

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

CARACTERIZAÇÃO METALOGÊNICA DA JAZIDA AURÍFERA
SATINOCO, CONCEIÇÃO DO PARÁ/MG

ANDRÉS HERNANDO ZÁRATE RIVEROS

MANAUS

2014

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

ANDRÉS HERNANDO ZÁRATE RIVEROS

CARACTERIZAÇÃO METALOGENÉTICA DA JAZIDA AURÍFERA
SATINOCO, CONCEIÇÃO DO PARÁ-MG

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geociências.

Orientador: Prof.^a. Dr.^a. Marta Edith Velásquez David

Co- Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

R621c Riveros, Andres Hernando Zárate
Caracterização metalogênica da Jazida Aurífera Satinoco,
Conceição do Pará/MG / Andres Hernando Zárate Riveros. 2014
140 f.: il. color; 31 cm.

Orientadora: Marta Edith Velásquez David
Coorientador: Carlos Alejandro Salazar
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal
do Amazonas.

1. Metalogenese. 2. Quadrilátero ferrífero. 3. Origenic Gold. 4.
Grupo Nova Lima. I. David, Marta Edith Velásquez II. Universidade
Federal do Amazonas III. Título

ANDRÉS HERNANDO ZÁRATE RIVEROS

CARACTERIZAÇÃO METALOGENÉTICA DA JAZIDA AURÍFERA
SATINOCO, CONCEIÇÃO DO PARÁ-MG.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como parte do requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geociências.

Aprovado em 07 de outubro de 2014

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Marta Edith Velásquez David, Orientadora
Universidade Federal do Amazonas

Prof^a. Dr^a. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento
Universidade Federal do Amazonas

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier
Universidade Estadual de Campinas

*Dedico este trabalho a meus pais,
a meus orientadores e em geral a
todas as pessoas que procurem
este texto como fonte de estudo.*

AGRADECIMENTOS

Obrigado Deus, por que nos momentos difíceis me dás forças para continuar e porque colocaste em meu caminho pessoas especiais, as quais colaboraram para que eu atingisse meus objetivos.

À Universidade Federal do Amazonas, pela oportunidade que me deu de aumentar meus conhecimentos por méio do mestrado e ao CNPq pelo apoio ao trabalho de pesquisa e a concessão da bolsa de estudos.

À Mineração Turmalina Ltda por seu interesse no presente trabalho, por permitir o ingresso as suas instalações e o apoio logístico, em especial aos geólogos Celso Frizzo, Luiz Enrique e Carlos Luiz.

Aos CPRM-Superintendência Manaus, por sua colaboração logística na preparação de amostras e confecção de lâminas delgadas.

Obrigado aos meus pais e irmãs, por seu apoio incondicional durante todas as etapas de aprendizagem na minha vida, sendo eles a base fundamental. Agradeço a toda minha família por sua colaboração, não só agora que fiquei longe de casa, mas também durante toda a vida.

Muitos abraços e agradecimentos para meus orientadores e amigos, os professores Marta Velásquez e Alejandro Salazar, seus conselhos, tanto no âmbito acadêmico como no pessoal, sempre foram acertados e de muita ajuda. Nunca esquecerei sua colaboração e sua preocupação por nosso bem estar.

Ao companheiro de “lutas” Holman Rincón, que desde o momento que aceitou empreender esta aventura de perseguir um sonho, sempre estive de meu lado, embora nunca se habituasse a minhas horas de práticas musicais. Ele me ensinou que posso mudar rapidamente de estado de ânimo.

Obrigado a Maryen Moreno, pois seu apoio foi fundamental para conseguir terminar meu mestrado, ajudando-me desde Bogotá e enviando-me sempre frases de alento.

Obrigado Karina Pessoa, que sempre me incentiva a seguir por bons caminhos, ensinando-me cada dia a grandeza de Deus. Ao seu lado aprendi a perceber a beleza do mundo que nos rodeia, e seu sorriso e ternura foram, são e serão motivos de inspiração para mim.

Agradeço à família Monteiro Pessoa Rezende, em especial à senhora Socorro Monteiro, seu Jetro Monteiro, Filipe Pessoa e Raimunda Rezende, que tiveram a paciência de suportar meu “portunhol” e me fizeram sentir parte de sua família. Sempre estarão em meu coração.

As minhas estimadas amigas Marcia Caroline Carneiro e Vanisse Rodrigues, as quais chegaram a colocar ordem e alegria na nossa sala de estudos. Muito obrigado, deixo desde já um milhão de abraços. As muitas horas de conversa me ensinaram desde interpretar dados geocronológicos até a forma correta de comer tapioca.

Agradeço aos meus colegas de pós-graduação e “paisanos”, Astrid Siachoque, Karina Morales, César Tarazona e em especial a Katherine Palma quem me ajudou a iniciar o mestrado.

Obrigado a todos os companheiros da UFAM e amigos durante estes dois anos: Anderlene Pimentel, Suelen Lucena (beijos na testa), Daniela Bessa (pós-doutora em estrutural), Louis Madeira (mais conhecido como o chefão), Alfredo (que nunca superou o 7-1), Marcel Passos, Alexandra Dias, Elton Andretta, Rodrigo Tacuta (Bob), Marcio Albuquerque, Liz Hidalgo, Eliud Oliveira, Jessica Muniz, Felipe Lima e Charles Oliveira.

Agradeço aos professores da pós-graduação em GEOCIÊNCIAS, em especial a Carolina Almeida, Ivaldo da Trindade, Rielva Nascimento, Valquiria Porfirio, Emilio Soares e Humberto Lima.

Muitos agradecimentos a Marcos Gonçalves, por sua colaboração e por sempre ter boa música quando íamos imprimir algo na secretaria.

Em geral muitos agradecimentos a todas as pessoas que me ajudaram durante estes dois anos.

*Noventa por cento do sucesso
se baseia simplesmente em
insistir*

Woody Allen

RESUMO

Na região de Pitangui extremo NW do Quadrilátero Ferrífero (MG), afloram rochas metavulcanossedimentares, características de uma sequência tipo *greenstone belt* contidas no Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas), as quais hospedam a jazida aurífera Satinoco. Análises de petrografia convencional e MEV, da rocha encaixante, de zonas de alteração hidrotermal, da rocha mineralizada, assim como, análises químicas pontuais em piroxênio, granada, anfibólios, feldspatos, clorita e sulfetos foram realizadas para caracterizar a evolução metalogenética dos processos mineralizantes em Satinoco e determinar as condições de equilíbrio durante o pico metamórfico e do retrometamorfismo. A paragênese do pico metamórfico está marcada pelas associações minerais almandina \pm biotita \pm grunerita-cummingtonita \pm hornblenda, hornblenda \pm plagioclásio. A associação mineral revelou evidências de metamorfismo em condições de fácies anfíbolito, com temperatura do pico metamórfico de 663 °C até 717°C (Geotermômetro plagioclásio – anfibólio) e pressão em aproximadamente 9 Kbares (Al-Anfibólio). Eventos tectonometamórficos geraram duas foliações: S_n dominante e S_{n+1} de crenulação e ativação de estruturas transcorrentes transpressivas. A estas estruturas, foram vinculados processos hidrotermais e de mineração polimetálica de tipo orogênico que gerou a deposição do minério aurífero Satinoco. O minério forma corpos descontínuos dispostos em zona de cisalhamento transpressiva com atitude 306°-315° / 45°-60°NE. A mineralização em Satinoco se dispõe estratigraficamente dentro das sequências basais do Grupo Nova Lima, estruturalmente controlada na direção NW-SE, hospedado em metamáficas-ultramáficas na base e mica-anfibólio xisto no topo, e associada a zonas de alteração hidrotermal. Minerais derivados da interação fluido - rocha encaixante foram associados a processos de silicificação, sulfetação e cloritização, epidotização, carbonatação, sericitização e uralitização. Tais efeitos se distribuem espacialmente paralelos à deformação vinculada à zona de cisalhamento. A gênese do minério aurífero se relaciona a dois pulsos de fluidos mineralizantes: i) sulfetos de Fe, As, Cu, Zn, Pb, e ii) uma segunda geração de sulfetos de Fe, As, Au, Cu. Segundo as características de composição da clorita, está se formou em temperatura variando entre 390 °C e 457 °C. Estas temperaturas seriam indicativas das condições de equilíbrio químico durante o metamorfismo retrógrado que atingiu a fácies metamórfica xisto verde, e das condições nas que atuaram os processos hidrotermais derivados da percolação de fluidos durante a gênese do minério. Postulamos que a jazida aurífera em Satinoco tem características metalogenéticas de tipo epigenética, similares às dos depósitos tipo *orogenic gold*, comparáveis às feições metalogenéticas de outros depósitos explorados no Quadrilátero Ferrífero, de grande porte.

Palavras Chave: Zona de cisalhamento Pitangui, mineralização aurífera Satinoco, metalogênese tipo *orogenic gold*, Quadrilátero Ferrífero-MG, Grupo Nova Lima.

ABSTRACT

In the Pitangui region, extreme NW in the Quadrilátero Ferrífero-MG, meta-volcano-sedimentary rocks outcrop, characteristics of a *greenstone belt* sequence type contained in the Group Nova Lima (Rio das Velhas Supergroup), which host the auriferous deposit Satinoco. Conventional petrographic and SEM analysis, of the host rock, of hydrothermal alteration zones, and of mineralized rock as well as specific chemical analysis in pyroxene, garnet, amphibole, feldspar, chlorite and sulphides were performed to characterize the metallogenic evolution of the mineralizing processes in Satinoco and determine the equilibrium conditions during prograde metamorphism, of the metamorphic peak and retro-metamorphism. The metamorphic peak paragenesis is marked by mineral associations almandine \pm biotite \pm hornblende \pm grunerita-cumingtonite, hornblende \pm plagioclase and by pyroxene recrystallization. The mineral association combined with mineral chemistry revealed evidence of metamorphism in conditions of facies amphibolite with temperature of 663 °C to 717 °C (geothermometer plagioclase - amphibole), as well as pressure on roughly 9 Kbares (Al-Amphibole). The tectonometamorphic events may have occurred during the Neo-Archean to the Proterozoic generating two dominant S_n foliation and S_{n+1} of crenulation and transpressive transcurrent structures activation. To these structures, hydrothermal processes and polymetallic mining of orogenic type were linked which generated deposition the auriferous ore of Satinoco. The ore mineral is docked as discontinuous bodies arranged in transpressive shear zone with orientation of 306°-315°/45°-60°E. The mineralization in Satinoco is arranged stratigraphically within the basal sequences of the Nova Lima Group, structurally controlled in the direction NW-SE, hosted on metapiroxenite at the base and mica-amphibole schist at the top, and associated with areas of hydrothermal alteration. Minerals derived from fluid - host rocks interactions were associated with processes of silicification, sulfidation, chloritization, epidotization, carbonation, sericitization, and uralitization. Such effects are spatially distributed according to the shear zone deformation. The auriferous ore geneses is related to two pulses of mineralizing fluids: i) sulphides of Fe, As, Cu, Zn, Pb, and ii) a second generation of sulfides of Fe, As, Au, Cu. According to the chlorite composition characteristics, it was formed in a temperature between 390 °C and 457 °C. These temperatures would be indicative of chemical equilibrium conditions during retrograde metamorphism that reached greenschist facies metamorphic, and of the conditions under which acted hydrothermal processes derived from the fluids percolation during ore genesis, reaching greenschist metamorphic facies. We postulate that the auriferous deposit in Satinoco has metallogenic features of epigenetic type, similar to the deposits of orogenic gold type, comparable to the metallogenic features of other exploited deposits in the Quadrilátero Ferrífero, which are considered largest deposits.

Key words: Pitangui Shear Zone, Satinoco gold mineralization, orogenic gold type metallogenesis, Quadrilátero Ferrífero (MG), Nova Lima Group.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO DEPÓSITO SATINOCO. BASEADO NO MAPA ASPECTO FÍSICO PITANGUI-MG, ESCALA 1:100.000, DO IBGE (2001).....	21
FIGURA 2 - INTERVALOS PARA DEFINIR O COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO DE PEARSON (R), ADAPTADA DE SOUZA (2014).	25
FIGURA 3- POSIÇÃO GEOGRÁFICA DO QF E DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS PRINCIPAIS. O MAPA DO QF MOSTRA A CONTINUIDADE PARA O OESTE DO <i>GREENSTONE BELT</i> SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS. COPILADO E MODIFICADO DE DORR (1969), ROMANO (1989, 1993), CHEMALE JR. <i>ET AL.</i> (1994), BAARS & ROSIÈRE (1994) E ROSIÈRE & CHEMALE JR (2000).....	28
FIGURA 4 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA GERAL DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO. AS LINHAS CURVAS CORRESPONDEM A DESCONTINUIDADES EROSIVAS ENTRE UNIDADES. * DESCRIÇÃO LITOLÓGICA SEGUNDO BALTAZAR & PEDREIRA (1998) E BALTAZAR & ZUCCHETTI (2007). ** SEGUNDO BALTAZAR & ZUCCHETTI (2007). *** SEGUNDO LOBATO ET AL. (2001A, 2001B) E BIONDI (2003).	29
FIGURA 5 – GEOLOGIA DA REGIÃO ENTRE PITANGUI E CONCEIÇÃO DO PARÁ- MG. MODIFICADO DO MAPA GEOLÓGICO DO CPRM (2007).....	31
FIGURA 6 - EVENTOS TECTONO-MAGMÁTICAS QUE AFETARAM O QF, E O INTERVALO DE IDADES DE FORMAÇÃO DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS E SUPERGRUPO MINAS. SEGUNDO OS DADOS DOS TRABALHOS DE ALMEIDA (1977), ALMEIDA & HASUI (1984), DE BRITO-NEVES (1990), CARNEIRO (1992), TEIXEIRA ET AL. (1996), LOBATO ET AL. (2001A), BALTAZAR & ZUCCHETTI (2007), VELÁSQUEZ (2011). * DATAÇÃO FEITA POR VELÁSQUEZ (2011)	34
FIGURA 7 - COMPARAÇÃO NO TEMPO GEOLÓGICO DOS PRINCIPAIS EVENTOS DE FORMAÇÃO DE OURO OROGÊNICO, FORMAÇÃO DE FFB, FORMAÇÃO E ROMPIMENTO DOS SUPERCONTINENTES, QUE MOSTRA A CORRESPONDÊNCIA COM AS IDADES DOS EVENTOS METAMÓRFICOS E DE MINERALIZAÇÃO NA MINA TURMALINA, PERTO DA MINA SATINOCO. MODIFICADO DE BARLEY & GROVES (1992), GROVES <i>ET AL</i> (2005), GOLDFARB <i>ET AL.</i> (2005), BIERLEIN <i>ET AL.</i> (2009), VELÁSQUEZ (2011). NOTE QUE AS IDADES DE MINERALIZAÇÃO SÃO CONCORDANTES COM AS IDADES DE FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO NO MUNDO. *DATAÇÕES FEITAS POR VELÁSQUEZ (2011) PARA ROCHAS DE MINA TURMALINA.	37
FIGURA 8 – A) MAPA GEOLÓGICO DAS UNIDADES QUE AFLORAM ENTRE OS MUNICÍPIOS DE PITANGUI E CONCEIÇÃO DE PARÁ- MG. AS LINHAS LARANJA CORRESPONDEM AO <i>TREND</i> DE CISALHAMENTO E AS LENTES VERMELHAS SÃO AS ÁREAS DE CONCENTRAÇÃO DE MINÉRIO COM OURO, ENQUANTO FSN CORRESPONDE AO NOME DOS SONDAGENS. MODIFICADO DE MINERAÇÃO TURMALINA LTDA. (CAMPOS <i>ET AL.</i> , 2008). B) CORTE GERAL SW-NE QUE PASA PELO DEPÓSITO SATINOCO. C) DETALHE DA ZONA DE CISALHAMENTO, ONDE SE PODE OBSERVAR A FORMA GERAL DOS CORPOS DE MINÉRIO E OS NÍVEIS ATUALMENTE LAVRADROS.	41
FIGURA 9 – MODELO GERAL DA FORMA COMO SE ENCONTRAM OS HALOS DE ALTERAÇÃO RESPEITO À ZOMAMINERALIZADA, OS QUAIS APRESENTAM-SE PARALELOS A SUBPARALELOS AOS CORPOS MINERALIZADOS.	42
FIGURA 10 - <i>OPEN PIT</i> DO ALVO SATINOCO. A) VISTA GERAL DO TALUDE NA MINA. B) ROCHAS AFLORANTES COM ALTA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL (ROCHAS COM COR AMARELO VERDOSO) E INTENSA METEORIZAÇÃO. C) E D) RELAÇÃO FOLIAÇÃO PRINCIPAL S_N E S_{N+1} . E) E F) PEQUENAS FALHAS DE TIPO COMPRESSIVO CORTANDO A FOLIAÇÃO PRINCIPAL. FOLIAÇÃO S_N , EVIDENCIANDO ESFORÇOS POSTERIORES ONDE O COMPORTAMENTO REOLÓGICO DA ROCHA FOI RÚPTIL.....	43
FIGURA 11 - NÍVEIS SUBTERRÂNEOS NO ALVO SATINOCO INDICANDO CORPOS DE MINÉRIO. OS MAPAS APRESENTAM DADOS ESTRUTURAIS DA FOLIAÇÃO PRINCIPAL S_N . A) NÍVEL 1, COM LOCALIZAÇÃO DE CORPOS DE MINÉRIO E FRENTE DE LAVRA DENOMINADOS SEGUNDO SUA POSIÇÃO RELATIVA NO NÍVEL. O FRENTE DE LAVRA SN3 APRESENTA-SE DE COR LARANJA. B) MAPA DO NÍVEL 2, ATUALMENTE EM EXPLORAÇÃO. C) ZONA DE CISALHAMENTO COM PRESENÇA DE VEIOS DE QUARTZO EM FORMA DE <i>BOUNDINS</i> . D) DESENHO DA FIGURA C, ONDE A LINHA AMARELA RESSALTA A FORMA DE VEIOS PREENCHIDOS COM QUARTZO CINZA CLARO E SULFETOS. MAPAS PROPORCIONADOS PELA MINERAÇÃO TURMALINA LTDA.	44

- FIGURA 12 - AMOSTRAS COLETADAS NOS FRENTES DE LAVRA NO ALVO SATINOCO. A) CLORITA XISTO DO N1 (SN2), COM REGISTRO DE S_N , CRENLADA POR S_{N+1} (LINHA AMARELA). B) CLORITA XISTO COM SILICIFICAÇÃO MODERADA ONDE SE OBSERVA S_N , AMOSTRA DO SUBNÍVEL 2. C) ROCHA ENCAIXANTE SILICIFICADA DO NÍVEL 2 NW (PARTE INFERIOR DA FOTO) ONDE OS SULFETOS ENCONTRAM-SE PARALELOS A S_N EM CONTATO COM VEIO DE QZ E SULFETOS DISSEMINADOS E EM FRATURAS (PARTE MEIA E SUPERIOR DA FOTO). D) VEIO DE QUARTZO COM SULFETOS (Po e Py) DISSEMINADOS E EM FRATURAS. E) VEIO DE QUARTZO EM CONTATO COM ROCHAS CLORITIZADAS, EM PARTE JÁ APRESENTA OXIDAÇÃO. NÍVEL 1 SN 3. F) FRATURAS PREENCHIDAS COM CALCITA (CAL), FORMANDO MICROBRECHAS, ONDE TAMBÉM SE ENCONTRA PIRROTITA. NÍVEL 1 SN 3. 45
- FIGURA 13 - ROCHAS DE ZONA DE FALHA, EM REGIME RÚPTIL, EM CLORITA XISTO, CUJA ATIVAÇÃO GEROU CATACLASITOS COM EFEITOS HIDROTERMAIS. A ZONA DE FALHA FOI PREENCHIDA POR CARBONATOS (Cb), ASSOCIADOS A SULFETOS DE FERRO. A ÁREA EM DETALHE CORRESPONDE À ZONA DE BRECHAMENTO. 46
- FIGURA 14 – LITOTIPO METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS. A) CONTATO ENTRE CAMADA DE PIROXÊNIOS (AUGITA E DIOPSÍDIO) E DE ANFIBÓLIOS (GRUNERITA E HORNBLENDA PRINCIPALMENTE). LÂMINA FSN-116-559 B) CRISTAIS DE CLINOPIROXÊNIOS (Cpx) COM FRATURAS PREENCHIDAS POR CALCITA E ASSOCIADOS A ACTINOLITA (ACT). C) FOLIAÇÃO DE CRENLADA AFETANDO CAMADAS DE CLINO-ANFIBÓLIOS (CAM). A LINHA AMARELA MOSTRA A CRENLADA S_{N+1} . D) ANFIBOLITO MILONITIZADO. PLAGIOCLÁSIO (PL) E HORNBLENDA (HBL). LÂMINA VMM-2. TODAS AS FIGURAS EM LUZ TRANSMITIDA E NICÓIS CRUZADOS..... 48
- FIGURA 15 - TRAMA DO MICA - ANFIBÓLIO XISTO NO SECTOR DA MINA SATINOCO. A) TEXTURA LEPIDOBLASTICA COM CRISTAIS CLORITA EM CLORITA XISTO. FSN-111-284. B) TEXTURA LEPIDOBLASTICA EM GRAFITA-CLORITA XISTO, LÂMINA FSN-109-226. C). TEXTURA NEMATOBLASTICA, POR ORIENTAÇÃO DE CUMMINGTONITA-GRUNERITA-HORNBLENDA. LÂMINA FSN-109-220. D) PORFIROBLASTOS EUDRAIS DE GRANADA EM MATRIZ LEPIDONEMATOBLASTICA EM MICA-ANFIBÓLIOS XISTO, NA LÂMINA FSN-111-279B. E) CRISTAIS DE QUARTZO COM LIMITES INTERLOBADOS FORMANDO TEXTURA GRANOBLASTICA FSN-109-220. F) TEXTURA MILONITICA DEFINIDA POR CRISTAIS COM RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA FORMANDO RIPAS, LÂMINA FSN-109-214B. TODAS AS FOTOGRAFIAS EM LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS. 49
- FIGURA 16 - TEXTURAS EM QUARTZO. A) CRISTAIS DE QUARTZO INEQUIGRANULARES COM BORDAS POLIGONAIS, ASSOCIADOS A OPACOS. FSN-109-220. B) TEXTURA GRANOBLASTICA DE CRISTAIS DE QUARTZO, ALGUNS COM CONTATOS RETOS, EM FSN-109-220B. C) CRISTAIS DEFORMADOS DE QUARTZO COM RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA, FSN-109-214B. D) CAMADA DE CRISTAIS DE QUARTZO E FELDSPATO COM DEFORMAÇÃO DÚCTIL PROGRESSIVA JUNTO A UMA CAMADA DE ANFIBÓLIOS EM TEXTURA NEMATOBLASTICA NA LÂMINA FSN-109-220. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS..... 50
- FIGURA 17 - OCORRÊNCIA DE PLAGIOCLÁSIO. A) E B) PLAGIOCLÁSIO (PL) SUBSTITUÍDO EM PARTE POR SERICITA (SER) E CARBONATO (Cb) ASSOCIADO A ANFIBÓLIO. AINDA PODE-SE VER O MACLADO TÍPICO DOS PLAGIOCLÁSIOS. A) FSN-100-299. (ANF). B) FSN-100-345. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS. 51
- FIGURA 18 - TEXTURAS MINERAIS EM ANFIBÓLIOS. A) CRISTAIS DE CUMMINGTONITA- GRUNERITA COM TEXTURA NEMATOBLASTICA, ASSOCIADOS À BIOTITA (BT-1). B) DETALHE DE CUMMINGTONITA GEMINADA E COM TEXTURA PORFIRÍTICA, ASSOCIADA A CRISTAIS DE BIOTITA (BT-1) ALTERANDO PARA CLORITA. C) CRISTAL MACLADO DE CUMMINGTONITA EM PETRO-TRAMA ORIENTADA. D) ANFIBÓLIO XISTO, HOSPEDEIRO DE VEIOS DE CARBONATO (Cb) E PIRROTITA (Po) COM ACTINOLITA ACICULAR (ACT) COM CRESCIMENTO EM DIREÇÃO EIXO C DO CRISTAL. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS. 52
- FIGURA 19 - DISTRIBUIÇÃO DE CLORITAS (ChL). A) BIOTITA (BT-1) CLORITIZADA HIDROTERMALMENTE, ASSOCIADA A SERICITA (SER). LÂMINA FSN-100-299. B) CRISTAIS FINOS DE CLORITA DE ORIGEM HIDROTERMAL EM BORDA DE VEIO DE CALCITA, NA AMOSTRA FSN-109-220B. C) CLORITA ASSOCIADA À ALTERAÇÃO DE UM CRISTAL DE GRANADA (GRT) NA LÂMINA FSN-116-550. D) CLORITA COMO PRODUTO DA ALTERAÇÃO DE BORDA (COR CINZA) DE CRISTAL DE GRANADA (GRT) E CLORITA DE ORIGEM METAMÓRFICA DE COR AZUL BERLIM PARALELA À FOLIAÇÃO PRINCIPAL S_N . LÂMINA FSN-100-345. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS PARALELOS. 53
- FIGURA 20 - TIPOS DE OCORRÊNCIA DE BIOTITAS. A) BIOTITA (BT-2) DE COR MARROM, ASSOCIADA A QUARTZO EM ZONA DE INTENSA DEFORMAÇÃO. B) BIOTITA (BT-1) DISPOSTA SEGUNDO A FOLIAÇÃO S_N , E BIOTITA (BT-3) SUBEDRAL DISPOSTA TRANSVERSAL À FOLIAÇÃO PRINCIPAL, SOBRECRESCE EM SULFETOS E NA FOLIAÇÃO PRINCIPAL, MOSTRANDO ORIENTAÇÃO MINERAL DE FORMA. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS..... 54

- FIGURA 21 - OCORRÊNCIA DE CRISTAIS DE GRANADA (GRT). A) CRISTAIS, SUBEDRAIS COM INCLUSÕES DE GRAFITA E ÓXIDOS CONCENTRADAS PARA O NÚCLEO. NICÓIS PARALELOS. B) CRISTAL TARDI A PÓS-CINEMÁTICO, EUEDRAL. NICÓIS CRUZADOS. C) CRISTAL EUEDRAL SEM INCLUSÕES. NICÓIS PARALELOS. D) GRANADA COM INCLUSÕES PARALELAS À FOLIAÇÃO. NICÓIS CRUZADOS. E) CRISTAIS DE GRANADA COM FORMA ATÍPICA, TRUNCANDO A FOLIAÇÃO DA MATRIZ DE ANFIBÓLIO; NOTA-SE A ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DESTES CRISTAIS E DO CRISTAL DE ANFIBÓLIO POR RELAÇÃO À MATRIZ. NICÓIS CRUZADOS. F) PSEUDOMORFO DE GRANADAS SUBSTITUINDO UM CRISTAL DE ANDALUZITA (VARIÉDADE QUIASTOLITE) COM INCLUSÕES DE GRAFITA. FSN-100-345. NICÓIS PARALELOS. 56
- FIGURA 22 – ZONEAMENTO NAS GRANADAS DA LÂMINA FSN-100-345. A) CRISTAL DE GRANADA COM TEXTURA HELICÍTICA PARA O NÚCLEO. PETROGRAFIA CONVENCIONAL. NICÓIS PARALELOS. B) E C) MAPAS COMPOSICIONAIS DE CA E FE, RESPECTIVAMENTE, MOSTRANDO A ZONEAMENTO MARCANTE DIVIDINDO O CRISTAL EM TRÊS PARTES COM COMPOSIÇÃO DIFERENTE. D) CRISTAL SUBEDRAL DE GRANADA SEM TEXTURA DE ROTAÇÃO ACENTUADA. IMAGEM DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS. E) E F) MAPAS COMPOSICIONAIS DE CA E FE DE D), RESPECTIVAMENTE..... 57
- FIGURA 23 - TEXTURA METAMÓRFICA, MILONÍTICA E ORIENTAÇÃO MINERAL. A) CRISTAIS ALONGADOS DE GRUNERITA (GRU) E BIOTITA (BT) MARCANDO A FOLIAÇÃO METAMÓRFICA S_N . LÂMINA FSN-111-279. B) FOLIAÇÃO S_N MOSTRADA PELA ORIENTAÇÃO DE BIOTITA CLORITIZADA E DE CLINO-ANFIBÓLIOS (CAM). FSN-111-284. C) FOLIAÇÃO MILONÍTICA DEFINIDA PELA ORIENTAÇÃO DE CORPOS DE MINÉRIO E DE ANFIBÓLIOS FRATURADOS. LÂMINA VMM-2. D) DOBRA COM CRISTAIS DE ANFIBÓLIO E CARBONATO (CB), CORRESPONDENTES A UMA FOLIAÇÃO MILONÍTICA. FSN-109-214B. E) E F) LINEAMENTO MINERAL L_N MARCADO PELA LINHA VERMELHA E L_{N+1} EM DIREÇÃO INDICADA PELA LINHA AMARELA, ONDE ESTÃO ORIENTADOS CRISTAIS DE BIOTITA, GRANADA E ANFIBÓLIO. LUZ TRANSMITIDA. NICÓIS CRUZADOS. 58
- FIGURA 24 - DEFORMAÇÃO DINÂMICA. A) FORMAÇÃO DE SUBGRÃOS DE QUARTZO OS QUAIS SE APRESENTAM DIRECIONADOS POR FOLIAÇÃO MILONÍTICA. FSN-109-214B. B) DEFORMAÇÃO DE CRISTAL DE QUARTZO CARACTERIZADO POR ROTAÇÃO DE SUBGRÃO, DOBRAMENTO E IMBRICAÇÃO, LIMITADA POR BANDAS QUE PERFAZEM ÂNGULO AGUDO COM INTENSA REDUÇÃO DE TAMANHO E ROTAÇÃO DE SUBGRÃOS, ASSOCIADAS A RIPAS DE ESTIRAMENTO. LÂMINA FSN-109-214B. C) DIMINUIÇÃO NO TAMANHO DE GRÃO EM CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO. LITOTIPO METAMÓRFICO-ULTRAMÓRFICO. D) CRISTAL DE ANFIBÓLIO ROTADO COM EXTINÇÃO ONDULANTE NA LÂMINA VMM-2. TODAS EM LUZ TRANSMITIDA. NICÓIS CRUZADOS. LITOTIPO METAMÓRFICO-ULTRAMÓRFICO. 59
- FIGURA 25 - ROTAÇÃO DE MINERAIS E FRATURAS PREENCHIDAS. A) CRISTAL DE GRANADA (GRT) ROTADO, COM TEXTURA HELICÍTICA (LINHA VERMELHA) E SOMBRA DE PRESSÃO Σ (LINHA AMARELA). FSN-100-345. B) CRISTAL DE ANFIBÓLIO (AMP) QUE MOSTRA INCLUSÕES ROTACIONADAS (LINHA VERMELHA) COM RESPEITO À FOLIAÇÃO PRINCIPAL. FSN-111-284. C) VEIO DE CALCITA (CAL), QUE CORTA UMA CAMADA RICA EM QUARTZO. FSN-109-220B. D) VEIO DE CALCITA E PIROTITA (Po) CORTANDO UMA CAMADA DE ANFIBÓLIOS. FSN-109-214C. E) VEIO PREENCHIDO DE QUARTZO (QZ) E CLORITA (CHL). F) VEIOS COM PIRITA (PY) COMO PREENCHIMENTO. NOTE-SE COMO OS SULFETOS (PY) INVADEM TAMBÉM EM DIREÇÃO DA FOLIAÇÃO E COMO FORMA UMA BRECHA NA PARTE INFERIOR DA FIGURA. FSN-109-220B. A) ATÉ E) LUZ TRANSMITIDA. NICÓIS CRUZADOS. F) EM LUZ REFLETIDA. 60
- FIGURA 26 - EFEITOS DE SILICIFICAÇÃO. A) LENTE DE CRISTAIS DE QUARTZO (QZ) EM GRAFITA-CLORITA XISTO. LÂMINA FSN-109-226. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS. B) CRISTAIS DE PIROXÊNIO COM FRATURAS PREENCHIDAS POR QUARTZO QUE REAGE COM ABORDA DO PIROXÊNIO (Cpx). FSN-116-559. LUZ TRANSMITIDA. NICÓIS CRUZADOS. GR= GRAFITA, CHL=CLORITA. 61
- FIGURA 27 - ALTERAÇÃO SERICÍTICA. A) EM CAMADA QUARTZO FELDSPÁTICA, A SERICITA (SER) SUBSTITUI FELDSPATO NA ROCHA ENCAIXANTE. LÂMINA FSN-100-299. B) FELDSPATOS SERICITIZADOS ASSOCIADOS A GRANADA E QUARTZO. LÂMINA FSN-100-345. LUZ TRANSMITIDA. NICÓIS CRUZADOS. 62
- FIGURA 28 - EFEITOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL. A) AGREGADOS DE CLORITA (CHL) CONTORNANDO CRISTAIS DE GRANADA (GRT) E PREENCHENDO FRATURAS. CLORITIZAÇÃO. LÂMINA FSN-116-550. B) BIOTITA COM EFEITOS DE CLORITIZAÇÃO. FSN-100-299. C) SUBSTITUIÇÃO DE ANFIBÓLIO E PIROXÊNIO POR EPIDOTO E ACTINOLITA. LÂMINA FSN-116-559. D) MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL (EPIDOTO, SERICITA E CLORITA) SUBSTITUINDO MINERAIS SEGUINDO A XISTOSIDADE. FSN-100-345. E) AGREGADOS CRISTALINOS DE EPIDOTO, ASSOCIADOS COM AGREGADOS CRISTALINOS DE QUARTZO E CLORITA NA LÂMINA FSN-116-550.

F) VEIO DE EPIDOTO QUE CORTA O LITOTIPO DE METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS. FSN-116-559. TODAS COM LUZ TRANSMITIDA E NICÓIS CRUZADOS.....	63
FIGURA 29 - ILUSTRAÇÕES DE URALITIZAÇÃO. A) CRISTAL DE AUGITA (AUG) COM BORDAS ALTERADAS A ACTINOLITA (ACT) EM UM PROCESSO DE URALITIZAÇÃO NAS METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS. LÂMINA FSN-116-559. B) CRISTAL DE AUGITA, ASSOCIADO COM CLORITA (CHL) E QUARTZO DEFORMADO, QUE ESTÁ SENDO ALTERADO A UM CLINO-ANFIBÓLIO SEM IDENTIFICAR. FSN-109-214A. LUZ TRANSMITIDA. NICÓIS CRUZADOS.	64
FIGURA 30 - TEXTURAS DAS PIRROTITAS (PO). A) CRISTAIS DE PO ALONGADOS E PARALELOS À FOLIAÇÃO PRINCIPAL, LUZ REFLETIDA NA LÂMINA FSN-109-220. B) PO COMO AGREGADO CRISTALINO NO LIMITE DOS VEIOS DE QUARTZO. AMOSTRA FSN-109-220. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS. C) INTERCRESCIMENTO SIMPLES DE PO E CCP, RT E GN E DE PO COM SP. PIRROTITA DA PRIMEIRA GERAÇÃO. LÂMINA FSN-111-279. LUZ REFLETIDA. D) EXSOLUÇÃO DE PENTLANDITA (PN) EM PO COM INTERCRESCIMENTO TIPO FLAME. LUZ REFLETIDA, NA LÂMINA FSN-116-559.	65
FIGURA 31 - TEXTURAS DAS PIRITAS (PY). A) PARAGÊNESE PY E CALCOPIRITA EM INTERCRESCIMENTO SIMPLES NA AMOSTRA FSN-116-559. LUZ REFLETIDA. B) AGREGADO DE PY ANEDRAL E FRAGMENTO DE ROCHA HOSPEDEIRA EM MATRIZ EM ZONA DE BRECHA COM CRISTAIS DE ARSENOPIRITA (APY) IMERSOS. LÂMINA FSN-109-220B. LUZ REFLETIDA. C) INTERCRESCIMENTO SIMPLES ENTRE PY E ESFALERITA ALOJADA EM INTERSTÍCIOS DA FOLIAÇÃO S _n . MEV. D) PARAGÊNESE DE PY±SP±GN POSTERIORMENTE A PO DA PRIMEIRA GERAÇÃO EM FRAGMENTO DE ROCHA DA AMOSTRA AZ-28. E) VEIO DE CARBONATO (Cb) ASSOCIADO A VEIOS DE PIRITA, MOSTRANDO QUE A MINERALIZAÇÃO É EPIGENÉTICA FSN-109-220B. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS PARALELOS. F) PY E PO DISPOSTOS À PARALELA À FOLIAÇÃO PRINCIPAL NA ROCHA ENCAIXANTE NA AMOSTRA FSN-109-220B. LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS.	66
FIGURA 32- RELAÇÕES TEMPORAIS DE OCORRÊNCIA DE ARSENOPIRITA E OUTROS MINERAIS DE MINÉRIO. A) CRISTAL EUDRAL DE ARSENOPIRITA ₂ (APY) COM INTERCRESCIMENTO PENETRATIVO EM PIRITA ₁ (PY). FSN-109-220B, ELÉTRONS RETROESPALHADOS. MEV. B) PARAGÊNESE Po – APY – Sp. LÂMINA FSN-109-220. LUZ REFLETIDA. C) CRISTAIS DE PIRROTITA (Po) E ARSENOPIRITA, MAS NÃO APRESENTAM PARAGÊNESE. AMOSTRA FSN-109-214C. LUZ REFLETIDA. D) GALENA (Gn) PREENCHENDO FRATURAS EM ARSENOPIRITA ₂ . AMOSTRA AZ-28. ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MEV.....	67
FIGURA 33 - OURO (Au) INTERCRESCIDO COM ARSENOPIRITA. A-B) A FORMA DOS CRISTAIS DE OURO É IRREGULAR DENTRO DA ARSENOPIRITA; IMAGEM DE ELÉTRONS RETRO ESPALHADOS EM MEV. C) DIFRATOGRAMA DE CRISTAL DE OURO POR ANÁLISE EDX. OBSERVA-SE A PRESENÇA DE Fe, S e As, A QUAL É DEVIDA A PROXIMIDADE DA ARSENOPIRITA. AMOSTRA AZ-28.	68
FIGURA 34 - DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO DO GRUPO DOS PIROXÊNIO DO LITOTIPO METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS. A) LOCALIZAÇÃO NO DIAGRAMA Q-J PARA OS DOIS GRUPOS DE PIROXÊNIO ANALISADOS NO METAPIROXENITO. TODAS ELAS OCORREM NO CAMPO QUAD, CORRESPONDENTE AOS PIROXÊNIO CA-MG-Fe. B) DETALHE DO CAMPO QUAD NO DIAGRAMA Q-J. C) CLASSIFICAÇÃO DOS PIROXÊNIO ENCONTRADOS EM SATINOCO NO DIAGRAMA TRIANGULAR PARA OS PIROXÊNIO DE CA-MG-Fe. BASEADOS EM MORIMOTO (1989). D) DETALHE DE (C) DOS CAMPO DIOPSIDIO – HEDENBERGITA NO DIAGRAMA PARA OS PIROXÊNIO DE CA-MG-Fe.....	70
FIGURA 35 - DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO NEGATIVA FORTE NOS PIROXÊNIO DO LITOTIPO METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS, EM DOIS CAMPOS DA LÂMINA FSN-116-559 (METAMÁFICAS-ULTRAMÁFICAS). A) VETOR DE SUBSTITUIÇÃO MG – Fe ²⁺ B) CORRELAÇÃO QUE MOSTRA SUBSTITUIÇÃO ^{IV} AL Si ₁	71
FIGURA 36 - DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DOS ANFIBÓLIO SEGUNDO O LITOTIPO. A) ANFIBÓLIO MG-Fe-Mn-Li NO SISTEMA MONOCLÍNICO. B) ANFIBÓLIO CÁLCICO COM CA _A <0,50. BASEADO DE LEAKE ET AL. (1997).	72
FIGURA 37 - PERFIL DE UM CRISTAL DE FERRO-TSCHERMAKITA, QUE APRESENTA BORDAS DE COMPOSIÇÃO GRUNERITA. NOTE NO GRÁFICO A MUDANÇA NA COMPOSIÇÃO NAS BORDAS. A SETA AMARELA INDICA A SEQUÊNCIA ANALÍTICA NO PERFIL. O OUTRO CRISTAL DE PORFIROBLÁSTO QUE SE ENCONTRA NA FIGURA CORRESPONDE A UMA GRANADA, POSSIVELMENTE COMO PSEUDOMORFO DE UM ALUMINOSSILICATO.	73
FIGURA 38 - GRÁFICOS DE CORRELAÇÃO ENTRE ALGUNS ELEMENTOS, PARA RESULTADOS ANALÍTICOS EM ANFIBÓLIO. A.) VETOR DE SUBSTITUIÇÃO ^{IV} AL Si ₁ NOS SÍTIOS TETRAÉDRICOS. B) CORRELAÇÃO POSITIVA ENTRE ^{IV} AL E ^{VI} AL. C) SUBSTITUIÇÃO DO TIPO MG-TSCHERMAK. D) SUBSTITUIÇÃO Fe-TSCHERMAK. E)	

CORRELAÇÃO DE $Fe^{2+} + Mg$ E Al NA POSIÇÃO OCTAÉDRICA. F) SUBSTITUIÇÃO ENTRE Mg E Fe^{2+} NOS ANFIBÓLIOS ANALISADOS NAS LÂMINAS FSN-11-279 E FSN-100-345.....	74
FIGURA 39 - CLASSIFICAÇÃO DOS FELDSPATOS ENCONTRADOS EM SATINOCO PELO LITOTIPO. CONFORME GRÁFICO ENCONTRADA EM DEER <i>ET AL</i> , (1992).....	75
FIGURA 40 - DIAGRAMA DE CORRELAÇÃO NEGATIVA FORTE ENTRE AS ASSOCIAÇÕES DE ELEMENTOS $Na+Si$ E $Ca+IV$ Al , TÍPICO DAS SUBSTITUIÇÕES EM PLAGIOCLÁSIO.....	76
FIGURA 41 - PERFIS EM CRISTAIS DE GRANADA ALMANDINA QUE MOSTRA VARIAÇÃO GRADATIVA NA COMPOSIÇÃO QUÍMICA BORDA – NÚCLEO COM PREDOMÍNIO DO TIPO ALMANDINA. A) LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS PARALELOS. B) LUZ TRANSMITIDA, NICÓIS CRUZADOS. C) IMAGEM DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MEV. D) DESENHO DO CRISTAL DE GRANADA ONDE SE MOSTRAM OS PONTOS ONDE FORAM REALIZADAS AS ANÁLISES. E) PERFIL COMPOSICIONAL. NOTE COMO X_{ALM} E X_{PRP} AUMENTA DE CENTRO PARA BORDA, ENQUANTO X_{GRS} E X_{SPR} AUMENTAS DE BORDA PARA CENTRO.	78
FIGURA 42 - GRÁFICA DO ZONEAMENTO NUM CRISTAL DE GRANADA. A) CRISTAL DE GRANADA COM TEXTURA HELICÍTICA PARA O CENTRO E BORDAS RELATIVAMENTE LIMPAS. MICROSCOPIA CONVENCIONAL. NICÓIS PARALELOS. B) E C) MAPAS COMPOSICIONAIS DE Fe E Ca , RESPECTIVAMENTE, MOSTRANDO O ZONEAMENTO (LINHAS LARANJA). A LINHA AZUL É AO LIMITE DO CRISTAL. ANÁLISE EDX, MEV. D) DESENHO DO CRISTAL MOSTRANDO OS PONTOS DO PERFIL COMPOSICIONAL E O ZONEAMENTO INTERPRETADO. AS FLECHAS PARA ENCIMA=AUMENTO, PARA ABAIXO=DIMINUIÇÃO. E) PERFIL COMPOSICIONAL PONTO ANALISADO VS % MOLAR DOS COMPONENTES DO CRISTAL DE GRANADA.	79
FIGURA 43 – CORRELAÇÃO NEGATIVA FORTE ENTRE ELEMENTOS BIVALENTES Fe , Mg , Ca E Mn , A PARTIR DE DADOS ANALÍTICOS PARA GRANADAS DO DEPÓSITO SATINOCO.....	80
FIGURA 44 - CLASSIFICAÇÃO DAS CLORITAS ANALISADAS DO DEPÓSITO SATINOCO, NO DIAGRAMA DE HEY (1954).	82
FIGURA 45 - DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO TRIANGULAR PARA CLORITA DEFINIDO POR ZANE & WEISS (1998). NAS ARESTAS OS EXTREMOS RICOS EM Fe , Mg E $Al + []$ (VACÂNCIA). A LINHA SEGMENTADA REPRESENTA 0,5 NA RAZÃO $Fe/(Fe+Mg)$ DAS CLORITAS.....	83
FIGURA 46 – DIAGRAMA DE CORRELAÇÃO ENTRE O Fe E Ni , ONDE SE PODEM DIFERENCIAR DOIS GRUPOS DE PO ..	84
FIGURA 47 - DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO ENTRE ELEMENTOS EM CRISTAIS DA ARSENOPIRITA. A) CORRELAÇÃO NEGATIVA ENTRE $S-AR$. B) CORRELAÇÃO NEGATIVA ENTRE $AS-Fe$. C) CORRELAÇÃO POSITIVA ENTRE $S-Fe$. AS FIGURAS D), E) E F) CORRESPONDEM À CORRELAÇÃO DO OURO COM S , AS E Fe , RESPECTIVAMENTE. NOTAR QUE AS CORRELAÇÕES DE Au INTERPRETAM-SE COMO Au SUBSTITUINDO PRINCIPALMENTE S E EM MENOR PROPORÇÃO O FERRO, JUNTO COM ESTRADA DE AS NA ESTRUTURA.	86
FIGURA 48 - DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DOS SULFETOS (CLARK, 1960). FORAM LANÇADAS AS COMPOSIÇÕES DAS PIRROTITAS, PIRITAS E ARSENOPIRITAS EM RELAÇÃO AO CONTEÚDO DE Fe , AS E S , MOSTRANDO QUE NÃO EXISTEM MEMBROS INTERMEDIÁRIOS ENTRE ESTES TRÊS TIPOS DE SULFETOS.	87
FIGURA 49 - RESULTADOS DOS CÁLCULOS DA TEMPERATURA EM CLORITA ONDE SE MOSTRAM OS VALORES DE TEMPERATURA OBTIDOS PELAS CALIBRAÇÕES DE KM 87 E JF 95, AS QUAIS APRESENTAM TEMPERATURAS DE FORMAÇÃO DA CLORITA COERENTES COM A PARAGÊNESE MINERAL. REFERENCIAS KM 87: KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987); ZF 95: ZANG & FYFE (1995).	92
FIGURA 50 – EVOLUÇÃO DA PARAGÊNESE DURANTE O METAMORFISMO, RETROMETAMORFISMO E MINERALIZAÇÃO NO DEPÓSITO AURÍFERO SATINOCO.	97
FIGURA 51 - DIAGRAMA DE CORRELAÇÃO $Fe-Ni$ EM PIRROTITA, ONDE SE INTERPRETA COMO DUAS FASES DE PERCOLAÇÃO DE FLUIDOS HIDROTERMAIS COM CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS DIFERENTES.....	102
FIGURA 52 – DIAGRAMA QUE MOSTRA O PERCURSO PRESSÃO – TEMPERATURA DURANTE OS EVENTOS TECTONOMETAMÓRFICO E DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL, NAS ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO SATINOCO. A TRAJETÓRIA PODE SER CONSIDERADA NO SENTIDO HORÁRIO QUE É TÍPICA DE MODELOS DE CINTURÕES OROGÊNICOS CONTINENTAIS (SPEAR, 1993).	106
FIGURA 53 – A) ESQUEMA DA ZONA DE TRASPRESSÃO, ONDE A FORTE COMPRESSÃO CAUSA METAMORFISMO E DESVOLATILIZAÇÃO DE MINERAIS. B) OS FLUIDOS PRODUTO DA DESIDRATAÇÃO DE MINERAIS SE CONCENTROU NA ZONA DE CISALHAMENTO PITANGUI-CONGONHAS, E POSTERIORMENTE APROVEITO ESTRUTURAS DE SEGUNDO E TERCER ORDEN, PARA PRECIPITAR.	110

FIGURA 54 – BLOQUEDIAGRAMA GERAL DA CONFIGURAÇÃO ATUAL DA JAZIDA AURÍFERA SATINOCO. NOTE QUE AS MINERALIZAÇÕES APRESENTAM UMA ATITUDE QUASE PARALELA À ZONA DE CISALHAMENTO. 110

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - RESULTADOS DAS ANÁLISES NA MICROSSONDA PARA PIRITA, DADAS EM % WT. N.A.: ELEMENTO NÃO ANALISADO.....	85
TABELA 2 - RESULTADOS DAS ANÁLISES NA MICROSSONDA PARA ARSENOPIRITAS, DADAS EM % WT. N.A.: ELEMENTO NÃO ANALISADO.	85
TABELA 3 - TEMPERATURAS OBTIDAS NA LÂMINA VMM-2, EMPREGANDO A CALIBRAÇÃO PLAGIOCLÁSIO-HORNBLENDA DE HOLLAND & BLUNDY (1994). * $FeO = Fe^{2+} + Fe^{3+}$	90
TABELA 4 - TABELA QUE MOSTRA OS RESULTADOS DOS CÁLCULOS PARA DETERMINAR A TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DAS CLORITAS HIDROTERMAIS NO ALVO SATINOCO. ^{IV} Al(C): CORREÇÕES NO ^{IV} Al.....	91
TABELA 5 - RESULTADOS DOS CÁLCULOS PARA DETERMINAR A TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DAS CLORITAS HIDROTERMAIS NO ALVO SATINOCO. CALIBRAÇÕES: KM87: KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987; ZF95: ZANG & FYFE, 1995. ^{IV} Al: NÚMERO DE ÍONS DE ALUMÍNIO NA POSIÇÃO TETRAÉDRICA. XFe: RAZÃO Fe/(Fe+Mg). ^{IV} Al(C): CORREÇÃO DO ^{IV} Al.	92
TABELA 6 - RESULTADOS DO CÁLCULO DE PRESSÕES PARA OS ANFIBÓLIOS DA AMOSTRA VMM-2. AS TEMPERATURAS FORAM DETERMINADAS PELO MÉTODO DE CALIBRAÇÃO EMPÍRICA PLAGIOCLÁSIO-HORNBLENDA.	93

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 - LISTA DAS SEÇÕES DELGADAS DE ROCHAS POLIDAS QUE FORAM ANALISADAS POR PETROGRAFIA CONVENCIONAL E MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA* (MEV).	23
QUADRO 2 - CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE AS UNIDADES DO GRUPO NOVA LIMA. FRIZZO <i>ET AL.</i> (1991), CPRM (2005, 2007), AS LITOFÁCIES DE BALTAZAR & ZUCCHETTI (2007) E JAGUAR MINING INC. (2013). * ROCHAS ALTERADAS POR PROCESSOS HIDROTERMAIS.....	31

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	OBJETIVOS	20
1.2	LOCALIZAÇÃO	20
2	MÉTODOS.....	22
2.1	COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
2.2	TRABALHO DE CAMPO	22
2.3	PETROGRAFIA E MINEROGRAFIA	23
2.3.1	Caracterização Mineralógica.....	23
2.3.2	Microscopia Eletrônica de Varredura – MEV	23
2.4	QUÍMICA MINERAL.....	24
2.5	TRATAMENTO ESTATÍSTICO DE RESULTADOS.....	25
3	CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL.....	26
3.1	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	26
3.1.1	Terrenos Granito-Gnáissicos - TTG.....	26
3.1.2	Supergrupo Rio das Velhas.....	27
3.1.3	Intrusivos Plutônicos Sin a Tarditectônicos.....	34
3.1.4]Sequências Supracrustais do Proterozóico.....	34
3.2	CONTEXTO ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICO	35
3.3	GENERALIDADES DOS DEPOSITOS DE OURO NO GRUPO NOVA LIMA	37
4	GEOLOGIA DO DEPÓSITO SATINOCO	40
5	ANÁLISE PETROGRÁFICA	47
5.1	METAMÁFICAS - ULTRAMÁFICAS.....	47
5.2	MICA – ANFIBÓLIO XISTOS.....	48
5.3	MICROESTRUTURAS	57
5.4	MINERALIZAÇÃO AURÍFERA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	61
6	QUÍMICA MINERAL.....	69
6.1	RESULTADOS ANALÍTICOS	69
6.1.1	Piroxênios.....	69
6.1.2	Anfibólios.....	71
6.1.3	Feldspatos	74

6.1.4	Granada.....	76
6.1.5	Clorita.....	80
6.1.6	Sulfetos.....	83
7	GEOTERMÓBAROMETRIA	88
7.1	GEOTERMÔMETRO PLAGIOCLÁSIO-HORNBLENDA.....	88
7.2	GEOTERMÔMETRO CLORITA.....	90
7.3	GEOBARÔMETRO AL-ANFIBÓLIO	93
7.4	SULFETOS	94
8	DISCUSSÃO DE RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	95
9	CONCLUSÕES.....	109
10	REFERÊNCIAS.....	111
11	APÊNDICE A - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	120
11.1	MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA - MEV	120
11.2	MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	120
11.3	GEOTERMÓBAROMETRIA POR INTERCÂMBIO IÔNICO INTERCRISTALINO.....	121
12	APÊNDICE B. RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL.....	125

1 INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) encontra-se na parte meridional do Cráton de São Francisco, na porção centro-leste do Brasil. Nesta região, a exploração de ouro iniciou-se no final do século XVII, quando os bandeirantes descobriram ouro no que agora é conhecido como os vales do Rio Doce e Rio das Velhas. Foi a partir desse momento, que Brasil e o mundo, adquirem especial interesse nesta região que mais tarde seria conhecida como o Quadrilátero Ferrífero, devido a sua forma geográfica e as ocorrências de formações ferríferas bandadas. Durante o século XVIII, cerca de 50% da produção mundial do ouro tinha origem no Brasil, contribuindo com cerca de 700 toneladas durante este período da história.

Os grandes depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero encontram-se associadas às sequências basais do Grupo Nova Lima que foram deformadas por eventos tectonometamórficos na fácies xisto verde a anfíbolito baixo e são controlados estruturalmente dentro de zonas de cisalhamento de escala regional. Estes depósitos têm sido bem estudados e suas características geológicas e metalogenéticas têm sido bem definidas. Lobato *et al.*, (2001 a,b), Biondi (2003) e Ribeiro Rodrigues (2007), classificam as mineralizações auríferas no Quadrilátero Ferrífero como de origem orogênica (*Orogenic Gold*) associados a sistemas metamórficos, relacionados a zonas de cisalhamento, (Ex. Morro Velho, São Bento, Cuiabá e Lamego).

A jazida Satinoco pertence à Mineração Turmalina Ltda., filial de Jaguar *Mining Inc*, que comprou os títulos mineiros no ano 2004. Atualmente os programas de sondagem na zona de estudo somam mais de 10.000 m de furos de sondagens. Em Satinoco (também denominado alvo C em reportes internos da mina), a exploração é feita de forma subterrânea, com desenvolvimento de dois níveis principais e vários subníveis de lavra, com produção anual de aprox. 60.000 oz de ouro (informes técnicos internos da Mineração Turmalina Ltda.). Os principais trabalhos geológicos feitos especificamente nos arredores de Pitangui e Conceição do Pará, limitam-se ao trabalho de Ladeira (1981), Frizzo *et al.* (1991), Romano (1989, 1993), CPRM (2005, 2007) e Velásquez (2011). O depósito Satinoco encontra-se hospedado nas sequências do denominado Grupo Nova Lima, (Dorr, 1969; Romano, 1989, 1993; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Baars & Rosière, 1994; Rosière & Chemale Jr., 2000; CPRM, 2005, 2007; Velásquez, 2011), pelo qual surge o interesse em adiantar este trabalho de pesquisa, procurando identificar similitudes litológicas, estruturais e metalogenéticas com os grandes depósitos do quadrilátero ferrífero e assim, ajudar a determinar parâmetros de prospecção para determinar novos alvos com potencial de encontrar mineralizações de ouro nas imediações do QF.

A pesquisa caracteriza a jazida aurífera Satinoco, mediante descrição petrográfica, química mineral e cálculos das condições físico-químicas de equilíbrio das rochas hospedeiras (pico metamórfico), rocha hidrotermalmente alterada e das zonas mineralizadas.

Pretende-se contribuir para o conhecimento e caracterização do depósito Satinoco mediante análises de petrografia convencional e MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) das rochas encaixantes, das zonas alteradas e mineralizadas em ouro. O texto se organiza da seguinte maneira: Revisão bibliográfica, métodos, contexto geológico regional e local, análises petrográficas, química mineral, análises termobarométricos e discussão de resultados.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral do presente trabalho é efetuar a caracterização metalogenética da jazida aurífera Satinoco, para obter informações que permitam o refinamento do modelo genético conceitual do depósito, identificando possíveis áreas fonte de fluidos hidrotermais, forma de migração do fluido, rochas encaixantes, estilo de mineralização, alteração hidrotermal e associação de minerais de minério.

Em forma específica os objetivos são: a) Realizar a caracterização geológica da área de estudo com ênfase nas rochas que hospedam os corpos mineralizados e nas estruturas que os afetam, assim como da mineralogia constitutiva destes e do minério, b) análise petrográfica de minerais translúcidos e opacos com a finalidade de determinar relações texturais e temporais, c) definir, por meio da análise de química mineral, variações composicionais de fases minerais em paragênese, cálculo de ocupação dos sítios catiônicos em cada estrutura cristalina, d) Determinar as condições de equilíbrio físico – químico do sistema no pico metamórfico e da alteração hidrotermal formada durante os processo de mineralização.

Espera-se gerar informações metalogenéticas inéditas e compará-las com as características metalogenéticas de outras zonas mineralizadas da região, para compreender as relações entre rocha hospedeira e o processo mineralizador na área de interesse.

1.2 LOCALIZAÇÃO

O depósito aurífero Satinoco se localiza a 140 Km ao oeste de Belo Horizonte-MG, e a 6 Km ao sul da cidade de Pitangui, no município de Conceição de Pará, (**Fig. 1**). O acesso é realizado pelas rodovias BR-262 e BR-352. O acesso desde o município de Pitangui, à vila de Conceição de Pará é realizado pela estrada pavimentada MG-423 que leva às instalações da Mineração Turmalina Ltda. As coordenadas UTM-do acesso à lavra subterrânea são 7816900N e 512800E e 700 msnm, no sistema de coordenadas Zona 23S com datum WGS1984.

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

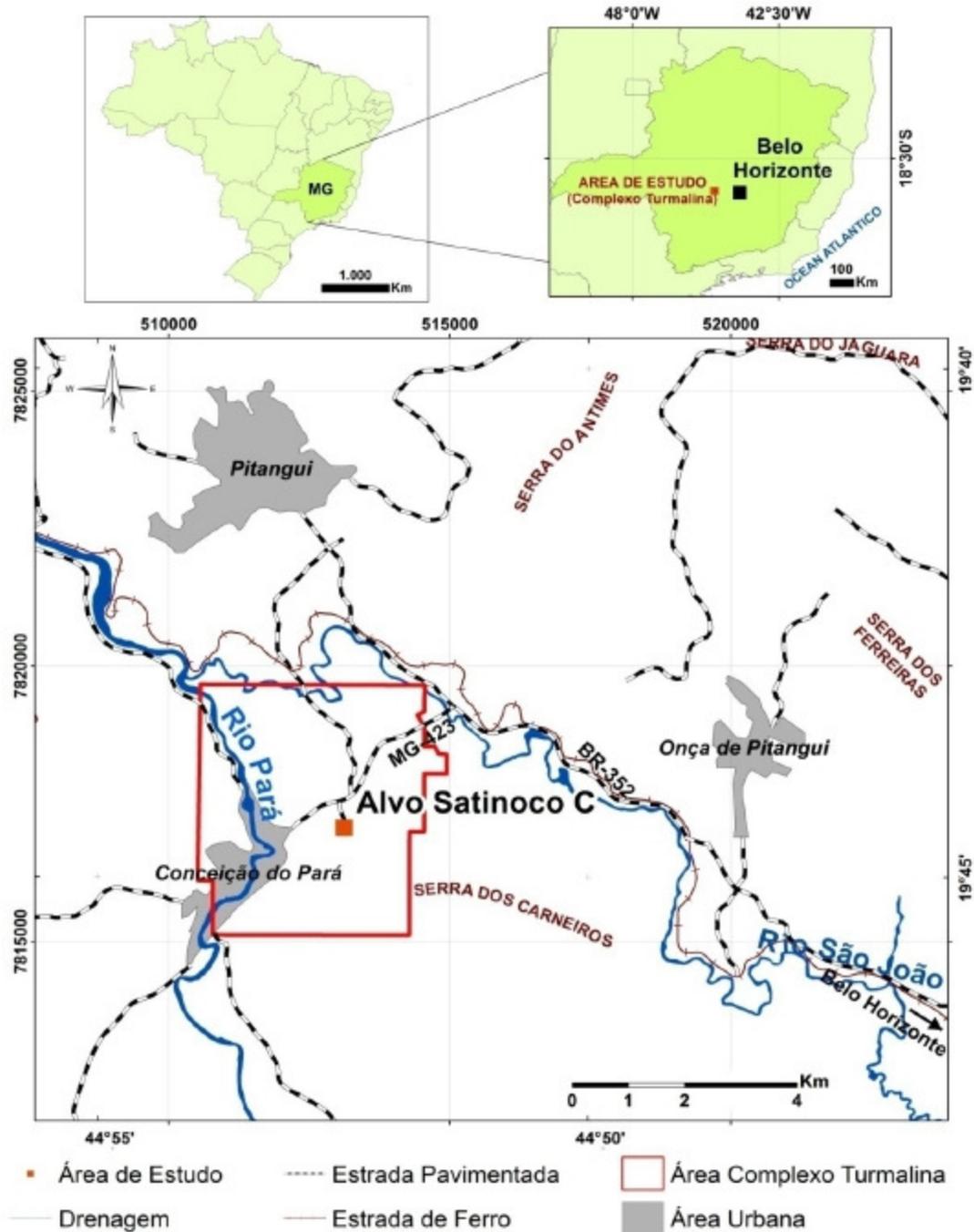


Figura 1 - Mapa de localização do depósito Satinoco. Baseado no Mapa aspecto físico Pitangui-MG, escala 1:100.000, do IBGE (2001).

2 MÉTODOS

O desenvolvimento desta pesquisa foi apoiado inicialmente em consulta de fontes e compilação bibliográfica de trabalhos de cunho geológico, assim como de mapas e publicações indexadas, seguida dos trabalhos de campo e coleta de amostras, preparação de amostras e separação de minerais para análises específicas em laboratório, assim como a execução destes, tratamento de dados geológicos, interpretação dos resultados, elaboração do presente texto e defesa. No Apêndice A encontram-se as descrições teóricas dos diferentes métodos empregados neste trabalho.

2.1 COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Verifica-se na literatura a existência de estudos feitos na zona de trabalho, destacando os que englobam o contexto regional, evolução geotectônica do Cráton de São Francisco e em particular do Supergrupo Rio das Velhas, além de temas relacionados com geocronologia, geoquímica e mineralogia dos depósitos, principalmente no Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes. Esta revisão foi realizada principalmente em artigos publicados em periódicos internacionais e nacionais indexados, livros, teses e dissertações, nas bibliotecas da UFAM, CPRM Manaus, UFMG, USP e UnB, assim como informações técnicas fornecidas pela Mineração Turmalina Ltda.

2.2 TRABALHO DE CAMPO

Durante o trabalho de campo (03 até 13 de junho de 2013), se fez o reconhecimento regional dos litotipos aflorantes e a descrição das frentes de lavras subterrâneas do depósito Satinoco, além da coleta de amostras, caracterização mineralógica macroscópica e aquisição de dados estruturais. Durante a visita se teve o acompanhamento e a orientação do grupo de geólogos da Mineração Turmalina Ltda.

Para a coleta sistemática de dados de campo, realizou-se: 1) a descrição macroscópica da rocha em frentes da lavra e em afloramentos em superfície; 2) descrição geométrica e coleta de dados estruturais como atitudes de foliações, falhas, juntas, veios, entre outros; 3) realização de registro fotográfico e 4) coleta de amostras de rochas encaixantes, zonas de alteração hidrotermal e da zona mineralizada. Foram coletadas 63 amostras distribuídas assim: a) Quarenta (40) amostras pontuais de rocha simple, b) Três (3) amostras compostas de lascas e, c) Vinte (20) amostras de segmentos de testemunhos de furos de sondagem de aproximadamente 20 cm cada uma.

2.3 PETROGRAFIA E MINEROGRAFIA

As análises petrográficas foram realizadas em microscópio de luz transmitida e refletida, no microscópio eletrônico de varredura (MEV) e na microsonda eletrônica. A fundamentação teórica de estes métodos encontra-se no apêndice A. Para a nomeação dos minerais foram utilizadas as abreviaturas definidas por Whitney & Evans (2010).

2.3.1 Caracterização Mineralógica

Para os estudos de microscopia petrográfica convencional (silicatos e opacos) foram utilizadas 17 lâminas delgadas-polidas (**Quadro 1**), nas quais se identificaram os minerais segundo suas características óticas e texturas, selecionando pontos para a realização das análises no MEV e na microsonda eletrônica.

NÚMERO LÂMINA	NÚMERO LÂMINA
FSN-100-223	FSN-109-226
FSN-100-299	FSN-111_279B*
FSN-100-345*	FSN-111-279*
FSN-109-214	FSN-111-284-v17
FSN-109-214A	FSN-116-550
FSN-109-214B*	FSN-116-559*
FSN-109-214C	VMM-2-v4*
FSN-109-220*	VMM-43-V2
FSN-109-220B*	

Quadro 1 - Lista das seções delgadas de rochas polidas que foram analisadas por petrografia convencional e microscópio eletrônico de varredura* (MEV).

As lâminas delgadas de rochas foram confeccionadas nos laboratórios de laminação do Serviço Geológico do Brasil -CPRM da Superintendência de Manaus, e as análises petrográficas foram realizadas no laboratório de petrografia do Departamento de Geologia (DEGEO) na Universidade Federal do Amazonas (UFAM).

2.3.2 Microscopia Eletrônica de Varredura – MEV

Análises texturais e composicionais utilizando MEV foram realizados com o intuito de: a) determinar, a composição de alguns minerais de difícil classificação por microscopia convencional, empregando análises pontuais mediante EDS (*Energy-dispersive X-ray spectroscopy*), b) seleção de

minerais, principalmente granadas e sulfetos com a finalidade de fazer mapas de distribuição elemental para definir possíveis zoneamentos, c) determinar a relação de crescimento dos minerais de minério, mediante análises texturais de detalhe, d) análises composicionais de ouro, se possível, e) selecionar alvos para as análises quantitativas pontuais usando microsonda eletrônica.

Para as análises no MEV, empregaram-se: oito (8) lâminas delgadas polidas (quadro 1), e cinco (5) amostras de fragmentos de rocha. Estas amostras foram metalizadas com carbono a alto vácuo, no Laboratório de Técnicas Mineralógicas do DEGEO - UFAM, o qual conta com um microscópio QUANTA 250 acoplado a um espectrômetro de energia dispersiva de raios-X, sob condições de trabalho de corrente entre 15 até 25 kV, *spot*: 4 e 5 μ m de diâmetro.-

2.4 QUÍMICA MINERAL

A composição química de minerais como granadas, cloritas, anfibólios, plagioclásios e, sulfetos associados ao ouro, permitiram avaliar as condições de pressão e temperatura durante a fase de cristalização destes minerais, mediante medição da composição dos componentes constituintes.

O zoneamento composicional mineral foi definido mediante perfis borda-centro-borda, na superfície de cristais de granadas e arsenopiritas, em locais afastados de fraturas e inclusões com a finalidade de evitar a contaminação das análises. Análises pontuais de silicatos e sulfetos foram realizadas em sete (7) lâminas delgadas polidas. Resultados de análises de química mineral em microsonda eletrônica são apresentados em porcentagens de óxidos para os silicatos, e em porcentagem em peso dos metais para sulfetos. O cálculo da porcentagem de elementos a partir da porcentagem em peso de óxidos foi realizado segundo Klein & Dutrow (2008). As análises pontuais de química mineral nas amostras em Satinoco representaram um total de 236 resultados pontuais (146 para silicatos e 90 para sulfetos) em minerais como: piroxênios, granada, anfibólios, feldspatos, cloritas e sulfetos como: pirrotita, pirita, arsenopirita, esfarelita, calcopirita e galena. Spear (1993) define que a partir de análises de química mineral, o cálculo da fórmula estrutural se dá em três passos principais, assim: 1) cálculo da proporção molar de cátions e ânions; 2) normalização e proporção molar com balanço de cargas ou limites estequiométricos; e 3) posicionamento dos cátions na estrutura.

As análises de química mineral foram realizadas no laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, o qual possui um equipamento JEOL JXA-8230 acoplado com 5 espectrômetros WDS (*Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*) e um espectrômetro EDS. A calibração dos padrões para os elementos requeridos considera parâmetros de trabalho para sulfetos em energia de 20kV e um feixe de elétrons de 6 μ m de diâmetros, e para os silicatos, energia de 15kV e feixe de elétrons de 3 μ m para analisar silicatos. Para determinar átomos

por unidade de fórmula (*apuf*) foram usadas planilhas (macros) de cálculo em Excel® 2007. Os resultados das análises de química mineral são apresentados no apêndice B.

2.5 TRATAMENTO ESTATÍSTICO DE RESULTADOS

Métodos de Geoestatística descritiva aplicada aos resultados incluíram o método de cálculo do coeficiente de correlação (r), que mostra a relação de dependência entre duas variáveis aleatórias (Figueiredo Filho & Silva Junior, 2010) e consiste na medida da razão entre a variância e o produto do desvio padrão das mesmas (**figura 2**). Variáveis dependentes com correlações positivas mostram aumento ou diminuição simultânea, já correlações negativas, ou inversas, ocorrem quando uma variável cresce a outra decresce. As correlações negativas oferecem uma ideia de possíveis relações de substituição iônica entre elementos em uma determinada posição da estrutura de um grupo de específico de mineral. Esta correlação foi aplicada em piroxênio, anfibólios, feldspatos, granada, clorita e sulfetos e os resultados são mencionados nas descrições de cada grupo mineral.

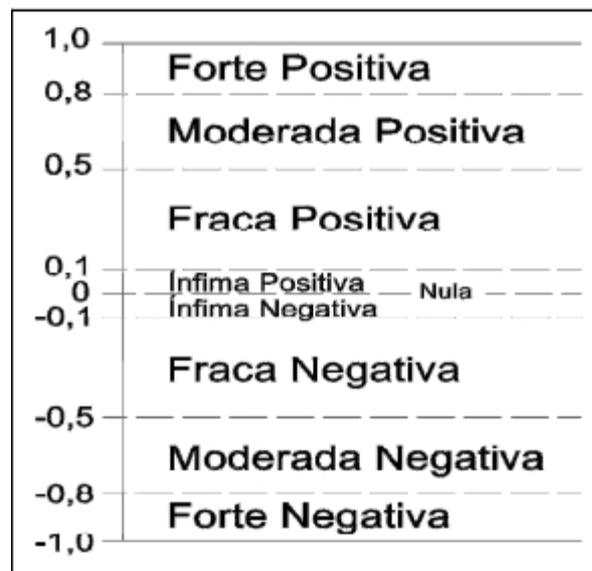


Figura 2 - Intervalos para definir o coeficiente de correlação de Pearson (r), adaptada de Souza (2014).

3 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

O Cráton de São Francisco faz parte do denominado Escudo Atlântico (Almeida, 1977), representa uma porção da litosfera continental a qual apresenta estabilidade desde o final do evento Transamazônico, por tanto não apresentar feições estruturais geradas após 1,8 Ga., Almeida (1977), é encoberto por rochas sedimentares de origem siliciclásticas do Mesoproterozóico e carbonáticas do Neoproterozóico.

O embasamento cristalino do Cráton São Francisco, no Quadrilátero Ferrífero, é de idade Arqueana, e encontra-se composto principalmente por porções preservadas e expostas de Tonalito – Trondhjemito – Granodiorito (TTG) (Alkmim, 2004). A nível geral, a porção sul do Quadrilátero Ferrífero apresenta três unidades litoestratigráficas maiores: a) Um terreno gnáisse-granítico do tipo TTG Arqueano, b) sequências arqueanas vulcanossedimentares do tipo *greenstone belts* e, c) sequências metassedimentares do Proterozóico que encobrem o embasamento. (Noce *et al*, 1998, Gorman *et al*, 1978, Teixeira *et al*, 1996).

3.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1.1 Terrenos Granito-Gnáissicos - TTG

Correspondem a suítes ígneas que constituem o núcleo Arqueano, associadas geralmente, a rochas máficas-ultramáficas, félsicas e metassedimentares, metamorfizadas em condições de fácies anfibolito, localmente migmatizadas (Teixeira *et al*. 1996). Os terrenos TTG, no Quadrilátero Ferrífero correspondem aos complexos metamórficos Bonfim, Campo Belo, Belo Horizonte e, Bação. (Teixeira, 1985; Hippertt, 1994, Teixeira *et al*, 1996; Endo, 1997). O Complexo Metamórfico Campo Belo, localizado ao oeste do Quadrilátero Ferrífero, foi dividido nos Complexo Divinópolis e Barbacena por Machado Filho *et al*. (1983) e está composto litologicamente por gnaisses, granitoides e migmatitos estromáticos, alguns relictos de rochas supracrustais metamorfisadas e diques aplíticos e pegmatíticos. Dados isotópicos Rb-Sr em rocha total de um migmatito e gnaisse exibem uma pseudo-isócrona relativa a uma idade de 3380 ± 112 Ma, interpretada como o tempo estimado de formação do protólito destas rochas, ainda que, três pontos desta mesma suíte de amostras constituem uma idade isocrônica de 3167 ± 212 Ma., com $m_{swd}=0,01$, tornando esta idade confiável (Teixeira *et al*, 1996). Idades Sm-Nd no gnaisse e anfibolito associado, forneceram idades T_{DM} entre 3070 e 2780 Ma., sugerindo que o Complexo Campo Belo corresponde à crosta sílica mais antiga do sul do Cráton de São Francisco, corroborado pela datação de uma amostra de zircão de um sill anortosítico que corta o *Greenstone Belt*

de Piumhi, a qual forneceu uma idade discordante U-Pb de $3116 \pm 10/7$ Ma., e que foi interpretada como a idade de cristalização do anortosito (Teixeira *et al.*, 1996). As rochas TTG foram afetadas por processos de migmatização que tiveram lugar no $2860 \pm 14/10$ Ma., e 2772 ± 6 Ma., segundo idades U-Pb em zircão (Machado & Carneiro, 1992), e por um evento metamórfico em fácies xisto verde até anfibolito na porção leste do Quadrilátero Ferrífero (Noce *et al.* 1998), entre 2120 a 2040 Ma. (Orosiriano) determinado por datações U-Pb em zircão (Noce *et al.*, 1998; Machado & Carneiro, 1992). Vários intervalos de atividade magmática bimodal ocorreram durante o arqueano, a saber 2780-2760 Ma, 2720-2700 Ma, ca. 2600 Ma (Machado and Carneiro, 1992; Machado et al., 1992; Noce et al., 1998).

Para a CPRM (2005), na folha geológica Pará de Minas, denominados de Complexo Divinópolis a os gnaisses biotíticos de grão grosso e estruturas miloníticas predominantemente estromáticas, com neossomas de feldspatos e bandas melanocráticas de plagioclásio e biotita, que afloram ao sul da área da mina Satinoco.

3.1.2 Supergrupo Rio das Velhas

Um *Greenstone belt* é definido como uma associação de sequências vulcanossedimentares de idade Arqueana até Proterozóica, que ocorrem intrudidas por TTG's, em zonas estáveis denominados crátons, afetados por metamorfismo em fácies xisto verde e na parte inferior em fácies anfibolito. Segundo Gorman *et al.* (1978) e Eriksson *et al.* (1994), em um *greenstone belt* podem-se encontrar seis associações típicas de base para topo: (1) sequência vulcânica máfica-ultramáfica, (2) sequência vulcânica cálcio alcalina, (3) sequência vulcânica bimodal, (4) sequência quartzo arenito-formação ferrífera ou carbonato (5), sequência que inclui conglomerados-wacke, intercalados com vulcânicas cálcio-alcalinas, e (6) sequências de conglomerado e arenito.

O Supergrupo Rio das Velhas representa uma típica sequência *greenston belt*, que está exposta no Quadrilátero Ferrífero (QF) e apresenta continuidade para o extremo NW do mesmo, em áreas dos municípios de Pitangui e Conceição de Pará-MG (Teixeira, 1985; Romano, 1993; Baars & Rosière, 1994 e Rosière & Chemale Jr, 2000. **Fig. 3**), e é a rocha hospedeira de depósitos minerais de ouro e ferro ao longo da sequência.

Dorr *et al.* (1957) propõem a denominação Série Rio das Velhas para as rochas metassedimentares e metavulcânicas xistosas no Quadrilátero Ferrífero, geradas no evento metamórfico em torno de 2800 Ma (Rb-Sr em moscovita, por Hurley, 1961) e que são mais velhas que a Série Minas. Esses autores também dividem a Série Rio das Velhas em dois grupos, Grupo Nova Lima (mais velho) e Grupo Maquiné (mais novo). Loczy & Ladeira (1976) propõem a mudança do nome de Serie Rio das Velhas para Supergrupo Rio das Velhas ao agregar às series metassedimentares

e metavulcânicas, as sequências vulcanossedimentares químicas do Quadrilátero Ferrífero. Almeida (1977) e Schorscher (1976) o caracterizaram como uma sequência do tipo *greenstone belt*.

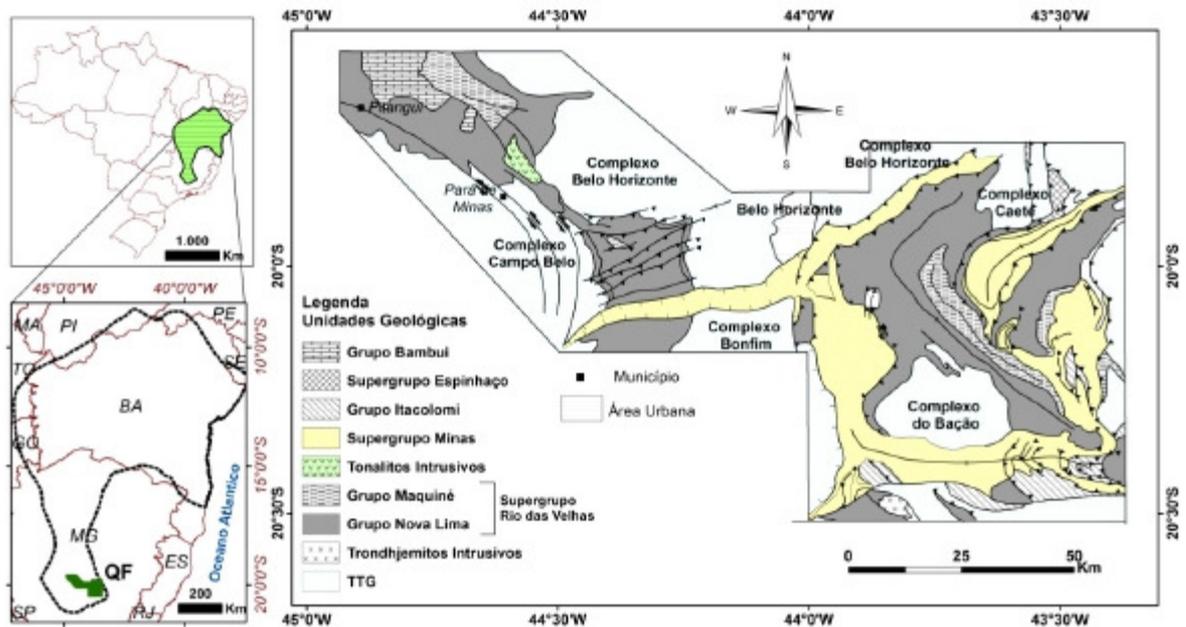


Figura 3- Posição geográfica do QF e distribuição das unidades litológicas principais. O mapa do QF mostra a continuidade para o oeste do *Greenstone Belt* Supergrupo Rio das Velhas. Copilado e modificado de Dorr (1969), Romano (1989, 1993), Chemale Jr. *et al.* (1994), Baars & Rosière (1994) e Rosière & Chemale Jr (2000).

O Grupo Nova Lima foi descrito por Gair (1962) como constituído por xistos e filitos, de composições variadas grauvacas, quartzo-dolomíticos e quartzo-ankeríticos (Lapa Seca), formações ferríferas bandadas, rochas quartzo-sericíticas e metaconglomerado, além disso, as rochas máficas serpentinizadas, classificadas pelo autor como intrusões pré-Série Minas. Ladeira (1980, 1991) propõe uma subdivisão de base para topo em três unidades principais, afetadas por metamorfismo regional de fácies xisto verde, assim: a) Unidade Metavulcânica de composição máficas e metaultramáficas, b) Unidade Metassedimentar e c) Unidade clástica. O Grupo Maquiné, encontra-se dividido na Formação Palmital na base do grupo (O'Rourke, 1957) e Formação Casa Forte para topo da sequência (Gair, 1962).

A sequência de rochas vulcanossedimentares que afloram nos municípios de Pitangui, Onça de Pitangui e Conceição de Pará foram caracterizadas e agrupadas por Frizzo *et al.* (1991), de base para o topo, em: Rochas Metaultramáficas e Metamáficas, Rochas Metassedimentares, Rochas Metamáficas, Rochas Metapiroclásticas e Metassedimentares, no denominado Grupo Pitangui. As sequências vulcanossedimentares entre os municípios de Pitangui e Mateus Leme (MG), correspondem à parte mais ocidental do Supergrupo Rio das Velhas de idade Arqueana, segundo Romano (1993) e seriam equivalentes ao Grupo Pitangui de Frizzo *et al.* (1991).

Em estudos recentes, o Grupo Nova Lima é dividido de base para o topo, em associações de litofácies (**Fig 4**) definidas principalmente pelo ambiente de formação, a litologia e as áreas fonte das

unidades sedimentares (Baltazar, 1996; Baltazar & Pedreira, 1998 e Baltazar & Zucchetti 2007), em: 1) Associação de litofácies vulcânica máfica-ultramáfica, 2) Associação de litofácies vulcanossedimentar química, 3) Associação de litofácies sedimentar clástica-química e, 4) Associação de litofácies ressedimentada, 5) Associação de litofácies litorânea e, 6) associação de litofácies não marinha, estas duas últimas correspondentes a Formação Palmital e Formação Casa Forte, respectivamente.

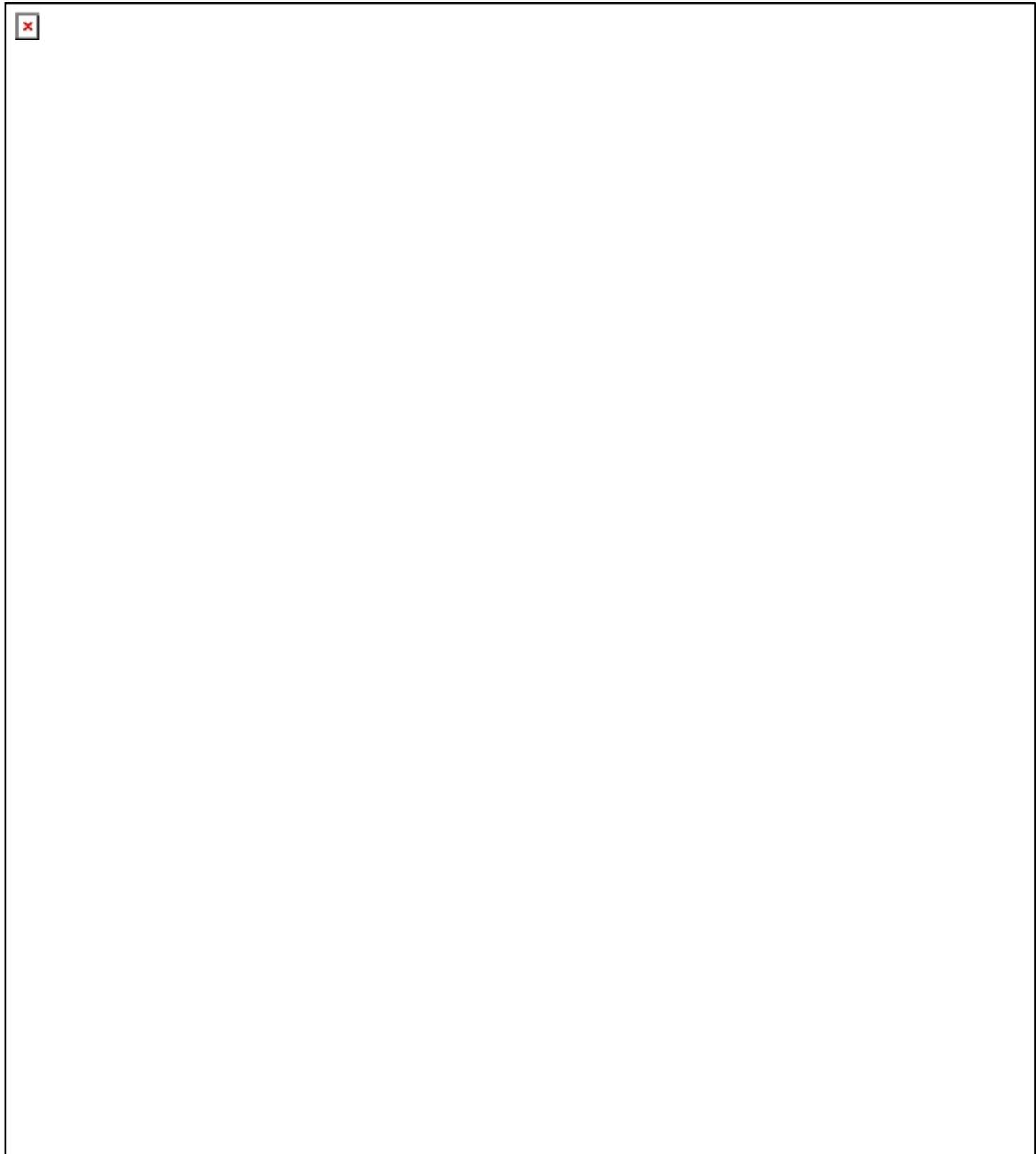


Figura 4 - Coluna estratigráfica geral do Supergrupo Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero. As linhas curvas correspondem a descontinuidades erosivas entre unidades. * Descrição litológica segundo Baltazar & Pedreira

(1998) e Baltazar & Zucchetti (2007). ** Segundo Baltazar & Zucchetti (2007). *** Segundo Lobato et al. (2001a, 2001b) e Biondi (2003).

A nomenclatura adotada para a nomeação das unidades litológicas da área estudo corresponde à descrita por Baltazar & Zucchetti, (2007), e complementada com a nomenclatura usada pela mineração Turmalina Ltda e a CPRM (2005, 2007) (**Quadro 2; Fig. 5**). Embora as rochas encontram-se metamorfisadas, o prefixo “meta” não será empregado para a descrição das mesmas.

3.1.2.1 Associação de Litofácies Vulcânica Máfica – Ultramáfica

Corresponde às rochas ultramáficas, principalmente peridotitos komatiíticos com textura *spinfex*, basaltos com estruturas *pillow* preservadas, parcialmente espilitizados, peridotitos, anortositos e intercalações de FFB (Formação Ferrífera Bandeada, em inglês *BIF- banded iron formation*), cherts ferruginosos, pelitos carbonosos, turbiditos, e esporádicas rochas vulcanoclásticas félsicas com níveis brechados locais e intrusões gabróicas. Zucchetti *et al.*, (2000) interpretaram as rochas basálticas com alto porcentagem de Mg como geradas por fluxos mantélicos, que segundo Arndt *et al.* (1997), seriam de afinidade geoquímica similar aos modernos basaltos de tipo *plateau* oceânico.

Localmente, Frizzo *et al.* (1991) e CPRM (2007) definem anfibolitos, clorita-actinolita xistos, grafita xistos, serpentinitos, talco xistos como unidades pertencentes a rochas metaultramáficas e rochas metamáficas, como características desta unidade, sugerindo que o metamorfismo atingiu a fácies anfibolito.

UNIDADES		SEQUÊNCIAS	LITOFÁCIES
Frizzo <i>et al.</i> , (1991)	CPRM (2005, 2007)	Mineração Turmalina (Relatórios internos)	Baltazar & Zucchetti (2007)
Não descrita	Grupo Maquiné	Não Descrita	Associação não Marinha
			Associação litorânea
Rochas metassedimentares	*Unidade metassedimentar	Sequência metassedimentar	Associação ressedimentada
Rochas metapiroclásticas e metassedimentares	*Unidade metavulcanossedimentar		Associação vulcanoclástica
Rochas metamáficas	*Unidade metamáfica e metaintermediária	Sequência vulcânica intermediária	
Rochas metassedimentares	Unidade metassedimentar	Sequência metassedimentar	Associação sedimentar clástica - química
Rochas metaultramáficas Rochas metamáficas	Unidades metamáficas e metaultramáficas	Sequência vulcânica basal	Associação vulcanossedimentar química
			Associação vulcânica máfica-ultramáfica

Andrés Hernando Zárate Riveros

Dissertação de Mestrado. PPGGEO - UFAM

Quadro 2 - Correlação estratigráfica entre as unidades do Grupo Nova Lima. Frizzo *et al.* (1991), CPRM (2005, 2007), as Litofácies de Baltazar & Zucchetti (2007) e Jaguar Mining Inc. (2013). * Rochas alteradas por processos hidrotermais.

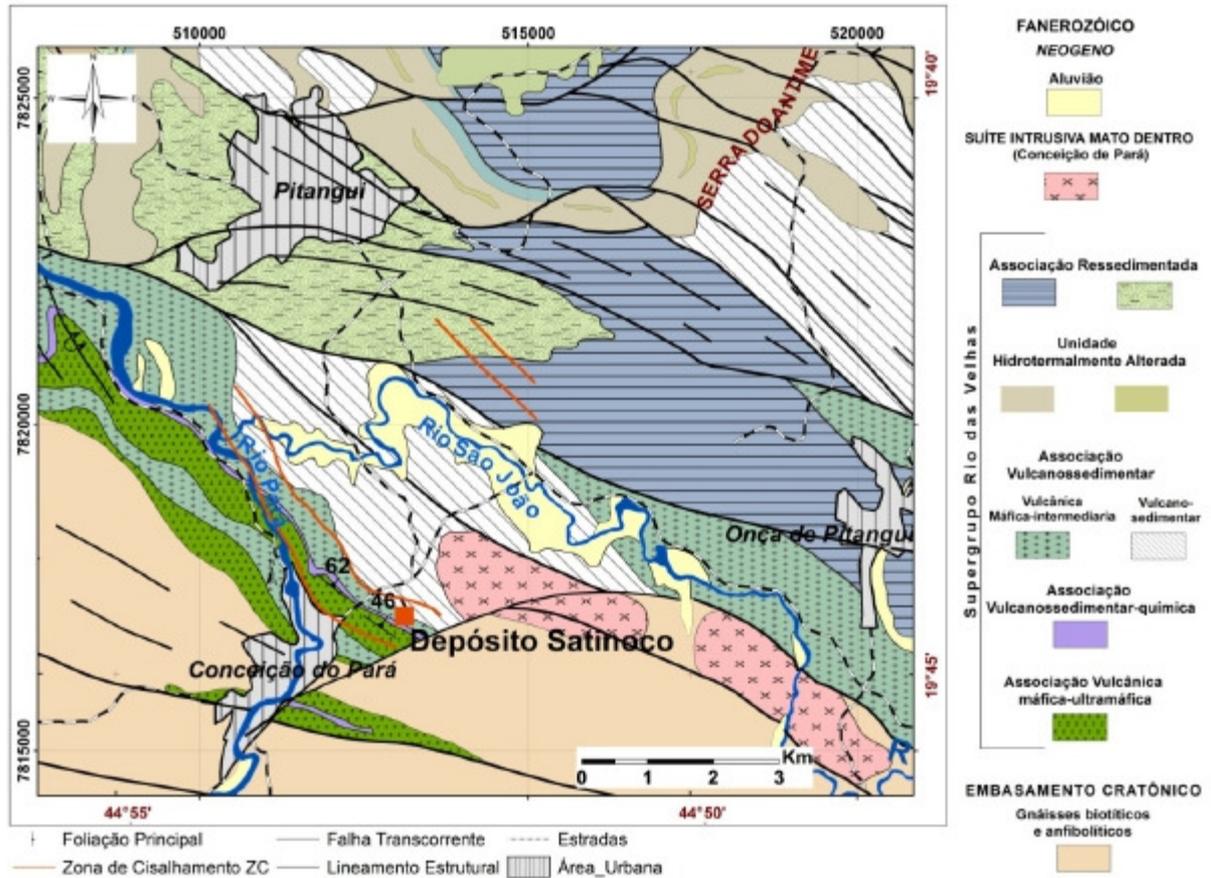


Figura 5 – Geologia da região entre Pitangui e Conceição do Pará- MG. Modificado do mapa geológico do CPRM (2007)

3.1.2.2 Associação de Litofácies Vulcanossedimentar Química.

Alternância de rochas vulcânicas toleíticas máficas até intermediárias, com estrutura *pillow* e texturas subofítica, amigdaloidal e micrográfica (Baltazar & Pedreiros, 1998), e abundantes rochas químicas como FFB, chert ferruginoso e, sedimentos clásticos finos carbonosos. Encontra-se intercalada por uma sequência de rochas pelíticas e FFB, sem registro de rochas vulcânicas. Para Zucchetti *et al.*, (2000) as características tanto químicas como petrográficas dos derrames basálticos e as rochas sedimentares associadas, são típicas de ambiente de mar profundo, sendo que a abundância do componente sedimentar químico foi interpretada como depositadas em períodos de diminuição do vulcanismo máfico-ultramáfico. Segundo CPRM (2007), esta associação de litofácies seria uma transição entre as unidades metamáfica-metaultramáfica e a unidade metassedimentar, (Tabela 4).

3.1.2.3 Associação de Litofácies Sedimentar-Clástica Química

Corresponde à alternância de rochas sedimentares de grão fino, clásticas e químicas, de pelitos, intercalados com FFB e em menor proporção *chert* e pelitos carbonáceos, depositados em ambientes submarinos depois dos episódios de vulcanismo máfico-ultramáfico. Segundo CPRM (2007), a litologia encontrada na área de Pitangui-MG, corresponde a filitos carbonosos, *cherts*, FFB, lentes de magnetitos, rochas carbonáticas e xistos com cloritoides, com efeitos de alteração hidrotermais.

3.1.2.4 Associação de Litofácies Vulcanoclástica

Compreende rochas vulcanoclásticas félsicas e rochas máficas com subordinados lentes dacíticos de composição adakítica, os quais são tectonicamente intercalados com rochas de composição basáltica. As rochas vulcanoclásticas são subdivididas por Baltazar & Zucchetti, (2007), segundo suas características de composição química e textural, em quatro sublitofácies: 1) Brechas poli e monomíticas. 2) Grauvacas e conglomerados. 3) Grauvacas e arenitos. 4) Grauvacas e argilitos. As litofácies 1) e 2), são típicas de ambientes da parte intermediária de leques aluviais. A litofácies 3) é característica de ambientes fluviais, enquanto que a litofácies 4) são depósitos turbidíticos associados a ambientes submarinos profundos. As brechas podem apresentar fragmentos de dacitas e/ou basaltos.

3.1.2.5 Associação de Litofácies Ressedimentada

Esta sequência é formada por grauvacas, quartzo grauvacas, arenitos e siltitos, com variações locais a fácies pelágicas de FFB associadas a arenitos e argilitos. A alternância de arenitos e argilitos a escala centimétrica e as características de estratificação cruzada planar, permitem identificar os ciclos Tb-d-e, Tc-e, Ta-b-d, Tb-c-d-e e Td-e, da sequência de Bouma (1962 *apud* Nichols, 2009 p. 62) interpretando estas sequências como depósitos de turbiditos de baixa a média densidade.

3.1.2.6 Rochas Hidrotermalmente Alteradas

Corresponde principalmente a rochas das litofácies vulcanoclásticas, as quais foram fortemente alteradas durante a percolação de fluidos hidrotermais. São rochas peraluminosas, que são conhecidas como agalmatolitos.

3.1.2.7 Geocronologia do Supergrupo Rio das Velhas

Datações geocronológicas pelos métodos de Pb-Pb, U-Pb (LA-ICPMS) e U-Pb (SHRIMP) (Machado et al., 1996; Schrank & Machado, 1996) das rochas sedimentares do Grupo Nova Lima determinam um intervalo de sedimentação entre 3539 ± 34 Ma até 2857 ± 1 Ma, isto sugere que a fonte dos depósitos que formam as sequências sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas, seriam rochas que pertencem ao terreno TTG (Trondhjemito-Tonalito-Granodiorito). Lobato *et al.*, 2001c, determinaram que a idade do vulcanismo basáltico da base do Grupo Nova Lima, segundo datações Sm-Nd em rocha total, estaria em torno de 2927 ± 180 Ma. Um primeiro intervalo de vulcanismo félsico foi datado em torno de 2930 Ma, (Pb-Pb em zircões, Noce et al., 2002); enquanto Machado et al. (1992) pelo método U-Pb em zircões, determinam um outro período de vulcanismo félsico no intervalo de idades entre 2776-2772 Ma. Velásquez (2006), na mina do Córrego do Sitio, datou zircões do dique máfico que corta as sequências de rocha metassedimentares do Grupo Nova Lima (Litofácies Ressedimentada), fornecendo uma idade concordante na borda de zircões com núcleos herdados de 2708 ± 57 Ma (U-Pb - SHRIMP). A idade final de conformação do Supergrupo Rio das Velhas é condicionada à idade de cristalização do granito Paraopeba em 2612 ± 5 Ma. que intrude rochas da base do Supergrupo Minas (Noce *et al.*, 1998) (Fig. 6).

3.1.2.8 Ambiente de Formação do Supergrupo Rio das Velhas

Desde o ponto de vista dos ambientes de formação, o Supergrupo Rio das Velhas foi dividido em quatro unidades tectono-estratigráficas (Pinto, 1996 *in* Delgado *et al.*, 2003; Machado & Carneiro, 1992; Noce *et al.* 1998; entre outros), três delas pertencem às sequências vulcanossedimentares do Grupo Nova Lima e a última ao Grupo Maquiné.

- 1) Unidade basal corresponde a lavas máficas e ultramáficas do tipo MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts*) de composição toleítica e por vezes textura komatiítica, intercaladas com rochas metassedimentares químicas exalativas, indicando um ambiente extensional do fundo oceânico de idade *ca* 2800 Ma. (Noce *et al.* 1998; Silva *et al.* 2000)
- 2) Unidade de rochas vulcanoclásticas félsicas de afinidade cálcio-alcálica, de ambientes compressivos, que estaria relacionada com arcos vulcânicos com idade entre 2780-2750 Ma. (Machado *et al.* 1992; Schrank & Machado, 1996; Noce, 2000)
- 3) Unidade tectono-estratigráfica para o topo do Grupo Nova Lima que corresponde às rochas sedimentares vulcanoclásticas e epiclásticas turbidíticas de ambientes compressivos em uma fase de inversão da bacia cuja idade seria de *ca* 2750 a 2690 Ma. (Machado & Carneiro, 1992; Machado *et al.*, 1992; Chemale *et al.*, 1994; Noce *et al.*, 1998; Noce, 2000).

Unidade sedimentar terrígena considerada própria de um estágio tardi a pós-orogênico, nas fases finais de preenchimento da bacia, equivalente ao Grupo Maquiné, com idade *ca* 2670 Ma. (Baltazar & Zucchetti, 2007).

3.1.3 Intrusivos Plutônicos Sin a Tarditectônicos

São plútons sin a tarditectônicos que se encontram dentro da denominada Suíte Intrusiva Mato Dentro, composta por cinco corpos intrusivos principais alinhados na direção NW-SE, dois dos quais se posicionaram relativamente próximos ao alvo Satinoco, de idade U-Pb em zircão de 2755 ± 14 Ma. (Romano, 1989). Na mina Turmalina, Velásquez (2011), datou zircões pelo método U-Pb *SHRIMP*, da apófise granítica que corta as rochas da base da litofácies vulcano-química sedimentar, encaixante da mineralização aurífera, obtendo uma idade de cristalização magmática em 2664 ± 36 Ma.

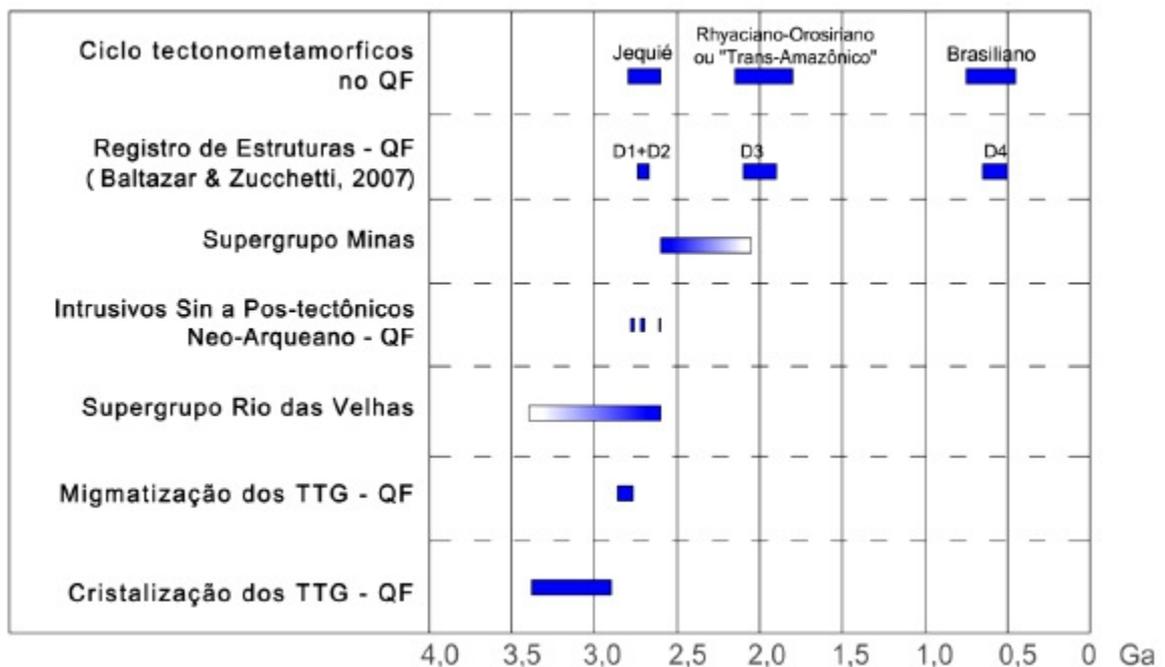


Figura 6 - Eventos tectono-magmáticas que afetaram o QF, e o intervalo de idades de formação do Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas. Segundo os dados dos trabalhos de Almeida (1977), Almeida & Hasui (1984), de Brito-Neves (1990), Carneiro (1992), Teixeira et al. (1996), Lobato et al. (2001a), Baltazar & Zucchetti (2007), Velásquez (2011). * Datação feita por Velásquez (2011)

3.1.4]Seqüências Supracrustais do Proterozóico

Correspondem às unidades de rocha pertencentes ao Grupo Bambuí, que afloram ao norte do município de Pitangui -MG.

3.1.4.1 Grupo Bambuí

Este grupo foi definido por Costa & Branco (1961) e Dardenne (1978) e constitui a cobertura Neoproterozóica. Esta constituído por sedimentos de plataforma marinha, depositados em ambientes de distensão crustal (Dussin & Dussin, 2013), subdivididos em associação de litofácies siliciclásticas e bioquímicas, com uma idade Pb-Pb aragonito, aceita de 740 ± 22 Ma., (Babinski, 1993, Babinski *et al*, 2007) interpretada como a idade inicial de deposição dos carbonatos da Formação Sete Lagoas (base do Bambuí), dados obtidos por Santos (2013), indica a idade de 557 Ma como idade máxima de deposição para a maior parte dos carbonatos do Grupo Bambuí.

3.2 CONTEXTO ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICO

A região do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes ao oeste apresentam uma história geotectônica complexa, abrangendo vários estágios deformacionais em regimes dúctil e/ou rúptil.

Os estudos neste tema no Quadrilátero Ferrífero foram iniciados por Guimarães (1931) quem fez uma relação dos eventos que afetaram a margem leste do denominado maciço ensiálico. Dorr (1969) enuncia três eventos deformacionais: O primeiro afetou o Supergrupo Rio das Velhas, o segundo ocorreu durante a sedimentação do Supergrupo Minas, interpretado de natureza diastrófica e o terceiro evento ocorreu após da sedimentação de Grupo Itacolomí, e afetou todas as sequências Pré-cambrianas.

Para Marshak & Alkmim (1989), existiram quatro eventos deformacionais na região causando a atual configuração do arcabouço tectônico do Quadrilátero Ferrífero; estes teriam acontecido depois da sedimentação do Supergrupo Minas. Os dois primeiros de caráter compressivo (Rhyaciano - Orosiriano, denominados de ciclo Transamazônico) sendo que o primeiro formou falhas inversas com vergência para o NW, e o segundo evento gerou falhas inversas de alto ângulo e dobras abertas. No terceiro evento (Uruçuano) de caráter distensivo, falhas normais e intrusão de diques máficos, associado com a formação da bacia ao leste e sul do Cráton de São Francisco. O quarto evento (Brasiliano) caracteriza-se pela instalação de um cinturão de falhas de empurrão com vergência para o W afetando o Quadrilátero Ferrífero, a bacia de São Francisco e a cordilheira do Espinhaço.

Para Endo & Machado (1998, 2002), a orogênese ou ciclo Jequié (2,78 Ga e 2,56 Ga) seria a soma de três eventos de caráter tectônico transpressivo. O primeiro, denominado de Rio das Velhas, com orientação N-S que alcançou condições metamórficas em fácies anfíbolito do Grupo Nova Lima e gerou um magmatismo granito-tonalito, no Neo-Arqueano Inferior. O segundo evento transpressional sinistral, ocorreu aproximadamente em 2,66 Ga., com a intrusão de diques máficos que cortam as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Pinese, 1997) e um terceiro evento aproximadamente entre 2,61 Ga., e 2,55 Ga., caracterizado pelo metamorfismo do Grupo Maquiné e a colocação de plútons

graníticos (Noce, 1995). Um segundo ciclo deformacional Rhyaciano - Orosiriano denominado por alguns autores como Transamazônico (2,25 Ga e 1,90 Ga., Endo & Machado, 1998) encontra-se dividido em dois eventos compressivos um com vergência S-SW, enquanto que no segundo evento a vergência ocorre para o NW. Um terceiro ciclo deformacional Brasileiro, compressivo que gerou soerguimento dos blocos do embasamento.

Baltazar & Zucchetti (2007) dividem o arcabouço estrutural do Quadrilátero Ferrífero em quatro domínios estruturais, determinados pelo seu regime e estilo. As estruturas do primeiro evento compressivo afetaram unicamente o Grupo Nova Lima. A primeira geração (D1) que gerou a foliação S₁. Estas estruturas afetaram somente o Grupo Nova Lima o qual apresenta uma idade U-Pb em zircões detriticos, calculando-se uma idade mínima para estas estruturas de 2,75 Ga. Suíta *et al.*, (2002). A segunda geração de estruturas (D2), com registro da foliação S₂ encobertas em grande parte por rochas sedimentares Proterozóicas do Supergrupo Minas, sugerem que estas se formaram antes de 2,58 Ga (Renger *et al.*, 1994); Lobato *et al.*, (2007) sugerem que a idade das estruturas D2, é próxima da idade do evento mineralizante (2672±14 Ma U-Pb SHRIMP em monazitas) no Quadrilátero Ferrífero, já que os corpos de mineiro se encontram paralelos à foliação milonítica S₂, encaixados em zona de cisalhamento dúctil e exibem silicificação penetrativa, sendo que durante Brasileiro, as falhas foram truncadas ou reativadas.

A terceira geração de estruturas (D3) é relacionada a um evento regional extensional o qual é dividido em dois grupos de estruturas. O primeiro grupo corresponde à estruturação da bacia e a subsequente sedimentação do Supergrupo Minas e o segundo relacionado à distensão com cisalhamento simples lístrico cortical com elevação estrutural do granito gnaiss- (*core complex*, Chemale *et al.*, 1994), gerando a configuração atual do QF tipo domo e quilha (Alkmim & Marshak, 1989). O colapso orogênico foi definido por datações Sm-Nd em rocha total em torno de *ca* 2095 Ma (Marshak *et al.*, 1997). A quarta geração de estruturas (D4) de caráter compressivo corresponderia, regionalmente, aos esforços que originaram a reativação, rotação e inversão das estruturas D2 e D3 e geraram estruturas de tipo anticlinal. A idade de este último evento encontra-se relacionada com o Ciclo Orogênico Brasileiro do Neoproterozóico (Schrank & Machado, 1996).

A feição estrutural principal na região de Pitangui onde se localiza o alvo Satinoco é o denominado lineamento Pitangui-Congonhas (Romano & Noce, 1995) que apresenta uma direção em geral NW-SE, correspondendo a uma zona de sutura (colagem de terrenos), com cinemática oblíqua sinistral, produto da colisão de blocos continentais constituídos por rochas do embasamento cratônico (CPRM, 2007). Um evento tectonometamórfico regional Paleoproterozóico reativou estas estruturas induzindo remobilização de fluidos e formação de veios polimetálicos (Velásquez 2011).

3.3 GENERALIDADES DOS DEPOSITOS DE OURO NO GRUPO NOVA LIMA

Os depósitos do tipo ouro orogênico ocorrem associados com ambientes tectônicos compressivos ou transpressivos (Groves, *et al.*, 2003), em regimes de transição rúptil-dúctil, concomitante a um evento metamórfico propicia a fluidos no sistema, devido à desidratação ou desvolatilização de minerais hidratados. Ridley *et al.* (1996) discorrem que estes depósitos são sintectônicos a pós pico metamórfico. Ao momento do desenvolvimento dos sistemas de falhas e zonas de cisalhamento forma-se uma rede de condutos interconectados que aumentam a porosidade e concentram o fluxo dos fluidos mineralizantes em redes principais com limitada interconexão (Cox, 1999) e onde a precipitação de ouro ocorre nas estruturas de segunda e terceira ordem principalmente pelas interação fluido/rochas encaixante (Groves, 1998).

Goldfarb *et al.* (2000), Groves *et al.* (2003) e Goldfarb *et al.* (2005) determinam as seguintes épocas metalogenéticas a nível global para depósitos de ouro orogênico: Paleo-Arqueano e Meso-Arqueano entre 3,40 e 3,00 Ga, Neo-Arqueano entre 2,80 e 2,55 Ga, Paleo-Proterozóico entre 2,10 e 1,80 Ga. Durante o Fanerozóico, a formação de depósitos tipo ouro orogênico tem sido relativamente constante desde 450 Ma, associados a cinturões orogênicos de Gondwana e Laurentia e ao tectonismo na região circum-pacífica. Os depósitos mais recentes conhecidos apresentam idades de aproximadamente 50 Ma. (Eoceno). As principais épocas de formação de depósitos do tipo ouro orogênico coincide temporalmente com os períodos de formação dos supercontinentes como indicado na **Fig. 7** (Goldfarb *et al.* (2005).

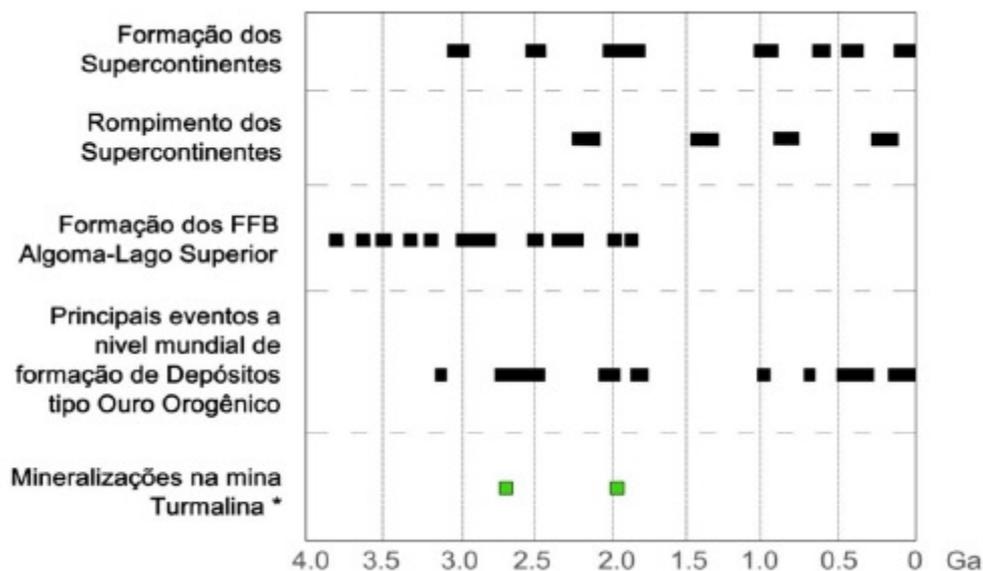


Figura 7 - Comparação no tempo geológico dos principais eventos de formação de ouro orogênico, formação de FFB, formação e rompimento dos supercontinentes, que mostrar a correspondência com as idades dos eventos metamórficos e de mineralização na mina Turmalina, perto da mina Satinoco. Modificado de Barley & Groves (1992), Groves *et al.* (2005), Goldfarb *et al.* (2005), Bierlein *et al.* (2009), Velásquez (2011). Note que as idades

de mineralização são concordantes com as idades de formação dos depósitos de ouro orogênico no mundo. *Datações feitas por Velásquez (2011) para rochas de mina Turmalina.

Os depósitos de ouro orogênico formam-se em condições de pressão inferior a 5 Kbar e entre 180 °C e 700 °C (Groves, 1992, 1993; Ridley *et al*, 1996) indicando que sua formação ocorre na crosta a profundidades entre 3 a 18 km. Apresentam uma forte ligação com rochas metamorfisadas em fácies xisto verde, porém, alguns depósitos podem estar hospedados em rochas que apresentam fácies de alto grau de metamorfismo. Os depósitos de tipo orogênico se caracterizam, em relação à mineralogia dos minérios, por ter entre $\leq 3\% - 5\%$ de sulfetos, os quais correspondem principalmente a arsenopirita, pirita e pirrotita com \pm calcopirita \pm cubanita \pm pechblenda \pm covelita. Os fluidos neste tipo de depósitos caracterizam-se por ser ricos em $H_2O-CO_2 \pm CH_4$ ($CO_2 \geq 5$ mols%), ter salinidade entre 5-8 % de sais (equivalente em peso de NaCl) e um pH próximo a 7. Geralmente nestes tipos de depósitos a relação do ouro com arsenopirita mostra a ligação físico-química do Au com As nos fluidos hidrotermais. Segundo Mikucki, (1998), em depósitos tipo *Lode Gold* Arqueanos, o ouro teria sido transportado como $Au(HS)^{-2}$ durante a maior parte deste intervalo de tempo e envolve a desestabilização do complexo $Au(HS)^{-2}$ pela reação entre os fluidos de minério, ricos em enxofre (S), e as rochas hospedeiras ricas em Fe.

Biondi (2003) define, em geral, três tipos de depósitos associados às jazidas de ouro em sistemas mineralizadores metamórficos, os quais são: 1) Dinamotermiais em zonas de cisalhamento de alto ângulo, 2) em zonas de cisalhamento de baixo ângulo e, 3) Associados a turbiditos com deformação extensionais.

No Quadrilátero Ferrífero e arredores, Lobato *et al.* (2001b) indica que as mineralizações de ouro orogênico, encontram-se hospedadas principalmente nas rochas da sequência de litofácies máficas-ultramáficas, sedimentares-químicas e ressedimentadas do Grupo Nova Lima. Às mineralizações de ouro estão encaixadas em rochas metamórficas nas fácies xisto verde até anfibolito, e onde a alteração hidrotermal, desenvolveu halos de cloritização, carbonatação, silicificação e piritização. Aproximadamente o 95% das mineralizações encontram-se associadas aos denominados FFB e rochas com carbonatação intensa (Lapa Seca) e a porcentagem restante corresponde a depósitos inseridos nas rochas Máficas, Ultramáficas, vulcanossedimentares e sedimentares.

Ribeiro-Rodriguez *et al.*, (1997) e Lobato *et al.* (1998) enumeram três estilos quanto à mineralização de ouro, em rochas de sequências *Greenstone Belt*, assim: 1) *stratabound* associado com FFB, de origem singenética, 2) sulfetos disseminados em zonas de cisalhamento em rochas vulcânicas e sedimentares ricas em ferro e, 3) veios de quartzo e carbonatos com sulfetos em zonas de cisalhamento, os dois últimos formados por remobilização de fluidos.

Depósitos dinamotermiais (Biondi, 2003) no QF encontram-se em zonas de cisalhamento de alto ângulo e correspondem a filões (*lode*), de quartzo e carbonatos, que variam sua geometria segundo

a competência das rochas encaixante, exemplos deste tipo de ambiente seriam os depósitos Cuiabá e Lamego. Os depósitos metamórficos em zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Ex. Morro Velho e Raposos) encontra-se associado a FFB, onde a mineralização encontra-se junto a zonas de cisalhamento paralelas a sub-paralelas às FFB, principalmente nas fácies sulfeto ou óxido (Kerswill, 1993), mas originalmente estes depósitos são singenéticos (estratiformes), de derivação vulcânica e contem baixa concentrações de ouro, os quais posteriormente são remobilizados durante eventos deformacionais e concentram o ouro nas zonas de cisalhamento (Biondi, 2003).

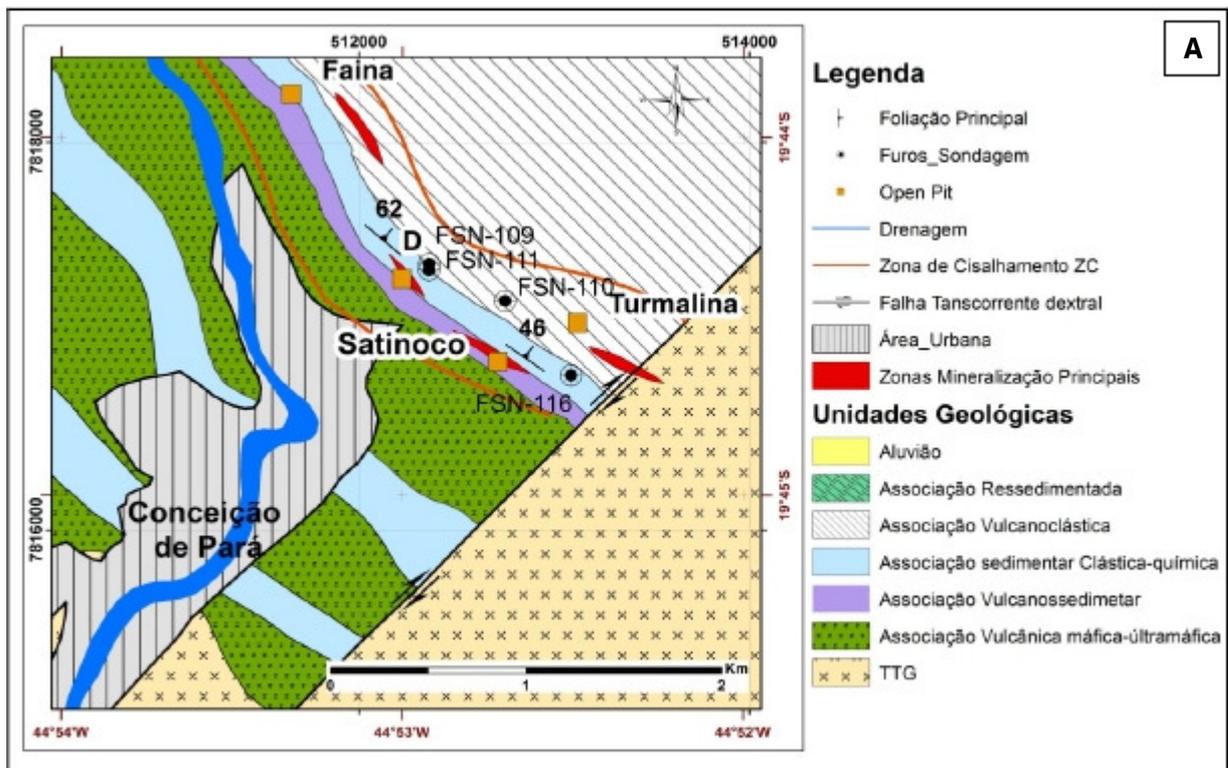
Lobato *et al.* (2001b), enumera algumas das características dos depósitos de ouro orogênico no *Greenstone Belt* Rio das Velhas: a) A forma do ouro é eudral (cúbica), b) o ouro encontra-se preenchendo fraturas ou incluso nos sulfetos, c) a relação Au:Ag varia entre 5:1 e 6:1, d) a concentração de ouro aumenta com o enriquecimento de As nas piritas e/ou arsenopiritas. e) Pirrotitas e arsenopiritas são geralmente cogenéticas com Au, f) Os grãos de ouro apresentam relações de tamanho com os sulfetos que variam de 50-120 μm em diâmetro quando associado a pirrotitas, de 10-50 μm em piritas e menores a 10 μm em arsenopiritas, quartzo e carbonatos.

Estruturalmente os corpos de minério encontram-se associados a lineamentos de caráter regional. No caso de depósitos de ouro de classe mundial, a tendência estrutural dos corpos de minério é controlada por falhas transcorrentes com direção E-W, subverticais, enquanto que, nos depósitos de ouro de menor escala, a mineralização é ocorre associada a falhas de empurrão em zonas de cisalhamento Lobato *et al.* (2001b).

4 GEOLOGIA DO DEPÓSITO SATINOCO

Na região de Pitangui e Conceição de Pará-MG se apresentam rochas do Complexo Metamórfico Campo Belo, do Supergrupo Rio das Velhas e rochas do Grupo Bambuí (borda norte do Rio Pará) e depósitos aluviais associados principalmente aos Rios São João e Pará (**Fig. 8**). O Grupo *Jaguar Mining Inc.* explora as mineralizações de ouro perto ao município de Pitangui - MG, onde é reconhecida como Mineração Turmalina Ltda. Atualmente, o complexo minero Turmalina apresenta cinco frentes, dos quais, Turmalina (dividido em corpo A e corpo B) e Satinoco estão em exploração subterrânea e os outros três (corpo D, faina e Pontal) são alvos em prospecção. Os recursos medidos + indicados para o depósito Satinoco foram de 756.650 toneladas (t) com teor médio de 2,37 g/t e recursos inferidos de 1'115.370 t (teor de 2,46 g/t, <http://www.jaguarmining.com/i/pdf/fs/2013-Q4-AIF.pdf>).

O depósito Satinoco encontra-se hospedado nas rochas basais do Supergrupo Rio das Velhas, especificamente nas associações de litofácies máfica-ultramáfica, vulcanossedimentar e vulcanoclástica-química (**Figs. 8^a, 8B e 8C**) descritas por Baltazar e Zucchetti (2007), que de base para o topo correspondem a sequências de metamáficas-ultramáficas, anfibólio-clorita xisto, grafita-clorita xisto e clorita xisto, em partes apresentando bandas de granada. O metamorfismo nestas rochas atingiu a fácies Anfibolito.



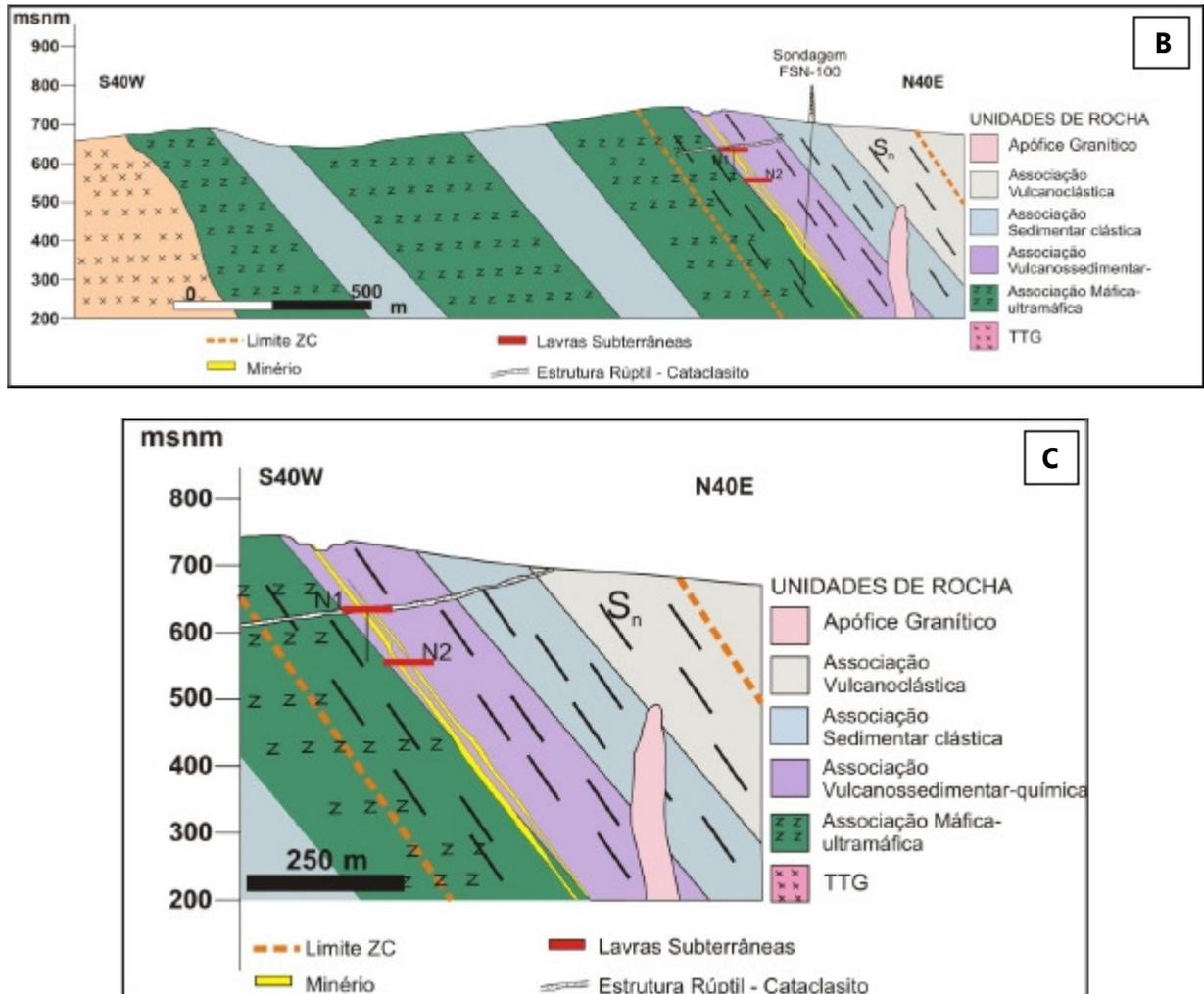


Figura 8 – A) Mapa geológico das unidades que afloram entre os municípios de Pitangui e Conceição de Pará-MG. As linhas laranja correspondem ao *trend* de cisalhamento e as lentes vermelhas são as áreas de concentração de minério com ouro, enquanto FSN corresponde ao nome dos sondagens. Modificado de Mineração Turmalina Ltda. (Campos *et al*, 2008). B) Corte geral SW-NE que passa pelo depósito Satinoco. C) Detalhe da zona de cisalhamento, onde se pode observar a forma geral dos corpos de minério e os níveis atualmente lavrados.

Dados coletados nos frentes de lavra permitiram observar feições deformacionais geradas em dois eventos vinculados a processos tectono-metamórficos, assim foliação principal penetrativa denominada S_n , com atitude dominante N50W/45-60NE, a qual foi crenulada por foliação discreta e espaçada cuja orientação varia entre S30-50W/55-70W denominada de (S_{n+1}) . Uma segunda crenulação mais discreta, tem atitude S42E/60SW, é interpretada como (S_{n+2}) . Um plano de falha apresentam orientação N60°E /45°E. A zona mineralizada tem uma espessura de até 10 m, disposta quase paralela ao rumo da foliação principal S_n . Múltiplas fraturas com atitude N37W/40W, são preenchidas por quartzo translúcido e/ou carbonato, acompanhado de pirita principalmente.

Como processos de alteração da rocha encaixante do depósito aurífero Satinoco temos silicificação, cloritização, epidotização, carbonatação e uralitização, este último típico das sequências ultramáficas, as quais encontram-se paralelas e subparalelas a zona de mineralização (**Fig.9**). Frizzo *et*

al. (1991) descrevem alteração hidrotermal nas formas de carbonatação fraca, silicificação e sulfiditização.



Figura 9 – Modelo geral da forma como se encontram os halos de alteração respeito à zona mineralizada, os quais apresentam-se paralelos a subparalelos aos corpos mineralizados.

A mineralização na jazida aurífera Satinoco ocorre associada a uma zona de cisalhamento, onde se encontra formado lentes de quartzo ou disseminada e esta compartimentada em três segmentos lenticulares mineralizados de aproximadamente 200 m x 7 m (corpo principal) e 100 m x 3 m nos corpos associados (NW e SE), alinhados paralelos à direção do cisalhamento principal, com atitude dominante N50W/45-65E (Campos *et al*, 2008). O minério no depósito aurífero Satinoco esta constituído por quartzo leitoso, cinza e translúcido associado a pirita, pirrotita, arsenopirita com ouro, associada principalmente a zonas silicificadas. Deste modo os minerais de minério se apresentam nas seguintes formas: a) disseminados e em bandas irregulares delgadas, paralelas à foliação S_n e S_{n+1} , b) preenchendo fraturas, c) por alteração mineral e, d) acompanhado corpos descontínuos de rocha silicificada em zona deformada por cisalhamento.

A exploração na jazida aurífera Satinoco foi iniciada em *open pits* de aproximadamente 120 m de largura e 200 m de comprimento onde as zonas mineralizadas encontram-se encaixadas em anfibólio-clorita xisto e grafita xisto (**Fig 10A**), más o grau de alteração hidrotermal e o intemperismo dificultam a descrição das seqüências de rocha (**Fig. 10B**). No *open pit* Satinoco (**Figs. 10C, 10D, 10E, 10F**), se observa a relação entre duas foliações, a principal S_n , orientada N50W/46E) e S_{n+1} de crenulação com atitude N32W/68W. Pequenas falhas com comportamento compressivo afetam a foliação principal, a qual exhibe deslocamento milimétrico a centimétrico. No corpo D, também lavrado em superfície, grafita xisto e biotita-anfibólio xistos, silicificados com foliação principal S_n N50W/65E, são localmente deformados por zona de cisalhamento, a qual gera pequenas dobras de arrasto com eixos que exibem *plunge* de ângulo baixo para o norte indicando cinemática transpressiva.

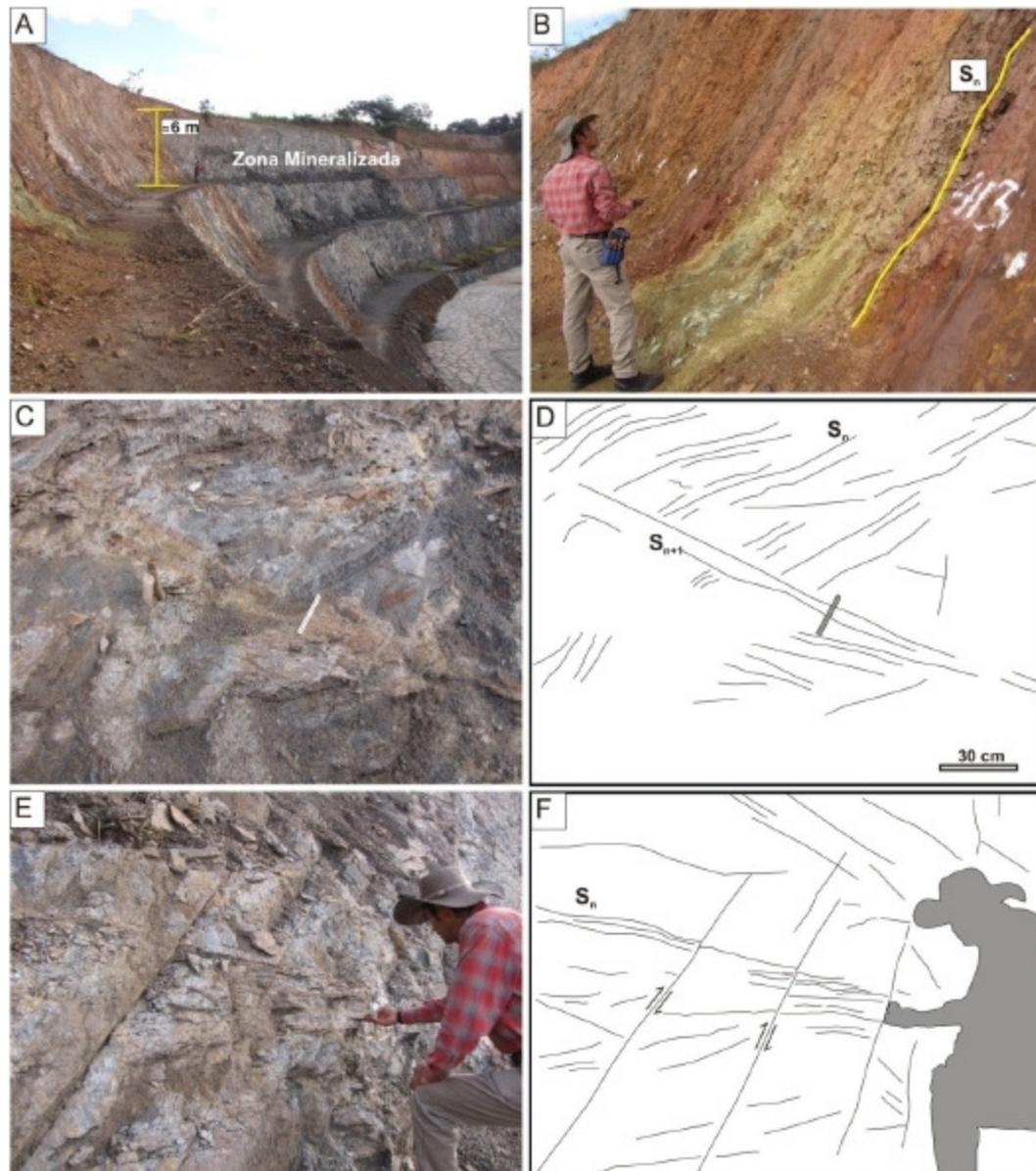


Figura 10 - *Open pit* do Alvo Satinoco. A) Vista geral do talude na mina. B) Rochas aflorantes com alta alteração hidrotermal (rochas com cor amarelo verdoso) e intensa meteorização. C) e D) Relação foliação principal S_n e S_{n+1} . E) e F) Pequenas falhas de tipo compressivo cortando a foliação principal. Foliação S_n , evidenciando esforços posteriores onde o comportamento reológico da rocha foi rúptil.

e na atualidade a exploração é feita em lavras subterrâneas, a qual é realizada, em dois níveis: i) Nível 1 (N1) que está a 100 de profundidade e ii) Nível (N2) a 180 m de profundidade desde a superfície (**Fig. 11**). Cada um destes níveis estão sendo explorados em vários frentes de lavra.

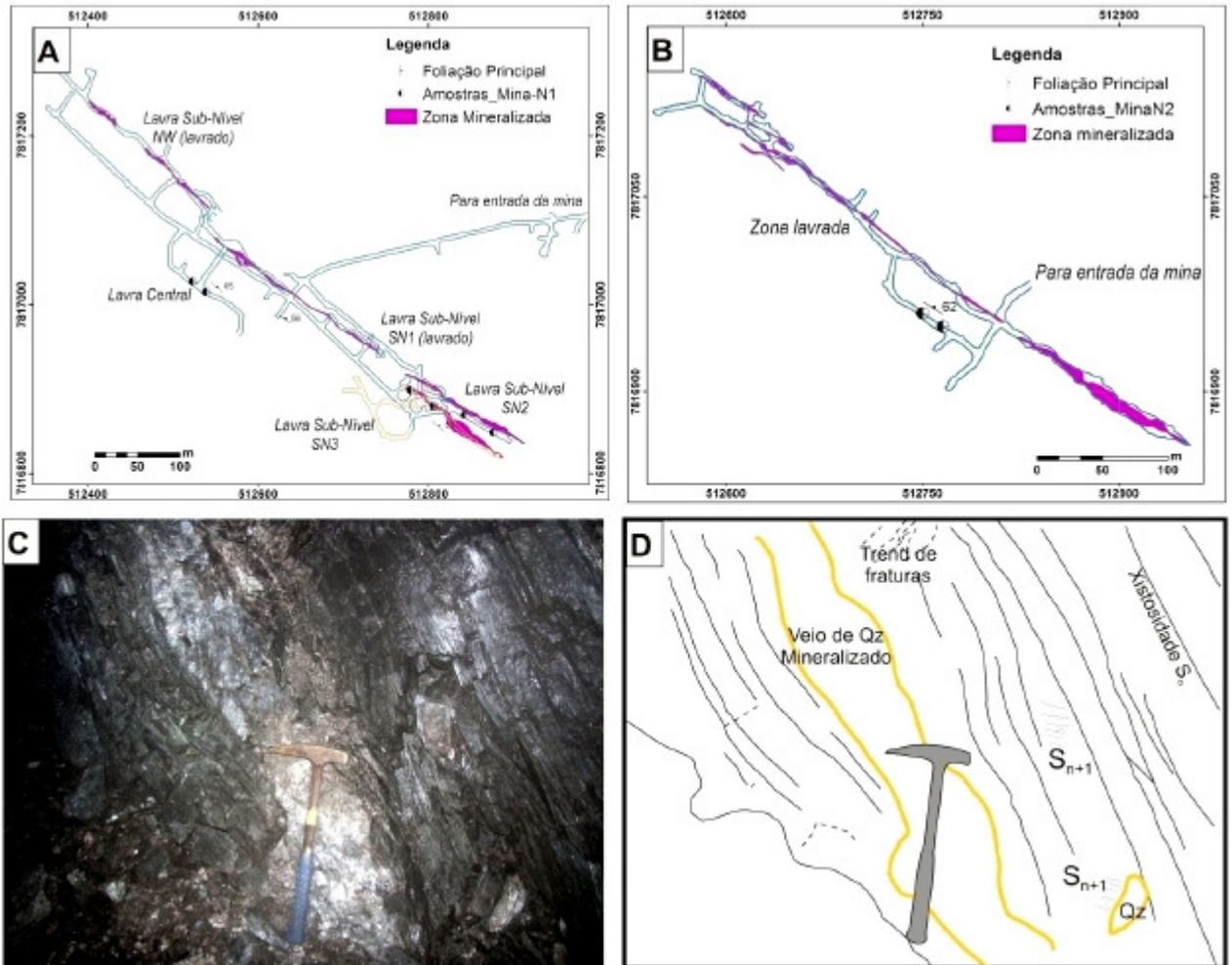


Figura 11 - Níveis subterrâneos no Alvo Satinoco indicando corpos de minério. Os mapas apresentam dados estruturais da foliação principal S_n . A) Nível 1, com localização de corpos de minério e frentes de lavra denominados segundo sua posição relativa no Nível. O frente de lavra SN3 apresenta-se de cor laranja. B) Mapa do Nível 2, atualmente em exploração. C) Zona de cisalhamento com presença de veios de quartzo em forma de *boundins*. D) Desenho da figura C, onde a linha amarela ressalta a forma de veios preenchidos com quartzo cinza claro e sulfetos. Mapas proporcionados pela mineração Turmalina Ltda.

No subnível SN2 do Nível 1 (**Fig. 11A**) a rocha encaixante apresenta dobras de arrasto associadas à zona de cisalhamento mineralizada, indicando uma cinemática compressiva (**Figs. 12A, 12B**). Para a parte central deste nível ocorre clorita xisto e biotita-clorita-quartzo xisto com silicificação e sulfetos, principalmente pirita e pirrotita. Também se observam lentes de quartzo cinza com até 2 cm de espessura, dispostos paralelos à foliação S_n estirados e alongados, exibindo de 2% a 5% de sulfetos (**Fig. 12C e 12D**). No subnível 3 encontram-se rochas cloritizadas com sulfetos disseminados e veios de quartzo (**Fig. 12E**). No N 2, clorita xisto da base varia para anfibólio-clorita xisto e clorita-quartzo xisto para o topo, Sulfetos como pirrotita, pirita e calcopirita em quantidade inferior a 5% se observam tanto disseminados como em veios com quartzo (**Fig 12F**).

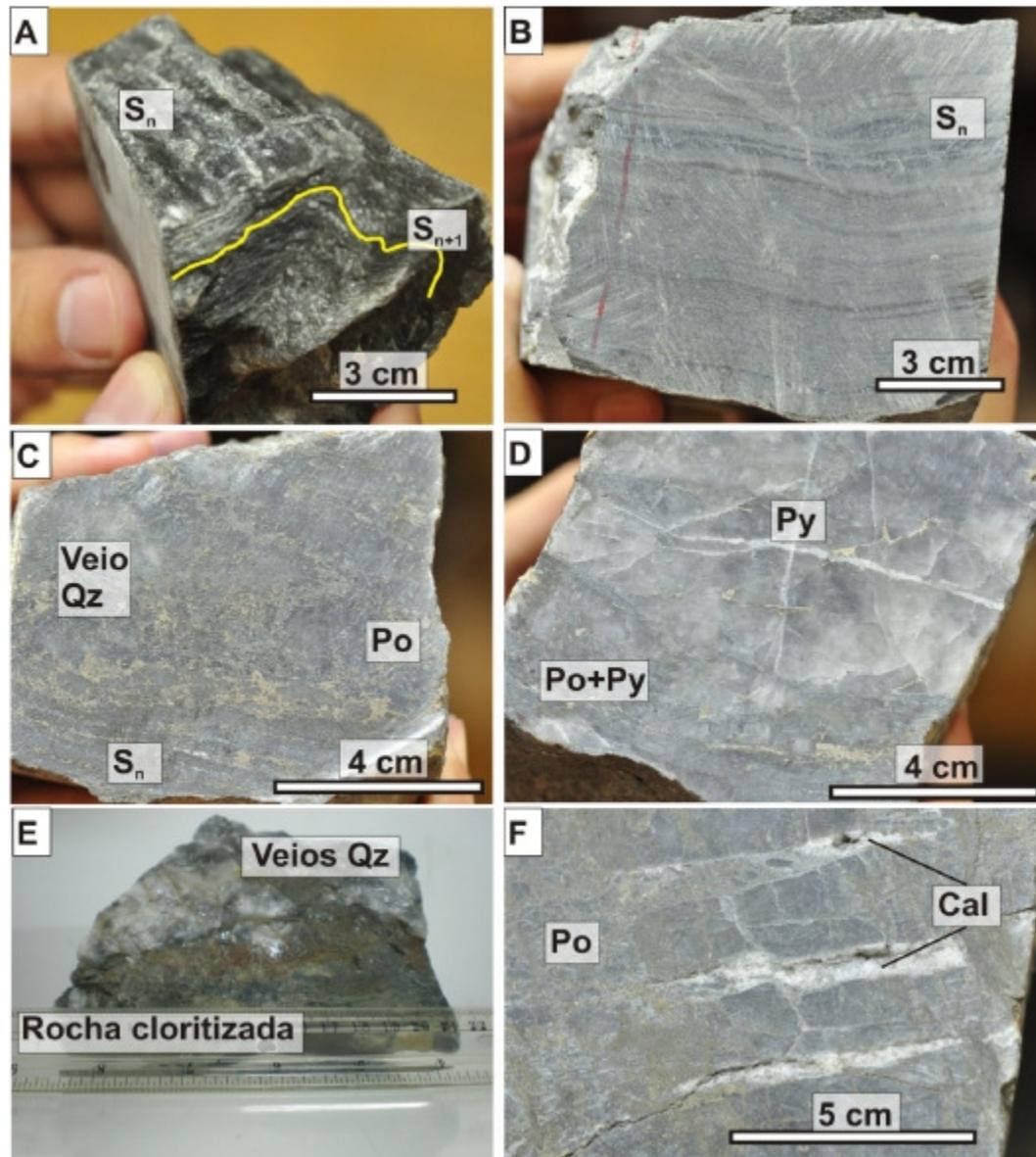


Figura 12 - Amostras coletadas nos frentes de lavra no Alvo Satinoco. A) Clorita xisto do N1 (SN2), com registro de S_n , crenulada por S_{n+1} (linha amarela). B) Clorita xisto com silicificação moderada onde se observa S_n , amostra do subnível 2. C) Rocha encaixante silicificada do nível 2 NW (parte inferior da foto) onde os sulfetos encontram-se paralelos a S_n em contato com veio de Qz e sulfetos disseminados e em fraturas (parte meia e superior da foto). D) Veio de quartzo com sulfetos (Po e Py) disseminados e em fraturas. E) Veio de quartzo em contato com rochas cloritizadas, em parte já apresenta oxidação. Nível 1 SN 3. F) Fraturas preenchidas com calcita (Cal), formando microbrechas, onde também se encontra pirrotita. Nível 1 SN 3.

No subnível SN3 a clorita xisto e grafita xisto intercalado com bandas ricas em anfibólios, exibem sulfetos disseminados de pirita, pirrotita, arsenopirita e em menor proporção calcopirita e bornita (?). No SN2, *boudins* de quartzo cinza com arsenopirita associadas a pirita contidos em rochas cloritizadas, são localmente afetados por uma zona de falha orientada $N60^\circ E / 45^\circ E$ que gera deformação cataclástica rúptil e brechamento coeso por cimento calcário (**Fig. 13**). No subnível SN3 a zona de brecha tem orientação $S80^\circ E / 45^\circ S$, os cataclasitos em como cimento calcita associada a sulfetos de ferro, e trunca as zonas com cloritização.

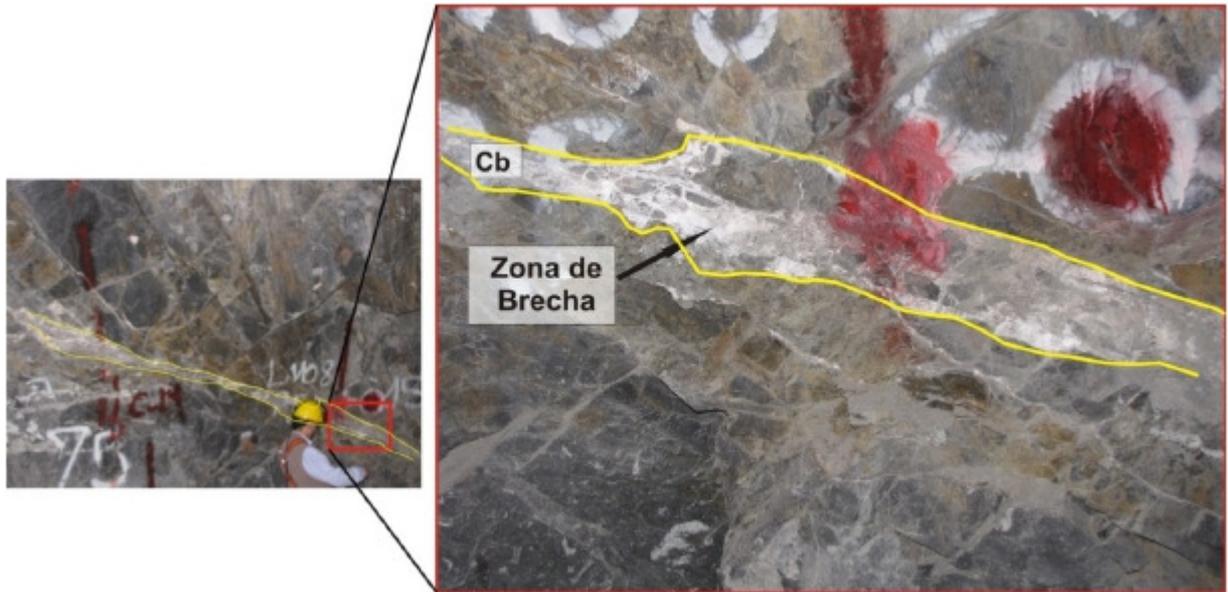


Figura 13 - Rochas de zona de falha, em regime rúptil, em clorita xisto, cuja ativação gerou cataclasitos com efeitos hidrotermais. A zona de falha foi preenchida por carbonatos (Cb), associados a sulfetos de ferro. A área em detalhe corresponde à zona de brechamento.

5 ANALISE PETROGRÁFICA

A descrição petrográfica das unidades de rocha presentes na área de Satinoco, foi realizada em 63 amostras, nas quais se diferenciaram dois litotipos principais, de maneira geral, nomeados mica-anfibólio xistos e metamáficas-ultramáficas, sendo estas últimas, menos representativas e posicionadas estratigraficamente a maior profundidade na jazida aurífera Satinoco. As Metamáficas-ultramáficas encontram-se sotopostos pela intercalação de sequências de mica xisto e anfibólio xisto. Para identificação dos minerais nas imagens serão usadas as abreviaturas de Whitney & Evans (2010). Análises petrográficas foram feitas também para a zona alterada hidrotermalmente e para os minerais de minério.

5.1 METAMÁFICAS - ULTRAMÁFICAS

Este litotipo foi identificado a partir de sondagem, fornecidos pela Mineração Turmalina Ltda., e corresponde a rochas da parte mais profunda e inferior da sequência estratigráfica no depósito Satinoco. Estas rochas são constituídas por piroxênio, anfibólio, plagioclásio e, em menor proporção, granada.

Os piroxênios augita e diopsídio correspondem a 30% dos minerais, com hábitos subedrais a eudrais quase equigranulares e tamanho de até 2 mm, dispostos em agregados. O relevo é alto e as cores de interferência de segunda a terceira ordem. A variação no ângulo de extinção define a variação entre augita e diopsídio. Os piroxênios apresentam para a borda variação para anfibólio (actinolita), como resultado de processos de alteração hidrotermal (uralitização). Fraturas preenchidas com calcita, epidoto ou quartzo fragmentam os cristais de piroxênio criando uma falsa textura granular fina (**Fig. 14A**).

Anfibólios como grunerita e hornblenda (aproximadamente o 55% dos minerais) exibem textura nematoblástica disposta paralela à foliação S_n , afetada por foliação de crenulação S_{n+1} levemente (**Fig. 14C**). Minerais em quantidade acessória como epidoto, clorita, biotita estão relacionados a processos de alteração hidrotermal. Granada apresenta-se em cristais com forma anedral isolados, sin-cinemáticos, com tamanho < 1mm.

Plagioclásio corresponde ao 35% dos anfíbolitos, apresentando redução de tamanho, rotação de grãos e extinção ondulante. A principal geminação é de tipo polissintético, com ângulo médio de extinção das lamelas de albita variável entre 42° e 48° indicando composições An_{74-84} , correspondente ao campo da Bytownita segundo o método de Michel-Levi.

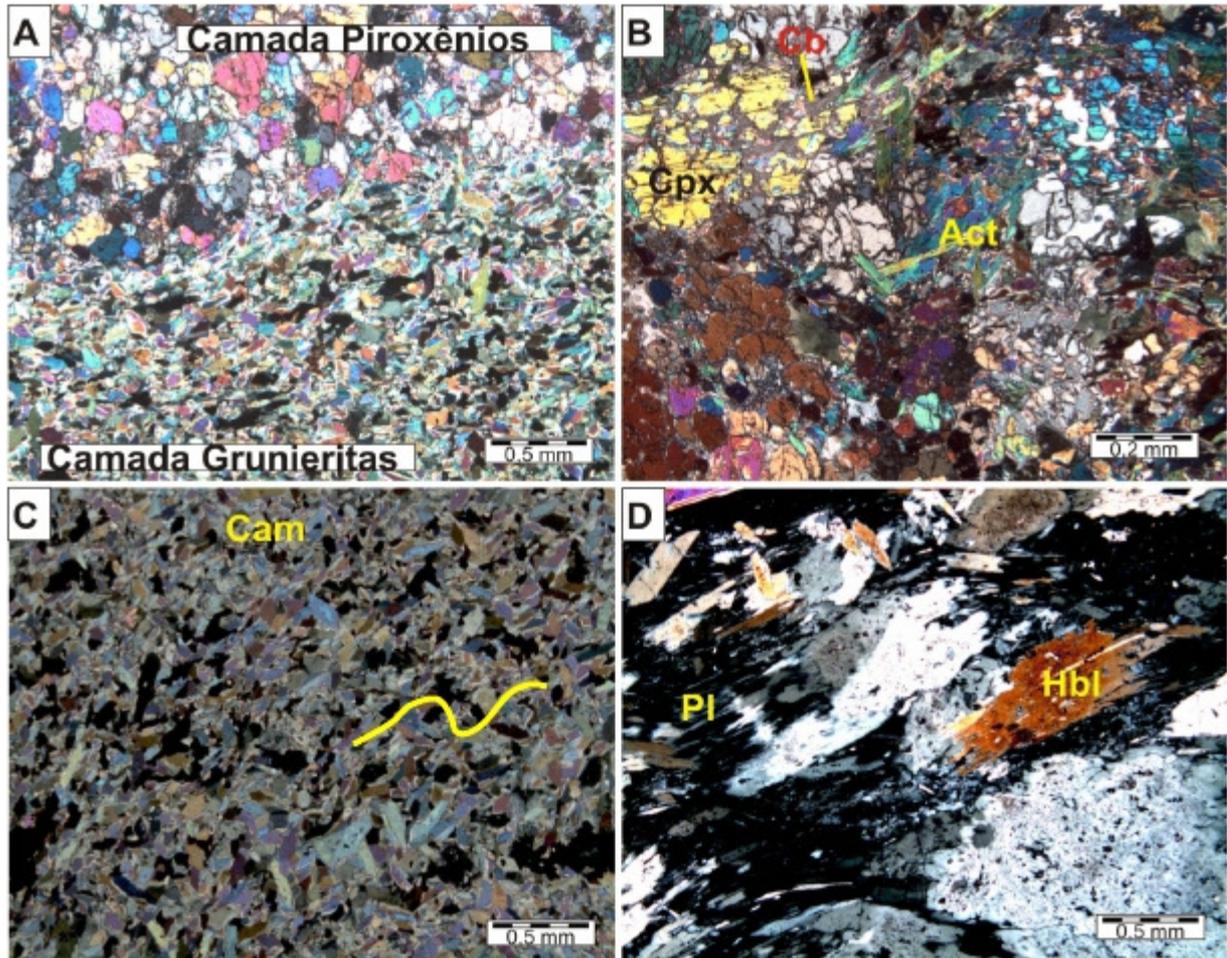


Figura 14 – Litotipo Metamáficas-Ultramáficas. A) Contato entre camada de piroxênios (augita e diopsídio) e de anfibólios (Grunerita e hornblenda principalmente). Lâmina FSN-116-559 B) Cristais de clinopiroxênios (Cpx) com fraturas preenchidas por calcita e associados a actinolita (Act). C) Foliação de crenulação afetando camadas de Clino-anfibólios (Cam). A linha amarela mostra a crenulação S_{n+1} . D) Anfibolito milonitizado. Plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hbl). Lâmina vmm-2. Todas as figuras em luz transmitida e nicóis cruzados.

5.2 MICA – ANFIBÓLIO XISTOS

Análise microscópica destes litotipos permite visualizar bandejamento composicional rítmico definido pela alternância de camadas milimétricas a centimétricas de camadas quartzo-feldspáticas com camadas ricas em cloritas e/ou anfibólios principalmente, com biotitas subordinadas e, por vezes com porfiroblastos de granada. A estrutura geral que define a foliação metamórfica S_n é dada pela combinação textural granolepidoblástica a granonematoblástica, crenulada ou com uma trama anastomosada devido à intensa deformação (**Fig. 15**). A composição mineralógica permite classificar as rochas deste litotipo como variações composicionais de clorita-grunerita xisto com granada, plagioclásio-grunerita xisto, biotita-cummingtonita xisto com granada, e grafita-clorita-xisto.

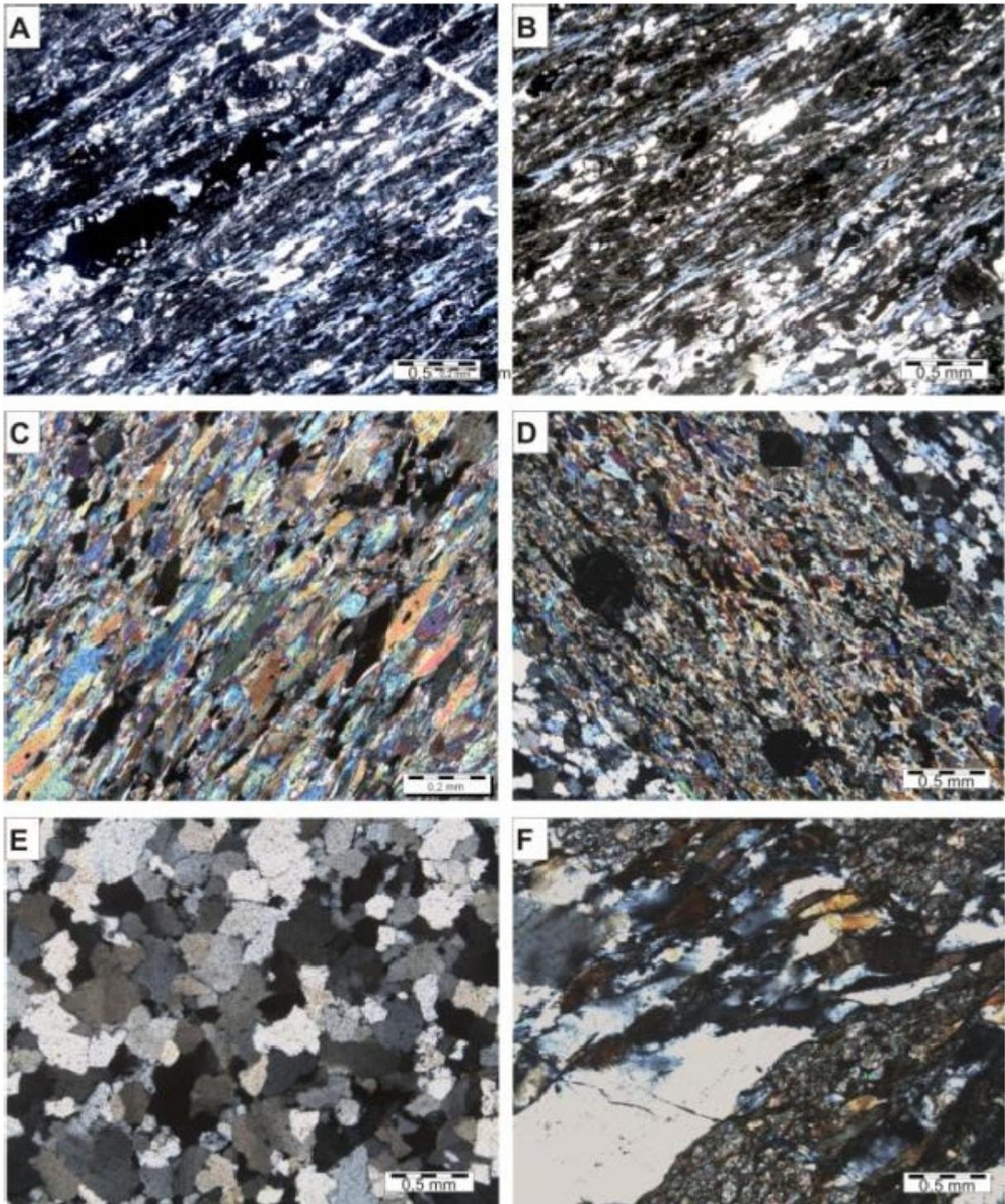


Figura 15 - Trama do Mica - Anfibólio xisto no sector da Mina Satinoco. A) Textura Lepidoblástica com cristais clorita em clorita xisto. FSN-111-284. B) Textura Lepidoblástica em grafita-clorita xisto, lâmina FSN-109-226. C). Textura nematoblástica, por orientação de cummingtonita-grunerita-hornblenda. Lâmina FSN-109-220. D) Porfiroblastos eudrais de granada em matriz lepidonematoblástica em mica-anfibólios xisto, na lâmina FSN-111-279B. E) Cristais de quartzo com limites interlobados formando textura granoblástica FSN-109-220. F) Textura milonítica definida por cristais com recristalização dinâmica formando ripas, lâmina FSN-109-214B. Todas as fotografias em luz transmitida, nicóis cruzados.

A associação mineral, em geral, da rocha encaixante do depósito Satinoco consiste de quartzo, plagioclásio, cummingtonita-grunerita, hornblenda, granada, biotita e ilmenita, titanita, apatita e zircão como minerais acessórios. O quartzo ocorre em cristas individuais anedrais e principalmente

em agregados com textura granoblástica em tamanho inferior a 2 mm. Limites entre cristais variam segundo o grau de cristalização, entre retos a irregulares (serrilhados e lobulados). Os grãos têm aspecto leitoso a translúcido, e alguns com inclusões fluidas micrométricas em arranjos diversos. Em zonas silicificadas, os agregados policristalinos estão dispostos em ripas, localmente em continuidade ótica, exibem granulometria grossa, extinção ondulante, limites semirretos e planos de deslizamento devido a processos de recristalização dinâmica (**Fig. 16**).

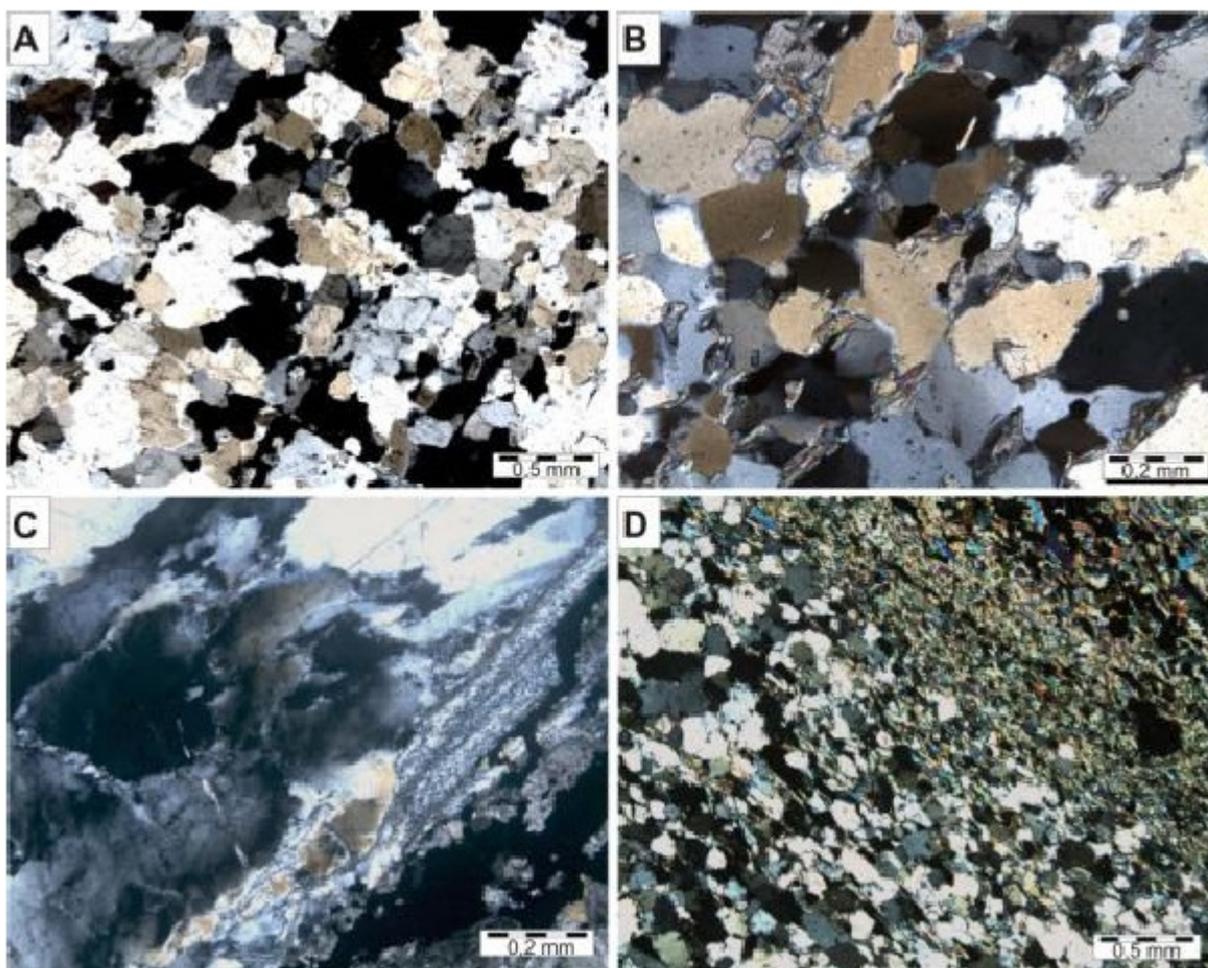


Figura 16 - Texturas em quartzo. A) cristais de quartzo inequigranulares com bordas poligonais, associados a opacos. FSN-109-220. B) Textura granoblástica de cristais de quartzo, alguns com contatos retos, em FSN-109-220B. C) Cristais deformados de quartzo com recristalização dinâmica, FSN-109-214B. D) Camada de cristais de quartzo e feldspato com deformação dúctil progressiva junto a uma camada de anfibólios em textura nematoblástica na lâmina FSN-109-220. Luz transmitida, nicóis cruzados.

O feldspato potássico encontra-se em tamanhos $< 0,8$ mm, com germinação de Baveno e efeitos de alteração por metassomatismo que facilita a formação de argilominerais gerando um aspecto túrbido. Plagioclásio (Pl) se apresenta como cristais anedrais individuais ou em agregados com tamanho inferior a 1 mm, associado principalmente a bandas ricas em quartzo, anfibólios e em alguns locais a epidoto. É parcial ou totalmente alterado a sericita, quando exhibe efeitos hidrotermais de alteração fílica em áreas próximas a zonas de concentração de minério aurífero (**Fig. 17**). Em zonas de

deformação dúctil exibem lamelas dobradas com extinção ondulante e geminação em cunha como observado na **Fig. 17B**.

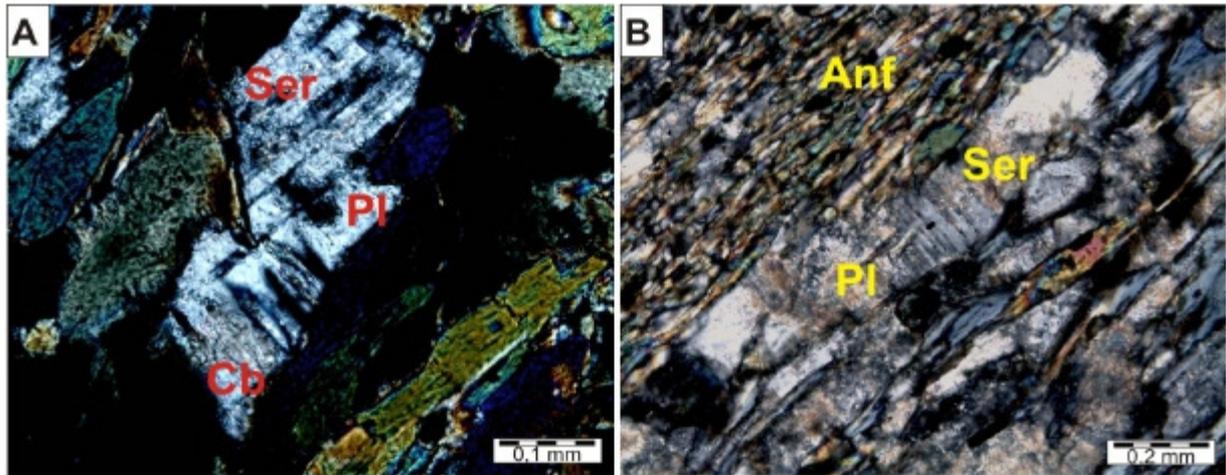


Figura 17 - Ocorrência de plagioclásio. A) e B) Plagioclásio (Pl) substituído em parte por sericita (ser) e carbonato (cb) associado a anfíbólio. Ainda pode-se ver o maclado típico dos plagioclásios. A) FSN-100-299. (Anf). B) FSN-100-345. Luz transmitida, nicóis cruzados.

Os anfibólios (Anf) predominantes pertencem à série cummingtonita-grunerita (45 % total de Anf), típicos de rochas com altos conteúdos de Fe (FFB). A hornblenda (30% total de Anf) esta relacionada com os processos de metamorfismo progrado, enquanto actinolita ocorrem em menor proporção aparece associada à alteração hidrotermal. Os anfibólios formam camadas, com biotita e granada subordinadas e ocorrem também, em menor proporção, em camadas ricas em quartzo. Cummingtonita-grunerita formam agregados cristalinos, (cristais com tamanho de 0,1 mm a 5 mm), eudrais a subedrais, alguns geminados, e com disposição preferencial paralela à foliação principal S_n . Alguns cristais forma porfiroblástos com inclusões de quartzo, feldspatos, micas e opacos exibindo textura poiquiloblástica. Cristais de hornblenda com habito prismático e antofilita fibrosa têm tamanhos < 1 mm Actinolita com habito acicular radial e por vezes asbestiforme, está associada a veios de calcita, como mineral de substituição de borda em cristais de augita e diopsídio derivada de alteração hidrotermal durante retrometamorfismo (**Fig. 18**) e/ou durante percolação de fluidos.

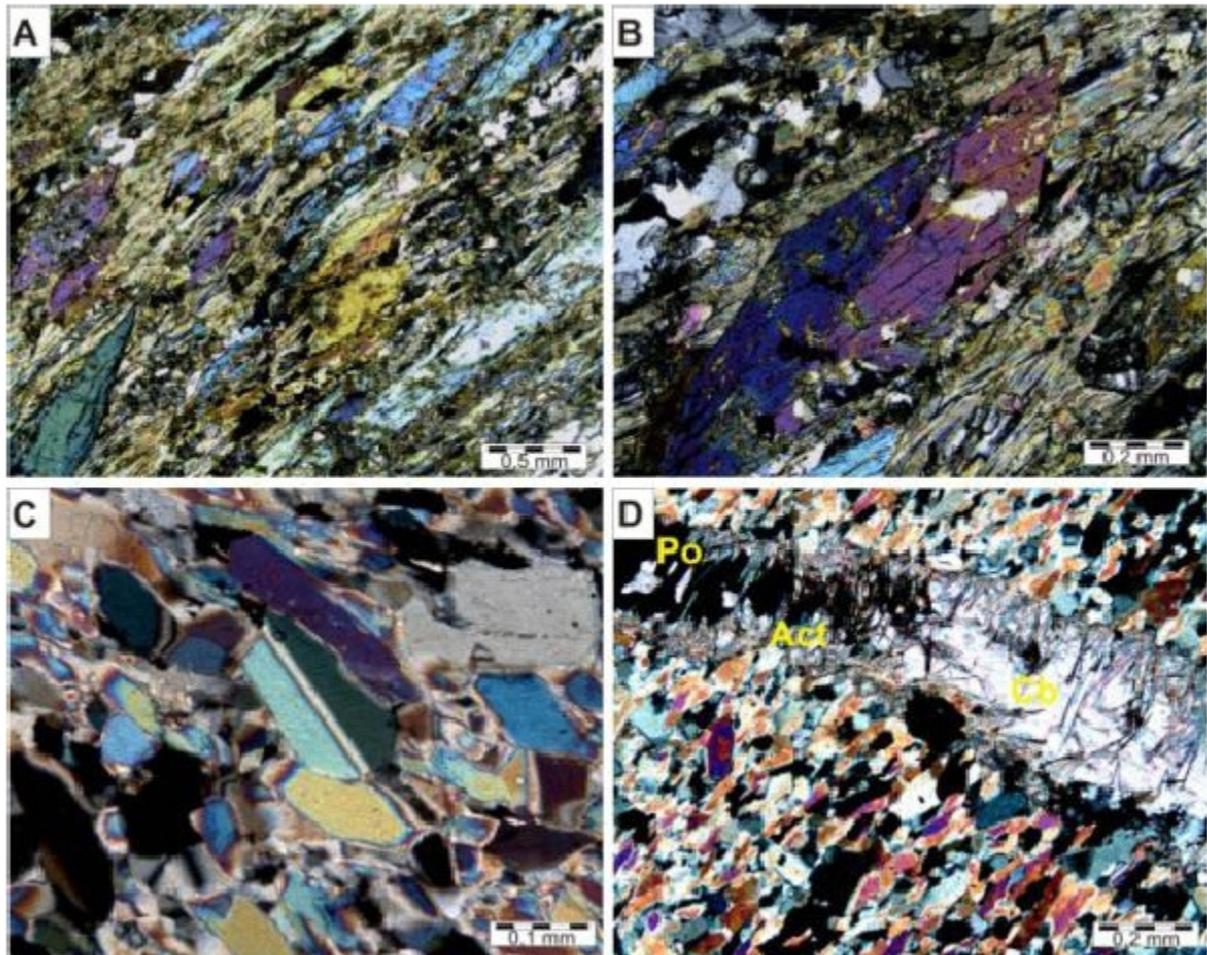


Figura 18 - Texturas minerais em Anfibólitos. A) Cristais de cummingtonita- grunerita com textura nematoblástica, associados à biotita (Bt-1). B) Detalhe de cummingtonita geminada e com textura porfirítica, associada a cristais de biotita (Bt-1) alterando para clorita. C) Cristal maclado de cummingtonita em petro-trama orientada. D) anfibólio xisto, hospedeiro de veios de carbonato (Cb) e pirrotita (Po) com actinolita acicular (Act) com crescimento em direção eixo C do cristal. Luz transmitida, nicóis cruzados.

Clorita encontra-se em todas as lâminas analisadas em proporções variáveis entre 2% até 35% e está principalmente associada a processos de alteração hidrotermal durante retrometamorfismo. Cristais de clorita orientados segundo a foliação principal localmente exibem cores de interferência anômala, azul “Berlin” a violeta, mostram continuidade ótica e formam camadas contínuas planas e/ou dobradas, de espessura milimétrica, por volta de porfiroblastos de granada e de sombras de pressão. Clorita de cor cinza, cinza-esverdeada e cinza-azulada está relacionada com a alteração hidrotermal por substituição parcial ou total de biotita, granada, anfibólitos; se apresenta em agregados cristalinos aciculares em fraturas associadas a calcita e epidoto, como “borda de reação”, nos limites de veios com a rocha encaixante (**Fig. 19**). Kranidiotis & Maclean (1987) postulam que a birrefringência das cloritas está controlada pela razão de $Fe/(Fe+Mg)$, que no caso da clorita hidrotermal depende da variação de Fe proveniente do fluido hidrotermal.

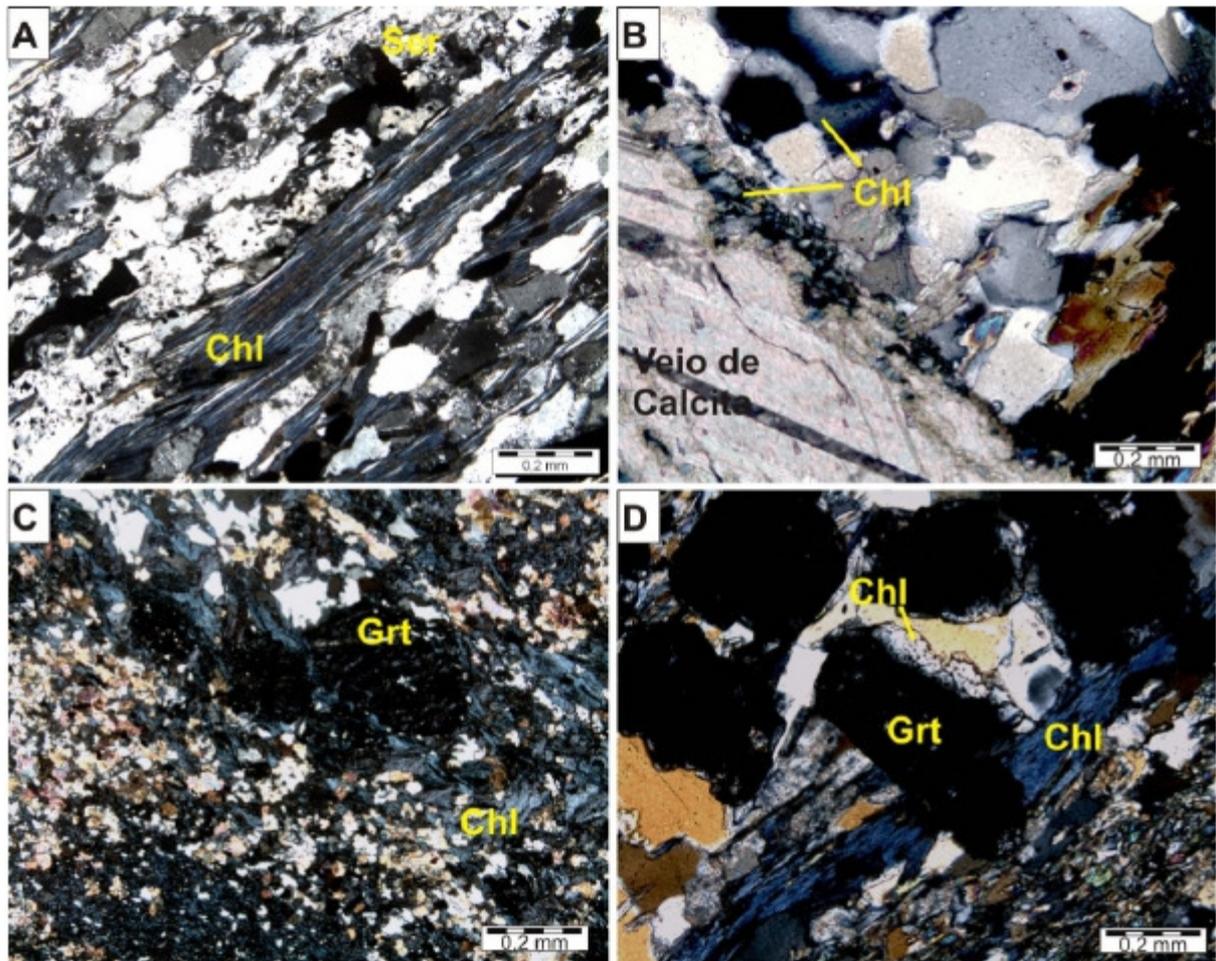


Figura 19 - Distribuição de cloritas (Chl). A) Biotita (Bt-1) cloritizada hidrotermalmente, associada a sericita (Ser). Lâmina FSN-100-299. B) Cristais finos de clorita de origem hidrotermal em borda de veio de calcita, na amostra FSN-109-220B. C) Clorita associada à alteração de um cristal de granada (Grt) na lâmina FSN-116-550. D) Clorita como produto da alteração de borda (cor cinza) de cristal de granada (Grt) e clorita de origem metamórfica de cor azul Berlim paralela à foliação principal S_n . Lâmina FSN-100-345. Luz transmitida, nicóis paralelos.

A petrografia realizada na biotita (10% do total de minerais) determinou três estágios diferentes de cristalização: i) Biotita (Bt₁) disposta paralela à foliação principal S_n em cristais tabulares com tamanhos de até três (3) mm e razão axial 3:1, cores de interferência verde - marrom, associada a camadas de anfibólio, granadas e em menor proporção estilpnmelana. ii) Biotita (Bt₂) de cor castanha avermelhada ocorre associada às zonas com deformação milonítica com tamanho máximo de 0,8 mm de comprimento. iii) Biotita (Bt₃) com características similares em cor e habito à biotita Bt₁ apresentando cristais subidiomórficos isolados de biotita que se dispõem paralelos à foliação de crenulação S_{n+1} , (**Fig. 20**). Em algumas lâminas como na FSN-111-284, abiotita está moderadamente cloritizada.

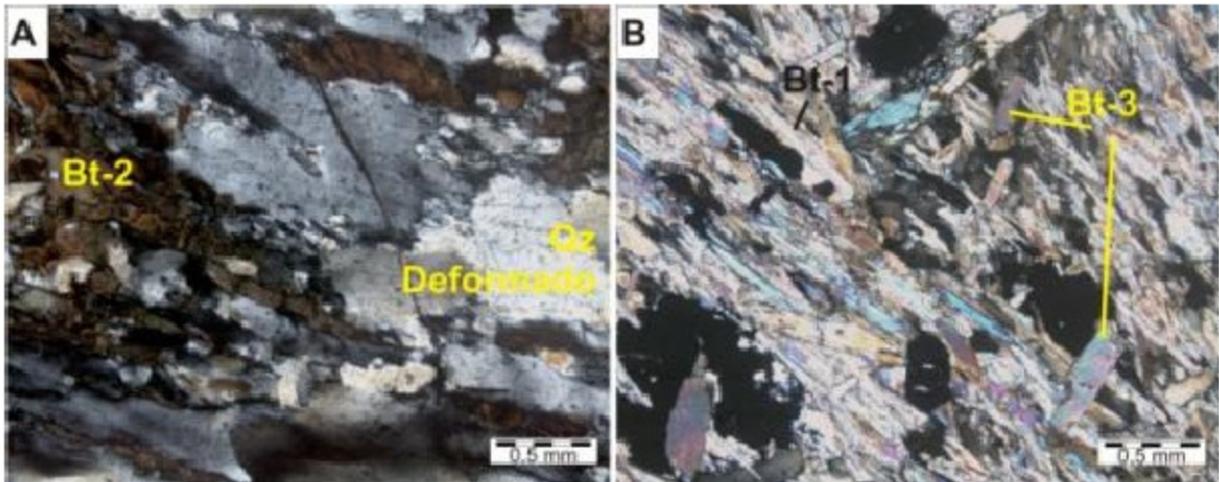


Figura 20 - Tipos de ocorrência de Biotitas. A) Biotita (Bt-2) de cor marrom, associada a quartzo em zona de intensa deformação. B) Biotita (Bt-1) disposta segundo a foliação S_n , e biotita (Bt-3) subbedral disposta transversal à foliação principal, sobrecrecida em sulfetos e na foliação principal, mostrando orientação mineral de forma. Luz transmitida, nicóis cruzados.

A granada se apresenta principalmente em cristais isolados com limites irregulares e localmente em agregados, com formas desde anedral até euedral, exibindo granulometria de aprox. 0,5 mm em média, com porfiroblastos de até 3 mm. Cristais de granada encontram-se associados principalmente a bandas de anfibólios ou contidos em áreas ricas em clorita e quartzo. Considerando a forma dos cristais, inclusões e sua textura interna em relação à externa, a granada apresenta várias características de crescimento (**Fig. 21**), a saber:

- i) Cristais subbedrais em agregados com inclusões de grafita, quartzo, ilmenita e sulfetos que formam trilhas que exibem evidências de rotação interna (textura helicítica) concentradas para o núcleo, também alguns cristais estão fraturados, com bordas corroídas e sombras de pressão pouco expressivas outros têm bordas limpas ou com poucas inclusões de grafita e óxidos de ferro (**Fig. 21A**).
- ii) Cristais anedrais a euedrais (geralmente isolados) cuja textura interna sugere leve rotação, marcada pela orientação de inclusões homogeneamente distribuídas dentro do cristal. Embora alguns cristais exibam leves sobras de pressão, não apresentam texturas helicíticas (**Fig. 21B**). Os cristais com fraturas apresentam clorita como preenchimento.
- iii) Cristais euedrais que truncam a disposição da matriz, dispostos seguindo a orientação da foliação S_n , igual a como ocorrem os sulfetos. As inclusões internas não exibem evidências de rotação (**Figs. 21C, 21D**).
- iv) Cristais de granada com formas por fora do sistema isométrico são observados em alguns locais, possivelmente correspondem a pseudomorfos por substituição de anfibólios ou de um provável polimorfo de aluminossilicato (**Figs. 21E, 21F**). Por vezes apresentam fraturas com o sem preenchimento por minerais secundários como clorita e

quartzo. Caracterizam-se por apresentar orientação preferencial de forma, alinhados e dispostos em forma oblíqua a foliação Sn, coincidindo localmente com a atitude da foliação de crenulação (**Figs. 21Ee 21F**) e por ter uma leve sombra de pressão.

Mapas composicionais EDX feitos no MEV mostra cristais de granada com características internas exibem três tipos de comportamento: i) variação da composição do cristal de núcleo para borda com o cálcio formando uma faixa concêntrica com altos valores separando núcleo e borda com baixos valores (**Figs. 22A, 22B, 22C**). Nestes cristais o ferro exibe o comportamento oposto nos mesmos locais descritos para o cálcio, e não se observa variações no conteúdo de magnésio, já o Manganês gradativamente diminui de centro para borda. ii) Em outros cristais de granada o conteúdo de cálcio e manganês diminui progressivamente de centro para borda, o ferro aumenta e o Magnésio é levemente maior nas bordas (**Figs. 22D, 22E, 22F**). iii) um último grupo de granada não varia na sua composição interna.

Os principais minerais de acessório são rutilo, ilmenita, titanita, apatita, zircão e allanita com tamanhos <0,01 mm de comprimento. Rutilo principalmente com formas anedrais, está associado a sulfetos de ferro, possui tamanhos inferiores a 0,2 mm. Ilmenita é encontrada como inclusões em granadas, assim como restrita a zonas mineralizadas com sulfetos e de alteração hidrotermal. Encontraram-se cristais euedrais de titanita em setores onde as rochas exibem deformação milonítica. Estauroлита como cristais subedrais de tamanho < 0,1 mm, se apresenta restrita em zonas ricas em piroxênios, associada à clorita e anfibólio. Cristais de apatita apresentam formas anedrais, em contato com feldspatos. Allanita foi encontrada associada à biotita, seu tamanho < 0,1 mm, ela foi identificada por seu pleocroísmo amarelo e forma anedral. O zircão ocorre em cristais anedrais a subedrais, alguns com halos pretos.

Calcita se encontra associada a bandas ricas em quartzo e anfibólio em zonas de deformação rúptil, exibe geminação polissintética deformada; também se apresenta preenchendo fraturas associada a clorita, sulfetos e quartzo.

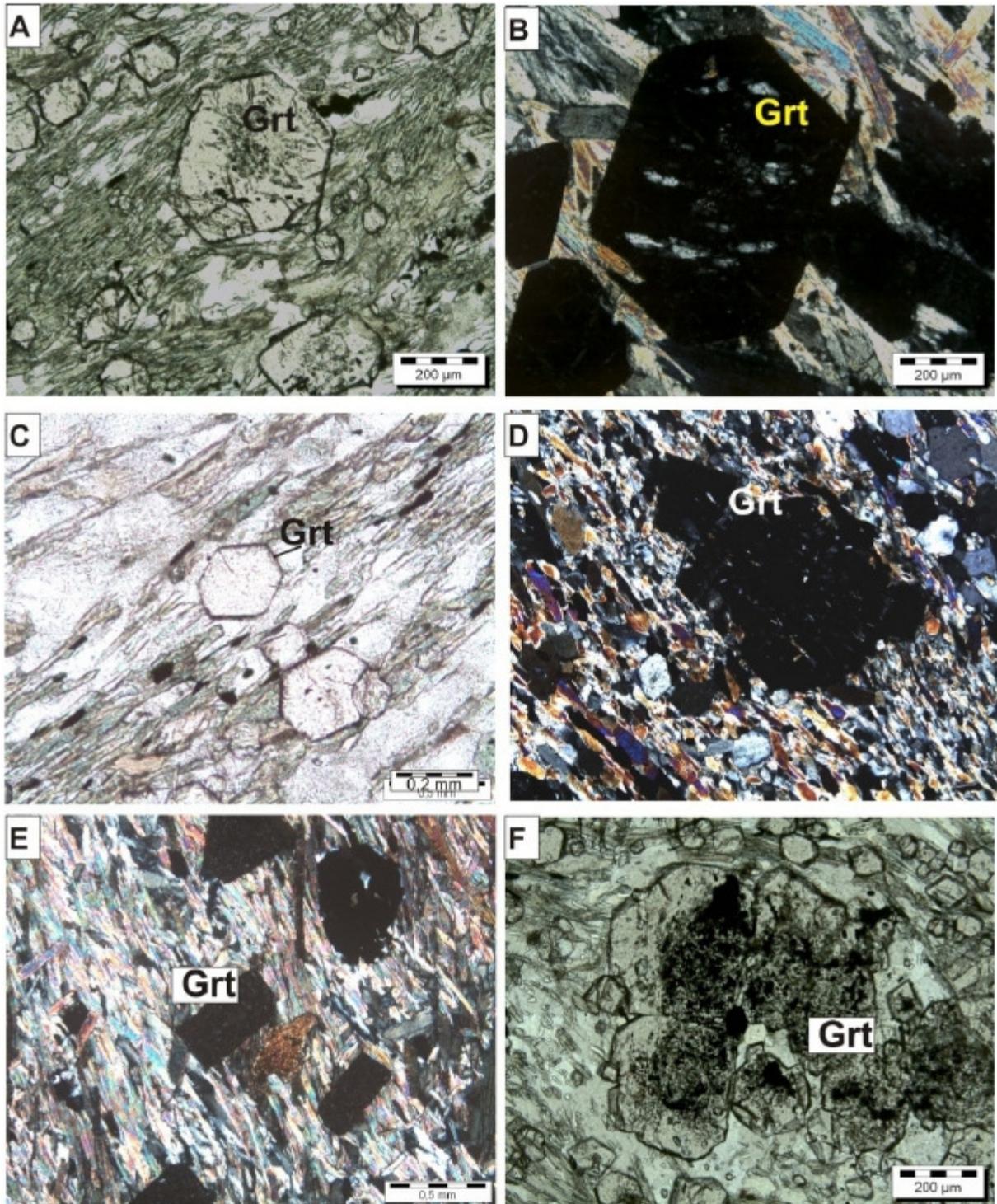


Figura 21 - Ocorrência de cristais de Granada (Grt). A) Cristais, subedrais com inclusões de grafita e óxidos concentradas para o núcleo. Nicóis paralelos. B) Cristal tardi a pós-cinemático, eudral. Nicóis cruzados. C) Cristal eudral sem inclusões. Nicóis paralelos. D) Granada com inclusões paralelas á foliação. Nicóis cruzados. E) Cristais de granada com forma atípica, truncando a foliação da matriz de anfibólio; nota-se a orientação preferencial destes cristais e do cristal de anfibólio por relação à matriz. Nicóis cruzados. F) Pseudomorfo de granadas substituindo um cristal de andaluzita (variedade quiasstolite) com inclusões de grafita. FSN-100-345. Nicóis paralelos.

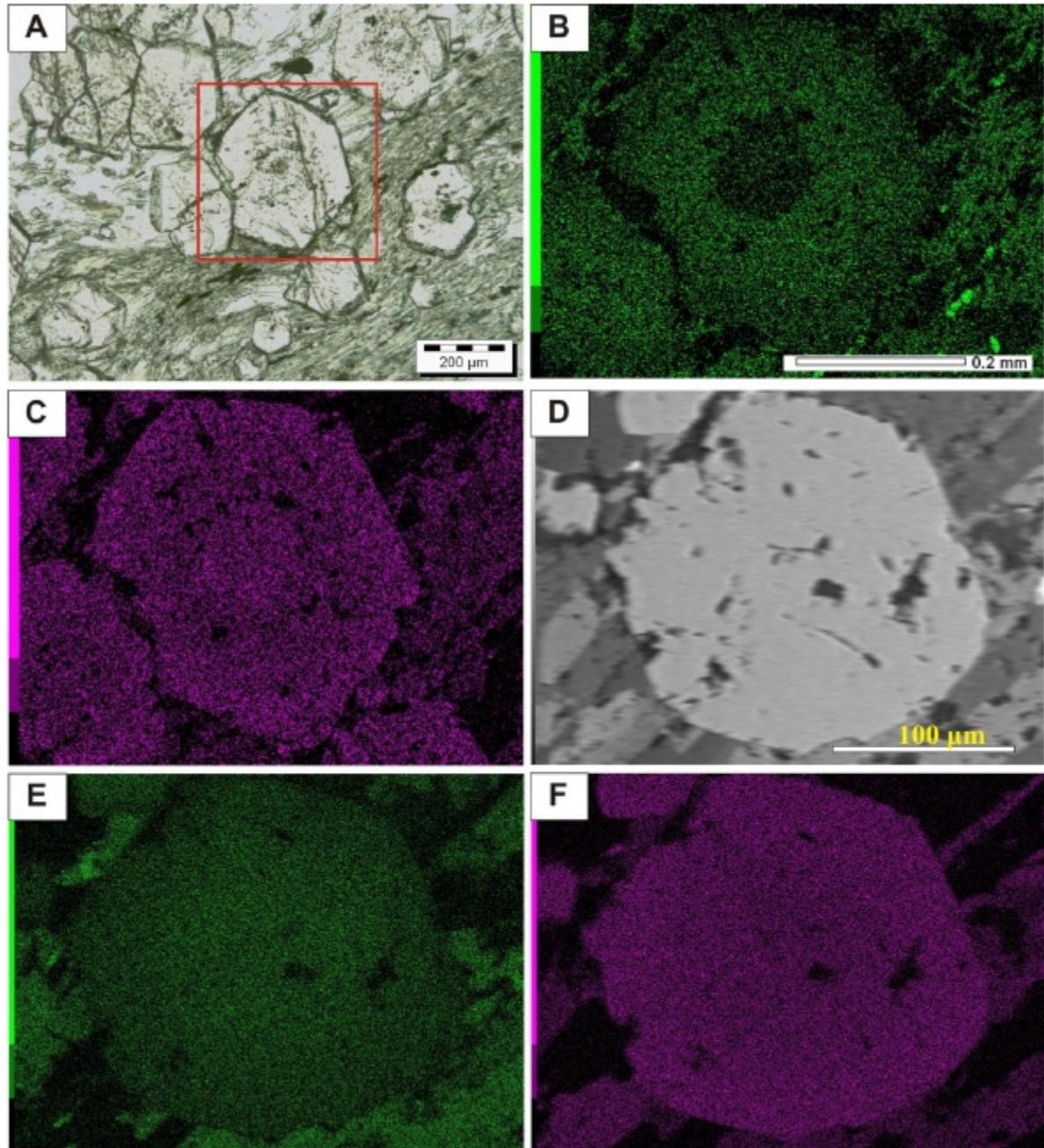


Figura 22 – Zoneamento nas granadas da lâmina FSN-100-345. A) Cristal de granada com textura helicítica para o núcleo. Petrografia convencional. Nicões paralelos. B) e C) Mapas composicionais de Ca e Fe, respectivamente, mostrando a zoneamento marcante dividindo o cristal em três partes com composição diferente. D) Cristal subedral de granada sem textura de rotação acentuada. Imagem de elétrons retroespalhados. E) e F) mapas composicionais de Ca e Fe de D), respectivamente.

5.3 MICROESTRUTURAS

Análises petrográficas permitiram determinar feições de deformação típicas de zonas de cisalhamento em ambientes dúcteis a dúctil-rúptil que causaram efeitos de milonitização em baixo a meio grau nos clorita-anfibólio xistos com granada, plagioclásio-anfibólio xistos, biotita-cummingtonita xistos com granada, grafita-clorita xistos e augita-cummingtonita xisto.

A foliação metamórfica S_n se caracteriza pela textura lepidoblástica a nematoblástica definida pelos minerais micáceos metamórficos do tipo biotita e clorita e, pelos minerais orientados e alongados, geralmente anfibólios, com xistosidade, à qual se sobre impõe uma crenulação S_{n+1} , oblíqua, que produz foliação pouco espaçada (Figs. 23A, 23D), e acomodação de opacos nas charnelas de crenulação. Biotita, anfibólios e granada encontram-se em pelo menos duas direções, sendo L_n associada a S_n , e L_{n+1} associada a crenulação (Figs. 23E, 23F).

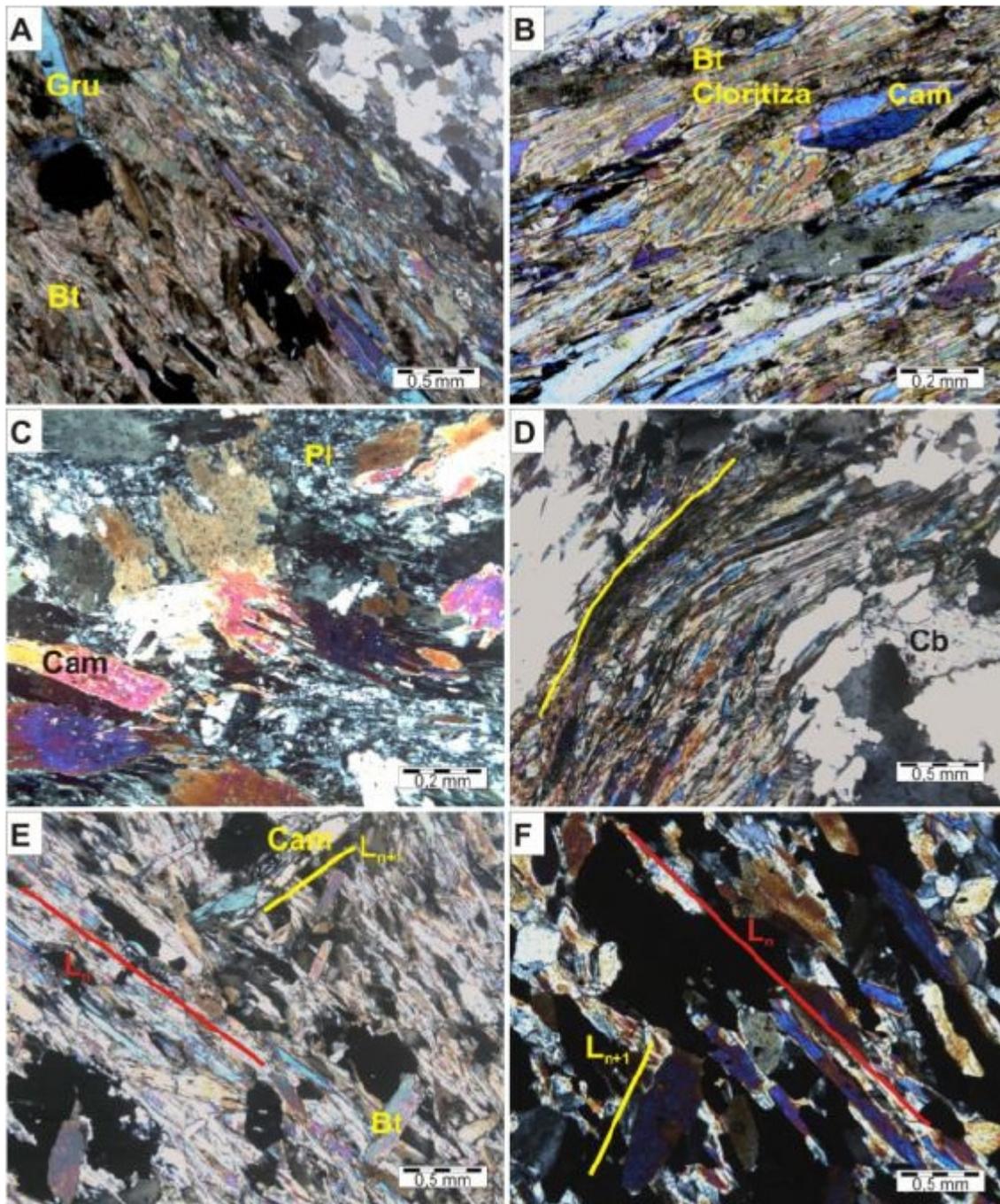


Figura 23 - Textura metamórfica, milonítica e orientação mineral. A) Cristais alongados de grunerita (Gru) e biotita (Bt) marcando a foliação metamórfica S_n . Lâmina FSN-111-279. B) Foliação S_n mostrada pela orientação de biotita cloritizada e de clino-anfibólios (Cam). FSN-111-284. C) Foliação milonítica definida pela orientação de corpos de minério e de anfibólios fraturados. Lâmina vmm-2. D) Dobra com cristais de anfibólio e carbonato

(Cb), correspondentes a uma foliação milonítica. FSN-109-214B. E) e F) Lineamento mineral L_n marcado pela linha vermelha e L_{n+1} em direção indicada pela linha amarela, onde estão orientados cristais de biotita, granada e anfibólio. Luz transmitida. Nicóis cruzados.

Efeitos da deformação dinâmica são bem registrados nas bandas ricas em quartzo, onde os cristais estão alongados na direção de foliação principal (S_n) com feições de recristalização dinâmica em cristais como: migração de bordas, contatos lobados, extinção ondulante, diminuição de tamanho, rotação e formação de subgrãos, (Fig. 24A). Em zonas onde a deformação é intensa se observam cristais de quartzo imbricados (Fig. 24B).

Cristais relictos de plagioclásio apresentam germinação polissintética deformada, com posterior recristalização destes junto ao anfibólio fraturado e deformados ductilmente (Figs. 24C, 24D), evidenciando deformação em altas temperaturas.

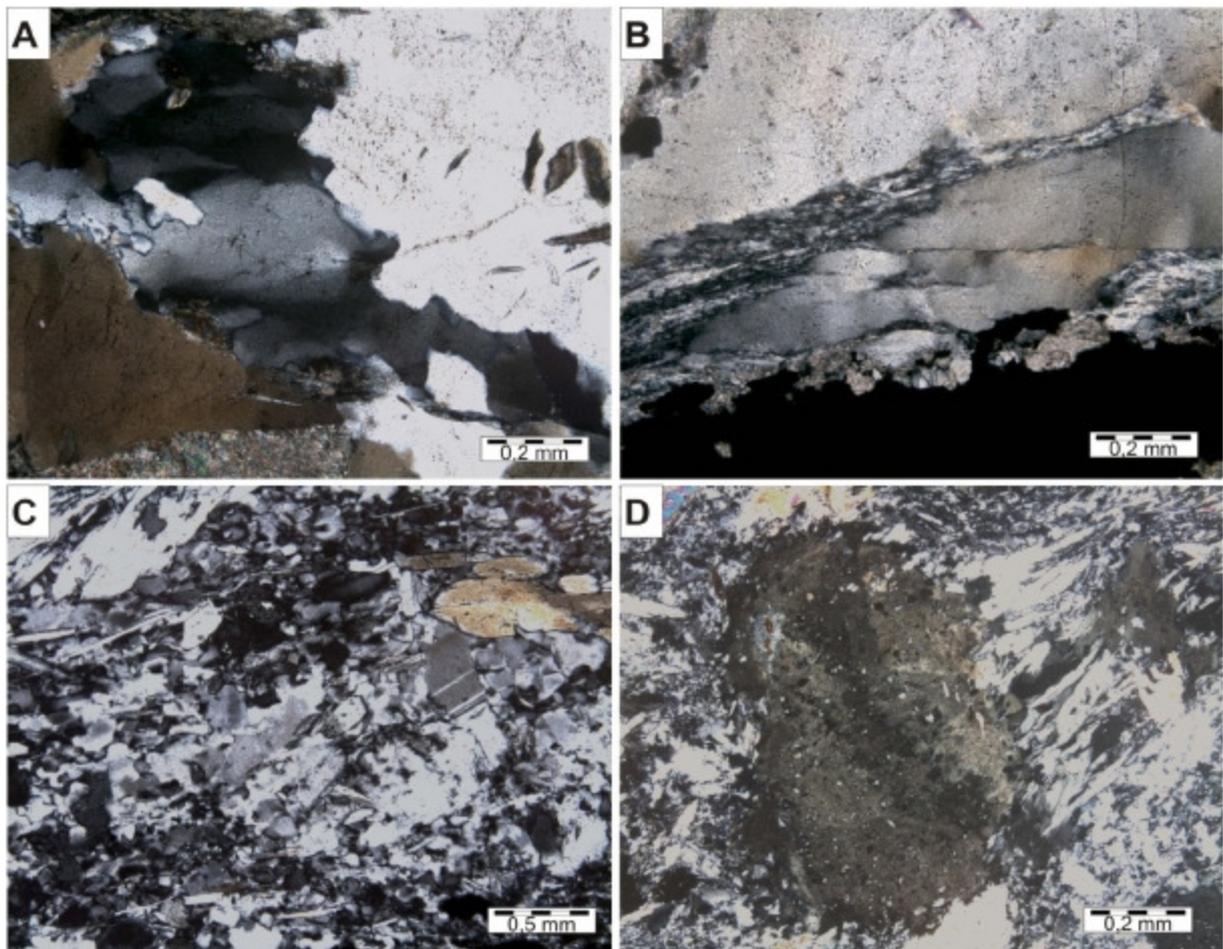


Figura 24 - Deformação dinâmica. A) Formação de subgrãos de quartzo os quais se apresentam direcionados por foliação milonítica. FSN-109-214B. B) Deformação de cristal de quartzo caracterizado por rotação de subgrão, dobramento e imbricação, limitada por bandas que perfazem ângulo agudo com intensa redução de tamanho e rotação de subgrãos, associadas a ripas de estiramento. Lâmina FSN 109-214B. C) Diminuição no tamanho de grão em cristais de plagioclásio. Litotipo Metamáfico-ultramáfico. D) Cristal de anfibólio rotado com extinção ondulante na lâmina vmm-2. Todas em Luz transmitida. Nicóis cruzados. Litotipo Metamáfico-ultramáfico.

Minerais de granada e anfibólio recristalizados sincinemáticos (textura helicítica) exibem sombras de pressão tipo σ (Figs. 25A, 25B). Ocorre deformação rúptil (Fraturas preenchidas por epidoto, calcita, pirita, pirrotita, rutilo, clorita e/ou quartzo, Figs. 25C, 25D, 25E, 25F) e, falhamento reverso que causa deformação local com cataclástico e cimento de carbonatos.

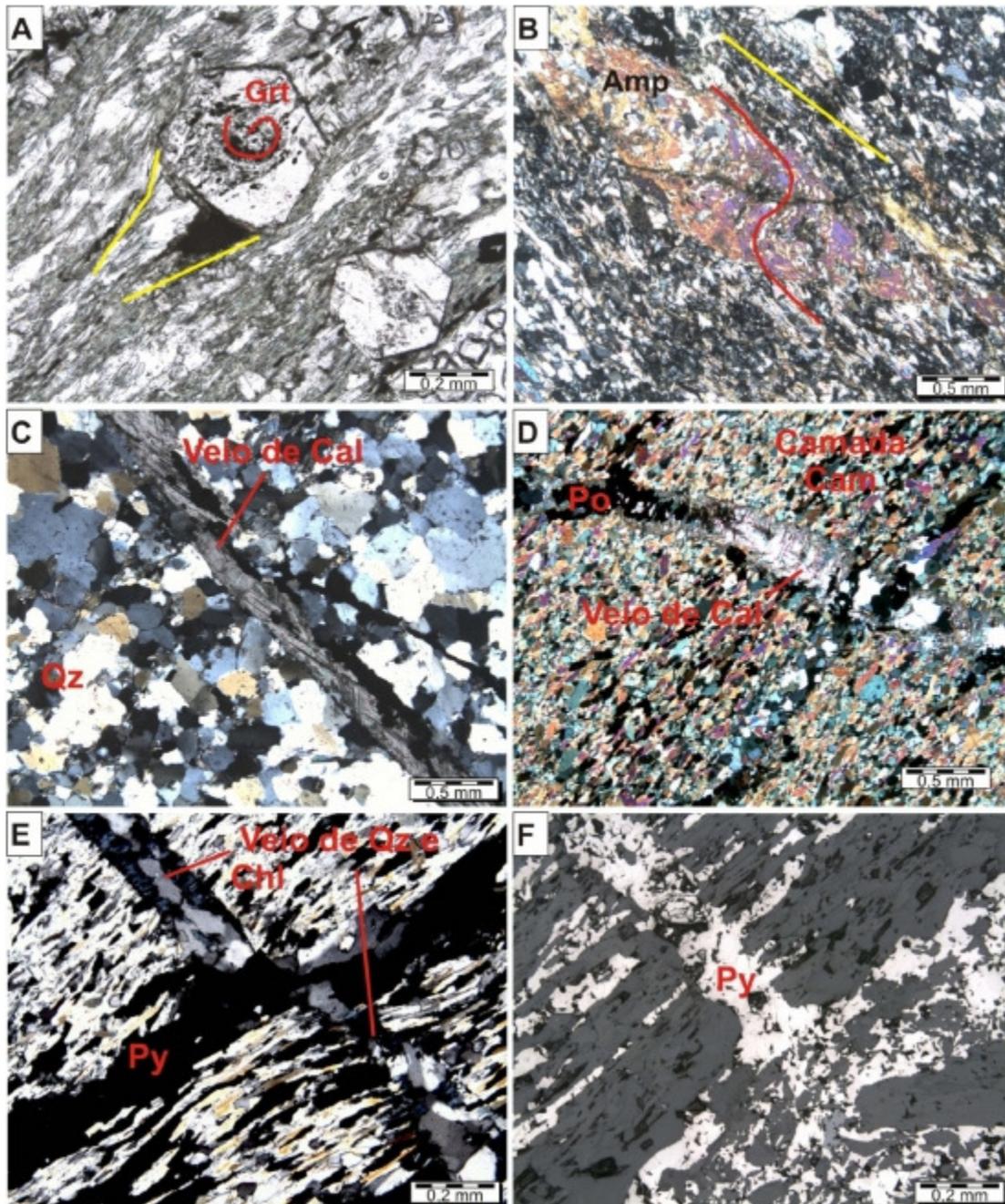


Figura 25 - Rotação de minerais e fraturas preenchidas. A) Cristal de granada (Grt) rotado, com textura helicítica (linha vermelha) e sombra de pressão σ (Linha amarela). FSN-100-345. B) Cristal de anfibólio (Amp) que mostra inclusões rotacionadas (linha vermelha) com respeito à foliação principal. FSN-111-284. C) Veio de calcita (Cal), que corta uma camada rica em quartzo. FSN- 109-220B. D) Veio de calcita e pirrotita (Po) cortando uma camada de anfibólios. FSN-109-214C. E) veio preenchido de quartzo (Qz) e clorita (Chl). F) Veios com pirita (Py) como preenchimento. Note-se como os sulfetos (Py) invadem também em direção da foliação e como forma uma brecha na parte inferior da figura. FSN-109-220B. A) até E) luz transmitida. Nicóis cruzados. F) em luz refletida.

5.4 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os processos de alteração hidrotermal propiciaram mudanças de composição química, mineralógica e de textura na rocha encaixante. A classificação destas alterações hidrotermais foi definida mediante análises petrográficas da associação mineral (paragênese) dos processos metassomáticos que afetaram a rocha encaixante do minério. A rocha encaixante apresenta alteração moderada a forte segundo proximidade a zonas deformadas. As principais associações de minerais de alteração hidrotermal nas rochas na mina Satinoco são: sericita \pm clorita \pm quartzo, típicos de processo de alteração fílica nas sequências do litotipo mica-anfibolio xisto e, clorita \pm epidoto \pm pirita \pm carbonato característicos de alteração propilítica nos dois litotipos definidos, formando halos paralelos à zona mineralizada. A mineralização ocorre ao interior da zona de cisalhamento principal, a qual apresenta silicificação intensa e sulfetos de ferro e ouro.

Em Satinoco a silicificação afeta os dois litotipos determinados como rocha hospedeira sendo o grau de alteração mais intenso quando perto da zona mineralizada com veios de quartzo (**Fig. 26**). As diferentes texturas e formas dos cristais de quartzo possibilitam vários pulsos que adicionaram quartzo ao sistema rocha (*falta responder*).

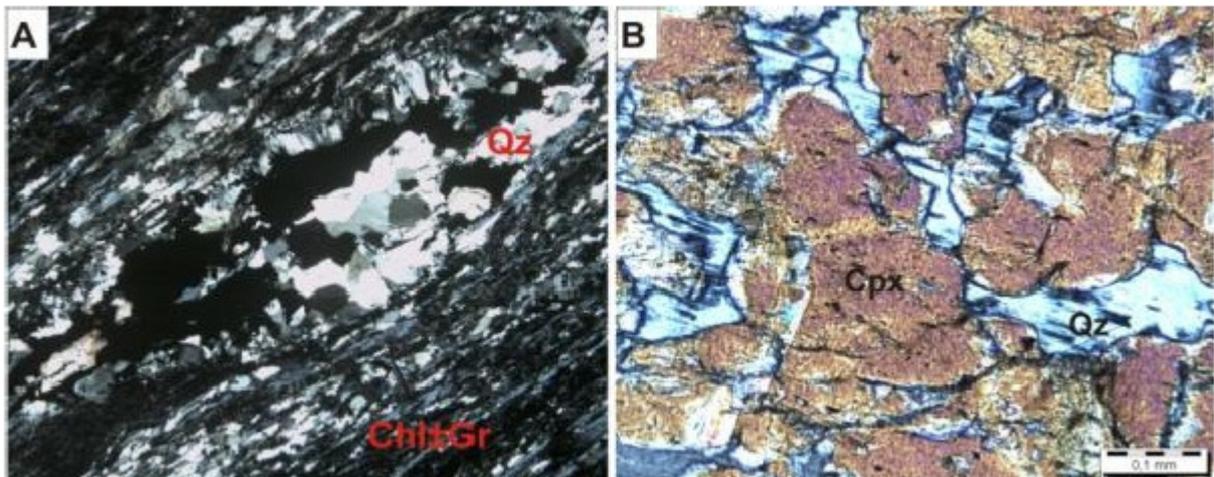


Figura 26 - Efeitos de silicificação. A) Lente de cristais de quartzo (Qz) em grafita-clorita xisto. Lâmina FSN-109-226. Luz transmitida, nicóis cruzados. B) Cristais de piroxênio com fraturas preenchidas por quartzo que reage com abor da do piroxênio (Cpx). FSN-116-559. Luz transmitida. Nicóis cruzados. Gr= grafita, Chl=clorita.

A alteração sericítica, afeta principalmente os cristais de plagioclásio associados às camadas de anfibólios (antofilita, grunerita-cummingtonita), em zonas de alternância com camadas quartzo-feldspáticas e de grafita-clorita xisto. Como produto desta alteração gerou-se a associação mineral sericita \pm muscovita formando agregados cristalinos e dispostos em interstícios, substituindo total ou parcialmente feldspatos, e contornando granada e anfibólios (**Fig. 27**).

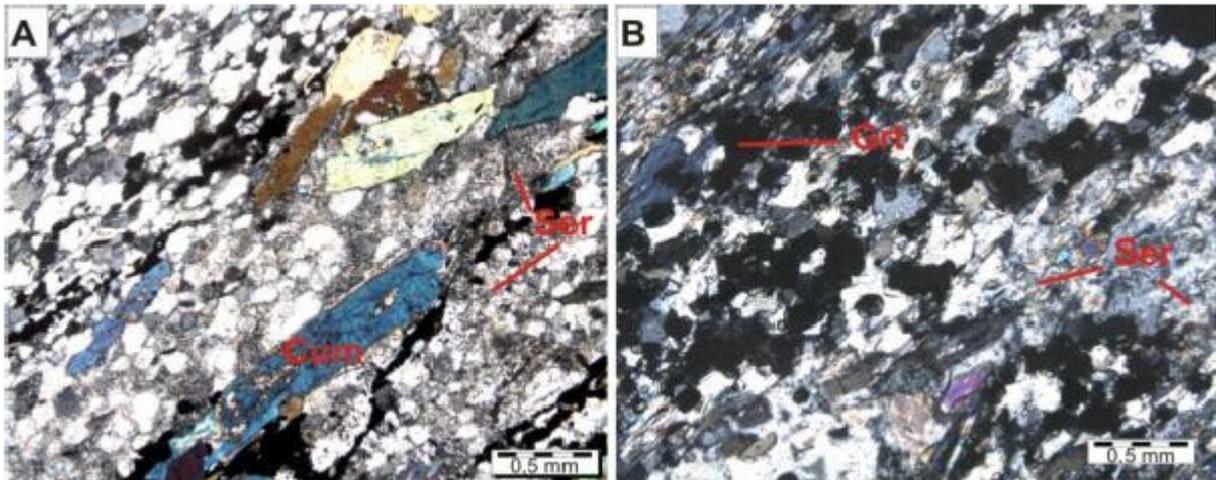


Figura 27 - Alteração sericítica. A) Em camada quartzo feldspática, a sericita (Ser) substitui feldspato na rocha encaixante. Lâmina FSN-100-299. B) Feldspatos sericitizados associados a granada e quartzo. Lâmina FSN-100-345. Luz transmitida. Nicóis cruzados.

Efeitos de alteração hidrotermal em biotitas, anfibólios e granadas, gera clorita que ocorre em paragênese com epidoto, carbonato e pirita, constituindo a associação típica de zonas propilíticas (**Figs. 28A, 28B**).

A alteração hidrotermal denominada epidotização está representada pela presença de epidoto \pm clinozoisita \pm zoisita. Cristais de epidoto são subedrais a anedrais em tamanhos menores a 700 μm . Nas Metamáficas-ultramáficas a epidotização ocorre em fraturas e por substituição de piroxênios junto à formação de actinolita. Em camadas quartzo feldspáticas a epidotização se justapõe a processos de alteração sericítica em plagioclásio, e está associada a quartzo, rutilo e clorita de origem hidrotermal (**Figs. 28C, 28D, 28E, 28F**). Calcita produto de carbonatação aparece preenchendo fraturas, em cristais associados a quartzo hidrotermal o de forma intersticial em camadas pelíticas.

Uralitização afeta as metamáficas-ultramáficas gerando actinolita em bordas de piroxênios (**Fig. 29**), como bordas de reação devido a mudanças nas condições físico-químicas durante o metassomatismo exibindo texturas coroníticas.

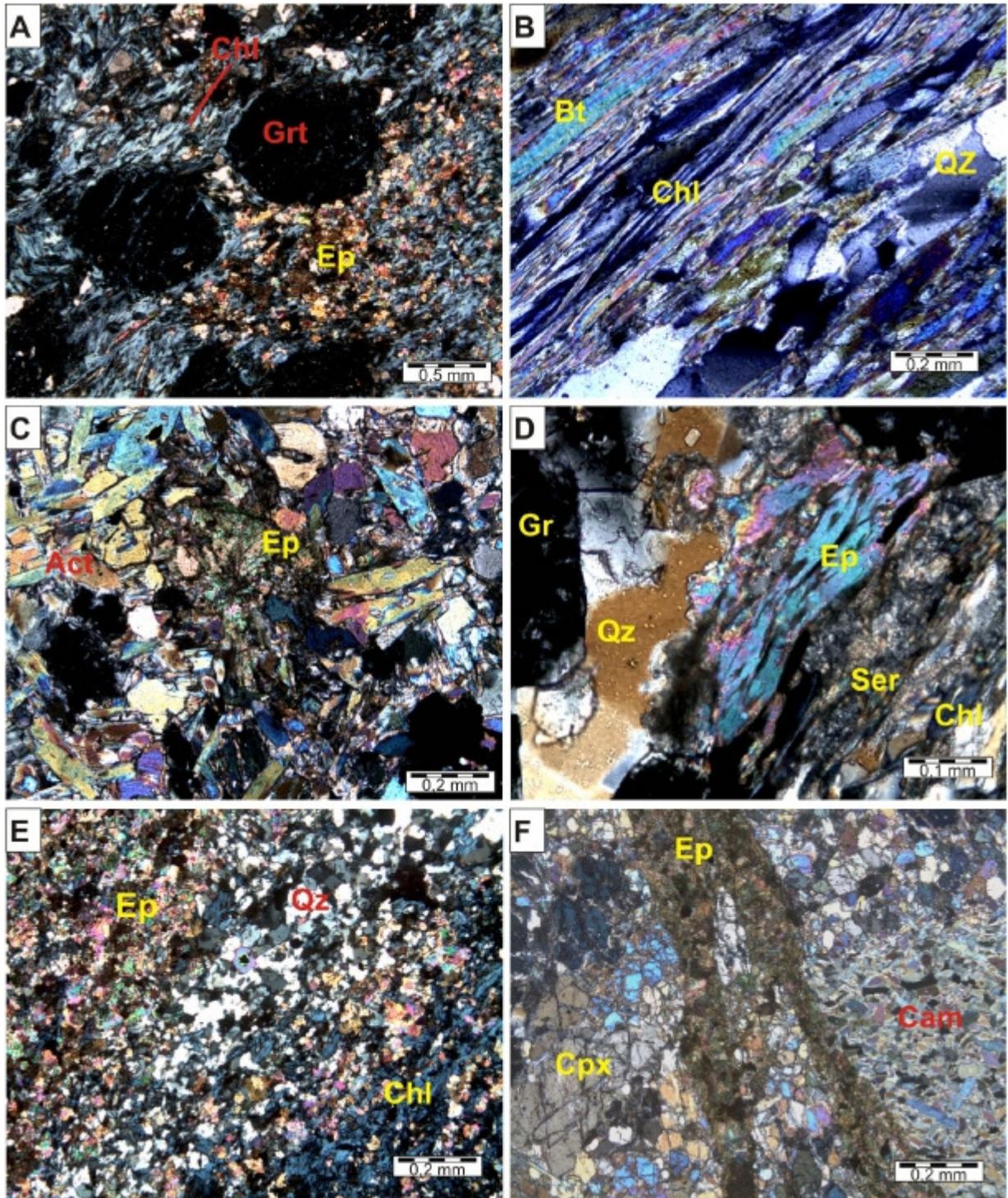


Figura 28 - Efeitos de alteração hidrotermal. A) Agregados de clorita (Chl) contornando cristais de granada (Grt) e preenchendo fraturas. Cloritização. Lâmina FSN-116-550. B) Biotita com efeitos de cloritização. FSN-100-299. C) substituição de anfibólio e piroxênios por epidoto e actinolita. Lâmina FSN-116-559. D) Minerais de alteração hidrotermal (epidoto, sericita e clorita) substituindo minerais seguindo a xistosidade. FSN-100-345. E) Agregados cristalinos de epidoto, associados com agregados cristalinos de quartzo e clorita na lâmina FSN-116-550. F) Veio de epidoto que corta o litotipo de metamáficas-ultramáficas. FSN-116-559. Todas com Luz transmitida e nicóis cruzados.

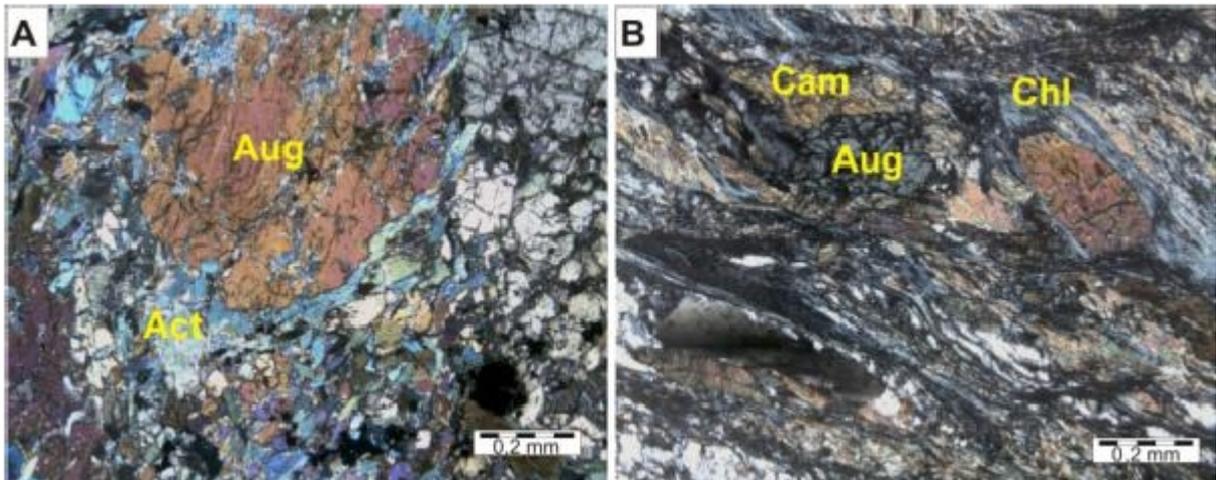


Figura 29 - Ilustrações de Uralitização. A) Cristal de augita (Aug) com bordas alteradas a actinolita (Act) em um processo de uralitização nas metamáficas-ultramáficas. Lâmina FSN-116-559. B) Cristal de augita, associado com clorita (Chl) e quartzo deformado, que está sendo alterado a um clino-anfibólio sem identificar. FSN-109-214A. Luz transmitida. Nicóis cruzados.

No depósito aurífero Satinoco a porcentagem de sulfetos encontra-se entre 3 e 5% da rocha total e está constituída principalmente por pirrotita (Fe_{1-x}S) com uma porcentagem de 35% do total de sulfetos, pirita (FeS_2) 30% e arsenopirita (FeAsS) com porcentagem de 20%, enquanto a porcentagem restante esta constituída por calcopirita (FeCuS_2), esfalerita ($(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$), pentlandita ($(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$), galena (PbS), rutilo (TiO_2) e ilmenita (FeTiO_3).

O ouro não foi observado nas análises minerográficas, mas foi detectado nas análises EDX no MEV. Análises petrográficas permitiram a caracterização de pelo menos duas paragêneses de ocorrência de sulfetos nas rochas estudadas. A primeira paragênese está relacionada às zonas silicificadas com quartzo cinza, acompanhado de pirrotita \pm pirita \pm arsenopirita \pm galena \pm esfalerita \pm pentlandita \pm calcopirita disseminado e em veios de quartzo. A segunda paragênese do minério esta constituída por pirita \pm pirrotita \pm arsenopirita \pm OURO, associados a veios de quartzo, veios de calcita, epidoto e clorita que cortam e modificam as estruturas que contem a primeira geração de sulfetos no minério.

A pirrotita se apresenta como mineral mais abundante no minério da primeira geração (**Fig. 30**) e ocorre: a) como agregados policristalinos irregulares formando camadas finas contínuas, na rocha encaixante, por vezes deformados em *boudins*, orientados paralelos à foliação principal S_n . Este sulfeto de ferro pode apresentar textura flame dada pela exsolução de pentlandita. b) no limite entre a rocha encaixante e os veios de quartzo, forma massas policristalinas de pirrotita com diminuição de tamanho à medida que se afasta do limite em direção da rocha encaixante. Quando em veios de carbonato, a pirrotita de segunda geração ocorre em cristais isolados de até 250 μm .

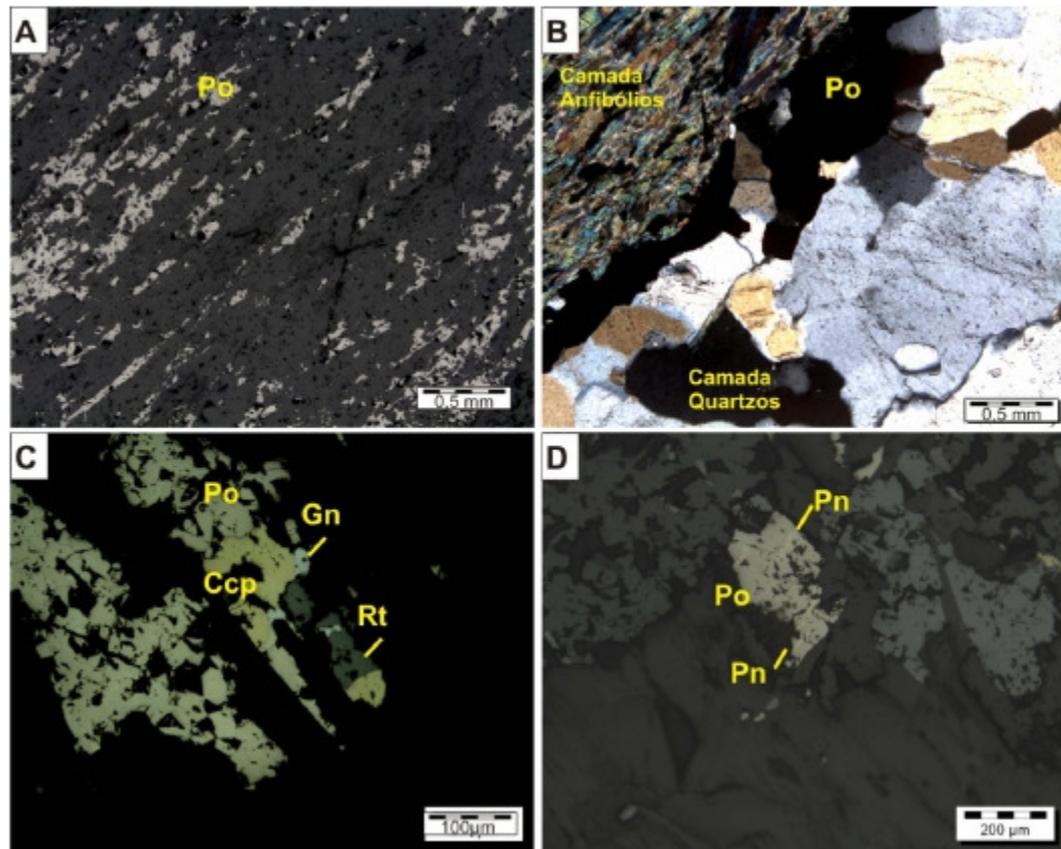


Figura 30 - Texturas das pirrotitas (Po). A) Cristais de Po alongados e paralelos à foliação principal, luz refletida na lâmina FSN-109-220. B) Po como agregado cristalino no limite dos veios de quartzo. Amostra FSN-109-220. Luz transmitida, nicóis cruzados. C) Intercrescimento simples de Po e Ccp, Rt e Gn e de Po com Sp. Pirrotita da primeira geração. Lâmina FSN-111-279. Luz refletida. D) Exsolução de pentlandita (Pn) em Po com intercrescimento tipo flame. Luz refletida, na lâmina FSN-116-559.

Os cristais de pirita da primeira geração apresentam formas euedrais a anedrais intercrescidas com pirrotita, calcopirita e galena, forma camadas de sulfetos em arranjo paralelo à foliação S_n . Apresenta superfícies límpidas e bordas retas. Quando em veios de calcita, pirita de segunda geração, ocorre em agregados cristalinos associados a epidoto, clorita e rutilo. Esses veios são localmente direcionados para os planos de foliação S_n , por vezes exibem texturas cataclásticas que incluem fragmentos de minerais isolados e fragmentos de rocha encaixante (**Fig.31**).

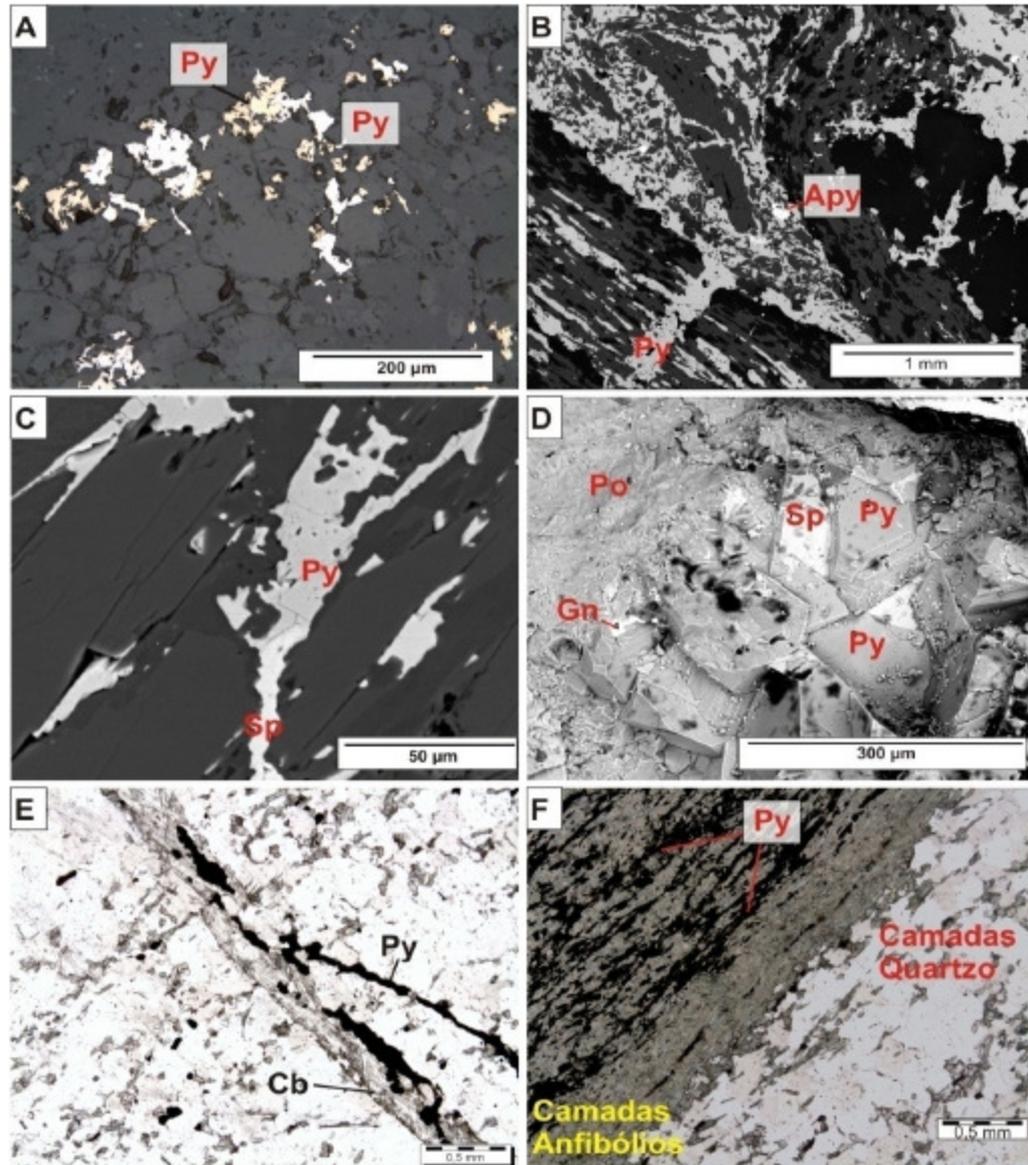


Figura 31 - Texturas das piratas (Py). A) Paragênese Py e calcopirita em intercrescimento simples na amostra FSN-116-559. Luz refletida. B) Agregado de Py anedral e fragmento de rocha hospedeira em matriz em zona de brecha com cristais de arsenopirita (Apy) imersos. Lâmina FSN-109-220B. Luz refletida. C) Intercrescimento simples entre Py e esfalerita alojada em interstícios da foliação S_n . MEV. D) Paragênese de $Py \pm Sp \pm Gn$ posteriormente a Po da primeira geração em fragmento de rocha da amostra AZ-28. E) Veio de carbonato (Cb) associado a veios de pirita, mostrando que a mineralização é epigenética FSN-109-220B. Luz transmitida, nicóes paralelos. F) Py e Po dispostos à paralela à foliação principal na rocha encaixante na amostra FSN-109-220B. Luz transmitida, nicóes cruzados.

A arsenopirita apresenta-se em cristais < 3 mm com formas euedrais a subedrais, isolados e associados a pirita e pirrotita em zonas silicificadas, seguindo a orientação dos sulfetos da geração 1 (**Fig. 32**). Arsenopirita ocorre em cristais com evidências de crescimento em vários estágios, sugerida pela presença de gotículas de um mineral escuro não identificado ocupando a parte central do cristal eudral, junto com cristais anedrais de pirrotita da primeira geração.

Nos cristais de arsenopirita determinaram-se fraturas derivadas de deformação em regime rúptil posterior à mineralização de ouro. Em várias dessas fraturas há pequenos cristais de galena (**Fig. 32D**).

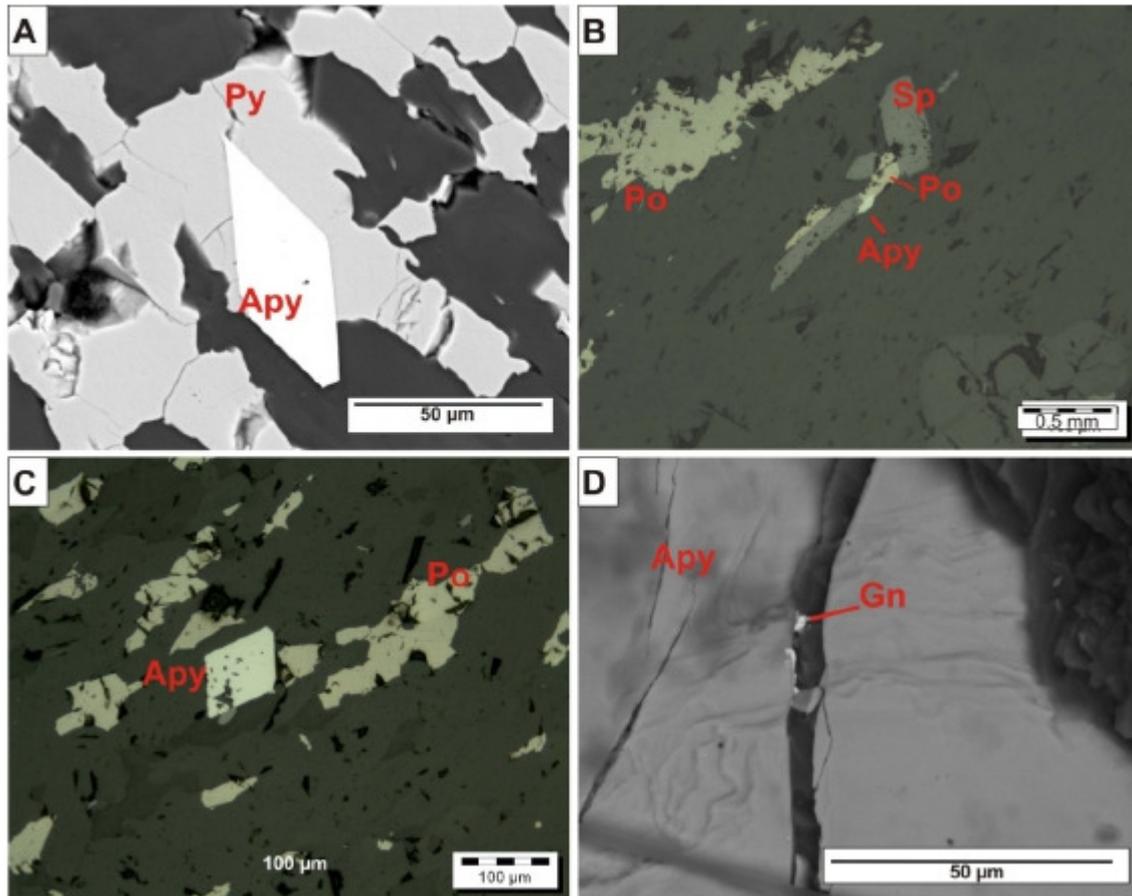


Figura 32- Relações temporais de ocorrência de arsenopirita e outros minerais de minério. A) Cristal eudral de arsenopirita2 (Apy) com intercrescimento penetrativo em pirita1 (Py). FSN-109-220B, Elétrons retroespalhados, MEV. B) Paragênese Po – Apy – Sp. Lâmina FSN-109-220. Luz refletida. C) Cristais de pirrotita (Po) e arsenopirita, mas não apresentam paragênese. Amostra FSN-109-214C. Luz refletida. D) Galena (Gn) preenchendo fraturas em arsenopirita2. Amostra AZ-28. Elétrons retroespalhados, MEV.

Cristais de ouro estão inclusos em arsenopirita2 (**Fig. 33**), com forma irregular e tamanhos de até 30 μm , o que os situa na faixa de ouro visível (Cabri *et al.* 1989). Em análises de microsonda eletrônica foi identificado ouro na estrutura de pirita e arsenopirita da geração dois (2). O ouro é principalmente de tipo nativo, com quantidades de prata < 25%, segundo análises EDX no MEV.

A calcopirita está associada com pirrotita, pirita, esfalerita e galena principalmente em uma relação de intercrescimento simples com formas anedrais a ameboides. O sulfeto de Zinco, esfalerita, apresenta-se em cristais anedrais, com tamanhos < 200 μm , geralmente em intercrescimento simples com a pirrotita da geração 1 e com piritas das gerações 1 e 2, na última como inclusão. Óxidos de ferro e titânio estão inclusos em granadas, como cristais eudrais de hábito acicular a prismático, dispostos paralelos à foliação S_n .

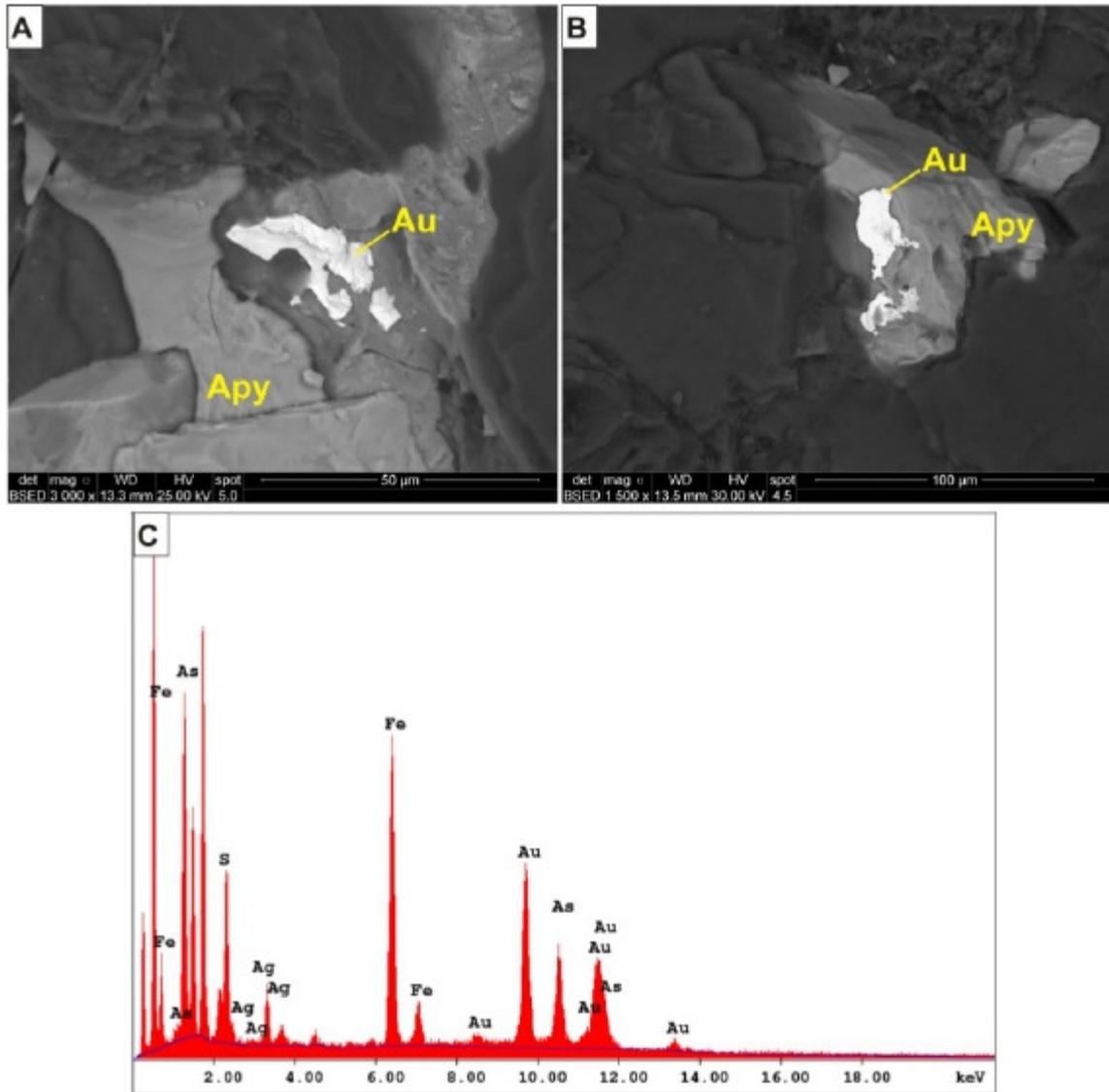


Figura 33 - Ouro (Au) intercrescido com arsenopirita. A-B) A forma dos cristais de ouro é irregular dentro da arsenopirita; Imagem de elétrons retro espalhados em MEV. C) Difratoograma de cristal de ouro por análise EDX. Observa-se a presença de Fe, S e As, a qual é devida a proximidade da arsenopirita. Amostra AZ-28.

6 QUÍMICA MINERAL

A análise de química mineral visa determinar as variações composicionais existentes entre algumas fases minerais, possibilitando o cálculo das condições físicas do meio nas que ocorreu a ocupação dos sítios catiônicos em cada estrutura cristalina. A definição das características composicionais e mineralógicas em minerais cristalizados ou recristalizados durante o metamorfismo permite o cálculo dos parâmetros de pressão e temperatura atuantes durante este processo geológico. Para isso se utilizam métodos adequados de cálculo de pressão e temperatura das condições nas que determinadas relações entre fases minerais de uma sequência paragenética foram geradas (Spear & Peacock, 1989; Spear 1993). Para alcançar este propósito a seleção de minerais e cristais para análises de química mineral (microsonda eletrônica) em cada litotipo foi baseada na caracterização petrográfica e minerográfica. Piroxênios, anfibólios e feldspatos, sugerem representar um estado relíquiar do protólito. Granadas foram interpretados como minerais formados durante o metamorfismo progrado e no pico metamórfico. Cloritas parecem ter sido formadas em condições de retro metamorfismo. Sulfetos são minerais formados durante a percolação de fluidos hidrotermais. No grupo dos sulfetos procurava-se também a ocorrência de ouro “invisível” incorporado na estrutura.

6.1 RESULTADOS ANALÍTICOS

Todos os resultados analíticos de microsonda eletrônica, assim como os cálculos matemáticos representativos do tratamento dos mesmos são apresentados no Apêndice B. Para melhor compreensão foram separados por espécie mineral em tabelas resumidas que contém os macros aplicados.

6.1.1 Piroxênios

Para o grupo de piroxênio obtiveram-se 48 resultados pontuais em amostras de metapiroxenito do topo do litotipo metamáficas-ultramáficas (Furo de sondagem FSN-116). A fórmula estrutural deste grupo é $(M2)(M1)T_2O_6$, com duas posições tetraédricas em T, as quais são preenchidas por Si, Al e Fe^{3+} . O restante de Al e Fe^{3+} , assim como Ti, Mg e Fe^{2+} preenchem os locais em M1, enquanto que Na, Ca Mn, Fe e Mg, ocupam as vagas na posição M2, e o número de aníons com base a seis (6) oxigênios (Spear, 1993). Morimoto (1988) baseado na distribuição do cátion que ocupa a posição M2 na estrutura cristalina divide os piroxênios em 4 (quatro) subgrupos químicos principais, assim: Ca-Mg-Fe, cálcicos-sódicos (Ca-Na), sódicos (Na) e os denominados “outros” piroxênios.

Para os piroxênios os resultados mostram ^{IV}Al com valores até 0,458 *apuf* (átomos por unidade de fórmula), ^{VI}Al entre 0,01 e 0,923 *apuf*. O Mg e o Fe^{+2} variam entre 0,049 a 0,554 *apuf* e 0,441 até 0,568 *apuf*, respectivamente. O Ca varia de 0,097 a 1,008 *apuf*, e a razão de $Fe/(Fe+Mg)$ de 0,440 até 0,590 *apuf*. Em Satinoco os piroxênios encontram-se no subgrupo Ca-Mg-Fe, (Figs. 34A, 34B), do diagrama de classificação Q-J (Morimoto, 1989), exibindo variações restritas de composição entre $Wo_{48}En_{20}Fs_{24}$ - $Wo_{51}En_{27}Fs_{29}$; (Figs. 34C, 34D). Para determinar esses parâmetros, se recalcularam as proporções catiônicas nos termos da porcentagem de $CaSiO_3$ (Wollastonita, Wo), $MgSiO_3$ (Enstatita, En) e $FeSiO_3$ (Ferrossilita, Fs), que correspondem aos vértices do diagrama triangular de classificação dos piroxênios de Ca-Mg-Fe (Morimoto, 1989), onde os resultados se agrupam no campo Diopsídio - Hedenbergita, com tendência para a hedenbergita.

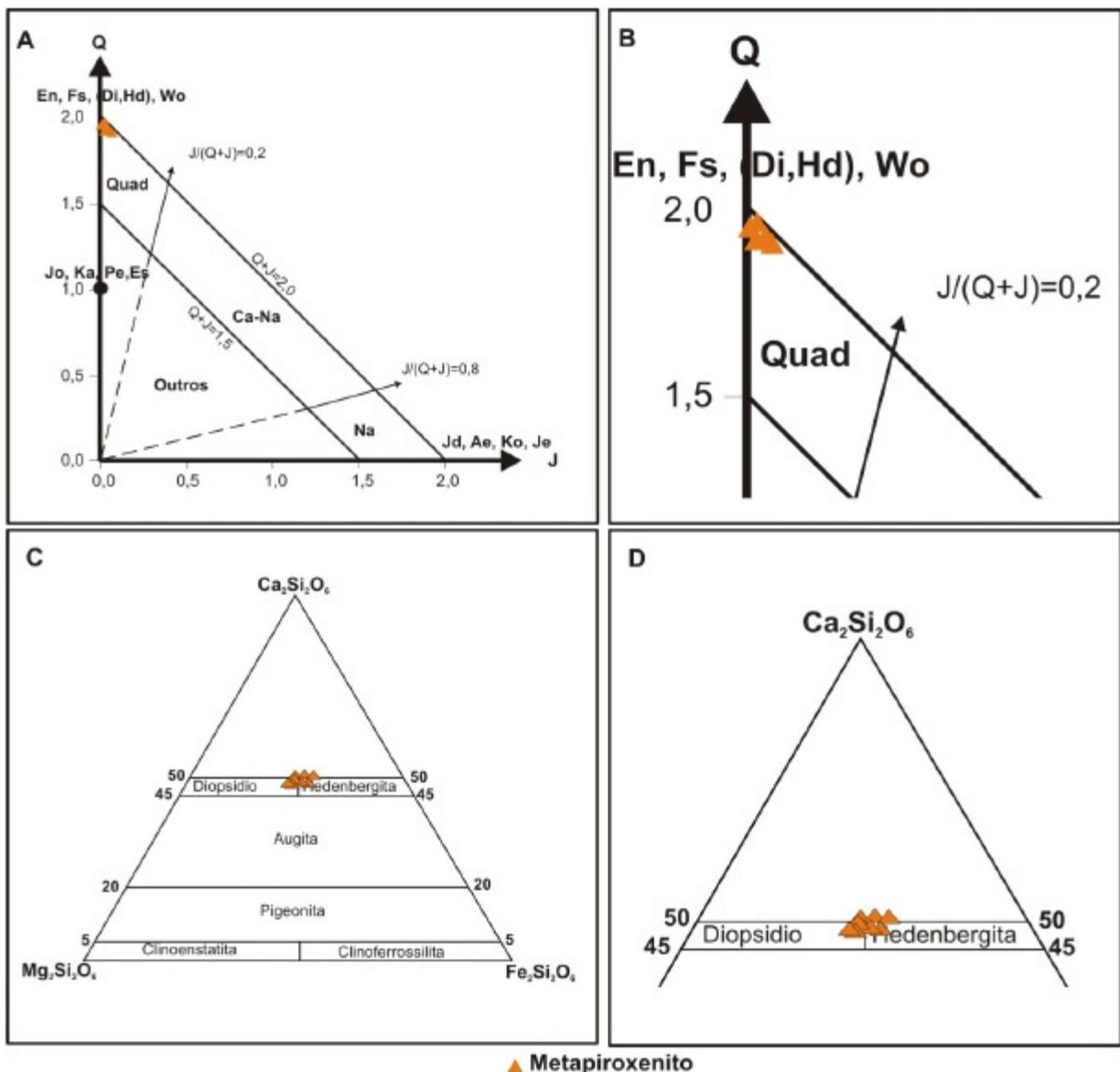


Figura 34 - Diagramas de classificação do grupo dos piroxênios do litotipo Metamáficas-ultramáficas. A) Localização no diagrama Q-J para os dois grupos de piroxênios analisados no metapiroxenito. Todas elas ocorrem no campo Quad, correspondente aos piroxênios Ca-Mg-Fe. B) Detalhe do campo Quad no diagrama Q-J. C) Classificação dos piroxênios encontrados em Satinoco no diagrama triangular para os piroxênios de Ca-

Mg-Fe. Baseados em Morimoto (1989). D) Detalhe de (C) dos campo Diopsídio – Hedenbergita no diagrama para os piroxênios de Ca-Mg-Fe.

Em piroxênios o coeficiente de correlação negativa forte ($r = -0,93$) entre ^{IV}Al e Si (**Fig. 35B**), enquanto que a substituição entre Mg e Fe^{2+} (**Fig. 35A**) é negativo forte ($r = -0,96$).

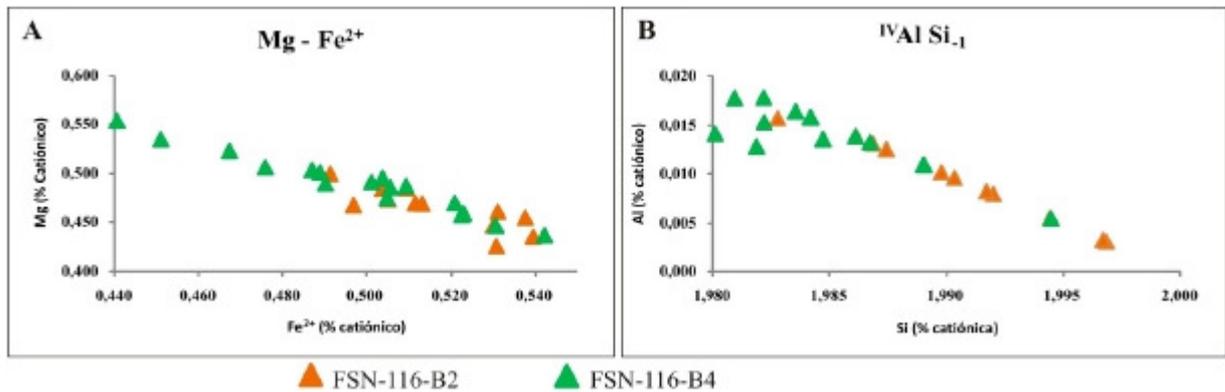


Figura 35 - Diagramas de correlação negativa forte nos piroxênios do litotipo metamáficas-ultramáficas, em dois campos da lâmina FSN-116-559 (metamáficas-ultramáficas). A) Vetor de substituição Mg – Fe²⁺ B) correlação que mostra substituição ^{IV}Al Si₋₁.

6.1.2 Anfibólios

Para a caracterização química dos diferentes tipos de anfibólio identificados nas rochas metavulcanossedimentares e metamáficas-ultramáficas, foram selecionadas três (3) lâminas delgadas polidas (sondagens FSN-100, FSN-111e FSN-116), nelas se obtiveram um total de 48 análises, algumas dessas configurando perfis longitudinais.

A formula estrutural geral dos anfibólios é $AB_{2VI}C_{5IV}T_8O_{22}(OH, F, Cl)$. T é preenchido com Si, Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+} , nesta ordem. O espaço C é ocupado pelo excesso de Al, Cr, Ti, Fe^{3+} , e na sequencia inclui Mg, Fe^{2+} e Mn. Os espaços em B são preenchidos pelo excedente de Fe, Mn e Mg e o faltante será completado por Ca, Na e Li. K, o restante de Na ocupará os espaços na posição A segundo a estrutura de Leake *et al.* (1997). Empregaram-se 23 O para o cálculo da formula química dos anfibólios. O grupo do anfibólio é dividido em quatro (4) subgrupos principais, segundo a ocupação catiônica, assim: Ferro-magnesianos Mg-Fe-Mn-Li, cálcicos, sódico-cálcicos, e sódicos. As proporções catiônicas foram calculadas com base no fator de Droop (1987), para anfibólios cálcicos definidos por petrografia, foi assumindo 15 cátions, excluindo Na e K e, para anfibólios ferromagnesianos, o cálculo considerou 13 cátions (excluindo Ca, Na e K), adequado para a coexistência de anfibólios Fe-Mg e cálcicos. A ocupação de sítios catiônicos permitiu definir que os anfibólios se encontram em dois subgrupos: 1) grupo de anfibólios de Mg-Fe-Mn- Li: (excessos de

Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Li) B ≥ 1, e ii) (Ca+Na)B < 1, e, 2) grupo de anfibólios de composição cálcica com (Na+K)_A < 0.5 e CaB ≥ 1.50 e CaA < 0.50 (Fig. 36).

Os resultados obtidos pela química mineral mostram um primeiro grupo da série Grunerita-Cummingtonita, os quais, por análises petrográficas, correspondem aos anfibólios mais abundantes nas rochas hospedeiras da jazida mineral em Satinoco. A grunerita apresenta variações da razão Mg/(Mg⁺ + Fe²⁺) entre 0,37 e 0,46. O Si varia entre 7,82 e 7,91 *apuf* e o Al apresenta valores de 0,038 *apuf* a 0,050 *apuf*. O Ca nos anfibólios desta série varia entre 0,026 *apuf* e 0,1 *apuf*, enquanto que o Na apresenta um valor máximo de 0,026 *apuf*.

Nos anfibólios cálcicos foram caracterizados três membros principais: Ferro-Tschermakita, Ferro-Hornblenda e Ferro-Actinolita, embora alguns dados se apresentem espalhados nos campos da Tschermakita, Magnésio-Hornblenda e Actinolita (Fig 36). A razão Mg/(Mg⁺+Fe²⁺) nesses três principais membros, varia entre 0,360 e 0,620. No subgrupo das Gruneritas, o conteúdo de Si varia entre 5,69 e 7,90 *apuf*. O conteúdo de Al encontra-se no intervalo de 0,038 a 3,72 *apuf*. O Ca na posição B na estrutura deste subgrupo de anfibólios varia entre 1,01 e 2,11 *apuf*, enquanto que o Na encontra-se entre 0,01 e 0,399 *apuf*. O valor máximo do potássio é 0,168 *apuf*, ocupando o sitio catiônico A.

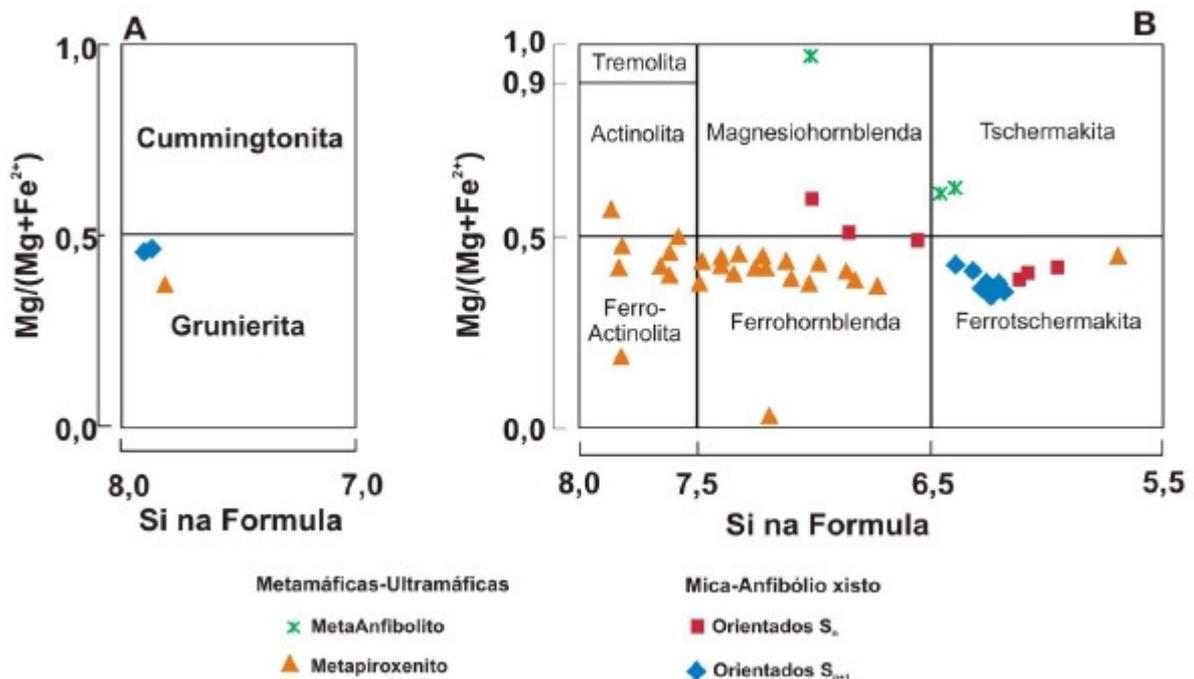


Figura 36 - Diagrama de classificação dos anfibólios segundo o litotipo. A) Anfibólios Mg-Fe-Mn- Li no sistema monoclinico. B) Anfibólios cálcicos com Ca_A < 0,50. Baseado de Leake *et al.* (1997).

A composição do perfil longitudinal realizado em um dos anfibólios exibe zoneamento químico, possivelmente por crescimento, onde o anfibólio, de composição Ferro-Tschermakita, apresenta bordas de composição Grunerita, com uma mudança brusca no conteúdo de Fe, Ca e Al para a borda (Fig. 37).

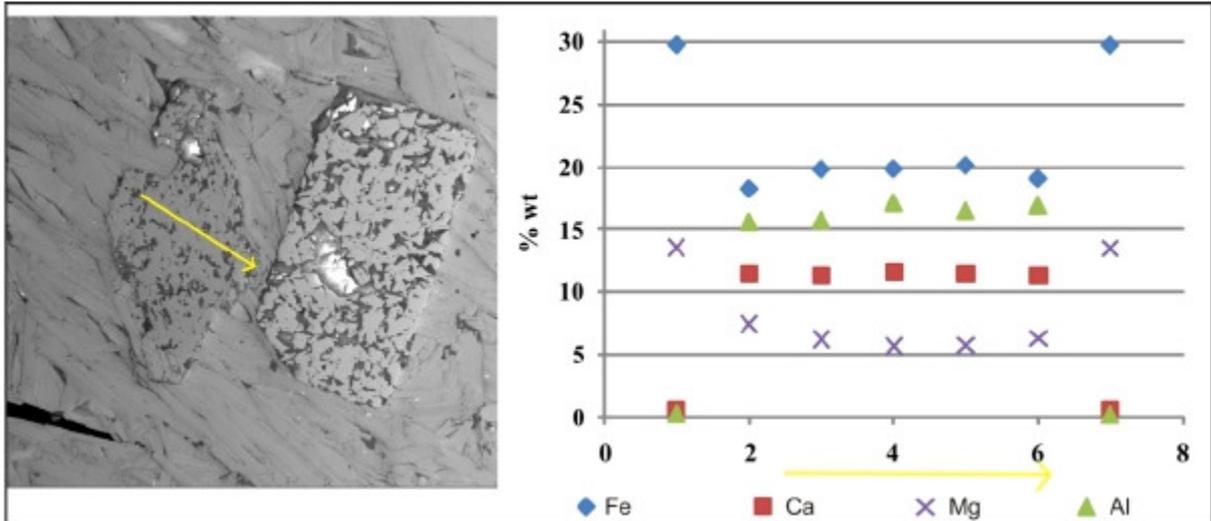


Figura 37 - Perfil de um cristal de Ferro-Tschermakita, que apresenta bordas de composição Grunerita. Note no gráfico a mudança na composição nas bordas. A seta amarela indica a sequência analítica no perfil. O outro cristal de porfiroblásto que se encontra na figura corresponde a uma granada, possivelmente como pseudomorfo de um aluminossilicato.

Análise estatística dos resultados da química mineral revelou que existe uma correlação negativa alta entre $^{IV}Al - Si$ (**Fig. 38A**) com $r = -0,99$ e o $Ti - Si$ ($r = -0,80$), enquanto que a correlação entre ^{IV}Al e ^{VI}Al (**Fig 38B**) mostra-se positiva. Nos anfibólios analisados, tanto do litotipo mica-anfibólio xisto e no litotipo metamáficas-ultramáficas, o vetor de substituição $^{IV}Al \ ^{VI}Al \ Si_{-1} \ Mg_{-1}$ (*Mg-Tschermak*), encontra-se ilustrado na **Fig. 38C**. Substituição do tipo “Fe-Tschermak” é apresentada na **Fig. 38D** entre $Si + Fe^{2+}$ vs $^{IV}Al + ^{VI}Al$, com coeficiente de correlação $r = -0,88$, Correlações entre *Mg plus Fe* e ^{VI}Al (**Fig. 38E**), mostram uma tendência negativa moderada ($r = -0,6$). O litotipo mica-anfibólio xisto apresenta uma correlação negativa forte entre *Mg por Fe²⁺* ($r = -0,80$) (**Fig. 38F**).

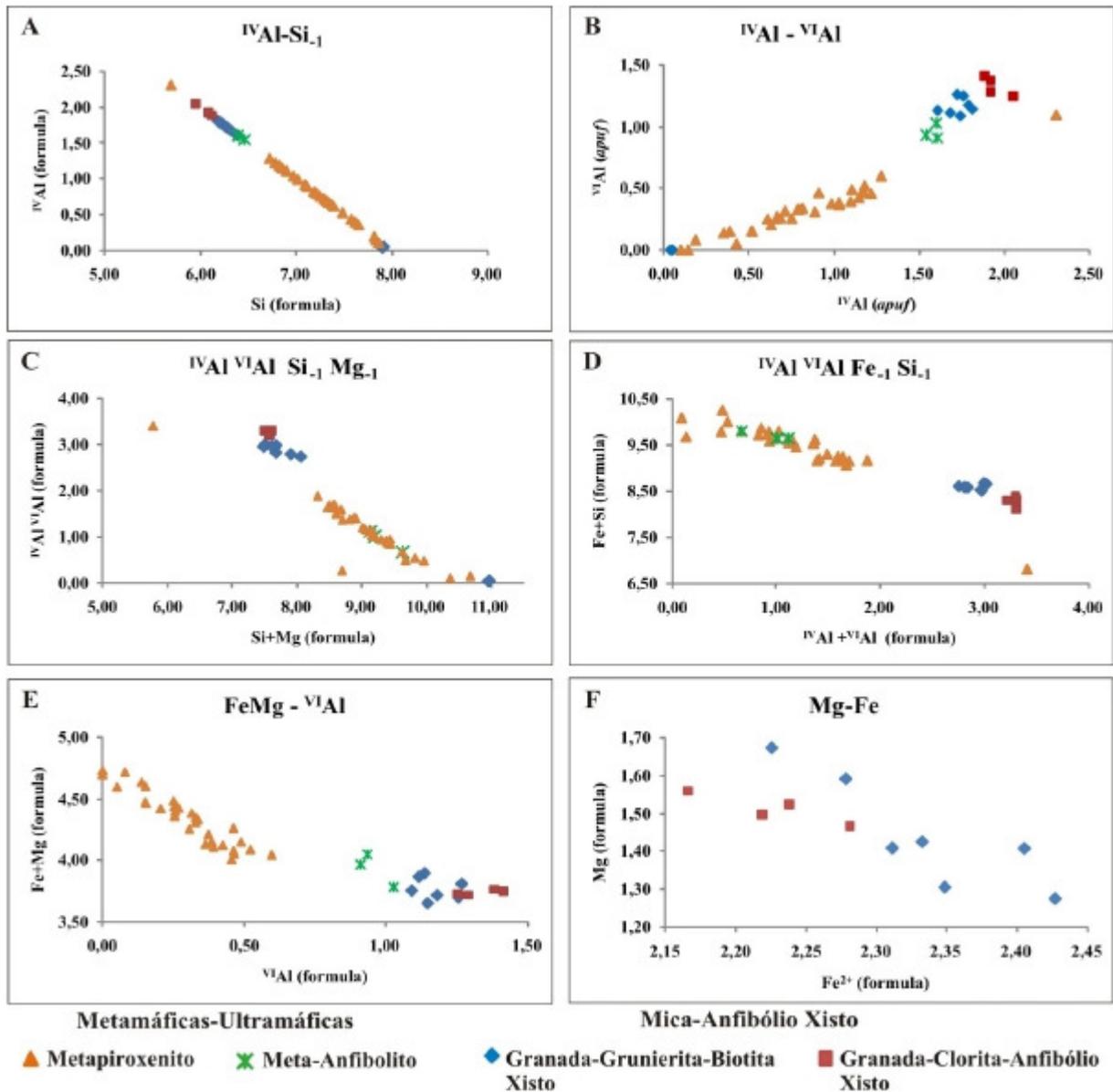


Figura 38 - Gráficos de correlação entre alguns elementos, para resultados analíticos em anfibólios. A.) Vetor de substituição $^{IV}Al Si_{-1}$ nos sítios tetraédricos. B) Correlação positiva entre ^{IV}Al e ^{VI}Al . C) Substituição do tipo *Mg-Tschermak*. D) Substituição *Fe-Tschermak*. E) Correlação de $Fe^{2+} + Mg$ e Al na posição octaédrica. F) Substituição entre Mg e Fe^{2+} nos anfibólios analisados nas lâminas FSN-11-279 e FSN-100-345.

6.1.3 Feldspatos

Os feldspatos foram caracterizados a partir de 8 cristais analisados (em sua grande maioria plagioclásios). Plagioclásios são agrupados em duas soluções binárias distintas (Deer *et al*, 1992), formando um sistema ternário, assim: i) solução de plagioclásios entre $NaAlSi_3O_8$ (albita) e $CaAl_2SiO_8$ (anortita), ii) solução de feldspatos alcalinos $NaAlSi_3O_8$ (albita) $KAlSi_3O_8$ (K-feldspato). Entre os membros do grupo dos plagioclásios vai existir uma relação de fase subsólida onde para que ocorra a troca de Na^+ por Ca^{2+} , deve também ocorrer substituição de Si^{4+} por Al^{3+} , com a finalidade de manter o equilíbrio entre as cargas entre os íons na estrutura. Estas trocas iônicas vão a modificar a estrutura do

plagioclásio devido a que a entrada do Al^{3+} muda a relação Al/Si no sitio catiônico tetraédrico (Spears, 1993). A substituição entre Na e K, na série sólida dos feldspatos alcalinos, ocorre de maneira simples, sem precisar da troca do Si, já que tanto Na como K apresentam cargas iônicas iguais.

Análises pontuais, principalmente em núcleos, permitem observar ampla variação na composição, com predomínio de K-feldspato e plagioclásio de tipo Andesina ($An_{32,4 - 34,5}$), embora se identifiquem valores de plagioclásio do tipo Anortita ($An_{>90}$), e Labradorita ($An_{59,2}$). O cálculo das formulas estruturais destes feldspatos foi realizado usando 32 oxigênios. A distribuição dos plagioclásios está relacionada aos minerais das paragêneses metamórfica segundo a variação de litotipos. Assim, os plagioclásios do tipo andesina-labradorita pertencem aos níveis com granadas e anfibólios cálcicos (Ferro-Tschermakita, Ferro-Hornblenda e Ferra-Actinolita) produto de alteração de minerais máficos. Os plagioclásios tipo anortita e labradorita estão associados com níveis mais milonitizados de metapelitos. Os resultados analíticos foram lançados no diagrama ternário Albita (Ab), Anortita (An) e Ortoclásio (Or), conforme as recomendações de Deer *et al.* (1992) para efeitos de classificação (**Fig 39**).

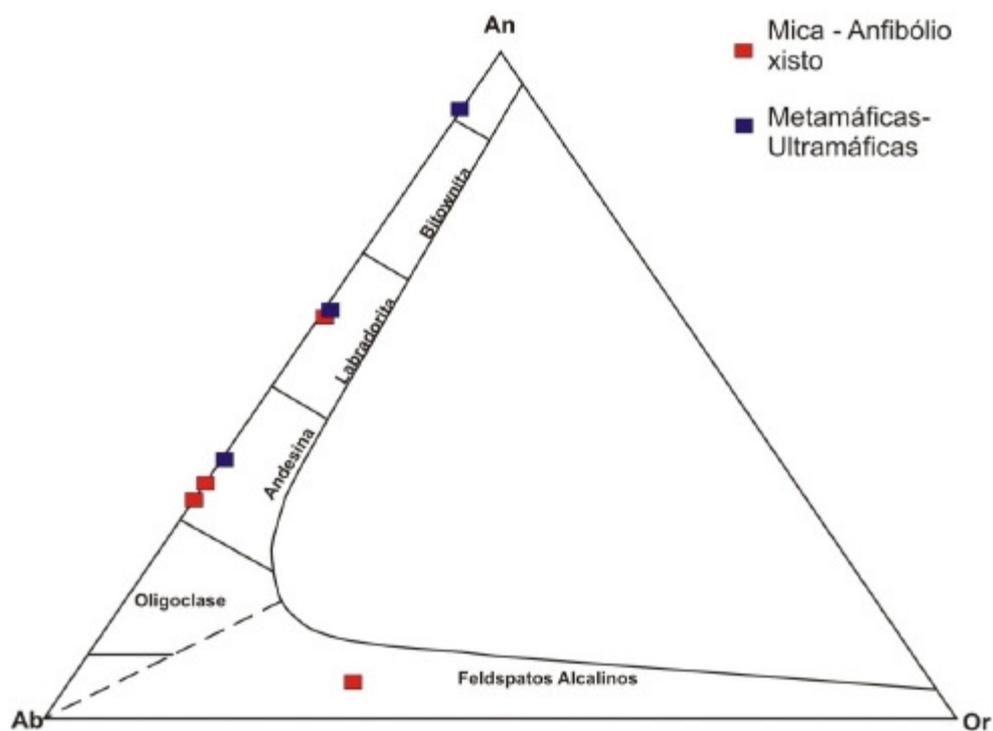


Figura 39 - Classificação dos feldspatos encontrados em Satinoco pelo litotipo. Conforme gráfico encontrada em Deer *et al.*, (1992).

O coeficiente de correlação (r), do vetor de substituição $Ca\ Al\ Si_{-1}Na_{-1}$ (**Fig. 40**), apresentando uma correlação negativa forte ($r = -0,96$).

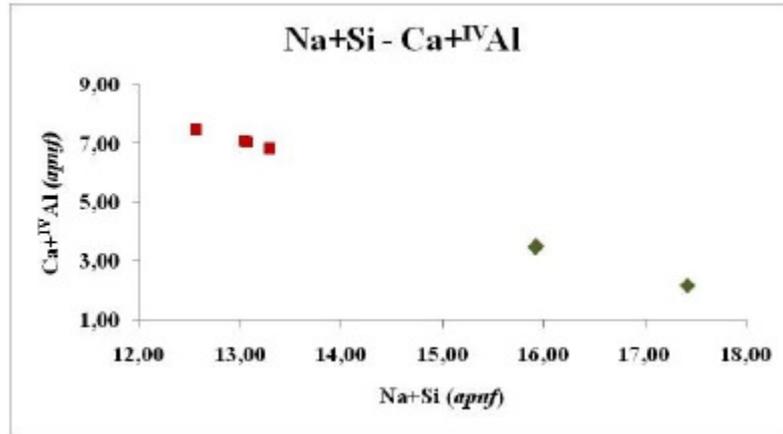


Figura 40 - Diagrama de correlação negativa forte entre as associações de elementos Na+Si e Ca+^{IV}Al, típico das substituições em plagioclásio.

6.1.4 Granada

Em granada foram obtidos 71 resultados analíticos pontuais distribuídos em 13 cristais (laminas de furos de sondagens FSN-109, FSN-100, FSN-111), para caracterizar a granada presente na zona da mineralização aurífera de Satinoco e verificar a variação na composição. Durante a fase de crescimento a granada incorpora composição característica do meio no qual está sendo desenvolvida. Mudanças em composição estão sempre em equilíbrio termodinâmico com os minerais da matriz durante o metamorfismo prógrado, de maneira que, as variações nas condições P-T podem ser calculadas a partir da composição química retida no cristal (em forma de zoneamento), sempre que esta não tenha sido re-homogeneizada internamente ou modificada por efeitos térmicos externos que gerem migração de elementos entre borda e interior do cristal.

A formula estrutural das granadas é $X_3Y_2Z_3O_{12}$, onde a posição X vai ser preenchida por Ca, Mn, Fe²⁺ e Mg. A posição Y incorpora Al, Fe³⁺ e Cr³⁺, enquanto que a posição Z é preenchida unicamente por Si (Spear, 1993). As granadas ocorrem como soluções sólidas, onde a variação na composição está dada, principalmente, pela substituição na posição X (Spear, 1993), para gerar quatro (4) membros finais assim: Almandina (Fe₂₊₃Al₂Si₃O₁₂), Piropo (Mg₃Al₂Si₃O₁₂), Grossulária (Ca₃Al₂Si₃O₁₂) e Espessartina (Mn₃Al₂Si₃O₁₂). Substituições de Al por Ti e Fe³⁺ podem formar a denominada Andradita, enquanto que troca de Al por Cr gera Uvarovita. Estes dois membros finais não ocorrem na zona de estudo. Os cálculos da formula estrutural das granadas se realizaram na base de 24 oxigênios.

O zoneamento das granadas ocorre em dois processos gerais de crescimento: i) Crescimento zonado é dado por causa da mudança de condição externa como mudanças nas condições de pressão e temperatura ou variações na composição da rocha e/ou componente fluido onde se forma a granada neste zoneamento não há modificação pós-crescimento da composição da granada. ii) no zoneamento

por difusão a modificação não implica aumento de tamanho do cristal, o que promove a difusão são mudanças nas condições externas, a modificação na composição pode ocorrer durante e após o crescimento do cristal (Spears, 1993). Em rochas de alto grau de metamorfismo o processo de difusão ocorre de forma mais ativa e rápida devido ao aumento da temperatura. Crescimento descontínuo, juntamente com alterações dependentes da temperatura e pressão na química da granada, causa padrões de zoneamento que são indicativos de diferentes graus de desequilíbrio na incorporação de elementos. Heterogeneidades químicas na matriz, em torno de porfiroblastos de granada, afetam o crescimento do cristal e induz descontinuidades na composição o que reflete variação de composição acentuada no padrão de zoneamento na granada (Konrad *et al*, 2005).

Mediante petrografia convencional considerando relações de textura interna e textura da matriz, se identificou granada sin a tardi cinemática. Para as análises químicas foram privilegiadas granadas com evidências tardi cinemáticas, com a finalidade de determinar a variação núcleo-borda e assim calcular as condições de pressão e temperatura do pico metamórfico. Assim, as granadas analisadas apresentavam-se como cristais isolados sem alteração, associadas às rochas ricas em anfibólio ou clorita.

A razão $Fe/(Fe+Mg)$, nos perfis composicionais dos cristais, exhibe um comportamento côncavo contrário ao de Alm e Prp, mas com uma inclinação muito baixa. Isso ocorre pela tendência a uma correlação positiva entre o conteúdo de Fe e Mg e evidencia também a composição das granadas que apresenta-se muito mais enriquecida em Fe que em Mg.

A análise química elementar nos diferentes cristais de granada permite classificar as granadas como do tipo almandina (Alm), com predomínio do componente X_{Alm} na sua estrutura, que varia entre 46,3% e 74,1%, apresentando proporções de fração molar X_{Sps} entre 4,2% e 33,0%, X_{Grs} de 7,7% a 27,7% e X_{Prp} entre 2,5% e 9,6%. A razão de $Fe/(Fe+Mg)$ é relativamente alta, com valores entre 0,89 e 0,95, assim a fórmula geral (formulas 9 e 10), calculada para as granadas em Satinoco foi:

$Alm_{74}Py_9Gro_{12}Sp_5$ para as bordas dos cristais.....

$Alm_{65}Py_8Gro_{18}Sp_9$ para os núcleos de cristais.

Perfis e mapas composicionais de um grupo de cristais de granadas, mostram aumento de X_{Alm} e X_{Prp} de centro para borda formando, enquanto X_{Grs} e X_{Sps} aumentam de borda para o centro (**Fig. 41**) o que comprova o caráter zonado das granadas analisadas. Nestas figuras pode-se observar uma forma típica de sino côncavo para cima, nas variações de X_{Alm} e X_{Prp} , sendo este mais marcado para Almandina, enquanto que para o piropo esta forma de sino é menos marcante. A forma dos sinos, nestas figuras, corresponde a um zoneamento prógrado.

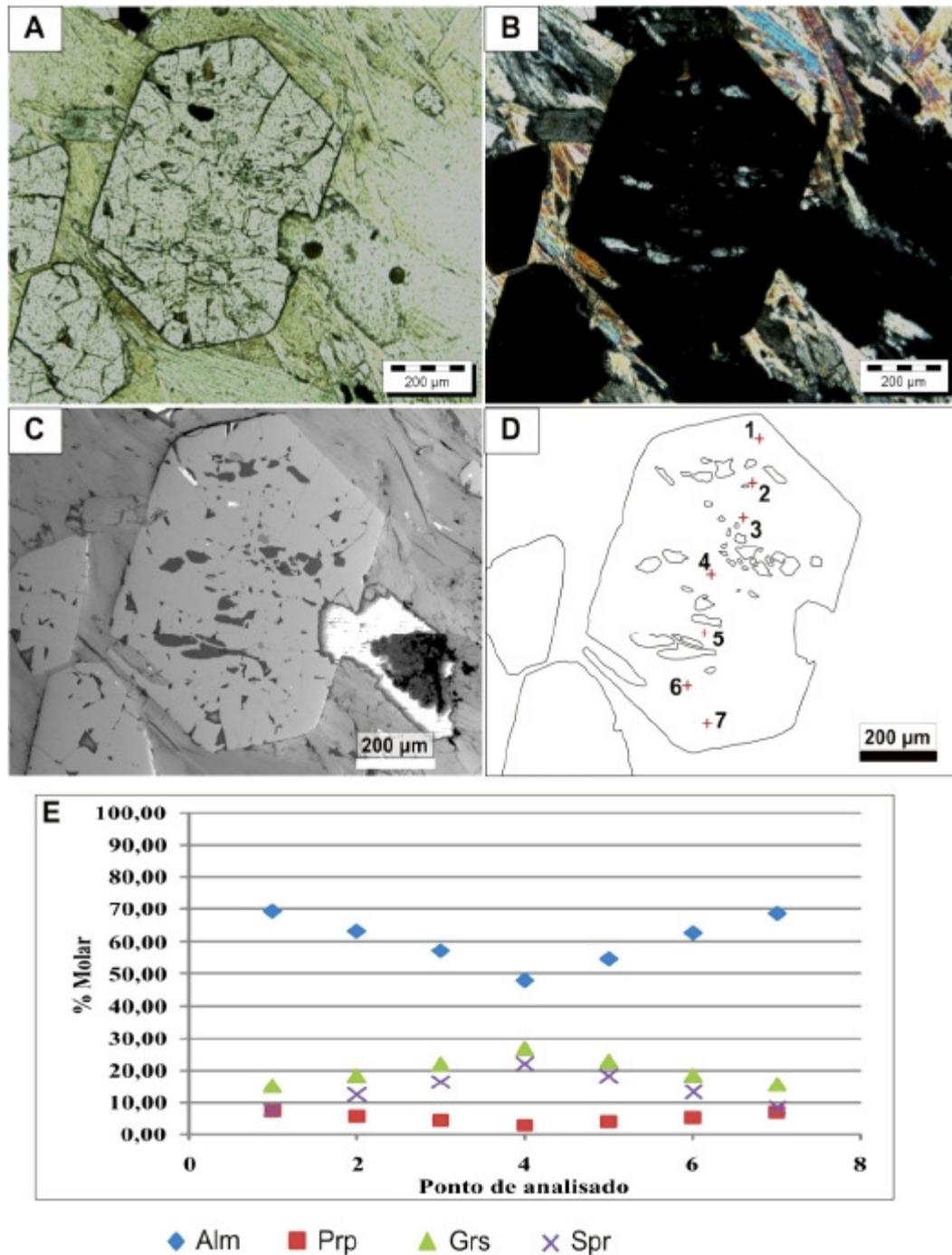


Figura 41 - Perfis em cristais de granada almandina que mostra variação gradativa na composição química borda – núcleo com predomínio do tipo almandina. A) Luz transmitida, nicóis paralelos. B) Luz transmitida, nicóis cruzados. C) Imagem de elétrons retroespalhados, MEV. D) Desenho do cristal de granada onde se mostram os pontos onde foram realizadas as análises. E) Perfil composicional. Note como X_{Alm} e X_{Prp} aumenta de centro para borda, enquanto X_{Grs} e X_{Spr} aumentas de borda para centro.

O outro grupo de granada, determinado pela química mineral, apresenta um zoneamento com duas coroas de crescimento assimétricas. Estes cristais apresentam no núcleo um empobrecimento de X_{Grs} com aumento de X_{Alm} ; enquanto o halo intermediário de crescimento é caracterizada por aumento no conteúdo de X_{Grs} e diminuição no conteúdo de X_{Alm} . Para a borda, progressivamente o cristal exibe uma faixa com aumento em Fe formando um halo externo de crescimento progressivo no cristal.. Em

geral o patrom do perfil composicional apresenta uma forma em zig – zag (**Fig. 42**) Neste perfil composicional, o conteúdo de X_{Prp} permanece constante com proporção menor a 10% dos componentes molares na granada, enquanto X_{Sprs} apresenta aumento gradativo de núcleo para borda, o qual contrasta com o comportamento de X_{Alm} e X_{Grs} , que apresenta mudanças fortes quando passa do núcleo para a primeira faixa de zoneamento. No perfil, os pontos quatro (4), cinco (5) e seis (6) exibem variação gradativa da porcentagem molar, (**Fig 42E**).

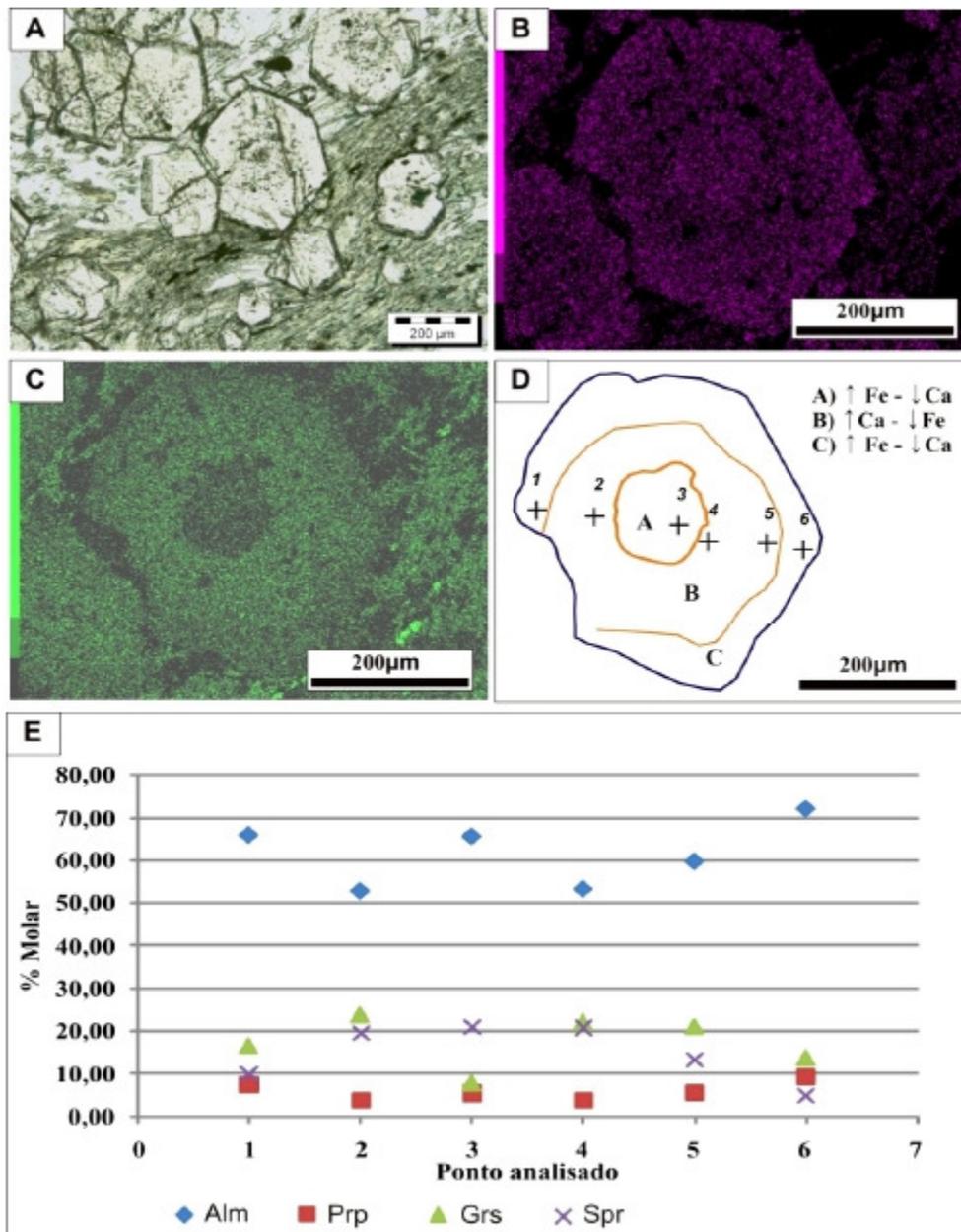


Figura 42 - Gráfica do zoneamento num cristal de Granada. A) Cristal de granada com textura helicítica para o centro e bordas relativamente limpas. Microscopia convencional. Nicóis Paralelos. B) e C) mapas composicionais de Fe e Ca, respectivamente, mostrando o zoneamento (linhas laranja). A linha azul é ao limite do cristal. Análise EDX, MEV. D) Desenho do cristal mostrando os pontos do perfil composicional e o zoneamento interpretado. As flechas para cima=aumento, para abaixo=diminuição. E) Perfil composicional Ponto analisado vs % molar dos componentes do cristal de granada.

Os resultados analíticos exibem coeficiente de correlação positiva fortemente ($r = 0,9$) entre os pares de íons Fe-Mg e positiva moderada entre Ca-Mn ($r = 0,5$). As correlações entre Mg+Fe e Ca+Mn, apresentam tendência negativa forte ($r = -0,9$) (**Fig. 43**). Correlação moderada entre Ti^{3+} e Fe^{2+} ($r = -0,58$).

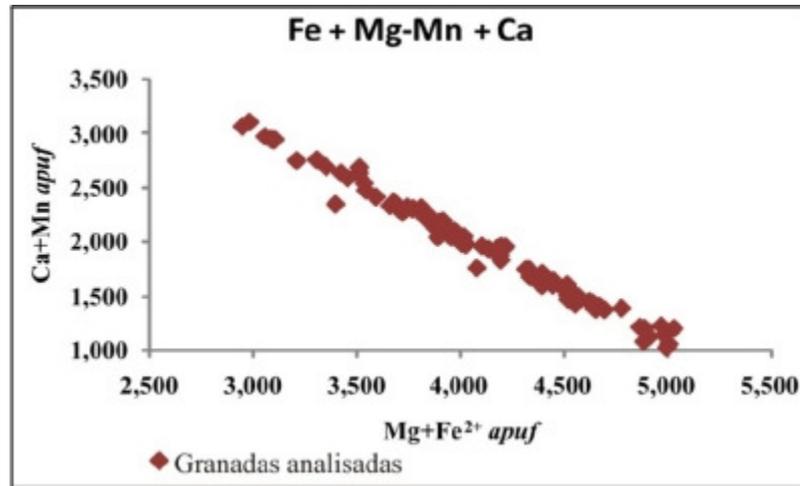


Figura 43 – Correlação negativa forte entre elementos bivalentes Fe, Mg, Ca e Mn, a partir de dados analíticos para granadas do depósito Satinoco.

6.1.5 Clorita

Obtiveram-se 11 resultados analíticos em cristais de clorita presentes em três lâminas pertencentes às rochas do litotipo mica-anfibólio xisto. Mediante caracterização petrográfica de texturas e relações minerais, a clorita no Alvo Satinoco foi identificada como resultante de processos de metassomatismo, ocorridos durante a fase de retrometamorfismo, e associada à alteração hidrotermal. Por características ópticas foi diferenciada clorita formada a partir da alteração de anfibólios, biotita, granada.

A clorita é um mineral de difícil classificação devido a sua variada composição química e complexidade na ocupação dos sítios catiônicos. Para Klein & Dutrow (2008), a clorita é um mineral triclinico ou monoclinico, onde uma camada octaédrica, encontra-se em médio de duas camadas tetraédricas (estrutura tipo t-o-t) cuja formula geral é: $A_{5-6} Z_4 O_{10} (OH)_8$, onde $A = Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Li, Mg, Mn, Ni$ e $Z = Si, Al, Fe^{3+}$. A classificação segundo Wiewióra & Weiss (1990), é baseada no sistema de projeção unificado de composição química que inclui as espécies, di-tri octaédrica e de octaédrica tri octaédrica. Para estes últimos autores a composição química da clorita é controlada pela formula cristaloquímica: $(R_{2+U} R_{3+Y} []_Z) (Si_{(4-X)} Al_X) O_{10} (OH)_8$, onde $U+Y+Z = 6$, $Z = (Y-X)/2$, com $R^{3+} =$ soma dos cátions trivalentes e quadrivalentes na posição octaédrica ($Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}$ e Ti^{4+}). $R^{2+} =$ soma dos cátions bivalentes na posição octaédrica ($Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$ e Ni^{2+}). O símbolo $[]$ corresponde ao número de vacâncias nos sítios octaédricos. Caritat *et al.* (1993), modificaram esta formula assim:

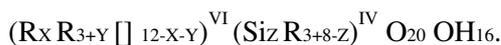
$(R_{2+U} R_{3+Y} [Z]) (Si_{(4-X)} Al_X) O_{10+W} (OH)_{8-W}$, com W geralmente igual a zero. Estes autores lançam os resultados analíticos em termos dos cátions maiores em diagrama cujos vértices correspondem ao Si, Al, Fe e Mg, formando um tetraedro.

Deer *et al*, (1992), apresentam cloritas com a seguinte composição química:



Onde $R^{2+} = Mg, Fe, Mn, Ni, Zn$; $R^{3+} = Al, Fe, Cr$; com x aproximadamente entre 1 e 3. A fórmula mineral se calcula com base em 28 oxigênios.

Zane & Weiss (1998), mencionam o fato de que os resultados químicos de microsonda eletrônica não distinguem entre o Fe^{2+} e Fe^{3+} , o que dificulta a classificação com precisão. Para solucionar este problema, consideram o Fe_{Total} das análises como Fe^{2+} , baseados em análises químicas de 154 amostras de clorita, as quais apresentavam na sua maioria, uma relação Fe^{2+}/Fe^{3+} muito alta. A partir disso simplificaram a classificação das cloritas e a fórmula normativa se calcula com base em 28 oxigênios, assim:



Onde $R = R^{2+}$ (soma dos cátions bivalentes) + Fe_{Total} , $R^{3+} =$ soma dos cátions trivalentes e quadrivalentes na posição octaédrica. Estes autores concluem que o aumento de Al na posição octaédrica, incrementa o número de sítios catiônicos vazios. $[] =$ Vacância nas posições octaédricas.

A divisão para a classificação de Zane & Weiss (1998), encontra-se baseada nos cátions Fe, Mg, Al e $[]$, que ocupam sítios octaédricos na estrutura cristalina e os cálculos são feitos em duas etapas, assim: 1) baseada no predomínio de R ou $R^{3+} + []$, tomando os valores dos cálculos de átomos por unidade de fórmula (*apuf*). Os dados são lançados em diagrama triangular com vértices Al + $[]$, Mg e Fe e posiciona nas arestas os membros finais segundo seu cátion dominante, assim: Clinocloro - Mg, Chamosita - Fe^{2+} (Bayley, 1980). 2) pelo cátion mais abundante nos locais octaédricos se determina o nome da clorita, assim, por exemplo, Clorita com altos valores de Mg será denominada Clorita-Mg. A maior diferença de esta classificação com respeito à classificação de Hey (1954) consiste em que Zane & Weiss (1998) empregam os cátions (Al, Fe e Mg) nos sítios octaédricos, enquanto Hey (1954) usa o Si na posição tetraédrica e se baseia nas características físicas da clorita. No presente trabalho se usam as duas classificações para entender o comportamento químico.

Clorita de cor cinza azulado (metamáficas-ultramáficas), com uma razão baixa (0,31 *apuf*) de $Fe/(Fe+Mg)$, e clorita de cor violeta e azul “berlim” (mica-anfibólio xisto) apresenta razão $Fe/(Fe+Mg)$ próxima de 0,51 *apuf*. Os conteúdos de Si variam entre 5,28 e 5,88 *apuf*, os de ${}^{IV}Al$ entre 2,12 e 2,72 *apuf*, ${}^{VI}Al$ encontra-se entre 0,12 e 2,68 *apuf* e os de Mg entre 4,42 a 6,42 *apuf*. Os

resultados obtidos foram lançados no diagrama de Hey, (1954) concentrados no campo da Picnoclorita e duas amostras dispersas nos campos da ripidolita. (**Fig. 44**).

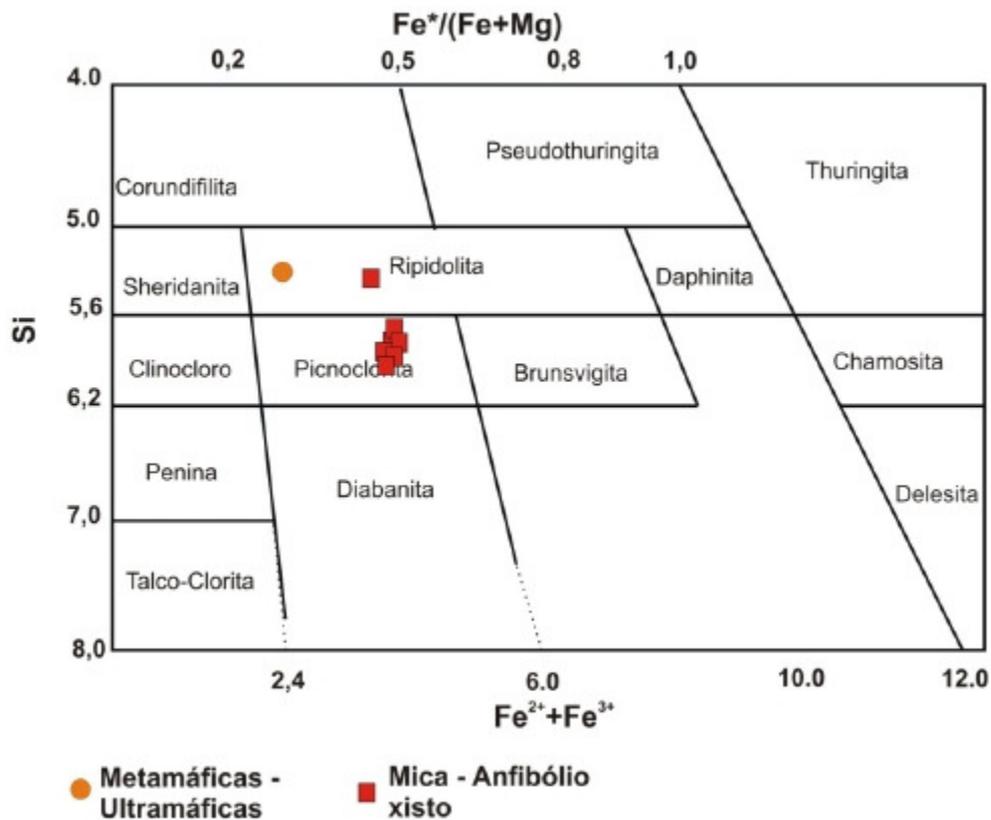


Figura 44 - Classificação das cloritas analisadas do Depósito Satinoco, no diagrama de Hey (1954).

Segundo a classificação de Zane & Weiss (1998), a clorita em Satinoco é tri-octaédra, com a exceção do cristal de clorita da lâmina vmm-2 o qual corresponde a uma clorita tri-dioctaédra ($[] = 2,60$). No diagrama triangular Fe-Mg-Al+[$]$, os cristais de clorita analisados se agrupam no campo das Tipo I (**Fig. 45**), e a grande maioria encontram-se no limite entre clorita-Mg e clorita-Fe, a clorita na lâmina vmm-2, corresponde a clorita-Mg.

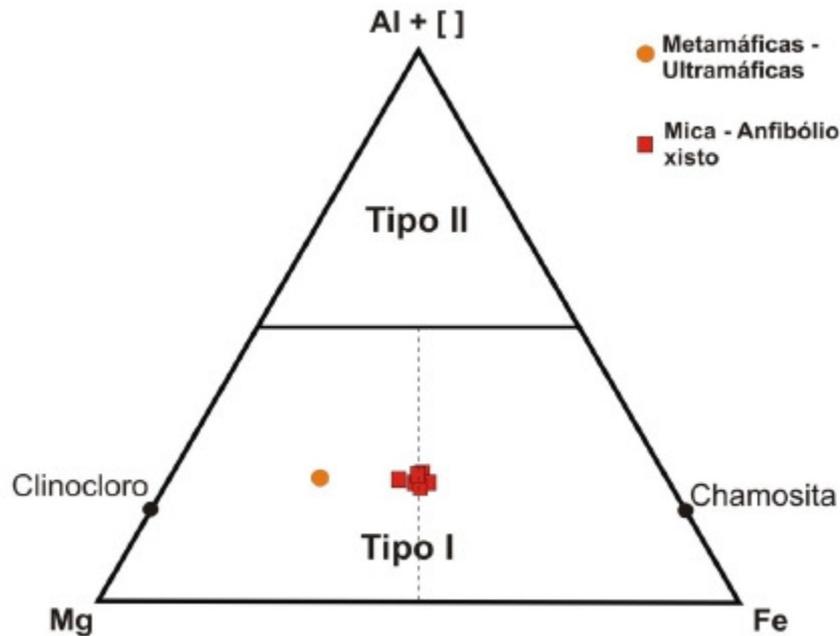


Figura 45 - Diagrama de classificação triangular para clorita definido por Zane & Weiss (1998). Nas arestas os extremos ricos em Fe, Mg e Al + [] (vacância). A linha segmentada representa 0,5 na razão Fe/(Fe+Mg) das cloritas.

6.1.6 Sulfetos

Obtiveram-se 80 resultados analíticos pontuais em cinco laminas representativas da composição da jazida mineral em Satinoco. Os elementos analisados foram: S, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ni, Sb, Te, W, Co, Ag, Au, Pd e Mo. Foram selecionados cristais de pirrotita, pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, galena e identificadas quantidades traços de ouro. A continuação se realiza a caracterização da composição química dos minerais analisados.

O sulfeto mais abundante da jazida mineral em Satinoco é a Pirrotita que conta com 23 resultados analíticos pontuais distribuídos em três lâminas. Para este sulfeto o conteúdo de Fe varia entre 59,09% a 62,68 % wt, e o enxofre entre 38,25% e 39,64% wt. Ocorrem concentrações de elementos traço em quantidades máximas, assim: Ni 0,6 %, , Pb 0,19 %, Co 0,13 %, e Zn 0,06% wt. Dois resultados analíticos apresentam ocorrência de ouro na sua estrutura mineral com 600 ppm e 100 ppm, e 7 cristais indicaram conteúdo de Ag, num máximo de 400 ppm. Presença de exsoluções de Pentlandita em pirrotita, é explicada pela formação de duas fases cristalinas que incorporaram Ni na sua estrutura, geradas a partir da solução solida da pirrotita. Foi determinada na camada de granada-grunierita-biotita xisto, a existência de aumento no conteúdo de Ni (variando entre 0,15 e 0,61 % wt), com relação às análises na camada grunierita cummingtonita xisto, que apresenta valores máximos de 0,12 %wt, sendo esta última afetada por processos de cisalhamento. A correlação entre Fe – Ni mostra a separação de dois grupos de pirrotita (**Fig. 46**), um grupo com correlação media negativa entre estos elementos ($r = -0,45$) e um segundo grupo com coeficiente de correlação negativo com tendência a

forte ($r = -0,70$). O grupo 1 se caracteriza pelo aumento no conteúdo de Ni e porque alguns dois dos cristais analisados apresentam Au na sua estrutura (0,001 e 0,006 % wt)

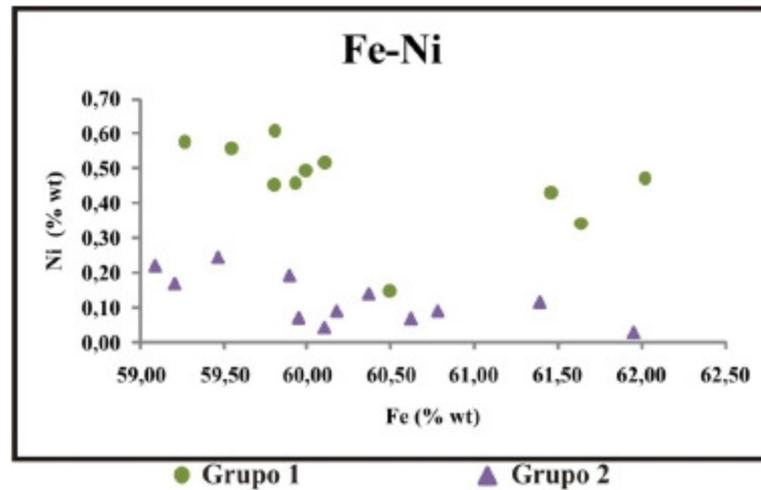


Figura 46 – Diagrama de correlação entre o Fe e Ni, onde se podem diferenciar dois grupos de Po.

Pirita com 22 resultados analíticos pontuais (**Tabela 1**) apresenta porcentagens em peso de Fe entre 44,76% e 47,55%, enquanto o enxofre está entre 51,60% e 53,18%. Na estrutura da pirita os principais elementos traços encontrados são Pb, Zn, Ni e Co. O As apresenta-se em quantidades de até 0,36% wt e a correlação com Au na estrutura é baixa ($r = -0,4$). É importante marcar a existência de duas gerações de pirita (determinadas pela química) determinadas no litotipo metamáficas-ultramáficas onde um primeiro grupo de Py apresenta diminuição no conteúdo de As e sem Au na sua estrutura, enquanto um segundo grupo tem aumento no conteúdo de As e com Au na sua estrutura, sendo este último definido como formado durante uma segunda geração de percolação de fluidos. Nos cristais de pirita analisados da segunda geração o conteúdo de Au atinge até 0,8% wt. No litotipo metamáficas-ultramáficas o coeficiente de correlação entre Cu e Ni é positivo forte ($r = 0,89$) enquanto que entre o Fe e Ni $r = -0,56$ é negativo moderado.

As análises de pirita no litotipo metamáficas-ultramáficas (lâmina FSN-116-559), detectaram até 0,8 % wt de Au, que corresponderia a 8000 ppm, mas a média nesta lâmina foi de 0,35% wt, enquanto nos metapelitos (FSN-116-550), só foi detectada uma amostra com 0,003 % wt de Au. Nas piritas com ouro, os coeficientes de correlação foram calculados para os pares de elementos Au – Fe ($r = -0,38$), Au – S ($r = 0,46$), Fe – As ($r = 0,40$) e S – As ($r = -0,47$). Na pirita com ouro, em Satinoco, o coeficiente de correlação entre Au – As é negativo moderado a baixo ($r = -0,42$).

Tabela 1 - Resultados das análises na microsonda para pirita, dadas em % wt. N.A.: Elemento não analisado.

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	W	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total
fsn-116-550 sulf 10	52,92	46,48	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,000	0,00	99,59
fsn-116-550 sulf 13	52,57	47,53	0,02	0,09	0,08	0,00	0,93	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,000	0,00	101,31
fsn-116-550 sulf 3	51,60	45,65	0,03	1,79	0,06	0,00	1,16	0,03	0,03	0,00	0,17	0,00	0,00	0,000	0,00	100,51
fsn-116-550 sulf 9	52,73	45,26	0,01	0,15	0,29	0,06	3,03	0,00	0,02	0,00	0,12	0,00	0,00	0,000	0,00	101,67
FSN-116-559-11	52,681	44,762	0,101	N.A.	0,000	0,000	0,175	0,007	N.A.	N.A.	0,659	0,051	N.A.	0,000	N.A.	98,44
FSN-116-559-12	52,929	45,089	0,032	N.A.	0,000	0,000	0,941	0,000	N.A.	N.A.	0,116	0,000	N.A.	0,000	N.A.	99,11
FSN-116-559-15	51,898	47,550	0,012	N.A.	0,000	0,000	0,090	0,000	N.A.	N.A.	0,090	0,022	N.A.	0,000	N.A.	99,66
FSN-116-559-16	52,857	45,938	0,000	N.A.	0,037	0,019	0,167	0,000	N.A.	N.A.	0,101	0,009	N.A.	0,000	N.A.	99,13
FSN-116-559-2	52,816	45,851	0,188	N.A.	0,000	0,116	0,000	0,019	N.A.	N.A.	0,074	0,016	N.A.	0,000	N.A.	99,08
FSN-116-559-6	51,958	45,311	0,000	N.A.	1,039	0,051	0,023	0,007	N.A.	N.A.	0,094	0,000	N.A.	0,000	N.A.	98,48
FSN-116-559-7	52,167	45,808	0,014	N.A.	0,021	0,041	0,212	0,000	N.A.	N.A.	0,075	0,010	N.A.	0,000	N.A.	98,35
fsn-116-550 sulf 2	52,05	45,86	0,00	0,18	0,15	0,00	0,69	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,003	0,00	99,04
FSN-116-559-5	52,720	45,841	0,080	N.A.	0,000	0,015	0,001	0,019	N.A.	N.A.	0,065	0,007	N.A.	0,008	N.A.	98,76
FSN-116-559-19	52,316	45,586	0,360	N.A.	0,000	0,000	0,238	0,000	N.A.	N.A.	0,094	0,023	N.A.	0,091	N.A.	98,71
FSN-116-559-4	52,637	45,591	0,041	N.A.	0,000	0,000	0,049	0,050	N.A.	N.A.	0,062	0,048	N.A.	0,168	N.A.	98,65
FSN-116-559-8	52,480	44,922	0,036	N.A.	0,000	0,003	0,627	0,000	N.A.	N.A.	0,105	0,008	N.A.	0,295	N.A.	98,48
FSN-116-559-3	52,677	45,864	0,122	N.A.	0,000	0,000	0,000	0,000	N.A.	N.A.	0,056	0,000	N.A.	0,307	N.A.	99,03
FSN-116-559-1	52,650	45,812	0,126	N.A.	0,000	0,000	0,000	0,000	N.A.	N.A.	0,088	0,000	N.A.	0,362	N.A.	99,04
FSN-116-559-13	52,918	45,230	0,065	N.A.	0,029	0,010	0,516	0,000	N.A.	N.A.	0,283	0,001	N.A.	0,408	N.A.	99,46
FSN-116-559-10	52,561	45,234	0,009	N.A.	0,023	0,000	0,231	0,001	N.A.	N.A.	0,097	0,001	N.A.	0,513	N.A.	98,67
FSN-116-559-18	52,915	45,655	0,127	N.A.	0,021	0,053	0,210	0,003	N.A.	N.A.	0,120	0,000	N.A.	0,515	N.A.	99,62
FSN-116-559-9	52,794	45,319	0,031	N.A.	0,068	0,012	0,165	0,003	N.A.	N.A.	0,112	0,017	N.A.	0,851	N.A.	99,37

A **tabela 2** contém os resultados das análises em arsenopirita, em peso (% wt) dos elementos analisados na microsonda eletrônica. Para arsenopirita se obtiveram 17 resultados analíticos pontuais no anfibólio xisto do litotipo mica-anfibólio xisto. Os valores de As variam entre 45,43 e 49,92% wt, de Fe entre 31,77 e 36,20% wt e de enxofre entre 17,09 e 20,22 % wt. As correlações nas arsenopiritas (**Fig. 47**) analisadas apresentam os seguintes resultados: S – As ($r = -0,89$), S – Fe ($r = 0,77$) e As – Fe ($r = -0,55$), Fe - Ni ($r = -0,84$), S – Ni ($r = -0,91$), e As – Ni ($r = 0,81$). O Au tem coeficiente de correlação $r = -0,99$ (negativo forte) com o S, $r = 0,90$ (positivo alto) com o As e $r = -0,20$ (negativo fraco) entre Au-Fe, sugerindo que o Au substitui principalmente os sítios ocupados por S.

Tabela 2 - Resultados das análises na microsonda para arsenopiritas, dadas em % wt. N.A.: Elemento não analisado.

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	W	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total
fsn-109-214 sulf 2	19,30	34,53	47,26	0,02	0,01	0,00	0,06	0,12	0,00	0,00	0,38	0,00	0,02	0,000	0,00	101,69
fsn-109-220 sulf 1	19,96	34,28	45,51	0,13	0,00	0,06	0,04	0,10	0,00	N.A.	0,42	0,00	0,13	0,000	0,00	100,63
fsn-109-220 sulf 3	19,40	33,43	46,42	0,07	0,00	0,00	0,18	0,33	0,00	N.A.	0,84	0,00	0,07	0,000	0,00	100,75
fsn-109-220 sulf 5	17,75	32,70	48,53	0,00	0,01	0,00	0,64	0,36	0,00	N.A.	1,59	0,00	0,00	0,000	0,00	101,57
fsn-109-220 sulf 7	20,22	34,87	45,43	0,13	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	N.A.	0,50	0,03	0,13	0,000	0,00	101,41
fsn-109-220 sulf 9	19,66	34,97	46,49	0,03	0,00	0,00	0,07	0,15	0,00	N.A.	0,68	0,00	0,03	0,000	0,00	102,08
fsn-109-220 sulf 10	18,70	31,90	46,36	0,05	0,00	0,03	0,46	0,19	0,00	N.A.	1,24	0,00	0,05	0,000	0,00	98,96
fsn-109-220 sulf 11	18,81	33,46	46,50	0,05	0,00	0,00	0,30	0,44	0,00	N.A.	1,02	0,00	0,05	0,000	0,00	100,63
fsn-109-220 sulf 14	19,06	33,89	46,82	0,06	0,00	0,02	0,18	0,18	0,00	N.A.	0,75	0,00	0,06	0,000	0,00	101,00
fsn-109-220 sulf 17	19,21	33,71	47,45	0,09	0,00	0,03	0,16	0,12	0,00	N.A.	0,91	0,00	0,09	0,000	0,00	101,76
fsn-109-220 sulf 18	19,41	34,69	46,66	0,02	0,00	0,00	0,12	0,17	0,00	N.A.	0,81	0,00	0,02	0,000	0,00	101,88
fsn-109-220 sulf 19	19,37	33,48	46,64	0,03	0,00	0,02	0,34	0,26	0,00	N.A.	0,91	0,00	0,03	0,000	0,00	101,07
fsn-109-220 sulf 27	19,21	33,93	47,32	0,10	0,00	0,04	0,17	0,17	0,00	N.A.	0,70	0,00	0,10	0,000	0,00	101,75
fsn-109-220 sulf 28	17,09	31,77	49,92	0,00	0,00	0,00	1,14	0,34	0,00	N.A.	1,33	0,00	0,00	0,000	0,00	101,58
fsn-109-220 sulf 22	18,81	33,88	47,13	0,00	0,00	0,04	0,21	0,31	0,00	N.A.	0,69	0,00	0,00	0,006	0,00	101,06
fsn-109-220 sulf 24	18,47	33,15	48,26	0,00	0,00	0,00	0,41	0,30	0,00	N.A.	1,23	0,00	0,00	0,011	0,00	101,84
fsn-109-220 sulf 2	18,35	33,66	47,76	0,00	0,00	0,03	0,44	0,25	0,00	N.A.	1,33	0,00	0,00	0,013	0,00	101,82

Os principais elementos traços na estrutura da arsenopirita são: Sb, Co e Ni, enquanto Cu, Zn, Pd, Pb, Ag e Au aparecem só em algumas das análises.

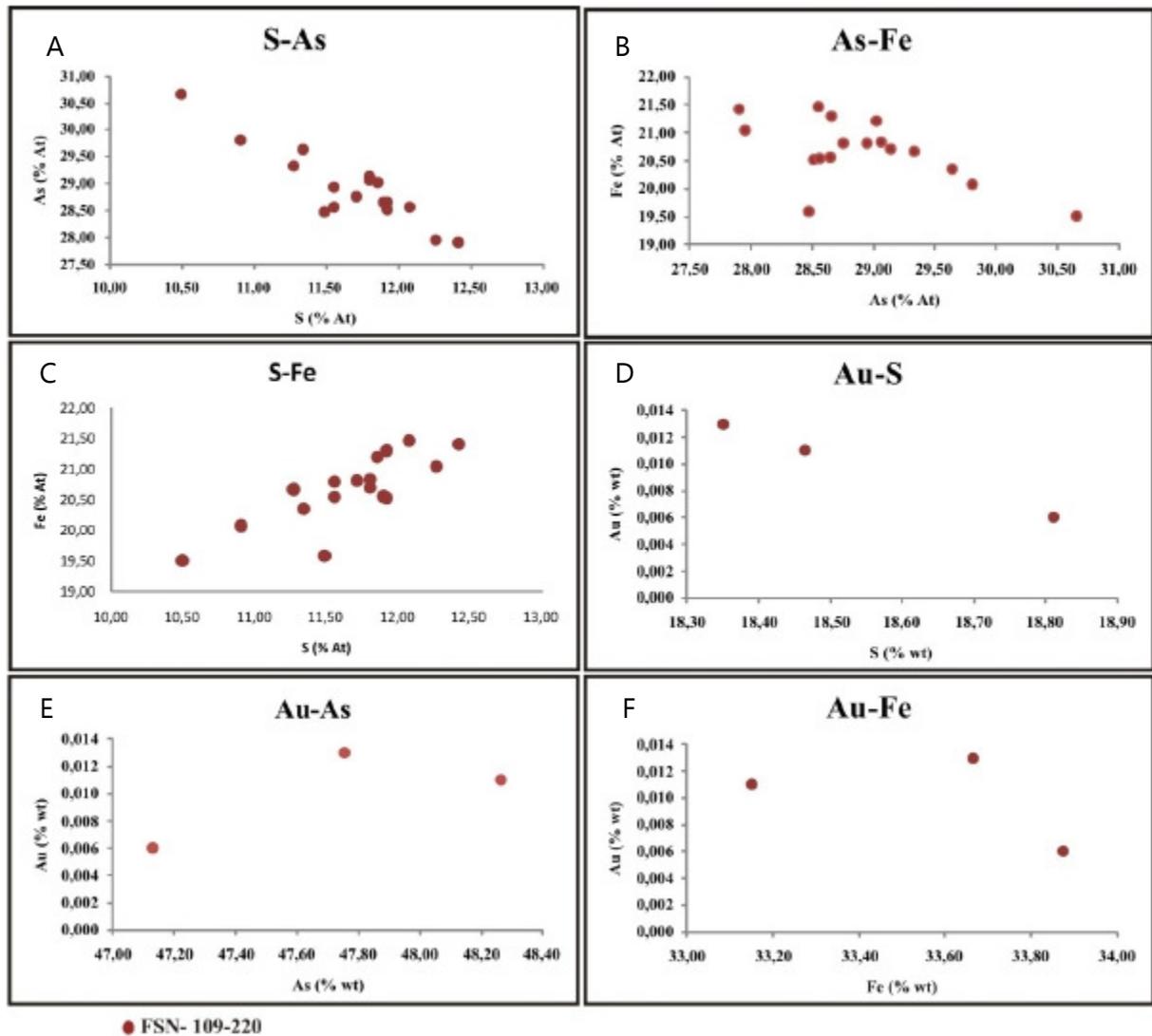


Figura 47 - Diagramas de correlação entre elementos em cristais da arsenopirita. A) Correlação negativa entre S-As. B) Correlação negativa entre As-Fe. C) Correlação positiva entre S-Fe. As figuras D), E) e F) correspondem à correlação do ouro com S, As e Fe, respectivamente. Notar que as correlações de Au interpretam-se como Au substituindo principalmente S e em menor proporção o ferro, junto com estrada de As na estrutura.

Por médio da química achou-se um cristal que apresenta 29,44 % wt de Co e 2,14 % wt de Ni, correspondendo possivelmente a uma cobaltita.

No diagrama S-Fe-As foram lançados os dados de composição dos três principais sulfetos encontrados em Satinoco (**Clark, 1960, Fig. 48**), demonstrando que não se encontram membros intermediarios entre os Po, Py e Apy.

Na esfalerita realizaram-se seis (6) análises químicas, que mostram o conteúdo de ferro variando entre 5,15 e 7,18% wt; enquanto que o conteúdo de Zn varia entre 56,50 e 59,82% wt e

valores de S entre 33,16 e 33,64 %wt. O Au apresenta só um valor de 0,007 % wt numa única amostra. Análises semiquantitativos feitos em EDX forneceram evidências da presença de Cr na estrutura da esfalerita, mas esta anomalia só foi detectada num cristal de esfalerita. Anomalias de Co na lâmina FSN-116-550 (dois pontos analisados), com valores de 0,30 e 0,25 % wt. Na lâmina FSN-111-279 os valores de Co não superam 0,08% wt, Prata encontra-se em três análises com valores entre 90 e 210 ppm, Pb, Cu, Ni, Sb, Co e Pd ocorrem em quantidades < 0,3% wt.

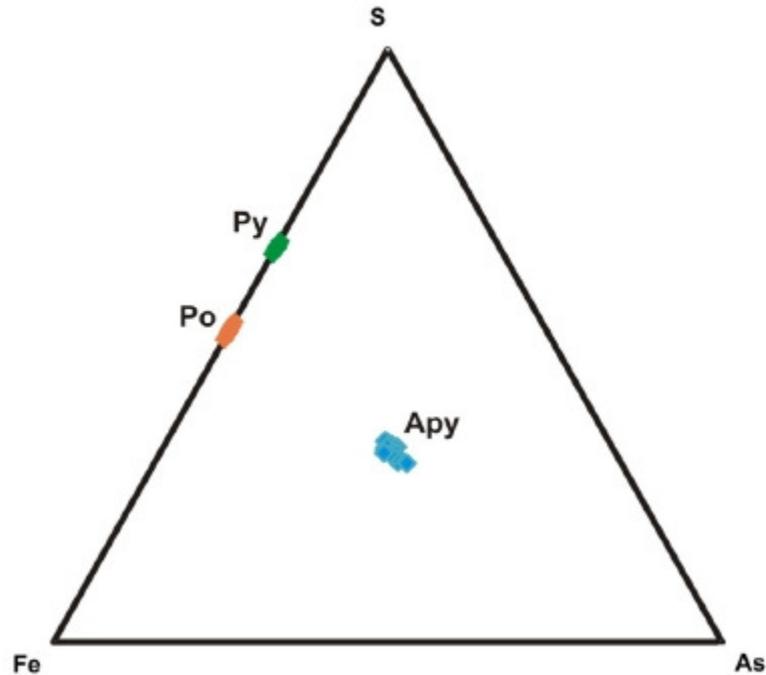


Figura 48 - Diagrama de classificação dos sulfetos (Clark, 1960). Foram lançadas as composições das pirrotitas, pirritas e arsenopirritas em relação ao conteúdo de Fe, As e S, mostrando que não existem membros intermediários entre estes três tipos de sulfetos.

Na calcopirita, oito (8) resultados analíticos pontuais distribuídos em duas lâminas representam a composição desta, a maioria destes não fecha em 100%, devido a que o Fe e/ou o Cu são substituídos por um elemento não determinado e resultados com menos de 31,5 % wt de Fe apresentam um fechamento menor a 98% wt. O coeficiente de correlação $r = 0,85$ entre Fe-Cu é positivo forte. Os cristais de calcopirita analisados não exibem conteúdos de Au, os elementos traços Pb, Zn, Ni, Ag, Te, Co e Pd têm conteúdos maiores que 100 ppm.

Três análises pontuais em cristais de galena contem Ni, Te e Co como elementos traços com conteúdos maiores a 100 ppm, não foi encontrado Au na estrutura da Galena. Encontrou-se um cristal de cobaltita na lâmina FSN-116-550, em um intercrescimento simples, em paragênese com pirita. Este apresenta valores de Ni de 2,14 % wt, enquanto que no cristal de pirita associada o conteúdo de Ni é de 3,03 % wt, os dois valores anômalos para o valor médio nesta lâmina.

7 GEOTERMobarometria

Mediante estes métodos analíticos é possível estudar as condições de temperatura e pressão, quando o sistema mineral atinge o equilíbrio químico. Estes empregam a pressão e a temperatura dependendo de uma constante de equilíbrio como o critério básico para determinar condições de formação de rochas ígneas e metamórficas. Spear (1993) define o pico metamórfico como o estado em que as rochas metamórficas atingem o equilíbrio, onde a razão de metamorfismo é dependente da temperatura, assim, o aumento desta, ativa os processos metamórficos em forma exponencial. Perto à temperatura do pico metamórfico os processos metamórficos serão mais rápidos, assim a recristalização ocorrerá perto da temperatura atingida no pico metamórfico, e pelo tanto a composição mineral e química mineral destes, refletem as condições de formação das rochas. Processos de metamorfismo prógrado envolvem reações de desidratação, onde, se o fluido liberado dos minerais escapa da rocha, o sistema rocha não terá processos reversíveis, conservando assim a associação mineralógica do pico metamórfico. Se o processo fosse reversível (fluido retido na rocha ou entrada de fluido), o sistema rocha formará novos minerais em condições de P-T de retrometamorfismo. No **anexo A** se faz uma breve descrição da teoria dos geotermobarômetros.

Para o presente estudo, a geotermobarometria será útil para determinar condições de pressão e temperatura do metamorfismo prógrado, do pico metamórfico, do retrometamorfismo e das condições atuantes durante a alteração hidrotermal. Para esta finalidade foram empregados o geotermômetro de plagioclásio-hornblenda, e o geotermômetro da clorita; enquanto o geobarômetro empregado foi o Al-anfibólio.

Os resultados dos cálculos da geotermobarometria se apresentam a continuação.

7.1 GEOTERMÔMETRO PLAGIOCLÁSIO-HORNBLENDA

Este geotermômetro usa a quantidade de Al nas posições tetraédricas, em anfibólios cálcicos que se encontram em paragênese com plagioclásios. Spear (1981) determinou que a entrada de Na, K, Ti e Al na fase mineral é favorecida pelo aumento da temperatura. Parte do Na e o K ocupam os sítios catiônicos na posição A da estrutura. A razão $Fe/(Fe+Mg)$ e o Na estão associados à diminuição do conteúdo de magnésio, nas posições octaédricas da estrutura. Para realizar os cálculos no termo barômetro hornblenda-plagioclásio, foi usada calibração experimental de Holland & Blundy (1994).

Holland & Blundy (1994), apresentam dois geotermômetros para a paragênese de anfibólio e plagioclásio, em mistura não ideal destas duas fases minerais. Estes autores experimentaram com pares

de anfibólio-plagioclásio de rochas ígneas e metamórficas. As calibrações obtidas se baseiam nos vetores de substituição Na Al [Al] Al₁ (vetor edenítico) e NaSi Ca₁ Al₁ (vetor plagioclásio), entre a hornblenda e o plagioclásio e na relação Si/Al nas posições tetraédricas do anfibólio. Daitx (1996) utilizou este geotermômetro para rochas encaixantes em uma jazida de Pb-Zn, onde determinou transformações minerais correspondentes à fácies anfibolito de media pressão, com pico metamórfico em 610±50°C, com retrometamorfismo em fácies xisto verde.

Os geotermômetros propostos por Holland & Blundy (1994) foram calculados a partir de pares de anfibólio-plagioclásio (92 experimentais e 215 naturais) de rochas ígneas e metamórficas, em que a pressão e a temperatura de equilíbrio foram bem restritas. Os resultados foram utilizados por os autores para formular dois novos geotermômetros, os quais apresentam uma incerteza aproximada aos ±40 °C no intervalo de 400-1000 °C, a uma pressão de 1 até 15 kbar e sobre uma ampla gama de composições dos anfibólios. Para corrigir o erro de considerar soluções ideais, estes autores usaram um conjunto de dados de composição ampla analisando uma grande quantidade de pares anfibólio-plagioclásio naturais, para investigar as possíveis contribuições, não ideais, para mistura no anfibólio. As formulas finais determinadas por estes autores são (1) Termômetro edenita - tremolita (em paragênese com Qz) e (2) Termômetro edenita - richterita (paragênese com o sem Qz)

$$T_A = \frac{-76,95 + 0,79P + (Y_{ab}) + (39,4X_{Na}^A) + (22,4X_K^A) + (41,5 - 2,89P) \cdot X_{Al}^{M2}}{0,0650 - R \cdot \ln \left(\frac{27 \cdot X_{Si}^A \cdot X_{ab}^{T1} \cdot X_{ab}^{plag}}{256 \cdot X_{Na}^A \cdot X_{Al}^{T1}} \right)}$$

O termo Y_{ab} está dado por: se X_{ab} > 0,5 então Y_{ab} = 0. Em caso contrário Y_{ab} = 12,0 (1-X_{ab})² - 3,0 kj

$$T_B = \frac{78,44 + Y_{ab-na} - 33,6X_{Na}^{M4} - (66,8 - 2,92P) \cdot X_{Al}^{M2} + 78,5X_{Al}^{T1} + 9,4X_{Na}^A}{0,0721 - R \cdot \ln \left(\frac{27X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{ab}^{plag}}{64X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{ab}^{plag}} \right)}$$

Se o valor de Y_{ab-na} Será: se X_{ab} > 0,5 então Y_{ab-na} = 3,0 kj, em caso contrário, Y_{ab-na} = 12,0 (2X_{ab}-1)+3,0 kj.

Onde T está dado em °K, P em Kbar, sendo T_A o geotermômetro edenita-tremolita e T_B o termômetro edenita-richterita. Para nosso trabalho foi empregado o geotermômetro T_B.

A tabela 3 contém os cálculos utilizados para o par plagioclásio-Anfibólio da rocha encaixante, no litotipo metamáficas-ultramáficas (meta-anfibolito), da jazida aurífera Satinoco. Os cálculos do termômetro utilizado revelam uma temperatura resultante para o pico do evento metamórfico que caracteriza a paragênese hornblenda-plagioclásio da amostra VMM-2 (anfibolito

milonitizado), oscila no intervalo entre 663.8°C até 717.9°C (média de **686.06 ± 31.84°C**), coerentes com as temperaturas de eventos metamórficos em fácies anfibolito.

Tabela 3 - Temperaturas obtidas na lâmina vmm-2, empregando a calibração plagioclásio-hornblenda de Holland & Blundy (1994). *Feo = Fe²⁺ + Fe³⁺.

HORNBLENDA	vmm2pl1.1	vmm2pl1.2	vmm2pl2.1
SiO ₂	43.63	44.29	43.41
TiO ₂	0.30	0.39	0.30
Al ₂ O ₃	14.56	14.39	15.14
FeO*	13.84	12.46	13.59
MgO	11.29	11.83	10.90
MnO	0.11	0.15	0.12
CaO	11.96	11.96	12.06
Na ₂ O	1.29	1.34	1.33
K ₂ O	0.31	0.16	0.24
F	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00
Sum	97.29	96.10	97.09
PLAGIOCLÁSIO	vmm2pl1.3	vmm2pl1.4	vmm2pl2.4
XAb	59.21	38.74	59.77
X An	39.66	61.05	39.41
T(°C)	676.50	717.90	663.80

*Feo = Fe²⁺ + Fe³⁺

7.2 GEOTERMÔMETRO CLORITA

Os geotermômetros mais empregados no estudo da clorita são os propostos por Cathelineau & Nieva (1985), Jowett (1991), Kranidiotis & Maclean (1987), Cathelineau (1988) e Zang & Fyfe (1995). Cathelineau & Nieva (1985), correlacionando dados químicos de várias amostras determinaram que a temperatura apresenta coeficiente de correlação positivo forte com ^{IV}Al e ^{VI}Fe, enquanto correlações da temperatura com o número de vacâncias na posição octaédrica mostraram um coeficiente de correlação negativo. Assim o aumento da temperatura no sistema mineral clorita favorece a entrada de ^{IV}Al e ^{VI}Fe na estrutura cristalina. Kranidiotis & Maclean (1987), baseado em estudos experimentais e

observações de campo, corroboram que o aumento da temperatura induz incremento no conteúdo de ^{IV}Al e aumento na razão $Fe/(Fe+Mg)$, assim cloritas no limite de saturação de Al formam um útil geotermômetro, mas se é necessário fazer a correção para o incremento de ^{IV}Al . Como restrição, estes autores mencionam o fato de que mudanças no campo da solução sólida nas cloritas por efeitos da variação na pressão, ainda não são bem conhecidos.

Assim cristais de clorita associada à jazida mineral aurífera em Satinoco presente nas amostras quartzo-clorita-anfibólio xisto com granada (FSN-100-345), granada-grunerita-hornblenda-xisto (FSN-109-220) e anfibolito milonitizado (vmm-2) se utilizaram para calcular a temperatura de formação, com a finalidade de determinar a temperatura durante o equilíbrio que este sistema mineral se alcançou durante o resfriamento em condições de retrometamorfismo e a interação com os fluidos hidrotermais de onde precipitaram os minerais de minério e ouro.

Zang & Fyfe (1995), em seu trabalho em uma jazida de ouro encaixado em xistos cloríticos, determinaram a temperatura de formação de clorita empregando a calibração de Cathelineau & Nieva (1985), mas introduziram um ajuste corretivo para o ^{IV}Al . As correções feitas para o alumínio na posição tetraédrica são mostradas na **tabela 4**. Zang & Fyfe (1995) diferenciam a clorita, segundo sua composição e relação distal com a mineralização, assim: i) rocha encaixante da mineralização, ii) rocha encaixante próxima da jazida e iii) rocha encaixante distal, onde ii) e iii) apresentam composições químicas similares com a clorita analisada em Satinoco.

As temperaturas calculadas segundo as calibrações de Kranidiotis & Maclean (1987) e Zang & Fyfe (1995), forneceram valores em torno de $420 \pm 12^\circ C$ (**tabela 5 e Fig, 49**), resultados que são aceitos como a temperatura de formação da clorita durante o processo de resfriamento após pico metamórfico, já que concordam com a paragênese de minerais de alteração determinados na petrografia.

Tabela 4 - Tabela que mostra os resultados dos cálculos para determinar a temperatura de formação das cloritas hidrotermais no Alvo Satinoco. $^{IV}Al(C)$: Correções no ^{IV}Al .

AUTOR	TEMPERATURA	CORREÇÃO DE ^{IV}Al	INTERVALO DE CONFIANÇA
Kranidiotis & MacLean (1987)	$T^\circ C = 106 * ^{IV}Al + 18$	$^{IV}Al(C) = ^{IV}Al + 0.7[Fe/(Fe+Mg)]$	$0.18 < [Fe/(Fe+Mg)] < 0.64$
Zang & Fyfe (1995)	$T^\circ C = 106 * ^{IV}Al + 18$	$^{IV}Al(C) = ^{IV}Al + 0.88[Fe/(Fe+Mg) - 0.34]$	

Conforme os dados obtidos e os cálculos realizados, se tem:

Tabela 5 - Resultados dos cálculos para determinar a temperatura de formação das cloritas hidrotermais no Alvo Satinoco. Calibrações: **KM87**: Kranidiotis & MacLean, 1987; **ZF95**: Zang & Fyfe, 1995. ^{IV}Al: Número de íons de Alumínio na posição tetraédrica. X_{fe}: Razão Fe/(Fe+Mg). ^{IV}Al(C): Correção do ^{IV}Al.

Número de Lâmina	^{IV} Al	X _{fe}	KM87		ZF95		
			^{IV} Al(C)	T°C	^{IV} Al(C)	T°C	
FSN-100-345	3.48	0.51	3.83	424.42	3.63	402.44	
	3.50	0.51	3.85	426.60	3.65	404.61	
	3.44	0.50	3.79	419.52	3.58	397.32	
	3.53	0.51	3.89	430.37	3.68	408.39	
	3.50	0.51	3.86	427.05	3.65	405.10	
	3.49	0.52	3.86	426.68	3.65	404.92	
	3.43	0.51	3.79	419.22	3.58	397.29	
	3.38	0.48	3.73	413.54	3.52	391.32	
VMM-2	3.85	0.31	4.06	448.84	3.82	422.96	
FSN-109-220	3.81	0.47	4.14	457.12	3.93	434.38	
	Máx	3.85	0.52	4.14	457.12	3.93	434.38
	Mín	3.38	0.31	3.73	413.54	3.52	391.32

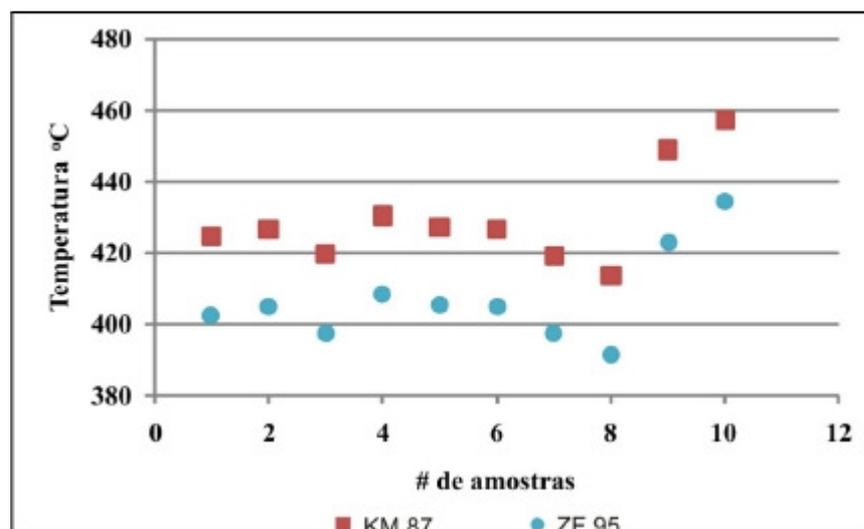


Figura 49 - Resultados dos cálculos da temperatura em clorita onde se mostram os valores de temperatura obtidos pelas calibrações de KM 87 e JF 95, as quais apresentam temperaturas de formação da clorita coerentes com a paragénesis mineral. Referências KM 87: Kranidiotis & MacLean (1987); ZF 95: Zang & Fyfe (1995).

7.3 GEOBARÔMETRO AL-ANFIBÓLIO

Spear (1981) define que em condições constantes de pressão de fluido, ao incrementar a temperatura (aumento do grau metamórfico), os anfibólitos apresentam enriquecimento em Na, K, Ti e Al e decréscimo nas quantidades de Si. A quantidade de ^{VI}Al nos anfibólitos encontra-se, aparentemente, relacionado à pressão de cristalização (Spear, 1981). Para Hollister *et al*, (1987), a substituição tschermak ($Si + R^{2+} = {}^{IV}Al + {}^{VI}Al$) é sensível à pressão, assim aumento na pressão favorece o incremento do Al na estrutura da hornblenda. A substituição edenítica ($Si + []^A = {}^{IV}Al + (K + Na)^A$) é mais efetiva em altas temperaturas, e substituições relacionadas com Ti, são controladas principalmente pela temperatura (Anderson & Smith, 1995). Todas estas reações aumentam o conteúdo de Al na hornblenda.

Calibrações empíricas realizadas por vários autores como Hammarstrom & Zen (1986) e Hollister *et al*, (1987), indicam que a mudança do conteúdo de Al em hornblenda de granitos cálcio alcalinos é controlada, em grande parte, pela pressão de cristalização. Daitx (1996) utilizou este geobarômetro para determinar a pressão de formação das rochas encaixantes em uma jazida de Pb-Zn, fornecendo uma pressão para o pico metamórfico entre 5 e 8 Kbar, que correspondem ao campo da fácies anfíbolito.

O uso deste geobarômetro é restrito a: i) uso dos valores de Al^{Total} provenientes de análises realizadas nas bordas de cristais inalterados, ii) sistemas graníticos com hornblenda possuindo razões Fe/(Fe+Mg) na faixa 0,40-0,65 (Anderson & Smith 1995). O cálculo da pressão, nas rochas de Satinoco, foi realizado mediante a aplicação da equação determinada por Anderson & Smith (1995), baseada em dados de temperaturas encontrados experimentalmente por Schmidt (1992)

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76 Al^{total} - 3,01 - \{[t(^{\circ}C) - 675]/85\} * \{0,530 * Al^{total} + 0,005294 [T(^{\circ}C) - 675]\} \dots$$

Nessa equação, a pressão se relaciona com o valor da temperatura obtido usando o geotermômetro de plagioclásio–hornblenda, que para Satinoco foi de 686°C. A **tabela 6** contem os resultados dos cálculos de pressão empregando as temperaturas obtidas para anfibólitos da amostra VMM-2, considerados como representativos do grau de metamorfismo alcançado pelas rochas hospedeiras da jazida mineral de Satinoco.

Tabela 6 - Resultados do cálculo de pressões para os anfibólitos da amostra vmm-2. As temperaturas foram determinadas pelo método de calibração empírica plagioclásio-hornblenda.

AMOSTRA	No.	Al	T (°C)	P (Kbar)
vmm 2 pl 1.1	14	2.53	676.5	8.99
vmm 2 pl 1.2	15	2.48	717.9	8.02
vmm 2 pl 2.1	18	2.63	663.8	9.68
Pressão media				8.90

7.4 SULFETOS

A determinação das condições de temperatura na qual o minério se formou, foi realizada a partir da calibração empírica baseada na proporção atômica de As e pela relação Fe-As-S (Clark, 1960), nos sulfetos pirita, pirrotita e arsenopirita formadas sob condições de equilíbrio químico (paragênese).

A arsenopirita por ser um mineral refratário e por encontrar-se de forma abundante em Satinoco, será usado para cálculos de temperatura. O método é baseado na composição química da arsenopirita em paragênese com outras fases minerais como pirrotita e pirita. Sharp *et al*, (1985), demonstra que a composição da arsenopirita será unicamente influenciado pela temperatura, e que a influencia da pressão não é significativa. A porcentagem atômica de As nos cristais de arsenopirita analisados em Satinoco encontra-se entre 27,9 % At e 30,66 % At, com média de 28,91% At. Pirita e arsenopirita em paragênese, segundo Clark (1960) e Kretschmar & Scott (1976) indicam temperatura máxima de estabilidade de 491 °C. Estes critérios posicionam a mineralização em Satinoco como formada em temperaturas entre 400 °C e 491°C, coerente com a temperatura de 419 °C determinada para as condições de alteração hidrotermal nas que foi gerada a clorita.

8 DISCUSSÃO DE RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização petrográfica das rochas hospedeiras da jazida aurífera Satinoco permitiu diferenciar dois litotipos principais, estratigraficamente posicionados de base para o topo e definidos como metamáficas-ultramáficas e mica-anfibólio xisto. Na base da sequência estratigráfica ocorrem augita-cummingtonita-grunerita xistos, identificados em furos de sondagem, subjacentes aos níveis atualmente lavrados na exploração subterrânea do depósito. Estas rochas são correlacionáveis com as rochas da base do Grupo Nova Lima (associação de litofácies máfica-ultramáfica, Baltazar & Zucchetti, 2007). Sotoposto a este litotipo encontram-se intercalações de clorita-anfibólio xisto, plagioclásio quartzo anfibólio xisto, biotita-cummingtonita-grunerita xisto com granada, e grafita-clorita xisto constituindo o litotipo mica-anfibólio xisto. Esta unidade de rocha corresponde a rochas da parte inferior à média do Grupo Nova Lima que nos termos de Baltazar & Zucchetti (2007) são denominados associação de litofácies vulcanossedimentar. A mineralização de sulfetos de ferro e ouro está hospedada em rochas deformadas com textura milonítica produto dos efeitos de zona de cisalhamento dúctil - rúptil e silicificação intensa formando corpos e halos de alteração hidrotermal na rocha encaixante, dispostos paralelos a zona transcorrente. A maioria dos minerais se orienta preferencialmente formando texturas, lepidoblástica, a nematoblástica configurando a foliação principal denominada S_n , com atitude média em azimute de 310° e mergulhando entre 45° e 60° para leste. Alguns minerais se orientam segundo uma foliação denominada de S_{n+1} , com atitude de 212° mergulhando 60° para NW, que crenula a foliação principal.

As principais paragêneses metamórficas determinadas foram: grunerita \pm cummingtonita \pm granada, grunerita \pm hornblenda \pm biotitas (B-1), grunerita \pm augita e hornblenda \pm plagioclásio (**Fig. 50**). A fácies anfibolito é representada pela presença biotita (B-2), anfibólio \pm plagioclásio.

A alteração hidrotermal produto da interação fluido-rocha (**Fig. 50**), consiste em: i) Silicificação penetrativa produto da entrada de fluidos ricos em SiO_2 e S, Fe, As e Au, formando lentes de quartzo, preenchimento de fraturas com quartzo e substituição de minerais, onde também ocorre precipitação de sulfetos de ferro, arsenopirita e ouro associado a estes sulfetos. ii) Clorita \pm epidoto \pm sericita \pm quartzo \pm pirita, e actinolita \pm carbonato \pm epidoto, determinaram-se como minerais típicos de alteração propilítica, caracterizada pela entrada de fluidos ricos em H_2O e CO_2 e de S ao sistema. Este hidrotermalismo (metassomatismo), estaria associado a retrometamorfismo na fácies xisto verde nas rochas. iii) A paragênese sericita \pm quartzo, se interpreta como produto da hidrólise de minerais como feldspatos. iv) Uralitização de metamáficas-ultramáficas, epidotização e formação de carbonato, seriam decorrentes da percolação de fluidos ricos em H_2O , CO_2 , que reagiram com augita-diopsídio. A

coexistência de actinolita, carbonato, clorita e epidoto sugere que os fluidos apresentavam pH levemente alcalino a neutro.

Mediante análises petrográficas se identificaram dois eventos hidrotermais distintos a partir dos quais precipitaram os sulfetos do minério, assim: i) fluidos ricos em sílice, (que gerou forte silicificação) e a partir deles precipitou arsenopirita e ouro, circularam em condições de metamorfismo dinamotérmico, e deformação dúctil - rúptil por ativação de zona de cisalhamento. Estes fluidos hidrotermais transportavam enxofre (S), possivelmente na forma de $(HS)^{-2}$ e Au, quando precipitaram formaram pirrotita, pirita e arsenopirita e ouro. O Ti presente cristalizou como rutilo associado a sulfetos e titanita em zonas com uralitização. ii) a partir de um segundo pulso de fluidos, foi gerada calcita + arsenopirita 2, pirrotita 2, pirita 2, dispostos em fraturas e zonas de brechas formadas durante deformação em regime rúptil. Galena alojada nos limites da arsenopirita 2, sugere que, galena 2 se formou depois da arsenopirita 2, a partir de fluxos hidrotermais que se remobilizaram provavelmente durante um pulso de fluidos distinto do que gerou a arsenopirita com ouro.

A caracterização mineralógica permitiu postular a temporalidade dos pulsos hidrotermais segundo a cristalização do minério em dos estágios, sendo que (**Fig. 50**): o estágio 1 está representado por quartzo ± pirrotita 1 ± pirita 1 ± arsenopirita 1 ± esfalerita 1 ± galena 1 ± calcopirita. Estágio 2, quartzo ± calcita ± pirita 2 ± pirrotita 2 ± arsenopirita 2 ± esfalerita 2 ± pirita 2 ± ouro, com uma remobilização final de galena encontrada em fraturas de arsenopirita. Nos sulfetos associados ao litotipo metamáficas-ultramáficas, encontram-se pentlandita em forma de exsolução em pirrotita (textura flame) indicando presença Ni na estrutura na Pirrotita e também Cr formado Kalinita, elementos interpretados como provenientes da interação dos fluidos com as seqüências máficas-ultramáficas que circularam aproveitando a deformação na zona de cisalhamento, que atuou como conduto para a passagem dos fluidos mineralizantes.

		EVENTO TECTONOMETAMÓRFICO			
		MINERAIS	SIN-(S ₁)	TARDI-(S ₂)	
				ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	
				Fase I	Fase II
ROCHA HOSPEDEIRA	Quartzo				
	Feldspatos-K				
	Plagioclasio				
	Cummingtonita				
	Gruniertita				
	Hornblenda				
	Antofilita				
	Augita				
	Diopsido				
	Granadas				
	Biotitas				
	Estilpnomelana				
	Ilmenita				
	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	Quartzo			
Actinolita					
Epidoto					
Clorita					
Calcita					
Sericita					
Allanita					
Pirrotita					
MINÉRIO	Pirita				
	Arsenopirita				
	Ouro				
	Esfalerita				
	Galena				
	Calcopirita				
	Rutilo				
	Ilmenita				

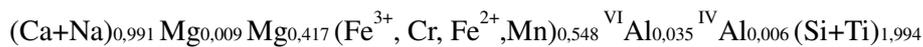
Figura 50 – Evolução da paragênese durante o metamorfismo, retrometamorfismo e mineralização no depósito aurífero Satinoco.

O Ouro se encontra na forma visível (>10µm) intercrescido com arsenopirita, enquanto que o ouro invisível está associado principalmente às estruturas de pirita² e arsenopirita², sugerindo uma estreita relação do Au - Fe - S - As. Cabe anotar que não todos os cristais destes sulfetos apresentam Au na sua estrutura cristalina, indicando que o ouro não se apresentava de forma abundante e homogênea no fluido mineralizante.

As análises químicas pontuais foram realizadas em piroxênio, anfibólios, feldspatos, granada, clorita e sulfetos. Os piroxênios são da série sólida de Diopsídio-Hedenbergita, subgrupo cálcico. Substituições entre ^{IV}Al e Si mostram que esta ocorre na posição T da estrutura cristalina. Esta substituição estaria dada pelo aumento de Al no sistema, o que poderia estar associado à instabilidade

de alumino silicatos induzida principalmente pelo aumento de temperatura durante os eventos tectonometamórficos.

O coeficiente de correlação entre Mg e Fe²⁺ sugerindo substituição na posição M1 da estrutura, já que estes elementos encontram-se preenchendo este sitio catiônico o que poderia ter induzido mudanças na composição do Diopsídio passando para Hedenbergita. Substituições do tipo “Ca-Tschermak” não são encontradas nestes piroxênios. Foi calculada a formula mineral para os piroxênios analisados, a qual varia para o extremo Henderbengita e Diopsídio, assim:



Variações de composição borda - centro em piroxênios são interpretadas como decorrentes de processos avançados de uralitização com formação de anfibólios secundários como actinolita nas bordas o que é coerente com observações petrográficas.

Durante a caracterização petrográfica dois tipos de anfibólios principais foram identificados: a) do tipo cummingtonita-grunerita e hornblenda com textura nematoblástica, dispostos em bandas, associados a processos de metamorfismo prógrado. b) do grupo da tremolita-actinolita, associados a piroxênios, em veios de calcita e também em bandas, estes últimos formados por processos de metassomatismo durante a alteração hidrotermal e metamorfismo retrogrado como resposta a percolação de fluidos na rocha encaixante.

A partir da química mineral foi determinada a existência de grunerita, de anfibólios do subgrupo cálcico enriquecidos em Fe, encontrando desde ferroTschermakita até ferroactinolita (litotipo metamáficas-ultramáficas). Derr *et al*, (1998) indicam que as ferro-tschermakitas encontram-se em rochas com alto grau de metamorfismo, enquanto que a hornblenda se associa a rochas de composição básica a ultrabásica que passaram por eventos de metamorfismo regional, podendo ser estável desde a parte alta da fácies xisto verde até a parte inferior da fácies granulito, por tanto os anfibólios em Satinoco são interpretados como formados no metamorfismo prógrado (ferro-hornblenda), durante o pico metamórfico, caso da Fe-tschermakita e por metamorfismo retrógrado e/ou alteração hidrotermal (ferro-actinolita). Derr *et al*, (1998), explicam que a ocorrência da ferro-actinolita é restrita a ambientes redutores com altos teores de ferro, numa pequena faixa de variação da temperatura e geralmente em rochas de composição máfica a ultramáfica, como no caso do depósito Satinoco.

Em Satinoco a formula química mineral geral calculada para o anfibólio de Fe-Mg é:



Enquanto a formula química dos anfibólios cálcicos é :



As formulas minerais foram determinadas seguindo o método proposto por Leake *et al*, (1997).

Análise estatística dos resultados da química mineral revelou que existe uma correlação negativa alta entre ${}^{IV}Al - Si$, o que leva a pensar que tanto ${}^{IV}Al$ e Ti podem estar substituindo Si na posição T da estrutura, já que o raio iônico destes elementos é similar. Correlações entre ${}^{IV}Al$ e ${}^{VI}Al$ mostra-se positiva, indicando que o Al ocupa tanto locais tetraédricos como octaédricos na estrutura cristalina dos anfibólios, e está substituição pode ser simultânea para equilibrar as cargas. Embora a substituição mais importante nos anfibólios seja a que ocorre entre Fe^{2+} e Mg^{2+} , que dá as características óticas ao mineral (Deer *et al*, 1992), mas nos diagramas não é possível determinar com clareza se esse tipo de substituição ocorreu. Nos anfibólios analisados no litotipo metamáficas-ultramáficas (lâmina FSN-116-559), o vetor de substituição ${}^{IV}Al {}^{VI}Al Si_{-1} Mg_{-1}$ (*Mg-Tschermak*), ocorre nas posições estruturais C (octaédrica) e T (tetraédricos). Substituição do tipo “*Fe-Tschermak*” é apresentada entre $Si+Fe^{2+}$ vs ${}^{IV}Al+{}^{VI}Al$, mostrando que o ${}^{VI}Al$ troca o Fe^{2+} na posição C da estrutura e corrobora o vetor de substituição ${}^{IV}Al Si_{-1}$, para assim manter o balanço de cargas. Correlações entre Mg plus Mg e ${}^{VI}Al$ mostrariam que o ${}^{VI}Al$ pode estar substituindo parte do Fe^{2+} ou Mg nos anfibólios. Nas análises no litotipo mica-anfibólio xisto (lâminas delgadas FSN-111-279 e FSN-100-345) não é claro se ocorreu substituições do tipo *Mg-Tschermak* e *Fe-Tschermak*, mas, em um nível mais detalhado, observa-se uma correlação negativa forte entre Mg por Fe^{2+} , indicando uma relação de substituição entre estes elementos na estrutura cristalina. Estudos feitos por Johnson & Rutherford (1989), Anderson & Smith (1995), entre outros, demonstram que aumento de temperatura pode acrescentar a quantidade de ${}^{IV}Al$ na estrutura de hornblendas, o que leva a um aumento do conteúdo de Al total. Hammarstrom & Zem (1986), demonstram que o conteúdo de Al na estrutura dos anfibólios (magmas graníticos) aumenta em forma linear proporcional ao acréscimo da pressão com o avanço da cristalização, mas, com forte dependência da partição de $Fe - Mg$ sobre o conteúdo total de Al .

Postula-se que as substituições tipo *Tschermak* nos anfibólios em Satinoco, ocorrem por aumento de pressão e temperatura durante o evento (ou eventos) tectonometamórficos, que ocorreram na região. Para Winkler (2001), durante metamorfismo prógrado, a tendência natural é manter a estabilidade da pressão e temperatura ($t > 500^{\circ}C$), o que induz mudanças na composição dos anfibólios. Isto aumenta a quantidade de Al , Ti , Fe , Na e K , e diminui a sílica, favorecendo que a série tremolita-ferro-actinolita de baixa grau metamórfico seja modificada em composição para gerar anfibólios *tschermaquiticos*. Dessa maneira, o teor de Al do anfibólio cálcico pode apresentar uma relação linear ajustada as variações de pressão durante o processo de cristalização. A razão ${}^{IV}Al/{}^{VI}Al < 3,3$ sugere que os anfibólios estudados foram gerados durante metamorfismo prógrado, como é mencionado no trabalho de Rizzotto & Hartmann (2012).

Outras associações de substituições interpretadas a partir dos resultados da química mineral foram: Na \leftrightarrow Ca na posição B (observadas principalmente nas análises no litotipo mica-anfibólio xisto). Entrada de Na e K na posição A da estrutura mineral, indica substituição do tipo edenita, onde o K ocupa a posição A na estrutura e Al substituiu o Si.

Um anfibólio analisado na granada-grunerita-clorita xisto, exibe composição Ferro-tschermakita com borda alterada a Grunerita, o que pode ser explicado como substituição por reações da borda do cristal quando passa para um novo ambiente enriquecido em Fe pela entrada de fluidos, numa temperatura relativamente mais baixa que quando se formou o cristal de ferro-tschermakita, diminuindo a entrada de Al.

Em geral, se observa uma tendência de anfibólios com relativamente altos teores de Fe, típico de rochas associadas a Formações Ferríferas Bandadas (FFB). O sistema apresenta um elevado conteúdo de Al, compatível com a ocorrência de porfiroblastos de granadas.

Nos plagioclásios, existe predomínio de andesina a labradorita, foi encontrada uma mostra com anortita que corroboraria a descrição feita na análise petrográfica. Quando calculado o coeficiente de correlação (r), observa-se que a substituição principal entre os plagioclásios (Ca Al Si₁Na₁). Não é claro como os processos hidrotermais afetaram os plagioclásios em Satinoco.

O predomínio de X_{Alm} é típico de ambientes enriquecidos em Fe, como é o caso das rochas em Satinoco. Estas análises também comprovaram a existência de dois grupos de granadas, as quais foram caracterizadas na petrografia e definidas como: i) granada sin-tardi cinemática com baixos valores de X_{Grs}) no núcleo do cristal, são produto de crescimento durante os processos tectonometamórficos que continuaram até a fase final do evento resultando em zoneamento por crescimento em estágios. Isso pode ser evidenciado na forma anedral que apresentam as bordas internas de crescimento neste cristal nos mapas composicionais, em contraste com a forma euedral externa que pode ter o cristal, assim como nos mapas composicionais obtidos no MEV. Nestes Mapas composicionais EDX e a química mineral da granada tardi-cinemática, mostram zoneamento gradativo, com valores altos de X_{Grs} e X_{Sps} no centro, e bordas com valores altos em X_{Alm} e X_{Prp}. Esta granada inicia seu crescimento na fase final do evento tectometamórfico. ii) granada tardi-cinemática na que a variação gradativa na composição sugere o domínio do zoneamento por crescimento nos cristais, com pouca a nula afetação da composição por difusão.

Spear (1993) demonstra que zoneamento por crescimento gera desenvolvimento de novos anéis que apresentam composição diferente, dada pela mudança nas condições de P, T e X externas que afetam o cristal. Florence & Spear (1991), mostram que cristais de granada com zoneamento por crescimento, não são suscetíveis a apresentar difusão em condições de metamorfismo regional, como é o caso do depósito aurífero Satinoco.

O comportamento da razão $Fe/(Fe+Mg)$ na granada, exibe tendência decrescente para as bordas dos cristais, compatível com aumento da temperatura do sistema para as bordas, sugerindo que elas se formaram durante metamorfismo prógrado. Estas granadas apresentam características de composição e textura típicas de crescimento sob metamorfismo progradante, (Spear, 1993). Segundo Spear (1993) nas associações minerais granada + biotita + clorita, qualquer incremento na temperatura resulta em decréscimo da razão Fe/Mg na granada. Estas informações são consideradas evidências confiáveis de mudanças na temperatura durante o crescimento dos cristais. Os resultados analíticos mostram substituição entre $Mg+Fe$ e $Ca+Mn$, enquanto o habito cristalino das granadas varia segundo a proporção desta substituição devido à distorção da estrutura pela acomodação de íons de diferente tamanho (Deer *et al*, 1992). A correlação entre Ti^{3+} e Fe^{2+} sugere troca na posição Y da estrutura mineral (raio iônico similar), mas limitada, já que % Ti não supera 0,288.

A clorita em Satinoco, produto de alteração hidrotermal, mostra uma variação entre picnoclorita e ripidolita, quando lançadas no diagrama de classificação de Hey (1954), sugerindo variações na relação $Fe/(Fe+Mg)$ e no conteúdo de Si nas posições tetraédricas, determinado pelo vetor de substituição $Al^{3+} Si_{-1}$ nos locais tetraédricos. Zang & Fyfe (1995) notaram que o aumento no conteúdo de $IV Al$ está associado ao incremento na razão $Fe/(Fe+Mg)$, o que para Kranidiotis & Maclean (1987) ocorre devido ao raio iônico dos cátions que provocam uma acomodação na estrutura. Para Deer *et al*, (1992), a substituição $Mg \leftrightarrow Fe$ ocorre em amplo intervalo de variações e encontra-se expressado por uma combinação dos membros extremos na série binária: clinocloro $(Mg_{10}Al_2)(Si_6Al_2O_{20})(OH)_{16}$ e chamosita $(Fe^{2+}_{10}Al_2)(Si_6Al_2O_{20})(OH)_{16}$.

No diagrama de classificação de Zane & Weiss (1998), nota-se claramente a variação no conteúdo de Mg da clorita do anfíbolito (litotipo metamáficas-ultramáficas) mostrando substituição do Fe^{2+} nas posições octaédricas, o que é corroborado pela diminuição do Fe^{2+} *apuf*. Embora, no diagrama de Zane & Weiss (1998), a clorita do anfíbolito e do granada-anfíbólio xisto apareçam sem variações na quantidade de $VI Al + []$ (com respeito à clorita do granada-clorita anfíbólio xisto), estas apresentam diminuição no conteúdo de $VI Al$ *apuf* e aumento no número de vacâncias, demonstrando assim que diminuição no conteúdo do alumínio, na posição octaédrica, está acompanhada pelo aumento no conteúdo de Mg e no número de $[]$ na estrutura cristalina.

Diminuições no conteúdo de Mg e Al, se relacionam com a distância ao foco de mineralização (Zang & Fyfe, 1995), sendo que entre maior distância da zona mineralizada, menor será a razão $Fe/(Fe+Mg)$. Quando comparadas com os resultados obtidos no trabalho de Zang & Fyfe, (1995), a razão $Fe/(Fe+Mg)$ na clorita do litotipo mica-anfíbólio xisto sugere valores compatíveis com uma rocha encaixante proximal, enquanto que a razão $Fe/(Fe+Mg)$ da clorita do litotipo metamáficas-ultramáficas (anfíbolito) corresponderia a uma zona distal da mineralização. Kranidiotis & Maclean (1987), comentam que ao iniciar a alteração se produz uma saturação de Al, já que o $Ca + Na$ é

lixiviado e pode ocorrer entrada de Fe^{2+} o que muda a relação $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ no sistema, produzindo a associação mineral clorita – quartzo – albita – epidoto \pm sericita. Em Satinoco o principal vetor de substituição na estrutura da clorita é $^{\text{IV}}\text{Al Mg Si}_{-1}\text{Fe}_{2+1}$. A correlação entre Fe^{2+} e Mg negativa forte é sugestiva de substituição entre estes elementos na estrutura. Determinaram-se cloitas que exibem concentração relativamente alta, em comparação com as outras análises, de K, Si, Ti, o que é interpretado como uma biotita que não foi totalmente cloritizada. Isso comprovaria o caráter hidrotermal das cloritas em Satinoco.

Dos sulfetos analisados na microsonda eletrônica (pirita, pirrotita, arsenopirita, calcopirita, galena, esfalerita, pentlandita), o ouro está associado à estrutura da pirita 2 e da arsenopirita 2. Este indicaria o descrito na petrografia, onde foram determinadas duas paragêneses principais, sendo a segunda destas a associada à precipitação do Au, indicando que só o segundo pulso de fluido carregou o ouro. Dos 41 resultados analíticos de química mineral obtidos em pirita e arsenopirita (23 em cristais de pirita e 18 em cristais de arsenopirita 2), é comprovada a ocorrência de ouro invisível na estrutura cristalina em 11 cristais de pirita e em três (3) cristais de arsenopirita, indicando a uma heterogeneidade na composição do fluido, que estaria principalmente associada à interação fluido-rocha encaixante.

A composição da pirrotita, (no litotipo mica-anfibólio xisto) com respeito aos elementos Fe, Ni e Au evidenciam a existência de dois grupos de pirrotita, o que foi interpretado como a formação de pirrotita a partir de dois fases de percolação de fluidos. Diagrama de correlação entre Fe-Ni confirma claramente estas duas fases de percolação (**Fig. 51**), onde dois cristais da segunda fase apresentam aumento no conteúdo de Ni e ouro na estrutura de alguns cristais (0,001 e 0,006 %wt) e, embora este aumento de Ni possa ser a causa de que os fluidos percolaram por rochas do litotipo metmáficas-ultramáficas.

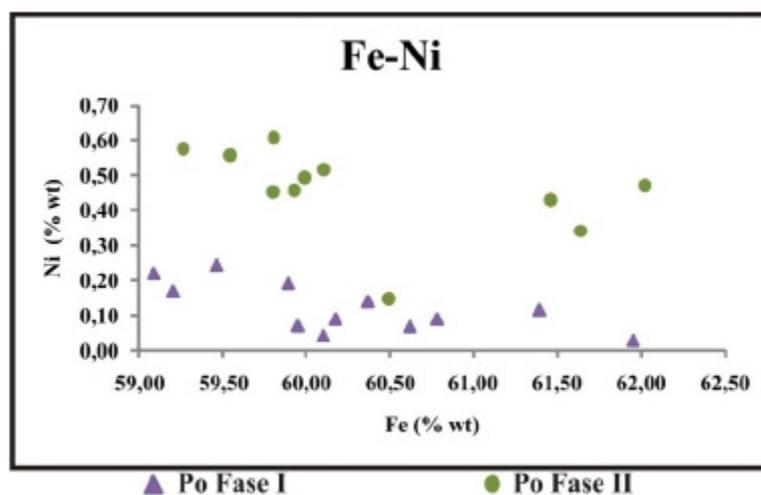


Figura 51 - Diagrama de correlação Fe-Ni em pirrotita, onde se interpreta como duas fases de percolação de fluidos hidrotermais com características químicas diferentes.

Os coeficientes de correlação calculados para os elementos Au, Fe, As e Fe, sugerem que o Au entrou nas posições ocupadas pelo Fe, com As ocupando os sítios catiônicos de S e do Fe como sugerido por Arehart et al (1993), onde também postulam que existe uma correlação positiva entre o ouro e o arsênico na pirita arseniosa de muitos depósitos de ouro, tanto de origem diagenética como hidrotermal. Embora a pirita com ouro, em Satinoco, apresente coeficiente de correlação Au – As negativo moderado a baixo, sempre contem As, sugerindo associação entre estes elementos no fluido hidrotermal. Simon et al (1999) baseado nas análises em X-ray Absorption Near Edge Structure (XANES), em piritas arseniosas, mostram que o ouro em depósitos tipo Carlin está presente nos estados Au^0 e Au^{1+} . O Au^0 em pirita arseniosa provavelmente, em tamanho sub-micrométricos não ocupa uma posição estrutural na pirita arseniosa. O ouro no estado de oxidação Au^{1+} dentro da pirita se encontra ligado à estrutura do sulfeto.

As análises de pirita no litotipo metamáficas-ultramáficas mostram um aumento leve (relativo) no conteúdo de Ni e Cu, devido possivelmente ao enriquecimento destes elementos por efeitos de percolação de fluidos que interagiram com as rochas máficas-ultramáficas que se encontram próximas. Neste litotipo o coeficiente de correlação entre Cu e Ni e entre Fe e Ni indicando substituição de Ni e Cu em sítios cationicos ocupados por Fe na estrutura da pirita. Esta hipótese é corroborada pelas análises petrográficas que mostram Py e Ccp em paragênese.

O Au determinado na estrutura cristalina da pirita 2 e arsenopirita 2, em Satinoco, indica uma relação temporal com Fe, As, S, mostrando que a solubilidade do ouro vai depender do comportamento químico destes elementos para formar os sulfetos, assim, possivelmente a reação de S com a rocha encaixante rica em Fe, como as sequências máficas ultramáficas ou camadas ricas em grunerita (alta relação Fe/Mg) das unidades basais do Grupo Nova Lima, provocando que os elementos em solução tornam-se instáveis e precipitem. Phillips & Groves (1983) e Mikucki (1998), por meio do modelo de sulfatação, explicam que o ouro teria sido transportado no fluido hidrotermal como $Au(HS)^{-2}$. Este fluido rico em S passaria por uma desestabilização do complexo $Au(HS)^{-2}$ pela interação com rochas hospedeiras ricas em Fe o que causaria também uma diminuição na temperatura. Isto poderia facilmente resultar em diminuição de 10 a 100 vezes a solubilidade de ouro e, por tanto, apoia a provável ocorrência de reações de sulfatação como meio principal da precipitação do ouro (Phillips & Groves, 1983). Segundo estes autores, as reações acopladas seriam as seguintes:



Stefánsson & Seward (2004), determinam que a solubilidade do Au, depende da temperatura e da composição do fluido que carrega ouro em solução, quando acompanha complexos $(HS)_2$ sob condições de pH neutros (caso fluidos nos depósitos tipo *Orogenic gold*) e a temperaturas < 500 °C, demonstrando um máximo de solubilidade entre 300° e 350 °C, que diminui perto dos 500°C.

Nas arsenopiritas analisadas, as correlações feitas entre S – As, S – Fe e As – Fe sugerem que o As substitui tanto o Fe como o S na estrutura cristalina, pelo qual estes três elementos tendem a encontrar-se em quantidades similares em cristais de arsenopirita. Correlação entre Fe - Ni, S – Ni, e As – Ni sugerem que substituições de Ni na estrutura da arsenopirita acontece nos locais ocupados pelo Fe e o S, apresentando um vetor de $\text{Ni Fe}_{-1} \text{S}_{-1}$. Presença de Au foi detectada em três análises pontuais em arsenopiritas nas camadas de anfibólio xisto, onde o valor máximo detectado foi de 0,013 % wt. Correlações de Au com Fe, S, As sugerindo que o Au substitui principalmente os sítios ocupados por S. Baseados nesta interpretação e em análises petrográficas, postula-se que não todos os cristais de arsenopirita apresentam ouro na sua estrutura, ou que o Au se encontra abaixo do limite de detecção da técnica analítica empregada. Análises pontual e mapas composicionais em cristais eudrais de arsenopirita não evidenciam zoneamento, indicando que os cristais de arsenopirita associados ao ouro são formados durante um único pulso mineralizador. Para Arehart *et al*, (1993), a covariância ouro e arsênico em grãos individuais sugerem que o ouro entra na estrutura por substituição juntamente com arsênico. Para ouro com estado de oxidação Au^{3+} se propõem dois mecanismos de substituição: 1) Au^{3+} e As^+ substituindo dois Fe; 2) Au^{3+} substituindo Fe e As^+ substituindo S. Wu & Delbove (1989) relataram correlação negativa entre os níveis de Fe e Au em arsenopirita sintética, sugerindo a substituição de Fe por Au.

A presença de Co e de Ni, associado à As foi interpretado como substituição de parte do Fe por Co na estrutura cristalina, como um mineral dentro da série com extremo Clinosafflorita, $(\text{Co}, \text{Fe}, \text{Ni}) \text{AsS}$, ou parte da série que se estende até o glaucodoto, $(\text{Co}, \text{Fe}) \text{AsS}$ como descrito por Klein & Dutrow (2008).

A interpretação baseada nas variações dos valores dos resultados analíticos da química mineral, da associação de sulfetos de ferro observada em análises petrográficas com relações de inclusão, corte e alteração, balizam as interpretações sobre a paragênese representada pela precipitação de sulfetos em várias gerações. Assim a metalogênese da jazida mineral e em particular do ouro em Satinoco, seria representativa da ocorrência de pelo menos duas gerações de pirrotitas, piritas e arsenopiritas, as quais são temporalmente distintas ou com características químicas diferentes geradas a partir de fluidos hidrotermais que interagiram com as rochas hospedeiras. A precipitação dos sulfetos estaria associada à interação fluido hidrotermal (enquiescido em H_2O , CO_2 , SiO_2 , HS, entre outro) com a rocha encaixante rica em Fe, em processos de metamorfismo regional e metassomatismo envolvendo deformação interna por fluxo cataclástico, redução de tamanho com rotação de subgrãos em feldspatos e anfibólios e estiramento do quartzo devido à ativação de zonas de cisalhamento e alteração da rocha encaixante.. Este ambiente seria compatível com um estilo metalogenético para esta mineralização caracterizado por remobilização de fluidos do tipo *orogenic gold* como postulado por Groves *et al*, (1998). Pela associação mineral das alterações hidrotermais (filica e propilítica) se estima que o fluido apresentava um pH levemente ácido a moderadamente ácido, o qual corresponderia a um

pH entre 4,5 e 6. Pelo tipo de rocha encaixante, geometria da mineralização, o caráter estrutural dúctil-rúptil e o ambiente de formação, estia-se que a jazida aurífera Satinoco formou-se a profundidades mesozonais (6-12Km de profundidade)

Cálculos geotermobarométricos, a partir de dados de química mineral em anfibólio e plagioclásio, mostram que o Alvo Satinoco alcançou condições de metamorfismo em fácies Anfibolito. Os geotermômetros usados para determinar as temperaturas do equilíbrio dos sistemas minerais indicadores do metamorfismo e da alteração hidrotermal decorrente da formação da jazida aurífera, incluem plagioclásio-hornblenda e clorita respectivamente. As condições de pressão atuantes durante o pico metamórfico foram calculadas mediante o método de calibração Al em anfibólio. Com base nos resultados das análises da química mineral, e considerando os valores da razão $^{IV}Al/^{VI}Al$ para os anfibólios de Satinoco, se interpreta que estes foram gerados por processos metamórficos em oposição ao postulado de que poderiam ser minerais relictos de rochas ígneas.

Os resultados obtidos mostram que o sistema rocha hospedeira do minério em Satinoco atingiu o pico metamórfico em temperatura de aproximadamente **686.06 ± 31.84°C**, e pressão de 8.90 Kbar condizentes com metamorfismo em fácies anfibolito. Condições estas próximas do limite dos campos entre a fácies epidoto-anfibolito e a fácies anfibolito do diagrama de P-T (**Fig 52**). Este resultado é coerente com as características químicas da granada presente nestas rochas, cuja composição de núcleo enriquecido nos componentes CaO-MnO e borda com aumento nos componentes FeO-MgO, corresponderia a granada formada em temperaturas em torno de 650 °C em condições de metamorfismo prógrado (Spears, 1993). Evidências de quedas de pressão durante a formação da granada em Satinoco, são sugeridas pela diminuição do teor de cálcio de núcleo para borda (Spear, 1993), e mudanças nas proporções de grossulária.

Para determinar a temperatura de equilíbrio que o sistema atingiu no momento de formação dos minerais de alteração da rocha encaixante, foram empregadas as calibrações experimentais em cloritas realizadas por Kranidiotis & Maclean (1987) e Zang & Fyfe (1995), as quais forneceram resultados nos intervalos entre 413 °C e 457 °C e entre 391 °C e 434 °C, respectivamente. Este intervalo de temperaturas mostraria que o equilíbrio do sistema aconteceu em condições de metamorfismo em fácies xisto verde, o que apoia a associação mineral da alteração hidrotermal observada em lâmina de rocha. E igualmente é compatível com a formação de clorita depois do pico metamórfico durante os processos de alteração hidrotermal da rocha encaixante e a cristalização dos minerais de minério em Satinoco. Nos minerais pirrotita, pirita, arsenopirita, foi aplicada a calibração empírica proposta por Clark (1960) e Kretscmar & Scott (1976) obtendo temperatura para o fluido hidrotermal gerador no intervalo 400°C e 490°C.

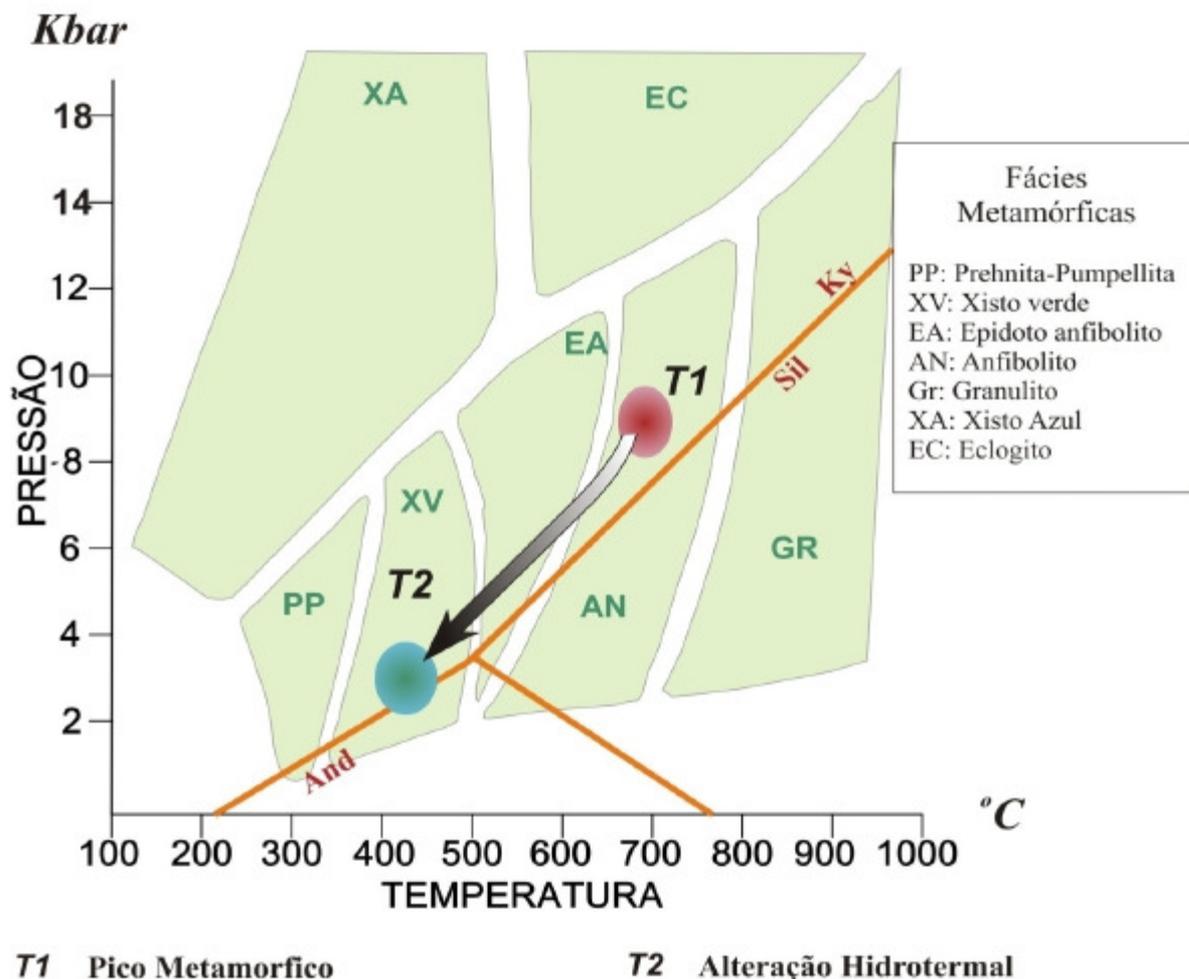


Figura 52 – Diagrama que mostra o percurso Pressão – Temperatura durante os eventos tectonometamórfico e de alteração hidrotermal, nas rochas encaixantes do depósito Satinoco. A trajetória pode ser considerada no sentido horário que é típica de modelos de cinturões orogênicos continentais (Spear, 1993).

No *Greenstone Belt* Rio das Velhas, vários depósitos auríferos hospedados no Grupo Nova Lima apresentam ampla diversidade em aspectos, que permitem relacionar o estilo da mineralização com uma gênese comum em alguns casos. Segundo a origem, vários depósitos auríferos inseridos no Quadrilátero Ferrífero são considerados de tipo *orogenic gold* tais como: Cuiabá definido segundo rasgos geológicos como *Lode-Gold* Arqueano por Ribeiro-Rodrigues (2007), Morro Velho seria de tipo ouro orogênico (Lobato *et al*, 2001b), Para Junqueira *et al*, (2007) a mineralização na mina Raposo é do tipo *orogenic gold*, segundo a classificação de Groves *et al*, (1998). A seguir se descreve o contexto em que ocorre o minério e algumas características de jazidas minerais categorizadas como orogênicas, com o intuito de estabelecer elementos de comparação com o depósito Satinoco:

- A posição do depósito na sequência estratigráfica é relevante para compreender as interações fluidos - rocha hospedeira, assim o depósito aurífero Satinoco ocorre hospedado nas sequências basais a intermediárias do Grupo Nova Lima (litofácies máfica-ultramáfica e vulcanossedimentar). Neste mesmo Grupo, várias jazidas de ouro aparecem para a parte basal

- como Morro Velho (Lapa seca), Cuiabá, Juca Vieira, Raposos (vulcânicas máficas intercaladas com rochas sedimentares carbonosas, FFB, Lapa Seca) e São Bento (sedimentar-clástica química, associados a FFB).
- ii) O controle estrutural geralmente interfere na geometria da ocorrência da mineralização, para Satinoco ao igual que para os depósitos de Raposo, Morro Velho, São Bento e Cuiabá o minério está encaixado principalmente em zonas de cisalhamento (Ribeiro-Rodrigues, 1998; Lobato *et al*, 2001b; Junqueira, 1997; Martins-Pereira, 2007), em zonas de regime dúctil a dúctil-rúptil, onde os minerais de minério se dispõem paralelos a camadas de FFB e concomitantes com a orientação de foliação milonítica, como no caso do depósito Juca Vieira (Pereira, 1996). Em Cuiabá e Raposos o estilo estrutural da mineralização é controlado por dobra cilíndrica intrafolial (Lobato *et al*, 2001, Junqueira *et al.*, 2007), entanto que em Morro Velho e Raposo, trata-se de antiformes complexas (Lobato *et al*, 2001b). Em São Bento a mineralização associa-se a dobras apertadas geradas por estruturas transcorrentes.
- iii) Os estilos predominantes de mineralização nos depósitos de Morro Velho, Cuiabá, Raposo e São Bento, correspondem a: a) veios em zonas de cisalhamento por remobilização de fluidos hidrotermais em um ou vários pulsos, encontrando-se nas rochas vulcânicas máficas e sedimentares adjuntas, caso Cuiabá (Ribeiro-Rodrigues *et al*, 2007), b) a mineralizações de tipo disseminado, associado a zonas de cisalhamento, nas rochas encaixantes alteradas hidrotermalmente, e c) mineralizações tipo estratiforme por substituição, ligadas às FFB nas fácies óxido, principalmente. (Ribeiro-Rodrigues *et al.*, 1998), d) Sulfetização de magnetita e/ou siderita nas FFB, como no caso Raposo (Junqueira *et al*, 2007).
- iv) Independentemente da posição estratigráfica, o minério nos depósitos de ouro hospedados no Grupo Nova Lima, classificados como de origem orogênica (incluindo Satinoco) tem em comum uma paragênese constituída por sulfetos de ferro como Pirrotita, Pirita e Arsenopirita. O Au aparece como grãos inclusos na arsenopirita, como invisível na estrutura cristalina da pirita e da arsenopirita, e preenchendo fraturas em cristais de Pirita (Ribeiro-Rodrigues, 2007), tanto quanto disseminado.
- v) Os minerais secundários produto da alteração hidrotermal são guia para entender as características dos fluidos e a interação destes com as rochas hospedeiras, dessa maneira em Satinoco minerais de alteração como epidoto, actinolita, calcita e albita estão presentes nas rochas de composição basáltica, formando associações de minerais como Mg-Clorita, Fe-Clorita- actinolita, actinolita-epidoto e albita-carbonato, similar aos depósitos de Juca Vieira e Raposo (Pereira, 1996; Junqueira *et al*, 2007), sendo estas associações, guias de exploração. As alterações hidrotermais identificadas incluem cloritização, silicificação, epidotização, sericitização e uralitização, que se distribuem como franjas paralelizadas à zona mineralizada dentro de zonas de cisalhamento. Em Cuiabá a associação mineral típica da alteração

hidrotermal inclui processos de cloritização, sericitização e carbonatização (Ribeiro-Rodrigues, 2007). Para Morro velho a alteração afeta riolitos e dacitos por sericitização, cloritização e carbonatização (Lobato *et al*, 2001b).

O depósito de ouro Córrego do Sitio caracterizado por Takai *et al*, (1991), Canale (1999) e Velásquez (2006), é também considerado do tipo *Orogenic Gold* e posicionado na litofácies ressedimentada (Baltazar e Zucchetti, 2007) dentro do Quadrilátero Ferrífero, a qual corresponde à associação para o topo do Grupo Nova Lima, distantes na posição estratigráfica das rochas encaixantes em Satinoco, pelo qual este depósito não é considerado neste contexto comparativo.

9 CONCLUSÕES

A jazida aurífera Satinoco se encontra alojada em uma zona de cisalhamento com *trend* geral 306°-315° / 45°-60°E, associada às sequências basais do grupo Nova Lima. Estas rochas foram afetadas por processos tectonometamórficos que deformaram a rocha, causando duas foliações S_n (dominante) e S_{n+1} (crenulação), além de ativação de estruturas transcorrentes transpressivas. O metamorfismo ocorreu em condições de pressão próximos aos 9 Kbares (Al-Anfibólio) e temperatura entre 663 °C até 717 °C (plagioclásio – anfibólio), com pico metamórfico em aproximadamente 700 °C, indicativo de metamorfismo em fácies anfibolito nas rochas hospedeiras da jazida aurífera Satinoco.

A mineralização em Satinoco ocorre principalmente como veios de quartzo, associados às zonas de cisalhamento e disseminado na rocha encaixante, de origem epigenético. Apresenta características similares com os depósitos *orogenic gold* de idade Arqueana, inseridos no Quadrilátero Ferrífero, assim: a) Associação com rochas pertencentes a FFB, que correspondem a camadas ricas em gruneritas e pouca presença de estilpnomelana; b) ocorre em corpos silicificados, descontínuos e concomitantes com a atitude de zonas de cisalhamento que deformam a rocha em condições dúctil a dúctil-rúptil, por onde percolaram dois pulsos de fluidos mineralizantes; c) o minério se caracteriza pela presença de sulfetos de ferro, cobre e chumbo ($\approx 5\%$) derivados de paragênese gerada a partir de pulsos de fluidos temporalmente discretos, com ouro ligado a pirita e arsenopirita. Os processos hidrotermais associados com a formação de minério, revelou uma mineralogia em equilíbrio químico no intervalo de temperatura entre 391 °C até 457 °C.

O modelo interpretado para a mineralização na jazida aurífera Satinoco mostra uma formação do depósito em ambientes transpressivos em zonas de colisão (**Fig. 53A**) que causo metamorfismo do tipo dinamotermal, o que produz devolatilização dos minerais. Os fluidos hidrotermais, produto da desidratação dos minreias vai-se concentrar em zonas de cisalhamento (**Fig. 53B**), para ao final precipitar em estruturas de segundo e tercer ordem, por mudanças em suas condições físicoquímicas. O bloque diagrama da **Fig. 54** mostra a configuração atual das zonas mineralizadas na jazida aurífera Satinoco.

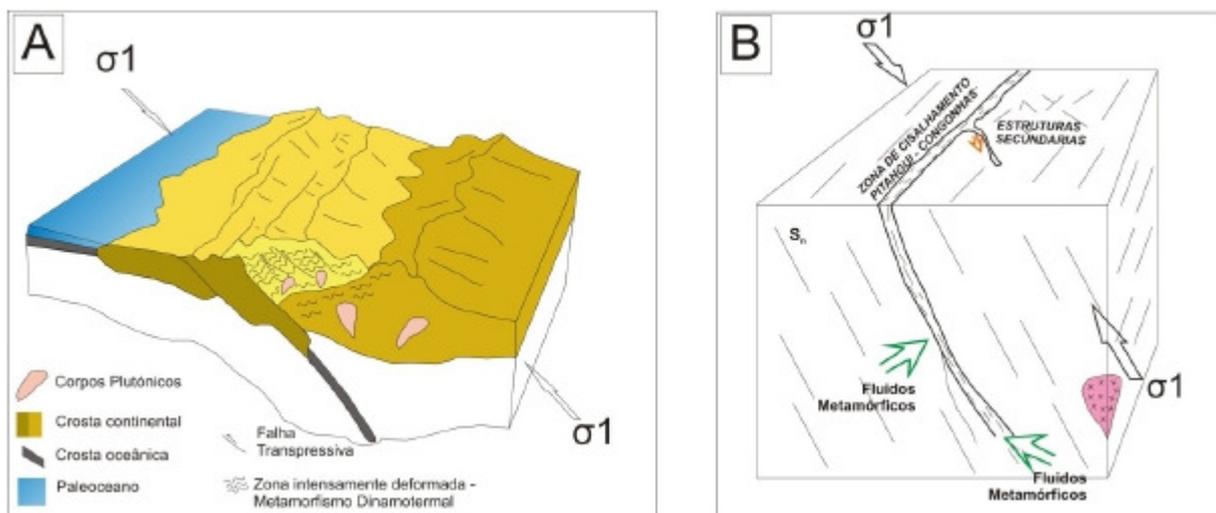


Figura 53 – A) Esquema da zona de transpressão, onde a forte compressão causa metamorfismo e desvolatilização de minerais. B) Os fluidos produzido da desidratação de minerais se concentrou na zona de cisalhamento Pitangui-Congonhas, e posteriormente aproveitou estruturas de segundo e tercer orden, para precipitar.

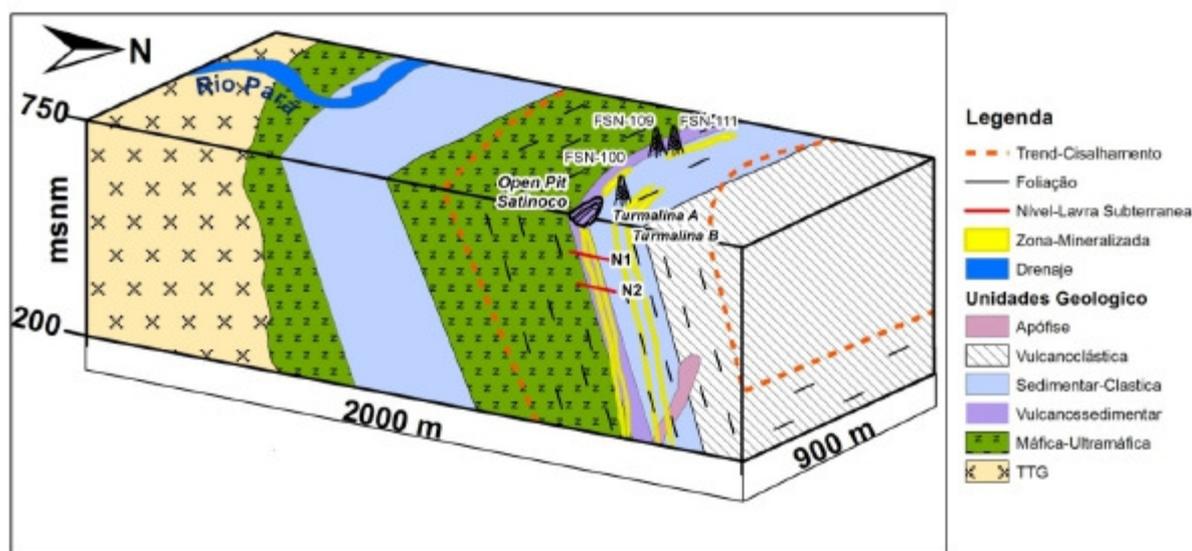


Figura 54 – Bloquediagrama geral da configuração atual da jazida aurífera Satinoco. Note que as mineralizações apresentam uma atitude quase paralela à zona de cisalhamento.

10 REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F. O que faz de um Cráton um Cráton: O Cráton de São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Montesso-Neto *et al.* (eds), Geologia do continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. Beca, p. 17-35, 2004.
- ALKMIM, F.F; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco Cráton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, p. 29–58. 1998
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. O Precambriano do Brasil, F.F.M. Almeida & Y. Hasui (Ed). Editore Edgard Blucher, São Paulo. 1984. 378 p.
- ANDERSON, J. L; SMITH, D. R. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, v. 80, p. 549-559, 1995.
- AREHART, G; CHRYSOULIS, S.L; KESLER, S.E. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: Implication for depositional processes. *Econ. Geol.*, v. 88, p. 171-185, 1993.
- ARNDT, N.T. Mafic and Ultramafic magmatism. In: M.J. de Witt and L.D. Ashwal (Ed) *Greenstone Belts*, Clarendon Press, Oxford. 1997. P. 233-254.
- BAARS, F.J; ROSIÈRE, C.A. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero. Cited in Baars F.J. The São Francisco Cráton. *In: M.J. DeWitt M. J. & L.A. Ashwal (eds), Greenstone Belts*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series, Oxford University Press, 1994. p. 529-557.
- BABINSKI, M. Idades isotópicas Pb/Pb e geoquímica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco. 1993. Ph.D. Dissertação - IPEN, Universidade de São Paulo, Brasil.
- BABINSKI, M; VIEIRA, L. C; TRINIDADE, R. I. F. Direct dating of Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, v 19, p. 401-406, 2007.
- BAILEY, S. W. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, v. 15, n. 1, p. 85-93. 1980.
- BALTAZAR, O.F. Geologia Estrutural. In: CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas: Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. Belo Horizonte: Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 1996.
- BALTAZAR, O.F; PEDREIRO, A.J. Geologia estrutural. In: M. Zucchetti & O.F. Baltazar (Eds.), Projeto Rio das Velhas — Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000. 2nd edição. Belo Horizonte. Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, 1998. p. 49–53.
- BALTAZAR, O.F; ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Achaean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, v. 32, n. 3-4, p. 477-492, 2007.
- BARLEY, M.E; GROVES, D.I. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*, v. 20, p. 291–294. 1992

- BIERLEIN, F. P; GROVES, D. I; CAWOOD, P. A. Metallogeny of accretionary orogens—the connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews*, v.36, n. 4, p. 282-292. 2009
- BIONDI, J.C. Processos Metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. *Oficina de Textos*, 2003. 528p.
- BRITO-NEVES, B. B. Processos Orogênicos no Pré-cambriano do Brasil. In: RAJA GABAGLIA G.P; MILANI, E. J. (Ed). 1990. Rio de Janeiro, Brasil, p. 99-114.
- CABRI, L.J; CHRYSOULIS, S.L; DE VILLIERS, J.P.R; LAFLAMME, J.H.G; BUSECK, P.R. The nature of “invisible” gold in arsenopyrite. *The Canadian Mineralogist*, v.27, p. 353–362, 1989.
- CAMPOS, W. F; DUCHINI JR., J; FRIZZO, C. Projeto Ouro Turmalina, Alvo Satinoco, Quadrilátero Ferrífero/MG. Jaguar Mining Group. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL, 3, 2008, Ouro Preto, Resumo. Ouro preto, 2008, Minas Gerais.
- CANALE, A.L. Geologia do depósito Córrego do Sítio, quadrilátero Ferrífero (MG), e caracterização mineralógica do minério aurífero sulfetado. Universidade Federal de Rio Grande do Sul. 1999. 235p. Dissertação de mestrado. Rio Grande do Sul
- CARITAT, P. de; HUTCHEON, I; WALSHE, J. L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and clay minerals*, v. 41, n. 2, p. 219-239. 1993.
- CARNEIRO, M.A. O complexo metamórfico Bonfim Setentrional: evolução geológica de um segmento arqueano de crosta continental. 1992, 232 p. Ph.D. Thesis - Univ. São Paulo, São Paulo.
- CATHELINEAU, M. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay minerals*, v. 23, n. 4, p. 471-85, 1988.
- CATHELINEAU, M; NIEVA, D. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, n. 3, p. 235-244, 1985.
- CHEMALE Jr, F; ROSIÈRE, C. A; ENDO, I. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 65, n. 1, p. 25-54, 1994.
- CLARK, L.A. The Fe-As-S system--Phase relations and applications. *Economic Geology*, v. 55, n. 7, p. 1345-1381, 1960.
- COSTA, M. T; BRANCO, J. J. R. Introdução. In: J. J. R. Branco (ed) Roteiro para excursão Belo Horizonte-Brasília. Congresso Brasileiro de Geologia, 14, Belo Horizonte, 1961. Anais... Belo Horizonte: SBG, 1961. p. 1-119.
- COX, S. F. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 155, n. 1, p. 123-140. 1999.
- CPRM. Mapa geológico Folha SE.23-Z-C-IV, Pará de Mias [Minas Gerais]. Universidade Federal Minas Gerais. 2005. 1 mapa: 91x79 cm. Escala 1:100.000.
- _____. Relatório Final Folha SE.23-Z-C-IV escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, UFMG/CPRM. Belo Horizonte. 2007. 65 p.
- DAITX, E.C. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). 1996. 453 p. PhD Thesis. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Univ. Estadual de São Paulo (UNESP). Rio Claro.
- DALTON DE SOUZA, J; FERNANDES FILHO, J; GUIMARÃES, J.T; LOPES, J.N. Projeto Colomi. Relatório Final. geologia da Região do Médio São Francisco. V.1. Salvador, CPRM, Convênio DNPM/CPRM. 1979
- DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife 1978. Anais... Recife, v2, p 597-610.
- DELGADO, I. D. M; SOUZA, J. D; SILVA, L. C; SILVEIRA FILHO, N. C; SANTOS, R. A; PEDREIRA, A. J; HEINECK, C. A. Geotectônica do escudo atlântico. BIZZI. A.;

- SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, RM; GONÇALVES, J. H (ed). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, 2003. P. 227-333.
- DEER, W.A; HOWIE, R.A; ZUSSMAN, J. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical (Eds), 1992. 727 p.
- DORR, J.V. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Professional Paper 614-A*. p. 110. 1969.
- DORR II, J.V.N; GAIR, J.E; POMERENE, J.G; RYNEARSON, G.A. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Departamento Nacional da Produção Mineral-Divisão de Fomento da Produção Mineral*. 1957. 31 p.
- DOSSIN, I. A; DOSSIN, T. M; CHAVES, M. L. S. C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 20, n. 1-4, p. 178-186. 1990.
- DROOP, G.T.R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Mineralogy Magazine*, v. 51, 361, p. 431-435, 1987.
- DUSSIN, I. A; DUSSIN, T. M. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, v. 3, n. 1, 2013.
- ENDO, I. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. 1997. 243 p. Thesis Ph.D- Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- ENDO, I; MACHADO, R. The geologia architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais – Brasil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. In: *INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS*, 14, 1998, Ouro Preto. Resumo. Ouro Preto, IBTA/UFOP. p. 126-127.
- ENDO, I; MACHADO, R. Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, v. 2, p. 23-40. Dez 2002.
- ERIKSSON, K.A., KRAPEZ B., FRALICK P.W. Sedimentology of archean greenstone belts: Signatures of tectonic evolution *Earth-Science Reviews*, v. 37, n. 1-2, p. 1-88, October 1994.
- ERNST, W. G; LIU, J. Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, v.83, p. 952-969, 1998.
- FIGUEIREDO FILHO, D. B; Silva Junior, J. A. Desvendando os Mistérios do Coeficiente de Correlação de Pearson (r). *Revista Política Hoje*, v.18, n. 1. 2010.
- FLORENCE, F. P; SPEAR, F. S. Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on PT path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, n, 4, p. 487-500, 1991.
- FRIZZO, C; TAKAI, V; SCARPELLI, W. Auriferous mineralization at Pitangui, Minas Gerais. In Ladeira, E.A. (Ed). *Brazil Gold '91*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 579-583, 1991.
- GAIR, J.E. Geology and ore deposit of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Professional, Paper 341-A*, 1962. 67 p.
- GARCIA, A. C. Cálculo de P y T: Geotermobarometría. Texto. 1995.
- GOLDFARB, R.J; HART, C; MILLER, M; MILLER, L; FARMER, G.L; GROVES, D.I. The Tintina gold belt—a global perspective: *British Columbia and Yukon Chamber of Mines Special* v. 2, p. 5-34, 2000.

- GOLDFARB, R., BAKER, T., DUBE, B. E. N. O. Í. T., GROVES, D. I., HART, C. J., & GOSSELIN, P. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologist, Inc. 2005, p. 407-450.
- GORMAN, B.E; PEARCE, T.H; BIRKETT, T.C. On the structure of Archean Greenstone belts. *Precambrian Res.*, v. 6, p. 23-41, 1978.
- GROVES, D. I. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, v.28, n. 6, p. 366-374. 1993.
- GROVES, D.I; BARLEY, M.E; BARNICOAT, A.C; CASSIDY, K.F; FARE, R.J; HAGEMANN, S.G; HO, S.E; HRONSKY, J.M.A; MIKUCKI, E.J; MUELLER, A.G; MCNAUGHTON, N.J; PERRING, C.S; RIDLEY, J.R; VEARNCOMBE, J.R. Sub-greenschist to granulite-hosted Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Craton: A depositional continuum from deep sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. *Geol. Dept. Key Centre. Univ. Ext., Univ. West. Aust. Publ*, v.22, p. 325-338. 1992.
- GROVES, D. I; GOLDFARB, R. J; GEBRE-MARIAM, M; HAGEMANN, S. G; ROBERT, F. 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, n.1, p. 7-27, 1998.
- GROVES, D. I; GOLDFARB, R. J; ROBERT, F; HART, C. J. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, v. 98, n.1, p. 1-29. 2003.
- GROVES, D. I; VIELREICHER, R. M; GOLDFARB, R. J; CONDIE, K. C. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time. *Geological Society, London, Special Publications*, v.248, n. 1, p. 71-101. 2005.
- GUIMARÃES, D. Contribuição a geologia do Estado de Minas Gerais, Brazil, *Bol. Serv. Geol. Mineral*, v. 55, p. 36, 1931.
- HAMMARSTROM, J .M; ZEN, E.A. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, v. 71, p. 1297-1313, 1986.
- HELZ, R. T. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *J Petrol*, v. 14, p. 249-302, 1973.
- HEY, H.M. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, v. 30, p. 277-279, 1954.
- HIPPERTT, J.F. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics*, v. 234, p. 169-196, 1994.
- HOLLAND, T; BLUNDY, J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116n. 4, p. 433-447. 1994.
- HOLLISTER, L.S; GRISSOM, G.E; PETERS, E.K; STOWELL, H.H; SISSON, V.R. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, v. 72, p. 231-239, 1987.
- IBGE. Mapa Pitangui-Mg. 2001. 1 mapa: 39X62 cm. escala: 1:100.000.
- JAGUAR MINING INC. Annual Information form for the year ended December 31, 2013. Disponível em: <http://www.jaguarmining.com/i/pdf/fs/2013-Q4-AIF.pdf>. Acesso em: 09/04/2014.
- JOHNSON, M.E; RUTHERFORD, M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, v.17, p. 837-841, 1989.
- JOWETT, E. C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: *GAC/MAC/SEG, Joint Annual Meeting*, v. 16. 1991.
- JULIANI, C; SZABÓ, G. A. *Petrologia Metamórfica*. Notas de Aula. 2002. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

- JUNQUEIRA, P.A. Geologia do depósito de ouro da Mina de Raposos, Quadrilátero Ferrífero, com ênfase na alteração hidrotermal. 1997. 141 pp. MSc Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, Brazil.
- JUNQUEIRA, P. A; LOBATO, L. M; LADEIRA, E. A; SIMÕES, E. J. M. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 32, n. 3, p. 629-650, 2007.
- KLEIN, C; DUTROW, B. Manual of mineral science:(after James D. Dana). 23. ed. New Jersey:John Wiley & Sons. 2008. 675 p.
- KONRAD-SCHMOLKE, M; HANDY, M. R; BABIST, J; O'BRIEN, P. J. Thermodynamic modelling of diffusion-controlled garnet growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 149, n. 2, p. 181-195. 2005.
- KRANIDIOTIS, P; MACLEAN, W. H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 82, n. 7, p. 1898-1911, 1987.
- KRETSCHMAR, U; SCOTT, S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*, v. 14, n. 3, p. 364-386, 1976.
- LADEIRA, E.A. Metalogenesis of gold at the Morro Velho mine, and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 1980. 272 p. PhD thesis - Department of Geology, University of Western Ontario, Canada.
- LADEIRA, E.A. Primeiras lavas com almofadas ("pillow") encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitanguí, Minas Gerais. *Ciências da Terra*, v. 1, n 1, p. 12-14, 1981.
- LEAKE, B.E; WOOLLEY, A.R; ARPS, C.E.S; BIRCH, W.D; GILBERT, M.C; GRICE, J.D; HAWTHORNE, F.C; KATO, A; KISCH, H.J; KRIVOVICHEV, V.G; LINTHOUT, K; LAIRD, J; MANDARINO, J.A; MARESCH, W.V; NICKEL, E.H; ROCK, N.M.S; SCHUMACHER, J.C; SMITH, D.C; STEPHENSON, N.C.N; UNGARETTI, L; WHITTAKER, E.J.W; YOUZHI, G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, v. 82, p. 1019-1037. 1997.
- LOBATO, L. M; VIEIRA, F. W. R. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero: Part II, the Archaean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *Brazilian Journal of Geology*, v. 28, n. 3, p. 355-366. 1998.
- LOBATO, L.M; RIBEIRO-RODRIGUES, L.C; ZUCCHETTI, M; NOCE, C.M; BALTAZAR, O.F; SILVA, L.C; PINTO, C.P. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, v. 36, n. 3-4, p. 228-248, 2001a.
- LOBATO, L.M; RIBEIRO-RODRIGUES, L.C; VIEIRA, F.W.R. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, v. 36, n. 3-4, p. 249-277, 2001b.
- LOBATO, L.M; RIBEIRO-RODRIGUES, L.C; COSTA, M.N.S; MARTINS, M; LEHNE, E; ALVES, J. V; TASSINARI, C.C.G; VIERA, F. W. R.; BIASI, E. E; SILVA, R. C. F.; PEREIRA, C. A.; NOCE, C. M. Depósito de ouro Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: H. Jost, J. A Brod, E. T. Queiroz (Coordenação Editorial) *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineros brasileiros*. Brasília, DNPM/ADIMB. 2001c. p.3-77.
- LOBATO, L.M; SANTOS, J.O.S; MCNAUGHTON, N.J; FLETCHER, I.R; NOCE, C.M. U -Pb SHRIMP monazite ages of giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 674- 680. 2007.
- LOCKZY, L; LADEIRA, E.A. Geologia estrutural e introdução à tectônica, Edgar Bucher Ltda. 1976. 528p.

- MACHADO, N; CARNEIRO, M.A. U–Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2341–2346. 1992.
- MACHADO, N; NOCE, C; LADEIRA E; DE OLIVEIRA, O. B. U.-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero. southern São Francisco Cráton, Brazil, *Geol. Sot. Am. Bull.*, v. 104, p. 721-727. 1992.
- MACHADO, N; SCHRANK, A; NOCE, C.M; GAUTHIER, G. Ages of detrital zircon from Archean–Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 259–276. 1996.
- MACHADO-FILHO, L; RIBEIRO, M. W; GONZALEZ, S. R; SCHENINI, C. A; SANTOS-NETO, A; PALMEIRA, R. C. B; PIRES, J. L; TEIXEIRA, W; CASTRO, H. E. F. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Geologia. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, v. 32, p. 56-66. 1983.
- MARSHAK, S; & ALKMIM, F. F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, v.8,, n. 3, p. 555-571. 1989.
- MARSHAK, S; TINKHAN, M.D; ALKMIM, F.F; BRUECKNER, H.K; BORNHORST, T. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse — core complexes, diapirs, or neither? Examples from Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and the Penokean Orogen (USA). *Geology*, v. 25, p. 415–418. 1997.
- MARTINS PEREIRA, S.L; LOBATO, L.M; FERREIRA, J.E; JARDIM, E.C. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 571–595, 2007.
- McSWEEN JR, H. Y; RICHARDSON S. M; UHLE. M. E. *Geochemistry : pathways and processes*. 2 ed. New York: Columbia University Press. 2003.
- Mikucki, E.J. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review: *Ore Geology Reviews*, v. 13: p. 307–321. 1998.
- MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, v. 14, n. 5, p. 198-221. 1989.
- NICHOLS, G. *Sedimentology and stratigraphy*. – 2nd ed. Oxford. Wiley-Blackwell. 2009. 419 p.
- NOCE, C. M. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 1995, 128p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo.
- NOCE, C.M. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. *Geonomos*, v. 8, n. 1, p. 15–23, 2000.
- NOCE, C.M; MACHADO, N; TEIXEIRA, W. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Cráton). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 1, p. 95-102, 1998.
- NOCE, C.M; DANTAS, E.L; LOBATO, L.M; ZUCCHETTI, M; BALTAZAR, O.F. Múltiplos eventos de vulcanismo no greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG): novos dados U–Pb, implicações geotectônicas e metalogenéticas. Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002, João Pessoa. Resumo... João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. p. 522.
- O'ROURKE, J.E. The stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil. 1957. 216 p. PhD Thesis - University of Wiscosin. Wiscosin.
- OTTEN, M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, n. 2, p. 189-199, 1984.
- OTTONELLO, G. *Principles of geochemistry*. New York: Columbia University Press, 2000. 894p.

- PAULA A. de. Tecnologia de Vácuo para Microscopia Eletrônica. Disponível em: http://cbpfindex.cbpf.br/publication_pdfs/tecnologia%20de%20v%C3%A1cuo_mello.2010_04_05_16_37_44.pdf. Acessado em: 27/11/2013.
- PEREIRA, L.M.M. Estudo da Alteração Hidrotermal do Corpo SE-2, nível 5 da mina de ouro de Juca Vieira, Quadrilátero Ferrífero, MG. 1996. 204 pp. MSc Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, Brazil,
- PHILLIPS, G. N; GROVES, D. I. The nature of Archaean gold -bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 30, n. 1-2, p. 25-39, 1983.
- PINESE, J. P. P. Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos precambrianos da região de Lavras (MG), Porção Sul do cráton São Francisco. 1997. 178p., 178p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo.
- PIRAJNO, F. Hydrothermal processes and mineral systems. Australia: Springer-Verlag, 2009. 132p.
- RENGER, F.S; NOCE, C; ROMANO, A.W; MACHADO, N. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, v. 2, p. 1-11. 1994.
- RIDLEY, J; MIKUCKI, E; GROVES, D.I. Archean lode-gold deposits: Fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems. *Ore Geol. Rev.*, v. 10, p. 279-293. 1996.
- ROBERT, F; POULSEN, K. H; DUBÉ, B. Gold deposits and their geological classification. In: *Proceedings of Exploration*, v. 97, p. 209-220, 1997
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.. Gold in Archaean banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil — the Cuiabá Mine. 1998. *Aachener Geowissenschaftliche Beiträge*, Band 27. 264 pp.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C; FRIEDRICH, G; VIEIRA, F.W.R; CHEMALE JR., F; OLIVEIRA, C.G. Structural styles of greenstone-hosted gold deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *SBG, Simp. Nac. Est. Tectonicos (SNET)*, 6, Brasília, Extended Abstracts Volume, p, 363-366, 1997.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L. C; DE OLIVEIRA, C. G; FRIEDRICH, G. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 32, n. 3, p. 543-570, 2007.
- REED, S. J. B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 216 p.
- RIZZOTTO, G. J; HARTMANN, L. A. Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon craton, Brazil. *Lithos*, v. 148, p. 277-295, 2012.
- ROBINSON, P; SCHUMACLIER, J. C; SPEAR, F. S. Formulation of electron probe analyses. In: Veblen DR, Ribbe PH (eds) *Amphiboles: petrology and experimental phase relations. (Reviews in Mineralogy 9B)* Mineral Soc Am, Washington, DC, 1982. p. 6-9.
- ROMANO, A. W. Evolution Tectonique de la Région NW Du Quadrilatère Ferrifére. Minas Gerais, Brésil. 1989. 259 p. Thèse Docteur-Université de Nancy I. França.
- ROMANO, A. W. O Supergrupo Rio das Velhas da Faixa Mateus Leme-Pitangui-Parte Meridional do Cráton do São Francisco, (MG) e seu Sistema de Alteração Hidrotermal. *Revista Geonomos*, v. 1, n. 1-2, 1993.
- ROMANO, A.W., NOCE, C.M. Feições Estruturais do Lineamento Pitangui-Congonhas. In: *SNET*, 5. 1995, Gramado. *Anais: SBG*, 1995. p. 76-77.
- ROSIÉRE, C. A; CHEMALE JR., F. Brazilian Iron Formations and Their Geological Setting. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 274-278, 2000.

- SANTOS, G.M.. Químio estratigrafía isotópica (C, O, Sr) e geocronologia (U-Pb, Sm-Nd) das rochas da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. 2013. Dissertação de mestrado IGC- USP. São Paulo.
- SCHMIDT, M. W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, n. 2-3, p. 304-310, 1992.
- SCHORSCHER, J. H. D. Polimetamorfismo do Pre-Cambriano na Região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, 1976, Ouro Preto. Resumos... Ouro preto, 1976, p. 194-195.
- SCHRANK, A; MACHADO, N. Idades U–Pb em monazitas e zircões das minas de Morro Velho e Passagem de Mariana–Quadrilátero Ferrífero (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador. Resumo... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. p. 470–472.
- SHARP, Z. D; ESSENE, E. J; KELLY, W. C. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Journal of the Mineralogical Association of Canada*, v. 23 (Parte 4), 1985.
- SILVA, L. C; NOCE, C. M; LOBATO, L. M. Dacitic volcanism in the course of the Rio das velhas (2800-2690 Ma) orogeny: a brazilian archean analogue (TTD) to the modern adakites. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 384-387, 2000.
- SIMON, G; HUANG, H; PENNER-HAHN, J. E; KESLER, S. E; KAO, L. S. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite. *American Mineralogist*, v. 84, p. 1071-1079, 1999.
- SOUZA, A. Coeficiente de correlação linear de Pearson. Disponível em: <http://www.aurea.uac.pt/pdf_MBA/coef_correl_Pearson.pdf>. Acesso em: 05-06- 2014.
- SPEAR, F. S. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, v. 281, n. 6, p. 697-734. 1981.
- SPEAR, F. S. Petrologic determination of metamorphic pressure – temperature – time paths. In: Spears, F. S; Peacock, S. M. 1989. *Metamorphic pressure – temperature – time paths. Short Course in Geology*, Washington D.C: American Geophysical Union, 55 p.
- SPEAR, F.S. *Metamorphic phase-equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 1993.
- SPEAR, F; PEACOCK, S.M. *Metamorphic pressure-temperature-time paths*. American Geophysical Union (Eds) 1989. 102 pp, v. 7.
- STEFÁNSSON, A; SEWARD, T. M. Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500 C at 500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.68, n. 20, p. 4121-4143, 2004.
- SUITA, M.T.F; HARTMANN, L.A; ENDO, I; SANTOS, J.O.S; MCNAUGHTON, N.J. The oldest detrital zircon in South America - 3.8 Ga, determined by SHRIMP geochronology from a Quadrilátero Ferrífero sandstone. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. Resumo... João Pessoa, 2002. p. 528.
- TAKAI, V; PINTO, L.C; DUCHINI, Jr. J. Córrego do Sítio gold Deposit. In: Ladeira E.A, (ed.) *Brazil gold'91*, 811-816p. 1991
- TEIXEIRA, W. A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton do São Francisco, com base em Interpretações Geocronológicas. 1985. 194 p. Tese de Doutorado-Universidade de São Paulo. Brasil.
- TEIXEIRA, W; CARNEIRO, M. A; NOCE, C.M; MACHADO, N.; SATO K; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Cráton, Brazil. *Precambrian Research*, v.78 p. 151-164, 1996.

VELÁSQUEZ, M.E. Composição isotópica de Pb-Sr e Nd da mineralização de ouro do depósito Córrego do Sitio, QF: Implicações na modelagem conceitual. 2006. 88p. Dissertação de Mestrado – Universidade de São Paulo. Brasil.

_____. Evolução Termocronológica e Metalogenética da Mineralização Aurífera do Depósito Turmalina, Quadrilátero Ferrífero – MG. 2011. 161 p. Tese de Doutorado -Universidade de São Paulo. Brasil.

WHITNEY, D. L; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock – forming mineral. *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187, 2010.

WIEWIÓRA, A; WEISS, Z. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals*, v. 25, n.1, p. 83-92. 1990.

WU, X; DELBOVE, F. Hydrothermal synthesis of gold-bearing arsenopyrite, *Economic Geology*, v. 84, p. 2029–2032. 1989.

ZANE, A; WEISS, Z. A procedure for classification of rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rend.Fis. Accad. Lincei*, v. 9,n. 9, p. 51-56. 1998.

ZANG, W; FYFE, W. S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 30, n. 1, p. 30-38, 1995.

ZUCCHETTI M., BALTAZAR O.F. (eds.). Projeto Rio das Velhas— Texto Explicativo do Mapa Geológico Integrado, escala 1:100.000, 2nd ed. Departamento Nacional da Produção Mineral/ Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais — Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil, 1998.121 p.

ZUCCHETTI, M; LOBATO, L. M; BALTAZAR, O. F. Volcanic and volcanoclastic features in archean rocks and their tectonic environments, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, MG–Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 30, n. 3, p. 388-392, 2000.

11 APÊNDICE A - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste apêndice são tratados os fundamentos teóricos dos métodos analíticos empregados para a elaboração deste trabalho com a finalidade de que o leitor tenha um conhecimento básico de cada método.

11.1 MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA - MEV

O MEV é um equipamento utilizado para gerar imagens de alta resolução das formas dos objetos e para mostrar variações espaciais na composição química. Este utiliza um feixe de elétrons, emitido por aquecimento do filamento de tungstênio, (até aprox. 2700 °C) que opera em uma faixa de tensões de aceleração de 1 a 30kV (fonte). Estes elétrons passam por um conjunto de lentes magnéticas (condensadores e objetivas) que controlam o diâmetro e a direção do feixe de elétrons direcionando o até o objeto de estudo (Reed, 2005). Quando o feixe atinge a amostra ocorrem diversas interações, escapando distintos tipos de radiações (raios X, elétrons secundários, elétrons retro espalhados, luz, elétrons Auger) da superfície da amostra.

Os elétrons secundários fornecem imagem de alta resolução da superfície da amostra, enquanto que os elétrons retro espalhados geram imagens resultantes da variação composicional (tons de cinza) relacionada com o contraste das densidades da amostra (Reed, 2005).

Os raios X permitem realizar análises pontuais semiquantitativas, perfis e mapas composicionais. Para que os elétrons sejam detectados, os raios eletromagnéticos resultantes da interação do feixe eletrônico com a amostra devem retornar à superfície da amostra e atingir o detector. A profundidade máxima de detecção a resolução espacial depende da energia com que estas partículas ou raios atingem o detector, ou são capturadas pelo mesmo. Por exemplo: elétrons retro espalhados possuem maior energia do que os elétrons secundários, assim, o detector de elétrons retro espalhados irá operar na faixa de energia maior e o de elétrons secundários na faixa menor.

Para a utilização do MEV precisa-se de ter um alto vácuo, com valores entre 10^{-3} Torr a 10^{-6} Torr (Paula, 2010), tanto na coluna onde ficam as lentes como na câmara onde esta a amostra a analisar, com a finalidade que o feixe de elétrons não interaja com partículas gasosas e comprometam a análise. Na atualidade já se tem MEV detectores que podem funcionar com baixo vácuo (aproximados a 760 Torr), onde a vantagem é que a carga superficial do espécime é neutralizada por átomos de gás ionizado positivamente, tornando desnecessário revestimento (metalização), o qual é ótimo para trabalhar a material biológico (Reed, 2005).

11.2 MICROSSONDA ELETRÔNICA

A microsonda eletrônica (EMPA, electron microprobe analyzer) é uma ferramenta muito útil para realizar a identificação e quantificação, de uma forma relativamente rápida, os elementos químicos presentes em uma substância geralmente inorgânica (pode-se analisar substâncias orgânicas), geralmente

mineral. O EMPA caracteriza-se por sua alta capacidade de resolução espacial e uma boa resolução analítica.

O EMPA encontra-se baseado em uma técnica comparativa, quando, ao bombardear com um feixe de elétrons uma amostra, ocorre dispersão elástica e não elástica de elétrons, as quais vão produzir raios X característicos. As intensidades emitidas por um determinado elemento são medidas e comparadas com a intensidade dos raios X emitidos por um padrão cuja composição é conhecida.

A microsonda pode analisar concentrações desde ~ 0.01 a 100 por cento da massa da amostra, em uma ampla banda de elementos que inclui desde o boro (número 5 na tabela periódica) até o urânio (número 92 na tabela periódica). Os materiais que se podem analisar na microsonda são geralmente inorgânicos como minerais, metais, entre outro, mas também se pode analisar material orgânico depois de efetuar em ele um processo de estabilização, já que é material sensível ao feixe de elétrons. Esta técnica é ideal para resolver a composição de agregados microcristalinos e a variação composicional de cristais zonados.

Podem-se utilizar lâminas delgadas polidas montadas sobre um vidro, mas discos com sua superfície polida com diâmetro no maior a 2,5 cm e uma largura de até 2,5 cm. É importante recordar que o software empregado, encontra-se configurado para amostras com as características antes mencionadas e que amostras com geometrias distintas exigiram preparação.

Para este estudo a microsonda é um importante equipamento para o avance na caracterização do depósito na mina Satinoco. Entre outros, a microsonda foi empregada principalmente para: 1) identificação e análise químico em minerais zonados (principalmente sulfetos e granadas), para a realização da análises geotermobarométrico das condições de formação da mineralização mediante análise da composição de anfibólios, biotita, plagioclásios, granadas, clorita, arsenopiritas; 2) caracterização do ouro, com a finalidade de determinar se esta associado com outros elementos; 3) determinar se o ouro encontra-se associado ao sobre crescimentos em sulfetos; 4) identificação de ouro invisível.

11.3 GEOTERMOBAROMETRIA POR INTERCÂMBIO IÔNICO INTERCRISTALINO

A geotermobarometria busca determinar as condições de pressão e temperatura, de um sistema em equilíbrio, que foram alcançadas pelas rochas em estudo. Esta técnica encontra-se baseada nos princípios de termodinâmica de equilíbrio e são empregadas para descrever as reações solido-solido Independente da pressão da espécie fluida (Spear, 1993). Juliani et al (2002), define que um equilíbrio mineral ocorre, geralmente, a pressão e temperatura constantes, sendo o sistema controlado pelo equilíbrio químico entre as fases minerais e o alcance do equilíbrio mineral nos diferentes ambientes geológicos, vai ser dependente das taxas de reação, as quais tendem a aumentar com a temperatura. Por outro lado, a pressão pode aumentar ou diminuir a percentagem das reações químicas nos minerais, mas é preciso que exista uma fase fluída envolvida na reação, do contrario o papel da pressão é muito pequeno.

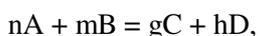
Pode-se dizer que um sistema esta em equilíbrio termodinâmico quando as propriedades observáveis do sistema passaram por nenhuma mudança com o tempo, sempre e quando as condições físicas impostas ao sistema permaneçam constantes, o seja correspondem à última condição na qual o equilíbrio foi concluído (Ottonello, 1997). Em termos mais rigoroso, a definição do estado de equilíbrio num sistema será: a condição de energia mínima para essa parte do universo em estudo.

Em geral o método da geotermobarometria é simples, onde se determina uma solução de pressão ou temperatura a partir de uma função que contenha uma destas variáveis, com conhecimento prévio da variável independente (P ou T) e da constante de equilíbrio. Uma solução simultânea P-T é aquela que resolve duas funções das variáveis P-T (Garcia, 1995), onde a solução é a intersecção de dois equilíbrios no espaço pressão-temperatura, sendo o declive da reta a variação na pressão com respeito à temperatura (dP/dT).

Com respeito às calibrações, existem dois tipos: a) calibrações empíricas, que são aquelas baseadas em observações em campo, e b) calibrações experimentais, feitas baixo condições de pressão, temperatura controladas em laboratório, sendo a calibração experimental a mais confiável. Estas calibrações estão sujeitas a modificações segundo as formulações das relações atividade/composição (Spear, 1989)

Geotermômetros são aquelas reações que mostram considerável sensibilidade à temperatura (grande ΔS e ΔH) e pequena sensibilidade à pressão (pequeno ΔV), enquanto os geobarômetros mostram sensibilidade à pressão (grande ΔV) e pequena sensibilidade à temperatura (pequeno ΔS e ΔH), segundo Spear (1993). Os valores de ΔH , ΔS , ΔC_p e ΔV são calibrados empírica o experimentalmente, e podem-se encontrar em tabelas de dados termodinâmicos já determinadas.

Assim, tendo inicialmente uma reação entre fases químicas entre reagentes A e B, e o produto desta é a formação de C e D, podemos ter a seguinte equação:



Onde n, m, g e h correspondem a coeficientes estequiométricos. Em Juliani et al (2002), encontramos que o equilíbrio químico pode ser relacionado, em taxas de reação progressivas e regressivas iguais, às concentrações dos reagentes e dos produtos com uma constante K_{eq} , a qual é denominada constante de equilíbrio. Assim, o equilíbrio caracterizado pela constante de equilíbrio K_{eq} dada por a equação:

$$K_{eq} = \frac{\alpha_C^c \times \alpha_D^d}{\alpha_A^a \times \alpha_B^b}$$

Por outro lado a energia de um sistema esta descrita em termos da variação na energia livre de Gibbs (ΔG), onde a relação com temperatura (T) e pressão (P) esta dada pela seguinte equação (McSween, *et al.* 2003) :

$$\Delta G^0 = -RT \ln K_{eq} = \Delta \bar{H} - T\Delta \bar{S} + P\Delta \bar{V}$$

Onde R = uma constante dos gases, K_{eq} = a constante de equilíbrio do sistema, \bar{H} = entalpia molar, \bar{S} = entropia molar e \bar{V} = volume molar. É assumido que $\Delta \bar{V}$ é Independente da temperatura e pressão. Em equilíbrio, ΔG^0 é igual a zero. Os parâmetros que vão a controlar os declives das curvas de equilíbrio para T e P, são avaliados pela diferencia da equação acima em relação a: 1) a temperatura em pressão constante, e 2) em relação à pressão com uma temperatura constante (McSween, *et al.* 2003), assim:

$$1) \left(\frac{\partial \ln K_{eq}}{\partial T} \right)_P = \frac{\Delta \bar{H}}{RT^2}$$

$$2) \left(\frac{\partial \ln K_{eq}}{\partial P} \right)_T = \frac{\Delta \bar{V}}{RT}$$

Então, si a equação 1) é maior que a equação 2), o equilíbrio foi mais dependente da temperatura que da pressão, onde as reações apresentam um alto valor de $\Delta \bar{H}$, onde as gráficas apresentam valores fortes da inclinação $R \ln K_{eq}$, sendo este sistema em equilíbrio adequado para empregar como geotermômetro. Por outro lado, com um raciocínio similar ao anterior, grandes valores de $\Delta \bar{V}$ indicam que o equilíbrio depende mais da pressão, apresentando inclinações mais suaves nas gráficas de P vs T, sendo apropriado como geobarômetro (Spear, 1989).

Existem, em geral, quatro situações que podem levar a erros na análise dos dados obtidos na geotermobarometria (Garcia, 1995), os quais são: i) Erros nos dados termodinâmicos, ii) Imprecisões na determinação da composição dos minerais e na formula química, iii) Desconhecimento do comportamento termodinâmico das soluções sólidas, e iv) suposição que o sistema esta em equilíbrio, sim considerar os efeitos cinéticos.

12 APÊNDICE B. RESULTADOS DE ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL.

Compreende resultados das análises em microsonda eletrônica de piroxênio, anfibólios, feldspatos (plagioclásio cálcico), granada, clorita, e sulfetos que se apresentam em forma separada em tabelas.

Tabela C1. Análises de química mineral para granada

Comment	Óxidos														Ânions com base em 24O								% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp	
fsn111_279 gran 1.1	36,843	0,021	21,207	30,668	4,452	1,600	5,780	0,028	0,013	0,105	0,050	0,046	0,012	100,825	5,927	4,020	0,003	0,384	4,125	0,607	0,996	67,499	6,278	16,299	9,924	
sn111_279 gran 1.2	36,740	0,000	21,574	26,943	6,642	1,218	6,985	0,008	0,006	0,000	0,071	0,052	0,032	100,271	5,915	4,093	0,000	0,292	3,627	0,906	1,205	60,153	4,848	19,980	15,019	
fsn111_279 gran 1.3	36,943	0,000	21,444	26,513	7,082	1,106	7,319	0,012	0,000	0,000	0,022	0,051	0,111	100,603	5,933	4,058	0,000	0,265	3,560	0,963	1,259	58,872	4,379	20,822	15,927	
fsn111_279 gran 1.4	37,173	0,035	21,104	26,345	7,097	1,238	7,607	0,000	0,000	0,000	0,007	0,070	0,000	100,676	5,958	3,986	0,004	0,296	3,531	0,963	1,306	57,918	4,852	21,426	15,803	
fsn111_279 gran 1.5	36,822	0,000	21,444	27,483	6,309	1,318	6,898	0,000	0,000	0,032	0,085	0,000	0,008	100,399	5,922	4,064	0,000	0,316	3,696	0,859	1,188	60,991	5,215	19,613	14,181	
fsn111_279 gran 1.6	36,598	0,063	21,425	30,498	3,644	1,772	5,787	0,000	0,000	0,000	0,014	0,020	0,044	99,865	5,911	4,078	0,008	0,427	4,119	0,498	1,001	68,133	7,058	16,564	8,245	
fsn111_279 gran 1.7	36,906	0,000	21,309	29,482	4,900	1,464	5,817	0,000	0,018	0,000	0,063	0,000	0,099	100,058	5,957	4,053	0,000	0,352	3,979	0,670	1,006	66,240	5,864	16,745	11,151	
fsn111_279 gran 1.8	36,803	0,052	21,325	25,908	7,321	1,178	7,594	0,021	0,015	0,137	0,084	0,039	0,062	100,539	5,923	4,044	0,006	0,283	3,486	0,998	1,309	57,379	4,651	21,548	16,422	
fsn111_279 gran 1.9	36,750	0,018	21,636	30,194	4,320	1,659	6,154	0,034	0,028	0,000	0,060	0,000	0,004	100,857	5,890	4,087	0,002	0,396	4,046	0,586	1,057	66,489	6,513	17,362	9,635	

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos														Ânions com base em 24O							% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp
fsn111_279 gran 1.10	37,055	0,022	22,032	31,899	3,206	1,935	5,530	0,005	0,019	0,010	0,058	0,076	0,048	101,895	5,878	4,119	0,003	0,458	4,231	0,431	0,940	69,830	7,552	15,510	7,108
fsn111_279 gran 2.2	37,022	0,027	21,425	26,404	7,125	1,179	7,901	0,013	0,024	0,000	0,020	0,000	0,080	101,220	5,912	4,032	0,003	0,281	3,526	0,964	1,352	57,594	4,585	22,080	15,741
fsn111_279 gran 2.3	36,752	0,081	21,397	25,487	7,487	1,032	7,699	0,012	0,012	0,000	0,042	0,041	0,051	100,093	5,924	4,065	0,010	0,248	3,435	1,022	1,330	56,924	4,109	22,031	16,936
fsn111_279 gran 2.4	37,338	0,180	21,121	23,495	9,045	0,860	8,560	0,016	0,009	0,000	0,000	0,000	0,059	100,683	5,972	3,981	0,022	0,205	3,142	1,225	1,467	52,030	3,395	24,287	20,287
fsn111_279 gran 2.5	37,016	0,058	21,235	26,960	6,553	1,255	7,157	0,014	0,000	0,012	0,013	0,000	0,059	100,332	5,951	4,023	0,007	0,301	3,624	0,892	1,233	59,906	4,972	20,375	14,748
fsn111_279 gran 2.6	37,093	0,000	21,408	26,138	7,023	1,109	7,877	0,038	0,010	0,053	0,027	0,000	0,068	100,844	5,938	4,039	0,000	0,265	3,499	0,952	1,351	57,674	4,363	22,268	15,695
fsn111_279 gran 2.7	35,782	0,074	24,538	23,533	7,315	1,140	8,015	0,074	0,078	0,116	0,000	0,097	0,000	100,762	5,679	4,590	0,009	0,270	3,123	0,983	1,363	54,420	4,700	23,747	17,133
fsn111_279 gran 2.8	37,282	0,061	21,391	29,803	4,992	1,474	6,278	0,000	0,005	0,022	0,036	0,000	0,087	101,431	5,944	4,019	0,007	0,350	3,973	0,674	1,072	65,457	5,772	17,666	11,105
fsn111_279 gran 2.9	37,252	0,062	21,671	25,389	7,528	1,123	7,689	0,000	0,019	0,075	0,020	0,125	0,031	100,984	5,944	4,075	0,007	0,267	3,387	1,017	1,314	56,587	4,462	21,956	16,994
fsn111_279 gran 2.10	37,294	0,083	21,453	21,965	10,228	0,645	9,179	0,000	0,002	0,085	0,062	0,000	0,074	101,070	5,949	4,033	0,010	0,153	2,930	1,382	1,569	48,558	2,542	25,998	22,901
fsn111_279 gran 2.11	37,056	0,288	21,288	25,680	7,588	0,989	7,824	0,016	0,000	0,084	0,079	0,116	0,042	101,050	5,932	4,016	0,035	0,236	3,437	1,029	1,342	56,874	3,905	22,201	17,021
fsn111_279 gran 2.12	36,888	0,071	21,306	27,081	6,655	1,161	7,491	0,038	0,019	0,138	0,032	0,000	0,000	100,880	5,919	4,029	0,009	0,278	3,633	0,904	1,288	59,533	4,550	21,099	14,818

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos														Ânions com base em 24O								% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp	
fsn111_279 gran 2.13	36,838	0,029	21,578	27,430	6,440	1,247	7,051	0,015	0,000	0,039	0,001	0,000	0,022	100,690	5,907	4,078	0,003	0,298	3,678	0,875	1,211	60,673	4,918	19,982	14,427	
fsn111_279 gran 2.14	37,581	0,000	21,389	30,441	4,633	1,624	5,929	0,000	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	101,661	5,968	4,003	0,000	0,384	4,042	0,623	1,009	66,720	6,346	16,649	10,285	
fsn111_279 gran 2.15	36,695	0,019	21,481	30,377	3,557	1,723	5,916	0,001	0,000	0,000	0,088	0,000	0,000	99,857	5,922	4,086	0,002	0,415	4,099	0,486	1,023	68,062	6,883	16,983	8,072	
fsn111_279 gran 3.1	37,637	0,021	21,856	30,788	3,154	2,044	5,943	0,025	0,026	0,000	0,090	0,000	0,000	101,584	5,952	4,073	0,002	0,482	4,071	0,422	1,007	68,054	8,055	16,830	7,061	
fsn111_279 gran 3.3	37,209	0,061	21,613	28,468	6,026	1,305	6,732	0,024	0,000	0,052	0,095	0,000	0,006	101,591	5,923	4,054	0,007	0,310	3,789	0,812	1,148	62,535	5,111	18,947	13,407	
fsn111_279 gran 3.4	37,027	0,000	21,231	29,031	5,792	1,394	6,831	0,000	0,000	0,042	0,130	0,023	0,000	101,501	5,918	3,999	0,000	0,332	3,880	0,784	1,170	62,927	5,387	18,970	12,716	
fsn111_279 gran 3.6	37,389	0,076	21,625	29,928	4,501	1,630	5,943	0,026	0,000	0,000	0,143	0,028	0,045	101,334	5,952	4,057	0,009	0,387	3,984	0,607	1,014	66,496	6,457	16,918	10,129	
fsn111_279 gran 3.8	37,551	0,027	21,631	27,817	5,712	1,294	7,118	0,019	0,006	0,000	0,112	0,087	0,092	101,466	5,967	4,051	0,003	0,307	3,696	0,769	1,212	61,776	5,123	20,253	12,848	
fsn111_279 gran 3.9	37,301	0,014	21,610	27,387	6,813	1,289	6,876	0,000	0,000	0,022	0,085	0,000	0,000	101,397	5,937	4,054	0,002	0,306	3,645	0,918	1,173	60,330	5,063	19,406	15,201	
fsn111_279 gran 3.10	37,570	0,070	21,564	28,016	5,942	1,260	6,874	0,005	0,000	0,000	0,052	0,000	0,021	101,374	5,969	4,037	0,008	0,298	3,722	0,799	1,170	62,137	4,982	19,533	13,348	
fsn111_279 gran 3.12	37,315	0,080	20,887	31,181	3,116	1,872	5,496	0,000	0,000	0,000	0,059	0,000	0,008	100,014	6,008	3,963	0,010	0,449	4,198	0,425	0,948	69,731	7,464	15,747	7,058	
fsn111_279 gran 4.2	37,511	0,033	21,335	28,830	5,592	1,467	6,568	0,000	0,000	0,041	0,111	0,000	0,082	101,570	5,968	4,000	0,004	0,348	3,835	0,753	1,119	63,329	5,745	18,485	12,441	

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos														Ânions com base em 24O								% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp	
fsn111_279 gran 4.3	37,481	0,083	21,315	26,075	7,318	1,132	7,829	0,025	0,002	0,000	0,092	0,000	0,027	101,379	5,963	3,997	0,010	0,269	3,469	0,986	1,334	57,263	4,432	22,028	16,277	
fsn111_279 gran 4.4	37,691	0,130	21,458	21,972	9,878	0,793	9,529	0,000	0,003	0,191	0,106	0,000	0,000	101,751	5,965	4,002	0,015	0,187	2,908	1,324	1,616	48,185	3,101	26,774	21,941	
fsn111_279 gran 4.5	37,431	0,110	21,289	24,635	8,117	1,051	8,053	0,017	0,000	0,083	0,153	0,069	0,018	101,026	5,976	4,005	0,013	0,250	3,289	1,097	1,377	54,687	4,160	22,904	18,250	
fsn111_279 gran 4.6	36,968	0,099	21,183	28,330	5,928	1,333	6,539	0,000	0,000	0,011	0,091	0,094	0,094	100,670	5,945	4,015	0,012	0,320	3,810	0,807	1,127	62,832	5,271	18,581	13,316	
fsn111_279 gran 4.8	37,157	0,027	21,223	31,152	3,514	1,837	5,657	0,013	0,005	0,021	0,105	0,000	0,000	100,711	5,957	4,010	0,003	0,439	4,176	0,477	0,972	68,869	7,240	16,023	7,868	
fsn111_279 gran 4.9	37,547	0,057	21,283	24,669	8,259	1,073	8,397	0,000	0,000	0,000	0,106	0,141	0,009	101,541	5,967	3,986	0,007	0,254	3,278	1,112	1,430	53,974	4,186	23,538	18,302	
fsn111_279 gran 4.10	37,618	0,169	21,417	21,796	9,706	0,691	9,832	0,000	0,000	0,095	0,042	0,000	0,089	101,455	5,965	4,002	0,020	0,163	2,890	1,303	1,670	47,950	2,710	27,713	21,627	
fsn111_279 gran 4.11	37,503	0,056	21,388	26,875	6,444	1,269	7,212	0,000	0,000	0,041	0,100	0,000	0,018	100,906	5,983	4,021	0,007	0,302	3,585	0,871	1,233	59,850	5,038	20,577	14,535	
fsn100_345 gran 1.3	36,972	0,021	21,331	33,001	2,663	2,358	5,056	0,057	0,013	0,026	0,016	0,000	0,032	101,546	5,897	4,010	0,003	0,561	4,402	0,360	0,864	71,154	9,064	13,967	5,815	
fsn100_345 gran 1.4	37,353	0,001	21,308	28,558	5,272	1,539	6,770	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	100,809	5,966	4,011	0,000	0,366	3,814	0,713	1,158	63,021	6,055	19,141	11,783	
fsn100_345 gran 1.5	37,327	0,103	21,522	26,559	6,423	1,347	8,105	0,000	0,015	0,028	0,000	0,008	0,189	101,626	5,925	4,026	0,012	0,319	3,525	0,863	1,378	57,926	5,238	22,648	14,188	
fsn100_345 gran 1.6	37,334	0,017	21,211	30,937	6,592	2,065	2,848	0,054	0,033	0,000	0,021	0,043	0,021	101,176	5,983	4,006	0,002	0,493	4,145	0,895	0,489	68,834	8,192	8,119	14,855	

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos														Ânions com base em 24O								% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp	
fsn100_345 gran 1.7	37,753	0,030	21,453	30,968	3,789	1,981	5,815	0,058	0,000	0,083	0,000	0,003	0,000	101,933	5,970	3,998	0,004	0,467	4,095	0,507	0,985	67,634	7,714	16,271	8,381	
fsn100_345 gran 1.8	37,506	0,141	21,191	23,901	8,936	0,996	8,400	0,007	0,000	0,009	0,014	0,041	0,221	101,363	5,972	3,977	0,017	0,236	3,182	1,205	1,433	52,542	3,904	23,658	19,896	
fsn100_345 gran 1.10	37,430	0,102	21,310	24,701	7,738	1,215	7,990	0,000	0,006	0,024	0,027	0,010	0,032	100,585	5,978	4,011	0,012	0,289	3,299	1,047	1,367	54,963	4,820	22,778	17,439	
fsn100_345 gran 1.11	37,014	0,166	21,339	26,179	6,404	1,482	7,768	0,011	0,000	0,000	0,013	0,000	0,000	100,376	5,928	4,028	0,020	0,354	3,506	0,869	1,333	57,842	5,838	21,990	14,331	
fsn100_345 gran 2.1	37,217	0,000	21,305	32,566	2,448	2,221	5,076	0,000	0,044	0,118	0,013	0,000	0,198	101,206	5,949	4,013	0,000	0,529	4,353	0,331	0,869	71,560	8,701	14,290	5,448	
fsn100_345 gran 2.3	37,333	0,048	21,320	26,769	6,933	1,376	7,307	0,022	0,000	0,000	0,040	0,000	0,095	101,243	5,951	4,005	0,006	0,327	3,568	0,936	1,248	58,696	5,379	20,528	15,397	
fsn100_345 gran 2.4	37,686	0,000	21,440	32,828	2,028	2,264	5,217	0,013	0,000	0,017	0,015	0,002	0,000	101,510	5,974	4,005	0,000	0,535	4,351	0,272	0,886	71,987	8,851	14,657	4,504	
fsn100_345 gran 3.2	37,285	0,000	21,089	33,251	2,050	2,243	4,509	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,011	100,458	5,983	3,988	0,000	0,537	4,462	0,279	0,775	73,722	8,866	12,808	4,603	
fsn100_345 gran 3.4	37,691	0,108	21,419	26,643	5,788	1,413	7,973	0,058	0,000	0,000	0,020	0,077	0,000	101,190	5,981	4,006	0,013	0,334	3,535	0,778	1,355	58,893	5,569	22,580	12,958	
fsn100_345 gran 3.6	37,300	0,119	21,681	27,683	5,521	1,409	7,338	0,000	0,000	0,000	0,058	0,013	0,137	101,259	5,933	4,064	0,014	0,334	3,682	0,744	1,250	61,261	5,559	20,805	12,374	
fsn100_345 gran 4.1	37,429	0,000	21,691	29,689	4,462	1,843	5,821	0,000	0,019	0,057	0,073	0,054	0,002	101,140	5,957	4,069	0,000	0,437	3,951	0,601	0,993	66,046	7,310	16,591	10,053	
fsn100_345 gran 4.4	36,458	0,157	21,038	24,238	9,298	0,939	7,844	0,019	0,009	0,000	0,070	0,025	0,000	100,095	5,901	4,013	0,019	0,227	3,280	1,274	1,360	53,412	3,689	22,146	20,752	

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos														Ânions com base em 24O							% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp
fsn100_345 gran 4.5	37,456	0,113	21,655	26,621	5,862	1,420	7,325	0,000	0,000	0,020	0,054	0,000	0,105	100,631	5,971	4,068	0,014	0,337	3,549	0,791	1,251	59,856	5,692	21,101	13,350
fsn100_345 gran 4.6	36,804	0,006	21,217	32,774	2,159	2,345	4,879	0,000	0,015	0,000	0,080	0,000	0,156	100,435	5,925	4,025	0,001	0,563	4,412	0,294	0,841	72,201	9,210	13,771	4,817
fsn100_345 gran 5.3	36,354	0,021	21,429	33,332	2,503	2,269	4,980	0,000	0,000	0,096	0,028	0,015	0,000	101,027	5,843	4,059	0,003	0,544	4,479	0,341	0,857	72,002	8,739	13,783	5,476
fsn100_345 gran 5.5	37,493	0,017	21,555	26,871	5,208	1,708	8,234	0,011	0,000	0,000	0,062	0,039	0,021	101,219	5,945	4,028	0,002	0,404	3,563	0,699	1,399	58,747	6,657	23,064	11,532
fsn100_345 gran 5.6	37,208	0,029	21,830	30,690	3,166	2,071	6,283	0,022	0,000	0,004	0,033	0,085	0,020	101,441	5,906	4,083	0,003	0,490	4,073	0,426	1,068	67,245	8,090	17,638	7,026
fsn100_345 gran 6.3	37,188	0,023	21,724	32,434	2,480	2,314	5,154	0,057	0,000	0,000	0,000	0,051	0,000	101,425	5,910	4,069	0,003	0,548	4,310	0,334	0,878	71,011	9,033	14,457	5,499
fsn100_345 gran 7.5	35,306	0,013	21,236	27,951	9,217	1,360	3,792	0,005	0,044	0,020	0,050	0,021	0,000	99,015	5,826	4,130	0,002	0,335	3,857	1,288	0,670	62,714	5,440	10,901	20,945
fsn109_220 gran 1.2	36,590	0,211	20,774	22,823	14,520	0,813	4,338	0,002	0,006	0,147	0,028	0,001	0,041	100,294	5,955	3,985	0,026	0,197	3,106	2,001	0,756	51,245	3,255	12,479	33,021
fsn109_220 gran 1.3	37,403	0,019	20,935	21,112	12,560	0,632	8,167	0,038	0,018	0,359	0,000	0,000	0,052	101,295	5,991	3,952	0,002	0,151	2,828	1,704	1,402	46,478	2,481	23,036	28,006
fsn109_220 gran 1.4	36,786	0,047	21,126	26,220	7,074	1,342	6,956	0,035	0,022	0,221	0,000	0,033	0,000	99,862	5,951	4,028	0,006	0,324	3,547	0,969	1,206	58,672	5,354	19,942	16,032
fsn109_220 gran 2.1	36,942	0,091	21,144	20,613	12,636	0,667	7,728	0,045	0,014	0,287	0,000	0,076	0,125	100,368	5,966	4,024	0,011	0,161	2,784	1,728	1,337	46,320	2,672	22,249	28,759
fsn109_220 gran 2.2	37,263	0,061	21,131	21,686	11,766	0,805	7,845	0,050	0,003	0,252	0,000	0,052	0,000	100,914	5,975	3,993	0,007	0,192	2,908	1,598	1,348	48,096	3,183	22,291	26,430

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos														Ânions com base em 240								% molar de membros			
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Cr2O	SrO	V2O3	Total	Si	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Alm	Py	Gro	Sp	
fsn109_220 gran 2.3	37,077	0,037	21,691	24,036	10,078	1,025	7,164	0,040	0,000	0,239	0,000	0,000	0,000	101,387	5,917	4,079	0,004	0,244	3,207	1,362	1,225	53,119	4,039	20,284	22,558	
fsn109_220 gran 2.4	37,086	0,000	21,649	26,246	7,407	1,502	6,692	0,000	0,013	0,228	0,033	0,055	0,000	100,911	5,931	4,080	0,000	0,358	3,510	1,003	1,147	58,325	5,951	19,053	16,671	

Tabela C2. Análise de química mineral para feldspatos

Comment	Óxidos														Ânions com base em 240								% molar de membros		
	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	MgO	SrO	V2O3	MnO	Cr2O3	Total	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	Ba	TOTAL	An	Ab	Or
vmm 2 pl 1.3	51,798	30,318	0,000	0,689	12,408	4,593	0,199	0,001	0,118	0,020	0,000	0,022	0,000	100,166	9,437	6,510	0,105	2,422	1,622	0,046	0,014	20,156	59,208	39,661	1,131
vmm 2 pl 1.4	57,548	27,243	0,001	0,015	8,408	7,322	0,038	0,000	0,000	0,040	0,051	0,032	0,000	100,698	10,233	5,709	0,102	1,602	2,524	0,009	0,003	20,182	38,741	61,051	0,208
vmm 2 pl 2.3	41,956	32,033	0,000	0,244	22,023	1,200	0,039	0,000	0,012	0,025	0,031	0,054	0,000	97,617	8,111	7,298	0,039	4,561	0,450	0,010	0,003	20,472	90,850	8,958	0,192
vmm 2 pl 2.4	51,617	30,597	0,021	0,376	12,546	4,572	0,143	0,000	0,257	0,000	0,000	0,000	0,000	100,129	9,406	6,571	0,057	2,449	1,615	0,033	0,010	20,143	59,772	39,417	0,811
fsn100_345 feld 1.1	56,816	0,000	27,590	0,348	0,017	0,006	8,564	6,837	0,077	0,079	0,012	0,021	0,000	100,367	10,183	5,827	0,052	1,644	2,376	0,018	0,000	20,100	40,727	58,837	0,436
fsn100_345 feld 1.3	56,796	0,000	28,133	0,471	0,000	0,074	0,913	6,413	4,832	0,000	0,017	0,000	0,012	97,661	10,446	6,098	0,072	0,180	2,287	1,134	0,001	20,217	4,997	63,515	31,488
fsn100_345 feld 2.1	56,177	0,000	27,403	1,545	0,001	0,363	2,192	5,509	4,568	0,164	0,007	0,000	0,000	97,929	10,410	5,984	0,239	0,435	1,979	1,080	0,000	20,127	12,454	56,643	30,903
fsn100_345 feld 3.1	58,391	0,000	26,038	0,488	0,000	0,000	7,059	8,174	0,052	0,050	0,000	0,004	0,067	100,323	10,454	5,494	0,073	1,354	2,837	0,012	0,005	20,228	32,214	67,503	0,283
fsn100_345 feld 3.2	57,767	0,000	26,817	0,443	0,000	0,000	7,616	7,832	0,065	0,126	0,031	0,000	0,023	100,720	10,321	5,647	0,066	1,458	2,713	0,015	0,002	20,221	34,830	64,816	0,354
fsn100_345 feld 3.3	58,118	0,000	26,680	0,345	0,043	0,000	7,440	7,750	0,063	0,000	0,053	0,004	0,000	100,496	10,378	5,614	0,052	1,423	2,683	0,014	0,000	20,164	34,541	65,111	0,348
fsn100_345 feld 1.2	54,240	0,000	27,411	1,715	0,101	0,519	2,127	4,605	5,100	0,043	0,008	0,000	0,098	95,967	10,309	6,140	0,273	0,433	1,697	1,236	0,007	20,095	12,865	50,405	36,730
fsn100_345 feld 2.3	46,620	0,000	35,912	1,380	0,076	0,197	0,056	0,241	10,641	0,122	0,037	0,031	0,000	95,313	9,044	8,210	0,224	0,012	0,091	2,633	0,000	20,213	0,425	3,313	96,261
fsn100_345 gran 7.1	43,045	0,000	24,592	0,446	0,014	0,055	26,516	0,000	0,009	0,088	0,000	0,002	0,069	94,836	8,699	5,857	0,075	5,741	0,000	0,002	0,005	20,379	99,960	0,000	0,040

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	Óxidos													Ânions com base em 240										% molar de membros		
	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	MgO	SrO	V2O3	MnO	Cr2O3	Total	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	Ba	TOTAL	An	Ab	Or	
fsn100_345 gran 7.2	43,581	0,030	24,770	0,678	0,030	0,015	26,696	0,008	0,000	0,000	0,119	0,022	0,000	95,949	8,709	5,834	0,113	5,716	0,003	0,000	0,000	20,375	99,946	0,054	0,000	
fsn100_345 feld 4.1	43,378	0,000	24,044	1,361	0,000	0,034	26,651	0,000	0,016	0,000	0,085	0,000	0,000	95,569	8,732	5,704	0,229	5,748	0,000	0,004	0,000	20,418	99,929	0,000	0,071	
fsn100_345 feld 4.2	43,225	0,000	25,019	0,395	0,000	0,016	26,661	0,059	0,000	0,015	0,062	0,049	0,000	95,501	8,665	5,911	0,066	5,726	0,023	0,000	0,000	20,391	99,601	0,399	0,000	
fsn100_345 feld 4.3	42,013	0,000	24,778	1,264	0,009	0,287	25,081	0,044	0,036	0,108	0,000	0,033	0,000	93,653	8,628	5,997	0,217	5,518	0,018	0,009	0,000	20,387	99,514	0,316	0,170	

Tabela C3. Análise de química mineral para Clorita

Comment	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	SrO	V2O3	Cr2O3	BaO	Total	Na	K	Al(vi)	Ti	Fe(ii)	Mn	Mg	Si	Al(iv)
fsn100_345 gran 1.1	26,917	0,091	18,185	27,205	0,184	14,662	0,039	0,009	0,124	0,000	0,032	0,091	0,010	87,549	0,003	0,027	0,345	0,012	3,822	0,026	3,673	4,523	3,477
fsn100_345 gran 1.2	27,431	0,011	18,860	27,830	0,184	15,019	0,011	0,000	0,027	0,019	0,118	0,001	0,000	89,511	0,000	0,006	0,321	0,001	3,819	0,026	3,675	4,502	3,498
fsn100_345 gran 2.5	27,653	0,160	18,743	26,468	0,223	14,926	0,118	0,002	0,073	0,001	0,141	0,121	0,085	88,714	0,001	0,015	0,212	0,020	3,651	0,031	3,670	4,561	3,439
fsn100_345 gran 2.6	27,384	0,403	20,040	26,519	0,186	14,265	0,412	0,026	0,053	0,000	0,089	0,111	0,000	89,488	0,008	0,011	0,084	0,049	3,617	0,026	3,469	4,467	3,533
fsn100_345 feld 2.2	26,834	0,217	18,113	27,503	0,206	14,735	0,059	0,001	0,056	0,000	0,105	0,075	0,011	87,915	0,000	0,012	0,355	0,027	3,856	0,029	3,683	4,499	3,501
fsn100_345 gran 3.1	26,790	0,215	18,353	27,532	0,202	14,156	0,043	0,000	0,069	0,077	0,063	0,055	0,000	87,555	0,000	0,015	0,385	0,027	3,875	0,029	3,553	4,510	3,490
fsn100_345 gran 5.1	27,446	0,330	17,969	27,371	0,214	14,589	0,041	0,000	0,180	0,000	0,000	0,104	0,074	88,318	0,000	0,038	0,388	0,041	3,814	0,030	3,625	4,574	3,426
fsn100_345 gran 5.2	27,556	0,196	17,293	26,880	0,110	15,239	0,048	0,000	0,140	0,000	0,000	0,261	0,000	87,723	0,000	0,030	0,382	0,025	3,766	0,016	3,806	4,617	3,383
fsn109_220 gran 1.5	33,181	1,397	16,549	25,538	0,547	10,069	0,056	0,076	6,747	0,408	0,000	0,000	0,126	94,694	0,024	1,406	0,908	0,172	3,488	0,076	2,452	5,420	2,580
fsn109_220 gran 2.6	25,247	0,013	21,508	24,627	0,377	15,568	0,007	0,012	0,007	0,146	0,090	0,007	0,031	87,640	0,004	0,001	0,399	0,002	3,415	0,053	3,849	4,186	3,814
vmm 2 pl 2.2	26,294	0,035	22,923	16,886	0,094	21,447	0,052	0,000	0,015	0,000	0,000	0,008	0,000	87,754	0,000	0,003	1,622	0,004	2,229	0,013	5,046	4,150	3,850

Tabela C4. Análise de química mineral para Sulfetos M

Comment	S	Fe	As	Au	Co	Ag	Sn	Sb	Cu	Zn	Ni	Tot	S	Fe	As	Au	Co	Ag
FSN=116-559	52,650	45,812	0,126	0,362	0,088	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,038	1,642	0,820	0,002	0,002	0,001	0,000
FSN=116	52,816	45,851	0,188	0,000	0,074	0,016	0,017	0,019	0,000	0,116	0,000	99,097	1,647	0,821	0,003	0,000	0,001	0,000
FSN=116	52,677	45,864	0,122	0,307	0,056	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,026	1,643	0,821	0,002	0,002	0,001	0,000
FSN=116	52,637	45,591	0,041	0,168	0,062	0,048	0,003	0,050	0,000	0,000	0,049	98,649	1,641	0,816	0,001	0,001	0,001	0,000
FSN=116	52,720	45,841	0,080	0,008	0,065	0,007	0,000	0,019	0,000	0,015	0,001	98,756	1,644	0,821	0,001	0,000	0,001	0,000
FSN=116	51,958	45,311	0,000	0,000	0,094	0,000	0,000	0,007	1,039	0,051	0,023	98,483	1,620	0,811	0,000	0,000	0,002	0,000
FSN=116	52,167	45,808	0,014	0,000	0,075	0,010	0,038	0,000	0,021	0,041	0,212	98,386	1,627	0,820	0,000	0,000	0,001	0,000
FSN=116	52,480	44,922	0,036	0,295	0,105	0,008	0,000	0,000	0,000	0,003	0,627	98,476	1,636	0,804	0,000	0,001	0,002	0,000
FSN=116	52,794	45,319	0,031	0,851	0,112	0,017	0,000	0,003	0,068	0,012	0,165	99,372	1,646	0,811	0,000	0,004	0,002	0,000
FSN=116	52,561	45,234	0,009	0,513	0,097	0,001	0,010	0,001	0,023	0,000	0,231	98,680	1,639	0,810	0,000	0,003	0,002	0,000
FSN=116	52,681	44,762	0,101	0,000	0,659	0,051	0,003	0,007	0,000	0,000	0,175	98,439	1,643	0,801	0,001	0,000	0,011	0,000
FSN=116	52,929	45,089	0,032	0,000	0,116	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,941	99,107	1,650	0,807	0,000	0,000	0,002	0,000
FSN=116	52,918	45,230	0,065	0,408	0,283	0,001	0,000	0,000	0,029	0,010	0,516	99,460	1,650	0,810	0,001	0,002	0,005	0,000
FSN=116	51,898	47,550	0,012	0,000	0,090	0,022	0,021	0,000	0,000	0,000	0,090	99,683	1,618	0,851	0,000	0,000	0,002	0,000
FSN=116	52,857	45,938	0,000	0,000	0,101	0,009	0,032	0,000	0,037	0,019	0,167	99,160	1,648	0,823	0,000	0,000	0,002	0,000
FSN=116	52,374	44,930	0,028	0,068	0,112	0,023	0,000	0,000	0,465	0,000	0,703	98,703	1,633	0,804	0,000	0,000	0,002	0,000

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	S	Fe	As	Au	Co	Ag	Sn	Sb	Cu	Zn	Ni	Tot	S	Fe	As	Au	Co	Ag
FSN=116	52,915	45,655	0,127	0,515	0,120	0,000	0,002	0,003	0,021	0,053	0,210	99,621	1,650	0,817	0,002	0,003	0,002	0,000
FSN=116	52,316	45,586	0,360	0,091	0,094	0,023	0,058	0,000	0,000	0,000	0,238	98,766	1,631	0,816	0,005	0,000	0,002	0,000
FSN=116	39,106	57,814	0,008	0,000	0,077	0,007	0,016	0,000	0,000	0,073	0,825	97,926	1,219	1,035	0,000	0,000	0,001	0,000
FSN=116	50,866	44,560	0,032	0,041	0,079	0,001	0,000	0,024	0,020	0,000	0,099	95,722	1,586	0,798	0,000	0,000	0,001	0,000

Tabela C5. Análise de química mineral para Piroxênios M

Comment	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al(iv)	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Fe(iii)
FSN-116b2	50,890	0,000	0,240	0,032	16,178	1,014	7,661	23,414	0,098	0,007	99,543	1,994	0,006	0,011	0,000	0,448	0,530	0,034	0,983	0,000
	50,936	0,014	0,352	0,015	15,447	0,601	8,123	23,682	0,107	0,000	99,403	1,992	0,008	0,016	0,000	0,474	0,505	0,020	0,992	-0,002
	52,317	0,048	0,399	0,050	15,489	0,661	8,176	23,596	0,109	0,000	100,907	2,007	-0,007	0,018	0,001	0,468	0,497	0,021	0,970	-0,053
	50,724	0,045	0,696	0,000	16,469	0,622	7,464	23,301	0,148	0,003	99,520	1,987	0,013	0,032	0,001	0,436	0,540	0,021	0,978	-0,014
	50,362	0,000	0,339	0,074	16,332	0,618	7,754	23,649	0,054	0,000	99,242	1,983	0,016	0,016	0,000	0,455	0,538	0,021	0,997	0,028
	50,897	0,021	0,374	0,047	15,607	0,562	8,326	23,552	0,113	0,011	99,567	1,987	0,013	0,017	0,001	0,485	0,510	0,019	0,985	0,010
	50,545	0,029	0,369	0,017	15,619	0,644	8,011	23,671	0,102	0,001	99,175	1,986	0,014	0,017	0,001	0,469	0,513	0,021	0,996	0,013
	50,778	0,002	0,403	0,032	15,018	0,577	8,563	23,577	0,122	0,000	99,174	1,987	0,013	0,019	0,000	0,500	0,491	0,019	0,988	0,011
	50,504	0,000	0,332	0,020	16,123	0,601	7,851	23,336	0,082	0,003	98,933	1,990	0,010	0,015	0,000	0,461	0,531	0,020	0,985	0,008
	51,216	0,031	0,364	0,017	15,692	0,515	8,081	23,489	0,107	0,000	99,553	1,997	0,003	0,017	0,001	0,470	0,512	0,017	0,981	-0,018
FSN-116b2	50,918	0,000	0,425	0,064	17,319	0,665	6,827	23,519	0,111	0,010	99,932	1,997	0,003	0,020	0,000	0,399	0,568	0,022	0,988	-0,020
	51,188	0,066	0,879	0,000	16,315	0,514	7,350	23,465	0,158	0,000	100,005	1,992	0,008	0,040	0,002	0,426	0,531	0,017	0,978	-0,042
	51,004	0,004	0,335	0,000	15,439	0,615	8,325	23,622	0,088	0,002	99,435	1,990	0,010	0,015	0,000	0,484	0,504	0,020	0,988	0,006
FSN-116b4	50,712	0,028	0,382	0,047	16,577	0,549	7,491	24,046	0,092	0,009	99,956	1,984	0,016	0,018	0,001	0,437	0,542	0,018	1,008	0,020
	51,375	0,012	0,388	0,017	14,699	0,562	8,772	23,968	0,107	0,000	99,985	1,989	0,011	0,018	0,000	0,506	0,476	0,018	0,994	0,005
	51,154	0,000	0,389	0,022	15,038	0,524	8,715	24,204	0,097	0,009	100,189	1,981	0,018	0,018	0,000	0,503	0,487	0,017	1,004	0,030
	51,293	0,052	0,365	0,000	13,930	0,603	9,263	23,967	0,085	0,001	99,620	1,986	0,014	0,017	0,002	0,535	0,451	0,020	0,994	0,012

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al(iv)	Al(vi)	Ti	Mg	Fe(ii)	Mn	Ca	Fe(iii)
	50,858	0,026	0,484	0,042	15,025	0,602	8,417	23,856	0,148	0,000	99,513	1,984	0,016	0,022	0,001	0,490	0,490	0,020	0,997	0,012
	50,776	0,000	0,295	0,000	16,001	0,633	7,878	24,050	0,084	0,011	99,789	1,985	0,014	0,014	0,000	0,459	0,523	0,021	1,007	0,025
	50,518	0,000	0,383	0,060	15,909	0,714	7,814	23,792	0,089	0,002	99,448	1,984	0,016	0,018	0,000	0,458	0,523	0,024	1,001	0,021
	50,874	0,026	0,431	0,005	14,376	0,591	9,023	24,084	0,145	0,000	99,569	1,978	0,020	0,020	0,001	0,523	0,467	0,019	1,003	0,034
	51,203	0,011	0,338	0,020	13,635	0,635	9,609	24,236	0,099	0,000	99,922	1,979	0,015	0,015	0,000	0,554	0,441	0,021	1,003	0,039
	50,706	0,018	0,250	0,017	15,434	0,642	8,511	24,002	0,069	0,002	99,734	1,979	0,011	0,011	0,001	0,495	0,504	0,021	1,004	0,044
	50,827	0,017	0,415	0,042	14,992	0,586	8,613	23,862	0,104	0,000	99,506	1,982	0,018	0,019	0,000	0,501	0,489	0,019	0,997	0,023
	50,485	0,009	0,306	0,032	15,278	0,554	8,396	23,979	0,109	0,000	99,195	1,980	0,014	0,014	0,000	0,491	0,501	0,018	1,008	0,037
	51,512	0,010	0,263	0,030	15,592	0,602	8,222	23,947	0,059	0,000	100,348	1,994	0,006	0,012	0,000	0,475	0,505	0,020	0,993	-0,002
	50,882	0,000	0,280	0,035	15,637	0,587	8,390	23,990	0,082	0,010	100,032	1,982	0,013	0,013	0,000	0,487	0,509	0,019	1,001	0,035
	50,776	0,000	0,333	0,035	15,956	0,550	8,074	23,997	0,140	0,018	100,048	1,982	0,015	0,015	0,000	0,470	0,521	0,018	1,004	0,030
	51,089	0,020	0,316	0,017	15,548	0,577	8,372	23,851	0,106	0,000	99,935	1,987	0,013	0,014	0,001	0,485	0,506	0,019	0,994	0,016
	50,960	0,004	0,319	0,052	16,257	0,627	7,678	23,951	0,068	0,007	99,932	1,989	0,011	0,015	0,000	0,447	0,531	0,021	1,002	0,010

Tabela C6. Análise de química mineral para anfibólios M

Comment	% Óxidos											ânions com base em 23 O											
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al	Al	Fe(iii)	Ti	Cr	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Na	K
FSN116B1	52,419	0,010	0,311	0,045	35,832	0,055	11,782	0,182	0,000	0,006	100,642	7,816	0,055	0,000	0,304	0,001	0,005	4,163	0,007	2,619	0,029	0,000	0,001
FSN116B1	50,571	0,034	2,696	0,000	20,186	0,584	10,658	12,229	0,137	0,079	99,998	7,575	0,425	0,051	0,311	0,004	0,000	2,217	0,074	2,380	1,962	0,040	0,015
FSN116B1	53,012	0,004	0,555	0,017	19,199	0,696	11,291	13,043	0,073	0,040	100,002	7,863	0,097	0,000	0,146	0,000	0,002	2,235	0,087	2,497	2,073	0,021	0,008
FSN116B1	53,519	0,009	0,814	0,002	16,478	0,681	13,021	13,326	0,108	0,045	99,998	7,830	0,140	0,000	0,159	0,001	0,000	1,857	0,084	2,840	2,089	0,031	0,008
FSN116B1	48,119	0,109	5,661	0,000	20,995	0,422	8,709	12,882	0,563	0,338	100,001	7,249	0,751	0,254	0,243	0,012	0,000	2,402	0,054	1,956	2,079	0,164	0,065
FSN116B1	47,759	0,165	6,264	0,039	20,621	0,442	8,492	12,817	0,648	0,290	100,001	7,214	0,786	0,329	0,169	0,019	0,005	2,435	0,057	1,912	2,074	0,190	0,056
FSN116B1	49,912	0,073	3,787	0,007	20,341	0,450	9,597	13,002	0,343	0,155	100,001	7,482	0,518	0,151	0,220	0,008	0,001	2,330	0,057	2,145	2,088	0,100	0,030
FSN116B1	49,454	0,101	4,821	0,061	20,493	0,456	9,067	12,965	0,471	0,231	100,001	7,615	0,385	0,152	0,109	0,007	0,000	2,397	0,066	2,205	2,064	0,089	0,022
FSN116B1	51,119	0,062	3,055	0,000	20,119	0,521	9,930	12,935	0,307	0,116	100,001	7,615	0,385	0,152	0,109	0,007	0,000	2,397	0,066	2,205	2,064	0,089	0,022

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	% Óxidos											ânions com base em 23 O											
	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Si	Al	Al	Fe(III)	Ti	Cr	Fe(II)	Mn	Mg	Ca	Na	K
FSN116B1	47,829	0,140	6,497	0,032	21,088	0,430	8,367	12,833	0,663	0,311	99,999	7,186	0,814	0,337	0,189	0,016	0,004	2,460	0,055	1,874	2,066	0,193	0,060
FSN116B1	38,335	0,118	19,436	0,049	18,422	4,809	0,422	18,217	0,003	0,011	99,999	5,694	2,306	1,096	1,175	0,013	0,006	1,113	0,605	0,093	2,899	0,001	0,002
FSN116B1	50,182	0,086	3,798	0,056	20,343	0,432	9,598	13,165	0,334	0,168	100,001	7,486	0,514	0,153	0,207	0,010	0,007	2,331	0,055	2,134	2,104	0,097	0,032
FSN116B1	45,314	0,208	8,294	0,080	21,462	0,425	7,484	12,780	0,782	0,455	100,002	6,903	1,097	0,392	0,328	0,024	0,010	2,406	0,055	1,700	2,086	0,231	0,088
FSN116B1	48,980	0,167	5,282	0,012	20,954	0,433	8,779	12,908	0,514	0,251	100,001	7,336	0,664	0,269	0,159	0,019	0,001	2,466	0,055	1,960	2,071	0,149	0,048
FSN116B1	47,283	0,193	6,727	0,000	20,974	0,447	8,462	12,887	0,641	0,342	100,001	7,114	0,886	0,307	0,282	0,022	0,000	2,356	0,057	1,898	2,077	0,187	0,066
FSN116B1	48,861	0,126	5,178	0,095	20,519	0,429	9,116	12,743	0,509	0,219	100,002	7,337	0,663	0,253	0,180	0,014	0,011	2,396	0,055	2,041	2,050	0,148	0,042
FSN116B1	48,351	0,111	5,779	0,085	21,179	0,463	8,310	12,793	0,545	0,252	100,002	7,288	0,712	0,315	0,153	0,013	0,010	2,516	0,059	1,867	2,066	0,159	0,048
FSN116B2	43,596	0,242	10,318	0,068	21,022	0,354	7,047	12,795	0,862	0,802	97,338	6,723	1,277	0,597	0,202	0,030	0,003	2,446	0,045	1,598	2,079	0,247	0,168
FSN116B2	43,874	0,257	10,375	0,027	20,664	0,349	6,994	12,665	0,833	0,859	97,059	6,723	1,277	0,597	0,202	0,030	0,003	2,446	0,045	1,598	2,079	0,247	0,168
FSN116B2	48,758	0,169	5,320	0,000	19,805	0,395	9,476	12,878	0,449	0,285	97,693	7,316	0,684	0,256	0,205	0,019	0,000	2,280	0,050	2,120	2,070	0,131	0,055
FSN116B2	47,895	0,072	6,334	0,039	20,235	0,415	8,723	13,040	0,577	0,431	97,922	7,207	0,793	0,330	0,192	0,008	0,005	2,354	0,053	1,957	2,102	0,168	0,083
FSN116B2	44,922	0,198	9,108	0,073	20,859	0,346	7,610	12,764	0,772	0,490	97,274	6,833	1,167	0,465	0,325	0,023	0,009	2,328	0,045	1,726	2,080	0,228	0,095
FSN116B2	46,019	0,148	7,803	0,081	19,797	0,402	8,580	13,023	0,734	0,484	97,359	6,971	1,029	0,364	0,313	0,017	0,010	2,194	0,052	1,938	2,113	0,216	0,094
FSN116B2	45,010	0,245	9,520	0,017	20,097	0,391	7,753	12,931	0,850	0,716	97,744	6,821	1,179	0,522	0,211	0,028	0,002	2,336	0,050	1,752	2,100	0,250	0,138
FSN116B2	46,053	0,189	7,920	0,076	19,978	0,417	8,454	12,906	0,695	0,516	97,426	6,972	1,028	0,385	0,287	0,022	0,009	2,243	0,053	1,908	2,093	0,204	0,100
FSN116B2	44,493	0,216	9,317	0,046	20,696	0,359	7,568	12,926	0,775	0,659	97,348	6,782	1,218	0,455	0,351	0,025	0,006	2,287	0,046	1,720	2,111	0,229	0,128
FSN116B2	45,430	0,216	8,906	0,059	20,273	0,409	7,875	12,734	0,734	0,700	97,508	6,896	1,104	0,489	0,206	0,025	0,007	2,367	0,053	1,782	2,071	0,216	0,136
FSN116B2	45,084	0,258	8,760	0,066	20,341	0,334	8,024	12,829	0,746	0,781	97,304	6,855	1,145	0,425	0,282	0,030	0,008	2,304	0,043	1,819	2,090	0,220	0,151
FSN116B2	44,796	0,226	9,129	0,229	21,215	0,363	7,266	12,774	0,777	0,660	97,462	6,824	1,176	0,463	0,276	0,026	0,028	2,426	0,047	1,650	2,085	0,229	0,128
FSN116B2	47,191	0,195	7,747	0,061	21,077	0,436	7,704	12,916	0,725	0,380	98,655	7,091	0,909	0,462	0,112	0,022	0,007	2,536	0,055	1,726	2,079	0,211	0,073
FSN116B2	49,168	0,155	4,851	0,193	20,648	0,453	8,917	12,776	0,499	0,237	98,024	7,391	0,609	0,251	0,109	0,018	0,023	2,486	0,058	1,998	2,058	0,145	0,045
FSN116B2	45,860	0,193	7,535	0,246	21,468	0,435	7,386	12,733	0,757	0,465	97,089	7,016	0,984	0,374	0,221	0,022	0,030	2,525	0,056	1,684	2,087	0,225	0,091
FSN116B2	48,993	0,107	4,704	0,024	20,402	0,410	9,216	12,991	0,458	0,270	97,801	7,371	0,629	0,205	0,211	0,012	0,003	2,355	0,052	2,067	2,094	0,134	0,052
FSN116B2	49,914	0,000	1,429	0,002	29,613	0,236	3,766	12,713	0,175	0,058	97,928	7,816	0,184	0,079	0,040	0,000	0,000	3,837	0,031	0,879	2,133	0,053	0,012
FSN116B2	50,999	0,081	2,758	0,022	21,560	0,452	9,040	12,862	0,279	0,101	98,292	7,650	0,350	0,138	0,091	0,009	0,003	2,614	0,057	2,022	2,067	0,081	0,019

Tabela C7. Análise de química mineral para Sulfetos

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total	S	Fe	As
FSN-109-220 sulf 1	19,963	34,277	45,514	0,130	0,000	0,056	0,041	0,101	0,000	0,422	0,000	0,000	0,000	0,000	100,504	0,622	0,614	0,608
FSN-109-220 sulf 2	18,350	33,664	47,755	0,000	0,000	0,026	0,435	0,250	0,000	1,329	0,000	0,045	0,013	0,000	101,867	0,572	0,603	0,637
FSN-109-220 sulf 3	19,404	33,425	46,422	0,074	0,000	0,000	0,184	0,332	0,000	0,836	0,000	0,000	0,000	0,000	100,702	0,605	0,598	0,620
FSN-109-220 sulf 4	39,524	60,368	0,000	0,139	0,000	0,000	0,139	0,000	0,011	0,080	0,000	0,000	0,000	0,000	100,261	1,232	1,081	0,000
FSN-109-220 sulf 5	17,749	32,697	48,525	0,000	0,008	0,000	0,641	0,364	0,000	1,586	0,000	0,024	0,000	0,000	101,594	0,553	0,585	0,648
FSN-109-220 sulf 7	20,215	34,873	45,428	0,126	0,000	0,000	0,070	0,044	0,000	0,503	0,029	0,000	0,000	0,000	101,288	0,630	0,624	0,606
FSN-109-220 sulf 8	39,031	59,893	0,000	0,142	0,000	0,000	0,191	0,000	0,000	0,089	0,000	0,000	0,000	0,000	99,346	1,217	1,072	0,000
FSN-109-220 sulf 10	18,698	31,895	46,355	0,050	0,000	0,029	0,459	0,188	0,000	1,236	0,000	0,017	0,000	0,000	98,927	0,583	0,571	0,619
FSN-109-220 sulf 11	18,811	33,456	46,496	0,054	0,000	0,000	0,301	0,437	0,000	1,020	0,002	0,003	0,000	0,000	100,580	0,587	0,599	0,621
FSN-109-220 sulf 12	19,280	36,197	47,028	0,000	0,000	0,000	0,134	0,271	0,000	0,675	0,000	0,000	0,000	0,000	103,585	0,601	0,648	0,628
FSN-109-220 sulf 14	19,064	33,887	46,818	0,057	0,000	0,020	0,176	0,178	0,000	0,745	0,000	0,000	0,000	0,000	100,945	0,594	0,607	0,625
FSN-109-220 sulf 16	39,411	59,466	0,000	0,127	0,000	0,021	0,243	0,000	0,017	0,109	0,009	0,003	0,000	0,000	99,438	1,229	1,065	0,000
FSN-109-220 sulf 17	19,210	33,714	47,447	0,086	0,000	0,027	0,162	0,115	0,000	0,913	0,000	0,000	0,000	0,000	101,674	0,599	0,604	0,633
FSN-109-220 sulf 18	19,405	34,694	46,663	0,015	0,000	0,000	0,117	0,169	0,000	0,806	0,000	0,000	0,000	0,000	101,869	0,605	0,621	0,623
FSN-109-220 sulf 19	19,366	33,479	46,644	0,030	0,000	0,017	0,337	0,258	0,000	0,912	0,000	0,006	0,000	0,000	101,049	0,604	0,599	0,623
FSN-109-220 sulf 20	39,219	59,206	0,000	0,111	0,005	0,057	0,168	0,011	0,010	0,080	0,010	0,005	0,003	0,000	98,885	1,223	1,060	0,000
FSN-109-220 sulf 22	18,812	33,875	47,129	0,000	0,000	0,038	0,206	0,305	0,000	0,685	0,000	0,000	0,006	0,000	101,056	0,587	0,607	0,629
FSN-109-220 sulf 25	39,142	59,090	0,000	0,117	0,000	0,000	0,219	0,000	0,003	0,112	0,001	0,000	0,000	0,000	98,684	1,221	1,058	0,000
FSN-109-220 sulf 27	19,213	33,926	47,321	0,102	0,000	0,036	0,174	0,174	0,000	0,701	0,000	0,000	0,000	0,000	101,647	0,599	0,607	0,632
FSN-109-220 sulf 28	17,091	31,769	49,915	0,000	0,000	0,000	1,136	0,338	0,000	1,327	0,000	0,000	0,000	0,000	101,576	0,533	0,569	0,666
FSN-109-220 sulf 31	39,636	60,780	0,000	0,177	0,000	0,023	0,089	0,000	0,010	0,087	0,000	0,000	0,000	0,000	100,802	1,236	1,088	0,000
FSN-109-220 sulf 6	19,730	35,714	46,774	0,000	0,000	0,062	0,047	0,098	0,000	0,461	0,000	0,000	0,000	0,000	102,923	0,615	0,639	0,624
FSN-109-220 sulf 9	19,658	34,966	46,494	0,032	0,000	0,003	0,066	0,148	0,000	0,681	0,000	0,000	0,000	0,000	102,048	0,613	0,626	0,621
FSN-109-220 sulf 13	17,511	33,579	48,870	0,034	0,000	0,000	0,613	0,307	0,000	1,225	0,000	0,000	0,000	0,000	102,139	0,546	0,601	0,652
FSN-109-220 sulf 15	18,333	34,132	48,185	0,034	0,000	0,001	0,438	0,320	0,000	1,064	0,000	0,000	0,000	0,000	102,507	0,572	0,611	0,643
FSN-109-220 sulf 21	19,412	35,579	46,456	0,159	0,000	0,004	0,160	0,331	0,000	0,747	0,000	0,000	0,000	0,000	102,848	0,605	0,637	0,620

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total	S	Fe	As
FSN-109-220 sulf 23	19,846	36,072	47,005	0,169	0,015	0,000	0,017	0,272	0,000	0,444	0,018	0,000	0,000	0,000	103,858	0,619	0,646	0,627
FSN-109-220 sulf 24	18,465	34,151	48,264	0,000	0,000	0,000	0,414	0,298	0,000	1,233	0,000	0,000	0,011	0,000	102,836	0,576	0,611	0,644
FSN-109-220 sulf 26	19,865	35,128	46,699	0,000	0,031	0,006	0,114	0,387	0,000	0,501	0,000	0,000	0,000	0,000	102,731	0,619	0,629	0,623
FSN-109-220 sulf 29	19,762	35,140	46,832	0,150	0,000	0,000	0,053	0,244	0,000	0,571	0,000	0,024	0,034	0,000	102,810	0,616	0,629	0,625
FSN-109-220 sulf 30	18,846	35,005	47,721	0,083	0,000	0,004	0,246	0,158	0,000	0,822	0,000	0,000	0,000	0,000	102,885	0,588	0,627	0,637

Tabela C8. Análise de química mineral para Sulfetos 2

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	W	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni
FSN-109-214 sulf 1	39,093	59,949	0,001	0,163	0,000	0,024	0,070	0,022	0,000	0,000	0,110	0,000	0,000	0,000	0,000	99,432	1,219	1,073	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 3	39,173	61,951	0,015	0,138	0,000	0,021	0,028	0,000	0,000	0,000	0,130	0,002	0,000	0,000	0,000	101,458	1,221	1,109	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 4	24,031	26,491	0,000	48,521	0,023	0,000	0,091	0,000	0,030	0,000	0,061	0,005	0,000	0,000	0,000	99,253	0,749	0,474	0,000	0,234	0,000	0,000	0,001
FSN-109-214 sulf 5	39,024	60,619	0,000	0,136	0,019	0,000	0,068	0,009	0,002	0,000	0,098	0,009	0,010	0,000	0,000	99,994	1,217	1,085	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 6	13,445	1,239	0,000	86,348	0,000	0,000	0,045	0,000	0,033	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	101,118	0,419	0,022	0,000	0,417	0,000	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 7	38,507	61,391	0,000	0,059	0,017	0,051	0,115	0,000	0,019	0,000	0,096	0,000	0,022	0,000	0,000	100,277	1,201	1,099	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
FSN-109-214 sulf 8	38,920	60,102	0,000	0,082	0,000	0,019	0,042	0,028	0,000	0,000	0,106	0,000	0,000	0,000	0,000	99,299	1,214	1,076	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 9	34,818	31,529	0,000	0,095	31,462	0,000	0,012	0,000	0,023	0,000	0,067	0,007	0,016	0,000	0,000	98,029	1,086	0,565	0,000	0,000	0,495	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 10	38,734	60,175	0,000	0,069	0,000	0,000	0,089	0,020	0,000	0,000	0,125	0,000	0,000	0,000	0,000	99,212	1,208	1,077	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
FSN-111-279 sulf 1	38,888	62,021	0,000	0,118	0,000	0,019	0,471	0,000	0,012	0,000	0,052	0,012	0,000	0,001	0,000	101,594	1,213	1,110	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003
FSN-111-279 sulf 2	38,248	59,800	0,000	0,071	0,000	0,019	0,455	0,000	0,000	0,000	0,077	0,000	0,000	0,000	0,000	98,670	1,193	1,071	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
FSN-111-279 sulf 3	38,934	59,993	0,000	0,079	0,000	0,007	0,495	0,000	0,000	0,000	0,090	0,003	0,000	0,000	0,000	99,601	1,214	1,074	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003

Caracterização Metalogênica Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	W	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni
FSN-111-279 sulf 4	38,765	61,459	0,000	0,147	0,000	0,037	0,432	0,010	0,000	0,000	0,100	0,000	0,000	0,000	0,000	100,950	1,209	1,100	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003
FSN-111-279 sulf 5	39,290	59,549	0,000	0,067	0,000	0,001	0,558	0,000	0,052	0,000	0,092	0,035	0,000	0,000	0,000	99,644	1,225	1,066	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
FSN-111-279 sulf 7	38,770	59,267	0,000	0,112	0,000	0,000	0,578	0,000	0,000	0,000	0,097	0,000	0,001	0,000	0,000	98,825	1,209	1,061	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004
FSN-111-279 sulf 9	38,921	61,639	0,000	0,191	0,000	0,000	0,342	0,000	0,053	0,000	0,093	0,000	0,010	0,006	0,000	101,255	1,214	1,104	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
FSN-111-279 sulf 12	35,755	46,924	0,000	0,160	0,024	0,053	14,875	0,000	0,051	0,016	0,636	0,003	0,000	0,000	0,000	98,497	1,115	0,840	0,000	0,001	0,000	0,001	0,094
FSN-111-279 sulf 13	33,605	7,098	0,000	0,043	0,000	57,573	0,000	0,009	0,000	0,000	0,045	0,000	0,000	0,000	0,000	98,373	1,048	0,127	0,000	0,000	0,000	0,880	0,000
FSN-111-279 sulf 15	33,640	7,181	0,000	0,092	0,000	58,916	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,021	0,009	0,000	0,000	99,890	1,049	0,129	0,000	0,000	0,000	0,901	0,000
FSN-111-279 sulf 16	34,881	31,868	0,000	0,186	32,278	0,060	0,000	0,000	0,036	0,000	0,028	0,006	0,000	0,000	0,000	99,343	1,088	0,571	0,000	0,001	0,508	0,001	0,000
FSN-111-279 sulf 17	38,830	59,808	0,007	0,144	0,029	0,031	0,608	0,000	0,012	0,000	0,108	0,004	0,000	0,000	0,000	99,581	1,211	1,071	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004
FSN-111-279 sulf 18	13,273	0,762	0,000	86,649	0,087	0,136	0,000	0,004	0,022	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	100,953	0,414	0,014	0,000	0,418	0,001	0,002	0,000
FSN-111-279 sulf 19	34,371	31,059	0,000	0,146	31,351	0,019	0,000	0,019	0,000	0,000	0,036	0,012	0,000	0,000	0,000	97,013	1,072	0,556	0,000	0,001	0,493	0,000	0,000
FSN-111-279 sulf 20	13,032	0,347	0,000	84,053	0,000	0,000	0,000	0,045	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	97,503	0,406	0,006	0,000	0,406	0,000	0,000	0,000
FSN-111-279 sulf 21	38,802	60,491	0,000	0,138	0,000	0,045	0,147	0,000	0,000	0,007	0,107	0,013	0,008	0,000	0,000	99,758	1,210	1,083	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
FSN-111-279 sulf 23	34,370	30,762	0,000	0,021	31,727	0,048	0,000	0,000	0,028	0,000	0,046	0,019	0,000	0,000	0,000	97,021	1,072	0,551	0,000	0,000	0,499	0,001	0,000
FSN-111-279 sulf 25	38,865	60,106	0,000	0,148	0,000	0,000	0,519	0,033	0,000	0,000	0,091	0,002	0,007	0,000	0,000	99,771	1,212	1,076	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003
FSN-111-279 sulf 27	38,754	59,929	0,000	0,116	0,044	0,012	0,458	0,000	0,000	0,000	0,104	0,021	0,000	0,000	0,000	99,438	1,208	1,073	0,000	0,001	0,001	0,000	0,003
FSN-111-279 sulf 29	34,427	30,009	0,000	0,088	30,996	0,035	0,029	0,000	0,000	0,000	0,043	0,016	0,000	0,000	0,000	95,643	1,073	0,537	0,000	0,000	0,488	0,001	0,000
FSN-111-279 sulf 30	12,975	2,020	0,000	85,729	0,000	0,000	0,079	0,000	0,048	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000	0,000	100,890	0,405	0,036	0,000	0,414	0,000	0,000	0,000
FSN-111-279 sulf 32	34,631	32,516	0,000	0,097	32,756	0,011	0,000	0,011	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	100,044	1,080	0,582	0,000	0,000	0,516	0,000	0,000
FSN-111-279 sulf 33	33,158	5,155	0,011	0,092	0,008	56,496	0,024	0,045	0,022	0,000	0,083	0,000	0,000	0,000	0,000	95,094	1,034	0,092	0,000	0,000	0,000	0,864	0,000
FSN-116-550 sulf 1	34,718	30,856	0,000	0,140	31,143	0,000	0,020	0,000	0,000	0,007	0,053	0,013	0,012	0,000	0,000	96,962	1,083	0,552	0,000	0,001	0,490	0,000	0,000
FSN-116-550 sulf 2	52,047	45,861	0,000	0,181	0,150	0,000	0,685	0,000	0,035	0,000	0,070	0,000	0,003	0,003	0,000	99,035	1,623	0,821	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004
FSN-116-550 sulf 3	51,598	45,650	0,025	1,789	0,061	0,001	1,163	0,026	0,030	0,000	0,166	0,000	0,000	0,000	0,000	100,509	1,609	0,817	0,000	0,009	0,001	0,000	0,007

Caracterização Metalogenética Da Jazida Aurífera Satinoco, Conceição Do Pará-Mg

Comment	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni	Sb	Te	W	Co	Ag	Pd	Au	Mo	Total	S	Fe	As	Pb	Cu	Zn	Ni
FSN-116-550 sulf 4	33,580	5,623	0,000	0,002	0,016	59,816	0,025	0,000	0,003	0,000	0,299	0,017	0,001	0,007	0,000	99,389	1,047	0,101	0,000	0,000	0,000	0,915	0,000
FSN-116-550 sulf 5	33,553	6,392	0,000	0,066	0,000	57,259	0,055	0,019	0,000	0,000	0,254	0,000	0,000	0,000	0,000	97,598	1,046	0,114	0,000	0,000	0,000	0,876	0,000
FSN-116-550 sulf 6	53,181	46,565	0,000	0,061	0,098	0,000	1,303	0,000	0,025	0,000	0,095	0,000	0,000	0,035	0,000	101,363	1,658	0,834	0,000	0,000	0,002	0,000	0,008
FSN-116-550 sulf 7	34,713	31,000	0,000	0,131	30,958	0,117	0,050	0,000	0,063	0,000	0,030	0,014	0,000	0,000	0,001	97,077	1,082	0,555	0,000	0,001	0,487	0,002	0,000
FSN-116-550 sulf 8	21,655	3,934	41,737	0,067	0,000	0,000	2,144	0,000	0,000	0,000	29,437	0,000	0,000	0,000	0,000	98,974	0,675	0,070	0,557	0,000	0,000	0,000	0,014
FSN-116-550 sulf 9	52,726	45,256	0,013	0,153	0,287	0,059	3,028	0,000	0,024	0,000	0,119	0,001	0,000	0,000	0,000	101,666	1,644	0,810	0,000	0,001	0,005	0,001	0,019
FSN-116-550 sulf 10	52,923	46,482	0,000	0,104	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,007	0,000	0,000	0,000	99,585	1,650	0,832	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
FSN-116-550 sulf 11	34,791	31,248	0,025	0,146	30,819	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000	0,109	0,002	0,031	0,000	0,000	97,223	1,085	0,559	0,000	0,001	0,485	0,001	0,000
FSN-116-550 sulf 13	52,574	47,527	0,024	0,086	0,078	0,001	0,925	0,000	0,000	0,000	0,096	0,000	0,000	0,000	0,000	101,311	1,639	0,851	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006
FSN-116-550 sulf 15	53,304	44,259	0,000	0,146	0,000	0,027	0,006	0,000	0,000	0,000	0,068	0,002	0,001	0,000	0,000	97,813	1,662	0,792	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
FSN-109-214 sulf 2	19,298	36,529	47,258	0,018	0,011	0,000	0,060	0,115	0,000	0,000	0,375	0,000	0,023	0,000	0,000	103,687	0,602	0,654	0,631	0,000	0,000	0,000	0,000
FSN-111-279 sulf 10	39,536	63,182	0,000	0,060	0,000	0,000	0,340	0,000	0,000	0,000	0,107	0,029	0,031	0,000	0,000	103,285	1,233	1,131	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
FSN-111-279 sulf 11	39,355	62,998	0,000	0,128	0,000	0,000	0,306	0,011	0,034	0,000	0,087	0,000	0,003	0,000	0,000	102,922	1,227	1,128	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
FSN-111-279 sulf 14	33,395	6,423	0,000	0,109	0,029	56,875	0,004	0,000	0,008	0,000	0,041	0,009	0,010	0,000	0,000	96,903	1,041	0,115	0,000	0,001	0,000	0,870	0,000
FSN-111-279 sulf 22	38,840	64,816	0,000	0,102	0,000	0,007	0,484	0,000	0,000	0,000	0,085	0,006	0,005	0,000	0,000	104,345	1,211	1,161	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
FSN-111-279 sulf 24	38,729	62,675	0,000	0,198	0,000	0,000	0,476	0,000	0,021	0,000	0,075	0,000	0,000	0,000	0,000	102,174	1,208	1,122	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003
FSN-111-279 sulf 26	33,735	31,006	0,000	0,087	30,820	0,019	0,037	0,038	0,000	0,000	0,038	0,012	0,000	0,000	0,000	95,792	1,052	0,555	0,000	0,000	0,485	0,000	0,000
FSN-111-279 sulf 28	38,553	63,050	0,000	0,145	0,028	0,049	0,427	0,000	0,005	0,000	0,126	0,000	0,000	0,000	0,000	102,383	1,202	1,129	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003
FSN-111-279 sulf 31	39,051	62,375	0,000	0,116	0,000	0,054	0,383	0,044	0,000	0,000	0,114	0,019	0,000	0,000	0,000	102,156	1,218	1,117	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002
FSN-116-550 sulf 12	34,151	30,675	0,000	0,036	31,312	0,055	0,004	0,000	0,000	0,000	0,015	0,005	0,019	0,000	0,003	96,275	1,065	0,549	0,000	0,000	0,493	0,001	0,000
FSN-116-550 sulf 14	34,799	29,655	0,000	0,005	30,561	0,068	0,035	0,024	0,000	0,000	0,093	0,027	0,025	0,000	0,000	95,292	1,085	0,531	0,000	0,000	0,481	0,001	0,000
FSN-116-550 sulf 16	34,181	29,278	0,000	0,020	29,897	0,000	0,000	0,003	0,039	0,000	0,052	0,000	0,019	0,000	0,000	93,489	1,066	0,524	0,000	0,000	0,471	0,000	0,000