 106, n.2, p.289-296, mar. 2011. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-abstract/106/2/289/128300/AUTOMATED-DRILL-CORE-LOGGING-USING-VISIBLE-AND?redirectedFrom=fulltext>. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.2113/econgeo.106.2.289.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2.ed. Cambridge University Press, Cambridge, 784p. 1990.

TRINDADE, I.R. **Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e geocronológico Sm-Nd em mineralização de scheelita na Faixa Seridó**. 2000. 125f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2000.

VAN BREEMEN, N. Genesis, morphology, and classification of acid sulfate soils in coastal plains. *In*: KITTRICK, J.A., FANNING, D.S., HOSSNER, L.R. (Eds.). **Acid Sulfate Weathering**. Madison: Soil Science Society of America, 1982. v.10, cap. 6, 95-108p.

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

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0895981195000136>. Acesso em 29 nov. 2019. DOI 10.1016/0895-9811(95)00013-6.

VAN SCHMUS, W.R. *et al.* The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. **Precambrian Research**, v. 127, 4, p.287-327, dez. 2003. Disponível em:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0301926803001979>. Acesso em 29 nov. 2019. DOI 10.1016/S0301-9268(03)00197-9.

VAN SCHMUS, W.R. *et al.* Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *In*: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; WIT, M.J (Eds). **West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Geological Society Special Publication. London: The Geological Society, 2008. v.294, p.69-100.

VIANA, N.O. *et al.* Mineralização de ouro associada à susceptibilidade magnética no depósito São Francisco. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 49, 2018, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: SBG, 20-24 ago. 2018. p. 792.

YARDLEY, B.W.D. **Introdução à petrologia metamórfica**. 2. ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2004. 432p. cap.3: Metamorfismo de rochas pelíticas, p.107-154.

ZHU, Y.; AN, F.; TAN, J. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. **Geoscience Frontier**, v.2, 3, p.367-374, jul. 2011. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987111000430>. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.1016/j.gsf.2011.05.006.

ZOHEIR, B.A.; ABDEL-FATTAH, M.G.; ELALFY, S.M. Geochemistry and mineral chemistry of lode gold mineralisation, SE Egypt: implications for ore genesis and exploration. **Arabian Journal of Geosciences**, v.6, 12, p.4635-4646, dez. 2013. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12517-012-0727-y#citeas>. Acesso em: 28 nov. 2019. DOI 10.1007/s12517-012-0727-y.