

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E ISOTÓPICA DO GARIMPO JOÃO
NEVES, MUNICÍPIO DE CAMPOS VERDES – REGIÃO DE CRIXÁS, GO

Victor Miguel Oliveira Martin



Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari
Departamento de Mineralogia e Geotectônica - GMG

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08-53)

DEDALUS - Acervo - IGC

De Acordo,



30900025560

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Victor Miguel O. M.", written over a horizontal line.

Victor Miguel Oliveira Martin

Aluno

A handwritten signature in blue ink, appearing to read "Colombo Celso Gaeta Tassinari", written over a horizontal line.

Colombo Celso Gaeta Tassinari

Orientador

SÃO PAULO
2008

TF
M383
VMO.c

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

CAPACITAÇÃO MINERALÓGICA E ISOTÓPICA DO GÁS-ÁCIDO
DE UM MANTO DE CAMBÓRIO - REGIÃO DE CARIACÁS

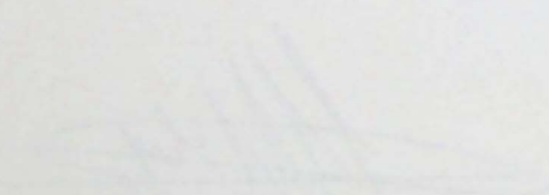


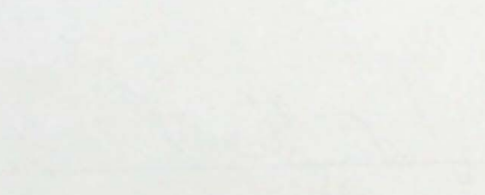
Monografia de Trabalho de Formatura

Aluno: RUI OTÁVIO DE SOUZA JUNIOR
Orientador: DR. CARLOS ALBERTO DE SOUZA

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

1982-83


RUI OTÁVIO DE SOUZA JUNIOR


CARLOS ALBERTO DE SOUZA

PROFESSOR

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, por todas as graças recebidas ao longo da minha vida. Com Ele, não tenho nada. À minha família e meus parentes, pelo apoio, tolerância, amor e tudo mais que uma família é capaz de fazer por nós, a minha namorada, Adriana, uma pessoa muito maravilhosa à qual sou tão apegado, aos meus amigos e colegas, que são pessoas muito diferentes e sempre apontam meu trabalho, também são pessoas muito especiais, às quais se pode contar em caso de necessidade.

Agradeço também a meu orientador, Prof. Dr. Cleonildo César Gomes Teixeira, pelo apoio e ainda especialmente na realização do trabalho, a Michael Peter - Schmidt, pedagogo mestre, coordenador da disciplina Lógica Filosófica pela qual estou graduando. Nas etapas de campo e ao longo da execução deste trabalho, aos funcionários da empresa Lix, Gorky, Anar, Anderson, Renata, Bruno, pelos auxílios e por acompanharem durante as etapas de campo, também pelo disponibilizarem, agradeço a Paulo (Chafiz) e Carlos (Zéna), responsáveis de graduação de pedreiros da UNICOP e apóio.

Aos funcionários dos laboratórios envolvidos durante este trabalho: Marcos Leite, Kai Sam, Rafael Rios, Edilene Souza, Ivete Kellen, Sandra, Helen Mayara, Lucinda - CPGem, Paulo e demais funcionários da instituição; Angélica Moreira, do laboratório de microscopia, Jéssica Jani e Sayeg, do LAMSEV e todos os outros que não citarei.

Agradeço ao Prof. Dr. Horapeter Marinho, pela disponibilização, para estudo e para dois meses, ao Prof. Dr. Gorgely Aníbal João Sobral e à Prof. Dr. Graziela Maria Costa, por todo o auxílio disponibilizado para a realização do trabalho.

Gostaria de agradecer especialmente a Deus, por todas as graças recebidas ao longo da minha vida. Com Ele, não tenho nada. À minha família e meus parentes, pelo apoio, tolerância, amor e tudo mais que uma família é capaz de fazer por nós, a minha namorada, Adriana, uma pessoa muito maravilhosa à qual sou tão apegado, aos meus amigos e colegas, que são pessoas muito diferentes e sempre apontam meu trabalho, também são pessoas muito especiais, às quais se pode contar em caso de necessidade.

Por fim, é toda a minha dedicação ao trabalho, ao longo da minha vida.

Dedico este trabalho a todas as pessoas que me apoiaram ao longo da vida, em especial à época deste curso; dedico a meus pais, Miguel e Maria, meus parentes (em especial minha tia Iracema), à minha namorada, Adriana, e aos meus amigos e colegas.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, por todas as graças recebidas ao longo de minha vida; sem Ele, não somos nada; à minha família e meus parentes, pelo apoio, fé, paciência, amor, e tudo mais que uma família é capaz de fazer por nós; a minha namorada, Adriana, uma pessoa muito maravilhosa à qual sou só elogios; aos meus amigos e colegas, que são pessoas muito divertidas e sempre apoiaram meu trabalho; também são pessoas muito especiais, às quais se pode contar em caso de necessidade.

Agradeço também a meu orientador, Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, pelo apoio e ajuda necessária na realização do trabalho; a Michael Robin Bennell, geólogo muito competente da empresa Lara Exploration, pelos auxílios prestados nas etapas de campo e ao longo da execução deste trabalho; aos funcionários da empresa Lói, Godo, Alair, Anderson, Renata, Bruno, pelos auxílios e pelo companheirismo durante as etapas de campo; também pelo companheirismo, agradeço a Pablo (Manu) e Carlos (Zorba), estudantes de graduação de geologia da UNESP à época.

Aos funcionários dos laboratórios utilizados durante este trabalho (Vasco Loios, Kei Sato, Izabel Ruiz, Solange Souza, Ivone Keiko Sonoki, Helen Mayumi Sonoki – CPGeo; Paulo e demais funcionários da laminação; Angélica Morente, do laboratório de microscopia; Isaac Jamil Sayeg, do LABMEV e todos os outros aqui não citados).

Agradeço ao Prof. Dr. Horstpeter Ulbrich, pela compreensão, pelo auxílio e pelas dicas dadas; ao Prof. Dr. Gergely Andrés Julio Szabó e a Prof. Dr. Gianna Maria Garda, por todo o auxílio disponibilizado para a execução do trabalho.

Gostaria de agradecer especialmente à Companhia Vale, que forneceu bolsas de auxílio à execução do trabalho de formatura, o que foi de grande importância para a realização deste trabalho, e à FUSP, pelo repasse das verbas disponibilizadas.

Por fim, a todos que participaram, de alguma forma, na execução deste trabalho, e não foram citados.

SUMÁRIO

1. Resumo	3
2. <i>Abstract</i>	4
3. Introdução	5
4. Metas e Objetivos	6
5. Trabalhos Prévios	6
5.1. Geologia Regional.....	6
5.1.1. Arco Magmático de Mara Rosa	8
5.1.2. Assinaturas isotópicas e idades U-Pb da região de Crixás: exemplos da mineralização de ouro de Mina III e do Corpo Palmeiras.....	13
5.1.2.1. <i>Mina III</i>	13
5.1.2.2. <i>Corpo Palmeiras</i>	14
5.2. Conceitos sobre aplicação de isótopos em metalogênese	15
5.3. Fundamentação teórica dos métodos isotópicos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd utilizados no trabalho.....	16
5.3.1. Rb-Sr.....	16
5.3.2. Pb-Pb	16
5.3.3. Sm-Nd	18
6. Materiais e Métodos.....	20
6.1. Amostragem.....	20
6.2. Levantamento bibliográfico.....	20
6.3. Confecção do mapa e de perfis geológicos.....	20
6.4. Descrição de lâminas e seções polidas.....	21
6.5. Análise em microscopia eletrônica de varredura (MEV)	21
6.6. Preparação de amostras para análises isotópicas no CPGeo	21
6.6.1. Rocha total	21
6.6.2. Sulfetos	22
6.6.3. Carbonato	23
6.6.4. Feldspato	24
6.6.5. Muscovita	24
6.7. Procedimentos analíticos para concentração e medição de elementos.....	24
6.7.1. Rb e Sr	24
6.7.1.1. <i>Pesagem e ataque químico</i>	25
6.7.1.2. <i>Separação dos elementos (colunas de troca iônica)</i>	25
6.7.2. Sm e Nd	26
6.7.2.1. <i>Ataque químico</i>	26
6.7.2.2. <i>Separação dos Elementos</i>	27

6.7.3. Pb-Pb	27
6.7.3.1. Método de dissolução total para pirita.....	27
6.7.3.2. Método de dissolução total para feldspato.....	28
6.7.4. Espectrometria de massa.....	28
6.8. Processamento dos dados isotópicos	29
7. Desenvolvimento do Trabalho.....	29
8. Apresentação, Interpretação e Discussão dos Resultados Obtidos	31
8.1. Geologia Local	31
8.2. Descrição de Lâminas Petrográficas e Seções Polidas.....	36
8.2.1. Seções Polidas.....	37
8.2.1.1. MEV.....	42
8.2.2. Lâminas Petrográficas.....	42
8.3. Análises Isotópicas.....	46
8.3.1. Rb-Sr.....	46
8.3.2. Sr/Sr.....	48
8.3.3. Pb-Pb e Sm-Nd	48
8.4. Comparação entre os dados isotópicos obtidos no garimpo João Neves e os dados existentes para a região de Crixás	54
9. Conclusões	55
10. Referências Bibliográficas.....	58

1. Resumo

A área de estudo do projeto situa-se no garimpo de ouro João Neves, município de Campos Verdes, porção noroeste do estado de Goiás (UTM SAD 69; coordenadas 22L 644420E a 644500 e 8430275N a 8430190N). O município de Campos Verdes está inserido na parte central da Província Tocantins, no Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica.

O garimpo João Neves apresenta mineralização de ouro associada a sulfetos, existentes principalmente nas bordas de veios de quartzo discordantes, ou na forma livre, mais rara, e também associada a veios de quartzo discordantes.

Foram realizados estudos de lâminas petrográficas pertencentes às rochas encaixantes da mineralização e estudos de seções polidas do minério, inclusive com realização de sessões de microscopia eletrônica de varredura (MEV), com objetivo de identificar a presença de ouro e outros elementos de interesse nas amostras e de resolver dúvidas a respeito de mineralogia e de composição do minério. Além disso, também foram realizadas análises isotópicas pelos métodos Pb-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de sulfetos, da rocha hospedeira da mineralização e de uma amostra regional.

De modo geral, as rochas encaixantes são constituídas por xistos blastomiloníticos que apresentam fortes evidências de cisalhamento (quartzo em fita, porfiroblastos rotacionados, estruturas SC em micas). O metamorfismo existente nessas rochas é de baixo grau, fácies xisto verde, alcançando a zona da granada. A presença de clorita substituindo minerais como biotita indica a existência de um retrometamorfismo associado às zonas de cisalhamento.

No estudo das seções polidas, foram encontrados sulfetos e óxidos. Os principais sulfetos existentes são pirita, pirrotita e calcopirita; os óxidos compreendem magnetita e ilmenita, sendo que a ilmenita só é observada como lamelas de exsolução em magnetita. Os sulfetos e óxidos presentes pertencem a duas gerações diferentes, como indicado pelas relações de corte entre esses minerais e também pelo hábito, que tende a ser mais xenomórfico nos minerais de primeira geração, e mais idiomórfico nos de segunda. Em nenhuma das amostras analisadas foi observada a presença de ouro.

As análises isotópicas realizadas pelos métodos Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr permitiram concluir que os sulfetos têm idade Brasiliana (600 Ma), sendo que sua fonte é uma mistura entre manto e crosta superior. A assinatura isotópica de Pb e de Nd sugere que os fluidos mineralizantes circularam pelas rochas metavulcanossedimentares da Seqüência Santa Terezinha.

Através da comparação dos resultados isotópicos obtidos no garimpo João Neves com os resultados disponíveis para a região de Crixás, pode-se dizer que a alteração hidrotermal presente na Mina III, no Corpo Palmeiras e em Campos Verdes foram formadas

durante o evento Brasileiro, mas com uma diferença de idade de cerca de 100 Ma; em Campos Verdes, a alteração hidrotermal data de aproximadamente 600 Ma, enquanto que no Corpo Palmeiras e na Mina III essa alteração tem idade em torno de 500 Ma; em Crixás, a mineralização é paleoproterozóica, e foi remobilizada durante o evento Brasileiro; em Campos Verdes, não foi possível determinar a idade da mineralização; a influência do evento Brasileiro remobilizou o Pb e provocou a abertura do sistema isotópico. A presença de sulfetos e óxidos de duas gerações em Campos Verdes pode ser um indício de uma mineralização anterior ao evento, mas de idade desconhecida.

2. Abstract

The studied area in this project is the João Neves gold prospect, situated in the Campos Verdes district, northwest portion of Goiás state (UTM SAD 69; coordinates 22L 644420E to 644500E and 8430275N to 8430190N). The district is located in the central portion of the Tocantins Province, in the Goiás Magmatic Arc, of Neoproterozoic age. The João Neves prospect presents a gold-bearing sulfide mineralization, mainly concentrated along the border of discordant quartz veins and, less commonly, also in free form. Thin and polished sections of wall rock were studied, also with scanning electron microscopy (SEM), to recognize the presence of gold and other elements of interest, and to identify the mineralogy and composition of ore minerals. Furthermore, isotope analysis in the Pb-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd systems were performed in sulfides, wall-rocks and one regional sample. Wall-rocks are mainly constituted by blastomylonitic schists showing strong evidence of shearing (ribbon quartz, rotated porphyroblasts, SC structures in micas). The registered metamorphism is low-grade greenschist facies, reaching up to the garnet zone. Chlorite overprinting biotite is the result of retrograde metamorphism related to the shearing event. In polished sections, the main recognized sulfides were pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. The main oxide is magnetite, that may shows exsolved ilmenite lamellae. The ore minerals belong to two different generations, the first one presenting more xenomorphic habits, the second one a tendency to idiomorphism. Gold was not registered in any of the analysed samples. The isotopic results of the Pb-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr methods indicate for the sulfides a Brasileiro age (600 Ma), with their source representing a mixture of mantle and upper crustal contributions. The isotope signature derived from the Pb and Nd systems suggests that the mineralizing hydrothermal fluids circulated through the Santa Terezinha metavolcano-sedimentary sequence. The comparison of these results with the ones available for the Crixás region indicates that the hydrothermal alteration in the Mina III, Palmeiras orebody and Campos Verdes was formed during the Brasileiro event, with an age difference of about 100 Ma. In Campos Verdes, the hydrothermal alteration yields an age of around 600 Ma, and of around 500 Ma in the Palmeiras orebody and Mina III. In Crixás, the

mineralization is Paleoproterozoic, with remobilization during the Brasiliano event. The mineralization age in Campos Verdes could not be established. The influence of the Brasiliano event remobilized Pb and caused the opening of the isotopic system. The presence of two possible mineralization events, as suggested by textural evidence, indicates the occurrence of an older event, of unknown age.

3. Introdução

O presente trabalho visa apresentar os dados obtidos através de estudos de caracterização petrográfica, mineralógica e de análises isotópicas para as rochas do garimpo de ouro João Neves, localizado no município de Campos Verdes, porção noroeste do estado de Goiás. O município de Campos Verdes está inserido na parte central da Província Tocantins, no Arco Magmático de Goiás que apresenta idade neoproterozóica.

A utilização de isótopos radiogênicos, em especial de Sr, Nd e Pb, é feita objetivando-se contribuir para o estabelecimento de um modelo metalogenético para as mineralizações metálicas. Os isótopos podem ser uma ferramenta importante na seleção de áreas mais favoráveis à ocorrência de mineralizações, ou no descarte de áreas desfavoráveis, e na atribuição de prioridades em prospectos e anomalias caracterizadas por geoquímica tradicional ou por geofísica. São utilizados, por exemplo, na caracterização das fontes de fluidos mineralizantes, das fontes de calor para circulação dos fluidos e na determinação das idades de formação da mineralização e dos processos de alteração hidrotermal. No campo da prospecção mineral, utiliza-se o conceito de que, se uma ocorrência mineral possui a mesma composição multi-isotópica que um grande depósito econômico, dentro de um mesmo distrito mineiro ou província metalogenética, esta ocorrência terá uma grande probabilidade de ser econômica também. Este conceito é válido porque se a composição isotópica for a mesma, é porque as mineralizações possuem a mesma idade, foram formadas a partir do mesmo fluido, que sofreu os mesmos processos de interação com as rochas encaixantes e os metais se precipitaram da mesma forma, condicionados pelos mesmos fatores geológicos (Tassinari, 2004). Seguindo esse conceito, neste trabalho o prospecto João Neves é comparado ao depósito Mina III e ao Corpo Palmeiras, na região de Crixás. Os resultados obtidos no trabalho incrementarão os dados disponíveis na literatura.

4. Metas e Objetivos

Os principais objetivos do trabalho foram:

- Descrever as rochas hospedeiras da mineralização, da alteração hidrotermal e os minerais de minério, bem como suas relações texturais, através do estudo de lâminas petrográficas e de seções polidas;
- Confeccionar o mapa geológico da cava do garimpo e construir perfis ao longo dos furos de sonda associados (JNDH – 01, JNDH – 02 e JNDH – 05);
- A caracterização isotópica da mineralização e das rochas associadas, com determinação da idade da mineralização e identificação da(s) fonte(s) do(s) fluido(s) mineralizante(s) e de suas interações com as rochas encaixantes;
- Comparação dos resultados isotópicos obtidos com os disponíveis na região das minas de Crixás.

5. Trabalhos Prévios

5.1. Geologia Regional

A região de Campos Verdes e vizinhanças estão inseridas na parte central da Província Tocantins, no Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica (Figura 1).

A Província Tocantins é um orógeno de direção geral norte-sul, com cerca de 2.000 km de comprimento e até 800 km de largura. Foi gerada durante o Ciclo Brasileiro, na formação do supercontinente Gondwana, com o fechamento de um oceano existente entre dois blocos continentais, o Cráton do São Francisco, a leste, e o Cráton Amazônico, a oeste. Compõem-se por diferentes unidades litoestratigráficas, como o Maciço de Goiás (ou terreno arqueano de Crixás-Goiás), três faixas proterozóicas (Paraguai, Araguaia e Brasília), complexos máficos-ultramáficos acamadados e o Arco Magmático de Goiás. As faixas Araguaia e Paraguai, a oeste, foram estabelecidas na margem do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília na margem do Cráton do São Francisco.

O Arco Magmático de Goiás localiza-se na porção oeste e norte do estado de Goiás, estendendo-se até o estado do Tocantins e desaparecendo sob a Bacia fanerozóica Parnaíba. Pode ser subdividido em Arco Arenópolis, a oeste do estado de Goiás, e Arco de Mara Rosa, na porção centro-norte do estado (Joffily, 2006). Estes terrenos são compostos por ortognaisses tonalíticos e rochas metavulcânicas e metassedimentares de idade neoproterozóica. Apresentam dominante assinatura juvenil, afinidade intra-oceânica, com

assinatura calci-alcalina similar a de arcos de ilhas, incluindo eventuais escamas ou fragmentos de rochas arqueanas e paleoproterozóicas (Pimentel *et al.*, 2000a). As características gerais de Sm-Nd das rochas de Arenópolis e Mara Rosa são semelhantes, com valores positivos de ϵ_{Nd} e idades T_{DM} mais jovens que 1,1 Ga (Viana *et al.*, 1995).

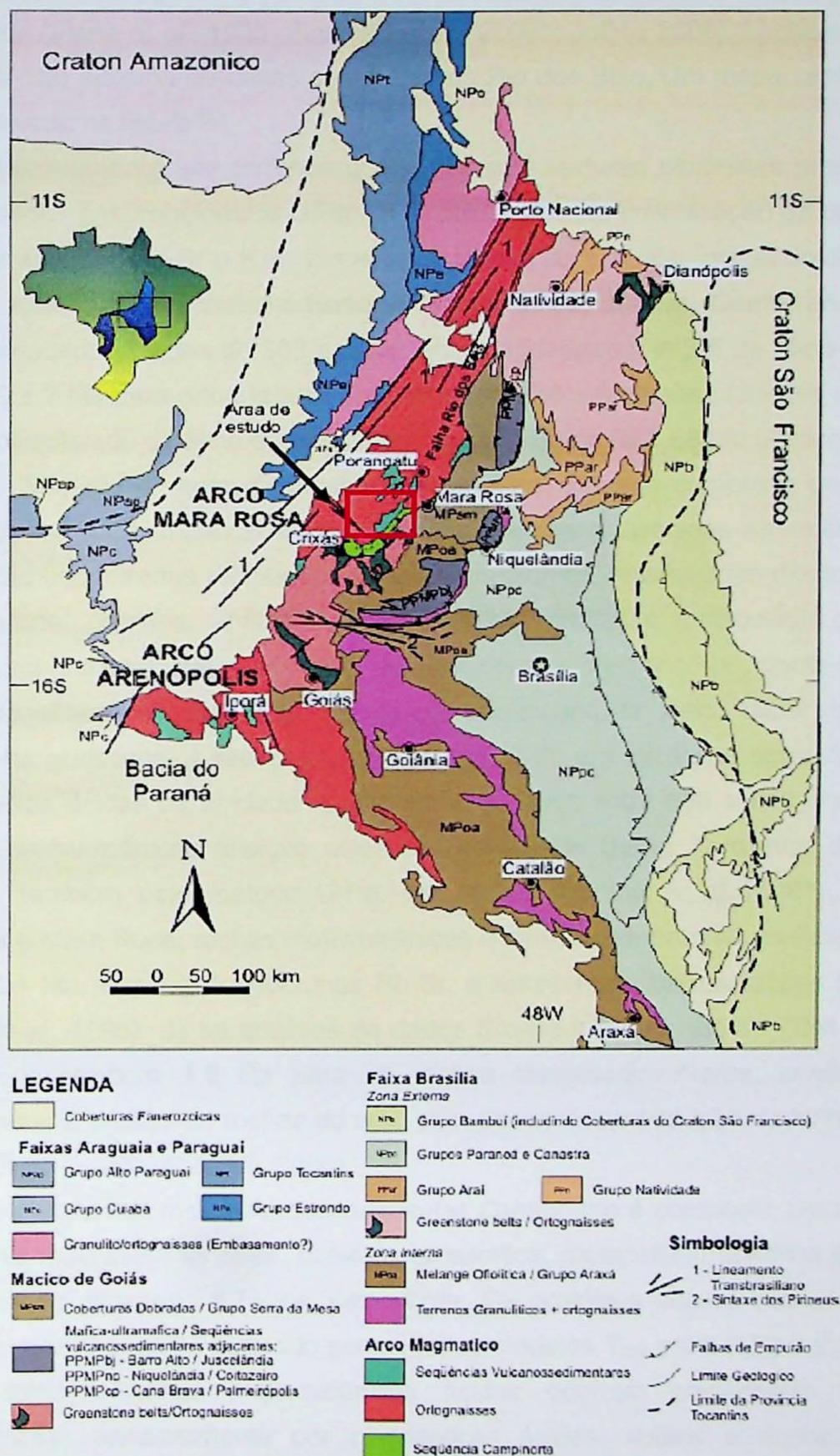


Figura 1. Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins (Joffily, 2006)

5.1.1. Arco Magmático de Mara Rosa

O *Arco Magmático de Goiás* é composto por ortognaisses tonalíticos/dioríticos, sobrepostos por seqüências vulcanossedimentares e intrudidos por granitos tardi a pós-orogênicos (Viana *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 2000b; Joffily, 2006). Limita-se com o Maciço de Goiás pelo sistema de falhas compressivas Rio dos Bois. Um mapa geológico da região é apresentado na figura 2.

Relativamente aos terrenos gnáissicos com texturas plutônicas preservadas, foram obtidos dados geocronológicos U/Pb em zircão, indicando cristalização do protólito há 856 ± 13 Ma, e análises Rb-Sr e K-Ar forneceram idades de 600 Ma, indicando o fechamento do sistema após o último metamorfismo (Pimentel *et al.*, 2000a). Outras análises U-Pb em zircão forneceram idades de 807 ± 5 Ma, em ortognaisses a WSW de Mara Rosa, e de 603 ± 3 e 629 ± 7 Ma para ortognaisses coletados próximo a Amaralina (Junges *et al.*, 2002). Um granito milonitizado da Mina de Posse tem idade U-Pb de 862 ± 8 Ma (Pimentel *et al.*, 1997).

A *Seqüência metavulcanossedimentar Mara Rosa* é composta por metapelitos e metapsamitos, com metavulcânicas ácidas a básicas associadas em menor quantidade. Assim, são encontradas rochas como metagranodioritos, metaquartzo dioritos, metadioritos, metatonalitos, granitos, anfibolitos, hornblenditos, gnaisses (microclínio gnaiss, biotita-plagioclásio gnaiss), xistos das mais variadas composições (por ex., clorita-muscovita xisto, pirita-magnetita-muscovita xisto, cianita-granada-muscovita xisto, talco xisto), quartzitos, metacherts grafitosos. A realização de análises U-Pb em zircão de amostras pertencentes às intrusivas ácidas da unidade resultaram em idades entre 650 e 610 Ma (Joffily, 2006). Rochas metavulcânicas félsicas coletadas ao sul de Santa Terezinha de Goiás foram datadas, também pelo método U-Pb, em 661 ± 8 (Dantas *et al.*, 2001). Nas áreas de Chapada e Mara Rosa, rochas metavulcânicas e metassedimentares revelaram idades entre 603 e 524 Ma, através de isócronas Rb-Sr, e apresentam baixas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Viana *et al.*, 1995). Já as análises de dados Sm-Nd indicam valores TDM entre 1,2 Ga e 900 Ma, e também 1,6 Ga para as rochas metassedimentares, sendo estes dados relacionados à erosão de rochas do arco com pequena contribuição de fontes mais antigas (Pimentel *et al.*, 2000a; Joffily, 2006).

A *Seqüência metavulcanossedimentar Campinorte* é composta predominantemente por rochas metassedimentares, como metapsamitos, metapelitos, gonditos e *metacherts*. O metamorfismo alcançou a fácies xisto verde. Os protólitos dessas rochas devem ser do Paleoproterozóico, como sugerido pelas idades modelos T_{DM} entre 2,52 e 2,3 Ga (Kuyumjian *et al.*, 2004). Rochas metavulcânicas ácidas ocorrem comumente na seqüência, representadas principalmente por piroclásticas ácidas, riolitos e riodacitos porfiríticos, encontradas em espessos pacotes ou em lentes, intercaladas com as rochas metassedimentares. Metaultramáficas, anfibolito fino e epidoto anfibolito podem ocorrer na

seqüência, mas de maneira subordinada. A seqüência contém ainda intrusões de tonalito, granodiorito e granito (Joffily, 2006). Oliveira & Pimentel (1998) obtiveram uma isócrona de Sm-Nd de referência em rochas metavulcânicas ácidas e metaplutônicas ácidas da seqüência, que indicou uma idade de $2,371 \pm 138$ Ga e $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,4.

A *Seqüência metavulcanossedimentar Santa Terezinha* é composta por rochas metavulcânicas intermediárias a ultrabásicas (e.g., metatufos, anfíbolitos, metandesitos, quartzo-muscovita-hornblenda xistos, clorita-talco xistos esmeraldíferos), por metassedimentos siliciclásticos (metapelitos e metapsamitos) e químicos (*metacherts*, BIFs). Dentre os metapelitos, ocorrem xistos de composição variada (e.g., muscovita-clorita xisto, granada-clorita-quartzo xisto, granada-muscovita xisto), que podem apresentar uma ou duas foliações bem definidas (Biondi, 1990; Barros Neto, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2003; Lara, 2006). É intrudida por ortognaisses de composição variada (por ex., muscovita-biotita gnaiss, epidoto-biotita gnaiss, granada-biotita gnaiss), limitados por falhas de empurrão, de direção NE-SW. A seqüência Santa Terezinha está em continuidade estrutural com as rochas da Seqüência Mara Rosa, na região de Mara Rosa, e faz contato com a unidade Serra das Araras por falha. Um metandesito da seqüência apresenta idades de 670 ± 4 Ma (zircão, U-Pb) e uma rocha metavulcânica félsica apresenta idades de 666 ± 4 Ma. Dados Sm-Nd de clorita-muscovita xisto da unidade apresentaram idade modelo T_{DM} de 1,01 Ga (Joffily, 2006). Os quartzitos sericíticos da base da seqüência ($T_{DM} = 2,83$ Ga, $\epsilon_{Nd} = -22,67$) derivam dos gnaisses do embasamento ou de outras rochas com idades arqueanas. Os gnaisses têm origem de fusão crustal ($T_{DM} = 2,95$ Ga, ϵ_{Nd} entre -31,95 e -35,19; Barros Neto, 2000).

Considerando-se a natureza das rochas dessa seqüência, é possível interpretar que a mesma foi depositada numa bacia tipo *back-arc*, num ambiente de sedimentação marinho, de águas profundas, de plataforma e turbidítico, com predomínio de areias e siltes argilosos. Intercalados a estes, ocorrem sedimentos vulcanogênicos químicos (*cherts* e formações ferríferas), rochas metavulcânicas e leitos de rochas ultrabásicas (clorita-talco xistos), que seriam komatiítos, provenientes de derrames, ou seriam rochas vulcanoclásticas ultrabásicas. A bacia estaria limitada a leste pela margem continental arqueana e a oeste pelo arco magmático em evolução no Neoproterozóico (Biondi, 1990; Barros Neto, 2000).

A *Unidade Serra das Araras* é limitada por falhas de empurrão com direção NE-SW, sendo um domínio demarcado pela Zona de Cisalhamento Serra das Araras, associada ao sistema regional da Falha Rio dos Bois (ver adiante). Essa zona de cisalhamento tem traço regional E-W próximo à Santa Terezinha de Goiás, e se curva na direção NE-SW em sua extensão para norte. A unidade compõe-se de cianitito, cianita-quartzito, muscovita-cianita quartzito e feldspato-paragonita-cianita xisto.

No Arco Mágmatco de Mara Rosa, foram identificadas três feições tectônicas principais: Lineamento Transbrasiliano, Zona de Cisalhamento Rio dos Bois e Zona de

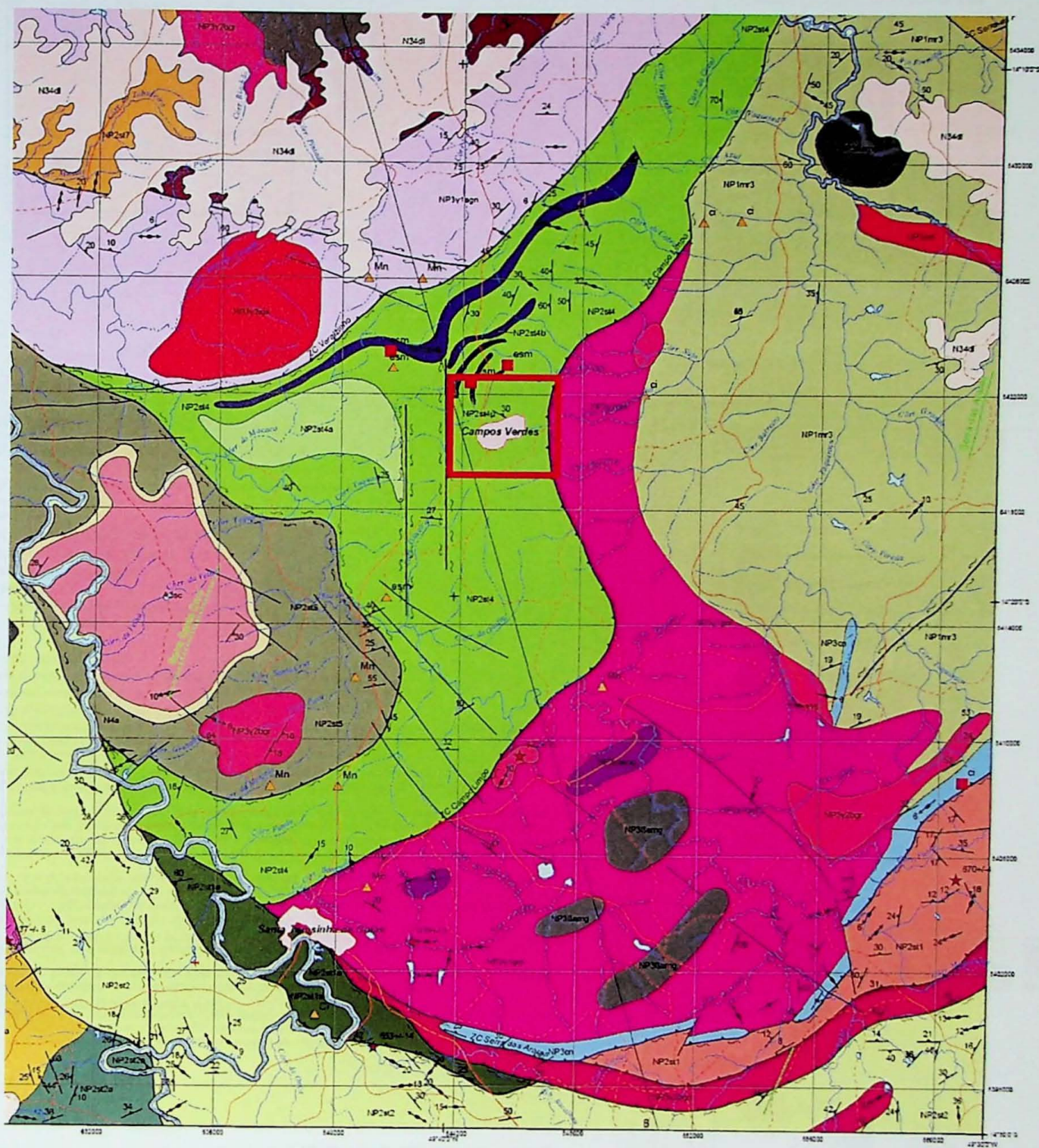
Cisalhamento Mandinópolis. O Lineamento Transbrasiliano é uma zona de cisalhamento transcorrente dextral com tendência NNE. As falhas Rio dos Bois e Mandinópolis limitam o Arco de Mara Rosa com o Maciço de Goiás. A Falha Rio dos Bois é uma zona de cisalhamento de grande escala e baixo ângulo desenvolvida durante a orogênese Brasileira, e separa a seqüência neoproterozóica dos terrenos arqueanos granito-*greenstone* de Crixás-Hidrolina do Sul e da seqüência metassedimentar mesoproterozóica Serra da Mesa. A Zona de Cisalhamento Mandinópolis é uma falha de empurrão de caráter regional que limita os terrenos proterozóicos dos terrenos arqueanos na região de Crixás-Cedrolina (Joffily, 2006).

O Arco de Mara Rosa é caracterizado por uma evolução tectônica brasileira que envolveu o imbricamento de várias escamas de empurrão. Análises geocronológicas Sm-Nd, em granada-rocha total de metassedimentos, sugerem dois picos metamórficos na região de Mara Rosa. O primeiro pico, mais antigo, estaria entre 730 e 710 Ma, e teria ocorrido com altas condições de P-T, da ordem de 7,5 kbar e cerca de 620° C, alcançando a fácies anfibolito (cianita, sillimanita). É atribuído à colisão do Arco Magmático com o Maciço de Goiás. O segundo pico, mais jovem, teria alcançado pressão mais baixa, de 5 a 6 kbar, mas temperatura mais alta, da ordem de 700 a 740°C. Também teria alcançado a fácies anfibolito (cianita, sillimanita), e teria ocorrido entre 615 e 600 Ma, idades interpretadas como final de fechamento da bacia oceânica, devido à colisão do continente amazônico contra o Arco Magmático (Junges, 1998). Análises em titanitas de rochas metavulcânicas apresentaram idade U-Pb de 632±4 Ma (Pimentel *et al.*, 1997), podendo estar associadas ao pico mais jovem. Rutilos de muscovita-cianita quartzito da Serra das Araras, através de análises U-Pb, forneceram idades de 570,6±5,6 Ma (intercepto de curva de concórdia), considerada como indicadora da época de formação da Zona de Cisalhamento Serra das Araras, durante o metamorfismo. Após este pico metamórfico mais jovem, responsável pela geração da Zona de Cisalhamento Serra das Araras, houve um retrometamorfismo em fácies xisto verde, evidenciado pela presença de cloritização, epidotização e sericitização (Joffily, 2006).

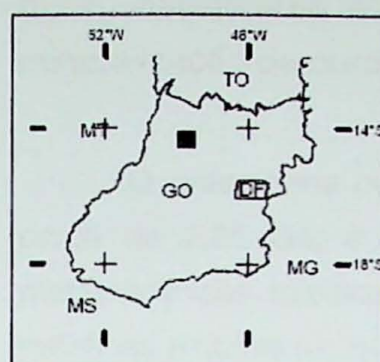
Já as rochas arqueanas registram três eventos deformacionais progressivos associados ao Ciclo Brasileiro, com a presença de minerais de fácies anfibolito nas rochas bandadas. Além das deformações brasileiras existentes, essas rochas registram ainda a atividade de um ou mais ciclos tectônicos anteriores (Barros Neto, 2000).

As principais mineralizações associadas ao arco magmático (ouro, cobre, esmeralda e cianita) estão contidas nas seqüências metavulcanossedimentares ou estão associadas aos corpos intrusivos de natureza básica/ultrabásica (Joffily, 2006).

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA SANTA TEREZINHA DE GOIÁS - SD.22-Z-A-III
ESCALA 1:100.000
LINHA INATEC/CPRM 2007



LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA



CENOZÓICO

- N4a Aluvião - areia, argila e cascalho
N4b Argilas, areias avermelhadas e laterita

NEOPROTEROZÓICO (NP)

- Cianititos
NP1m1 Cianitito, cianita-quartzo, cianita-quartzo-muscovita xisto e cianita milonito
Granito Faina
NP1m2 Biotita granito e leucogranitos a duas micas, com fácies granodiorítica subordinada (576±6 Ma U-Pb)
Granito São José Alegre
NP1m3 Biotita granito porfírico

SUÍTE PLUTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

- NP1m4 Biotita augen gnaíse milonítico (U-Pb em zircão 622±6 Ma)
NP1m5 Biotita-muscovita gnaíse granodiorítico
Leucognaíse milonítico
NP1m6 Biotita gnaíse, metagranodiorito e metaquartzo monzonito
Augen gnaíse granítico a tonalítico
NP1m7 Gabro e diorito
Estatolito, talco xisto, anfibólito-talco xisto
NP1m8 Biotita-hornblenda gnaíse e epidoto-hornblenda gnaíse (U-Pb zircão 629±3 Ma)
NP1m9 Granodiorito cinza, fino a médio, foliado, às vezes bandado (U-Pb zircão 637±5 Ma)

SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR SANTA TEREZINHA

- NP2a1 Muscovita-quartzo xisto branco a cinza claro, magnetita-muscovita xisto, com intercalações de formação ferromanganesífera
Associação de biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto, biotita-muscovita-quartzo xisto, biotita-muscovita gnaíse, anfibólito fino a médio, epidoto anfibólito, granada anfibólito e formações ferríferas bandadas
NP2a2 Clorita-biotita-muscovita xisto feldspático, eventualmente com granada, epidoto e carbonato, com intercalações de hornblenda-epidoto xisto e camada basal de muscovita-quartzo e muscovita-quartzo xisto (q)
NP2a3 Clorita-muscovita-quartzo xisto, com variações para clorita-quartzo xisto, granada-clorita-quartzo xisto, magnetita-clorita xisto, carbonato-clorita xisto, clorita xisto, diorito, formação ferrífera, gndito, inclui camadas de magnetita-quartzo com turmalina (a), magnetita-muscovita xisto com turmalina (b) e de talco xisto, clorita-talco xisto, tremolita-talco xisto, dolomita xisto, biotito contendo esmeralda (u)
NP2a4 Biotita-muscovita e muscovita-biotita xisto feldspático, com presença frequente de granada, clorita, zolcita, epidoto e carbonato; intercalações de calcixisto e rocha calcissilicática; interdigita-se com muscovita xisto e muscovita-quartzo xisto branco (a), às vezes com porfiroblastos de granada, eventualmente estaurolita e cloritólite; junto à base ocorrem camadas métricas a decamétricas de muscovita-quartzo e muscovita-quartzo xisto (q)
NP2a5 Muscovita-clorita xisto, clorita-muscovita xisto, clorita-quartzo xisto, biotita-muscovita-clorita xisto, granada-muscovita-clorita xisto, magnetita-clorita xisto, xisto feldspático, anfibólito xisto, anfibólito e clorita-tremolita xisto (a) (653±7 Ma U-Pb zircão)
NP2a6 Clorita-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto associado a anfibólito fino, epidoto anfibólito, meta-andesito porfiro, anfibólito médio a grosso, epidotito, hornblenda-granada-muscovita xisto, epidoto-biotita xisto (a) (670±4 Ma U-Pb)

SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR MARA ROSA

- NP2a7 Biotita-muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita xisto, biotita xisto feldspático, quartzo-muscovita xisto, quartzo; intercalações de anfibólito, biotita gnaíse, epidoto-biotita gnaíse, biotita-muscovita gnaíse
NP2a8 Granada-estaurolita-muscovita-biotita xisto, clorita-granada-biotita xisto, biotita-quartzo xisto; intercalações de metachert e gndito

ARQUEANO (A)

COMPLEXO ANTA

- A3a1 Biotita tonalito cinza, foliado

GRUPO CRIXÁS: Formação Córrego do Alagadinho

- A3a2 Serpentinolito, talco xisto, anfibólito-talco xisto, actinolita-clorita xisto, fino carbonoso, formação ferrífera, formação manganesífera

DOMO SERRA DE SANTA CRUZ

- A3a3 Biotita gnaíse bandado, eventualmente com granada e hornblenda, contendo mobilizados quartzo-feldspáticos

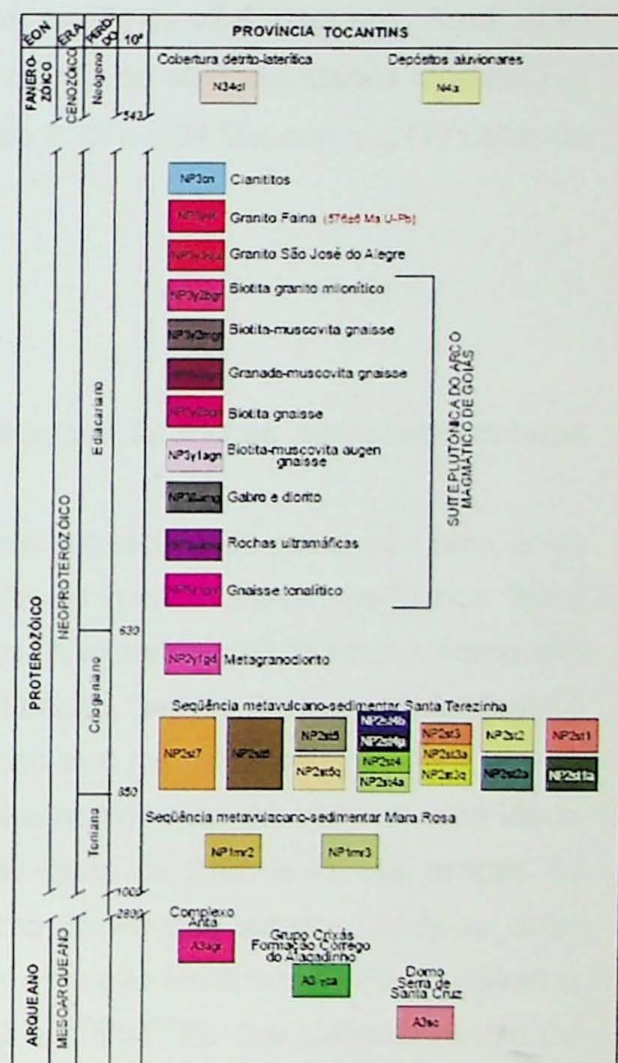
LEGENDA
RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

Figura 2. Mapa geológico da região de Campos Verdes, GO (Fuck et al., 2007)

5.1.2. Assinaturas isotópicas e idades U-Pb da região de Crixás: exemplos da mineralização de ouro de Mina III e do Corpo Palmeiras

O *greenstone belt* de Crixás está confinado entre complexos granito-gnáissicos de cerca de 2,85 Ga, e tem sua porção inferior composta por komatiitos e por rochas metavulcânicas toleíticas. A porção superior é composta por rochas metassedimentares detríticas e químicas, que compreendem filitos carbonosos e metagrauvacas, provavelmente do Paleoproterozóico, sendo que toda a seqüência foi fortemente influenciada por eventos tectônicos atuantes no Arqueano, Paleoproterozóico e no Neoproterozóico. As idades isocrônicas em rocha total, por Pb-Pb, para metakomatiitos e metabasaltos da unidade basal foram de 2728 ± 140 Ma (Arndt *et al.*, 1989). Fortes *et al.* (2003) determinaram idades em Sm-Nd nas mesmas rochas de 2998 ± 70 Ma, com $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,4, enquanto Arndt *et al.* (1989) determinaram idades de 2825 ± 98 Ma, com $\epsilon_{Nd}(T)$ de +0,6. As idades modelo T_{DM} das rochas metassedimentares do topo situam-se entre 2.78 e 2.34 Ga, com $\epsilon_{Nd}(T)$ variando entre -9.85 e -24.91 (Fortes *et al.*, 2003).

5.1.2.1. Mina III

A mineralização aurífera da Mina III está associada às rochas metassedimentares carbonosas e ricas em Fe e Al da unidade de topo.

A Mina III apresenta, de modo geral, uma mineralização composta por uma zona superior com sulfeto maciço, uma zona intermediária de minério disseminado nos filitos carbonosos e uma zona inferior com veios de quartzo. A alteração hidrotermal é composta por cloritização, sericitização, sulfetação e carbonatação, sendo que a mineralização aurífera está associada a essa alteração hidrotermal pós-pico metamórfico.

A datação de zircões detríticos das metagrauvacas mineralizadas indicam uma idade U-Pb de 2212 ± 36 Ma, com zircões hidrotermais de idade de 2165 ± 47 Ma, ambas no intercepto superior. Quanto às composições isotópicas do Pb dos sulfetos, pode-se dizer que são radiogênicas, situando-se entre as curvas de evolução isotópica de Pb do manto e da crosta superior. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos sulfetos variam de 16.717 a 20.487, 15.375 a 15.811 e 35.573 a 39.552, respectivamente, cobrindo parcialmente os campos definidos para as rochas metassedimentares e metamáficas (Santos, 2005; Tassinari *et al.*, 2006). Para os isótopos de Nd, os valores de $\epsilon_{Nd}(2165 \text{ Ma})$ existentes para os sulfetos variam de +4.3 a -2.3, para os metabasaltos de +2.2 a +0.7 e para as metagrauvacas e filitos carbonosos de -1.9 a -3.0. As idades Sm-Nd modelo manto empobrecido calculadas para os metabasaltos, metagrauvacas e filitos carbonosos foram 2.4, 2.45 e 2.65 Ga, respectivamente. Uma isócrona Sm-Nd construída para granada e

rocha total de clorita-granada xisto, hospedeiro da mineralização, forneceu idade de 505 ± 7 Ma (semelhante à idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita, associada à mineralização – ver adiante; Fortes *et al.*, 2003).

A mineralização apresenta ainda idades K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 500 ± 5 Ma (associada espacialmente à muscovita xistos, em muscovita e paragonita; zona superior do minério). Idades mais antigas foram obtidas para as encaixantes associadas à mineralização. Porfiroblastos de anfibólio, de anfibólio xistos, forneceram idades de 709 a 659 Ma; porfiroblastos de biotita de anfibólio xistos, quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos e biotita mármore, de cloritóide de muscovita xistos, e porfiroblastos de anfibólio dos anfibólio xistos forneceram idades de $\sim 565 \pm 15$ Ma. Essas idades indicam excesso de Ar no sistema (minerais que incorporaram Ar durante seu desenvolvimento, ou foram parcialmente reiniciados durante evento termal associado ao halo de alteração hidrotermal responsável pela mineralização - Fortes *et al.*, 1997).

As idades apresentadas pelas isócronas de Rb-Sr nas encaixantes da mineralização foram de 731 ± 76 Ma, com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7115; 647 ± 27 Ma (anfibólio xistos); 437 ± 13 Ma, com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7391 (quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto) e 497 ± 48 Ma, com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7247 (biotita mármore - Fortes *et al.*, 1993). A presença de idades neoproterozóicas para a mineralização não exclui a possibilidade de terem ocorrido eventos mineralizantes anteriores (Fortes *et al.*, 2003).

As idades modelo T_{DM} das rochas metassedimentares do topo da seqüência do *greenstone belt* sugerem que as mesmas sejam parte de uma ou mais lâminas de cavalgamento formadas por rochas supracrustais proterozóicas posicionada tectonicamente sobre os terrenos arqueanos, provavelmente durante a orogenia brasileira (Fortes *et al.*, 2003). Em relação à fonte mineralizante do *greenstone*, acredita-se que as fontes de calor necessárias para gerar a mineralização poderiam ser de intrusões graníticas em profundidade, de idade paleoproterozóica. As fontes dos fluidos responsáveis pela deposição e pela precipitação do ouro poderiam ser os metabasaltos e as metagrauvacas (Tassinari *et al.*, 2006).

5.1.2.2. Corpo Palmeiras

O Corpo Palmeiras apresenta mineralização aurífera hospedada no contato entre metabasaltos sobrepostos a rochas metassedimentares. Ocorrem no corpo pelitos carbonosos, quartzo-clorita-carbonato-sericita xisto, pirrotita-magnetita-biotita xisto, clorita-granada xisto e muscovita-clorita xisto. O contato entre os metabasaltos e as rochas metassedimentares é dado por uma falha reversa de atitude N-S/30W e está intensamente hidrotermalizado. A caracterização da alteração hidrotermal pode ser dividida em três zonas. A zona externa é caracterizada pela associação clorita+biotita±epidoto+quartzo+carbonato,

com alteração clorítica dominante. A zona intermediária se caracteriza pelo aparecimento de mica branca, apatita e diminuição da clorita, definindo-a como de alteração fílica. A zona interna compreende clorita+magnetita+granada+turmalina+quartzo+carbonato. A fase sulfetada é importante nesta zona, sendo a pirita o sulfeto característico; a mineralização de ouro está limitada à zona interna de alteração hidrotermal. Idades de isócrona Sm-Nd em rocha total e em granada forneceram idades de 514 ± 11 e 518 ± 14 Ma para a zona interna de alteração hidrotermal (Saar *et al.*, 2008), valores bastante semelhantes às idades da mineralização na Mina III.

5.2. Conceitos sobre aplicação de isótopos em metalogênese

Em programas de exploração mineral de mineralizações metálicas, vêm sendo incrementado nos últimos anos o uso de isótopos radiogênicos, em especial através de análises isotópicas de Sr, Nd e Pb. A utilização de isótopos radiogênicos pode ser uma ferramenta importante na seleção de áreas mais favoráveis à ocorrência de mineralizações, ou no descarte de áreas desfavoráveis, e na atribuição de prioridades em prospectos e anomalias caracterizadas por geoquímica tradicional ou por geofísica (Tassinari, 2004). Além disto os isótopos radiogênicos são utilizados na caracterização das fontes de fluidos mineralizantes, das fontes de calor para circulação dos fluidos, dos processos de interação fluido-rocha, e, em alguns casos, na determinação das idades de formação da mineralização e dos processos de alteração hidrotermal. Permitem ainda a datação dos eventos pós-mineralização, do magmatismo associado e dos controles geológicos envolvidos (e.g., controle estrutural - Tassinari, 2004).

Considerando-se a grande sensibilidade dos isótopos radiogênicos na detecção dos processos de interação fluido-rocha e a variabilidade das composições isotópicas em função do tempo geológico, no campo da prospecção mineral é utilizado o conceito de que, se uma ocorrência mineral possui a mesma composição multi-isotópica que um grande depósito econômico, dentro de um mesmo distrito mineiro ou província metalogenética, esta ocorrência terá uma grande probabilidade de ser econômica também. Este conceito é válido porque se a composição isotópica for a mesma, é porque as mineralizações possuem a mesma idade, foram formadas a partir do mesmo fluido, que sofreu os mesmos processos de interação com as rochas encaixantes e os metais se precipitaram da mesma forma, condicionados pelos mesmos fatores geológicos.

Assim, devem ser comparados os dados isotópicos obtidos nos grandes depósitos minerais, já conhecidos, e os dados obtidos nas ocorrências minerais que estão sendo pesquisadas. Se as composições isotópicas forem similares, a ocorrência mineral deverá ter alta prioridade nos trabalhos subseqüentes de avaliação mineral.

5.3. Fundamentação teórica dos métodos isotópicos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd utilizados no trabalho

5.3.1. Rb-Sr

O sistema Rb-Sr baseia-se na desintegração do ^{87}Rb em ^{87}Sr , sendo utilizado o isótopo estável ^{86}Sr para normalização das razões isotópicas. O Rb possui o mesmo ciclo geoquímico do K, enquanto o Sr possui compatibilidade geoquímica com o Ca, o que faz com que as rochas da crosta continental superior possuam razões Rb/Sr mais elevadas do que as rochas da crosta inferior e do manto.

O método Rb-Sr permite a obtenção de idades isocrônicas (quando se tem uma suíte cogenética de rochas ou minerais) ou de idades convencionais (quando se tem uma única amostra). Neste caso, tem de ser convencionado um valor para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, ou se calculado de alguma outra forma.

Dentre os sistemas isotópicos que operam com difusão isotópica no estado sólido, os isótopos de Sr, por sofrerem um processo mais eficiente de interação entre fluido hidrotermal e rocha hospedeira, produzem homogeneização isotópica mais completa, permitindo a obtenção de isócronas de rochas fortemente alteradas hidrotermalmente, onde as idades obtidas são indicativas da época do episódio de alteração hidrotermal, e a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida corresponde à composição isotópica de Sr do fluido (após o episódio de interação fluido-rocha).

Considerando-se o valor do *BABI* (*Best Achondritic Basaltic Initial*), a razão média de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da Terra, no momento de sua formação, era de 0.6998, sendo que, com o decaimento radioativo do ^{87}Rb para ^{87}Sr ao longo do tempo geológico, essa razão média do manto passou para 0.704 ± 0.002 . O Rb é um elemento que tende a ser enriquecido na crosta por processos de diferenciação manto-crosta, e conseqüentemente sofre um empobrecimento no manto. Assim, a crosta continental superior é caracterizada por fornecer altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; já a crosta continental inferior, que é empobrecida em Rb, fornece baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, similares às do manto.

Neste trabalho, o método foi utilizado para uma amostra de rocha total e uma amostra de muscovita, onde as idades foram calculadas pelo método convencional.

5.3.2. Pb-Pb

O método Pb-Pb baseia-se nas razões isotópicas existentes entre o ^{206}Pb , o ^{207}Pb e o ^{208}Pb , radiogênicos, com o ^{204}Pb , estável. É um método amplamente aplicado no estudo de mineralizações, principalmente para a obtenção de informações sobre a gênese dos

depósitos minerais, sendo que, em alguns casos, pode fornecer idades dos minerais de minério.

Os isótopos de Pb são importantes traçadores geoquímicos da fonte dos metais da mineralização. A composição isotópica de Pb de um mineral reflete os diferentes ambientes geoquímicos onde o Pb residiu e sua história geológica, sendo que na Terra ela tem evoluído pelo decaimento do U-Th e pelos procedimentos que modificaram as razões U/Pb e Th/Pb, ou misturaram composições isotópicas do Pb de diferentes origens. Para a interpretação dos resultados obtidos, podem ser utilizados modelos de curvas evolutivas do Pb, como o modelo da Plumbotectônica, de Zartman e Doe (1981). Neste modelo, a Terra é dividida em três grandes reservatórios geoquímicos diferenciados pelas razões U/Pb e Th/Pb, que são a crosta superior (alta razão U/Pb e baixa razão Th/Pb), a crosta inferior (baixa razão U/Pb e alta razão Th/Pb) e o manto (razão U/Pb intermediária, cerca de 10 vezes maior que a crosta inferior). Quando os pontos analíticos são analisados em diagramas do modelo, é possível, em alguns casos, ter uma idéia aproximada da idade da mineralização e determinar a fonte predominante do Pb, em função do posicionamento dos pontos em relação às curvas de evolução isotópica. Cada ambiente geológico, como crosta superior, crosta inferior, ilhas oceânicas, arcos de ilhas e cada tipo litológico possuem composições isotópicas de Pb características, permitindo a diferenciação nos diagramas a partir da definição de campos. Sendo assim, com a obtenção das razões isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos sulfetos estudados, é possível conhecer as características isotópicas dos ambientes geológicos de formação das rochas, e definir quais delas originaram ou interagiram com os fluidos mineralizantes. Adicionalmente, quando se trabalha com isótopos de Pb, pode-se utilizar o parâmetro μ , que é a razão atual $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ do que seria a fonte da rocha ou do mineral analisado. Este parâmetro é obtido através da equação:

$$\mu = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 9,307 / e^{\lambda T} - e^{\lambda t}$$

onde:

$$9,307 = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \text{ primitivo da Terra}$$

$$T = 4,57 \text{ Ga}$$

$$t = \text{idade da rocha ou do mineral}$$

Hoje em dia, o manto possui valores de μ entre 7,5 e 8,1, a crosta continental inferior menor do que 7,5 e a crosta continental superior valores maiores que 8,1.

Com relação às idades Pb-Pb, elas podem ser isocrônicas ou do tipo idade modelo, conforme Stacey e Kramers (1975), e devem ser interpretadas em conjunto com as

informações geológicas disponíveis, a fim de saber se as idades calculadas possuem significação geológica.

A partir da adoção de um modelo evolutivo para o Pb (curvas de evolução isotópica de Pb para os reservatórios geoquímicos da Terra, como crosta superior, crosta inferior e manto), também podem ser calculadas idades modelo para o método. Para que uma idade modelo seja calculada segundo o modelo de evolução do Pb em estágio duplo, é necessário obedecer as seguintes premissas: o Pb evoluiu em um reservatório uniforme entre 4,57 Ga até 3,7 Ga; há 3,7 Ga a razão U/Pb do reservatório foi modificada por diferenciação geoquímica do manto, e após isso a razão U/Pb somente se modifica por decaimento radioativo; o Pb incorporado ao mineral analisado foi removido do reservatório ao mesmo tempo; e, após a incorporação do Pb ao mineral, a razão isotópica não pôde ser modificada por mistura com outros Pb ou por adição de Pb radiogênico. Sendo assim, os minerais não podem apresentar U em seu retículo cristalino, ou devem ter razões muito baixas U/Pb (como ocorre com os sulfetos e feldspato), nem podem apresentar evidências de recristalização ou inclusões de minerais portadores de U.

As idades modelo Pb-Pb, quando as premissas descritas acima são obedecidas, podem ser úteis na caracterização aproximada da idade das mineralizações.

Neste trabalho, as análises Pb-Pb foram aplicadas em sulfetos (pirita) que constituem a mineralização e em feldspato do milonito encaixante, a fim de caracterizar a composição isotópica de Pb inicial.

5.3.3. Sm-Nd

O método Sm-Nd fornece idades e um parâmetro bastante utilizado em petrogênese (ϵ_{Nd}), que permite caracterizar a natureza da fonte das rochas e minerais estudados.

O cálculo de idades Sm-Nd pode ser feito através de isócronas em rocha total e em concentrados de minerais separados, e também através de idades modelos em rocha total. O método das isócronas Sm-Nd data eventos de homogeneização isotópica, que em geral estão relacionados a eventos formadores de rochas ígneas ou metamórficas. Devido ao comportamento isoquímico do Sm e do Nd, é difícil obter razões Sm/Nd em rochas cogenéticas, o que acaba por dificultar a obtenção de isócronas em rocha total. Já os minerais concentrados de uma mesma rocha permitem a obtenção de isócronas, porque possuem razões Sm/Nd com alguma variação, com valores dentro do intervalo 0,14 a 0,54 (respectivamente, feldspato e granada). Além destes minerais, também se utilizam concentrados de clinopiroxênios, plagioclásios, biotitas e anfibólios. A idade obtida é interpretada como a época de formação da paragênese mineral datada, sendo por isso importante que os minerais datados tenham sido formados durante o mesmo evento geológico. Em rochas metamórficas, isócronas Sm-Nd em minerais podem indicar idades de

resfriamento do sistema, logo após as condições de máximo metamorfismo, indicando que a temperatura de fechamento do sistema Sm-Nd para o par rocha total-granada seria da ordem de 600°C.

A outra forma do cálculo de idades do sistema Sm-Nd é a idade modelo, que permite datar, para qualquer rocha, a época em que seu protólito crustal se diferenciou do manto superior, considerando que nenhum processo geológico crustal, como anatexias, metamorfismos etc. possa modificar de forma importante a razão Sm/Nd. Para o cálculo dessas idades, é necessário se estabelecer um modelo de evolução isotópica de Nd para o manto superior, sendo que sob o ponto de vista geoquímico, são considerados dois modelos. O primeiro deles é baseado na evolução de condritos (CHUR – Chondritic Uniform Reservoir), e o segundo, usado atualmente, é o de manto empobrecido (DM – Depleted Mantle). Este modelo admite que o manto superior sofreria sucessivos episódios de diferenciação e fracionamento, envolvendo a extração de magmas basálticos, e permanecendo um manto residual cada vez mais empobrecido geoquimicamente (portanto com razão Sm/Nd cada vez maior).

As idades modelo calculadas podem não possuir significação geológica quando a rocha for produzida por meio de fusão parcial de materiais diferenciados do manto em épocas distintas, quando a rocha datada for enriquecida em minerais que concentram seletivamente ETR (como monazitas e allanitas) e quando o material for diferenciado de um manto enriquecido do tipo EMORB ou HIMU.

Durante os processos de fusão parcial do manto e diferenciação dos magmas para a crosta, ocorre um fracionamento da razão Sm-Nd, sendo que a crosta torna-se enriquecida em Nd, em relação ao Sm. Assim, a evolução isotópica da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na crosta é retardada em relação ao manto. Essa característica torna os isótopos de Nd muito sensíveis para detectar contaminação crustal. Essa detecção pode ser feita através do parâmetro ϵNd , muito utilizado na petrogênese. Ele consiste na comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada com a composição isotópica do reservatório condritico (CHUR), em uma mesma época. Este parâmetro é calculado através da equação:

$$\epsilon\text{Nd} = \left[\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{am}} / \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4$$

Os valores positivos de ϵNd indicam uma origem do magma parental associada ao manto superior, enquanto os valores negativos de ϵNd indicam fontes magmáticas crustais. Os valores médios de ϵNd para os diversos ambientes geoquímicos e tectônicos são os seguintes (De Paolo, 1988):

manto inferior = 0; manto superior = + 10; ilhas oceânicas = + 8; ilhas intra-placa (hot spots) = 0 a + 8; dorsais meso-oceânicas = + 10; áreas cratônicas = - 5; rifts continentais = - 5 a + 8; arcos em margens continentais = - 20 a + 8.

Os isótopos de Nd podem ser aplicados em sulfetos, e em função dos valores obtidos, pode-se estimar a origem do Nd e dos fluidos mineralizantes e também se ocorreu ou não interação dos fluidos hidrotermais com rochas crustais. No trabalho, o método foi selecionado tanto para sulfetos quanto para rocha total.

6. Materiais e Métodos

6.1. Amostragem

As amostras utilizadas foram coletadas em afloramentos regionais, na cava do garimpo e principalmente em furos de sonda associados ao garimpo (JNDH-01, JNDH-05 e JNDH-06). Foram coletadas rochas encaixantes da mineralização, rochas alteradas hidrotermalmente, rochas com mineralização e rochas regionais.

6.2. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico utilizado no trabalho foi realizado na biblioteca do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP) e através de sites da Internet, relacionados no item 10 ("Referências Bibliográficas").

6.3. Confeção do mapa e de perfis geológicos

Para a confecção do mapa geológico digitalizado da cava do garimpo João Neves e dos perfis relacionados aos furos de sonda JNDH – 01, JNDH – 02 e JNDH - 05, foi utilizado o software ArcGis®, da ESRI Corporation.

6.4. Descrição de lâminas e seções polidas

Foram descritas 17 lâminas petrográficas das rochas encaixantes da mineralização (muitas vezes com alteração hidrotermal associada) e de rochas regionais e 6 seções polidas do minério, ambas ao microscópio Olympus BX-40, de luz transmitida e refletida, disponíveis no Laboratório de Microscopia Óptica do IGc-USP. As feições mais importantes ou interessantes foram registradas em pranchas fotográficas. As fotomicrografias foram tiradas no Laboratório de Óptica do IGc-USP, ao microscópio Zeiss Axioplan, com câmera digital Olympus C5050Z com zoom no máximo. Algumas lâminas petrográficas foram fotografadas ao microscópio Olympus BX50, mas com a mesma câmera digital (fotos J, M e de T a AA).

6.5. Análise em microscopia eletrônica de varredura (MEV)

As análises por microscopia eletrônica de varredura foram efetuadas com um microscópio eletrônico da marca LEO, modelo Stereoscan 440. O conjunto é composto por um EDS modelo Detector Ge, da marca Oxford. Os dados foram tratados no software INCA, também da Oxford. As análises foram feitas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IGc-USP.

6.6. Preparação de amostras para análises isotópicas no CPGeo

6.6.1. Rocha total

Para o tratamento de amostras para análises de rocha total, foram selecionadas cinco amostras (CV-01, CV-02, JNHD 05 – 81,22, JNHD 05 – 79,33, JNHD 05 – 96,30m) dos litotipos disponíveis, sendo que todas são de metassedimentos. Sendo assim, foram escolhidas as porções mais representativas do todo, livres de intemperismo. As amostras foram inicialmente quebradas em pedaços menores, através da utilização de martelo e bigorna, a partir daí sendo piladas em fragmentos ainda menores, que foram postos num vidro de tamanho médio. Esses fragmentos foram posteriormente para o moinho de bolas de tungstênio, durante trinta minutos. Assegurou-se que o material moído estivesse bem fino, sem frações grosseiras, para assim poder ser analisado no laboratório pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr.

Um ponto muito importante associado ao tratamento de amostras se refere à limpeza dos equipamentos utilizados, para se evitar contaminação. O pilão, por exemplo, foi lavado com água e sabão, seco com uma estopa com álcool, e ainda foi jateado com ar

comprimido, para auxiliar na secagem e retirar restos de estopa; as mesas de trabalho, onde são postas as amostras, ou onde a amostra é pilada, também devem estar bem limpas, assim como o martelo e a bigorna, que também podem ser limpos com uma estopa com álcool; posteriormente, no final do processo de limpeza, tanto as mesas quanto o martelo e a bigorna foram jateados com ar comprimido, auxiliando na secagem e retirando possíveis restos de impureza. As folhas de papel, para colocação de amostras moídas, devem ser trocadas após cada análise; materiais como espátulas também devem ser limpos com uma estopa com álcool. O moinho de bolas, após processar cada amostra, deve ser limpo colocando-se areia e sendo posto para funcionar durante aproximadamente três minutos. Com isso, retira-se o material impregnado nas paredes da cápsula; posteriormente, deve ser lavado com água e sabão, e seco com álcool, sendo posto para terminar a secagem sob uma lâmpada de secagem. Esses procedimentos de limpeza foram realizados antes e/ou depois da utilização dos equipamentos/ferramentas.

6.6.2. Sulfetos

O tratamento de amostras para análises de sulfetos é, até certo ponto, semelhante ao de rocha total. Inicialmente, a amostra também teve seu tamanho diminuído, com a utilização de martelo e bigorna, primeiramente, e posteriormente de pilão. A partir daí, o material pilado deveria ser suficientemente pequeno para passar por determinadas frações de um conjunto de peneiras (20, 35, 60, 80, 100 mesh). Para que isso fosse possível, o processo de pilar o material e passá-lo no conjunto de peneiras foi repetido algumas vezes, até que se alcançasse a fração de material desejada (as frações utilizadas situaram-se entre 20 e 100 mesh). Após a separação da rocha em frações, foi passado o ímã de mão nas frações de interesse (em geral, as maiores e com maior conteúdo e pureza de sulfetos), para retirar possíveis grãos de magnetita (caso da amostra JNHD 06 -106,26-106,80), sendo em seguida utilizada a separação por um líquido denso, o iodeto de metileno ($d = 3,32 \text{ g/cm}^3$), na capela. Esse líquido separou o material "leve" do "pesado" (sulfetos, agregados de material leve com sulfetos), auxiliando muito na obtenção de uma fração pura de sulfetos. O aparato utilizado para a separação na capela envolveu um funil de vidro, uma mangueira acoplada a este funil, uma presilha na extremidade da mangueira, funis de plástico com filtros de papel e erlenmeyer. O funil de vidro, com a mangueira na extremidade e com a presilha tinham o objetivo de segurar o iodeto de metileno, para que este não escapasse do funil, permitindo o acúmulo de material pesado no fundo da mangueira. Embaixo da mangueira foi posto o funil de plástico, com o filtro de papel, que foram os responsáveis por coletar o material pesado quando este terminou de precipitar, sendo a presilha solta até a completa queda do material pesado. O iodeto de metileno passou pelo filtro de papel, sendo acumulado no erlenmeyer, e assim podendo ser reutilizado novamente, devido ao fato de

estar puro. Após a coleta do material pesado, trocou-se o funil de plástico e o filtro, pondo-se outro conjunto igual em seu lugar. Após isso, a presilha pôde ser completamente solta, coletando o material leve nesse novo funil com filtro.

Após a separação pelo líquido denso, foi realizado o processo de catação na lupa, para garantir a maior pureza possível das porções coletadas para a realização das análises isotópicas em laboratório. Em geral, a maior quantidade de sulfeto coletado se referia à pirita, sulfeto dominante na maioria das rochas amostradas.

Semelhantemente ao processo associado à rocha total, nesta etapa também foi tomado muito cuidado para evitar possíveis contaminações. As mesas de trabalho, o martelo e a bigorna foram limpos com estopa com álcool, sendo posteriormente jateados com ar comprimido. O pilão foi lavado com água e sabão, seco com estopa com álcool e também jateado com ar comprimido. As peneiras utilizadas foram limpas com água, sabão, postas para secar, e ainda passaram por escovação e por retirada de material preso à trama com uma espécie de pinça. O material utilizado na capela para a separação de material leve dos pesados (vidros, presilhas, mangueiras, funis) foi devidamente limpo com água, sabão, e seco com álcool. Os filtros utilizados nos funis, para retenção do material leve ou pesado, eram de papel, descartáveis. A pinça utilizada na catação também foi limpa com álcool. Esses procedimentos de limpeza foram realizados antes e/ou depois da utilização dos equipamentos/ferramentas. As análises referentes aos sulfetos selecionados são de Pb-Pb, Sm-Nd e Sr/Sr, com predominância de Pb-Pb, sendo que a quantidade de sulfetos coletada é de 0,3g por análise.

6.6.3. Carbonato

O carbonato foi processado a partir de uma amostra que também continha sulfetos (pirita) para serem analisados (amostra JNDH 01 – 34,00m). Assim, após a etapa de separação do material leve do material pesado, através de líquido denso (iodeto de metileno), visando obter sulfetos, na fração 60-100 mesh, foi utilizada a fração mais leve, que ainda estava agregada a muitos grãos de biotita da rocha. Essa fração foi passada então no *Frantz* a 1,0 A, 10º de inclinação lateral e 23º de inclinação vertical. A fração não-magnética, livre da grande quantidade de biotita que a rocha continha, foi então novamente passada no *Frantz*, dessa vez a 7º de inclinação lateral, 23º de inclinação vertical e 1,5 A, para garantir uma maior pureza do carbonato, sendo recolhida para análise isotópica a fração não-magnética. Os equipamentos utilizados, como o *Frantz*, o material da capela, martelo, bigorna etc. também foram limpos antes e/ou depois de sua utilização (sendo o *Frantz* jateado com ar comprimido). A análise isotópica referente ao carbonato é de Sr/Sr.

6.6.4. Feldspato

O processo de separação de feldspato da amostra é semelhante ao realizado para os sulfetos. Após a diminuição de tamanho da amostra por martelo, bigorna e por pilão, houve o peneiramento da amostra nas frações 20, 35, 60 e 100 mesh. A fração de 60-100 mesh foi passada primeiramente no ímã de mão, depois no Frantz a 10° de inclinação lateral, 23° de inclinação vertical e 0,5 A. O material não magnético foi novamente passado no *Frantz*, com as mesmas configurações, porém a 1,0 A. Por fim, o material não magnético foi passado pela terceira vez no Frantz, a 7° de inclinação lateral, 23° de inclinação vertical e a 1,5 A, sendo utilizada a fração não-magnética para a análise isotópica de Pb-Pb. Esse procedimento foi necessário para garantir uma pureza maior do feldspato. Após passar no *Frantz*, a amostra foi lavada num bécker, para retirar o excesso de pó que apresentava. O bécker, como os outros equipamentos e ferramentas utilizadas, também foi devidamente limpo, com água e sabão, antes e/ou depois da utilização. O *Frantz* foi jateado com ar comprimido.

6.6.5. Muscovita

A separação de muscovita, após diminuição de tamanho do material por martelo, bigorna e pilão, envolveu as frações de 20, 35, 60 e 100 mesh. A fração de 35-60 mesh foi passada no *Frantz* a 0,65 A, 10° de inclinação lateral e 22° de inclinação vertical, para retirar as granadas (magnéticas) associadas à muscovita (não-magnética) da rocha (amostra CV-02). Após passar no *Frantz*, a amostra foi lavada num bécker, para retirar o excesso de pó que continha. As ferramentas e equipamentos utilizados foram devidamente limpos, antes e/ou depois de sua utilização. A muscovita foi analisada para Rb-Sr.

6.7. Procedimentos analíticos para concentração e medição de elementos

6.7.1. Rb e Sr

O método para separação de elementos Rb e Sr, está descrito conforme as normas estabelecidas nos laboratórios do CPGeo, do IGc-USP. O procedimento de extração desses elementos pode ser dividido basicamente em duas etapas: ataque químico e separação dos elementos. Posteriormente os concentrados obtidos são submetidos a análises de espectrometria de massa.

6.7.1.1. *Pesagem e ataque químico*

- Os concentrados minerais e rocha total são pesados individualmente em cadinhos de teflon. Em cada cadinho é posto aproximadamente 1 g de amostra.
- Após a pesagem inicia-se o processo de lavagem das amostras. Em cada cadinho é adicionado 1 ml de HNO_3 concentrado e destilado e 3 ml de ácido fluorídrico (HF) destilado e em seguida postos em ultra-som.
- Após a etapa de lavagem inicia-se o ataque químico com o aquecimento da solução em chapa aquecedora a 80 °C por 5 dias. Por fim adiciona-se HCL 6N destilado e, em seguida, posto em chapa aquecedora por 1 noite à aproximadamente 80 °C. Com o término da fase de ataque químico, as amostras são condicionadas com HCl 2,62 N para o processo de concentração de Rb e Sr nas colunas de troca iônica.
- Em função do conteúdo de Sr dos materiais analisados, as amostras são encaminhadas para diluição isotópica. Esse procedimento consiste na adição de um traçador (*spike*) que facilita a leitura de Sr no espectrômetro de massa. As amostras são então deixadas em repouso por 10 dias para homogeneização da solução.
- Após o repouso, a solução contida nos cadinhos é então dividida em três alíquotas denominadas: Sr_N (Estrôncio natural da amostra), Sr_{SP} (Estrôncio do *spike*) e Rb_{SP} (Rubídio do *spike*). O *spike* é adicionado à alíquota Sr_{SP} e Rb_{SP} . A quantidade de *spike* é previamente calculada em função dos teores inferidos para diversos materiais. No caso das amostras de filitos, os teores foram calculados com base nos resultados das análises de fluorescência de RX.

6.7.1.2. *Separação dos elementos (colunas de troca iônica)*

A separação de Rb e Sr da solução obtida durante o ataque químico e subsequente diluição isotópica é realizada em colunas de troca iônica.

- Usando uma trompa de vácuo e com HCL 2,62N faz-se refluxo em todas as colunas de resina catiônica (AG-50 WX8, 200-400 mesh).
- O ácido excedente na coluna é posto para escorrer. Em seguida inicia-se a deposição da amostra já condicionada com HCl 2,62N.
- Após sucessivas eluições com HCl, o Rb e/ou Sr são coletados em um cadinho, previamente descontaminado, utilizando-se HCl 2,6 N.
- Adiciona-se então ao cadinho algumas gotas de ácido nítrico (HNO_3) concentrado e coloca-se para secar em chapa aquecedora até a secura total. O ácido nítrico elimina a resina que por ventura tenha escapado da coluna juntamente a ser analisado.
- O resíduo seco é então levado para o espectrômetro de massa para as análises isotópicas.

6.7.2. Sm e Nd

O método para separação de elementos do grupo terras raras, como o Sm e o Nd, também está descrito conforme as normas estabelecidas nos laboratórios do CPGeo, IGc-USP. O procedimento de extração desses elementos também pode ser dividido basicamente em duas etapas: ataque químico e separação dos elementos.

6.7.2.1. Ataque químico

O método envolve a adição de “spike” combinado Sm-Nd e digestão química usando a mistura ácida HF/HNO₃ na proporção 3:1. Os ácidos HNO₃ e HCl são bidestilados. Para o HNO₃ usa-se destiladores de quartzo e o HF é destilado pelo método de duas garrafas de teflon.

Utilizam-se lâmpadas de infravermelho e evaporadores de teflon ou chapa aquecedora no aquecimento e evaporação das amostras.

Procedimentos:

- Pesa-se, em béquer savillex, entre 50 mg e 100 mg de amostra;
- Adiciona-se ao béquer o “spike” combinado Sm-Nd (a quantidade adicionada é relativa à quantidade de amostra e da concentração do “spike”);
- Adiciona-se 1ml de HNO₃ e 3 ml de HF, sendo os ácidos concentrados e destilados;
- A amostra é submetida a ultra-som por aproximadamente 45 minutos;
- O béquer savillex contendo a amostra, permanece fechado em aquecimento à aproximadamente 60°C sob lâmpada de infravermelho;
- Após aquecimento, o béquer savillex, agora aberto, é posto para evaporar até secar por completo, sob lâmpada em evaporador ou chapa aquecedora;
- Adiciona-se 0.5 ml de HNO₃ concentrado ao resíduo formado e novamente é posto para secar por completo;
- Com o béquer savillex fechado, a amostra é dissolvida em aproximadamente 5 ml de HCl 6.0N e mantida em aquecimento de 60°C sob lâmpada em evaporador durante por uma noite;
- Após uma noite de aquecimento, é constatada a ausência de resíduos. Em seguida, evapora-se até a amostra secar por completo, e posteriormente dissolve-se a amostra com 3.0 ml de HNO₃ 1N.

6.7.2.2. Separação dos Elementos

No método Sm-Nd os elementos são separados em duas etapas, sendo que a primeira etapa, onde é separado o grupo dos elementos terras raras como um todo, pode ser efetuada através de colunas de troca catiônica (AG 50WX8) ou através de uma resina específica para terras raras (RE spec), e a segunda etapa, em coluna usando resina LN spec.

Procedimentos para trabalho nas colunas de resina do tipo “RE spec”:

- Deposita-se a amostra dissolvida em HNO_3 1N na coluna “RE Spec” previamente condicionada. Após sucessivas lavagens com HNO_3 1N, os cátions indesejáveis são eluídos e desprezados;
- Coletam-se as terras raras usando HNO_3 ;
- O material coletado é evaporado até secar por completo, e o resíduo é encaminhado para separação de Sm e Nd nas colunas de resina de troca catiônica do tipo LN spec.

Procedimentos para trabalho nas colunas de resina do tipo “LN spec”:

- O resíduo de terras raras é dissolvido em 0.2 ml de HCl 0.26N, em seguida a amostra é submetida a sucessivas lavagens adicionando-se 0.2 ml de HCl 0.26N gradativamente;
- Em seguida prossegue com a eluição, adicionando 3.0 ml de HCl 0.26N;
- Adiciona-se 5.0 ml de HCl 0.26N, e então é coletado o concentrado de Nd;
- Prossegue-se com a eluição dos cátions indesejáveis adicionando 2.0 ml de HCl 0.55N;
- Adiciona-se em seguida 3.0 ml de HCl 0.55N, e então é coletado o concentrado de Sm;

6.7.3. Pb-Pb

6.7.3.1. Método de dissolução total para pirita

- Pesa-se 80 mg de amostra;
- Adiciona-se água régia;
- Aquece-se (T40) até dissolução total;
- Evapora-se a solução;
- Adiciona-se ~ 1 ml de HCl 6N + 1 mL de HNO_3 7N;
- Aquece-se a ~100 °C por 1 a 3 dias;
- Evapora-se a solução;
- Adiciona-se ~ 1ml de HBr 0,7 N;

- Coluna Biorad modificada 2 X;
- Deposição em filamento de rênio para SM.

Caso não dissolva com água régia:

- Evapora-se a solução;
- Adiciona-se ~ 1 ml HNO_3 ao resíduo;
- Aquece-se (T40) até dissolução total;
- Evapora-se a solução;
- Adiciona-se ~ 1ml de HCl 6 N;
- Evapora-se;
- Adiciona-se ~ 1ml de HBr 0,7 N;
- Coluna Biorad modificada 2 X.

6.7.3.2. Método de dissolução total para feldspato

- Pesa-se 100 mg de amostra;
- Adiciona-se 3 ml de HF conc. + 1ml de HNO_3 conc.;
- Deixa-se em aquecimento a 100 °C por 3 dias;
- Evapora-se a solução;
- Adiciona-se 6 ml de HCl 6 N;
- Deixa-se em aquecimento a 100 °C por uma noite;
- Evapora-se solução;
- Adiciona-se ~ 1ml de HBr 0,7 N;
- Coluna Biorad modificada 2 X;
- Adiciona-se 10uL de H_3PO_4 ;
- Espectrometria de massa.

6.7.4. Espectrometria de massa

A espectrometria de massa para o método Pb-Pb foi realizada no espectrômetro VG 354 multicoletor, com deposição do Pb em filamento de rênio (Re). Para o método Rb-Sr, é feita com um espectrômetro do tipo TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) MAT 262, com deposição do Rb e do Sr feita em filamentos de tântalo (Ta). Para Sm-Nd, é feita com um espectrômetro do tipo MICROMASS VG-345, para análise de Sm, e com um espectrômetro do tipo FINNIGAN 262 para a análise do Nd. A deposição do Nd é feita em filamentos de rênio (Re), eluindo-se o Nd com H_3PO_4 de normalidade inferior a 0.1, secando-

se ao ar livre mediante uma corrente inferior a 0.6A, sem que ocorra oxidação. O Sm é analisado em forma metálica usando-se filamento simples de tálio (Tl) e depositado em H_3PO_4 0.25N.

6.8. Processamento dos dados isotópicos

Os resultados das análises isotópicas foram processados através do software Isoplot[®] (Ludwig, 2003) e de planilhas de cálculo em arquivo Excel, elaboradas pela seção de cálculo do CPGeo-USP. O Isoplot[®] (Ludwig, 2003) forneceu os dados das idades Pb-Pb (não utilizadas no trabalho – ver discussão mais adiante), e as planilhas forneceram os diagramas das composições isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparado às curvas de evolução de Pb (modelo da plumbotectônica) e os diagramas de evolução de ϵNd ao longo do tempo geológico (diagrama DePaolo), além dos valores de ϵNd .

7. Desenvolvimento do Trabalho

Para a realização dos objetivos pretendidos no trabalho, foi necessário organizar as atividades a serem realizadas de acordo com um cronograma. Essas atividades envolveram trabalhos de campo e amostragem; pesquisa bibliográfica geral e específica; descrição de 17 lâminas petrográficas e 6 seções polidas (com registro das feições mais importantes ou interessantes em pranchas fotográficas); confecção do mapa geológico da cava do garimpo e de dois perfis relacionados à cava, e referentes aos furos de sonda JNDH – 01, JNDH – 02 e JNDH – 05, através do software ArcGis[®]; preparação das amostras a serem analisadas isotopicamente nos laboratórios do CPGeo (separação dos elementos de interesse, minerais e rochas); sessões de MEV; e interpretação dos dados obtidos (tanto das análises isotópicas, quanto dos demais dados, de forma a correlacionar todas as informações disponíveis). O cronograma com as atividades realizadas é apresentado na tabela 1. A realização das atividades programadas segundo o cronograma inicialmente proposto ocorreu de acordo com o mesmo, não havendo atrasos na execução das tarefas.

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV
Trabalhos de campo e amostragem	X	X									
Bibliografia geral e específica			X	X	X	X	X	X	X	X	X
Descrição de lâminas petrográficas e seções polidas				X	X	X					
Confecção do mapa geológico e de perfis				X	X	X	X	X	X	X	X
Análises isotópicas (separação, análises e interpretação)					X	X	X	X	X	X	X
Sessões de MEV									X	X	X
Relatório de Progresso (RP)							X	X			
Interpretação dos dados									X	X	X
Confecção da monografia do trabalho de formatura									X	X	X

Tabela 1. Cronograma das atividades realizadas.

Com relação à metodologia originalmente proposta para a realização do projeto, houve a necessidade de serem realizadas algumas mudanças para que o mesmo se adequasse às solicitações do relator, principalmente no que se refere ao título (de “Aplicação de isótopos radiogênicos em exploração mineral: caso de estudo do prospecto Campos Verdes, região de Crixás – Goiás” para “Caracterização Mineralógica e Isotópica do Garimpo João Neves, município de Campos Verdes - região de Crixás, GO”), aos objetivos pretendidos, ao número de análises a serem realizadas e aos métodos utilizados. Houve uma redução nos objetivos do projeto em relação ao apresentado inicialmente. No que se refere à quantidade de amostras preparadas para a realização das análises isotópicas, também houve uma diminuição no número em relação à quantidade inicialmente proposta. Com relação aos métodos empregados, foram canceladas algumas análises, como por exemplo, Rb-Sr em clorita e sericita, análises de Rb-Sr em sulfetos e em rocha total e U-Pb em zircão (neste caso, pela quantidade insuficiente de zircão na amostra). A planilha final

com as análises isotópicas realizadas no projeto pode ser encontrada no anexo 1 deste relatório.

As principais dificuldades encontradas na execução do projeto estão associadas à falta de acesso a uma parte considerável da bibliografia existente sobre a região (devido à grande parte das dissertações de mestrado e teses de doutorado pertencerem à Universidade de Brasília – UNB, sendo que uma parte do material disponível para a realização do projeto foi obtida através de sites), o que diminuiu a quantidade de material disponível para a realização do trabalho, e à existência de longas filas nos laboratórios do CPGeo, ocasionadas pela reforma do prédio no qual os laboratórios se situam, o que acabou por resultar num atraso na obtenção dos resultados das análises, e conseqüentemente, numa diminuição do tempo hábil disponível para a interpretação dos resultados.

8. Apresentação, Interpretação e Discussão dos Resultados Obtidos

8.1. Geologia Local

A geologia da cava do garimpo João Neves está inserida na Seqüência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, sendo composta por xistos blastomiloníticos (para descrição mais detalhada, ver item 8.2.2 deste relatório; anexo 6, e figuras 3, 4 e 5). É caracterizada pela ocorrência de ouro de duas formas: associada a sulfetos, existentes principalmente nas bordas de veios de quartzo discordantes da foliação da rocha hospedeira, ou na forma livre, mais rara, e também associada a veios de quartzo discordantes. O mapa geológico e os perfis dos furos JNDH-01, JNDH-02 e JNDH-05, relacionados à cava do garimpo, são apresentados nas figuras 3, 4 e 5.

Os sulfetos, além de serem encontrados nos veios, também podem estar disseminados em praticamente todos os litotipos observados (em especial nos mais miloníticos), sendo por vezes concordantes com a foliação da rocha hospedeira. Em geral, as rochas hospedeiras estão alteradas hidrotermalmente (presença de epidoto, clorita, biotita, sulfetos, magnetita, carbonatos, muscovita/sericita, K-feldspato).

Mapa geológico do garimpo João Neves

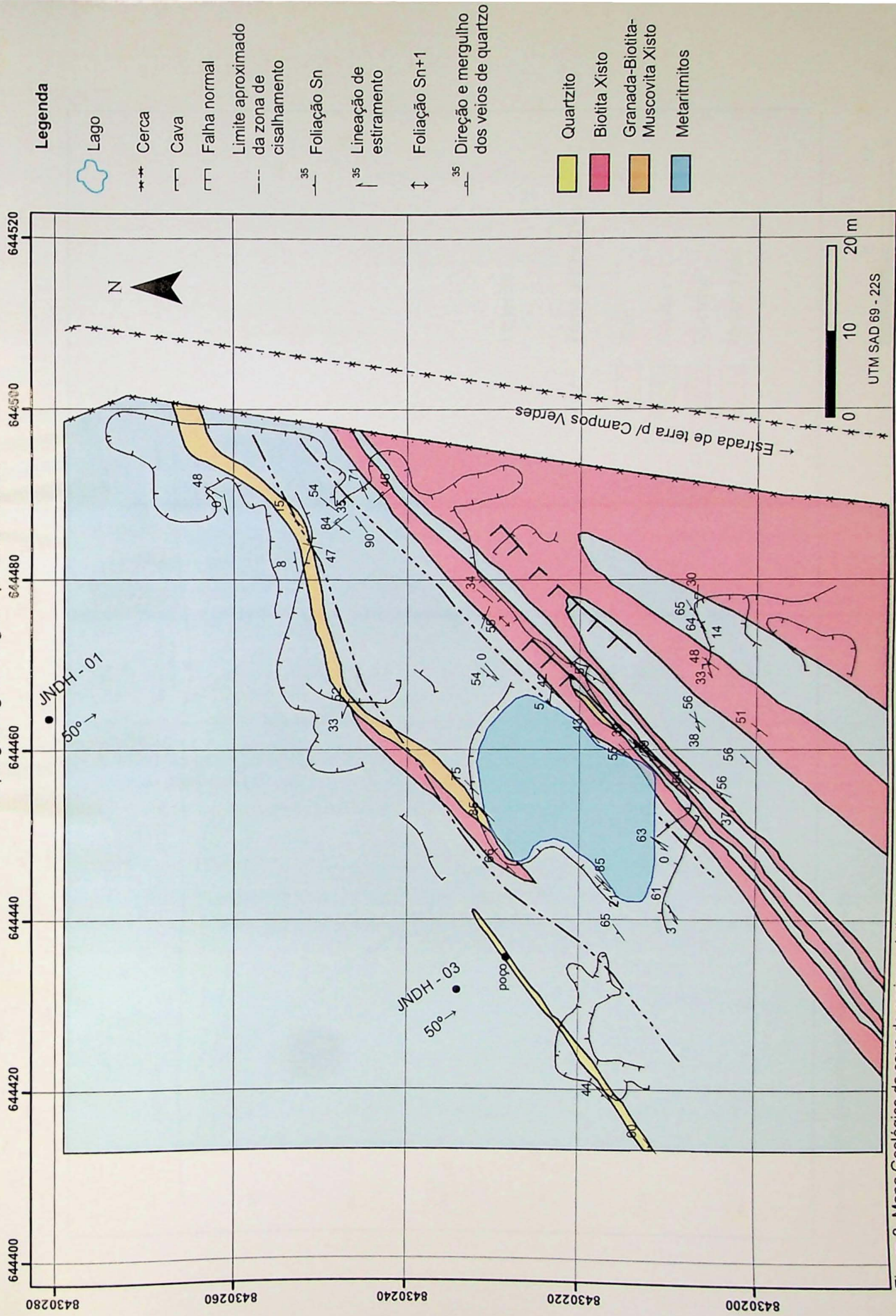


Figura 3. Mapa Geológico da cava do garimpo João Neves

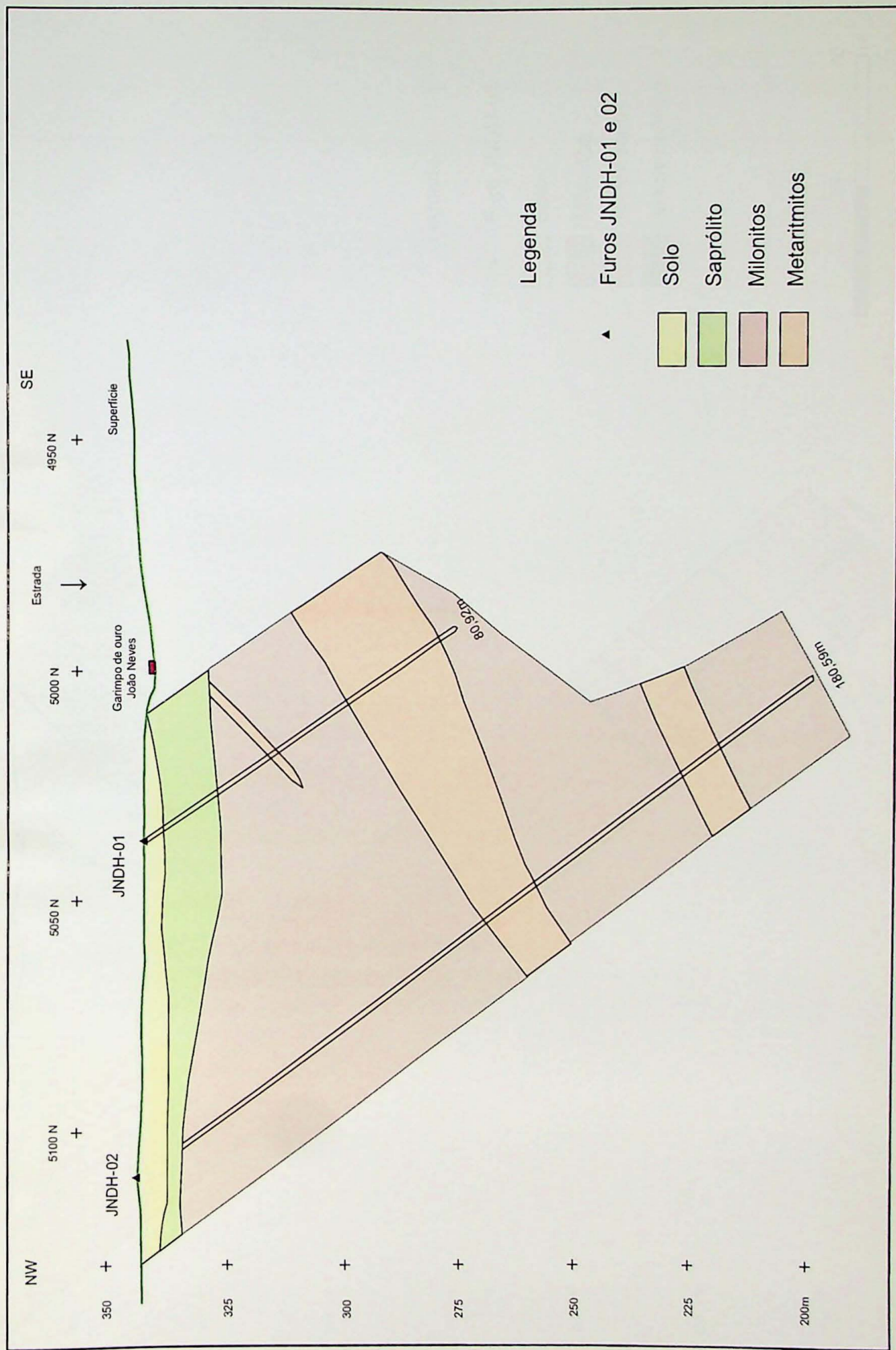


Figura 4. Perfis geológicos dos furos JNDH-01 e 02

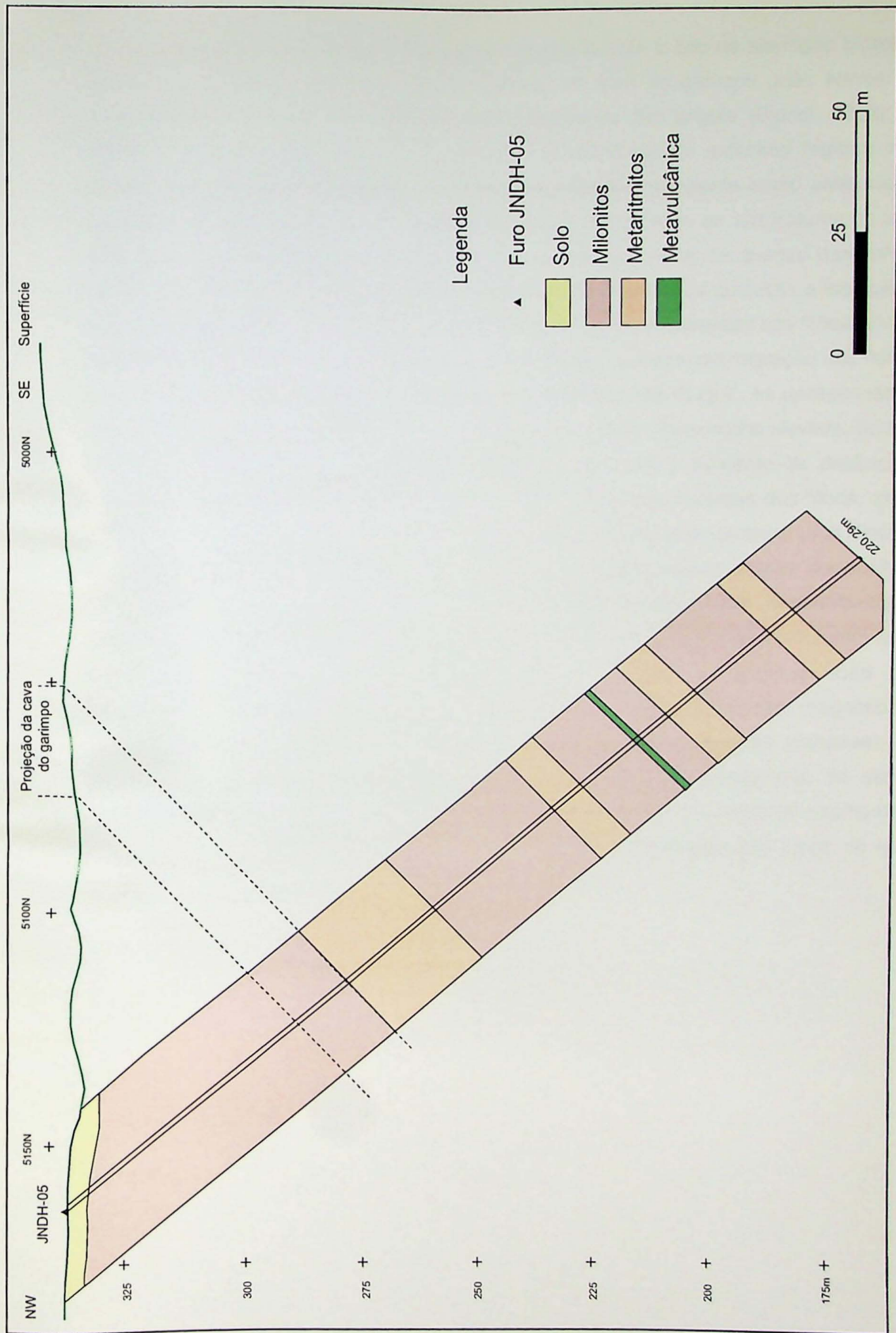
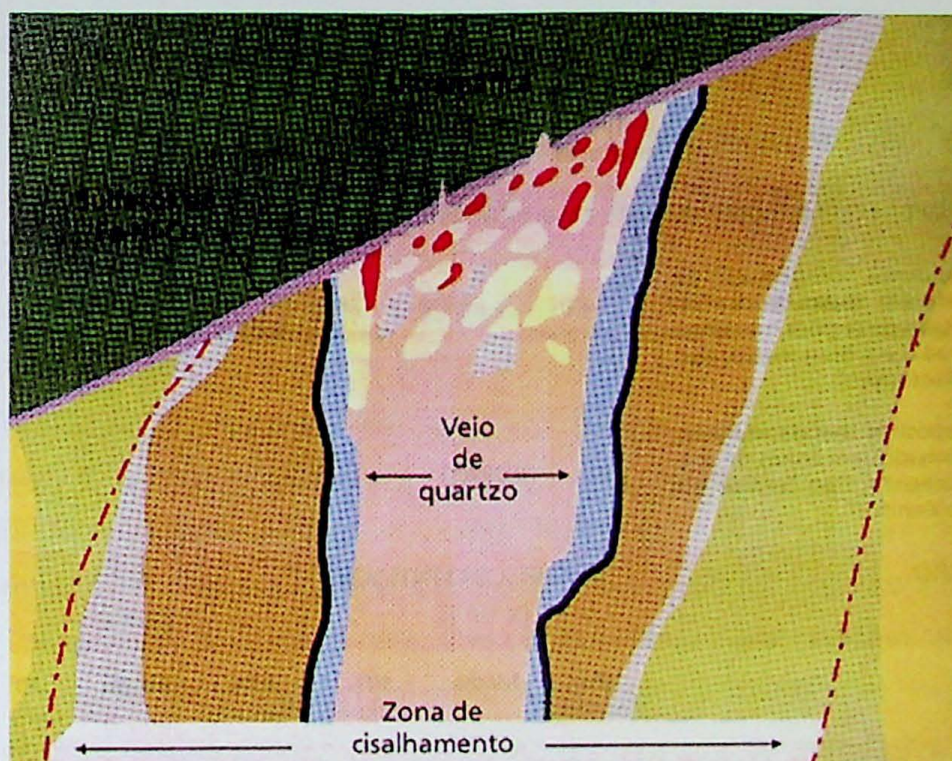


Figura 5. Perfil do furo JNDH-05

Comparando a geologia local com a regional e com o tipo de alteração hidrotermal observada, podem-se classificar as ocorrências de ouro do garimpo João Neves como pertencentes ao modelo de zonas de cisalhamento de alto ângulo (Biondi, 2003), onde embora espacial e temporalmente associados às estruturas de extensão regional e com grande alcance em profundidade, os filões mineralizados raramente estão associados às estruturas de primeira ordem, concentrando-se nas de segunda ou em fraturas de ordens ainda maiores. As alterações hidrotermais associadas aos veios de quartzo das zonas de cisalhamento indicam um sistema aberto onde ocorreram reações químicas e isotópicas de fluidos com as rochas encaixantes. As zonas de alteração são paralelas aos filões, e variam, na mesma rocha, com a distância lateral, perpendicular à direção de migração dos fluidos, e com a distância vertical, paralela à direção de migração dos fluidos. As paragêneses das zonas adjacentes aos veios de quartzo refletem uma relação fluido/rocha elevada, dominada pela fase fluida. Esta relação diminui gradativamente com o aumento da distância aos contatos, até alcançar um equilíbrio com a rocha. As zonas distantes dos filões, além de indicarem um gradiente decrescente na razão fluido/rocha, indicam também uma diminuição na reatividade química dos fluidos, acompanhada de uma crescente difusão dos fluidos nas rochas. Assim, as zonas mais próximas dos filões têm contatos nítidos, enquanto nas mais distantes eles são gradacionais. As zonas mais externas gradam e se confundem com as rochas metamórficas regionais (Biondi, 2003). As rochas do garimpo João Neves apresentam silicificação, epidotização, cloritização, biotitização, sulfetação, magnetitização, carbonatização, sericitização e alteração por K-feldspato (em algumas amostras), como resultado da alteração hidrotermal ocorrida. Um exemplo de zoneamento da alteração hidrotermal associado a uma mineralização aurífera que ocorre em zonas de cisalhamento é a mina Hunt, na Austrália. As alterações hidrotermais associadas aos veios de quartzo mineralizado da mina podem ser observadas na figura 6.



Alteração	Zonas
 py - ank	Pirita alterada
 py - bi - ank	Pirita
 py - bi - chl - ank	
 po - bi - chl - ank + py + mt	Pirrotita
 bi - chl - ank (+mt)	Biotita
 chl - ank (+mt)	Carbonato
 chl - cc (+mt)	Clorita
 hb - plag	

Figura 6. Esquema de alteração hidrotermal associado a veios de quartzo em zonas de cisalhamento, mina Hunt, Austrália. Abreviações: ab=albita, ank=ankerita, bi=biotita, cc=calcita, chl=clorita, hb=hornblenda, mt=magnetita, plag=plagioclásio, po=pirrotita, py=pirita e q=quartzo (Neall & Phillips, 1987; Biondi, 2003).

8.2. Descrição de Lâminas Petrográficas e Seções Polidas

Foram descritas lâminas petrográficas da cava do garimpo e de rochas regionais, além de seções polidas relacionadas aos furos de sonda realizados na cava do garimpo João Neves – JNDH-01, JNDH-02 e JNDH-05. As fichas com as descrições das 6 seções polidas e das 17 lâminas petrográficas podem ser encontradas nos anexos 5 e 6 deste relatório.

8.2.1. Seções Polidas

Pelo estudo realizado nas seções polidas e nas amostras de mão disponíveis, observa-se que ocorre a presença tanto de sulfetos quanto de óxidos nas rochas analisadas. Os sulfetos presentes compreendem principalmente pirita, pirrotita e calcopirita. A magnetita, junto com a ilmenita, constituem os óxidos observados. A ilmenita ocorre raramente, presente somente sob a forma de lamelas exsolvidas em magnetita, sendo encontrada no interior de alguns cristais de pirita (seção 05 – 187,55; fotos M, N e O).

Os sulfetos e óxidos presentes nas seções polidas pertencem a duas gerações diferentes. Essas conclusões foram tomadas tendo em vista que, em alguns locais, é possível observar claramente que alguns dos sulfetos e óxidos presentes acabam por cortar ou englobar os outros, enquanto que, em outros locais, eles podem ser cortados ou englobados. Como exemplo, podem ser citados a presença de pirita idiomórfica, na seção 01 – 66,30, englobando calcopirita (fotos A e B); a presença de magnetita englobando um xenocristal de pirita “dendrítica” (textura diferente das demais; ver mais adiante), observado na seção 05 – 187,55 e nas fotos H a J; a calcopirita, por exemplo, ocorre freqüentemente cortando a pirrotita, mas também pode ser cortada por esta, ou ser englobada por minerais como pirita e magnetita (seção 05-92,50, 05-187,55; fotos D, I, N, O); ou ainda, a presença de pirrotita englobando magnetita (seção 05 – 92,50, fotos F e G). Pirita “dendrítica” (encontrada, por ex., nas seções 05 – 187,55 e 05 – 92,50, fotos C a F, e H a J) ocorre sendo cortada por calcopirita, sendo que ambas estão inclusas em magnetita. Também inclusa na mesma magnetita ocorre um cristal de pirita muito rica em Fe (analisado no MEV; ver mais adiante), que anteriormente se acreditava ser calcosina ou digenita. Em relação ao hábito desses minerais, nota-se que a primeira geração, tanto de sulfetos quanto de óxidos, tende a ocorrer com hábito xenomórfico, enquanto a segunda geração tende a ocorrer com hábito mais idiomórfico. No estudo realizado nas seções polidas, *não foi observada a presença de ouro.*

A presença de exsolução de ilmenita em magnetita pode indicar uma temperatura aproximada de resfriamento da rocha; a magnetita pode apresentar lamelas de ilmenita caso haja, por exemplo, uma oxidação dos membros pertencentes à série magnetita-ulvoespínélio; considerando o fato de que magnetita e ulvoespínélio constituem uma série de solução sólida completa acima de 600°C, pode-se inferir que a temperatura de cristalização da magnetita, associada à ilmenita, é de, no máximo, 600°C (Klein & Hurlbut Jr, 1999).

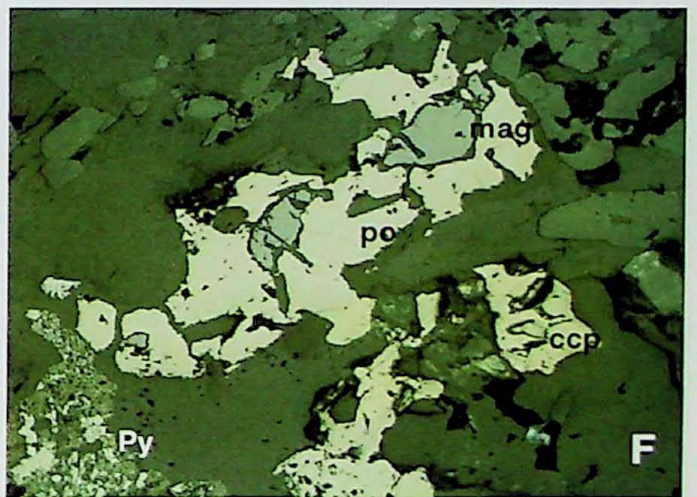
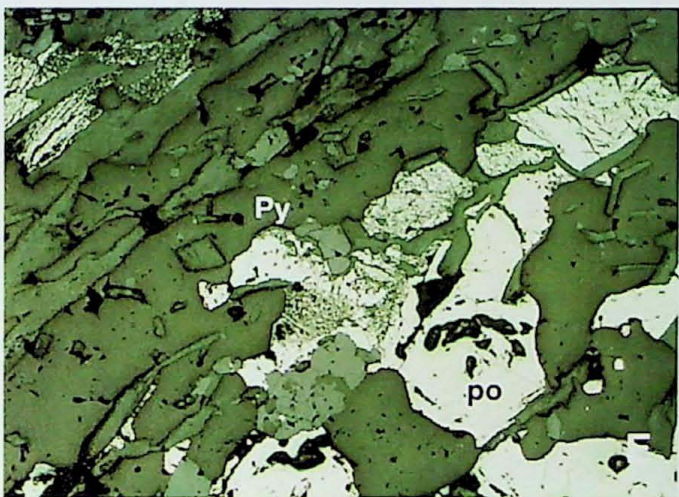
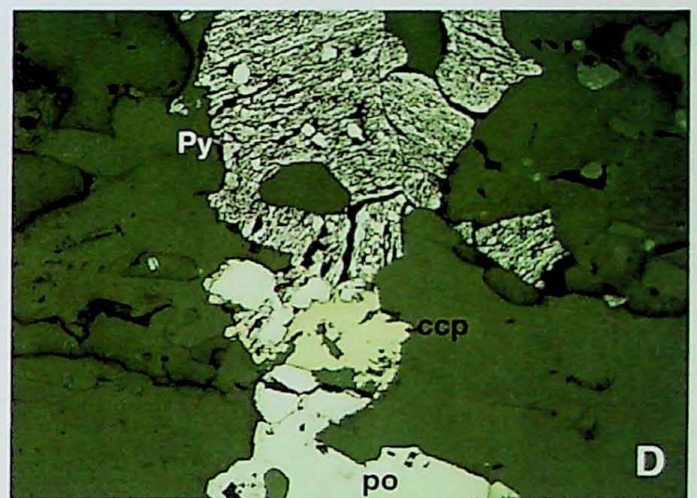
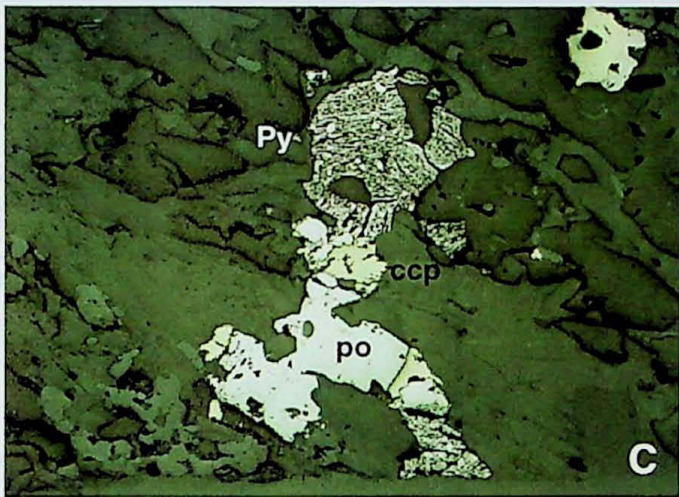
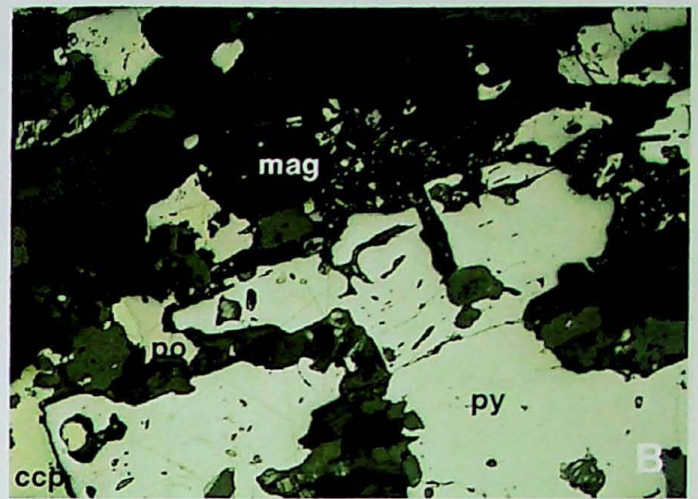
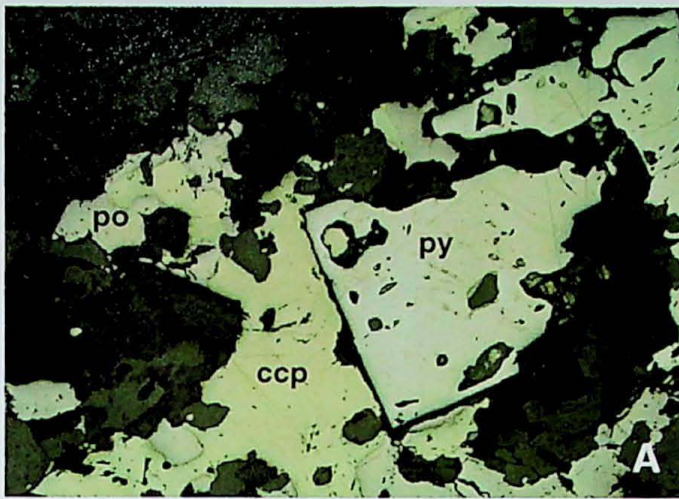
Para a realização de um estudo mais aprofundado do minério, e a resolução de dúvidas tanto de caráter mineralógico quanto composicional, foram feitas análises das seções polidas por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

As dúvidas em relação à composição e à mineralogia existentes referiam-se ao que, em microscopia óptica, havia sido descrito como calcosina ou digenita (encontrada na seção

05 – 187,55; fotos I e J) e um mineral que supostamente poderia ser uma pirrotita de primeira geração (com textura “dendrítica”, reliquiar, e cristalizado em sistema monoclinico – e não o hexagonal, como habitual) ou uma arsenopirita (seções 05 – 92,50 e 05 - 187,55; fotos C a F, e H a J). Ao MEV, esses minerais foram identificados como sendo uma pirita muito rica em Fe (caso da calcosina/digenita) e como pirita, apesar da textura “dendrítica” não observada nas outras piritas (pirrotita/arsenopirita).

Observou-se também a presença de uma grande quantidade de minerais variados, que ocorrem como traços na rocha. Na seção 05 – 92,50, ocorre a presença de arsenopirita, por exemplo. Na seção 05 – 187,55, ocorre esfalerita, teluretos de Pb e Bi, minerais com Sn em sua composição (Sn, Si, Al, Fe, O – cassiterita, com alguma contaminação da matriz pelo feixe de elétrons?) e garnierita (Ni, Si e O identificados pelo MEV). Os teluretos de Pb também foram vistos na seção 01 – 66,30, apresentando ainda Fe em sua composição. Na seção 06 – 106,26-106,80, foi observado também a presença de Mo em alguns minerais (Mo, S, Al). As imagens e os espectros desses elementos traços podem ser encontrados no anexo 3. Apesar da presença de grande quantidade de elementos traços observados no MEV, assim como na análise por microscopia óptica, também *não foi detectada a presença de ouro em nenhuma das seções polidas*.

Uma possível explicação para a existência dessa paragenese mineral associada, apresentando tanto minerais ricos em enxofre quanto em oxigênio, estaria relacionada a variações na fugacidade de oxigênio do sistema. Quando o sistema estava mais rico em enxofre (S), foi favorecida a cristalização de pirita, mineral rico em S em sua composição química. Com a diminuição de S no sistema, a pirita deixou de ser o mineral mais favorecido, dando lugar à formação de pirrotita, que possui menos S em sua estrutura. Por fim, passou a ser favorecida a cristalização de magnetita no sistema, indicando a falta de enxofre no processo, e excesso de oxigênio. Provavelmente, essa relação de equilíbrio entre sulfetos e óxidos era muito suave, sendo bastante possível variações na taxa de fugacidade do sistema, que ora favorecia a formação dos sulfetos, ora a formação da magnetita. Isso explica a presença de duas gerações tanto de sulfetos quanto de óxidos nas rochas descritas. A ausência de enxofre no sistema pode ser um dado muito importante, visto que fluidos ricos em enxofre acabam por sulfetar o ferro existente em rochas encaixantes, formando pirita e pirrotita, acabando assim por desulfetar o fluido, e favorecendo a precipitação de ouro metálico (Reed, 2006).



Fotos: A: 01 – 66,30: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Calcopirita (ccp) englobada por pirita (py). Notar relações entre pirrotita (po) e calcopirita, pirrotita e pirita e calcopirita e pirita.

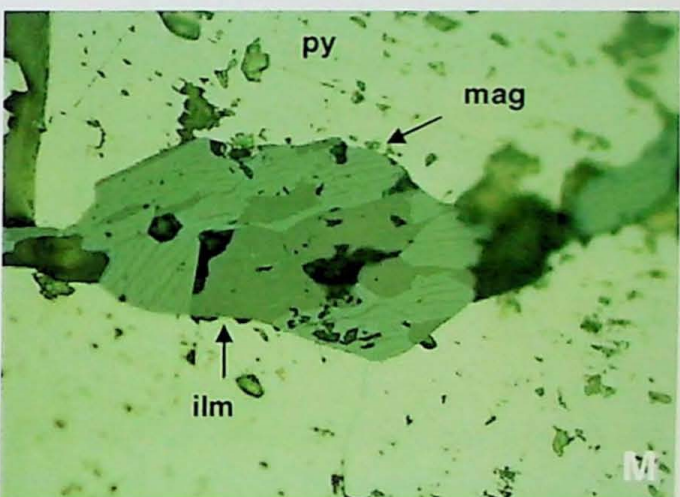
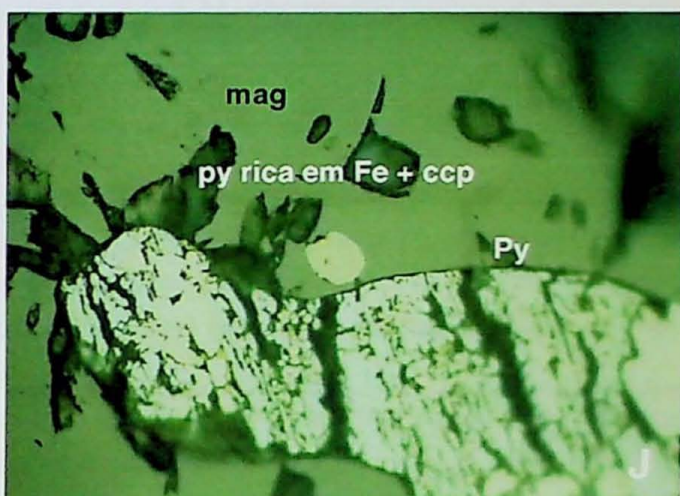
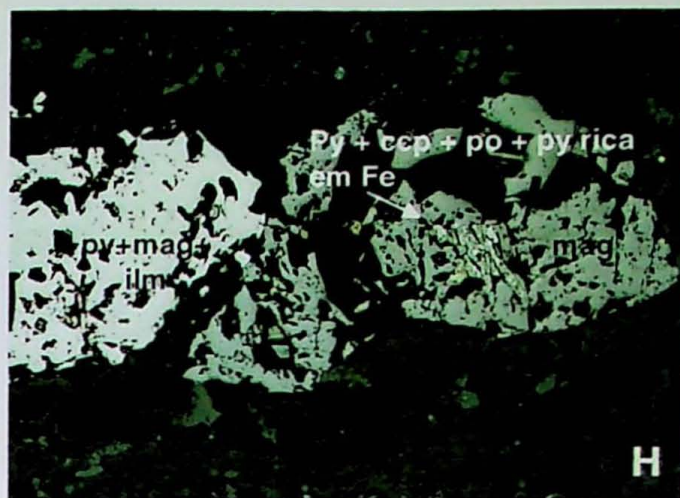
B: 01 – 66,30: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Detalhe de megacristal de pirita, e sua relação com magnetita (mag), calcopirita e pirrotita.

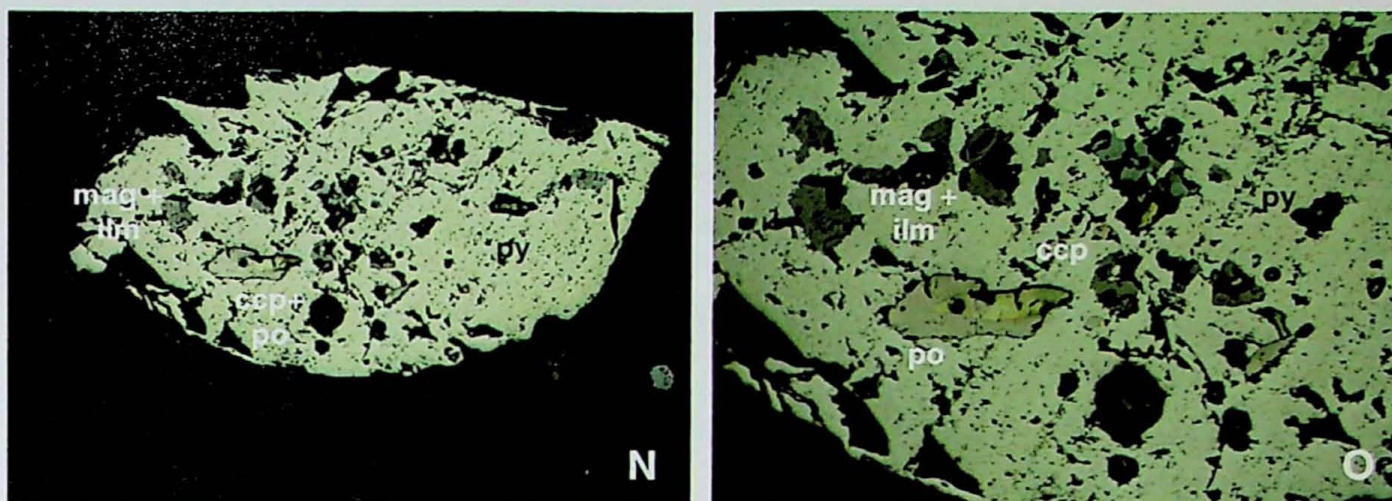
C: 05 – 92,50: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Relação entre pirita “dendrítica”, calcopirita e pirrotita. A calcopirita (posterior) corta a pirrotita (anterior).

D: 05 – 92,50: obj. 10x, int. máx., polar.//, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Detalhe da foto C.

E: 05 – 92,50: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Relação entre pirita “dendrítica” e a pirrotita.

F: 05 – 92,50: obj. 10x, int. máx., polar.//, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Pirrotita (posterior) englobando magnetita, e mais relações entre calcopirita, pirrotita e pirita “dendrítica”.





G: 05 – 92,50: obj. 20x, int. máx., polar.//, lado <: 0,48 mm; lado >: 0,65 mm. Pirrotita (posterior) englobando magnetita (anterior).

H: 05 – 187,55: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Relação entre magnetita, xenocristal de pirita “dendrítica” e de calcopirita nela inclusos e pirita. Uma pirita mais rica em Fe que o comum também ocorre englobada por magnetita. Em seu interior, há um grão de calcopirita, aparentemente cortando-a.

I: 05 - 187,55: obj. 20x, int. máx., polar.//, lado <: 0,48 mm; lado >: 0,65 mm. Detalhe do xenocristal de pirita “dendrítica” e de calcopirita (1ª geração) inclusos na magnetita (posterior, 2ª geração). A calcopirita corta o xenocristal, e ambos são englobados por magnetita. Observar também pirita mais rica em Fe englobada por magnetita, e calcopirita, muito pequena, dentro da pirita mais rica em Fe.

J: 05 - 187,55: obj. 50x, int. máx., polar.//, lado <: 0,19 mm; lado >: 0,26 mm. Detalhe do cristal de pirita mais rica em Fe englobado por magnetita. No interior dessa pirita, ocorre calcopirita.

L: 05 - 187,55: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Cristal de pirita com magnetita e calcopirita associados. Magnetita ocorre englobando calcopirita.

M: 05 - 187,55: obj. 50x, int. máx., polar.//, lado <: 0,19 mm; lado >: 0,26 mm. Exsolução de ilmenita (ilm - nas lamelas) em magnetita, ambas englobadas por pirita.

N: 05 - 187,55: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Cristal subidiomórfico de pirita (posterior, 2ª geração) englobando magnetita+ilmenita e calcopirita+pirrotita (anteriores, 1ª geração).

O: 05 - 187,55: obj. 10x, int. máx., polar.//, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Detalhe da foto N, mostrando calcopirita+pirrotita e magnetita+ilmenita englobadas por pirita.

8.2.1.1.MEV

As principais imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV são apresentadas a seguir (para espectros e mais imagens, ver anexo 3) :

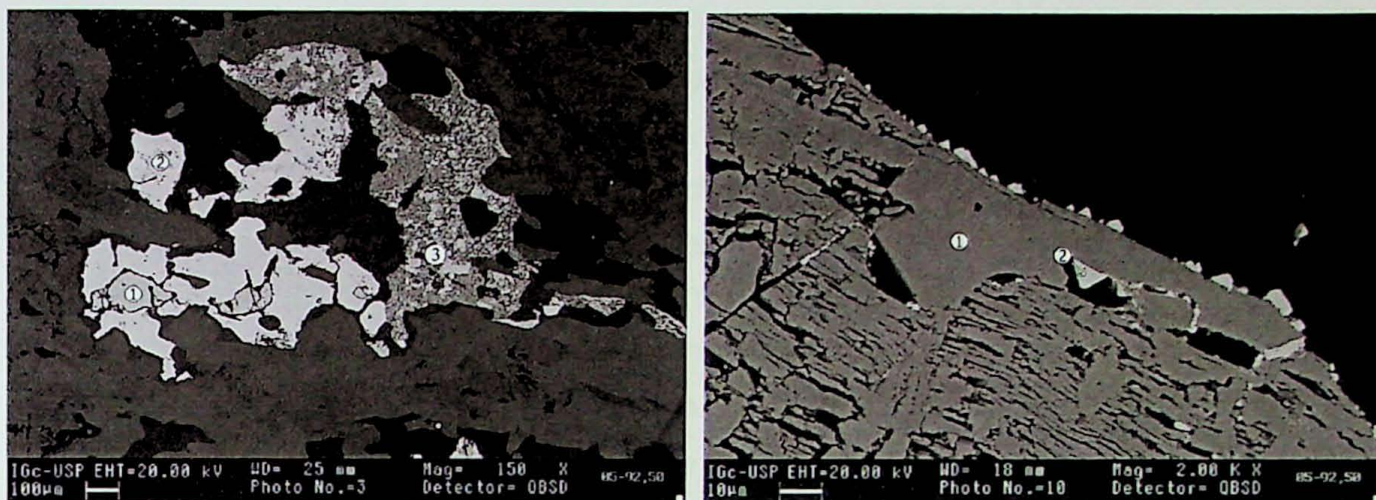


Foto: 05-92,50, à esq.: (1) magnetita, (2) calcopirita e (3) pirita; o restante é pirrotita. Aumento de 150x (comparar com foto F); foto: 05-92,50, à dir.: (1) pirita e (2) arsenopirita, esta não observada ao microscópio óptico. Notar hábito piramidal da arsenopirita. Aumento de 2000x.

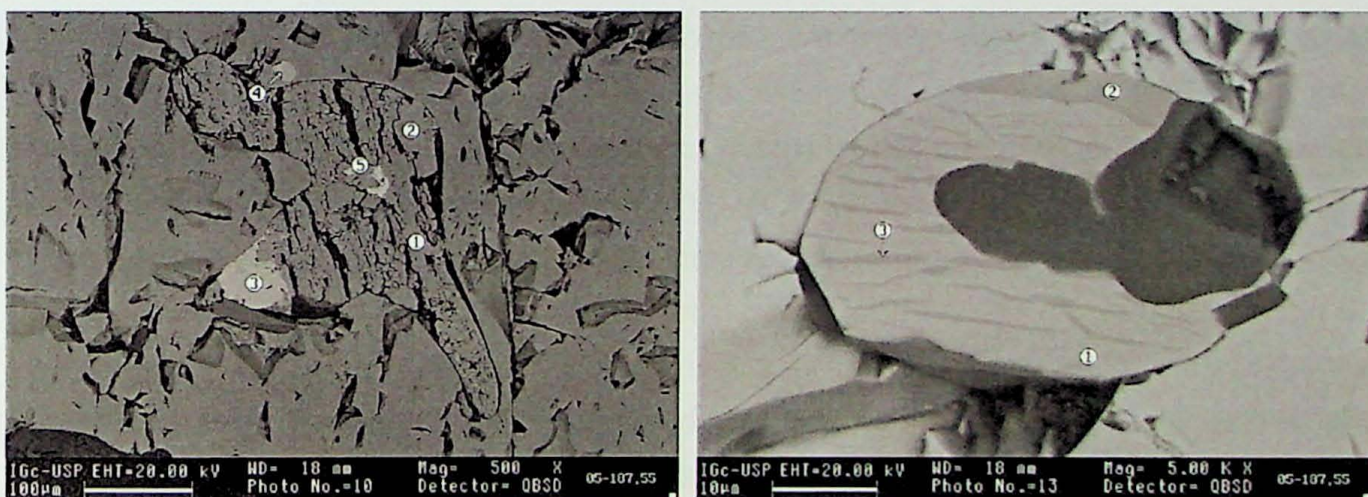


Foto: 05 – 187,55, à esq. Imagem de elétrons retroespalhados de pirita (1, 2 e 4), calcopirita (3) e esfalerita (5), em xenocrystal incluído em magnetita. Aumento de 500x (comparar com foto I). Foto: 05-187,55, à dir. Magnetita (1) com lamelas exsolvidas de ilmenita (2 e 3). Aumento de 5000x (semelhante à que ocorre na foto M).

8.2.2. Lâminas Petrográficas

As rochas encontradas no garimpo João Neves pertencem à Seqüência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, e estão todas metamorfasadas em baixo grau, na fácies xisto verde. Essas rochas sofreram pelo menos dois eventos deformacionais, sendo um de caráter progressivo (que alcançou a zona da granada) e outro de caráter retrógrado,

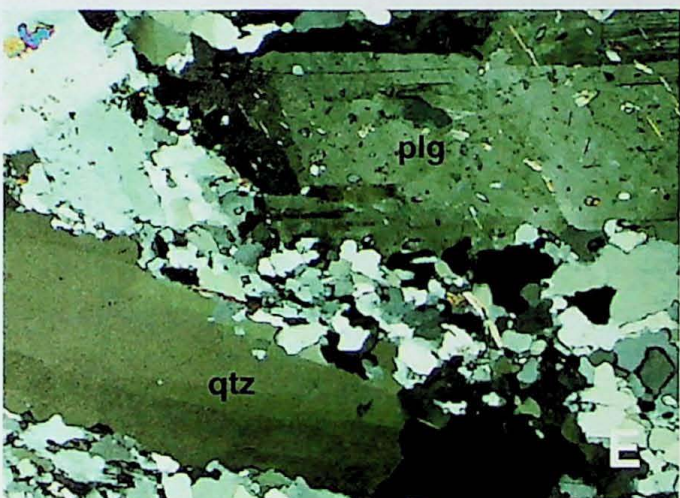
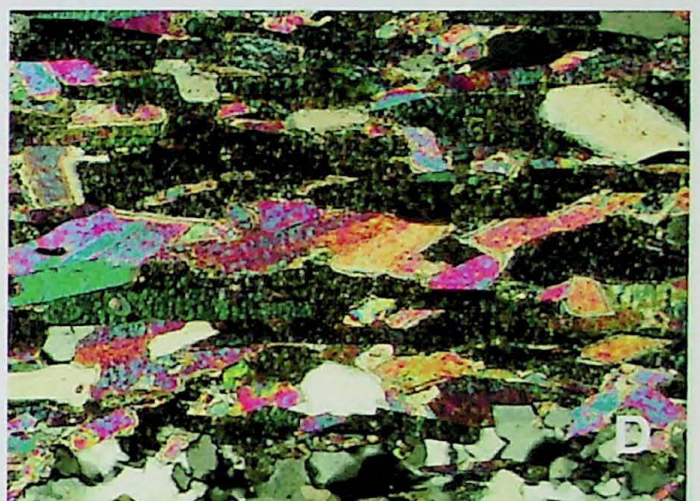
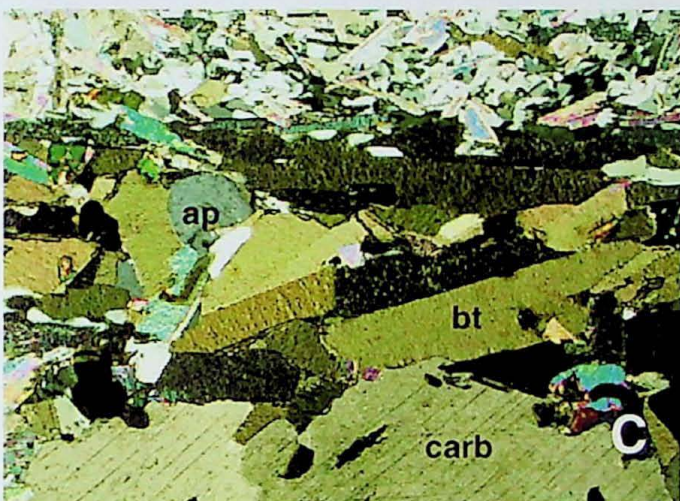
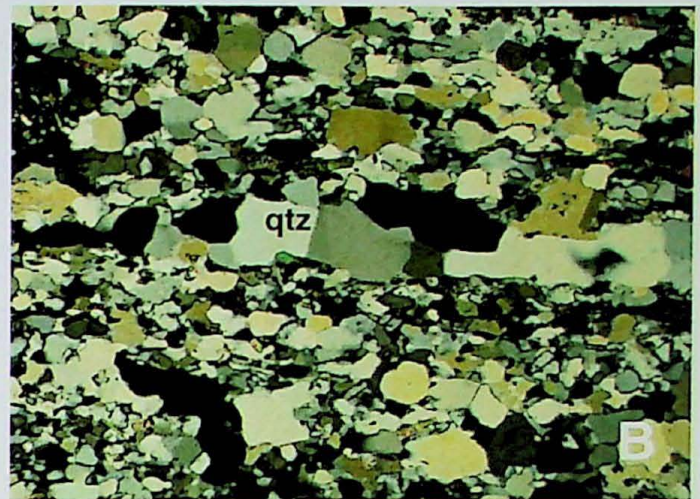
associado à atuação das zonas de cisalhamento (zona da clorita – e.g., lâminas 05 – 205,55 A↑ e B ↑; fotos L e M).

As rochas descritas referem-se a xistos blastomiloníticos, que apresentam por vezes fortes evidências de cisalhamento, como a presença de quartzo em fita, de estruturas S/C em micas, de porfiroblastos rotacionados, de porfiroclastos, de minerais lenticularizados e de dobras intrafoliais (e.g., lâminas 02 – 34,60↑, 01 – 31,65↑ e 02 – 133,26↑; fotos B, D e E). Essas rochas se recrystalizaram após o cisalhamento, dada a presença de grãos de quartzo com textura granoblástica lobada e a ausência quase total de grãos de quartzo com extinção ondulante. Apresentam-se com estrutura bandada, xistosa e com foliação milonítica, sendo que em algumas lâminas é possível identificar a presença de duas foliações (S_n e S_{n+1} , lâminas 01-34,00, 01-64,00 e CV- 02A; fotos A, F e H), a mais antiga sendo marcada pela presença de arcos poligonais, e a mais jovem cortando a foliação anterior, na direção do plano axial dos arcos poligonais. A textura dessas rochas é nematolepidogranoblástica em geral, com variação de proporções minerais, sendo que textura porfiroblástica e porfiroclástica também pode ocorrer. A granulação é fina, variando entre 0,05 e 1mm; quando a rocha apresenta porfiroblastos, estes podem atingir até 3,5 mm, sendo constituídos por granada, pirita e por substituição de minerais associados (clorita, biotita, epidoto). Os porfiroclastos, em geral, são de plagioclásio ou FK. A mineralogia principal consiste quase sempre em quartzo, biotita, muscovita, clorita, epidoto, albita, oligoclásio, carbonato, pouco FK (microclínio) e opacos (pirita?, pirrotita?), sendo que algumas lâminas ainda apresentam granada. Os minerais acessórios compreendem apatita, zircão e titanita. Nos perfis realizados, optou-se por separar essas rochas de acordo com o grau de milonitização que elas apresentavam (mais forte, milonitos; mais fraco, metassedimentos).

Acredita-se que a região do garimpo esteja alterada hidrotermalmente, pela presença excessiva de minerais como epidoto, clorita e carbonato. As relações texturais indicam que esta alteração deve ter ocorrido num estágio sin a pós-metamorfismo (algumas evidências são a presença de porfiroblastos de epidoto, aparentemente substituindo algum mineral de origem sedimentar, rotacionados e apresentando sombras de pressão – lâmina 05 – 96,30↑, foto G; grãos de carbonato lenticularizados; apatitas grandes, idiomórficas, associadas à porfiroblastos de carbonato e de biotita – lâmina 01 – 31,65↑, foto C).

Provavelmente, os protólitos dessas rochas eram arenitos, pelitos e margas (caso se considere que o carbonato presente nas rochas não seja de alteração hidrotermal), quase sempre intercalados, formados num ambiente de fundo oceânico. As evidências mais fortes que sugerem essa hipótese estão associadas à presença de grande quantidade de micas, quartzo, plagioclásio e carbonato que ocorrem nas rochas metamorfasadas. Intercalações de rochas vulcânicas máficas associadas à seqüência também foram observadas (tufo máfico, lâmina 05 – 159,25↓; fotos I e J). Essa interpretação estaria de acordo com a encontrada na literatura (e.g., Biondi, 1990). Barros Neto (2000), por exemplo, associa a Seqüência Santa

Terezinha a uma bacia de retroarco limitada pelo arco magmático em evolução no Neoproterozóico e pela margem continental arqueana adjacente.



Fotos: A: 01 – 34,00↑: objetiva 5x, intensidade de luz 6, polarizadores X, lado menor da imagem: 2,0 mm; lado maior: 2,6 mm. Arcos poligonais demarcando foliação S_n e foliação S_{n+1} .

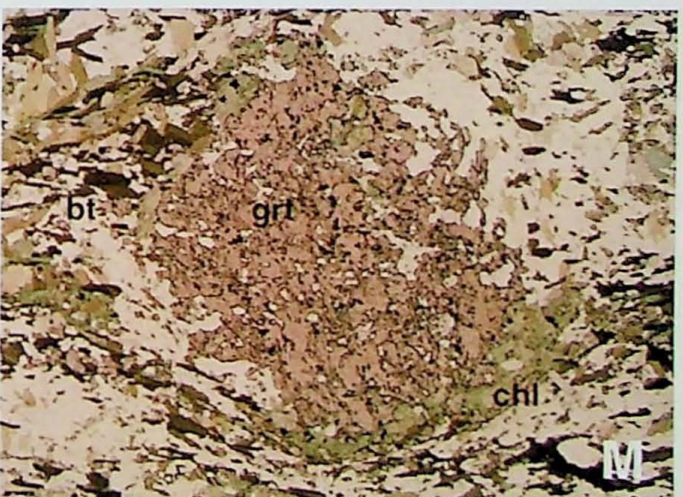
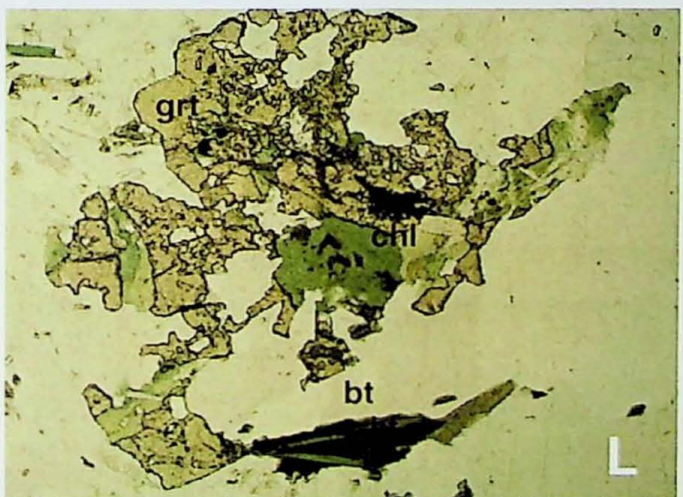
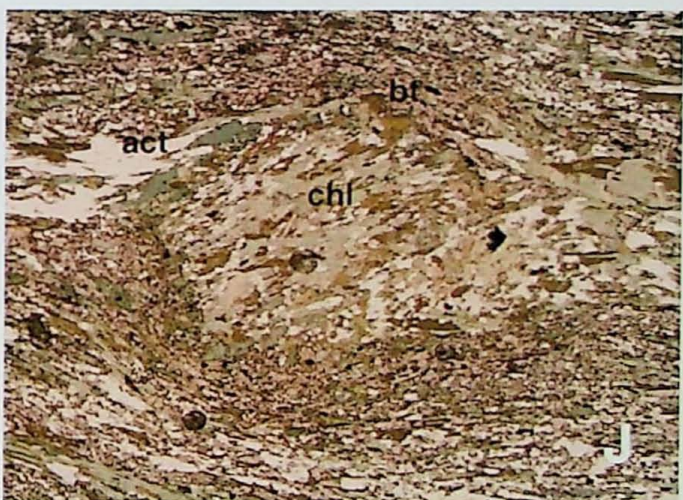
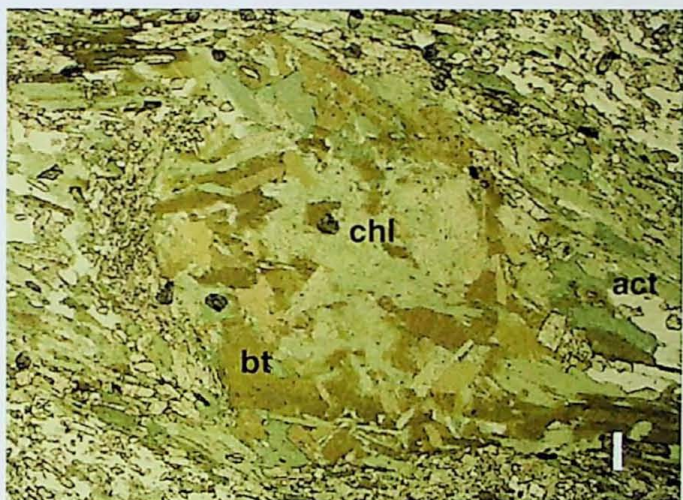
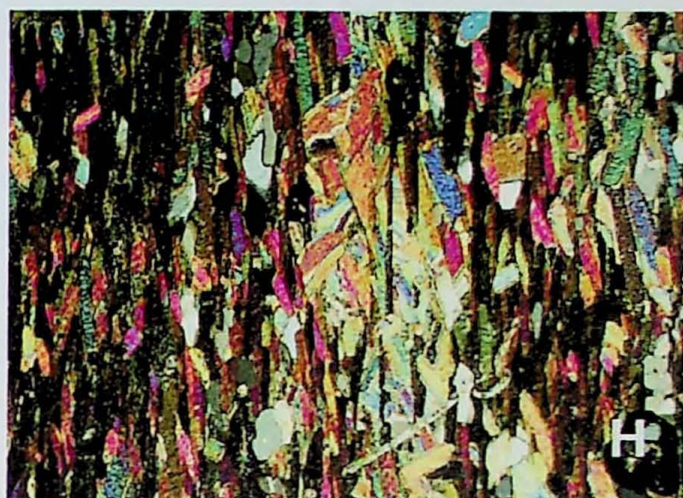
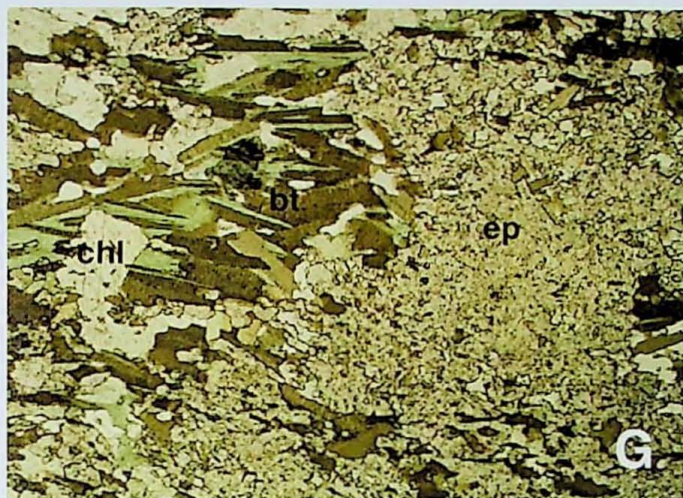
B: 02 – 34,60 ↑: obj. 5x, int. 6, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Quartzo (qtz) em fita recristalizado (evidência de recristalização após milonitização).

C: 01 – 31,65 ↑: obj. 5x, int. 6, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Porfiroblastos de biotita (bt), associados com porfiroblastos de carbonato (carb) de e apatita (ap - hidrotermais).

D: 01 – 31,65 ↑: obj. 10x, int. 6, polar. X, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Estrutura S/C em micas.

E: 02 – 133,26 ↑: obj. 5x, int. máx, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Evidências de milonitização na rocha: quartzo estirado, com extinção ondulante, e plagioclásio (plg) com geminação deformada.

F: 01 – 64,00 ↑: obj. 5x, int. 10, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Presença de arcos poligonais demarcando a foliação Sn e foliação Sn+1, cortando o plano axial desses arcos.



G: 05 – 96,30 ↑: obj. 5x, int. 6, polar. //, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Feição geral da rocha, com presença de porfiroblasto de epidoto (ep) rotacionado. Notar substituição de biotita (bt) por clorita (chl).

H: CV – 02 A: obj. 5x, int. 6, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Presença de arcos poligonais demarcando a foliação Sn e foliação Sn+1, cortando Sn.

I: 05 – 159,25 ↓: obj. 5x, int. 6, polar. //, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Porfiroblasto rotacionado substituído por clorita, biotita e actinolita (act - substituição de um lápili, em um tufo vulcânico misturado com argilas?).

J: 05 – 159,25 ↓: obj. 1,25x, aumento intermediário de 2x, int. 6, polar. //, lado >: 5,20 mm. Porfiroblasto rotacionado (fenocristal substituído?), semelhante à foto anterior.

L: 05 – 205,55 A ↑: obj. 5x, int. 6, polar. //, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Presença de clorita substituindo granada (grt) e biotita na rocha (retrometamorfismo gerado pelas zonas de cisalhamento).

M: 05 – 205,55 B ↑: obj. 1,25x, aum. int. 2x, int. 6, polar. //, lado >: 5,20 mm. Porfiroblasto de granada rotacionado, com substituição de granada e de biotita por clorita.

As amostras regionais (CV- 01, CV-03, CV-04 e CV-05) descritas são compostas por protomilonitos de monzogranito, de tonalito, por clorita xisto e por um turmalina-cloritóide-muscovita xisto. Todas elas também apresentam evidências da influência de zona de cisalhamento, de milonitização, apresentando porções lenticularizadas na rocha, quartzo em fitas ou com extinção ondulante em alguns grãos, ou ainda foliação SC. O metamorfismo dessas rochas também foi de baixo grau, fácies xisto verde, bem evidente no clorita xisto e no turmalina-cloritóide-muscovita xisto. O monzogranito analisado pertence ao granito São José do Alegre, o tonalito às rochas do embasamento e o clorita xisto e o turmalina-cloritóide-xisto à Seqüência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha. Acredita-se que o clorita xisto tenha como protólito uma rocha vulcânica máfica (basalto), e o turmalina-cloritóide-muscovita xisto sedimentos de fundo oceânico, ricos em B, Al e Fe, dada a paragênese mineral apresentada (fotos T a AA; ver anexo 4).

8.3. Análises Isotópicas

As análises isotópicas do projeto foram realizadas nos laboratórios do Centro Paulista de Estudos Geológicos (CPGeo, IGc-USP). Foram analisadas 10 amostras coletadas em furos de sondagem e em afloramentos, num total de 15 análises. Os métodos utilizados foram Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, sendo que 4 análises foram de sulfetos (pirita), 5 de rocha total, 1 de carbonato, 1 de feldspato e 1 de muscovita. Um resumo das análises realizadas pode ser observado no anexo 1.

8.3.1. Rb-Sr

Os dados Rb-Sr obtidos em muscovita e em rocha total nas amostras analisadas não permitiram a construção de uma isócrona, devido ao fato das razões isotópicas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas terem ficado muito próximas. Assim, o cálculo das idades Rb-Sr foi

realizado através do método das idades convencionais, utilizando-se as razões iniciais de 0,705 (mais baixa possível) e de 0,720 (mais alta possível). Para essas razões, obteve-se as idades de 646 e 570 Ma, respectivamente. Para muscovita com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,712083, ou seja, com o mesmo valor apresentado pela mineralização (pirita do furo JNDH-06 - 106,26-106,80m), a idade obtida foi de 610 Ma; para razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,713315, igual à do carbonato associado à mineralização (JNDH-01 - 34,00m), a idade obtida foi de 604 Ma. Portanto, admite-se uma idade relativa ao Neoproterozóico para a mineralização. Os valores das razões isotópicas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são apresentados na tabela 2.

<i>Natural</i>									
No. Campo	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	T(Ma)	Erro
		(ppm)	(ppm)	(X)		(Y)		$\lambda=1.42$	Ri = 0.705
CV-02 D93	RT-Gran muscxisto	318.7	67.3	13.871	0.038	0.824385	0.000061	603.5	10.2
<i>Diluição Isotópica</i>									
No. Campo	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	T(Ma)	Erro
		(ppm)	(ppm)	(X)		(Y)		$\lambda=1.42$	Ri = 0.705
CV-02 D93	Musc/Gran muscxisto	322.04	68.01	13.8726	0.1199	0.83233	0.00004	643.5	11.5

Tabela 2. Valores das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ lidas pelo espectrômetro.

A fórmula utilizada para o cálculo da idade convencional foi:

$$\{[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_a - \text{r.i.}] / ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}\} / \lambda, \text{ onde:}$$

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_a$ = razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da amostra, medida pelo espectrômetro;

r.i. = razão inicial estimada;

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ = razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ medida pelo espectrômetro;

λ = constante de decaimento do ^{87}Rb

8.3.2. Sr/Sr

As amostras do furo JNDH-01 – 34,00m para pirita e carbonato indicam valores maiores que 0,712, o que sugere que a rocha tenha tido sua origem na crosta superior, associada a sedimentos crustais, pelíticos. Os resultados da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são apresentados na tabela 3.

No. Campo	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
		(ppm)	(ppm)	(Y)	
JNDH-06-106,26-106,80m D93	Pirita/gns milon			0.712083	0.000032
JNDH-01-34m D93	Carbonato/bioxisto			0.713315	0.000034

Tabela 3. Valores da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

8.3.3. Pb-Pb e Sm-Nd

Os resultados apresentados pelo diagrama das composições isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparado às curvas de evolução isotópica do Pb (modelo da plumbotectônica; figura 7) indicam a existência de dois grupos de piritas distintos. Esses dados são corroborados pelos valores das razões isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Um dos grupos apresenta idade de 800 Ma (associado ao furo JNDH-01) e o outro apresenta idades atuais, de aproximadamente 0 Ma. Provavelmente, ambos os grupos de piritas tiveram o sistema aberto durante o evento Brasileiro, o que permitiu a entrada e a saída de Pb do sistema, e inviabilizou a determinação de idades para a mineralização (idade de cerca de 0 Ma para o segundo grupo, por exemplo; ver idades modelo duplo estágio de Stacey & Kramers, 1975, discutido mais adiante). Pelos dados Sm-Nd serem semelhantes, pode-se dizer que os dois grupos de piritas tiveram a mesma fonte mineralizante.

A disposição das amostras no gráfico da plumbotectônica permite dizer que a fonte do Pb das piritas é de ambiente orogênico, sendo uma mistura entre Pb da crosta superior e Pb mantélico ou da crosta inferior. Comparando-se o diagrama da plumbotectônica com os dados de $\epsilon\text{Nd}_{(600)}$ disponíveis para as piritas e com os *trends* de evolução de ϵNd ao longo do tempo geológico (diagrama DePaolo, figura 8) para piritas e rochas analisadas, observa-se que os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(600)}$ para as piritas são negativos, indicando que as mesmas tiveram uma origem crustal, ou uma participação maior de fluidos crustais na formação. No diagrama DePaolo, observa-se que os valores de ϵNd das piritas não estão situados sobre

os *trends* que definem apenas uma fonte metassedimentar; tendem a indicar também, em menor escala, uma contribuição mantélica para a fonte. Essa característica também é observada na Figura 9. Com esses dados, a possível fonte de crosta inferior apresentada no diagrama da plumbotectônica para a mineralização é descartada.

Na tentativa de determinar a idade da mineralização, foi construído um diagrama da composição isotópica de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ associado ao modelo de duplo estágio de Stacey & Kramers (1975; figura 10). O diagrama apresentou idades que situaram-se entre 2007 e 2301 Ma (intercepto inferior), e que, aparentemente, indicavam a existência de dois eventos mineralizantes, mas que, comparados com os valores de ϵNd para essas idades, e com o diagrama da plumbotectônica (considerando-se que o sistema isotópico não permaneceu fechado), não apresentaram significado geológico. O intercepto superior também não apresentou significado geológico (389 Ma). Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(2007)}$ e $\epsilon\text{Nd}_{(2301)}$ para as piratas estudadas apresentaram valores positivos muito elevados, mesmo para as composições mantélicas (da ordem de +14; ver tabela 6, adiante), e que não podem ser interpretados como derivados de um manto extremamente diferenciado e empobrecido em Nd. Esses dados disponíveis, associados com a geologia presente na área e com as informações disponíveis na literatura para a região (que deveria apresentar uma idade Brasileira, visto, por exemplo, a idade da alteração hidrotermal apresentada pelo Corpo Palmeiras, no *greenstone belt* de Crixás) foram os fatores decisivos para o descarte das idades Pb-Pb.

Assim, analisando os dados apresentados em conjunto, pode-se dizer que as piratas amostradas no furo JNDH-01 foram originadas por fluidos hidrotermais que circularam nas zonas de cisalhamento por rochas de composição mais mantélica (apresentam, inclusive, razões isotópicas menores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), enquanto que as analisadas nos furos JNDH-05 e 06 foram originadas por fluidos que circularam por rochas de composições mais relacionadas à crosta superior (metassedimentos).

Os valores obtidos pelo espectrômetro para as razões isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são apresentados na tabela 4. A tabela 5 apresenta os dados Sm-Nd obtidos pelo espectrômetro, a tabela 6 apresenta os valores de $\epsilon_{(0)}$, $\epsilon_{(600)}$, $\epsilon_{(2007)}$ e $\epsilon_{(2301)}$ para as piratas e a tabela 7 apresenta os valores de $\epsilon_{(0)}$, $\epsilon_{(\text{TDM})}$ e $\epsilon_{(600)}$ para as rochas analisadas.

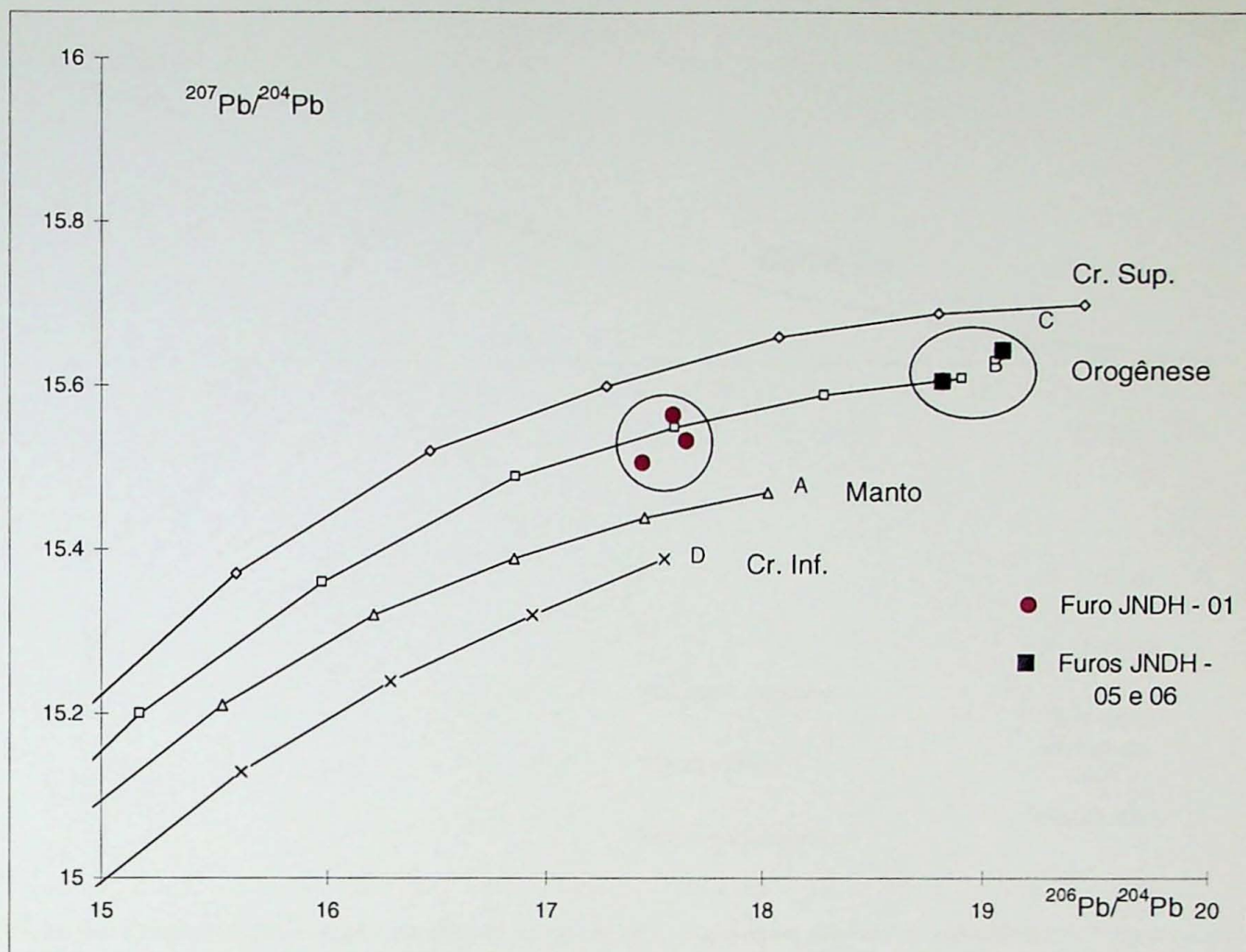


Figura 7. Diagrama das composições isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparado às curvas de evolução de Pb (modelo da plumbotectônica). Nota-se dois grupos distintos de piritas, um com composição mais mantélica (ou de crosta inferior, sem considerar outros dados isotópicos) e outro com composição mais relacionada à crosta superior. Notar ainda que o sistema não permaneceu fechado, resultando em idades de aproximadamente 0 Ma para as piritas analisadas nos furos JNDH-05 e 06.

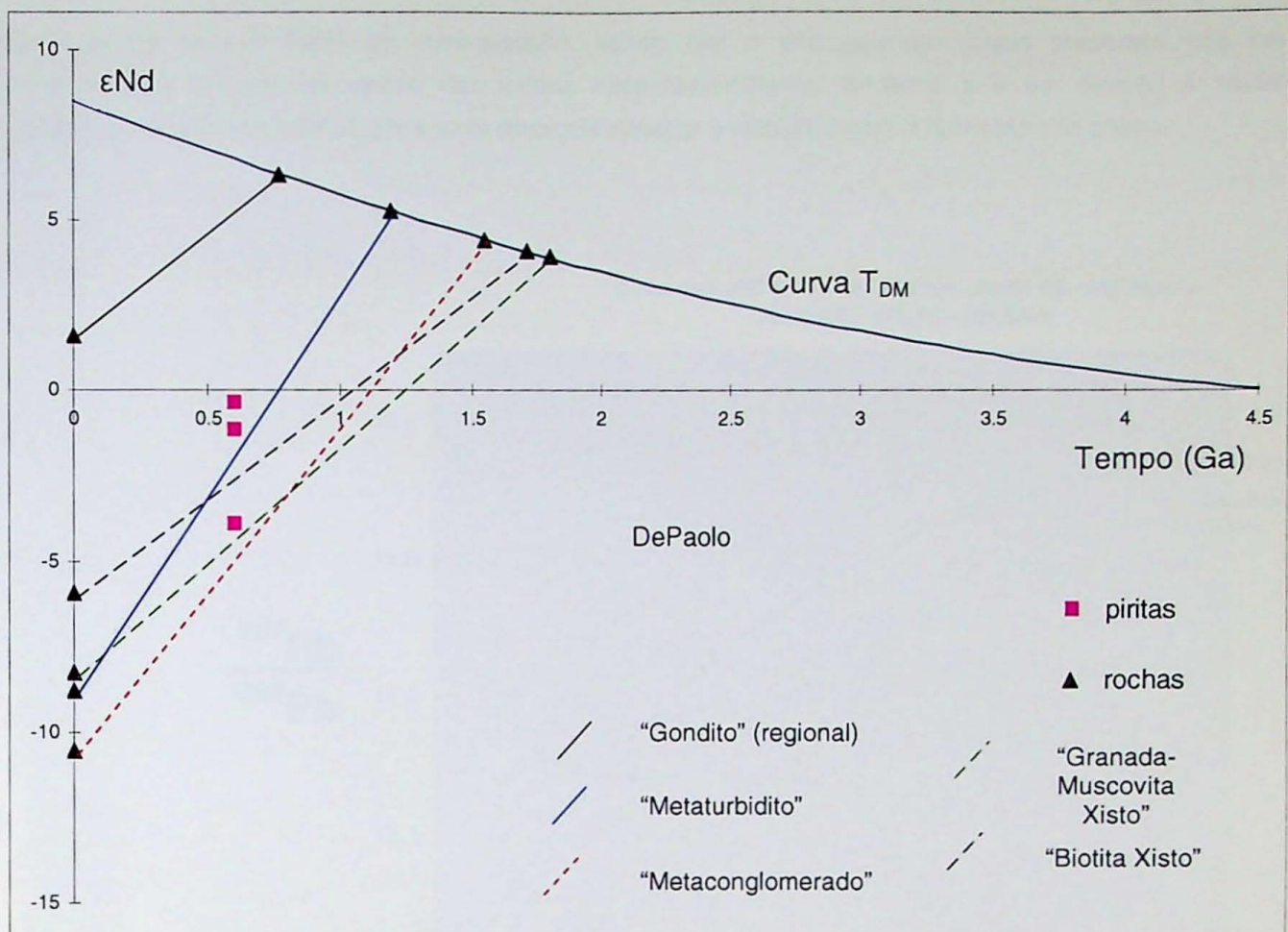


Figura 8: Diagrama de evolução de ϵ_{Nd} ao longo do tempo geológico (DePaolo), mostrando os valores de ϵ_{Nd} atuais e T_{DM} das rochas analisadas e os valores de $\epsilon_{Nd(600)}$ das piratas. Comparando-se com o diagrama da plumbotectônica, nota-se que a fonte das piratas tem participação tanto crustal quanto mantélica (e não de crosta inferior). Os valores de $\epsilon_{(600)}$ das piratas não estão situados sobre os *trends* de evolução isotópica demarcados pelo ϵ_{Nd} das rochas metassedimentares, o que indica que, além da contribuição dessas rochas, houve também uma contribuição, em menor escala, de fonte mantélica. As fontes da mineralização podem ser, por exemplo, as rochas metavulcânicas e metassedimentares associadas à Sequência Santa Terezinha.

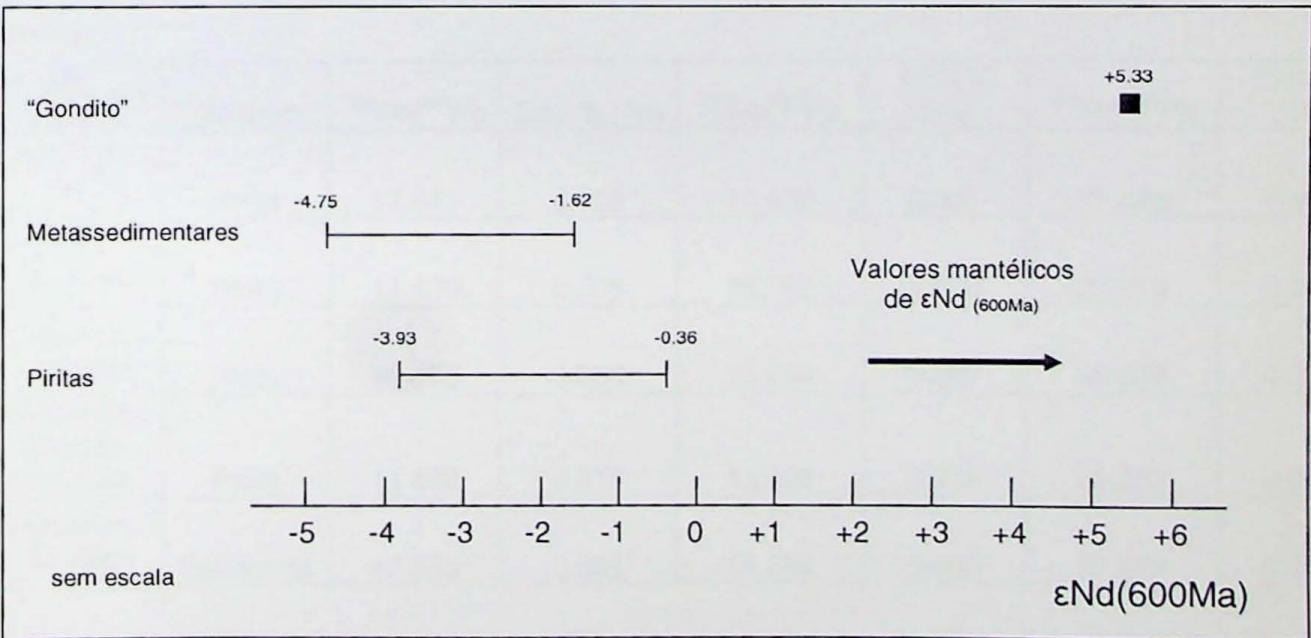


Figura 9: Diagrama $\epsilon_{Nd(600Ma)}$ ilustrativo dos valores obtidos para rochas e para piratas. Assim como no diagrama de evolução de ϵ_{Nd} ao longo do tempo geológico (DePaolo), é possível observar uma contribuição mantélica em

menor escala para a fonte da mineralização, sendo que o $\epsilon Nd_{(600Ma)}$ das piritas presentes não está completamente inserido no campo das rochas metassedimentares, tendendo a ir em direção a valores mantélicos, e indicando mistura entre fonte de crosta superior e mantélica para a formação das piritas.

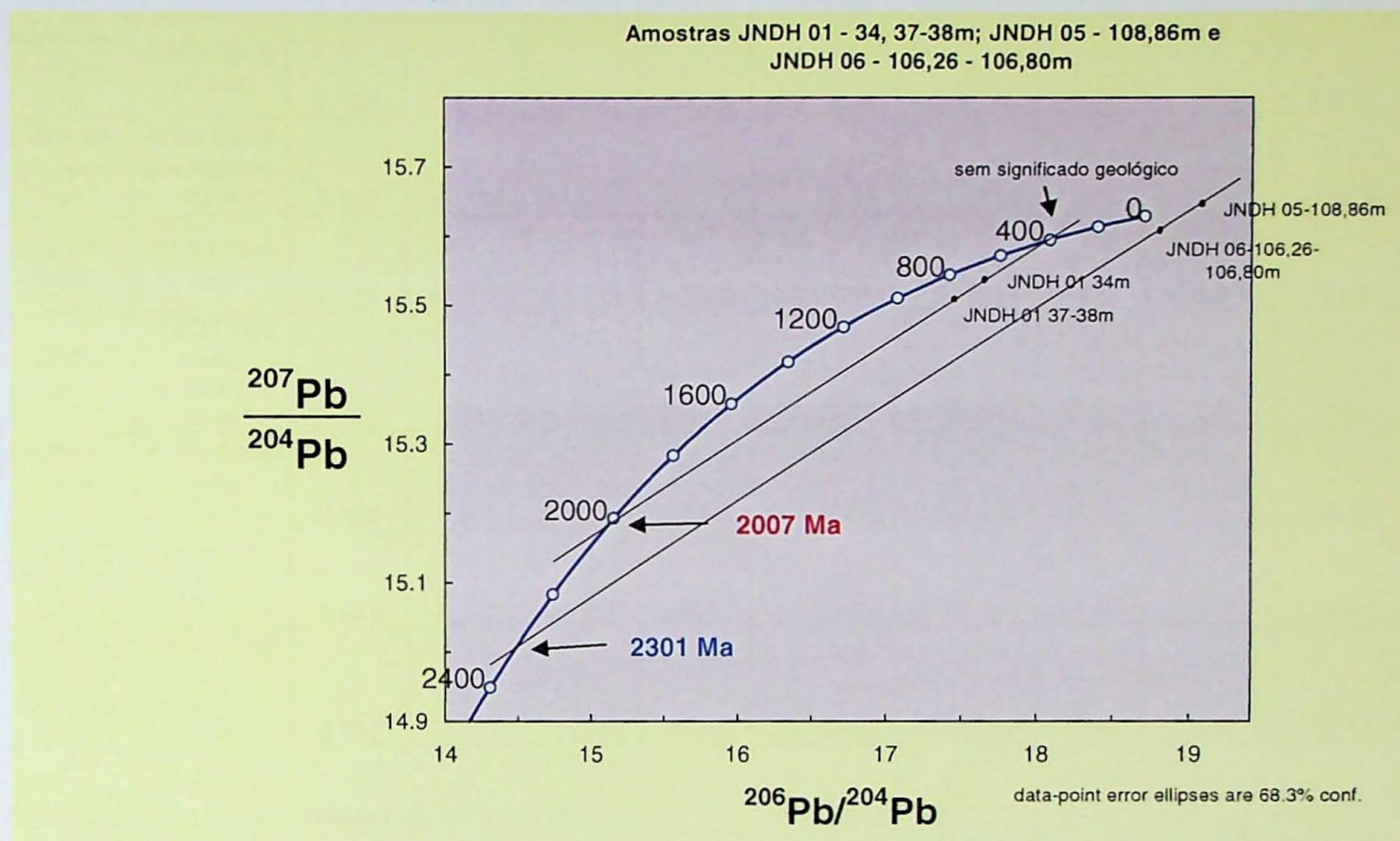


Figura 10: Diagrama de idades modelo duplo estágio de evolução isotópica de Pb (Stacey & Kramers, 1975). As idades de 2007, 2301 e 389 Ma não possuem significado geológico, considerando-se os dados obtidos por $\epsilon Nd_{(2007)}$ e $\epsilon Nd_{(2301)}$ para piritas e o modelo da plumbotectônica (onde nota-se que o sistema não permaneceu fechado).

No. Campo	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1 σ)
JNDH-01-34m	Pirita	17.641	0.009	15.533	0.007	37.656	0.007
JNDH-01-37-38m	Pirita	17.439	0.005	15.505	0.006	37.376	0.006
JNDH-05-108,86m	Pirita	19.078	0.006	15.644	0.007	39.526	0.008
JNDH-06-106,26-106,80m	Pirita	18.802	0.010	15.606	0.010	39.837	0.009
JNDH-01-41-42m	Feldspato	17.583	0.005	15.564	0.005	37.569	0.005

Tabela 4. Valores obtidos pelo espectrômetro para as razões isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

No.	Material	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DePaolo}	$\epsilon_{(0)}$
Campo		(ppm)	(ppm)						(Ga)	
JNDH-05-79,33m D93	RTOT/Met aturbidito	1.730	10.133	0.1032	0.0006	0.512188	0.000013	-0.48	1.2	-8.77
JNDH-05-81,22m D93	RTOT/Biotita xisto	2.164	9.162	0.1428	0.0008	0.512214	0.000009	-0.27	1.8	-8.28
JNDH-05-96,30m D93	RTOT/Met aconglomerado	3.737	18.705	0.1208	0.0007	0.512096	0.000014	-0.39	1.6	-10.56
CV-01 D93	RTOT/Gondito	4.323	17.628	0.1483	0.0009	0.512721	0.000014	-0.25	0.8	1.62
CV-02 D93	RTOT/Granadamuscovita xisto	0.935	3.745	0.1509	0.0009	0.512335	0.000012	-0.23	1.7	-5.92
JNDH-05-108,86m D93	Pirita/Gnaiss milonítico	0.386	1.988	0.1174	0.0007	0.512309	0.000021	-0.40	----	-6.43
JNDH-01-37-38m D93	Pirita/Gnaiss milonítico	0.676	3.721	0.1099	0.0007	0.512238	0.000010	-0.44	----	-7.80
JNDH-06-106,26-106,80m D93	Pirita/Gnaiss milonítico vermelho	0.713	3.352	0.1286	0.0008	0.512169	0.000010	-0.35	----	-9.14

Tabela 5. Dados Sm-Nd obtidos pelo espectrômetro.

No. Campo	Material	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_1	$\epsilon_{(T_1)}$
		(ppm)	(ppm)					(Ma)	
JNDH-05-108,86m D93	Pirita/Gnaiss milonítico	0.386	1.988	0.1174	0.512309	-6.43	-0.40	600.0	-0.36
								2007.0	13.87
								2301.0	16.85
JNDH-01-37-38m D93	Pirita/Gnaiss milonítico	0.676	3.721	0.1099	0.512238	-7.80	-0.44	600.0	-1.16
								2007.0	14.42
								2301.0	17.67
JNDH-06-106,26-106,80m D93	Pirita/Gnaiss milonítico vermelho	0.713	3.352	0.1286	0.512169	-9.14	-0.35	600.0	-3.93
								2007.0	8.28
								2301.0	10.83

Tabela 6. Valores de $\epsilon_{(0)}$, $\epsilon_{(600)}$, $\epsilon_{(2007)}$ e $\epsilon_{(2301)}$ para as piritas analisadas.

No. Campo	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(0)$	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon(\text{TDM})$	T_1 (Ma)	$\epsilon(T_1)$
JNDH-05-79,33m D93	RTOT/ Meta turbidito	1.730	10.133	0.1032	0.512188	-8.77	-0.48	1180.6	5.30	600.0	-1.62
JNDH-05-81,22m D93	RTOT/ Biotita xisto	2.164	9.162	0.1428	0.512214	-8.28	-0.27	1778.7	3.95	600.0	-4.15
JNDH-05-96,30m D93	RTOT/ Meta conglo merado	3.737	18.705	0.1208	0.512096	-10.56	-0.39	1550.1	4.44	600.0	-4.75
CV-01 D93	RTOT/ Gondito	4.323	17.628	0.1483	0.512721	1.62	-0.25	765.4	6.35	600.0	5.33
CV-02 D93	RTOT/ Gran.Mu sc. xisto	0.935	3.745	0.1509	0.512335	-5.92	-0.23	1713.9	4.09	600.0	-2.42

Tabela 7. Valores de $\epsilon(0)$, $\epsilon(\text{TDM})$ e $\epsilon(600)$ para as rochas analisadas.

8.4. Comparação entre os dados isotópicos obtidos no garimpo João Neves e os dados existentes para a região de Crixás

A Mina III apresenta zircões detríticos de metagrauvacas mineralizadas com idade U-Pb de 2212 ± 36 Ma e zircões hidrotermais de idade de 2165 ± 47 Ma, ambas no intercepto superior. Quanto às composições isotópicas de Pb dos sulfetos, pode-se dizer que situam-se entre as curvas de evolução isotópica de Pb do manto e da crosta superior. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos sulfetos variam de 16.717 a 20.487, 15.375 a 15.811 e 35.573 a 39.552, respectivamente, cobrindo parcialmente os campos definidos para as rochas metassedimentares e metamáficas (Santos, 2005; Tassinari *et al.*, 2006). Para os isótopos de Nd, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}} (2165 \text{ Ma})$ existentes para os sulfetos variam de +4.3 a -2.3, para os metabasaltos de +2.2 a +0.7 e para as metagrauvacas e filitos carbonosos de -1.9 a -3.0. As idades Sm-Nd modelo manto empobrecido calculadas para os metabasaltos, metagrauvacas e filitos carbonosos foram 2.4, 2.45 e 2.65 Ga, respectivamente. Uma isócrona Sm-Nd construída para granada e rocha total de clorita-granada xisto, hospedeiro da mineralização, forneceu idade de 505 ± 7 Ma (semelhante à idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita, associada à mineralização; Fortes *et al.*, 2003). As fontes dos fluidos responsáveis pela deposição e pela precipitação do ouro poderiam ser os metabasaltos e as metagrauvacas (Tassinari *et al.*, 2006).

A idade por K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rochas associadas à mineralização foi de 500 ± 5 Ma (muscovita xistos, em muscovita e paragonita).

As isócronas de Rb-Sr nas encaixantes da mineralização apresentaram idades de 731 ± 76 Ma, com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7115; 647 ± 27 Ma (anfibólio xistos); 437 ± 13 Ma, com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7391 (quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto) e 497 ± 48 Ma, com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7247 (biotita mármore - Fortes *et al*, 1993).

O Corpo Palmeiras apresenta uma alteração hidrotermal que pode ser dividida nas zonas externa, intermediária e interna. A zona externa apresenta alteração clorítica dominante; a intermediária apresenta alteração fílica dominante; a zona interna apresenta a fase sulfetada importante, sendo a pirita o sulfeto característico. Idades de isócrona Sm-Nd em rocha total e em granada forneceram idades de 514 ± 11 e 518 ± 14 Ma para a zona interna de alteração hidrotermal (Saar *et al.*, 2008), valores bastante semelhantes às idades da mineralização na Mina III.

Através da comparação dos resultados isotópicos obtidos no garimpo João Neves com os resultados disponíveis para a região de Crixás, pode-se dizer que a alteração hidrotermal presente na Mina III, no Corpo Palmeiras e em Campos Verdes foram formadas durante o evento Brasileiro, mas com uma diferença de idade de cerca de 100 Ma; em Campos Verdes, a alteração hidrotermal data de aproximadamente 600 Ma, enquanto que no Corpo Palmeiras e na Mina III essa alteração tem idade próxima a 500 Ma; em Crixás, a mineralização é paleoproterozóica, e foi remobilizada durante o evento Brasileiro; em Campos Verdes, não foi possível determinar a idade da mineralização; a influência do evento Brasileiro remobilizou o Pb e provocou a abertura do sistema isotópico. A presença de sulfetos e óxidos de duas gerações em Campos Verdes pode ser um indício de uma mineralização anterior ao evento, mas de idade desconhecida.

9. Conclusões

As rochas encontradas no garimpo João Neves pertencem à Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, e estão todas metamorfisadas em baixo grau, na fácies xisto verde. Essas rochas sofreram pelo menos dois eventos deformacionais, sendo um de caráter progressivo (que alcançou a zona da granada) e outro de caráter retrógrado, associado à atuação das zonas de cisalhamento (zona da clorita). Compõem-se por xistos blastomiloníticos, com fortes evidências de cisalhamento (como a presença de quartzo em fita, estruturas S/C em micas e porfiroblastos rotacionados), às vezes com duas foliações evidentes (S_n e S_{n+1}). A mineralogia principal consiste quase sempre em quartzo, biotita, muscovita, clorita, epidoto, albita, oligoclásio, carbonato, pouco FK (microclínio) e opacos (pirita?, pirrotita?), sendo que algumas lâminas ainda apresentam granada. Os minerais acessórios compreendem apatita, zircão e titanita. Os protólitos dessas rochas eram

arenitos, pelitos e margas, quase sempre intercalados, formados num ambiente de fundo oceânico. Intercalações de rochas vulcânicas máficas associadas à seqüência também ocorrem. Essa interpretação estaria de acordo com a encontrada na literatura (e.g., Biondi, 1990; Barros Neto, 2000).

Essas rochas são encaixantes da mineralização, e estão alteradas hidrotermalmente (presença de epidoto, clorita, biotita, sulfetos, magnetita, carbonatos, muscovita/sericita, K-feldspato). As relações texturais indicam que esta alteração deve ter ocorrido num estágio sin a pós-metamorfismo.

A ocorrência de ouro no garimpo é caracterizada de duas formas: associada a sulfetos, existentes principalmente nas bordas de veios de quartzo discordantes da foliação da rocha hospedeira, ou na forma livre, mais rara, e também associada a veios de quartzo discordantes; os sulfetos também ocorrer disseminados nos litotipos observados, sendo por vezes concordantes com a foliação da rocha hospedeira.

Nas rochas estudadas, ocorre a presença de sulfetos e de óxidos de duas gerações diferentes, visto as relações de corte existentes e a ocorrência do mineral ora englobando outro, ora sendo englobado. A primeira geração, tanto de sulfetos quanto de óxidos, tende a ocorrer com hábito xenomórfico, enquanto a segunda geração tende a ocorrer com hábito mais idiomórfico. Os sulfetos presentes compreendem principalmente pirita, pirrotita e calcopirita. A magnetita, junto com a ilmenita, constituem os óxidos observados. A ilmenita ocorre raramente, somente sob a forma de lamelas exsolvidas em magnetita, sendo encontrada no interior de alguns cristais de pirita. Como elementos traços ocorrem, por exemplo, arsenopirita e esfalerita. No estudo realizado nas seções polidas, *não foi observada a presença de ouro*.

Na parte de geologia isotópica, os dados Rb-Sr obtidos em muscovita, através do método das idades convencionais, resultaram num intervalo de idades situado entre 646 e 570 Ma, para razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,705 (mais baixa possível) e de 0,720 (mais alta possível). Para muscovita com de 0,712083, ou seja, com o mesmo valor apresentado pela mineralização, a idade obtida foi de 610 Ma; para razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,713315, igual à do carbonato associado à mineralização, a idade obtida foi de 604 Ma. Portanto, admite-se uma idade relativa ao Neoproterozóico para a mineralização. As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para pirita e carbonato indicam valores maiores que 0,712, sugerindo uma origem na crosta superior, associada à sedimentos crustais.

O diagrama das composições isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparado às curvas de evolução isotópica do Pb (modelo da plumbotectônica) indica a existência de dois grupos de piritas distintos, que tiveram o sistema aberto durante o evento Brasileiro e permitiram a entrada e a saída de Pb do sistema. Isso inviabilizou a determinação de idades para a mineralização, tanto pelo modelo da plumbotectônica quanto pelo modelo de duplo estágio de Stacey & Kramers (1975).

Ainda pelo gráfico da plumbotectônica, pode-se dizer que a fonte do Pb das piratas é de ambiente orogênico, sendo uma mistura entre Pb da crosta superior e Pb mantélico ou da crosta inferior. Comparado aos dados de $\epsilon\text{Nd}_{(600)}$ disponíveis para as piratas e com os *trends* de evolução de ϵNd ao longo do tempo geológico (diagrama DePaolo) para piratas e rochas analisadas, observa-se que os valores de ϵNd das piratas não estão situados sobre os *trends* que definem apenas uma fonte metassedimentar; tendem a indicar também, em menor escala, uma contribuição mantélica para a fonte. Com esses dados, a possível fonte de crosta inferior apresentada no diagrama da plumbotectônica para a mineralização é descartada.

Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(2007)}$ e $\epsilon\text{Nd}_{(2301)}$ para as piratas estudadas, calculados para idades obtidas pelo modelo de duplo estágio, apresentaram valores positivos muito elevados, mesmo para as composições mantélicas (da ordem de +14), e que não podem ser interpretados como derivados de um manto extremamente diferenciado e empobrecido em Nd. Esses dados disponíveis, associados com a geologia presente na área e com as informações disponíveis na literatura para a região (que deveria apresentar uma idade Brasileira, visto, por exemplo, a idade da alteração hidrotermal apresentada pelo Corpo Palmeiras, no *greenstone belt* de Crixás) foram os fatores decisivos para o descarte das idades Pb-Pb.

Assim, acredita-se que os fluidos hidrotermais que circularam pelas zonas de cisalhamento e foram os responsáveis pela mineralização devem ter circulado tanto por rochas de composição mais crustal (sedimentares) quanto por rochas de composição mais mantélica, associadas possivelmente à Seqüência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

Através da comparação dos resultados isotópicos obtidos no garimpo João Neves com os resultados disponíveis para a região de Crixás, pode-se dizer que a alteração hidrotermal presente na Mina III, no Corpo Palmeiras e em Campos Verdes foram formadas durante o evento Brasileiro, mas com uma diferença de idade de aproximadamente 100 Ma; em Campos Verdes, a alteração hidrotermal data de cerca de 600 Ma, enquanto que no Corpo Palmeiras e na Mina III essa alteração tem idades próximas a 500 Ma; em Crixás, a mineralização é paleoproterozóica, e foi remobilizada durante o evento Brasileiro; em Campos Verdes, não foi possível determinar a idade da mineralização; a influência do evento Brasileiro remobilizou o Pb e provocou a abertura do sistema isotópico. A presença de sulfetos e óxidos de duas gerações em Campos Verdes pode ser um indício de uma mineralização anterior ao evento, mas de idade desconhecida.

10. Referências Bibliográficas

ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt , Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 187-197.

BARROS NETO, L. DE S. 2000. *Evolução estrutural do distrito esmeraldífero de Campos Verdes, GO*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Distrito Federal. Disponível em <<http://www.unb.br/ig/posg/mest/mest149.htm> >. Acesso em: 19 ago. 2008.

BIONDI, J.C. 1990. Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4): 7-24.

BIONDI, J.C. 2003. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. Oficina de texto, 528p.

DANTAS, E.L., JOST, H., FUCK, R.A., BROD, J.A., PIMENTEL, M.M., MENESES, P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm/Nd e U/Pb em monocrystal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 329-334.

DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Textos, mapas e SIG*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Brasília, p.365-447.

DE PAOLO, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Springer-Verlag. Berlim, 187p.

ESRI Inc. Copyright© 1999-2007. ESRI® ArcMap™9.1. Redlands (CA).

FORTES, P.T.F.O.; CHEILLETZ, A.; GIULIANI, G.; FÉRAUD, G. 1997. A Brasiliano Age (500 ± 5 Ma) for the Mina III Gold Deposit, Crixás Greenstone Belt, Central Brazil. *International Geology Review*, 39(5): 449-460.

FORTES, P.T.F.O.; PIMENTEL, M. M.; SANTOS, R.V.; JUNGES, S.L. 2003. Sm-Nd studies at Mina III gold deposit, Crixás greenstone belt, central Brazil: implications for the

depositional age of the upper metasedimentary rocks and associated Au mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(6): 503-512.

FORTES, P.T.F.O.; PIMENTEL, M. M; TEIXEIRA, W. 1993. Geocronologia Rb-Sr das rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. *In*: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Niterói, Extended Abstracts, p. 250-252.

FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; DE SORDI, D.A.; CHIARINI, M.F.N.; ALMEIDA, T. de. Carta geológica Folha Santa Terezinha de Goiás. Brasília, Programa Geologia do Brasil, UNB/FINATEC/CPRM. 2007. 1 mapa, colorido, 930 x 790 mm. Escala 1:100.000. Disponível em <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acesso em 15 de jun.2008.

JOFFILY, C.M.L. de C. 2006. *Caracterização descritiva e genética do cianitito da Serra das Araras, Arco Magmático Mara Rosa*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Distrito Federal. Disponível em <<http://biblioteca.universia.net/ficha.do?id=15503353>>. Acesso em 19 ago. 2008.

JUNGES, S. L. 1998. *Caracterização geoquímica e isotópica da faixa oeste da Seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Distrito Federal. Disponível em <<http://www.unb.br/ig/posq/mest/Mest133/>> . Acesso em 20 ago. 2008.

JUNGES, S.L., PIMENTEL, M.M., MORAES, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, 117: 101-118.

KLEIN C. & HURLBUT JR. C.S. 1999. Manual Of Mineralogy (after James D.Dana) 21th edition, revised. John Wiley & Sons, Inc., 681p.

KUYMJIAN, R.M., OLIVEIRA, C.G., CAMPOS, J.E.G., QUEIROZ, C.L., 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático neoproterozóico de Goiás, na região de Chapada-Mara Rosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3): 329-334.

LARA EXPLORATION LTD. 2006. Disponível em <<http://www.laraexploration.com/s/CamposVerdes.asp>>. Acesso em: 19 ago. 2008.

LUDWIG, K.R. 2003. Isoplot. Ver 3.00. Berkeley Geochronology Center.

NEALL, F.B.; PHILLIPS, G.N. 1987. Fluid-wall rock interaction in an Archean hydrothermal gold deposit: A thermodynamic model for the Hunt Mine, Kambalda. *Economic Geology*, 82(7): 1679-1694 .

OLIVEIRA, C.G. & PIMENTEL, M.M. 1998. Geology of the northern part of the Hidrolina Dome and Sm-Nd isotopic data for metavolcanic and granitoids rocks in the Campinorte region, Goiás, Central Brazil. *In*: UFOP/IBTA, International Conference, Precambrian and Craton Tectonics, Ouro Preto, MG, Abstracts, p. 55-56.

PIMENTEL, M.M, WHITEHOUSE, M.J., VIANA, M.G., FUCK, R.A., MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, 81: 229-310.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., GIOIA, S.M.C.L. 2000a. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 35-39.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C.F., ARAÚJO, S.M. 2000b. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. 195-229 p.

REED, M.H. & PALANDRI, J. 2006. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 61, n. 11, p. 609-631.

SAAR, B.; JOST H.; TASSINARI, C.C.G.; FRANTZ, J.C.; STRIKIS, N.M. 2008. Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do Corpo Palmeiras, greenstone belt de Crixás - Goiás. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Curitiba, CD-ROM.

SANTOS, J.C.S. 2005. *Geologia isotópica das mineralizações auríferas do greenstone belt de Crixás: aplicação em modelagem conceitual*. Monografia de trabalho de formatura, Instituto de Geociências, USP, São Paulo. 41p.

STACEY, J.S. & KRAMMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci. Lett.*, 26: 207-221.

TASSINARI, C. C. G. 2004. Geoquímica Isotópica em Ofiolitos: Aplicações na Prospecção de Ouro e Platinóides. In: PEREIRA, E.S.; CASTROVIEJO, R.; ORTIZ F. (ORG.). *Complejos Ofiolíticos en Iberoamerica*. Madrid: Proyecto, XIII.1 - Cytel, v. 1, p. 341-358.

TASSINARI, C.C.G.; JOST, H.; SANTOS, J.C.; NUTMAN, A.P.; BENNELL, M.R. 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of Paleoproterozoic age for Mina III gold mineralizations, Crixás district, Central Brazil. In: V SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Punta del este - Uruguai. Área temática: Isotopic studies in mineral and oil exploration, p. 509-511.

VIANA, M.G., PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J., FUCK, R.A., MACHADO, N. 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 111-123.

ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonic: The Model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.

ANEXOS

Anexo 1

Planilha com as **ANEXOS** Opicas realizadas

Anexo 1

Planilha com as análises isotópicas realizadas

Planilha final

Separação	Nº de Campo	Rocha	Material	RX	Rb	Sr	Metodologias								Re	Isot	SHR
							K	Sm	Nd	Ar	Pb	U	Pb	Os			
				Quanti	Sr	Sr	Ar	Nd	Nd	Ar	Pb	Pb	Pb				
41754 A	JNDH-01-34m D93	Biotita xisto	Pirita														
B			Carbonato														
41750	JNDH-01-37-38m D93	Gnaiss milonítico	Pirita														
41759	JNDH-01-41-42m D93	Gnaiss milonítico	Feldspato														
41752	JNDH-05-108,86m D93	Gnaiss milonítico	Pirita														
41756	JNDH-05-79,33m D93	Metaturbidito	RTOT														
41757	JNDH-05-81,22m D93	Biotita xisto	RTOT														
41758	JNDH-05-96,30m D93	Metaconglomerado	RTOT														
41753	JNDH-06-106,26-106,80m D93	Gnaiss milonítico vermelho	Pirita														
41760	CV-01 D93	Gondito	RTOT														
41761 A	CV-02 D93	Granada-muscovita xisto	Muscovita														
B			RTOT														

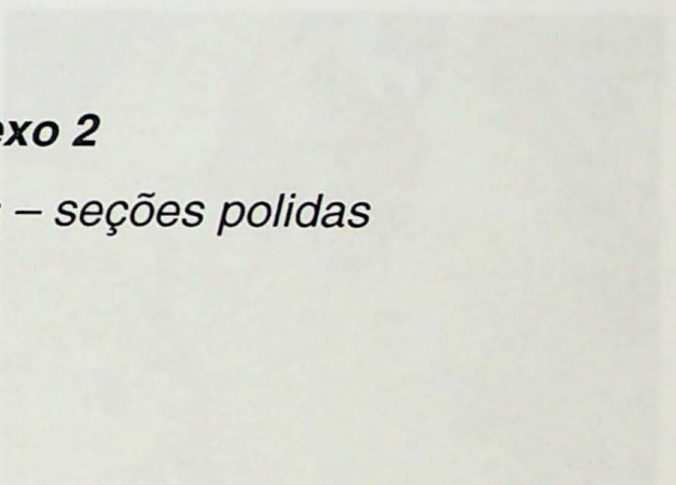
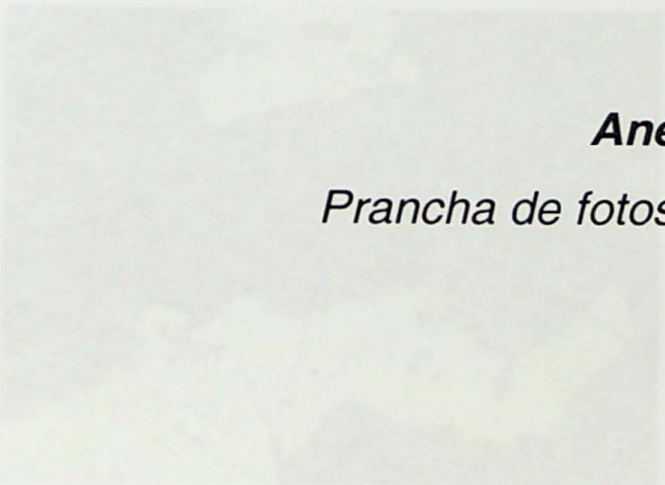
Anexo 2

Prancha de fotos – seções polidas



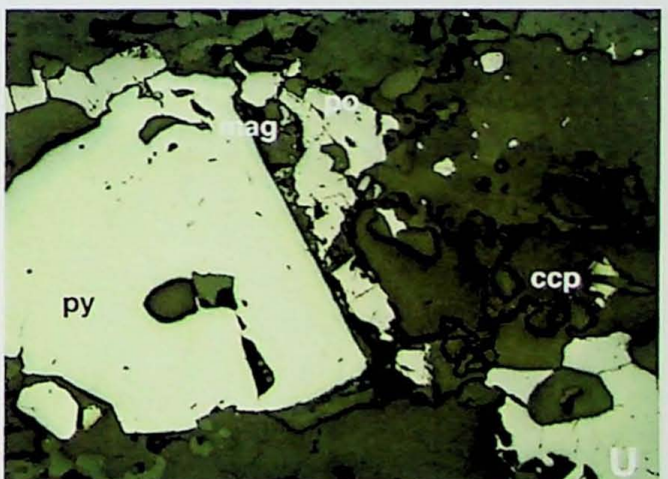
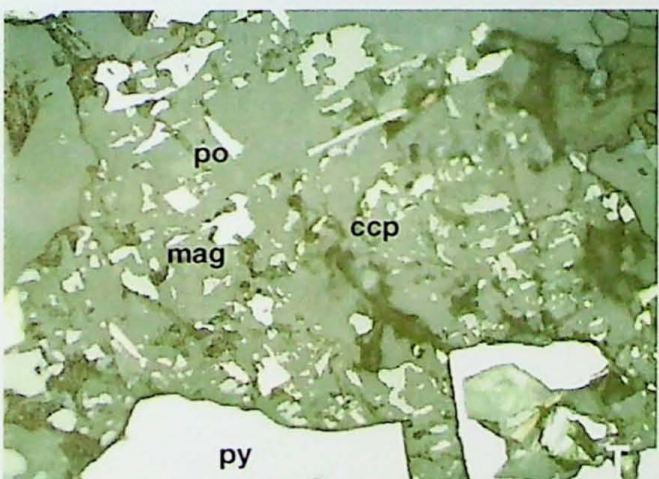
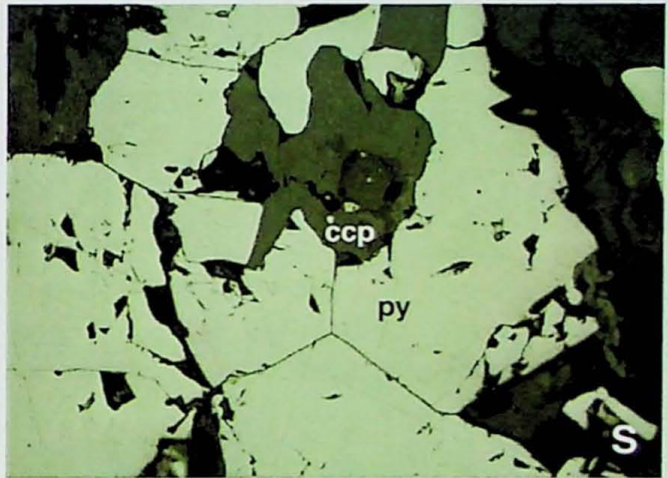
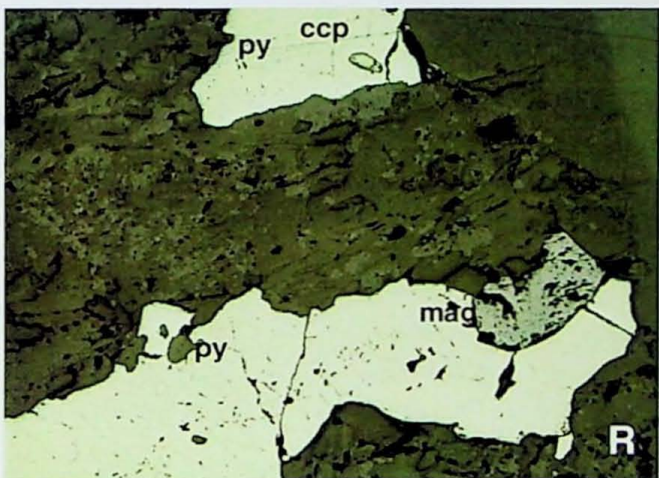
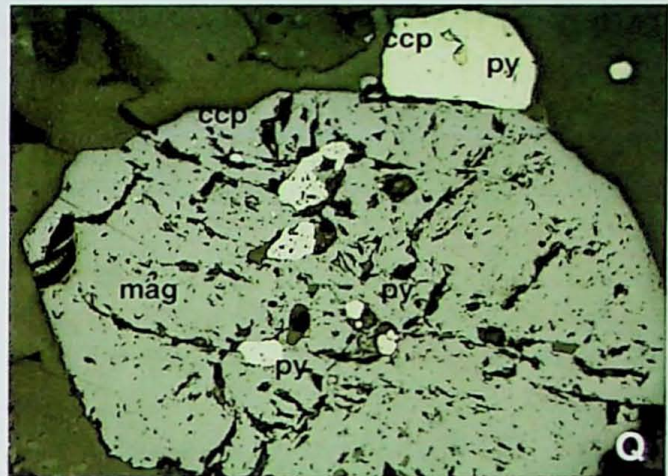
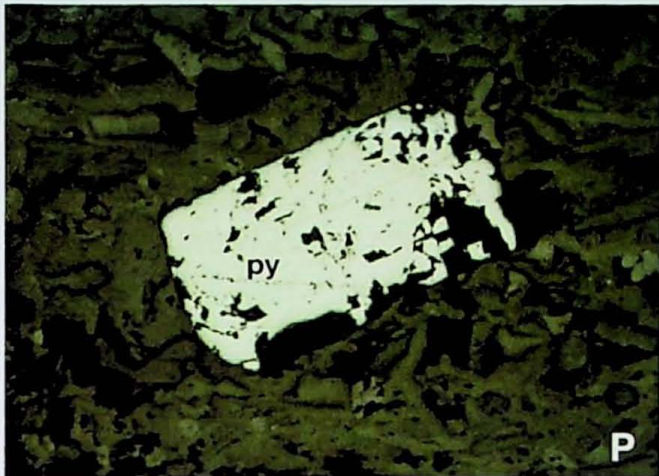
Anexo 2

Prancha de fotos – seções polidas



ANEXO 2

Prancha de fotos – seções polidas



P: 01 – 34,00: objetiva 5x, intensidade de luz máxima, polarizadores //, lado menor da imagem: 2,0 mm; lado maior: 2,6 mm. Megacrystal de pirita (py) esburacado.

Q: 06 – 106,26: obj. 10x, int. máx., polar.//, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Magnetita (mag) idiomórfica com inclusões de pirita e calcopirita (ccp) ; pirita com inclusões de calcopirita.

R: 06 – 106,26: obj. 10x, int. máx., polar.//, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Grão de pirita estirado, deformado, associado com magnetita (1ª geração). Calcopirita inclusa em pirita.

S: 01 – 48,75: obj. 10x, int. máx., polar.//, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Pirita com inclusões de ganga; incluso na ganga, ocorre calcopirita.

T: 01 – 66,30: obj. 20x, int. máx., polar.//, lado <: 0,48 mm; lado >: 0,65 mm. Detalhe da foto B, mostrando as relações texturais entre pirita, calcopirita, pirrotita e magnetita.

U: 01 – 66,30: obj. 5x, int. máx., polar.//, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Mais feições de relação entre pirita, magnetita, pirrotita e calcopirita.

Anexo 3

Imagens de elétrons retroespalhados e dispersos ópticos
nas seções

ANEXO 3

Imagens de elétrons retroespalhados e espectros obtidos nas seções



Fig. 3.1. Imagens de elétrons retroespalhados e espectros obtidos nas seções. A esquerda, imagem de elétrons retroespalhados. A direita, espectro obtido na mesma seção.

Anexo 3

*Imagens de elétrons retroespalhados e espectros obtidos
nas seções*



Fig. 3.1. Imagens de elétrons retroespalhados e espectros obtidos nas seções.

ANEXO 3

Imagens de elétrons retroespalhados e espectros obtidos nas seções

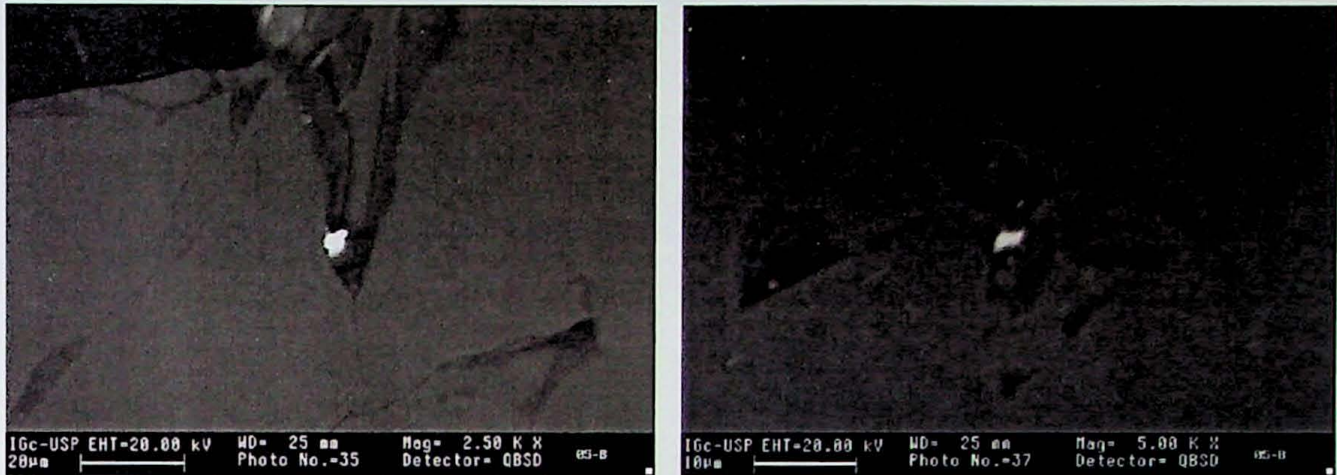
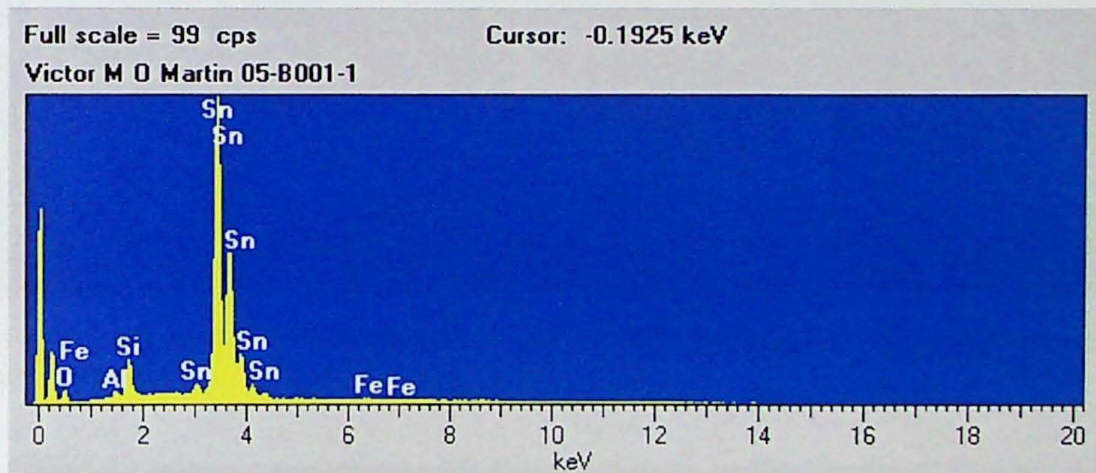
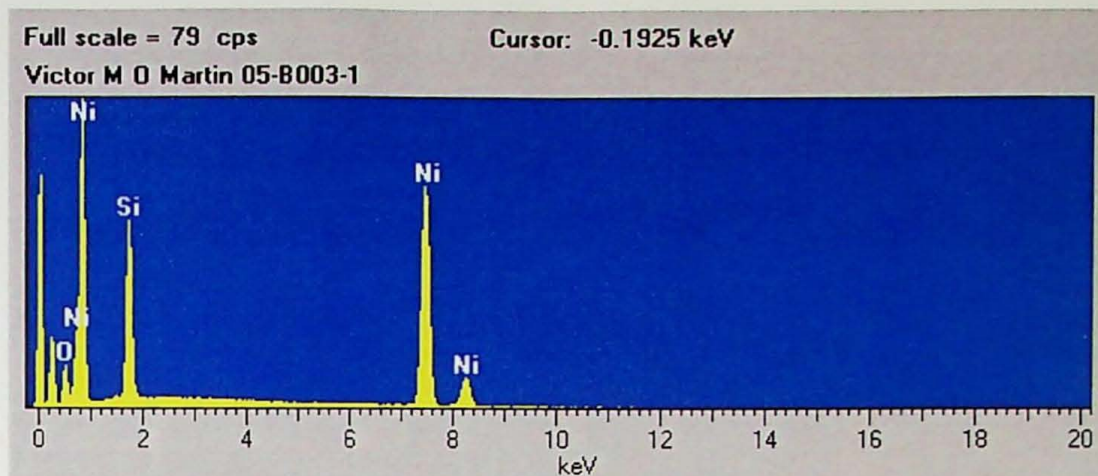


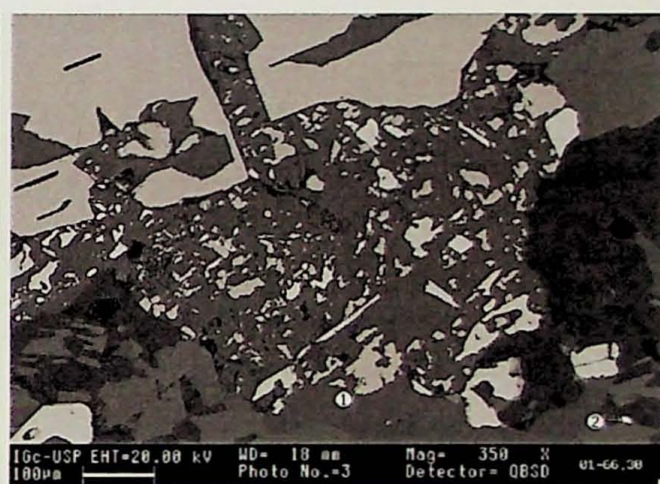
Foto: 05 – 187,55. Imagem de MEV de elétrons retroespalhados; à esq., mineral contendo Sn em sua estrutura (aumento de 2500 x); à dir., garnierita (Ni, Si e O - aumento de 5000x).



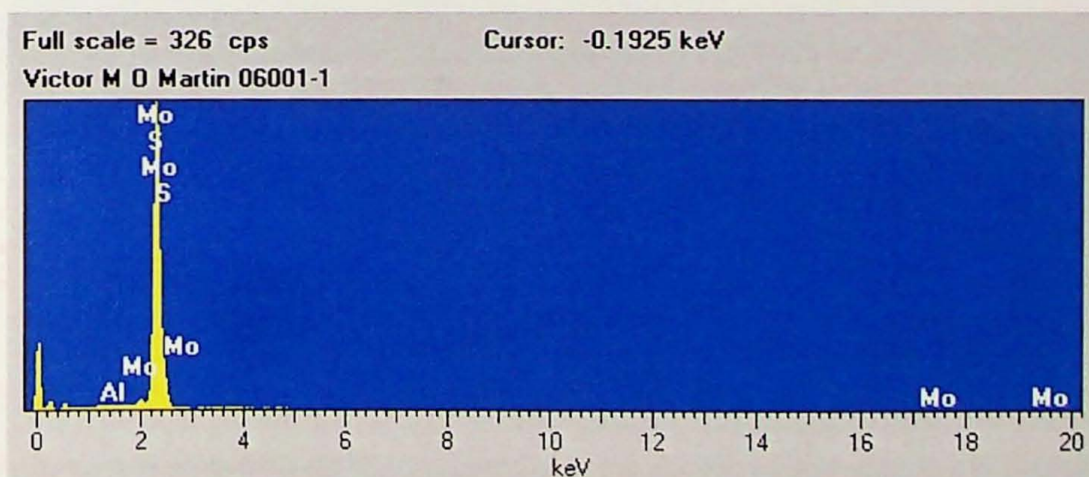
05-187,55. Espectro de mineral estanífero.



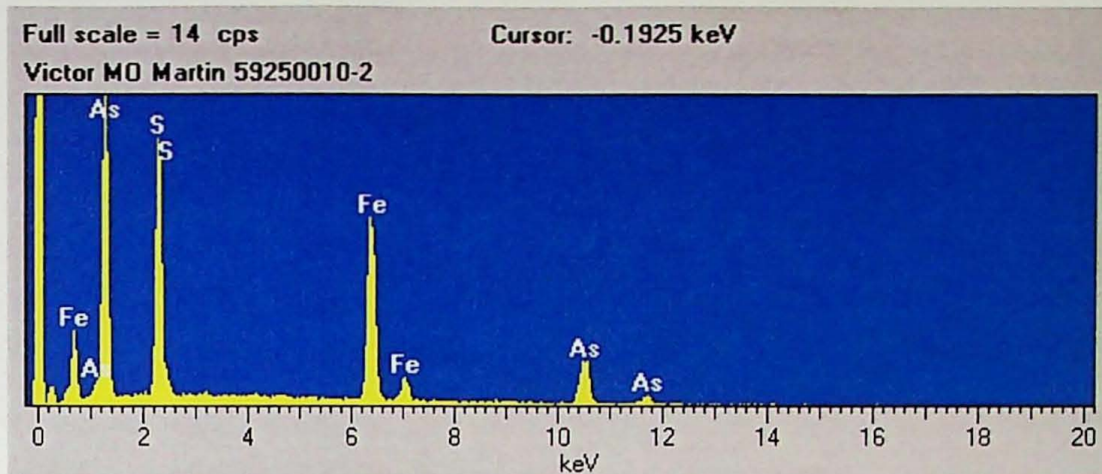
05-187,55. Espectro de garnierita.



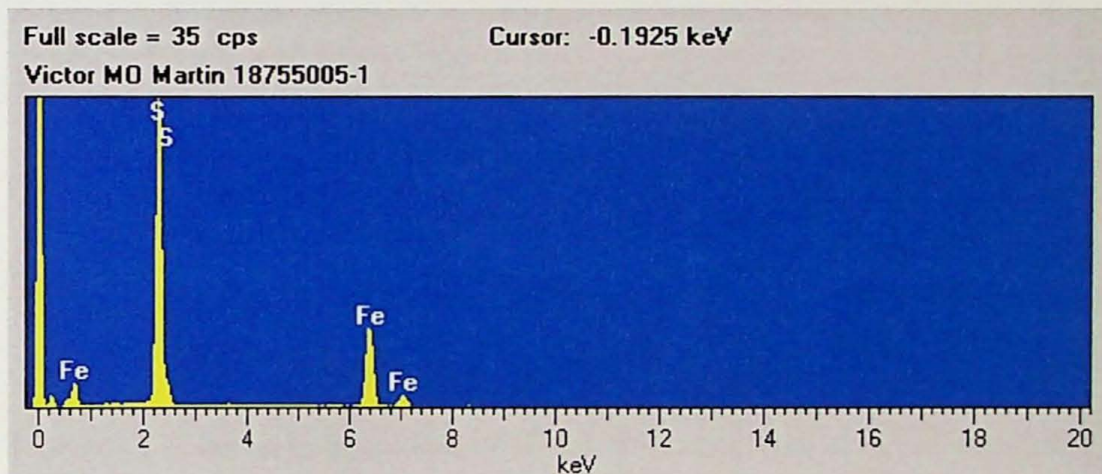
06-106,26-106,80. À esq., pirita (1) e molibdenita (2). Aumento de 500x; à dir., seção 01-66,30 – magnetita (1) e telureto de Pb (2). Aumento de 350x.



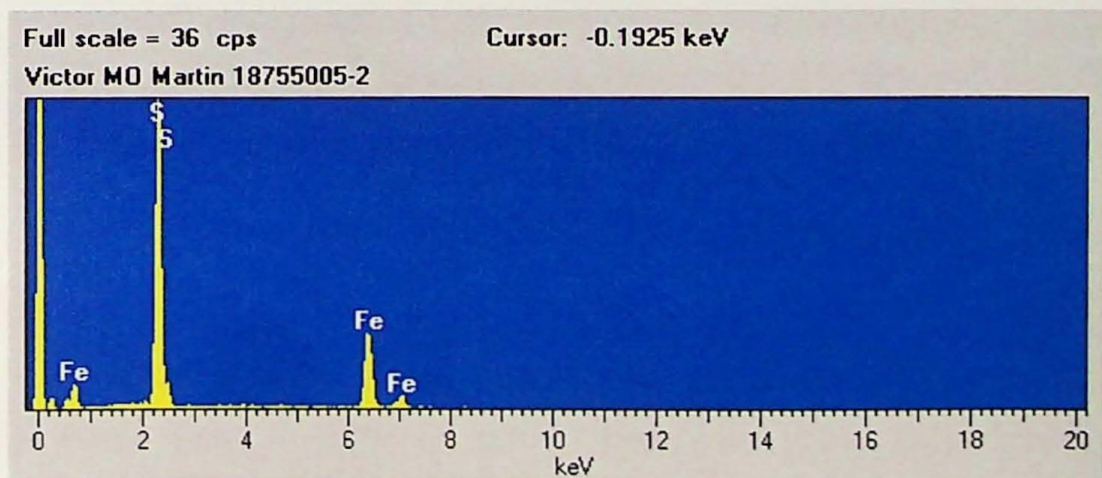
06 – 106,26-106,80. Espectro de molibdenita (2).



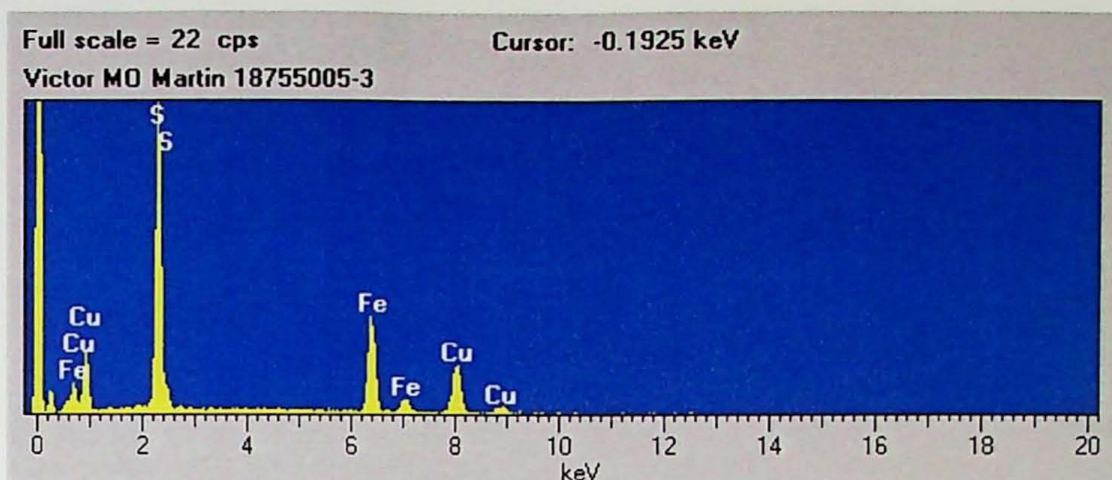
05 – 92,50. Espectro de arsenopirita.



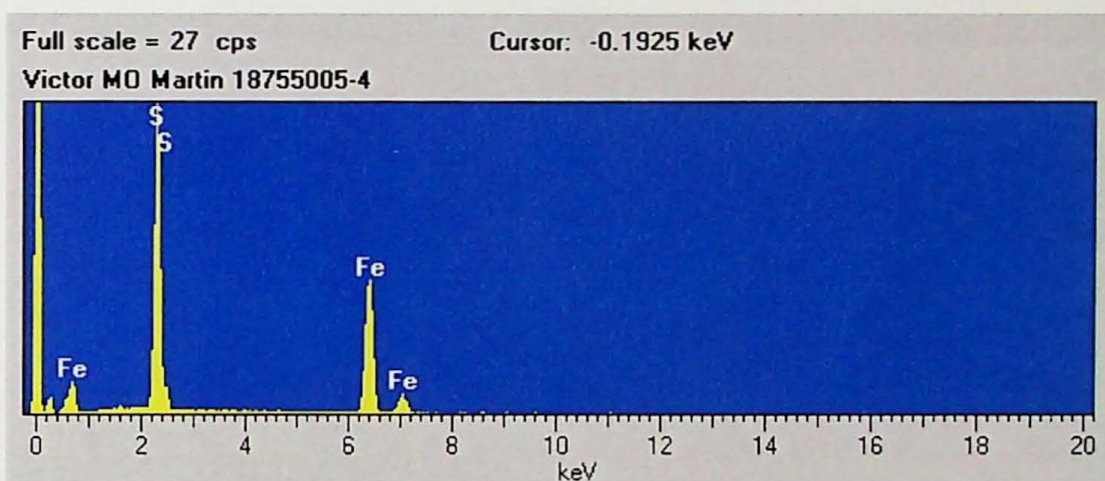
05 – 187,55. Espectro de pirita obtido em (1); observar pirita em 05-92,50.



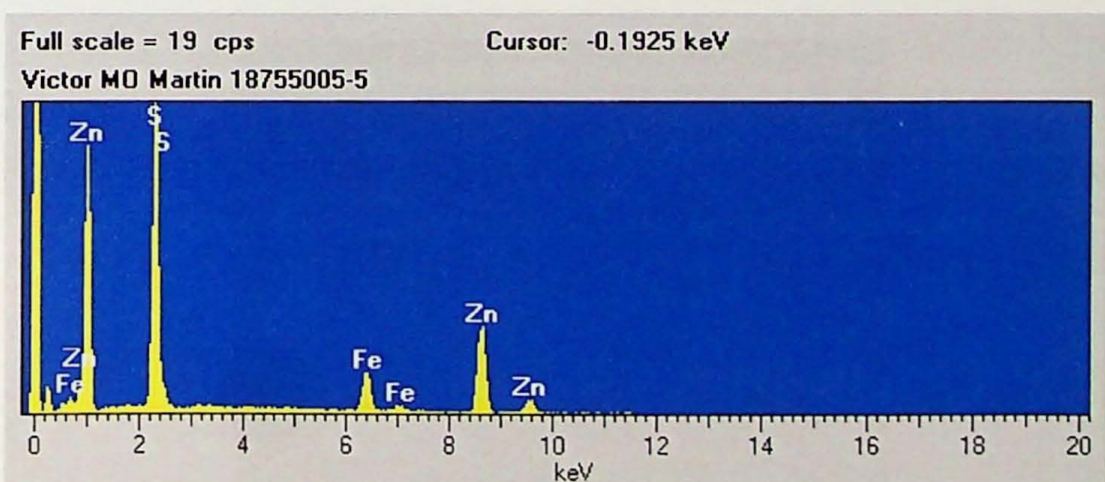
05 – 187,55. Espectro de pirita obtido em (2).



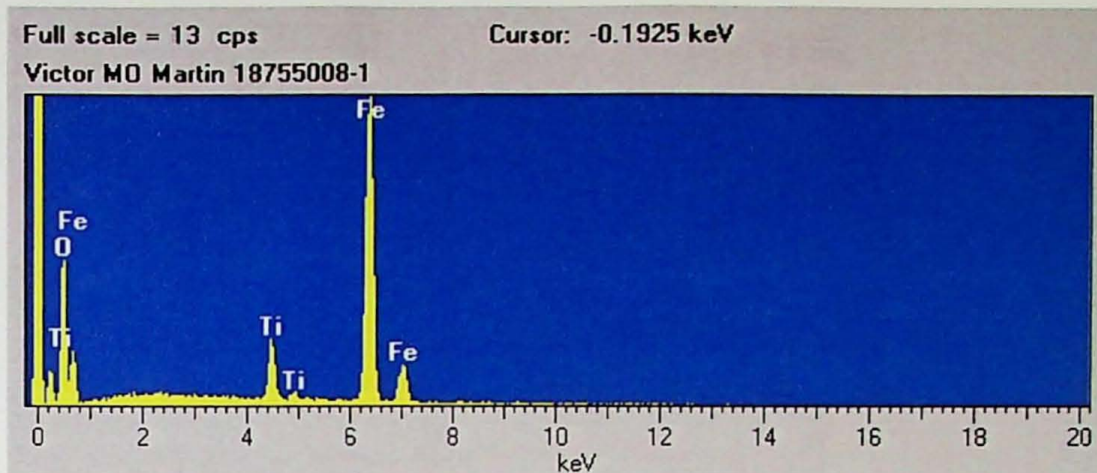
05 – 187,55. Espectro de calcopirita obtido em (3).



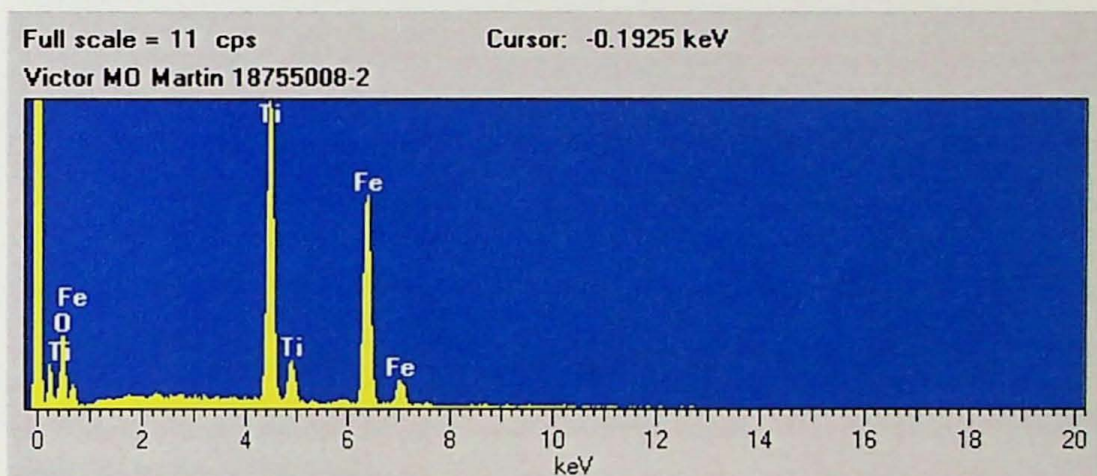
05 – 187,55. Espectro de pirita muito rica em Fe, obtido em (4).



05 – 187,55. Espectro de esfalerita obtido em (5).



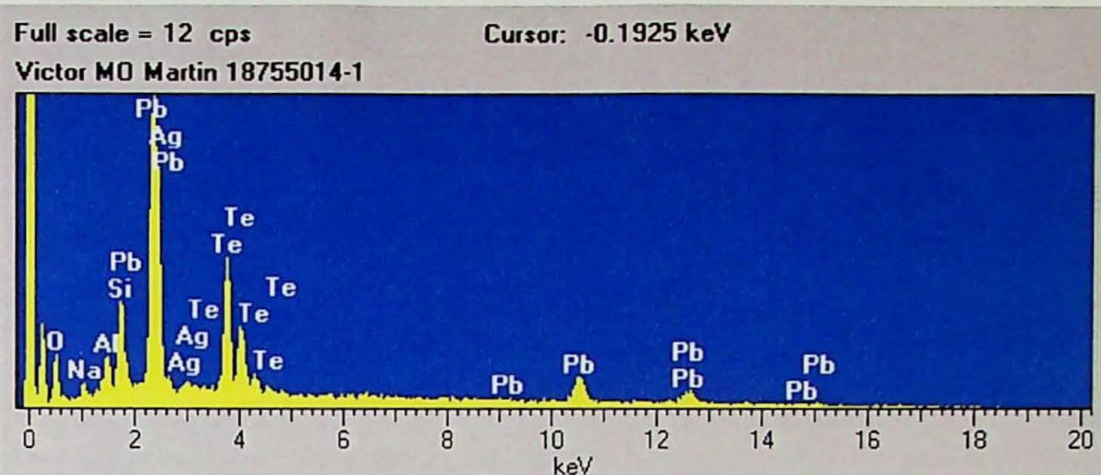
05-187,55. Espectro de magnetita (pode haver um pouco de contaminação de Ti pelas finas lamelas de ilmenita presentes).



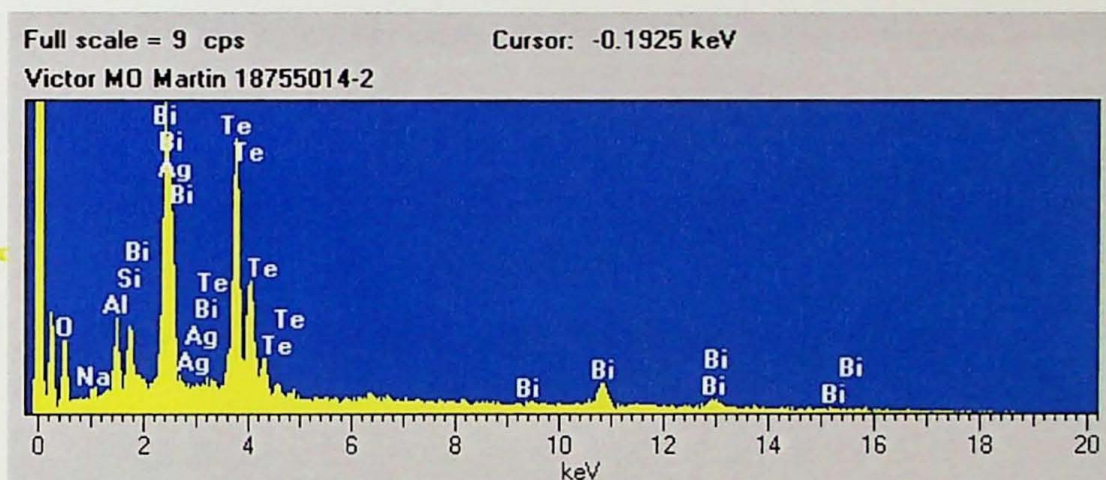
05-187,55. Espectro de ilmenita.



Foto: 05-187,55. Imagem de telureto de Pb (1) e Bi (2). Aumento de 2500x.



05-187,55. Espectro de telureto de Pb.



05-187,55. Espectro de telureto de Bi.

ANEXO 4

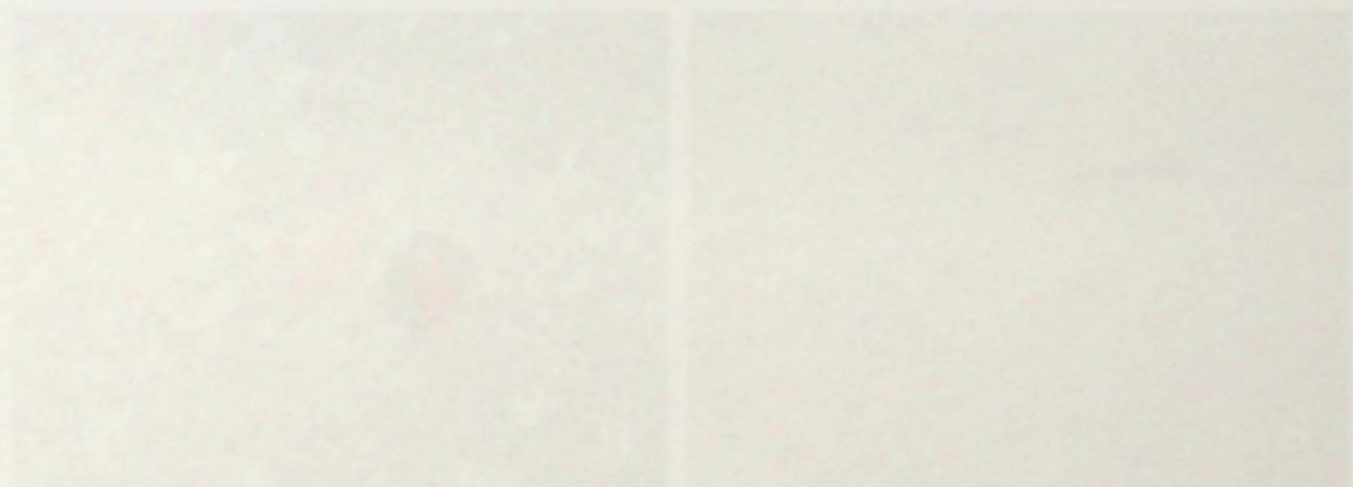
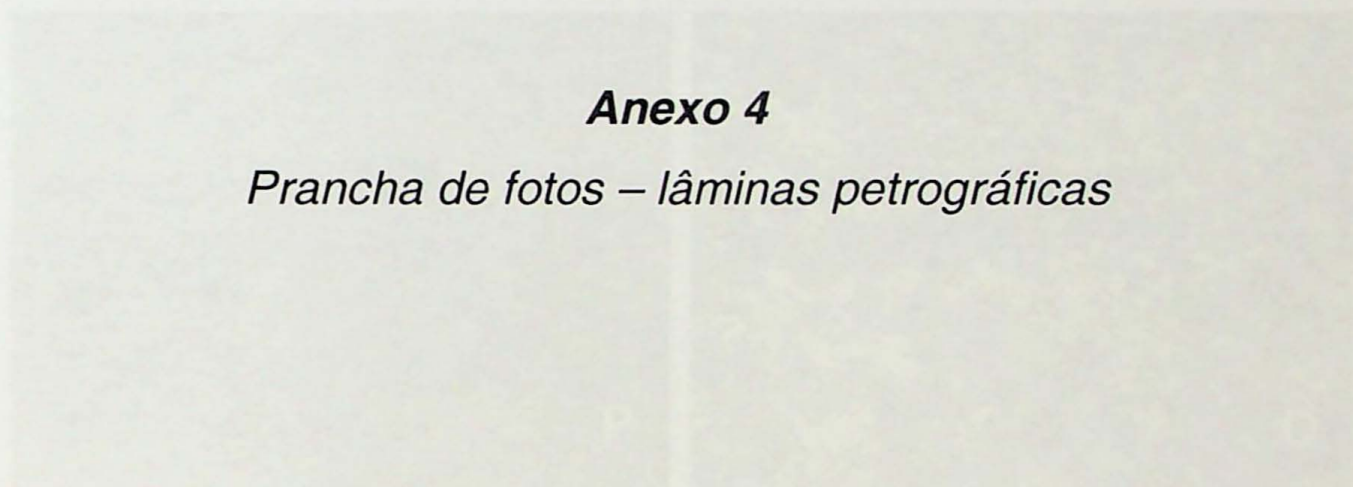
Prancha de fotos – lâminas petrográficas

Ampliação 100x



Anexo 4

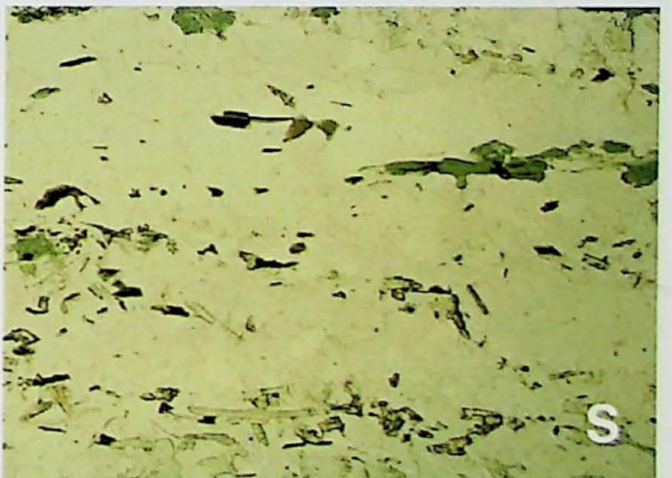
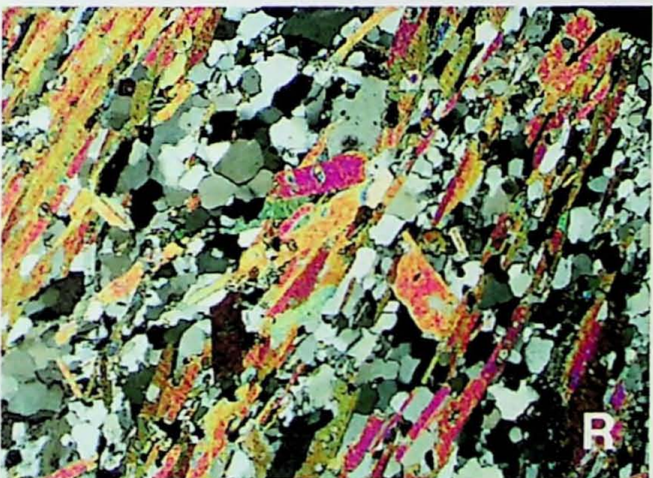
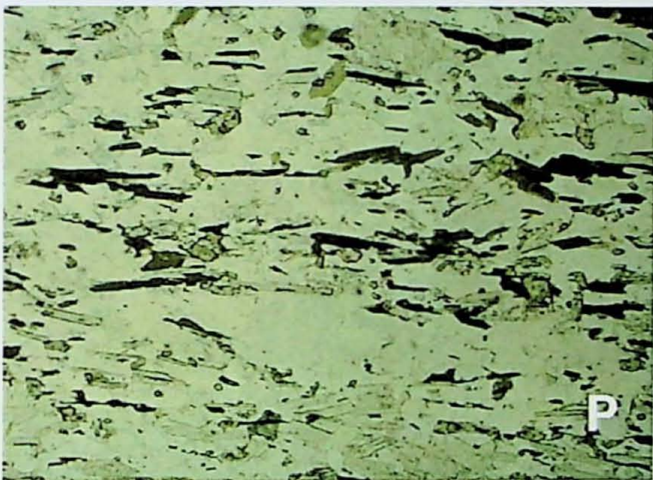
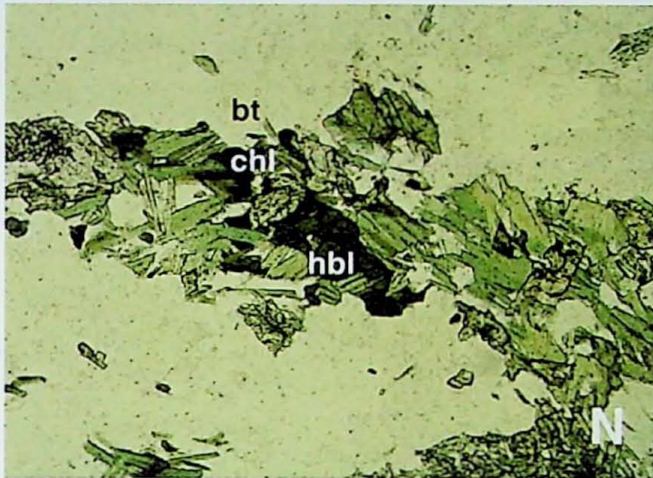
Prancha de fotos – lâminas petrográficas



ANEXO 4

Prancha de fotos – lâminas petrográficas

Amostras locais



N: 05 – 143,70 ↑: obj. 10x, int. 6, polar. //, lado <: 0,96 mm; lado >: 1,30 mm. Resto de hornblenda (hbl) na rocha (provavelmente grão que se encontrava nos sedimentos quando houve o metamorfismo), junto com clorita (chl) e biotita.

O: 05 – 143,70 ↑: obj. 5x, int. 9, polar. //, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Substituição de biotita por clorita.

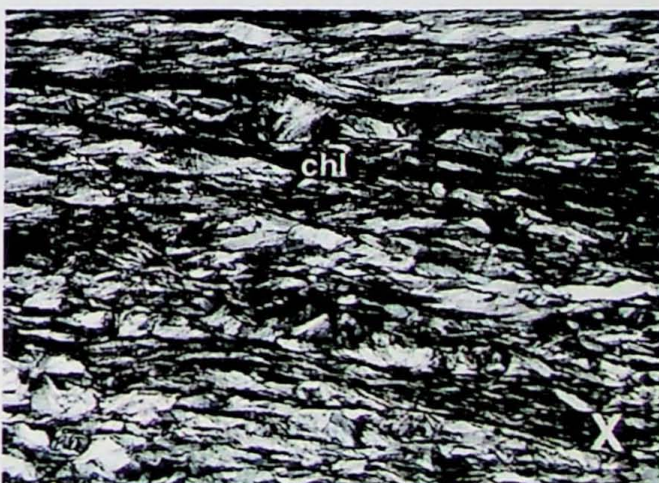
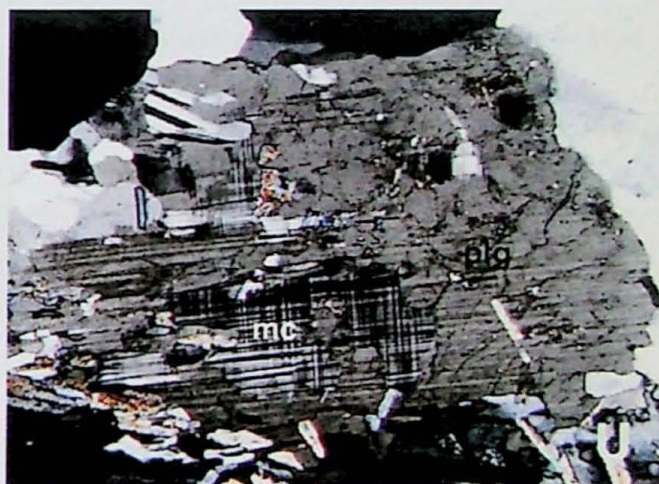
P: 01 – 64,00 ↑: obj. 5x, int. 8, polar. //, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Feição geral da rocha.

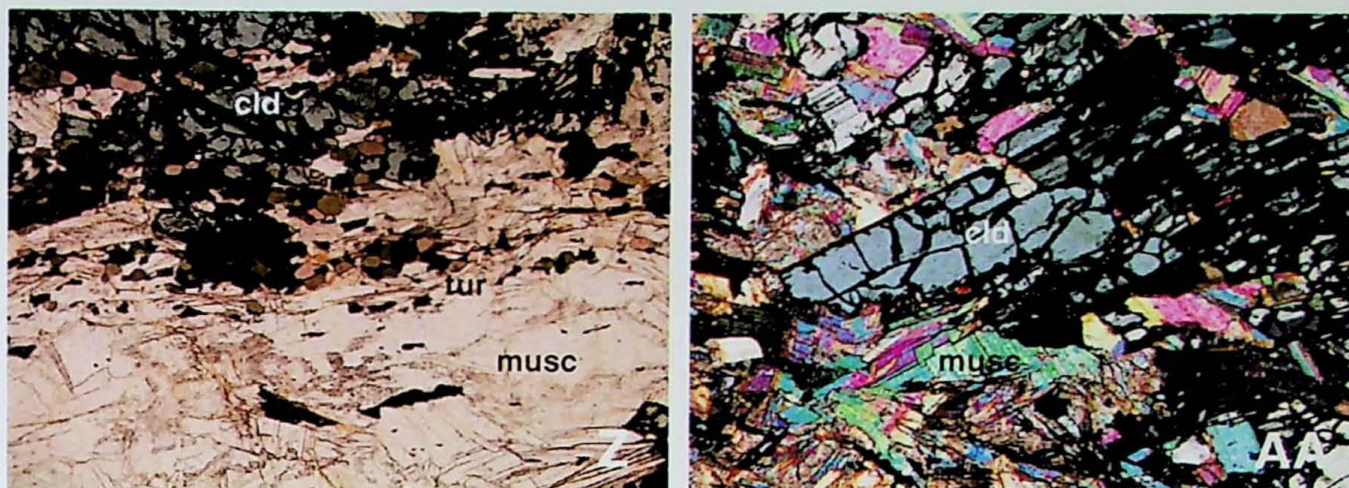
Q: 01 – 55,28 ↑: obj. 5x, int. 6, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Porção mais granoblástica da rocha, com foliação pouco marcada.

R: 01 – 55,28 ↑: obj. 5x, int. 6, polar. X, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Foliação da rocha, mais evidente nas porções mais micáceas da rocha.

S: 05 – 205,55 A ↑: obj. 5x, int. 6, polar. //, lado <: 2,0 mm; lado >: 2,6 mm. Aspecto geral da rocha.

Amostras Regionais





T: CV – 03: obj. 1,25x, aum. int. 2x, int. 4, polar. X, lado >: 5,20 mm. Evidências de milonitização: porfiroclasto de plagioclásio deformado, associado a quartzo com extinção ondulante.

U: CV – 03: obj. 4x, aum. int. 2x, int. 6, polar. X, lado >: 1,63 mm. Antipertita (plagioclásio com lamelas de microclínio – mc – muito bem desenvolvidas).

V: CV – 04: obj. 1,25x, aum. int. 2x, int. 6, polar. X, lado >: 5,20 mm. Visão geral da rocha, com foliação bem definida pela muscovita (musc) e com porfiroclastos de plagioclásio poiquilíticos.

X: CV – 05: obj. 4x, aum. int. 1x, int. 6, polar. X, lado >: 3,25 mm. Visão geral do clorita xisto, apresentando foliação crenulada SC, de zona de cisalhamento.

Z: CV – 01: obj. 4x, aum. int. 1x, int. 4, polar. //, lado >: 3,25 mm. Bandas ricas em muscovita e bandas ricas em cloritóide (cld) e turmalina (tur) na rocha.

AA: CV – 01: obj. 4x, aum. int. 1x, int. 6, polar. X, lado >: 3,25 mm. Detalhe de um porfiroblasto de cloritóide na rocha, associado à muscovita presente.

Appendix 3

Descrição das seções polidas

ANEXO 5

Descrição das seções polidas

05 – 92,50

Minerais presentes: calcopirita, magnetita, pirrotita, “arsenopirita” / “pirrotita de 1ª geração” (após MEV, pirita)

Pirrotita (60% entre sulfetos e óxidos; 15% na seção polida): é magnética, tem cor marrom bem clara, acastanhada, sem pleocroísmo visível na seção. Não apresenta reflexão interna, e a anisotropia varia de cinza médio/escuro a roxo escuro, acastanhado. Tem hábito xenomórfico, e ocorre com geminação característica. Ocorre fraturada, com inclusões de ganga, e orientada, ajudando a definir a foliação da rocha. O tamanho varia entre 0,05 e 1,6 mm, aproximadamente. Ocorre com inclusões de magnetita e pirita com Al e Si, mas também pode estar inclusa na pirita com Al e Si.

“Arsenopirita” / “pirrotita de 1ª geração” (após MEV, *pirita* – 30% entre sulfetos e óxidos; 7% na seção polida): tem cor esbranquiçada, não apresentando pleocroísmo visível. É anisótropa, tendo cores que variam de azulado a cinza acastanhado. Não apresenta reflexão interna, e tem hábito xenomórfico, com textura “dendrítica”; está toda fraturada, e entre os “dendritos” é possível notar material de ganga. Tem tamanho variando de 0,3 a 1,3 mm. Ocorre englobando pirrotita e sendo englobado por ela (o que sugere duas gerações de sulfetos), parecendo atacar a pirrotita ou ser atacada por ela. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha, e até de maneira dobrada. Alguns grãos podem apresentar geminação em lamelas.

Calcopirita (10% entre sulfetos e óxidos; 3% na seção polida): ocorre com cor amarelo-latão, sem pleocroísmo visível. A anisotropia é fraca, varia de cinza escuro a amarelo-esverdeado bem escuro. Não apresenta reflexão interna. Tem hábito xenomórfico, e tamanho de 0,03 a 0,5 mm. Ocorre com inclusões de ganga e sem fraturas. Ocorre se amoldando à pirita, sendo que o oposto também é observado, não evidenciando bem quem poderia ser anterior (provavelmente, são duas gerações diferentes de sulfetos). Também ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Magnetita (traços na pirrotita): tem cor cinza, mais clara que a ganga; não apresenta pleocroísmo ou reflexão interna; é isótropa. Tem hábito xenomórfico, arredondadas, estando inclusas na pirrotita. Tem tamanho pequeno, de aproximadamente 0,05 até 0,2 mm. Não

ocorre fraturada, nem aparentemente com inclusões (não é bem visível, devido ao reduzido tamanho).

Os minerais de ganga da seção incluem biotita, epidoto, quartzo, feldspato e clorita (forte influência de alteração hidrotermal)

Minerais presentes: pirita, magnetita, calcopirita, ilmenita, “calcosina?” (após MEV, pirita muito rica em Fe)

Pirita (60% entre sulfetos e óxidos; 10% na seção polida): ocorre com cor amarelada, sendo mais clara e menos amarela que a calcopirita. Não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna, sendo isótropa. Tem hábito xenomórfico. Não apresenta inclusões em fraturas, mas apresenta em um grão uma inclusão de magnetita com lamelas de ilmenita. O tamanho dos grãos varia entre 0,07 e 2,2 mm na seção. Acompanha a foliação da rocha.

Magnetita (35% entre sulfetos e óxidos; 7% na seção polida): é magnética, e tem cor cinza. Não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna. É isótropa, apresentando hábito subidiomórfico e cristais bipiramidais. Não apresenta inclusões em fraturas, mas em seu interior ocorrem inclusos um grão (xenocristal) de pirita, com textura diferente das dos demais minerais (ver seção polida 05 – 92,50), e na borda desse xenocristal ocorre um grão de calcopirita que o corta. O tamanho dos grãos varia de 0,05 a 2 mm.

Calcopirita (5% entre sulfetos e óxidos; 1% na seção polida): tem cor amarelo-latão, sendo mais amarela e escura que a pirita; não apresenta pleocroísmo nem uma anisotropia claramente visível (tamanho reduzido do cristal?); reflexão interna também não ocorrem. Tem tamanho variando entre 0,03 e 0,25 mm. Tem hábito xenomórfico, sendo que em alguns locais aparenta cortar a pirita (ver seção 05 -92,50). Pode ocorrer inclusa na magnetita (associado com evidências de outras seções, indicam duas gerações de sulfetos e óxidos).

Magnetita + ilmenita (traços): a magnetita apresenta cor cinza, sendo mais clara e menos rosada que a ilmenita. Não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna, mas a anisotropia varia de cinza escuro a preto (variedade titanífera – termo intermediário entre a magnetita verdadeira e a ilmenita). Apresenta lamelas de ilmenita exsolvidas em seu interior. O conjunto tem tamanho de 0,05 mm, e ocorre incluso em pirita. A ilmenita ocorre com cor roseada, lilás; as demais características do mineral não foram possíveis de serem observadas, devido ao seu reduzido tamanho.

“Calcosina?” + calcopirita (após MEV, pirita muito rica em Fe – traços): tem cor roseada, e não apresenta pleocroísmo visível ou reflexão interna; a anisotropia varia de cinza escuro a preto. Ocorre com hábito xenomórfico, inclusa em magnetita e em pirita. A inclusa em

magnetita, por sua vez, apresenta inclusão de calcopirita. Tem tamanho muito pequeno (~0,1 mm).

Os minerais de ganga da seção incluem quartzo, feldspato, biotita, epidoto e clorita (forte influência de alteração hidrotermal)

Cabopirita (20% entre sulfetos e carbonos, 5% na seção polida) - tem cor amarelada, sendo mais escura e anisotrópica que a pirita. Não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna. Tem arrastado nas bordas em direção ao centro. O núcleo da cabopirita é em geral mais claro, mas poucas grãos apresentam halo escuro. O tamanho das grãos varia de 0,01 a 0,5 mm. Está parcialmente orientado. Ocorre com inclusões de ganga e pirita, mas também pode ocorrer como minerais separados, embora assim como em outras seções, a presença de duas gerações de sulfetos e carbonos.

Pirita (10% entre sulfetos e carbonos, 12% na seção polida) - é isométrica, e tem cor amarelada, acastanhada, apresentando pleocroísmo de castanho mais claro a um castanho mais escuro. Apresenta arrastado variando de cerca de 45° para a borda, não apresentando reflexão interna e não sendo anisotrópica. Ocorre geralmente nos grãos, Ocorre ainda isolada, com inclusões de ganga. O tamanho das grãos varia de 0,01 a 0,5 mm. Está orientado, apresentando a deformação típica de rochas.

Magnetita (grãos) - tem cor escura e não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna. É isométrica, e ocorre nos grãos anisotrópicos. O tamanho das grãos varia de 0,01 a 0,5 mm. Não ocorre isolada, e ocorre apenas como inclusões muito pequenas (0,01 mm) de grãos de pirita ou cabopirita. Ocorre geralmente, acompanhando a deformação de rochas.

Os minerais de ganga da seção incluem pirita, epidoto, clorita, quartzo e feldspato. Forte influência de alteração hidrotermal.

Minerais presentes: pirita, magnetita, calcopirita, pirrotita

Pirita (35% entre sulfetos e óxidos; 10% na seção polida): tem cor amarelada, mais clara e menos amarelada que a da calcopirita. Não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna. Tem hábito idiomórfico (cúbico). O tamanho varia de 0,03 a 3 mm na seção. Ocorre fraturada, com inclusões de ganga e de calcopirita. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Calcopirita (25% entre sulfetos e óxidos; 8% na seção polida): tem cor amarelo-latão, sendo mais escura e amarela que a pirita. Não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna. Tem anisotropia nas cores amarelo-esverdeado. O hábito da calcopirita é em geral xenomórfico, mas poucos grãos apresentam hábito idiomórfico. O tamanho dos grãos varia de 0,02 a 3 mm. Está parcialmente orientada. Ocorre com inclusões de ganga e pirrotita, mas também pode cortar esses minerais, sugerindo também, assim como em outras seções, a presença de duas gerações de sulfetos e óxidos.

Pirrotita (40% entre sulfetos e óxidos; 12% na seção polida): é magnética, e tem cor amarronzada, acastanhada, apresentando pleocroísmo de castanho mais claro a um castanho mais escuro. Apresenta anisotropia variando de cinza médio/escuro a preto. Não apresenta reflexão interna, e tem hábito xenomórfico. Ocorre geminação nos cristais. Ocorre ainda fraturada, com inclusões de ganga. O tamanho dos cristais variam de 0,05 a 2,5 mm. Está orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Magnetita (traços): tem cor cinza, e não apresenta pleocroísmo nem reflexão interna. É isótropa, e ocorre com hábito xenomórfico. O tamanho dos grãos variam de 0,01 a 0,1 mm. Não ocorre fraturada, e talvez possam ocorrer inclusões muito pequenas (<0,01 mm) de ganga em seu interior. Ocorre orientada, acompanhando a foliação da rocha.

Os minerais de ganga da seção incluem biotita, epidoto, clorita, quartzo e feldspato (forte influência de alteração hidrotermal)

Minerais presentes: pirita

Pirita (100% de sulfeto; 5% na seção polida): ocorre com cor amarelada, sem pleocroísmo, sendo isótropa. Não apresenta reflexão interna. O hábito da pirita é subidiomórfico a idiomórfico, com alguns grãos retangulares quebrados, e com fraturas, mas sem minerais presentes nelas. A pirita ocorre parcialmente orientada, e apresenta inclusões de material de ganga. O tamanho dos grãos na seção variam de 0,08 a 1,4 mm.

Os minerais de ganga da seção incluem biotita, carbonato e quartzo (forte influência de alteração hidrotermal)

Minerais presentes: pirita, calcopirita

Pirita (99% entre os sulfetos; 25% na seção polida): ocorre com cor amarelada, sendo mais clara e menos amarela que a calcopirita. Não apresenta pleocroísmo e é isótropa. Também não apresenta reflexão interna, e ocorre com hábito xenomórfico a subidiomórfico (cristais tendendo a formas retangulares). O tamanho dos grãos varia de 0,02 a 2,3 mm na seção. Ocorre fraturada, mas não apresenta minerais preenchendo as fraturas. Inclusões de ganga podem ocorrer. A pirita ocorre acompanhando a foliação da rocha.

Calcopirita (1% entre os sulfetos; traços na seção polida): ocorre raramente na rocha, como pequenos cristais (0,03 mm) inclusos na ganga, e esta, por sua vez, inclusa na pirita. Tem cor amarelo-latão, sendo nitidamente mais amarela e escura que a pirita. Não apresenta pleocroísmo visível, mas apresenta uma leve anisotropia na cor amarelo-esverdeado. Não apresenta reflexão interna.

Os minerais de ganga da seção incluem quartzo, feldspato, biotita, epidoto e clorita (forte influência de alteração hidrotermal)

Minerais presentes: pirita, magnetita

Pirita (70% entre os sulfetos; 15% na seção polida): ocorre com cor amarelada, sem pleocroísmo nem reflexão interna. É isótropa, e ocorre com hábito xenomórfico (quase todos os cristais) a subidiomórfico. Ocorre fraturada e com inclusões de ganga e de calcopirita (muito rara, ~0,05 mm de tamanho). O tamanho varia entre 0,05 a 2,3 mm. Ocorre orientada, deformada, estirada, acompanhando e marcando a foliação da rocha.

Magnetita (30% entre os sulfetos; 7% na seção polida): tem cor cinza, sem pleocroísmo nem reflexão interna. É isótropa e apresenta hábito subidiomórfico a idiomórfico (a maioria dos cristais, com formas octaédrais, bipiramidais). O tamanho varia de 0,2 a 1,3 mm, e a magnetita não está deformada, apesar de acompanhar a foliação da rocha. Ocorre com inclusões de pirita, ganga e calcopirita (raríssimos cristais, muito pequenos, < 0,01 mm), sendo que os minerais de ganga nela inclusos estão orientados (formação em estágio hidrotermal, pós-metamorfismo?).

Os minerais de ganga da seção incluem quartzo, feldspato, biotita, epidoto e clorita (forte influência de alteração hidrotermal)

ANEXO 6

Descrição das lâminas petrográficas

LOCAIS

01 - 34,001 (parte do corpo, clima útil)

Descrição Macroscópica

Cor: preta

Textura: macia

Tratamento: não tratado

Quantidade: mais de 100g, com pedregulhos de 100 a 200g

Mineralogia: mica (50%), quartzo (30%), feldspato (20%)

Anexo 6

Descrição das lâminas petrográficas

Cor: preta

Textura: macia

Tratamento: não tratado

Quantidade: mais de 100g, com pedregulhos de 100 a 200g

Mineralogia: mica (50%), quartzo (30%), feldspato (20%)

Quantidade: mais de 100g, com pedregulhos de 100 a 200g

ANEXO 6

Descrição das lâminas petrográficas

LOCAIS

01 – 34,00↑ (nome de campo: biotita xisto)

Descrição Macroscópica

Cor: preta

Estrutura: xistosa

Textura: granolepidoblástica

Granulação: matriz fina (~1mm), com porfiroblastos de pirita (até 6,5 mm)

Mineralogia: biotita (60%), carbonato (35%), pirita (5%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada, xistosa

Textura: nematogranolepidoblástica

Granulação: fina (< 1mm)

Mineralogia: biotita verde, carbonato, quartzo, epidoto/clinozoisita, pirita, muscovita, plagioclásio (albita), FK (microclínio)

Biotita verde (35%): hábito idiomórfico a xenomórfico, placóide, em fibras, com cor verde musgo, e tamanho variando de ~0,1 a 0,7 mm; ocorre orientada, sendo o principal mineral a definir a foliação da rocha. Ocorre bem distribuída pela lâmina. Pleocroísmo de alaranjado a verde musgo.

Epidoto (18%) + *clinozoisita* (2%): bem distribuído pela rocha, com hábito subidiomórfico (arredondado), tamanho de ~0,1 a 0,5 mm; estão orientados e estirados, ajudando a definir a foliação da rocha.

Muscovita (10%): ocorre bem distribuída, sendo mais fina e menor que a biotita (de 0,1 a 0,3 mm). Hábito em fibras, placas, semelhante ao da biotita (idiomórfico); ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Plagioclásio (albita – 10%): não está geminado; tamanho de 0,1 a 0,7 mm, bem distribuído pela rocha. Pode ter inclusões de muscovita.

FK (microclínio – 10%): ocorre sem geminação, com tamanho de ~0,1 a 0,7 mm, bem distribuído pela rocha. Pode ter inclusões de muscovita.

Quartzo (5%): hábito xenomórfico, com textura de contatos lobados, extinção ondulante em alguns grãos, bem distribuído pela lâmina. Tamanho variando de 0,1 a 0,7 mm.

Carbonato (5%): ocorre algumas vezes achatado, deformado, acompanhando a foliação da rocha. Tem tamanho de 0,3 a 1,6 mm; hábito xenomórfico, granular; ocorre bem distribuído pela rocha, concentrando-se em alguns locais como veios. Está poligonizado (junção tríplice).

Pirita (ver seção polida, 5%): ocorre com hábito subidiomórfico (com formas tendendo a cubos) a xenomórfico, englobando às vezes minerais como biotita, epidoto e quartzo. O tamanho varia de 0,05 a 6,5 mm (porfiroblasto poiquilítico). Ocorre concentrada, acompanhando a foliação da rocha em alguns locais.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Biot				
Qtz				
Carb				
Musc				
Ep+Czn				
Py				
Plg				
FK				

Observações: presença de arcos poligonais; foliação dobrada próximo ao porfiroblasto de pirita, bem marcada pela biotita.

Interpretação: a rocha foi formada pelo metamorfismo de baixo grau em fácies xisto verde de sedimentos de fundo oceânico (argilas – biotita, muscovita). Metamorfismo progressivo.

Nome da rocha: muscovita-epidoto-feldspato-biotita xisto blastomilonítico

Protólito: pelito hidrotermalizado ou marga

01 – 55,28↑ (nome de campo: dique félsico c/ fenocristais de quartzo e metaturbidito na base)

Descrição Macroscópica

Cor: branca e preta

Estrutura: bandada

Textura: bandas mais granolepidoblásticas (escuras) e bandas mais lepidogranoblásticas (claras)

Granulação: fina (até 1mm)

Mineralogia: quartzo (40%), feldspato (35%), biotita (10%), muscovita (10%), epidoto (5%)

Descrição Microscópica

Estrutura: bandada, muito bem marcada na porção rítmica (metafolhelho, metapelito + sed. grosseiros, mal selecionados - metagrauvaca) e pouco marcada na porção mais félsica (pouca muscovita)

Textura: intercalação entre nematolepidogranoblástica, nematogranolepidoblástica (porção mais rítmica) e nematolepidogranoblástica (porção mais félsica)

Granulação: fina (0,1 – 0,4 mm), com variação de tamanho dependendo da banda; cristais variam entre 0,05 e 0,7 mm

Mineralogia: quartzo, plagioclásio (albita, oligoclásio), FK (microclínio), epidoto/clinozoisita, muscovita, opacos (pirrotita?, pirita?), biotita, carbonato, clorita, apatita

Muscovita (22%): ocorre bem distribuída pela rocha, mas concentrando-se especialmente em bandas. Tem hábito idiomórfico (placóide, em fibras), e tamanho entre 0,1 e 0,7 mm. Ocorrem orientadas, definindo muito bem a foliação da rocha. Podem ocorrer no interior de plagioclásio. Na grande porção félsica da rocha, ocorre pequena (~0,2 mm), mas orientada.

Quartzo (21%): ocorre bem distribuída pela rocha, concentrando-se nas partes mais félsicas. Tem tamanho entre 0,05 e 0,7 mm, dependendo da banda. Apresenta textura com contatos lobados. Tem hábito xenomórfico, e apresenta grãos deformados, estirados, que ajudam a definir a foliação da rocha.

Plagioclásio (oligoclásio, An 27 – 7% + albita – 8%): ocorre mais concentrado nas bandas mais nematolepidogranoblásticas da rocha, em especial na grande porção félsica da rocha, ajudando a defini-la. Hábito xenomórfico, com geminação deformada. Tem tamanho de ~0,25 mm. Está deformado, estirado. Podem conter muscovita e carbonato em seu interior.

FK (microclínio – 15%): tem tamanho de ~0,25 mm, concentrando-se mais nas bandas nematolepidogranoblásticas da rocha, em especial na grande porção félsica da rocha, ajudando a defini-la. Tem geminação em cruz, e hábito xenomórfico. Está deformado, estirado.

Epidoto (9%) + *Clinozoisita* (5%): ocorre bem distribuído pela rocha. Os cristais maiores tendem a se concentrar nas bandas ricas em micas, e os cristais menores na grauvaca (metarritmito/metaturbidito). O tamanho varia entre 0,05 e 0,4 mm. Tem hábito xenomórfico a idiomórfico (prismáticos, losangulares). Estão orientados de acordo com a foliação da rocha, ajudando a defini-la.

Biotita (4%): ocorre em pouca quantidade, orientada, e mais concentrada em níveis muito finos, que são ricos em biotita (~0,05 mm de espessura) ou no meio de algumas porções nematolepidogranoblásticas. Hábito subidiomórfico a idiomórfico (fibras, placas). O tamanho é de ~0,2 mm. Na grande porção félsica da rocha, ela não ocorre.

Carbonato (4%): ocorre bem distribuído pela rocha; porém, na grande porção félsica, não foi observado. Tem tamanho entre 0,1 e 0,5 mm. O hábito é xenomórfico, granular. Ocorrem orientados, estirados, segundo a foliação da rocha. Podem ocorrer no interior de plagioclásio.

Opacos (pirrotita?, pirita? – 3%): hábito xenomórfico (pirrotita?) a idiomórfico (pirita?); ocorre nas bandas mais ricas em micas (muscovita, especialmente), orientados, às vezes associados com carbonato. Tamanho entre 0,05 e 0,6 mm. Não ocorre na grande porção félsica.

Clorita (traços): tem hábito xenomórfico, com tamanho de até 0,2 mm. Não ocorre na grande porção félsica.

Apatita (traços): ocorre muito raramente, com hábito subidiomórfico (tendendo a hexagonal). Tamanho de ~0,2 mm; ocorre bem distribuída pela rocha.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----			
Plg	-----			
FK	-----			
Ep+Czn	-----			
Musc	-----			
Biot	-----			
Op	-----			
Carb	-----			
Chl	-----			
Ap	-----			

Observações: quartzo em fitas

Interpretação: metamorfismo progressivo, de baixo grau, fácies xisto verde, de ritmito/turbidito de fundo oceânico. Porções mais ricas em argilas (pelitos, formando as micas) e porções mais grosseiras, ricas em sedimentos clásticos (quartzo, feldspato) intercaladas e metamorfasadas

Nome da rocha: epidoto-muscovita-quartzo-feldspato xisto blastomilonítico

Protólito: ritmito/turbidito (intercalação entre pelito/folhelho – bandas mais ricas em argilas – e grauvaca – bandas mais quartzo-feldspáticas)

05 – 159,25 ↓ (nome de campo: clorita xisto c/ porfiroblastos de clorita)

Descrição Macroscópica

Cor: verde

Estrutura: xistosa

Textura: granolepidoblástica, porfiroblástica

Granulação: matriz fina (< 1mm), com porfiroblastos de clorita de até ~3 mm

Mineralogia: clorita (70%), biotita (10%), quartzo (5%), plagioclásio (5%), epidoto (10%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada, xistosa

Textura: intercalação entre bandas mais lepidogranoblásticas e bandas mais granolepidoblásticas; porfiroblástica (associação entre clorita, biotita e actinolita substituindo algum antigo mineral)

Granulação: matriz fina (média de ~0,3 mm) , com porfiroblastos de minerais associados (clorita, biotita, actinolita) em substituição (até ~2,5 mm)

Mineralogia: quartzo, clorita, biotita, actinolita, epidoto/clinozoisita, titanita, opacos, plagioclásio (albita)

Epidoto (24%)+clinozoisita (5%): ocorre com hábito xenomórfico a idiomórfico (formas que tendem a hexágonos, retângulos), e estão bem distribuídos pela rocha. O tamanho atinge até 0,3 mm. Ocorrem deformados, orientados, estirados, ajudando a definir a foliação da rocha. Podem ocorrer nos porfiroblastos, mas bem menos abundantes que as micas e a actinolita. Ocorrem como agregados granulares.

Clorita (20%): ocorre bem distribuída pela rocha, com maior concentração nas bandas mais granolepidoblásticas. Tem hábito xenomórfico a subidiomórfico, tamanho entre 0,1 e 0,8 mm, aproximadamente; ocorre orientada, ajudando a definir muito bem a foliação da rocha. Parece substituir biotita. Ocorre também nos porfiroblastos junto com biotita e actinolita.

Biotita (18%): ocorre com hábito subidiomórfico a idiomórfico (placas, fibras), bem distribuída pela rocha, mas concentrando-se especialmente nas bandas mais granolepidoblásticas. Tem tamanho de 0,1 a 0,9 mm, aproximadamente. Ocorre orientada, ajudando a definir

muito bem, junto com a clorita, a foliação da rocha. Parece ser substituída por clorita. Ocorre associada com actinolita e com clorita nos porfiroblastos.

Quartzo (15%): ocorre com hábito xenomórfico, textura de contatos lobados, bem distribuído pela rocha, com maior concentração nas bandas mais lepidogranoblásticas. Tem tamanho entre 0,05 e 0,35 mm. Os grãos ocorrem deformados, estirados, orientados, ajudando a definir a foliação da rocha. Podem ocorrer nos porfiroblastos, mas bem menos abundantes que os outros minerais (biotita, clorita e actinolita).

Actinolita (10%): hábito xenomórfico, com tamanho entre 0,1 e 0,6 mm. Ocorre englobando cristais de epidoto/clinozoisita raramente (alguns raros cristais poiquilíticos). É bem distribuída pela rocha, mas está associada às micas. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha. Ocorre com biotita e com clorita nos porfiroblastos.

Plagioclásio (albita – 5%): hábito xenomórfico, com ~0,2 mm de tamanho, bem distribuído pela rocha.

Titanita (3%): hábito xenomórfico a subidiomórfico (formas tendendo a retângulos), com tamanho de 0,1 a 0,3 mm, bem distribuída pela rocha. Alguns cristais chegam a ser pleocróicos (de castanho claro a castanho mais escuro). Ocorre orientada de acordo com a foliação da rocha.

Opacos (traços): muito pequenos (até 0,01 mm), com hábito subidiomórfico a idiomórfico (retangulares), bem distribuídos pela rocha.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----			
Ep+Czn	-----	-----		
Biot	-----			
Chl	-----	-----		
Act	-----			
Tit	-----			
Op	-----			
Plg	-----			

Observações: presença de indicadores cinemáticos sigmoides

Interpretação: a rocha atingiu um baixo grau metamórfico, fácies xisto verde. Metamorfismo progressivo de um tufo vulcânico, possivelmente, com retrometamorfismo por zonas de cisalhamento

Nome da rocha: actinolita-biotita-clorita-quartzo-epidoto xisto blastomilonítico

Protólito: tufo vulcânico máfico com argilas

05 – 96,30↑ (nome de campo:metaturbidito – metagrauvaca/conglomerado intercalado com metapelito)

Descrição Macroscópica

Cor: esverdeada, preta

Estrutura: bandada, com porções clásticas

Textura: bandas mais granolepidoblásticas (escuras) e bandas mais lepidogranoblásticas (claras)

Granulação: fina (até 1mm)

Mineralogia: quartzo (15%), plagioclásio (15%), biotita (30%), clorita (20%), epidoto (20%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada, bandada (esta por intercalação pelito+grauvaca/conglomerado)

Textura: lepidogranoblástica, com porções porfiroclásticas (ep+czn)

Granulação: fina (0,1 - 1mm)

Mineralogia: epidoto/clinozoisita, quartzo, carbonato, biotita, clorita, titanita, apatita, zircão, opacos, plagioclásio (albita)

Epidoto (20%)+clinozoisita (15%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, a maioria com hábito xenomórfico a subidiomórfico (prismáticos, retangulares); tem tamanho de 0,1 a 0,2 mm. Ocorrem como “clastos”, como agregados granulares, que formam porfiroclastos, podendo estar deformados, e a foliação da rocha (bem definida pela biotita) amolda-se ao seu redor. Biotita também ocorre orientada em seu interior. Os grãos que não estão agregados orientam-se bem de acordo com a foliação da rocha, ajudando a defini-la.

Biotita (26%): ocorre bem distribuída pela rocha, com hábito xenomórfico a idiomórfico (fibras, placas), e com tamanho de 0,1 a 1,0 mm. Ocorre orientada, definindo muito bem a foliação da rocha. Em alguns locais, parece ser substituída por clorita. Ocorre no interior de epidoto orientada e também na borda deste.

Quartzo (15%): ocorre bem distribuído pela rocha, com hábito xenomórfico, textura com contatos lobados, extinção ondulante em alguns grãos. Tem tamanho de 0,2 a 0,7 mm. Os grãos ocorrem estirados, deformados, ajudando a definir a foliação da rocha.

Clorita (10%): ocorre bem distribuída pela rocha, com hábito xenomórfico, e tamanho variando entre 0,1 e 1 mm. Ocorre orientada, definindo bem a foliação da rocha. Ocorre quase sempre associada à biotita, parecendo substituir esta.

Plagioclásio (albita – 5%): apresenta hábito xenomórfico, tamanho de ~0,3 mm, sem geminação e bem distribuído pela rocha.

Carbonato (5%): ocorre com hábito xenomórfico, granular, e tamanho entre 0,1 e 0,6 mm. Ocorre em toda a rocha, mas concentra-se na maior patê em forma de um veio carbonático. Os grãos ocorrem estirados, orientados, ajudando um pouco a definir a foliação da rocha.

Titanita (4%): ocorre bem distribuída, com hábito xenomórfico. Os grãos variam de 0,1 a 0,4 mm, estando orientados de acordo com a foliação.

Apatita (traços): ocorre raramente, mas associado ao carbonato, o que também ocorre na lâmina 01 – 31,65 ↑. Tem hábito subidiomórfico a idiomórfico (hexagonal e retangular), e tamanho de ~0,25 mm.

Zircão (traços): quando ocorre, é no interior de cristais de biotita e de alguns de quartzo, produzindo um halo na biotita. Tem tamanho de 0,01 mm, e hábito subidiomórfico (tendendo a piramidal).

Opacos (traços): ocorre muito raramente, com hábito xenomórfico, e tamanho de 0,01 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Pré-Sn	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz		-----			
Ep+Czn		-----			
Biot		-----			
Chl		-----	-----		
Carb		-----	-----		
Tit		-----			
Ap			-----		
Zir	-----				
Op		-----			
Plg		-----			

Observações: foliação de biotita se amoldando ao redor de agregados, de clastos de epidoto+clinozoisita, e no interior destes, ocorre orientada; substituição de biotita por clorita

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, de ritmito/turbidito (pelito e grauvaca/conglomerado), de ambiente oceânico. Metamorfismo progressivo associado a um retrometamorfismo por zonas de cisalhamento

Nome da rocha: clorita-quartzo-biotita-epidoto xisto blastomilonítico

Protólito: ritmito/turbidito (pelito+grauvaca/conglomerado, com carbonato; marga)

01 – 64,00† (nome de campo:metaturbidito – metagrauvaca intercalada com metapelito)

Descrição Macroscópica

Cor: branca e preta

Estrutura: bandada

Textura: bandas mais granolepidoblásticas (escuras) e bandas mais lepidogranoblásticas (claras)

Granulação: fina (até 1mm)

Mineralogia: quartzo (30%), feldspato (30%), biotita (20%), muscovita (15%), epidoto (5%)

Descrição Microscópica

Estrutura: bandada

Textura: nematolepidogranoblástica, intercaladas com bandas nematogranolepidoblásticas

Granulação: fina a média (0,2 – 1,5 mm), dependendo da banda

Mineralogia: quartzo, muscovita, biotita, epidoto/clinozoisita, opacos, carbonato, plagioclásio (oligoclásio, albita), clorita, FK, titanita, apatita, zircão

Quartzo (25%): ocorre bem distribuído pela rocha, concentrando-se mais nas bandas mais claras. O tamanho dos grãos varia entre 0,2 a 1,5 mm, dependendo da banda em que se localiza. Textura com contatos lobados, com alguns grãos com extinção ondulante. Hábito xenomórfico. Os grãos podem ocorrer deformados, estirados, ajudando a definir a foliação da rocha.

Muscovita (22%): ocorre bem distribuída pela rocha, concentrando-se com maiores cristais nas bandas ricas em biotita. Varia entre 0,05 e 1 mm, dependendo da banda em que ocorre (maiores nas escuras). Hábito idiomórfico, em fibras, placas, que ocorrem orientadas e definem muito bem a foliação da rocha. Podem ocorrer no interior de plagioclásio, junto com epidoto/clinozoisita.

Biotita (15%): ocorre concentrada na metade superior da lâmina (a partir de onde começa a haver intercalações de bandas); varia entre 0,05 mm (próximo ao contato com a grauvaca, porção inferior da lâmina) e 1,2 mm (bandas ricas em biotita e muscovita). Hábito idiomórfico, em fibras, placas, orientadas, que definem muito bem a foliação da rocha.

Epidoto (7%)+*clinozoisita* (3%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, com tamanho variando entre 0,05 e 0,4 mm. Os cristais maiores ocorrem nas bandas ricas em micas. Na grauvaça, ocorrem com tamanho pequeno. Tem hábito subidiomórfico a idiomórfico (formas hexagonais), ocorrendo de maneira orientada na rocha, e ajudando a definir a foliação. Podem ocorrer no interior de plagioclásio, junto com muscovita.

Opacos (pirrotita? - 2%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Tem hábito xenomórfico, e ocorrem de maneira orientada na rocha.

Carbonato (3%): ocorre mais concentrado nas porções claras, mais granoblásticas da rocha. Tem tamanho entre 0,1 e 1,7 mm. Hábito xenomórfico, granular, ocorrendo estirados, orientados, ajudando a definir a foliação da rocha.

Plagioclásio (oligoclásio –An 26 – 10%, albita 8%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, com hábito xenomórfico a subidiomórfico (tabular). Apresentam, algumas vezes, geminação deformada. Tamanho médio de 0,4 mm. Ocorrem estirados, deformados, e podem conter epidoto/clinozoisita + muscovita em seu interior (poiquilítico).

FK (microclínio – 5%): tamanho médio de 0,3 mm, bem distribuído pela rocha. Geminação característica, em cruz, é rara. O hábito é xenomórfico a subidiomórfico (tabular).

Clorita (traços): ocorre muito raramente, com hábito xenomórfico e tamanho de ~0,2 mm.

Titanita (traços): apresenta hábito xenomórfico, ocorrendo na grauvaça. Tem tamanho médio de 0,2 mm, e ocorre raramente. Os cristais orientam-se de acordo com a foliação.

Apatita (traços): hábito subidiomórfico (tendendo a hexágonos), ocorrendo muito raramente. Ocorre nas bandas ricas em quartzo, biotita e muscovita. Tem tamanho de 0,03 a 0,2 mm.

Zircão (traços): hábito subidiomórfico a idiomórfico (prismático), ocorrendo no interior de cristais de biotita, e produzindo halo nesta. Podem ocorrer também no interior de outros minerais, como quartzo.

Formação ou recrystalização com a foliação

	Pré-Sn (Magmático)	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz		-----			
Plg		-----			
FK		-----			
Musc		-----	-----	-----	
Biot		-----	-----	-----	
Carb		-----	-----		
Ep+Czn		-----			
Chl			-----		
Ap		-----	-----		
Tit		-----			
Zir	-----				
Op		-----			

Observações: presença de feições de cisalhamento menos evidentes que em outras lâminas; presença de arcos poligonais; presença de dobras na foliação

Interpretação: metamorfismo em fácies xisto verde, de baixo grau, de ritmito/turbidito (pelito e grauvaça), de fundo oceânico. Metamorfismo progressivo.

Nome da rocha: epidoto-biotita-muscovita-plagioclásio-quartzo xisto blastomilonítico

Protólito: ritmito/turbidito (pelito+grauvaça, com carbonato, possivelmente; marga)

Descrição Macroscópica

Cor: amarelada

Estrutura: xistosa

Textura: granolepidoblástica, porfiroblástica

Granulação: fina (até 1mm)

Mineralogia: muscovita (85%), granada (10%), quartzo (5%)

Descrição Microscópica

Estrutura: xistosa, bem foliada

Textura: granolepidoblástica, porfiroblástica (granada)

Granulação: matriz fina (0,1 - 1mm), com alguns porfiroblastos de granada que podem chegar até a ~3,5 mm.

Mineralogia: muscovita, granada, quartzo, zircão

Muscovita (83%): ocorre com predomínio absoluto pela rocha, constituindo o mineral de maior presença nesta. Ocorre com hábito idiomórfico, em fibras, placas. Tem tamanho variando entre 0,1 e 1 mm. Ocorre orientada, estirada em alguns grãos, e define a foliação da rocha.

Granada (10%): ocorre bem distribuída pela rocha, sendo o segundo mineral mais abundante, depois da muscovita. Tem tamanho variando entre 0,1 e 3,5 mm, predominando os grãos de ~0,7 mm. A maioria dos grãos é idiomórfica, enquanto uma minoria ocorre com hábito xenomórfico. Ocorre quase sempre deformada, estirada, orientada de acordo com a foliação da rocha e ajudando a orientá-la. O mineral apresenta cor avermelhada, alaranjada, devido à forte presença de óxido de Fe gerado pelo intemperismo. Também devido ao intemperismo ocorre quase sempre esburacada. Quase todos os cristais são zoneados, sendo que às vezes é possível observar o zoneamento deformado. Tem inclusão de zircão em seu interior, aparentemente ovalado (zircão retrabalhado, com granada crescendo posteriormente ao zircão? – CV – 02B).

Quartzo (7%): ocorre em pouca quantidade na rocha, bem distribuído pela mesma. Tem hábito xenomórfico, textura com contatos lobados, extinção ondulante em alguns grãos. Concentra-se mais na forma de lentes. O tamanho varia entre 0,2 e 1,3 mm. Estão deformados, estirados, orientados segundo a foliação da rocha, e ajudando um pouco a defini-la.

Zircão (traços): ocorre raramente na rocha, com hábito xenomórfico a idiomórfico (bipiramidal), e tamanho de ~0,03 mm. Está bem distribuído pela rocha. Ocorre incluso em granada, com hábito bipiramidal ovalado (CV – 02B), e com zoneamento da granada amoldando-se ao seu redor (zircão que sofreu retrabalhamento, e granada posterior ao mesmo?).

Formação ou recristalização com a foliação

	Pré-Sn	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz		-----			
Musc		-----	-----	-----	
Grt		-----			
Zir	-----	-----			

Observações: granada englobando zircão; não há evidências cinemáticas na granada

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, sem evidências da condição do metamorfismo (progressivo ou retrógrado). Metamorfismo de rochas pelíticas de fundo oceânico, com muita presença de argilominerais ricos em Al, e pouca presença de material mais grosso, de pior seleção (quartzo), na forma de grãos soltos ou de lentes.

Nome da rocha: quartzo-granada-muscovita xisto blastomilonítico

Protólito: pelito de fundo oceânico, com poucas e finas lentes de arenito e grãos de quartzo intercalados.

01 – 31,65† (nome de campo: milonito anastomosado)

Descrição Macroscópica

Cor: acinzentada

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: bandas mais granolepidoblásticas e bandas mais lepidogranoblásticas; porfiroblástica e porfiroclástica

Granulação: fina (até 1mm), com porfiroblastos e porfiroclastos de até 4mm

Mineralogia: quartzo (33%), feldspato (30%), biotita (10%), muscovita (20%), epidoto (5%), pirita (2%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: nematolepidogranoblástica, com porções porfiroblásticas (biotita, pirita, apatita e carbonato), porfiroclásticas (plagioclásio) e poiquilíticas (plagioclásio)

Granulação: matriz fina (0,3 mm), com porfiroblastos de biotita, pirita, apatita e carbonato de até 4 mm e porfiroclastos de plagioclásio de até 2 mm.

Mineralogia: quartzo, muscovita, biotita, epidoto/clinozoisita, apatita, opacos (pirita), carbonato, plagioclásio (oligoclásio, albita), FK (ortoclásio+microclínio), zircão, titanita

Plagioclásio (oligoclásio – An 27 – 10%, albita 20%): hábito xenomórfico, bem distribuído nas bandas ricas em quartzo; pode ocorrer com geminação deformada. Tem porfiroclastos com até 2 mm de tamanho, com epidoto+clinozoisita e muscovita inclusos em seu interior (poiquilítico). Forma mesoperitita com FK. O tamanho médio dos grãos é de 0,4 mm, e pode apresentar extinção ondulante.

Quartzo (21%): ocorre bem distribuído pela rocha, com hábito xenomórfico, textura com contatos lobados, extinção ondulante em alguns grãos, e tamanho entre 0,05 e 0,5 mm. Alguns grãos ocorrem deformados, estirados, auxiliando na definição da foliação da rocha.

Muscovita (20%): hábito idiomórfico, em placas, fibras, com tamanho de 0,05 a 1 mm. Distribui-se principalmente em bandas. É o principal mineral a definir foliação na rocha. É

incolor e tem pleocroísmo tendendo a levemente amarronzado. Pode ocorrer no interior de cristais de plagioclásio.

Biotita (7%): hábito idiomórfico, em placas, fibras, e tamanho de 0,05 a 2 mm. Ocorre concentrada em bandas onde a biotita predomina sobre a muscovita. Ajuda a definir a foliação da rocha. Tem cor verde musgo, com pleocroísmo variando de alaranjado a verde musgo. Pode ocorrer porfiroblástica.

Epidoto (4%)+*clinozoisita* (1%): hábito subidiomórfico (tendendo a prismas) a xenomórfico, com tamanho de 0,05 a 0,4 mm; concentra-se mais nas bandas ricas em muscovita e biotita, estando orientado de acordo com a foliação da rocha, e ajudando a definir a mesma. Pode ocorrer no interior de cristais de plagioclásio.

FK (ortoclásio+microclínio – 5%): tem hábito xenomórfico, e ocorre bem distribuído nas bandas ricas em quartzo. Tem geminação Carlsbad (ortoclásio), mas também pode ocorrer sem geminação. Forma mesoperitita com plagioclásio, e tem tamanho variando entre 0,2 e 1 mm.

Apatita (4%): ocorre com hábito subidiomórfico (tendendo a hexágonos), concentrada junto ao carbonato e à biotita. Tem tamanho de 0,35 a 1,3 mm; pode ocorrer englobando pirita. Pode ser porfiroblástica.

Carbonato (4%): hábito xenomórfico, concentrado junto à biotita e à apatita. Ocorre deformado, estirado. Tem tamanho de 0,25 a 4 mm. Pode ocorrer englobando pirita. Pode ser porfiroblástico.

Opacos (pirita? - 3%): tem hábito xenomórfico a subidiomórfico, concentrados nas bandas micáceas, e orientados de acordo com a foliação da rocha, ajudando a defini-la. Têm tamanho variando de 0,05 a 2 mm (porfiroblastos).

Titanita (traços): apresenta hábito xenomórfico, ocorrendo nas porções mais quartzosas. Tem tamanho de ~0,4 mm.

Zircão (traços): ocorre incluso em biotita, evidenciado pela presença do halo de radiação. Hábito idiomórfico, com formas retangulares, e com tamanho de até 0,05 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Pré-Sn	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz		-----	-----		
Musc		-----	-----		
Biot		-----	-----		
Ep+Czn		-----	-----		
Ap		-----	-----		
Carb		-----	-----		
Plg	-----	-----	-----		
FK	-----	-----	-----		
Op (Py?)		-----	-----		
Zir	-----	-----			
Tit	-----	-----			

Observações: foliação milonítica SC anastomosada

Interpretação: metamorfismo progressivo, de baixo grau, em fácies xisto verde, de ritmito

Nome da rocha: biotita-muscovita-quartzo-plagioclásio xisto blastomilonítico

Protólito: rocha rica em quartzo e argilas; ritmito rico em porções arenosas e porções pelíticas intercaladas.

05 – 205,55 A↑ (nome de campo: milonito menos anastomosado)

Descrição Macroscópica

Cor: acinzentada

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: bandas mais granolepidoblásticas e bandas mais lepidogranoblásticas

Granulação: fina (até ~1mm)

Mineralogia: quartzo (35%), feldspato (20%), biotita (8%), muscovita (11%), epidoto (5%), clorita (15%), pirita (3%), magnetita (traços), granada (3%)

Descrição Microscópica

Estrutura: bandada, foliada, com intercalações de porções mais grosseiras, de baixa seleção, com porções pelíticas

Textura: intercalação entre nematolepidogranoblástica e nematogranolepidoblástica

Granulação: fina-média, com bandas/porções mais finas (~0,2 mm em média) e bandas/porções mais grossas (~1,5 mm, em média). Os cristais vão de 0,05 mm a 2,3 mm.

Mineralogia: quartzo, muscovita, carbonato, clorita, biotita, epidoto/clinozoisita, granada, opacos (pirrotita?, pirita?), plagioclásio (oligoclásio, An 23, albita), FK (microclínio, ortoclásio), apatita

Quartzo (28%): ocorre bem distribuído pela rocha, concentrando-se especialmente nas bandas mais claras. Tem tamanho entre 0,05 e 2,3 mm, dependendo da banda. Textura de grãos com contatos lobados, e alguns grãos apresentam extinção ondulante. Tem hábito xenomórfico. Os grãos ocorrem estirados, ajudando a definir a foliação da rocha.

Plagioclásio (oligoclásio, An 23 - 3% + albita, 12%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, concentrando-se nas bandas mais granoblásticas. Hábito xenomórfico a subidiomórfico (tendendo a tabular), e tamanho entre 0,2 e 1,2 mm. Ocorrem em geral estirados. Podem conter em seu interior muscovita e epidoto/clinozoisita.

Clorita (15%): ocorre bem distribuída pela rocha, concentrando-se mais, e com cristais maiores, em algumas bandas, junto com muscovita e biotita. Ocorre orientada, definindo muito bem a foliação da rocha. Hábito xenomórfico a idiomórfico (placas, fibras), com tamanho entre 0,1 e 1,5 mm. Parece ocorrer substituindo granada e biotita em alguns cristais.

Muscovita (12%): ocorre bem distribuída pela rocha, concentrando-se mais, e com cristais maiores, em algumas bandas, ocorrendo de modo orientado e definindo muito bem a foliação da rocha. Pode ocorrer no interior de plagioclásio, junto com epidoto/clinozoisita. Tem hábito idiomórfico, em placas, fibras. O tamanho varia entre 0,1 e 1,3 mm.

Biotita (8%): assim como a muscovita e a clorita, ocorre bem distribuída pela rocha, também concentrando-se mais e com cristais maiores nas bandas mais micáceas. Ocorre orientada, definindo muito bem a foliação da rocha. Hábito idiomórfico (placas, fibras), com tamanho entre 0,1 e 0,8 mm. Em alguns cristais, parece ser substituída por clorita.

Epidoto (5%) + *clinozoisita* (3%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, com os cristais maiores concentrados nas bandas mais micáceas. O tamanho varia entre 0,1 e 0,3 mm. Tem hábito xenomórfico a idiomórfico (formas de losangos, hexágonos, prismas); ocorrem orientados, ajudando um pouco a definir a foliação da rocha. Podem ocorrer no interior de cristais de plagioclásio, junto com muscovita.

Carbonato (4%): ocorre mais concentrado nas porções mais granoblásticas da rocha, e também em um veio. Tem tamanho entre 0,2 e 0,7 mm. Hábito xenomórfico, granular; os grãos podem ocorrer um pouco estirados.

Opacos (pirrotita?, pirita? – 4%): hábito xenomórfico a subidiomórfico (tendendo a retangular), com tamanho entre 0,1 e 0,8 mm; ocorrem bem distribuídos pela rocha. Estão orientados de acordo com a foliação.

Granada (3%): ocorre mais concentrada nas bandas mais granoblásticas. Tem hábito xenomórfico a subidiomórfico (tendendo a dodecaedros), e tamanho de 0,2 a 1,8 mm. Não contém inclusões, mas algumas estão bastante esburacadas. Parece ter sido substituída por clorita.

FK (*microclínio* - 1% + *ortoclásio* – 1%): muito raro, com tamanho de ~0,4 mm, ocorrendo nas bandas mais granoblásticas. Hábito subidiomórfico (tendendo a tabular).

Apatita (1%): hábito xenomórfico a idiomórfico (formas hexagonais), bem distribuída pela rocha. Tem tamanho entre 0,1 e 0,4 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----			
Musc	-----			
Chl	-----	-----		
Biot	-----			
Carb	-----	-----		
Ep+Czn	-----			
Plg	-----			
FK	-----			
Grt	-----			
Op	-----			
Ap	-----			

Observações: quartzo fitado; concentração de granada nas porções mais granoblásticas; substituição de granada e de biotita por clorita

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, progressivo, fácies xisto verde, de ritmito de fundo oceânico. Alcançou a zona da granada. Metamorfismo de porções mais ricas em argilas, mais pelíticas (pelitos ricos em Al para micas e granada), intercaladas com porções mais clásticas, mais grossas, com quartzo e feldspato. O retrometamorfismo associado às zonas de cisalhamento alcançou a zona da clorita, ainda em fácies xisto verde, o que explica a substituição de granada e de biotita por clorita.

Nome da rocha: biotita-muscovita-albita-clorita-quartzo xisto blastomilonítico

Protólito: ritmito de fundo oceânico (intercalação entre porções pelíticas porções areníticas mal selecionadas)

Descrição Macroscópica

Cor: acinzentada

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: bandas mais granolepidoblásticas e bandas mais lepidogranoblásticas; porfiroclástica

Granulação: fina (até 1mm), com porfiroclastos de até 3,5 mm

Mineralogia: quartzo (30%), feldspato (30%), biotita (10%), muscovita (20%), epidoto (8%), pirita (2%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliação milonítica

Textura: porções poiquilíticas, porfiroclásticas, com predomínio de porções nematolepidogranoblásticas

Granulação: matriz fina (~0,3 mm), com porções porfiroclásticas (plagioclásio de até 3,5 mm)

Mineralogia: quartzo, plagioclásio (oligoclásio, An 25, albita), muscovita, biotita, epidoto/clinozoisita, carbonato, opacos, titanita

Quartzo (35%): ocorre bem distribuído pela rocha, com textura de contatos lobados, extinção ondulante em alguns grãos, hábito xenomórfico, tamanho entre 0,05 e 2 mm. Alguns grãos ocorrem estirados, deformados, auxiliando na definição da foliação da rocha.

Plagioclásio (albita – 29% + oligoclásio, An 25 – 5%): ocorre com hábito xenomórfico, bem distribuído pela rocha. Tem tamanho de 0,05 a 3,5 mm (porfiroclastos). Inclusos em seu interior (cristais poiquilíticos), podem ocorrer epidoto/clinozoisita e muscovita. Pode ocorrer deformado, estirado, ajudando a definir a foliação da rocha.

Muscovita (10%): hábito idiomórfico, em fibras, placas, com tamanho de até ~1 mm. Ajuda a definir a foliação da rocha, ocorrendo orientada, em geral, em finas bandas (~0,02 mm de

espessura). Também ocorre no interior de cristais de plagioclásio. É incolor, com leve pleocroísmo tendendo a amarronzado.

Epidoto (4%) + *clinozoisita* (4%): hábito xenomórfico a subidiomórfico (formas tendendo a cubos), com tamanho de ~0,3 mm. Ocorre bem distribuído pela rocha. Estão orientados, e ajudam a definir a foliação da rocha. Ocorre também no interior do plagioclásio.

Opacos (pirita?, pirrotita? - 5%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, com hábito xenomórfico a subidiomórfico (tendendo a cubos), e tamanho de 0,05 a 0,6 mm. Acompanham a foliação da rocha, ajudando a defini-la.

Carbonato (4%): tem hábito xenomórfico, granular, com tamanho de ~0,4 mm; é bem distribuído pela rocha, ocorrendo deformado, estirado, acompanhando e ajudando a definir a foliação da rocha.

Titanita (3%): xenomórfica, pode ocorrer poiquilítica em raros grãos, englobando opacos, plagioclásio, quartzo e biotita. Bem distribuída pela rocha, com tamanho de ~0,4 mm. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

FK (*microclínio* - 3%): ocorre muito raramente, com hábito xenomórfico, ~0,5 mm de tamanho.

Biotita (2%): ocorre raramente na rocha, tendo cor laranja, e pleocroísmo variando de laranja claro a escuro. Ocorre dispersa pela rocha, com tamanho de ~0,3 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Pré-Sn	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----	-----			
Plg	-----	-----			
Musc		-----	-----		
Biot		-----			
Ep+Czn		-----			
Carb		-----			
Tit		-----	-----		
Op		-----			
FK	-----	-----			

Observações: foliação milonítica

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, em arenito rico em plagioclásio e pobre em FK de fundo oceânico. Metamorfismo progressivo.

Nome da rocha: epidoto-muscovita-albita-quartzo xisto blastomilonítico porfiroclástico

Protólito: arenito muito rico em plagioclásio e pobre em FK, ou ainda *chert* com albita sódica introduzida quimicamente (hidrotermalismo?)

Granulômetro: areia (até 1mm) com porfiroclastos de até 3,5mm

Mineralogia: quartzo (30%), feldspato (20%), albita (15%), muscovita (5%), epidoto (5%), garneta (5%), clorita (10%), carbonato (1%)

Textura: foliação milonítica

Descrição microscópica:

Quartzo: foliado, xisto

Feldspato: foliado, xisto

Epidoto: foliado, xisto

Granulação: média fina (0,1 a 0,2mm), com porfiroclastos de granada entre 2,2 e 3,5mm

Mineralogia: quartzo, feldspato, muscovita, granada, epidoto, clorita, carbonato, albita, opatita, oligoclásio

Textura: foliação milonítica

Quartzo (30%), ocorre bem distribuído pela rocha, com tamanho de 0,05 a 1,4 mm. Apresenta foliação com contatos lobados, em núcleo metamórfico, com os grãos aderindo de maneira difusa, aderindo na direção da foliação da rocha.

Feldspato (20%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Epidoto (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Granada (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Granada (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Granada (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Granada (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Granada (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

Granada (5%) tem núcleo metamórfico (albita), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Apresenta foliação, aderindo muito bem a foliação da rocha. Parece apresentar granada e ser aderido ao feldspato. Ocorre bem distribuído pela rocha.

05 – 205,55 B↑ (nome de campo: xisto)

Descrição Macroscópica

Cor: esverdeada, preta, com pequenas porções avermelhadas

Estrutura: xistosa

Textura: lepidogranoblástica; porfiroblástica

Granulação: fina (até 1mm), com porfiroblastos de até 3,5mm

Mineralogia: quartzo (35%), feldspato (20%), biotita (15%), muscovita (5%), epidoto (5%), granada (5%), clorita (10%), carbonato (5%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada, xistosa

Textura: nematolepidogranoblástica, poiqui-porfiroblástica

Granulação: matriz fina (~0,1 a 0,7mm), com porfiroblastos de granada entre 2,2 e 3,5 mm

Mineralogia: quartzo, biotita, muscovita, granada, epidoto/clinozoisita, clorita, opacos, carbonato, apatita, plagioclásio (albita + oligoclásio)

Quartzo (28%): ocorre bem distribuído pela rocha, com tamanho de 0,05 a 0,4 mm. Apresenta textura com contatos lobados; tem hábito xenomórfico, com os grãos ocorrendo de maneira orientada, estirada, auxiliando na definição da foliação da rocha.

Biotita (20%): tem hábito idiomórfico (placas, fibras), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Ocorre orientada, definindo muito bem a foliação da rocha. Parece substituir granada e ser substituída por clorita. Ocorre bem distribuída pela rocha.

Plagioclásio (albita – 14% + oligoclásio – 2%): ocorre bem distribuída na rocha, quase sempre sem geminação ou com esta muito mal desenvolvida. Hábito xenomórfico, e tamanho entre 0,1 e 0,2 mm. Podem ocorrer orientados, auxiliando na definição da foliação da rocha.

Clorita (10%): ocorre também bem distribuída pela rocha, com hábito xenomórfico a idiomórfico (fibras, placas), com tamanho entre 0,05 e 0,7 mm. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha. Parece ocorrer substituindo granada e biotita.

Epidoto (7%) + *clinozoisita* (3%): ocorre bem distribuído pela rocha, com tamanho entre 0,1 e 0,4 mm. Os cristais maiores estão mais associados às porções, às bandas mais micáceas da rocha. Hábito xenomórfico a idiomórfico (formas losangulares, prismáticas); ocorrem parcialmente orientados.

Muscovita (5%): ocorre bem distribuída pela rocha, com hábito idiomórfico (em fibras, placas), e tamanho variando entre 0,2 e 0,7 mm. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Granada (5%): ocorre na forma de porfiroblastos poiquilíticos, com tamanho entre 2,2 e 3,5 mm; tem hábito subidiomórfico (tendendo a retângulos). Estão rotacionados, indicando a ação de cisalhamento. Parece ser substituída por biotita e por clorita.

Opacos (2%): tem hábito xenomórfico a idiomórfico (fibras, prismas), com tamanho de 0,05 a 0,3 mm. Ocorrem bem distribuídos pela rocha. Orientam-se de acordo com a foliação.

Carbonato (4%): ocorre com hábito xenomórfico, granular, com tamanho de 0,1 a 0,4 mm; ocorre de maneira estirada. É bem distribuído pela rocha.

Apatita (traços): ocorre com hábito subidiomórfico, com tamanho de ~0,2 mm, sendo rara na rocha, mas bem distribuída.

Formação ou recrystalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----			
Plg	-----			
Biot	-----			
Musc	-----	--		
Chl	-----	-----		
Ep+Czn	-----			
Grt	-----			
Op	-----			
Carb	-----			
Ap	-----			

Observações: clorita substituindo biotita; granada substituída por clorita e biotita; foliação milonítica SC

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, zona da granada, progressivo; a presença de zonas de cisalhamento gerou milonitização na rocha, com presença de estruturas SC em micas, rotação de porfiroblastos, recrystalização de quartzo e plagioclásio. Durante o cisalhamento, retrometamorfismo para zona da clorita, ainda em fácies xisto verde. A rocha metamorfisada era rica em argilas (micas, granada – ricos em Al) e em porções mais clásticas, mais areníticas, ricas em quartzo e feldspato.

Nome da rocha: granada-muscovita-epidoto-clorita-albita-biotita-quartzo xisto blastomilonítico

Protólito: rocha rica em argilominerais, quartzo e albita, sendo estes de granulação maior; mistura entre porções pelíticas e porções areníticas (ritmito)

05 – 143,70 ↑ (nome de campo: protomilonito de turbidito)

Descrição Macroscópica

Cor: esverdeada, preta, alaranjada

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: bandas mais granolepidoblásticas e bandas mais lepidogranoblásticas

Granulação: fina (até 1mm)

Mineralogia: quartzo (24%), K-feldspato (20%), biotita (15%), muscovita (5%), epidoto (8%), clorita (8%), plagioclásio (20%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada (foliação milonítica), bandada (intercalação pelito+arenito)

Textura: lepidogranoblástica (arenito) e granolepidoblástica (pelito), intercaladas

Granulação: fina (0,05 – 1,0 mm; raros cristais de até 1,3 mm)

Mineralogia: quartzo, biotita, clorita, muscovita, epidoto/clinozoisita, FK (microclínio + ortoclásio), opacos (pirita?, pirrotita?), apatita, carbonato, zircão, plagioclásio (albita), hornblenda, titanita

Quartzo (20%): ocorre bem distribuído pela rocha, com hábito xenomórfico, textura com contatos lobados, extinção ondulante em alguns grãos. Tamanho de 0,05 a 1,3 mm. Grãos estirados, deformados, que ajudam a definir a foliação da rocha.

Plagioclásio (albita – 15% + oligoclásio – 3%): ocorre nas porções mais lepidogranoblásticas da rocha. Tem hábito subidiomórfico (tabular), e tamanho de ~0,3 mm.

Biotita (20%): ocorre com hábito idiomórfico (fibras, placas) a xenomórfico, bem distribuída pela rocha, mas mais concentradas nas bandas pelíticas; tem tamanho de 0,05 a 0,5 mm. Ocorre orientada, definindo muito bem a foliação da rocha. Engloba cristais de zircão. Parece ser substituída por clorita.

FK (microclínio – 10% + ortoclásio – 3%): ocorre nas porções mais lepidoblásticas da rocha; hábito subidiomórfico (tendendo a tabular), com tamanho dos grãos de ~0,3 mm.

Clorita (10%): ocorre bem distribuída pela rocha, com hábito xenomórfico a subidiomórfico, e tamanho variando entre 0,1 e 1 mm. Ajuda a definir a foliação da rocha, ocorrendo orientada. Parece substituir biotita.

Epidoto (7%) + clinozoisita (3%): ocorre bem distribuída pela rocha, com hábito subidiomórfico a idiomórfico (tendendo a formas de losangos) e tamanho de 0,1 a 0,3 mm. Alguns grãos ocorrem estirados, orientados de acordo com a foliação da rocha, ajudando a defini-la.

Opacos (pirita?, pirrotita? – 5%): ocorrem bem distribuídos pela rocha, com tamanho entre 0,1 e 0,3 mm. Apesar de ocorrer em toda a rocha, concentram-se mais nas porções mais granolepidoblásticas, ocorrendo de maneira orientada em relação à foliação da rocha, e ajudando a defini-la. Tem hábito xenomórfico a subidiomórfico (formas cúbicas, retangulares), com alguns cristais deformados, estirados (retângulos?).

Muscovita (3%): ocorre raramente na rocha, bem distribuída por esta, com hábito idiomórfico (fibras, placas) e tamanho de 0,3 a 1,3 mm. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Carbonato (1%): ocorre raramente na rocha, mas de maneira bem distribuída pela mesma. Hábito xenomórfico, granular, com tamanho dos grãos variando entre 0,1 e 0,3 mm.

Apatita (traços): hábito subidiomórfico (tendendo a formas hexagonais), bem distribuída pela rocha, com tamanho entre 0,1 e 0,3 mm. Ocorre raramente.

Zircão (traços): ocorre no interior de alguns cristais de biotita, sendo um mineral muito raro na rocha. Hábito idiomórfico (prismático, tendendo a bipiramidal), com tamanho de até 0,03 mm.

Hornblenda (traços): ocorre raramente na rocha, como fragmentos minerais, com hábito xenomórfico e tamanho de 0,3 mm. Ocorre fraturada.

Titanita (traços): tem hábito subidiomórfico, com tamanho de 0,1 mm. Ocorre muito raramente na rocha.

Formação ou recristalização com a foliação

	Pré-Sn	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz		-----			
Biot		-----			
Chl		-----	-----		
Musc		-----			
Ep+Czn		-----			
FK		-----			
Plg		-----			
Op		-----			
Ap		-----	-----		
Carb		-----			
Zir	-----				
Horn	-----				
Tit		-----			

Observações: presença de resto de hornblenda na rocha (fragmento mineral); presença de clorita substituindo biotita

Interpretação: metamorfismo de ritmito (pelito + arenito) de fundo oceânico, que alcançou a fácies xisto verde. Metamorfismo de baixo grau, progressivo, associado a retrometamorfismo por zonas de cisalhamento

Nome da rocha: epidoto-clorita-biotita-albita-quartzo xisto blastomilonítico

Protólito: ritmito (pelito + arenito)

02 – 34,60 ↑ (nome de campo: milonito vermelho)

Descrição Macroscópica

Cor: esbranquiçada, avermelhada

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: bandas mais granolepidoblásticas e bandas mais lepidogranoblásticas

Granulação: fina (até 1mm)

Mineralogia: quartzo (35%), K-feldspato (25%), muscovita (10%), epidoto (10%), plagioclásio (20%)

Descrição Microscópica

Estrutura: bandada

Textura: bandas finas (0,2 mm de espessura) com textura nematolepidoblástica intercaladas com bandas mais espessas (1,2 mm de espessura) de textura nematolepidogranoblástica

Granulação: fina (< 1,0 mm)

Mineralogia: quartzo, muscovita, epidoto/clinozoisita, carbonato, plagioclásio (oligoclásio + albita), FK (microclínio), opacos (magnetita?, pirita?)

Quartzo (37%): ocorre com predomínio absoluto pela lâmina, com textura com contatos lobados, hábito xenomórfico, extinção ondulante em alguns grãos. O tamanho dos grãos varia entre 0,05 e 0,7 mm. Ocorrem estirados, ajudando a marcar a foliação da rocha.

FK (microclínio - 25%): concentra-se nas bandas mais ricas em quartzo; tem tamanho entre 0,1 e 0,3 mm, e hábito xenomórfico, granular. Ocorre estirado, ajudando a definir o bandamento da rocha.

Plagioclásio (albita – 15 % + oligoclásio, An 25 – 3%): ocorre mais concentrado nas bandas mais ricas em quartzo; tem tamanho entre 0,1 e 0,7 mm. O hábito é xenomórfico, granular. Ocorrem estirados, ajudando a definir o bandamento da rocha.

Muscovita (10%): ocorre com hábito idiomórfico, em fibras, placas. O tamanho dos grãos varia de 0,05 a 0,4 mm. Distribui-se principalmente em bandas, junto com epidoto e

clinozoisita, ajudando a definir o bandamento da rocha. É incolor, com pleocroísmo tendendo a levemente amarronzado.

Epidoto (5%) + *clinozoisita* (2%): ocorre mais concentrado nas bandas com muscovita, ajudando a definir o bandamento da rocha. Estão orientados. Tem hábito subidiomórfico (arredondado), e tamanho variando de 0,05 a 0,3 mm.

Carbonato (3%): tem hábito xenomórfico, granular, com tamanho médio de 0,4 mm. Ocorre mais concentrado nas bandas ricas em quartzo. Ocorre estirado, orientado, acompanhando o bandamento.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----			
Carb	-----			
Musc	-----			
Plg	-----			
FK	-----			
Ep+Czn	-----			

Observações: bandamento praticamente retilíneo; presença de dobras geradas pelo cisalhamento no canto da lâmina

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, em fácies xisto verde, de arenito rico em quartzo e feldspatos, de fundo oceânico. Intercalados ao arenito, haviam finas bandas de pelito (dada pela presença de muscovita)

Nome da rocha: epidoto-muscovita-albita-microclínio-quartzo blastomilonito (não chega a ser um xisto)

Protólito: ritmito, com intercalação entre arenito rico em quartzo e feldspatos e pelito, ou marga rica em quartzo e feldspatos

REGIONAIS

CV - 01 (nome de campo: gondito)

Descrição Macroscópica

Cor: acinzentada, avermelhada

Estrutura: bandada

Textura: bandas granolepidoblásticas intercaladas com bandas lepidogranoblásticas

Granulação: fina (<1 mm)

Mineralogia: muscovita (65%), granada (35%)

Descrição Microscópica

Estrutura: bandada, xistosa

Textura: bandas nematolepidoblásticas intercaladas com bandas lepidonematoblásticas e bandas granolepidoblásticas

Granulação: matriz fina (~0,7 mm) com microporfiroblastos de cloritóide (até ~2,5 mm)

Mineralogia: muscovita, sericita, cloritóide, quartzo, opacos, turmalina

Muscovita (20%): hábito idiomórfico, com tamanho médio de ~0,7 mm, ocorrendo de modo geral orientada na rocha, ajudando a definir a foliação da mesma. Ocorre mais concentrada em algumas porções da rocha. Alguns cristais não estão orientados.

Sericita (25%): muito fina (<0,1 mm), ocorre como produto de alteração intempérica, assim como o óxido de ferro que dá a cor avermelhada à rocha (limonita?). Ver muscovita.

Cloritóide (40 %): Ocorre como porfiroblastos de até ~2,5 mm de tamanho, tendo cor azulada; não estão orientados na rocha. Estão alterados, e liberam óxido de ferro. Tem hábito idiomórfico (prismático). Ocorrem mais concentrados em alguns locais da rocha.

Turmalina (7%): ocorre mais concentrada em algumas bandas, associada à muscovita. Podem formar lentes devido aos esforços cisalhantes. Tem hábito idiomórfico (hexagonal), e tamanho de até 0,2 mm.

Opacos (5%): estão bastante deformados, estirados, ocorrendo nas bandas mais ricas em muscovita, assim como a turmalina. Tem hábito subidiomórfico a idiomórfico (formas tendendo a cubos estirados, retângulos) e tamanho de até ~0,3 mm.

Quartzo (3%): ocorre raramente na rocha, estando deformado, lenticularizado. Hábito xenomórfico, e tamanho de até ~1,0 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Intemperismo
Musc	-----	-----	
Ser			-----
Ctd	-----	-----	
Tur	-----		
Qtz	-----		
Op	-----		

Observações: parte da muscovita e todo o cloritóide crescem após Sn, de maneira caótica (pico da temperatura posterior ao de pressão?); opacos bastante deformados, estirados, assim como o quartzo; turmalina bem formada, mas acompanhando Sn; sericita produto de intemperismo

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, bem definido pela presença de cloritóide na rocha. Metamorfismo de ambiente de fundo oceânico, rico em B (turmalina), Al (muscovita), Fe (cloritóide). Pico da temperatura posterior ao de pressão? (porfiroblastos de cloritóide e alguns de muscovita sem orientação)

Nome da rocha: turmalina-cloritóide-muscovita xisto

Protólito: sedimentos pelágicos de fundo oceânico, ricos em B, Al e Fe

Descrição Macroscópica

Cor/Heterogeneidades: branca

Estrutura: foliada

Textura: lepidogranoblástica

Granulação: média (1 – 5 cm)

Mineralogia: quartzo (20%), FK (30%), plagioclásio (30%), muscovita (10%), biotita (10%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: matriz nematolepidogranoblástica, com porfiroclastos de microclínio, oligoclásio e quartzo

Granulação: matriz fina (0,1 – 1,0 mm, média de 0,4 mm), com porfiroclastos variando de 1,5 a 4,5 mm.

Mineralogia: quartzo, FK (microclínio), plagioclásio (oligoclásio, albita), biotita, muscovita, epidoto/clinozoisita, sericita, zircão, apatita, titanita, opacos

FK (microclínio – 27%): hábito subidiomórfico (tendendo a tabular); apresentam geminação em cruz. Tem tamanho entre 0,4 e 4,5 mm; pode ocorrer ainda como lamelas exsolvidas em plagioclásio (anti-pertitas). Ocorre bem distribuído pela rocha, e ocorre também como porfiroclastos.

Plagioclásio (albita – 11% + oligoclásio, An 27 – 11%): tem tamanho de 0,5 a 2,8 mm, estando bem distribuído pela rocha. Ocorre como porfiroclastos, apresentando inclusive geminação deformada. São hospedeiros de microclínio, constituindo anti-pertitas. Tem hábito subidiomórfico (tendendo a tabular), e podem conter epidoto/clinozoisita em seu interior, junto com muscovita. Podem também estar alterados.

Quartzo (18%): ocorre com grãos com contatos serrilhados a lobados, com hábito xenomórfico. Tem tamanho de 0,1 a 1,5 mm. Apresentam alguns grãos com extinção

ondulante. Ocorrem grãos de quartzo em fitas, estirados, orientados, que ajudam bem a demarcar a foliação da rocha. Estão bem distribuídos pela rocha.

Muscovita (15%): bem distribuída pela rocha, tem hábito idiomórfico (fibras, placas), e tamanho de 0,1 a 1 mm. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Biotita (7%): tem cor alaranjada, amarronzada, ocorrendo bem distribuída pela rocha, com hábito subidiomórfico a idiomórfico (fibras, placas), e tamanho de 0,1 a 1,6 mm. Ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha. Alguns grãos têm inclusão de zircão, evidenciado pela presença de halo.

Epidoto (4%) + *clinozoisita* (3%): hábito xenomórfico a subidiomórfico (formas tendendo a prismas, hexágonos), estando bem distribuído pela rocha. Apresenta tamanho de 0,1 a 0,8 mm. Alguns raros cristais são poiquilíticos, com inclusões de quartzo; outros raros cristais são geminados.

Apatita (2%): hábito subidiomórfico a idiomórfico (formas hexagonais, cúbicas), bem distribuída pela rocha, e com tamanho de até 0,2 mm.

Sericita (1%): ocorre raramente, preenchendo fraturas ou substituindo minerais alterados; tem hábito idiomórfico (fibras) e tamanho de ~0,1 mm.

Titanita (1%): hábito subidiomórfico, ocorrendo raramente na rocha; tamanho de até 0,6 mm.

Opacos (traços): hábito xenomórfico, sendo bastante raros na rocha; tamanho de até 0,1 mm.

Zircão (traços): ocorre bem distribuído pela rocha, com hábito idiomórfico (cristais bipiramidais). Podem ocorrer também no interior de cristais de biotita, sendo evidenciado pelos halos de radiação. Tem tamanho até 0,05 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Pré-Sn	Sn	Intemperismo
Qtz	-----	-----	
FK	-----	-----	
Plg	-----	-----	
Biot	-----	-----	
Musc	-----	-----	
Ep+Czn	-----	-----	
Ser			-----
Zir	-----	-----	
Ap	-----	-----	
Tit	-----	-----	
Op	-----	-----	

Observações: presença de mirmequitas em alguns grãos; porfiroclastos de plagioclásio com geminação deformada; quartzo com extinção ondulante, e em fitas

Interpretação: o protólito era uma rocha monzogranítica que sofreu deformação associada com o metamorfismo regional. Pela presença de quartzo com extinção ondulante e de plagioclásio com geminação deformada, acredita-se que a rocha sofreu mais esforços após ou no final da recristalização, por influência de uma zona de cisalhamento.

Nome da rocha: protomilonito de monzogranito

Protólito: monzogranito

Descrição Macroscópica

Cor/Heterogeneidades: branca

Estrutura: foliada

Textura: lepidogranoblástica

Granulação: fina (<1 mm)

Mineralogia: quartzo (40%), plagioclásio (40%), muscovita (10%), biotita (10%)

Descrição Microscópica

Estrutura: foliada (foliação milonítica)

Textura: matriz lepidogranoblástica, com microporfiroclastos de plagioclásio poiquilíticos

Granulação: matriz fina (~0,1 a 0,4 mm), com microporfiroclastos de 1,0 mm

Mineralogia: quartzo, plagioclásio (albita, oligoclásio), biotita, muscovita, epidoto/clinozoisita, opacos, apatita

Quartzo (43%): ocorre bem distribuído pela rocha, com hábito xenomórfico, tamanho de 0,1 a 0,6 mm, e alguns grãos com extinção ondulante. Tem contatos lobados. Pequenas lentes de quartzo em fita também ocorrem.

Plagioclásio (albita – 30% + oligoclásio, An 27 – 5%): tamanho de 0,1 a 1,0 mm (maiores como porfiroclastos de oligoclásio), com hábito subidiomórfico (tendendo a tabular) e porfiroclastos poiquilíticos (inclusão de muscovita). Ocorre bem distribuído pela rocha. A albita tende a ter contatos mais lobados, semelhante ao quartzo.

Muscovita (10%): tem hábito idiomórfico (em placas, fibras), com tamanho dos grãos variando entre 0,1 a 0,5 mm; ocorre orientada, ajudando a definir a foliação da rocha.

Biotita (5%): hábito subidiomórfico a idiomórfico (em fibras, placas), ocorrendo orientada na rocha, e ajudando a definir sua foliação. Tem tamanho de 0,1 a 0,4 mm.

Epidoto (2%) + *clinozoisita* (1%): hábito subidiomórfico a idiomórfico (formas tendendo a hexágonos); ocorre em pouca quantidade na rocha, mais concentrado nas bandas micáceas de muscovita e biotita, que definem bem a foliação da rocha.

Opacos (pirita? - 3%): concentram-se também nas porções mais micáceas da rocha, assim como o epidoto/clinozoisita. Tem tamanho de até 0,3 mm, com hábito subidiomórfico a idiomórfico (formas tendendo a cubos).

Apatita (1%): ocorre raramente na rocha, e apresenta hábito idiomórfico (formas hexagonais). Tem tamanho de até 0,05 mm. Ocorre mais associada às porções micáceas da rocha, assim como epidoto/clinozoisita e opacos.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn	Pós-Sn	Sn+1	Pós-Sn+1
Qtz	-----	-----		
Plg	-----	-----		
Biot	-----			
Musc	-----			
Ep+Czn	-----			
Op	-----			
Ap	-----			

Observações: extinção ondulante em alguns grãos de quartzo; plagioclásio porfiroclástico e poiquilítico

Interpretação: a rocha era um tonalito pela composição, que sofreu metamorfismo em fácies xisto verde (deduzido pelo metamorfismo que as outras rochas apresentam, em escala regional) e influência de zona de cisalhamento, sendo milonitizada

Nome da rocha: protomilonito de tonalito

Protólito: tonalito

Descrição Macroscópica

Cor: verde

Estrutura: xistosa, foliada

Textura: lepidoblástica

Granulação: fina (<1 mm)

Mineralogia: clorita (100%)

Foliações e minerais associados: clorita em Sn

Descrição Microscópica

Estrutura: xistosa, foliada

Textura: lepidoblástica

Granulação: fina (~0,2 mm)

Mineralogia: clorita, rutilo

Clorita (98%): hábito idiomórfico, com tamanho variando entre 0,1 e 0,3 mm; domina absolutamente a composição da rocha. Ocorre orientada, definindo a estrutura e a textura da rocha.

Rutilo (2%): ocorre orientado segundo as placas, as fibras de clorita, chegando a concentrar-se mais em algumas faixas localizadas entre as folhas de clorita. Tem hábito subidiomórfico, e tamanho de ~0,05 mm.

Formação ou recristalização com a foliação

	Sn (SC)	Pós-Sn (Pós-SC)	Sn+1	Pós-Sn+1
Chl	-----			
Rut	-----			

Observações: foliação SC na rocha, com foliação crenulada marcada pela clorita

Interpretação: metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, talvez de uma rocha vulcânica máfica (basalto). A influência de uma zona de cisalhamento (milonitização) gerou uma foliação SC crenulada na rocha

Nome da rocha: clorita xisto

Protólito: vulcânica máfica (basalto)

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: *20/02/09*

