

Trabalho de Formatura

Curso de Graduação em Geologia

MODELO ESTRUTURAL DO MACIÇO ROCHOSO DO DEPÓSITO DE COBRE E
OURO DA MINA DA CHAPADA, ALTO HORIZONTE, GO

Nicolás Annunciato

Prof. Dr. Norberto Morales

Rio Claro (SP)

2011

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro (SP)

**MODELO ESTRUTURAL DO MACIÇO ROCHOSO DO
DEPÓSITO DE COBRE E OURO DA MINA DA CHAPADA,
ALTO HORIZONTE, GO**

NICOLÁS ANNUNCIATO

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

*Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho,
para obtenção do grau de Geólogo.*

Rio Claro – SP

2011

552.4 Annunciato, Nicolás
A615m Modelo estrutural do maciço rochoso do Depósito de
Cobre e Auro da Mina da Chapada, Alto Horizonte, GO /
Nicolás Annunciato. - Rio Claro : [s.n.], 2011
67 f. : il., figs., fots., mapas + 4 mapa

Trabalho de conclusão de curso (bacharelado - Geologia)
- Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e
Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales

1. Rochas metamórficas . 2. Metamorfismo. 3. Arco
Magmático de Mara Rosa. 4. Minério. 5. Deformação. I.
Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Para minha mãe Priscila e minha tia Ize (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

À minha mãe Priscila, por todo carinho, dedicação e respeito, e sem ela eu não teria chegado até aqui. À minha tia Ize, que não está mais entre nós, mas que enquanto estava viva fez o possível e o impossível para que eu me tornasse o homem que sou hoje. Gostaria de agradecer também às minhas primas/irmãs Karen e Erica e a toda a minha família.

Agradeço ao geólogo Dr. Helber R. Thomazella, por ter me apresentado a Geologia.

Agradeço à Mineração Maracá Indústria e Comércio do Grupo Yamana Gold Inc., que subsidiou este trabalho em todas as suas etapas. Agradeço, sobretudo, aos amigos e geólogos Gabriel Cezar Portilla Santana (Genaro) e Roberto Matsumoto Cobra (Mendigo), por toda ajuda e orientação em todos os momentos, além de terem me aturado em suas casas durante quase todos os finais de semana. Agradeço ao Gerente Geral Carlos Eduardo Paraízo e a toda a equipe da Geologia e do Planejamento de Mina (Rafael, Bruno, Geraldo, Carlito, Paulo, Caetano, Vanessa, Gilliard, Jeverson e Adriano) por toda ajuda oferecida. Agradeço também aos estagiários Caio (Pato), Guilherme (Bob), Régis, Tássia (Anastácia), Thamyris (Thamy), Kárita, Andiana, Nicolas, Marcelo, Thyago e Fabrício, pelos jogos de “totó”, pela companhia nas grandes baladas que ocorreram em Alto Horizonte durante o estágio e pelas cervejadas do dia-a-dia.

À minha querida amiga Julia, pela agradável companhia nesses cinco anos, me acompanhando e me aturando nos trabalhos de campo. À Celine (Dion), grande amiga e companheira de longas conversas.

Aos meus amigos e amigas Alex Teixeira (Bomba), José Antonio (Zé), Daniel do Valle (Banana), Thiago Góes (Bolo), Felipe Gorla (Xuxa), Diego de Bermudez (Cinderela), Yuri Portella (Xunli), Fábio Tosi (Sacudo), Bárbara Robbi (Bah), Juliana Okubo (Sakura), Júlio Cesar (Julião), Letícia Bronzoni (Lets), Ilio Jr. (Xapisco), Cícero Terra (Ema), João Motta (Nariz), Vanessa Pimenta (Cabocla), Stéfani Aurélio (Cremosa), Caio Socchor (Boca), Pedro Alcazas (Pedrão), Filipe Lima (Praça), Pedro Camarero (Fezes), Mariana Savietto (Mari) e Larissa Lobo (Loba) pela companhia durante este árduo, mas também prazeroso caminho.

Ao pessoal do EGRIC, em especial ao Darqui, Pocay, Valdívia, Rodo, Modelo, Rogério, Ricardo, Minhoca e Berço por me apresentarem e por dividirem um *hobby* que é para poucos.

Gostaria de agradecer também ao João Paulo (Wisk), Felipe (Tonho) e Natália Martorano (Naty Bijuxx ou Natalia Loirona) por me acompanharem nas cervejadas até as 9h da manhã e pela companhia durante as longas horas de ócio.

Às repúblicas Fossa, Mansão, Masmorra e Caenga, além das já extintas Pif-Paf e Até as 10, por sempre me acolherem.

A todos os funcionários da Unesp, em especial à Vânia, Jr., Adilson, Paco e Laerte, por toda ajuda que me deram nesses anos.

Ao Prof. Norberto Morales, pela orientação. Ao Prof. Antenor Zanardo pelas discussões sobre geologia e pela ajuda nas descrições de lâminas. Ao Prof. George Luiz Luvizotto pelas ajudas de 5min e ao Prof. Luiz Simões por toda a ajuda.

“E o tempo faz estradas, para se chegar ao fim.

Nossa vida é feita assim, na estrada”

(José Paes de Lira, Rafael Almeida e Clayton Barros).

RESUMO

A mina de Cu-Au de Chapada está localizada no município de Alto Horizonte, na porção noroeste do estado de Goiás, e insere-se no contexto geológico da Faixa Brasília, especificamente no Arco Magmático de Mara Rosa, o qual hospeda importantes depósitos de Au e Cu-Au, dentre eles o depósito de Cu e Au de Chapada. As rochas que se encontram na área de estudo pertencem principalmente à Sequência Vulcano-Sedimentar de Mara Rosa, e são compostas por metavulcânicas básicas a ácidas, metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais. Ocorrem intrusões tardias, que são representadas por diques pegmatíticos e corpos tonalíticos. O minério do Depósito de Cu-Au da Chapada, de maneira geral, é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita, prevalecendo as associações calcopirita-magnetita ou calcopirita-pirita, onde a pirita se constitui no mineral mais abundante. Através do mapeamento estrutural das frentes de lavra da mina foi possível reconhecer três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}). Durante a atuação da fase D_n formaram-se dobras isoclinais recumbentes em associação com metamorfismo de fácies anfibolito. Posteriormente, durante a fase D_{n+1} , houve a formação de dobras de arrasto e intrafoliais em associação com metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde. A fase deformacional mais tardia, D_{n+2} , é responsável por dobramentos simétricos tardios da foliação, com eixos aproximadamente N-S e E-W, resultante em um padrão de interferência do tipo domo e bacia.

Palavras chave: Depósito de Chapada, Arco Magmático de Mara Rosa, Minério, Deformação, Metamorfismo.

ABSTRACT

The Cu-Au mine of Chapada is located in the municipality of Alto Horizonte, in the northwestern portion of Goiás state and is inserted in the geological context of the Brasília Belt, specifically the Mara Rosa Magmatic Arc, which hosts important deposits of Au and Cu-Au. The rocks found in the study area belong mainly to the Volcano-Sedimentary Sequence of Mara Rosa and are composed of basic to acidic metavolcanic rocks, psammitic-pellitic metasedimentary rocks, chemical rocks and also hydrothermal products. Late intrusions occur and are represented by pegmatitic dikes and tonalitic bodies. The ore deposit of the Chapada mine is formed predominantly by the chalcopyrite-pyrite-magnetite association, where pyrite is the most abundant mineral. Through the structural mapping of the mining fronts, it was able to recognize three deformational phases (D_n , D_{n+1} , D_{n+2}). During the D_n phase, isoclinal recumbent folds were formed, in association with amphibolites facies metamorphism. Later, in phase D_{n+1} , there was formation of drag folds and intrafolial folds in association with retrograde metamorphism in the greenschist facies. The deformational phase D_{n+2} , in its turn, was responsible for late symmetrical folding of the foliation, with NS and EW axes, resulting in an interference pattern of the dome-and-basin type.

Keywords: Chapada Deposit; Mara Rosa Magmatic Arc; Ore; Deformation; Metamorphism.

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Mapa de localização do depósito de Cu-Au da Chapada.....	15
Figura 4.1 – Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins, com a localização do depósito da Chapada.	18
Figura 4.2 – Mapa Geológico da porção sul do Arco Magmático Mara Rosa modificado de Oliveira et al. (2006) e Fuck et al. (2006).	20
Figura 4.3 - Mapa geológico do Distrito de Au e Cu-Au da Chapada-Mara Rosa com a localização dos principais depósitos e ocorrências minerais.....	22
Figura 4.4 - (A) Modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro (modelo Lowell-Guilbert), segundo Guilbert & Park (1986); (B) Zonas de alteração hidrotermal em depósitos de cobre do tipo pórfiro, mostrando a associação das zonas mineralizadas com zonas de alteração retrógradas sericiticas.....	29
Figura 5.1 – (A) Foto de frente de lavra de biotita gnaiss, de coloração cinza escuro, ponto 450. (B) Foto de frente de lavra de biotita-quartzo-muscovita xisto, de coloração cinza claro, ponto 447. (C) Foto de frente de lavra de rocha metavulcânica, detalhe para anfibólios de até 1cm, ponto 227. (D) Foto de frente de lavra de biotita gnaiss com intrusão pegmatítica discordante da foliação, ponto 67.	31
Figura 5.2 – Fotomicrografia de biotita gnaiss (lâmina 282), mostrando bandas biotíticas e bandas quartzo-feldspáticas. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.	31
Figura 5.3 – Fotomicrografia de biotita-quartzo-muscovita xisto, com destaque para extinção ondulante na charneira das dobras das muscovitas. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. Lâmina 350.....	32
Figura 5.4 – Fotomicrografia de rocha metavulcânica, com destaque para cristais de estauroлита, cianita e hornblenda. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. Lâmina 394.	32
Figura 5.5 – (A) Foto de bitita gnaiss em frente de lavra, com intrusão pegmatítica discordante da foliação, ponto 88. (B) Foto de biotita gnaiss, mostrando sulfetos acompanhando a foliação, ponto 386.	33
Figura 5.6 – Fotomicrografia de biotita gnaiss evidenciando bandas quartzo feldspáticas e bandas micáceas. Lâmina 291 B. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.....	34
Figura 5.7 – Fotomicrografia de cianita-biotita-muscovita gnaiss mostrando cristais de cianita dobrados envoltos por massa de sericita. Lâmina 142. Luza transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.	34
Figura 5.8 – (A) Foto de quartzo-muscovita xisto em frente de lavra, ponto 24.	35
Figura 5.9 – Fotomicrografia de muscovita-quartzo-clorita-sericita xisto, detalhe para minerais opacos entre massa de sericita. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados e B. Lâmina 188.	35
Figura 5.10 – (A) Foto de quartzo-clorita-sericita-biotita xisto mostrando cristais de pirita acompanhando a foliação, ponto 247. (B) Foto de biotita gnaiss de coloração cinza escuro, mostrando leve bandamento, ponto 435.....	36

Figura 5.11 – (A) e (B) Fotomicrografia de quartzo-sericita-clorita-biotita xisto (lâmina 247), com biotita cloritizando em A e com detalhe de cristal de cianita em B (luz transmitida e polarizadores paralelos). (C) e (D) Fotomicrografia de epidoto-quartzo-biotita-muscovita xisto (lâmina 159) exibindo biotita alterando para clorita entre cristais de epidoto (luz transmitida e polarizadores paralelos em C e cruzados em D). (E) e (F) Fotomicrografia de muscovita-biotita gnaiss (lâmina 230) com leve bandamento composicional (luz transmitida e polarizadores paralelos em E e cruzados em F).	37
Figura 5.12 – (A) Foto de paredão de anfibolito maciço muito fraturado em frente de lavra, ponto 39. (B) Foto de anfibólio xisto com lentes de quartzo dobradas em frente de lavra, ponto 241.	38
Figura 5.13 – (A) e (B) Fotomicrografia de muscovita-quartzo-hornblenda xisto (lâmina 241), exibindo foliação marcada por cristais de anfibólio e de quartzo, com minerais opacos (sulfetos) acompanhando esta foliação (luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B). (C) e (D) Fotomicrografia de epidoto-muscovita-hornblenda xisto com granada (lâmina 244), detalhe para as biotitas que estão cloritizando e para os cristais de granada (luz transmitida e polarizadores paralelos em C e cruzados em D).	39
Figura 5.14 – (A) Foto de ultrafilonito muito dobrado em frente de lavra, ponto 26. (B) Foto de detalhe de ultrafilonito, ponto 213.	40
Figura 5.15 – Fotomicrografia de ultrafilonito (lâmina 173B), detalhe para porfiroclastos de quartzo. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.	40
Figura 5.16 – Foto de afloramento de hornblenda fels, ponto 183.	41
Figura 5.17 – Fotomicrografia de hornblenda fels (lâmina 183). (A) e (B) detalhe para cristais de hornblenda orientados marcando uma foliação. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. (C) Detalhe para cristais de pirita e calcopirita entre as hornblendas e sobre estas. Luz refletida e polarizadores paralelos.	42
Figura 5.18 – Foto de biotita xisto em frente de lavra cortado por dique pegmatítico de cerca de 2,5m. Ponto 274.	43
Figura 5.19 – Fotomicrografia de tonalito, com destaque para cristais de plagioclásio alterando para muscovita e epidoto, e cristais de hornblenda com inclusões de quartzo. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. Lâmina 461.	43
Figura 5.20 – (A) Foto de biotita gnaiss com sulfetos disseminados acompanhando a foliação, ponto 14. (B) Foto de hornblendito com sulfetos entre os cristais de hornblenda, ponto 75. (C) Sulfetos em plano de fratura, associado com carbonato, ponto 398. (D) Foto de piritas concentradas em zona de charneira em muscovita-quartzo xisto, ponto 210. (E) Foto de veio de quartzo com sulfetos centimétricos, ponto 237.	45
Figura 5.21 – (A) Fotomicrografia mostrando associação calcopirita, pirita e magnetita. Lâmina 311A. Luz refletida e polarizadores paralelos. (B) Fotomicrografia de minério magnetítico, evidenciando cristais de magnetita e calcopirita. Lâmina 343B. Luz refletida e polarizadores paralelos. (C) Fotomicrografia de minério pirítico, com destaque para calcopirita nas fraturas da pirita. Lâmina 350. Luz refletida e polarizadores paralelos. Py – pirita, Ccp – calcopirita, Mg – magnetita.	46
Figura 5.22 – Fotomicrografia do minério pirítico, mostrando sobrecrecimento de clorita com pirita. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e luz refletida e polarizadores paralelos em B. Lâmina 394. Py – pirita, Ccp – calcopirita.	46

Figura 5.23 – (A), (B) e (C) Foto em frente de lavra mostrando flancos em alto ângulo em zona de charneira de dobras recumbentes relacionadas à fase Dn. Dobras em biotita xisto em A (ponto 217) e B (ponto 245) e em anfibolito em C (ponto 245). (D) Foto de frente de lavra evidenciando formação de <i>moullions</i> em zona de charneira de dobra em biotita gnaiss (ponto 10).....	48
Figura 5.24 - Estereograma referente às medidas de eixos de dobras Dn (67), com direção principal NE-SW.	48
Figura 5.25 – Fotomicrografia de biotita gnaiss (lâmina 428) evidenciando bandamento composicional dobrado, com micas dispostas paralelamente ao plano axial dessas dobras. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.	49
Figura 5.26 – Estereograma referente às medidas de foliação Sn (408) com padrão de guirlanda, direção geral NE e mergulho para NW e SE.....	49
Figura 5.27 – (A) Foto de dobras assimétricas em biotita gnaiss, ponto 51. (B) Foto de falha normal formando dobras de arrasto, ponto 40. (C) Foto de dobras assimétricas em biotita gnaiss, ponto 416. (D) Foto de pegmatito boudinado, ponto 104. (E) Foto de sulfetos concentrados em zona de charneira de dobras Dn+1, ponto 451. (F) Foto de quartzo boudinado, com formação de sombra de pressão, ponto 47.....	50
Figura 5.28 – Fotomicrografia de biotita-quartzo-muscovita xisto, com destaque para foliação de crenulação. Ponto 443.....	51
Figura 5.29 – (A) Foto de frente de lavra mostrando dobras suaves da fase Dn+2, ponto 355. (B) Foto de frente de lavra mostrando fraturas E-W, com preenchimento de carbonato, ponto 238.	52
Figura 5.30 – Figura esquemática mostrando o caminamento metamórfico a que a área foi submetida, atingindo fácies anfibolito e retrometamorfisando para fácies xisto verde.	55

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	14
1.1.	Localização e vias de acesso.....	15
2.	OBJETIVOS	16
3.	MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	16
4.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
4.1.	Arco Magmático de Mara Rosa (AMMR)	19
4.1.1.	Sequência Vulcano-Sedimentar de Mara Rosa	23
4.1.1.1.	Subunidade Metavulcânica Básica.....	23
4.1.1.2.	Subunidade Metassedimentar.....	24
4.1.1.3.	Subunidade Metavulcano-sedimentar	24
4.1.2.	Ortognaisses.....	25
4.1.3.	Sequência Metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás	26
4.1.4.	Suíte Plutônica do Arco.....	26
4.1.5.	Cianititos e Cianita Quartzitos.....	27
4.2.	Geologia Estrutural.....	27
4.3.	Mineralização do tipo pórfiro.....	28
5.	RESULTADOS	29
5.1.	Unidades Litológicas	30
5.1.1.	Unidade A.....	30
5.1.2.	Unidade B	33
5.1.3.	Unidade C	34
5.1.4.	Unidade D.....	36
5.1.5.	Unidade E	38
5.1.6.	Unidade F	40
5.1.7.	Unidade G.....	41
5.1.8.	Rochas Intrusivas e Diques Tardios	42
5.2.	Tipologia do Minério.....	44
5.3.	Geologia Estrutural	47
5.3.1.	Fase Deformacional Dn	47
5.3.2.	Fase Deformacional Dn+1.....	49
5.3.3.	Fase deformacional Dn+2.....	52
5.4.	Metamorfismo	53
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	55
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

APÊNDICE A – Mapa de Pontos

APÊNDICE B – Mapa Geológico Estrutural

ANEXO A – Mapa de teor de Au

ANEXO B – Mapa de concentração de pirita

1. INTRODUÇÃO

O depósito de Cu-Au da Chapada localizado no noroeste do estado de Goiás, está inserido no Arco Magmático de Goiás, na porção mais ocidental da Faixa Brasília. A maior parte do Arco Magmático de Goiás é representada por rochas metaplutônicas dioríticas a graníticas que ocorrem expostas entre estreitas sequências vulcano-sedimentares típicas de arco de ilhas, com direções estruturais regionais NNE (Pimentel et al., 2000).

As mineralizações mais importantes e conhecidas no arco estão hospedadas nas sequências vulcano-sedimentares de Mara Rosa e de Bom Jardim, formadas em ambiente de arco de ilha. A Sequência Mara Rosa hospeda além do depósito de Cu-Au da Chapada, o depósito estratiforme singenético de Au-Ag-Ba de Zacarias e o depósito epigenético de Au de Posse.

O depósito de Cu-Au da Chapada foi inicialmente interpretado por Richardson et. al. (1986) como do tipo pórfiro Cu-Au associado à ambiente de arco de ilha. Posteriormente, foi classificado por Kuyumjian (1989) como de origem vulcanogênica exalativa. Segundo Oliveira et al., (2000) o depósito é do tipo pórfiro de Cu-Au (associação Cu-Au-Mo), com formação entre 800 e 900 Ma e, posteriormente, deformado e metamorfisado no Ciclo Brasileiro (630-580 Ma).

Atualmente o modelo mais aceito sugere que parte da formação do depósito está associada a processos magmáticos hidrotermais descritos em depósitos de Cu-Au porfirítico, responsáveis por mineralização singenética, entre 890 e 860 Ma; e outra parte integre a classe dos depósitos auríferos orogênicos (*orogenic gold deposits*) (Bredan, 2009). Por outro lado, a mineralização também apresenta características que se aproximam mais daquelas que são relacionadas aos depósitos controlados por intrusões (*intrusion-related Cu-Au deposits*) (Kuyumjian et. al. 2010).

O depósito da Chapada foi descoberto em 1973 pela INCO Ltda. durante uma campanha de exploração. Após várias empresas realizarem estudos de viabilidade, o projeto foi adquirido pelo grupo Yamana Gold Inc. no ano de 2000 e em 2005 se iniciaram os processos de abertura da mina e construção da planta. Atualmente, a reserva lavrável da mina (somatória das reservas medida e indicada) é de 345.429 Mt de minério, cujos teores médios são de 0,319% de cobre e 0,220 ppm de ouro. A capacidade de produção da mina é de cerca de 20 Mt de minério ao ano (Sumário Executivo, 2009).

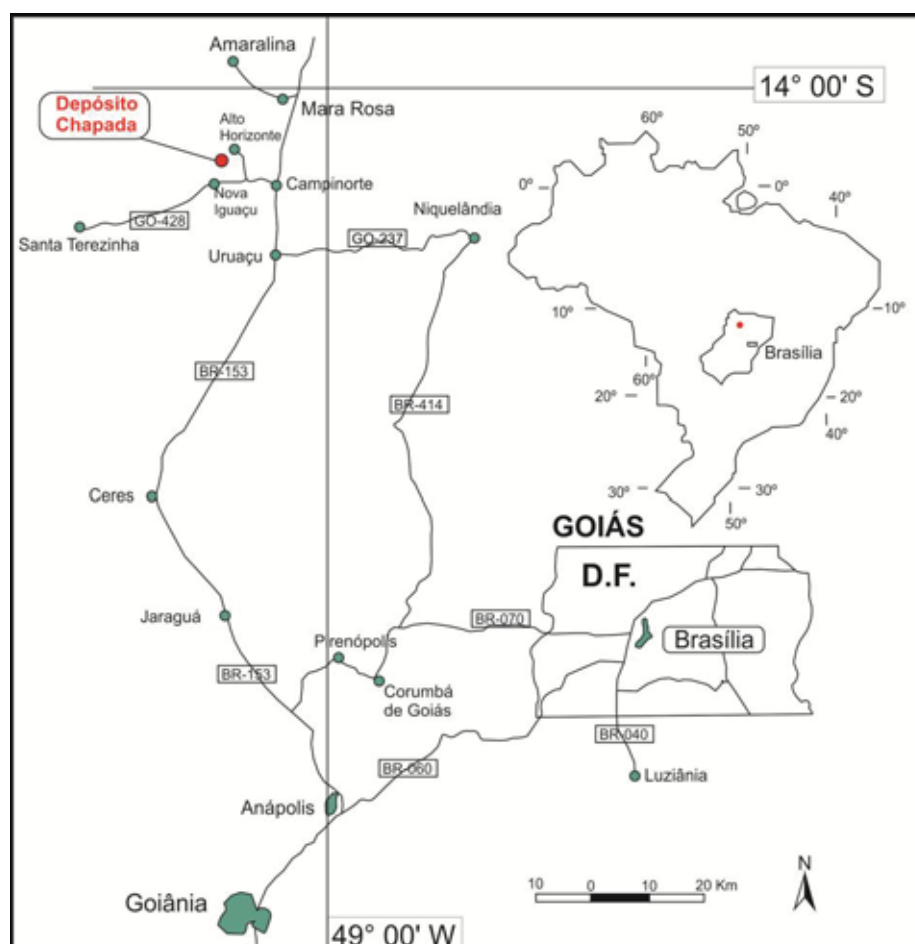
No presente trabalho será estudado o Depósito de Cu-Au de Chapada, dando ênfase nos controles estruturais envolvidos na sua formação e nas características do minério.

1.1. Localização e vias de acesso

O depósito da Chapada está localizado entre os municípios de Nova Iguaçu e Alto Horizonte, na porção noroeste do estado de Goiás, e está inserido na Folha Campinorte (SD.22-Z-B-I). O acesso principal, a partir de Goiânia, é feito pela rodovia BR-153 até Campinorte (312 km), por onde se alcança a cidade de Alto Horizonte pela rodovia GO-428.

O acesso também pode ser feito a partir de Brasília, por meio da BR-070 até a BR-153, seguindo até Campinorte (Fig. 1.1). Outro roteiro a partir de Brasília pode ser feito pela rodovia BR-080 até a BR-153, passando por Barro Alto, seguindo até Campinorte, num total de 270 km. A mina da Chapada está localizada 8 km à SW da cidade de Alto Horizonte e 28 km à W do município de Campinorte.

Figura 1.1 – Mapa de localização do depósito de Cu-Au da Chapada.



2. OBJETIVOS

O presente estudo objetiva uma melhor caracterização das associações de minerais presentes no minério e em suas encaixantes, bem como a caracterização do modelo estrutural que condicionou a formação da jazida.

3. MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

A fim de atingir os objetivos propostos adotou-se a seguinte metodologia na condução dos trabalhos:

- Etapa de escritório

Desenvolveu-se como principal atividade levantamentos e compilações de dados bibliográficos relacionados à geologia local e regional da área de estudo, além de temas relacionados com os estudos já realizados sobre as mineralizações lá existentes principalmente sobre processos hidrotermais, depósitos do tipo pórfiro, entre outros.

- Etapa de campo

Embasado nas atividades de escritório, realizou-se o trabalho de campo, que foi dividido em duas etapas. A primeira etapa foi realizada entre os meses de dezembro de 2010 e março de 2011 e a segunda durante os meses de julho e agosto de 2011. Durante as duas etapas foram descritos 464 pontos (APÊNDICE A – Mapa de Pontos), coletadas 96 amostras e foram obtidas medidas estruturais (foliações, eixos, dobras, fraturas, falhas) com o objetivo de mapear a distribuição das rochas, suas estruturas e suas relações com as mineralizações, além das relações entre os litotipos e transformações hipógenas e supérgenas.

- Etapa de laboratório

As amostras obtidas durante as atividades de campo foram descritas macroscopicamente e selecionadas para a confecção de 28 lâminas delgadas e 22 lâminas polidas. Essas lâminas foram analisadas com microscópios de luz transmitida e refletida, visando aspectos mineralógicos, texturais, microestruturais e evolutivos da associação de rochas presentes na área. Em duas amostras foram realizados estudos de difração de raios X, para determinação de fases minerais difíceis de serem identificadas na microscopia. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Mineralogia e Metalogenia do IGCE, Unesp – Rio Claro, e descritas no Laboratório de Microscopia do mesmo departamento.

- Tratamento, integração e interpretação dos dados

Os dados obtidos nas etapas anteriores foram tratados, integrados e interpretados, com a utilização de programas convencionais para análises estruturais e organizados na forma de tabelas, gráficos, mapas (confeccionados utilizando o *software Arc Gis 9.3*), seções, modelos, estereogramas e diagramas de roseta (elaborados junto ao *software OpenStereo*).

- Elaboração de relatório

Com base nas interpretações realizadas na etapa anterior, foi confeccionada a presente monografia.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

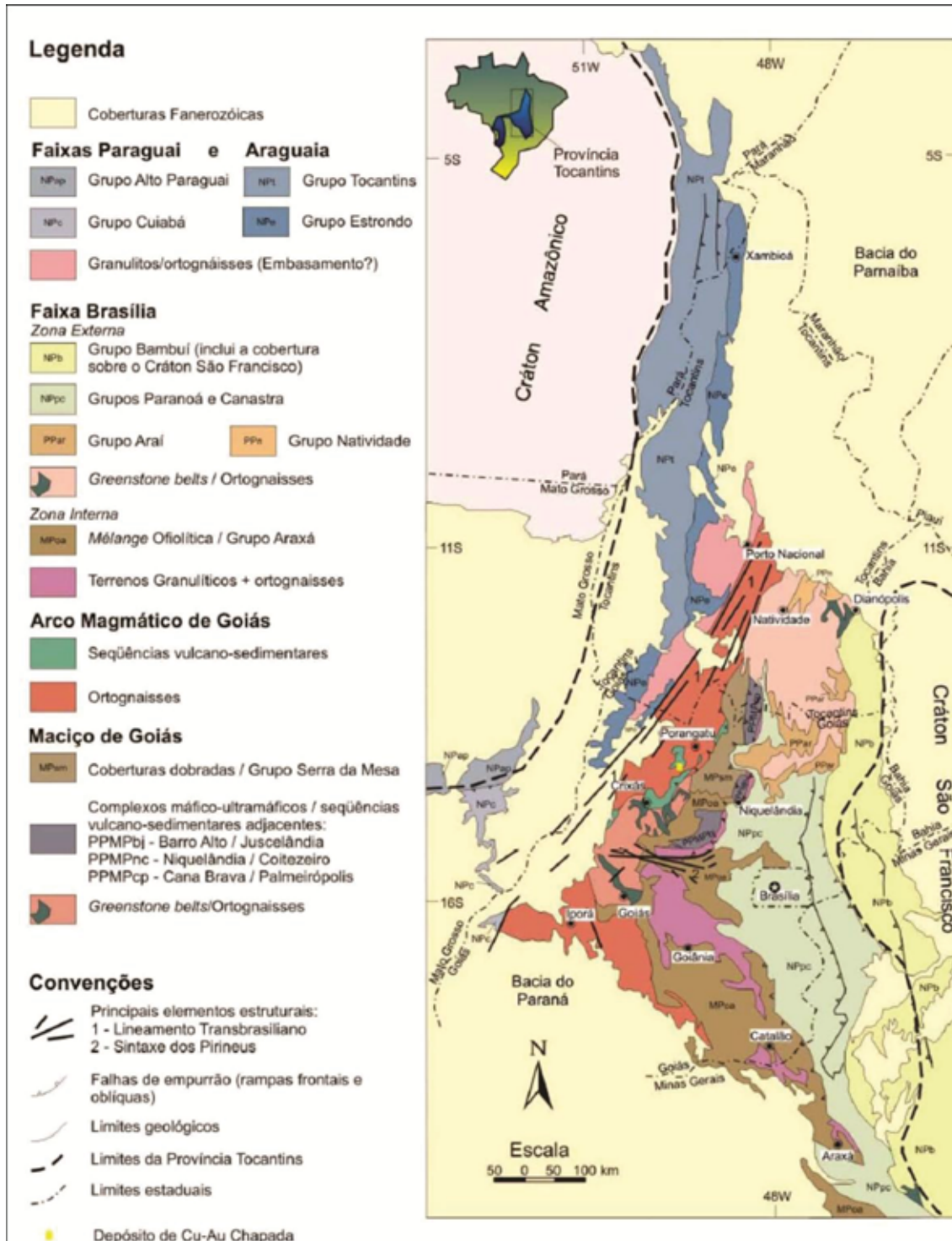
O Depósito de Cu-Au da Chapada se localiza na porção central da Província Tocantins, que representa um sistema orogênico neoproterozóico situado no Brasil Central, entre os crátons Amazônico e São Francisco, desenvolvido no contexto dos eventos colisionais que culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana ao final do Neoproterozóico (Valeriano et al., 2004).

A Província Tocantins é composta pela Faixa Brasília, localizada em sua porção leste, bordejando o Cráton São Francisco, e pelas faixas Paraguai e Araguaia, localizadas na porção oeste, bordejando o Cráton Amazônico (Fig. 4.1).

A Faixa Brasília possui a seguinte compartimentação tectônica, de leste para oeste: metassedimentos para autóctones do Grupo Bambuí, na zona de antepaís; metassedimentos alóctones da margem passiva neoproterozóica e rochas do embasamento; o Maciço Goiano, que corresponde a um microcontinente composto por rochas arqueanas a mesoproterozóicas; e o Arco Magmático de Goiás (AMG), que corresponde a um arco magmático juvenil neoproterozóico, formado entre ca. 880 Ma e 640 Ma (Valeriano et al., 2004).

O AMG ocupa a porção mais ocidental da Faixa Brasília e se estende por mais de 1000 km a oeste e norte do estado de Goiás, desde a região de Arenópolis e Bom Jardim de Goiás até Porangatu-Mara Rosa, indo até Tocantins, e desaparecendo sob a Bacia Fanerozóica Parnaíba. Ele é dividido em Arco Magmático de Arenópolis, a sul, e Arco Magmático de Mara Rosa (AMMR), a norte (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel et al., 1997; 2000), sendo que o Depósito de Cu-Au da Chapada se localiza neste último. A maior parte do AMG é constituída por rochas metaplutônicas dioríticas a graníticas que ocorrem expostas entre estreitas sequências vulcano-sedimentares típicas de arco de ilhas, com direções estruturais regionais NNE (Pimentel et al., 2000).

Figura 4.1 – Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins, com a localização do depósito da Chapada.



Fonte: Pimentel et al. (2004).

Na Faixa Brasília, o mais proeminente grupo de estruturas compreende um sistema de falhas reversas e de empurrão, com vergência tectônica em direção ao cráton São Francisco, a

leste. Tais estruturas constituem as mais conspícuas feições da deformação neoproterozóica durante o ciclo orogênico Brasileiro (Fuck et al. 1994, Strieder & Suita 1999, Araújo Filho 2000).

4.1.Arco Magmático de Mara Rosa (AMMR)

De maneira geral, o AMMR é dominado por exposições de ortognaisses tonalíticos a dioríticos entremeados por faixas estreitas e anastomosadas de sequências de rochas vulcano-sedimentares (Fig. 4.2) (Pimentel et al. 1997).

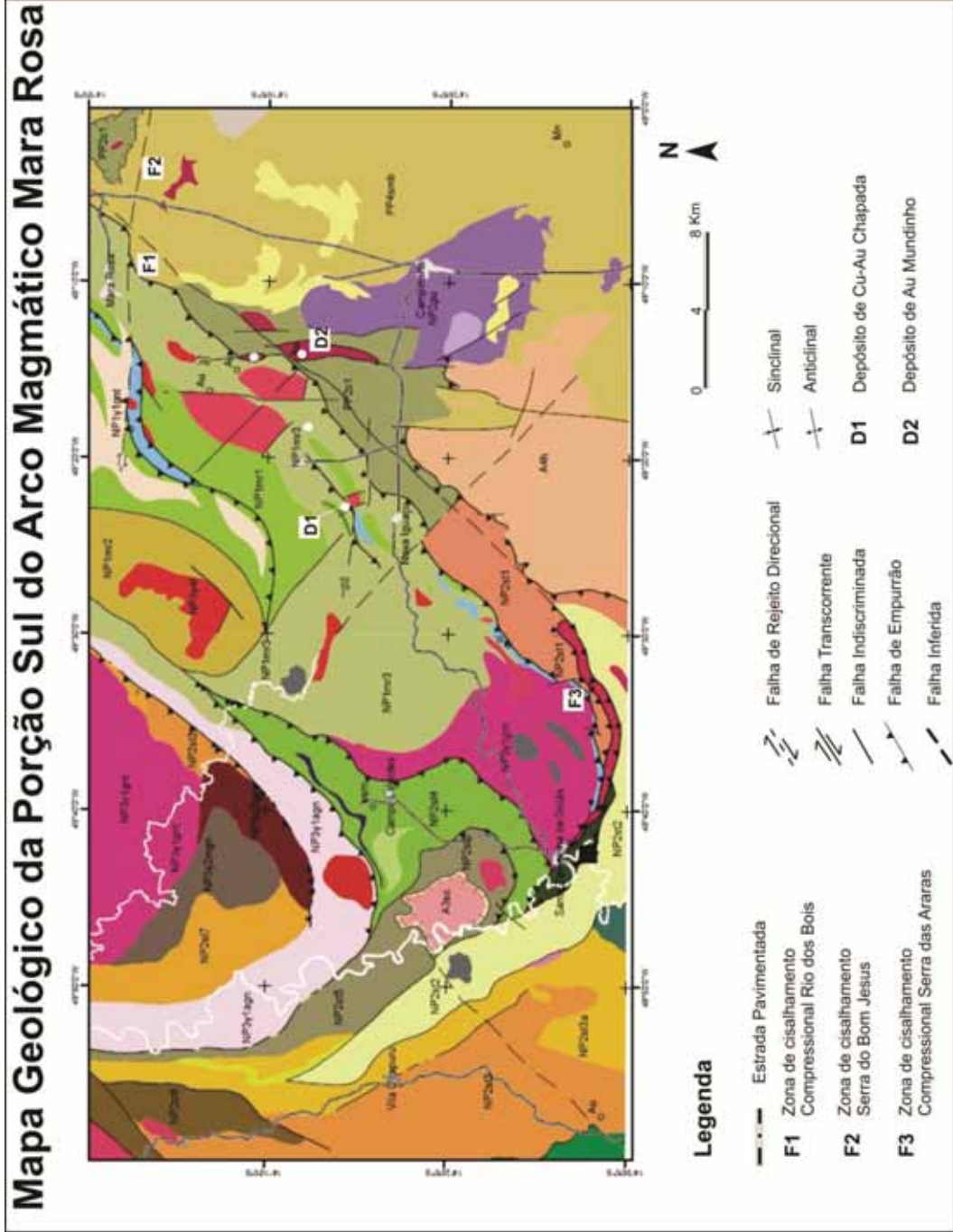
A sequência vulcano-sedimentar Mara Rosa foi compartimentada por Arantes et al. (1991) em três faixas estreitas e anastomosadas denominadas de faixas leste, central e oeste, que apresentam disposição geral NE, com mergulhos moderados a fortes para NW, individualizadas por metatonalitos/metadioritos alongados. As faixas são compostas em diferentes proporções por associações de metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvas finas a médias, metacherts, formações ferríferas, além de grande variedade de metassedimentares psamo-pelíticas, todas metamorfisadas sob condições das fácies xisto verde a anfibolito. Associadas a essas unidades ocorrem intrusões tardi a pós-tectônicas de composição gabróica a granítica.

As características geoquímicas dos metabasaltos da sequência e rochas plutônicas associadas sugerem ambiente tectônico de arco de ilha em zona de subducção oceânica (Richardson et al., 1986, Kuyumjian, 1995).

Os depósitos do AMMR ocorrem em quatro diferentes associações segundo Oliveira et al. (2000, 2004): 1- Au-Ag-Ba (depósito de Zacarias), do tipo vulcanogênico estratiforme; 2- Cu-Au (depósito da Chapada), do tipo porfirítico segundo Richardson et al. (1986); 3- Au (depósito de Posse), do tipo epigenético disseminado; 4- Au-Cu-Bi (ocorrência de Mundinho), considerado como depósito do tipo veio controlado por dioritos ricos em magnetitas (Fig. 4.3).

A principal feição tectônica do AMMR é a zona de cisalhamento reversa de alto ângulo que ocorre em larga escala denominada Falha Rio dos Bois, com direção geral N40-45°E, e mergulho para NW desenvolvida durante a Orogenia Brasileira (Ramos Filho et al., 2003). A Falha Rio dos Bois é responsável pela justaposição tectônica dos domínios neoarqueano (complexo Hidrolina) e paleoproterozóico (sequência vulcano-sedimentar Campinorte) com o domínio neoproterozóico, dado pela sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa (CPRM, 2007).

Figura 4.2 – Mapa Geológico da porção sul do Arco Magmático Mara Rosa modificado de Oliveira et al. (2006) e Fuck et al. (2006).



Fonte: Bredan (2009).

UNIDADES GEOLÓGICAS

CENOZÓICO

Aluvião - areia, argila e cascalho.

NEOPROTEROZÓIO (NP)

Cianitos, cianita quartzitos, cianita quartzo muscovita xistos.

SUÍTE PLUTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Granito Faina Biotita granito e leucogranitos a duas micas. (576±6 Ma U-Pb)
Biotita granito porfírico.
Metatonalitos, metagabros e metaquartzo dioritos.
Biotita augen gnaiss milonítico. (U-Pb em zircão 622±6 Ma)
Biotita-muscovita gnaiss granodiorítico.
Leucognaiss milonítico.
Biotita gnaiss, metagranodiorito e metaquartzo monzonito.
Augen gnaiss granítico a tonalítico.
Gabro e diorito.
Esteatito, talco xisto, anfibólio-talco xisto.
Biotita-hornblenda gnaiss e epidoto-hornblenda gnaiss. (U-Pb zircão 629±3 Ma)
Granodiorito cinza, fino a médio, foliado, às vezes bandado. (U-Pb zircão 637±5 Ma)

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR SANTA TERESINHA

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.
Clorita-biotita-muscovita xisto feldspático, eventualmente com granada, epidoto e carbonato.
Clorita-muscovita-quartzo xisto, com variações para clorita-quartzo xisto, granada-clorita quartzo xisto, Magnetita-clorita xisto, carbonato-clorita xisto, clorita xisto, clorito, formação ferrífera, gôndito.
Biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto feldspático e intercalações de calcixisto e rocha calcissilicática
Muscovita-clorita xisto, clorita-quartzo xisto, biotita-muscovita-clorita xisto, granada-muscovita-clorita xisto, magnetita-clorita xisto, xisto feldspático, anfibólio xisto.
Clorita-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto associado a anfibólio fino, epidoto anfibólio, meta-andesito pórfiro, anfibólio médio a grosso, epidoto, hornblenda-granada-muscovita.

COMPLEXO GRANULÍTICO URUAÇU

Clinopiroxênio anfibólio, granada anfibólitos.
Kinzigitos, biotita gnaisses, migmatitos e granitos porfíricos anatólicos associados a corpos subordinados de talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-actinolita xisto.

ORTOGNAISSES TONALÍTICOS

Ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses).

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR MARA ROSA

Metavulcânicas básicas: estaurolita-cianita anfibólio, quartzo epoditos, gedrita-antofilita xisto, granada anfibólito e biotita anfibólito.
Metavulcânicas ácidas: biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses e cianita-biotita-plagioclásio gnaisses.
Metasedimentares psamo-pelíticas: pirita-quartzo-sericita xistos, muscovita-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaiss, biotita xistos feldspáticos, clorita-muscovita xistos, cianita-quartzo-muscovita xistos, quartzo xistos e quartzitos.
Granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, metachert e gônditos.
Metavulcânicas básicas a intermediárias com intercalações de Granada-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e quartzo-clorita-muscovita xisto.

PALEOPROTEROZÓICO (PP)

GRUPO SERRA DA MESA

Muscovita-quartzo xisto e quartzitos. **Clorita-muscovita-quartzo xisto, biotita-muscovita xisto, granada-muscovita xisto.** **Calcixisto e metacalcário.**

SUÍTE PLUTÔNICA PAU DE MEL (2176 Ma U-Pb)

Milonito granítico, gnaiss tonalítico, protomilonito tonalítico e metatonalito hidrotermalizado.

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR CAMPINORTE

Metatramáficas (talco-clorita xisto), anfibólio fino e epidoto anfibólio.
Metavulcânicas ácidas (metarodacito e metarilito) e metaufos.
Quartzito, quartzo-mica xisto, clorita-muscovita xisto com ou sem granada, Clorita-biotita-carbonato xisto, gôndito e metachert.

ARQUEANO (A)

COMPLEXO HIDROLINA (2785 Ma U-Pb)

Leucognaisses granodioríticos, gnaisses graníticos, anfibólio e metatramáficas.

COMPLEXO ANTA

Biotita tonalito cinza, foliado

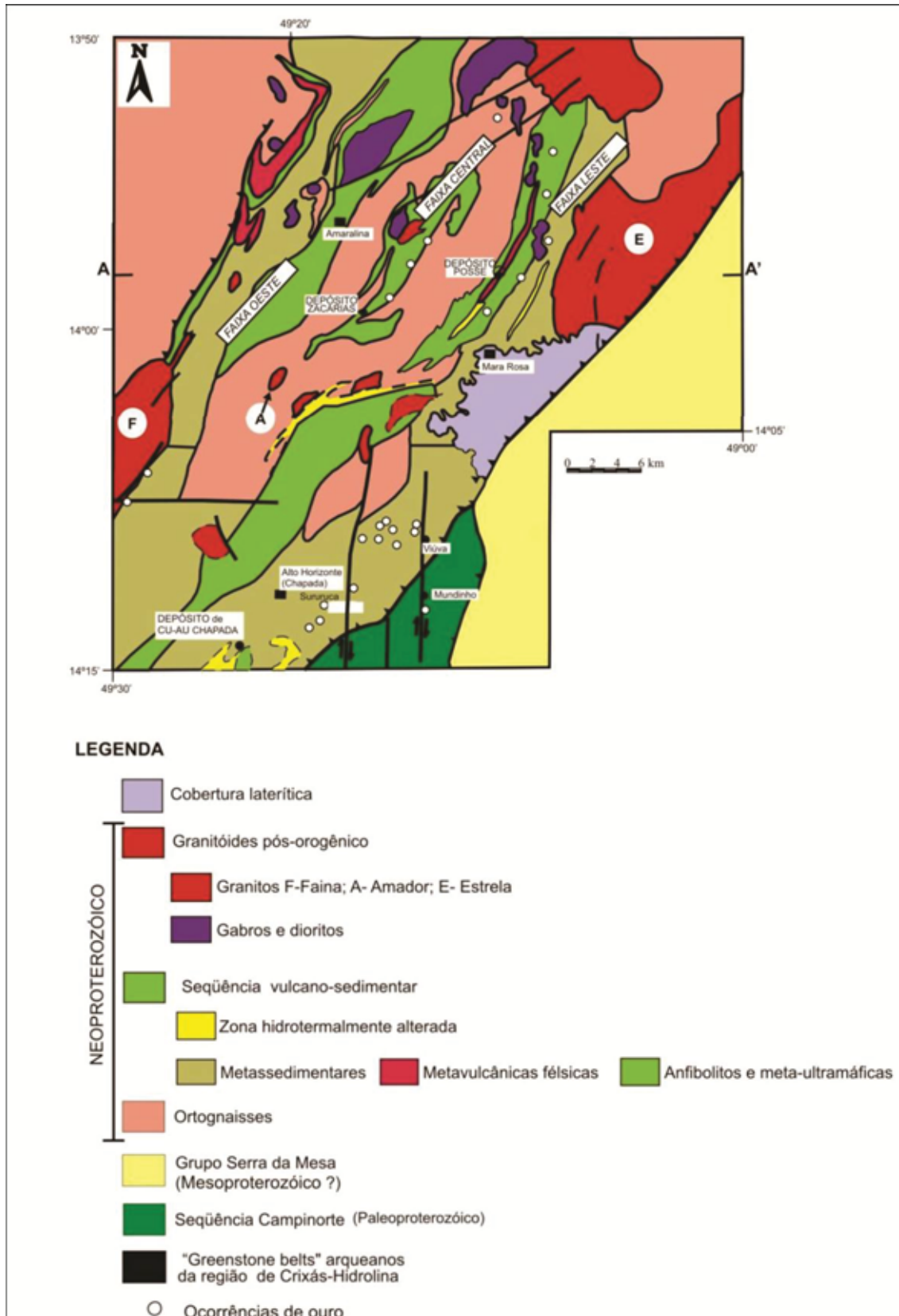
GRUPO CRIXÁS: Formação Córrego do Alagadinho

Serpentinólio, talco xisto, actinolita-clorita xisto, filito carbonoso, formação ferrífera, formação manganesífera

DOMO SERRA DE SANTA CRUZ

Biotita gnaiss bandado

Figura 4.3 - Mapa geológico do Distrito de Au e Cu-Au da Chapada-Mara Rosa com a localização dos principais depósitos e ocorrências minerais.



Fonte: Arantes (1991).

Na região de Alto Horizonte – GO, a sequência Campinorte ocorre a leste da Falha Rio dos Bois, sendo formada por metapsamitos, metapelitos, rochas metassedimentares químicas, metavulcânicas ácidas, intercalações de metaultramáfica, anfibolito fino e epidoto anfibolito, além de intrusões de tonalitos, granodioritos e granitos, gabros que passaram para hornblenda anfibolito, diques máficos e corpos alongados ou semicirculares de pequenas dimensões de rochas ultrabásicas (Kuyumjian et al., 2004). Segundo os autores, o empilhamento original da sequência não foi reconhecido, já que as unidades são descontínuas em superfície e estão muito deformadas. As paragêneses metamórficas são de fácies xisto verde e, segundo os autores, determinação isotópica Sm-Nd em metavulcânicas ácidas e metaplutônicas ácidas forneceram idades entre 2,30 e 2,52 Ga.

4.1.1. Sequência Vulcano-Sedimentar de Mara Rosa

As litologias da sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa, foram primeiramente descritas por Arantes et al. (1991). Segundo o autor, a sequência consiste em rochas supracrustais divididas em três faixas (leste, central e oeste) com direção NE separadas por ortognaisses. Estas rochas supracrustais, consistem em metabasaltos, meta-piroclásticas de composição intermediária, rochas metavulcânicas félsicas, metagrauvacas finas, granada-mica xistos, metachert, formações ferríferas, quartzitos e rochas meta-ultramáficas, metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito. No trabalho de CPRM (2007) os litotipos são divididos em subunidades conforme será descrito a seguir.

4.1.1.1. Subunidade Metavulcânica Básica

Composta por associação de metavulcânicas e metaplutônicas básicas, além de rochas metassedimentares químicas e pelíticas. As metavulcânicas básicas (metabasaltos) são representadas por anfibolitos finos, enquanto que as metaplutônicas básicas (metagabrodioritos) são representadas por variações de anfibolito, quartzo anfibolito e quartzo-biotita-granada anfibolito (CPRM, 2007).

Duas amostras de anfibolito, cujo protólito é de natureza intrusiva, uma do limite oeste do arco, e outra da faixa oeste foram datadas por Junges et al. (2003), que obteve idade de 603 ± 6 Ma para a primeira e idade de 638 ± 2 Ma para a última através do método U-Pb em zircão.

4.1.1.2.Subunidade Metassedimentar

Esta subunidade é composta por associação de rochas psamo-pelíticas que se dispõe em alto ângulo, ao longo de um corredor transcorrente NE, cujas principais litologias são granada-estaurolita- plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto e biotita-quartzo xisto. Intercaladas a estes pacotes ocorrem rochas metassedimentares químicas representadas por gonditos e metacherts (CPRM, 2007). A amostra coletada do material metassedimentar da faixa oeste, foi analisada por meio do método Sm-Nd por Viana et al. (1995), onde é sugerido que este material representa sedimentos imaturos derivados da erosão do próprio arco magmático neoproterozóico. Segundo Junges (1998), o material é classificado como metagrauvascas que possuem a mesma origem dos tonalitos presentes na região. Ou seja, a maior parte das rochas metassedimentares estudados representa o produto de erosão do próprio arco juvenil, longe de influência de crosta siálica mais antiga (Junges, 1998).

4.1.1.3.Subunidade Metavulcano-sedimentar

A subunidade é limitada por contato tectônico com as sequências Campinorte e Santa Terezinha e Grupo Serra da Mesa, feito pela Falha Rio dos Bois. Composta por ampla variação de rochas metavulcânicas básicas, ácidas e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais associados às mineralizações de Cu-Au do depósito da Chapada. Destacam-se estaurolita-cianita anfibolito, quartzo epidositos, pirita-quartzo-sericita xisto, muscovita-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaiss e gedrita-antofilita xisto (CPRM, 2007).

As metavulcânicas básicas são representadas por anfibolitos finamente bandados e as metavulcânicas ácidas a intermediárias são identificadas como biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses e cianita-biotita-plagioclásio gnaisses (CPRM, 2007).

A sequência de rochas metassedimentares apresenta ampla variação petrográfica, com destaque para o grupo dos biotita xistos e biotita xistos feldspáticos. São comuns ainda quartzitos e biotita-quartzo xistos feldspáticos interpretados como meta-arenitos impuros e/ou metagrauvascas, intercalados esporadicamente por metavulcânicas básicas que afloram em grande extensão a sudeste de Mara Rosa (CPRM, 2007).

Isócronas de rocha metassedimentar rica em granada da sequência vulcano-sedimentar forneceram idades Sm-Nd de ca. 733, 765, 604 e 610 Ma, sendo que esta idade é interpretada

como sendo resultado de dois episódios metamórficos: um mais antigo a ca. 760 Ma e um mais tardio a ca. 610 Ma (Junges, 1998). A datação de um diorito subvulcânico, sin-tectônico ao evento de deformação das rochas supracrustais forneceu idade de 630 ± 3 Ma através do método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Viana et al., 1995), indicando que o principal evento metamórfico ocorreu a aproximadamente 630 Ma (Viana et al., 1995, Pimentel et al., 1997).

Bredan (2009) analisou amostra de cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático da mina da Chapada. Essa rocha indica uma idade da concórdia, de $884,9 \pm 9,4$ Ma (método U-Pb em zircão), a qual representa a idade de cristalização das rochas vulcânicas que são consideradas protólito das rochas da associação metavulcano-sedimentar.

Através de análise isotópica Sm-Nd em rochas metassedimentares na faixa oeste da sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa, foram obtidas idades modelo (TDM) entre 0,9 e 1,2 Ga, o que indica que são produto de alteração das rochas do próprio arco (Pimentel et al., 1997; Junges et al., 2003). Dados de Sm-Nd indicam que a deposição dos sedimentos originais deve ter acontecido em bacia oceânica, longe de fontes continentais antigas (Junges, et al. 2002).

4.1.2. Ortognaisses

Entre estas faixas supracrustais estão presentes gnaisses dioríticos a tonalíticos, com predomínio dos últimos, que apresentam estruturas e texturas plutônicas reliquias (Arantes et al., 1991, Viana et al., 1995).

Na região de Chapada-Mara Rosa os gnaisses de composição tonalítica e diorítica são geoquimicamente primitivos, com baixo conteúdo de SiO_2 , caráter cálcico a cálcioalcalino, caracterizado por baixo conteúdo de Rb, Nb, Y, Zr e REE e similares a granitóides tipo M de arcos de ilha imaturos (Viana et al., 1995, Pimentel et al., 1997, 2000).

Melo (2006) obteve idade de 845 ± 5 Ma para gnaiss tonalítico do Depósito de Au Posse através de datação U-Pb em zircão. Biotita gnaiss do Depósito de Cu-Au Chapada apresentou idade U-Pb de $864,9 \pm 5,6$ Ma, que corresponde à idade de cristalização do protólito ígneo desses gnaisses (Bredan, 2009). Dados isotópicos de U-Pb obtidos por Junges et al. (2003) mostram que o magmatismo tonalítico e máfico associado ocorreram em dois intervalos distintos: entre ca. 856 e 807 Ma e entre ca. 640 e 622 Ma.

4.1.3. Sequência Metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás

Esta sequência é composta por rochas metamórficas variadas, como quartzitos, clorita-muscovita xistos, anfibólio xistos, clorita xistos e xistos feldspáticos, com origem predominantemente sedimentar e contribuição vulcânica (derrames ou manifestações piroclásticas) (Bredan, 2009).

Segundo Fuck et al. (2006), esta unidade corresponde a uma grande estrutura arqueada com concavidade voltada para N-NE, cujas porções sul e leste são representadas por anfibolitos, meta-andesitos e muscovita-clorita xistos com intercalações de material vulcânico; o setor oeste é composto principalmente por rochas metassedimentares; ao norte ocorre formação ferrífera bandada associada a anfibolito e muscovita-biotita gnaisses de origem vulcânica; enquanto a porção central possui muscovita quartzitos sobrepostos por biotita gnaisses, biotita xistos feldspáticos e clorita-muscovita xisto, além de uma ampla variedade de rochas como clorita xisto, muscovita-quartzo xisto, formação ferrífera, magnetita quartzito, gondito e mica-xistos granadíferos. Ocorrem também magnetita-muscovita xistos e espessas camadas de talco xisto com esmeralda, clorita-anfibólio-talco xisto, dolomita-talco xisto e biotitito.

Idades obtidas em análises de U-Pb em zircão de ca. 670 Ma posicionam esta unidade no Criogeniano (Bredan, 2009).

4.1.4. Suíte Plutônica do Arco

Esta suíte engloba rochas ortognaissicas correspondentes a gnaisses provenientes de rochas plutônicas cuja composição varia desde diorítica/gabroica até granítica, com predomínio de gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos. Estas rochas foram deformadas e metamorfasadas juntamente com as unidades de rochas supracrustais, as relações entre as duas são marcadas por zonas de cisalhamento. Também compõem esta unidade corpos de diorito, gabro e piroxenito associados aos ortognaisses (Bredan, 2009).

Com relação à idade, análise U-Pb em zircão de tonalito do depósito da Chapada mostra idade de $635 \pm 2,4$ Ma, interpretada como de cristalização magmática (Melo, 2006). Ainda pertencente a esta unidade, ocorre uma suíte de rochas plutônicas ácidas denominada Granito Faina. Normalmente esta suíte é representada por pequenos corpos a intrusões batolíticas de tonalitos pouco ou não deformados (Bredan, 2009). Este granito foi datado em 576 ± 6 Ma por Junges et al. (2002a, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd TDM se situam entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana et al., 1995; Junges et al., 2002b).

4.1.5. Cianititos e Cianita Quartzitos

Essa unidade é frequentemente encontrada constituindo as serras de cianititos ao longo da zona de cisalhamento Serra de Bom Jesus, ao longo da Serra das Araras e nas rochas hospedeiras do Depósito de Cu-Au Chapada. Destaca-se das demais unidades por apresentar rochas com cianita, como por exemplo, granada-cianita-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e cianitito. São comuns intercalações subordinadas de metavulcânicas básicas a intermediárias (anfíbolitos finos, anfibólio xistos), quartzo-clorita-muscovita xistos e pirita-clorita-serita xistos (Bredan, 2009).

4.2. Geologia Estrutural

Segundo Ramos Filho et al. (2003), a região foi afetada por, pelo menos, duas fases de deformação envolvendo dobramento. A primeira fase é representada por dobras isoclinais recumbentes com eixo de direção aproximada NS e NNE, e transporte de oeste para leste; a segunda fase é representada por grandes dobras abertas com eixo de direção aproximada EW e ENE, e transporte de norte para sul. As dobras da segunda fase interferem com as dobras da primeira, formando dobras do tipo cogumelo.

Kuyumjian et al. (2004), reconheceram três fases de deformação (D_{n-1} a D_{n+1}). A fase D_{n-1} está representada por lineações minerais e de estiramento, de orientação aproximada NS e foliação de atitude frequentemente ajustada ao contato com o Complexo Hidrolina. Apresenta transporte oblíquo a tangencial, com vergência geral para sul.

A fase D_n é representada por dobras assimétricas, apertadas e de vergência geral para leste; lineações minerais e de estiramento com orientação em torno de $N60^\circ W/20^\circ$; e foliação variando entre $N20^\circ-45^\circ E/20^\circ-35^\circ NW$, com transporte tectônico de baixo caimento, alta obliquidade e vergência para SE. Duas falhas de importância regional são atribuídas a essa fase. Uma, a Falha Rio dos Bois, coloca a Sequência Mara Rosa sobre a Sequência Campinorte, com movimento reverso oblíquo dextral, enquanto que a outra, a Falha do Mundinho, menos evidente que a primeira, sobrepõe a Sequência Campinorte sobre o Grupo Serra da Mesa.

Durante a fase D_{n+1} foi gerada uma crenulação $N10^\circ E/25^\circ W$, e uma foliação incipiente, com máximo em $N40^\circ E/30^\circ NW$.

Bredan (2009) e Kuyumjian et al. (2010) também identificaram três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} , D_{n+2}). Segundo os autores as fases deformacionais D_n e D_{n+1} são

associadas à evolução deformacional da sequência vulcano-sedimentar Mara Rosa, atuante durante o Neoproterozóico (0,9 a 0,6 Ga).

A fase D_n é representada por dobras isoclinais recumbentes, resultantes de esforço compressivo E-W a NW-SE, em associação com metamorfismo de fácies anfibolito. A fase D_{n+1} está relacionada à Falha Rio dos Bois, com dobras de arrasto e intrafoliais com assimetria indicativa de vergência geral para SE, em associação com metamorfismo de fácies xisto verde. A fase deformacional D_{n+2} está relacionada a dobramento regional suave da foliação e eixos de dobra em duas direções, aproximadamente E-W e N-S, resultante em um padrão de interferência do tipo domo-e-bacia.

4.3.Mineralização do tipo pórfiro

Os depósitos minerais do tipo pórfiro compreendem uma grande variedade de tipos que podem ser caracterizados em termos de seu ambiente geotectônico, conteúdo metalífero, natureza das rochas associadas (encaixantes e intrusivas) e padrões de alteração hidrotermal. Tipicamente as mineralizações do tipo pórfiro se formam em limites convergentes de placas tectônicas, onde se desenvolvem os arcos magmáticos, ou relacionados à *rifts* (Pirajno, 1992).

Estes sistemas estão geralmente associados a intrusões de monzonito, granodiorito, diorito, quartzo diorito, ou a rochas cálcio-alcalinas mais diferenciadas, que podem ser gerados em vários eventos magmáticos com magmas intrusivos e extrusivos. Quanto à mineralização, estes depósitos podem apresentar três tipos: sulfetos em veios e vênulas que constituem zonas de *stockwork*; em determinadas zonas de alteração hidrotermal, usualmente sericítica; diretamente relacionadas com a intrusão (*Intrusion Related*) (Guilbert & Park, 1986 *apud* Misas, 2010; Pirajno, 1992).

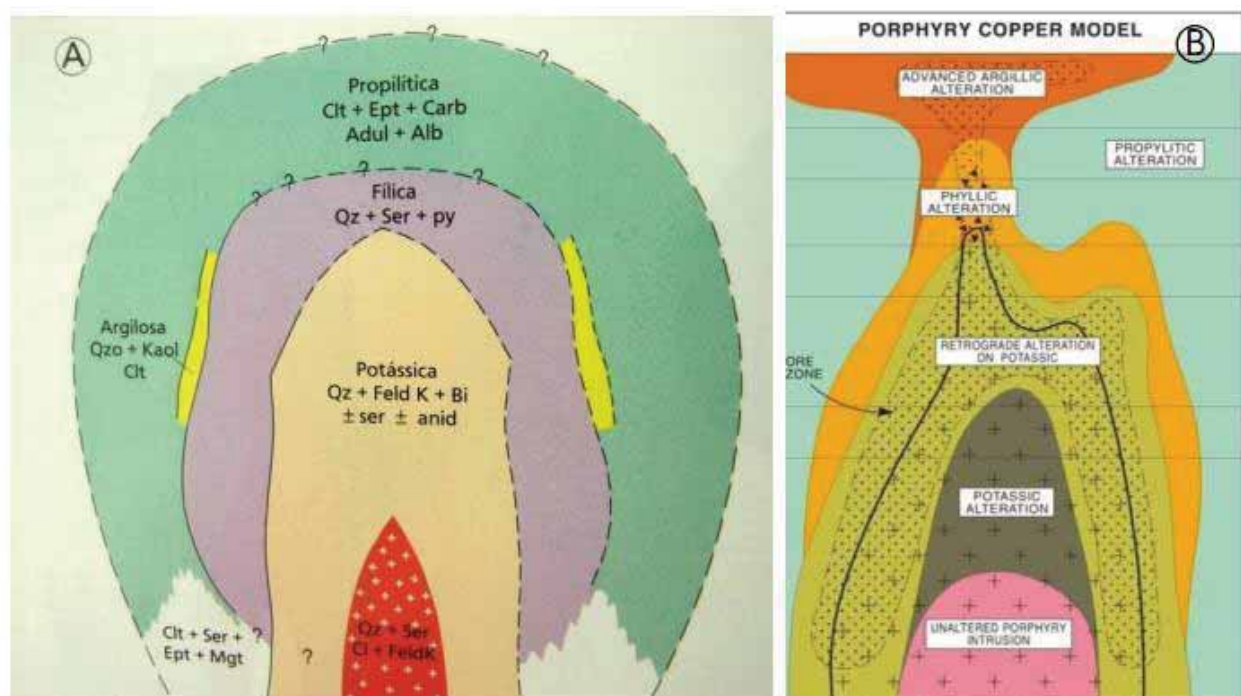
A alteração hidrotermal em um sistema pórfiro afeta grandes volumes de rocha (plúton e encaixante) com uma geometria elipsoidal concêntrica (Fig. 4.4) em superfície, com halos de alteração onde os fluidos endógenos que circulam pelas zonas fraturadas podem ser misturados com águas meteóricas, devido à instalação de células de convecção (Misas, 2010).

Segundo o modelo de Lowell & Guilbert (1970) para sistemas do tipo, a primeira fase hidrotermal é a alcalina (geralmente potássica), que age dentro e fora do corpo porfirítico intrusivo, gerando um halo que afeta tanto o plúton quanto as rochas encaixantes. O halo externo é de alteração propilítica, mais difusa e caracterizada pela mineralização disseminada ou em vênulas de sulfetos. Finalmente as alterações sericítica e argílica formam-se em um

estágio mais tardio, como consequência da interação dos fluidos ígneos com os meteóricos, que obliteram as alterações prévias e remobilizam a mineralização associada aos sulfetos.

Alguns depósitos são híbridos, entre os típicos epitermais e os típicos pórfiros, devido à ascensão do sistema do tipo pórfiro para níveis mais rasos da crosta, ou devido ao colapso da pluma hidrotermal, fazendo com que o sistema epitermal desça para níveis crustais mais profundos, sobrepondo a mineralização do tipo pórfiro.

Figura 4.4 - (A) Modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal em depósitos do tipo pórfiro (modelo Lowell-Guilbert), segundo Guilbert & Park (1986); (B) Zonas de alteração hidrotermal em depósitos de cobre do tipo pórfiro, mostrando a associação das zonas mineralizadas com zonas de alteração retrógradas sericíticas.



Fonte: Misas (2010).

5. RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentadas as descrições das unidades litoestratigráficas, onde serão tratadas as características de cada unidade individualmente; seguida pelo capítulo de tipologia do minério, onde serão discutidos os tipos de minério e a forma de ocorrência destes; e pelo capítulo de geologia estrutural, onde serão apresentadas as principais estruturas e fases de deformação presentes na área.

5.1.Unidades Litológicas

As rochas encontradas na área pertencem principalmente à Sequência Vulcano-Sedimentar de Mara Rosa, e são compostas por metavulcânicas básicas a ácidas, metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais (Bredan, 2009).

Foram caracterizadas 7 unidades litológicas, denominadas de A, B, C, D, E, F e G (APÊNDICE B – Mapa Geológico Estrutural) que serão descritas a seguir, destacando-se seus principais litotipos e sua mineralogia.

5.1.1. Unidade A

A unidade A aflora na porção central da cava, e nela é possível observar uma estrutura anticlinal que exibe direção aproximada NE-SW e eixo subhorizontal. Esta unidade apresenta contatos com as unidades D a noroeste e F a sudeste, o contato com a primeira foi inferido e com a segunda é através de superfície de cavalgamento.

A foliação Sn é a principal estrutura desta unidade, com direções podendo variar entre N24-80E/05-50NW e N30-80E/05-75SE. Os litotipos predominantes são biotita gnaisses, biotita-quartzo-muscovita xistos e anfibólio mica xisto, que frequentemente estão recortadas por pegmatitos concordantes e discordantes (Fig. 5.1).

Os biotita gnaisses apresentam coloração cinza, granulação fina e estão muito intemperizados, ocorrendo sob a forma de pacotes centimétricos a métricos que frequentemente estão recortados por pegmatitos concordantes e discordantes.

Microscopicamente estas rochas apresentam domínios com textura granoblástica intercalados com faixas lepidoblásticas (Fig. 5.2). A granulação é inequigranular, cuja média dos cristais está em torno de 0,5 mm e os maiores cristais atingem 1,5 mm. Sua mineralogia é dada basicamente por biotita (43%), plagioclásio (23%), quartzo (17%), calcopirita (8%), pirita (6%), epidoto (1%), muscovita (1%) e traços de magnetita e apatita.

Os muscovita xistos apresentam coloração cinza prateada, granulação média e grau médio de alteração. Microscopicamente os biotita-quartzo-muscovita xistos (Fig. 5.3) são inequigranulares e exibem textura predominantemente lepidoblástica com porções granoblásticas. Os maiores cristais podem ultrapassar 2,5 mm e a média está ao redor de 0,5. A mineralogia básica deste litotipo é dada por muscovita (42%), quartzo (28%), biotita (15%), clorita (7%), minerais opacos (5%), carbonato (2%) e traços de epidoto e apatita.

Figura 5.1 – (A) Foto de frente de lavra de biotita gnaiss, de coloração cinza escuro, ponto 450. (B) Foto de frente de lavra de biotita-quartzo-muscovita xisto, de coloração cinza claro, ponto 447. (C) Foto de frente de lavra de rocha metavulcânica, detalhe para anfibólios de até 1cm, ponto 227. (D) Foto de frente de lavra de biotita gnaiss com intrusão pegmatítica discordante da foliação, ponto 67.

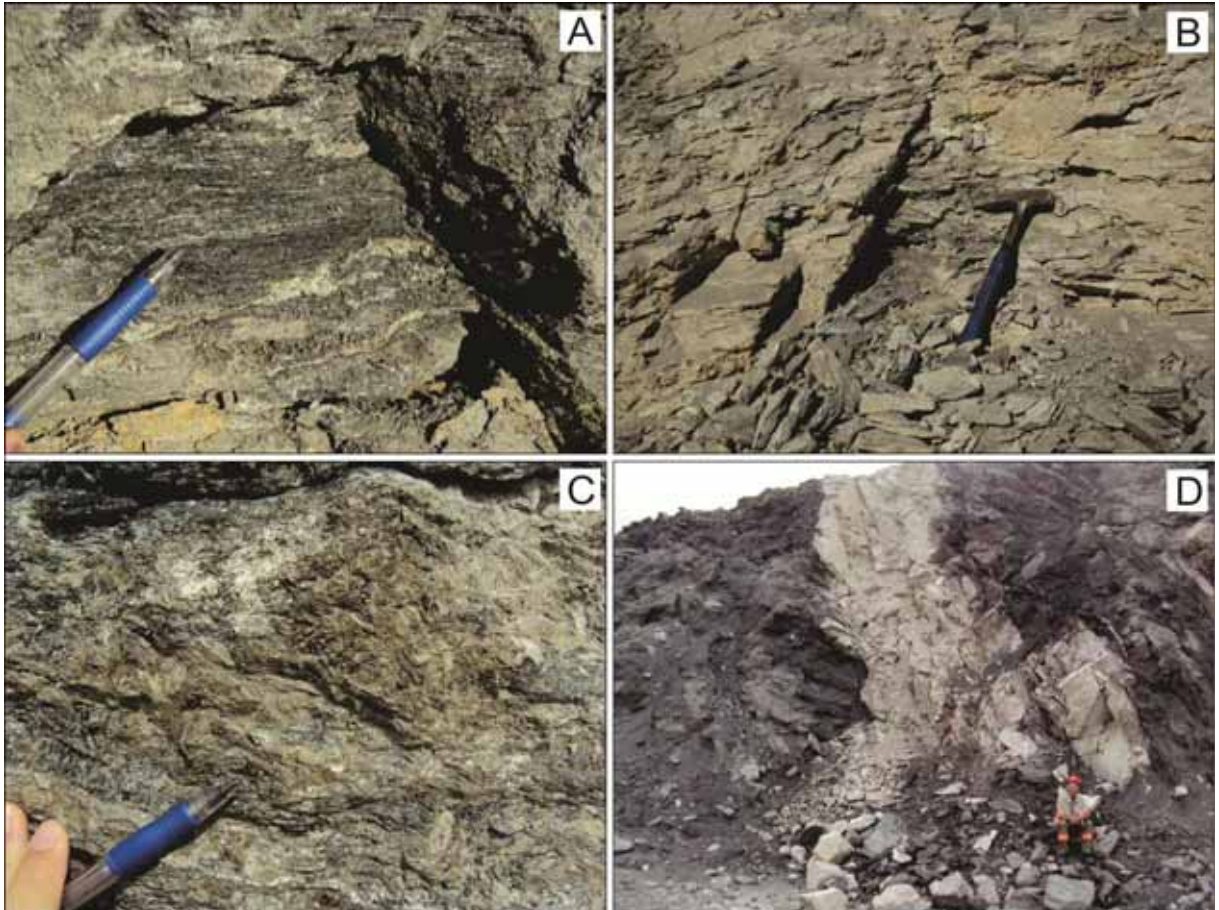


Figura 5.2 – Fotomicrografia de biotita gnaiss (lâmina 282), mostrando bandas biotíticas e bandas quartzo-feldspáticas. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.

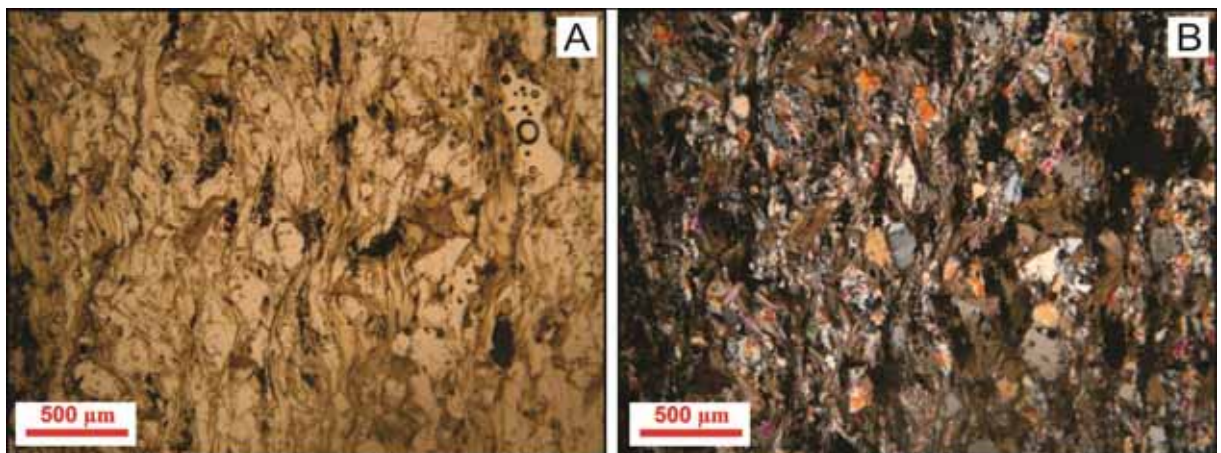
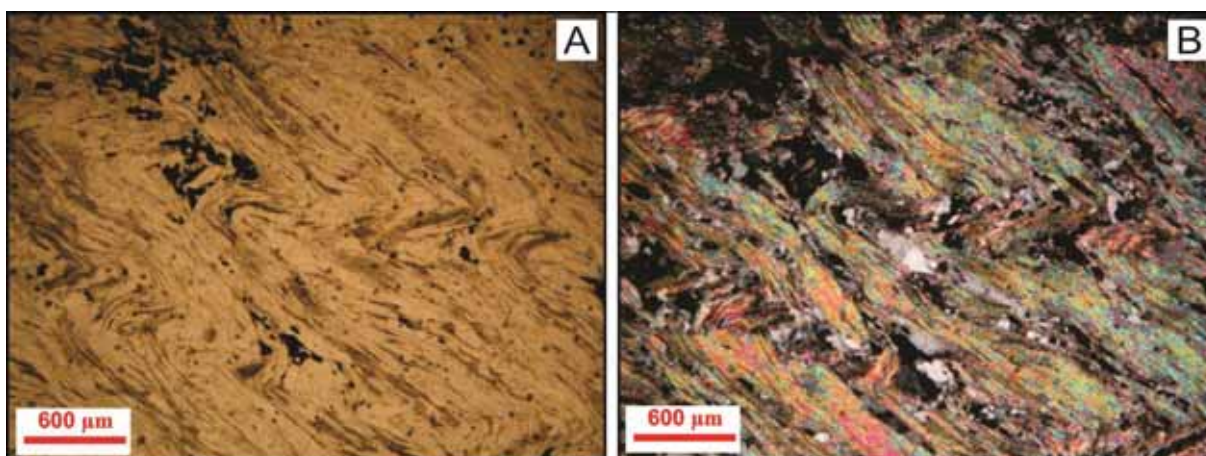
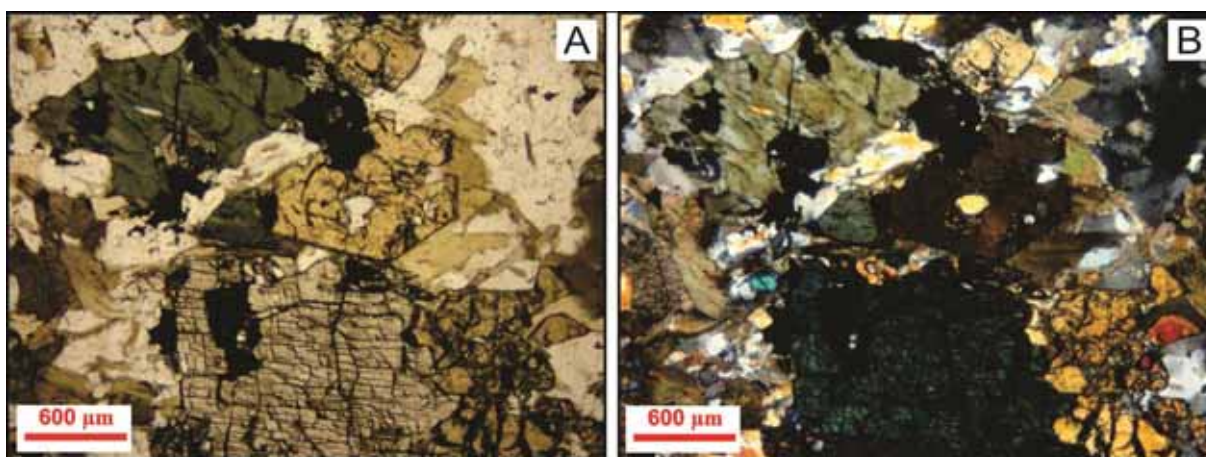


Figura 5.3 – Fotomicrografia de biotita-quartzo-muscovita xisto, com destaque para extinção ondulante na charneira das dobras das muscovitas. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. Lâmina 350.



O anfibólio mica xisto (Fig. 5.4) ocorre na forma de *boundins* ou lentes (cerca de 15cm de espessura) onde os anfibólios estão bem desenvolvidos, chegando até a 1cm de comprimento. Apresenta como mineralogia básica quartzo (20%), biotita (15%), hornblenda (15%), clorita (12%), antofilita (12%), muscovita (10%), carbonato (5%), pirita (3%), estauroлита (3%), cianita (2%), calcopirita (1%), magnetita (1%) e esmectita (1%). Os sulfetos ocorrem acompanhando a foliação ou nas fraturas dos cristais de estauroлита.

Figura 5.4 – Fotomicrografia de rocha metavulcânica, com destaque para cristais de estauroлита, cianita e hornblenda. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. Lâmina 394.



Possivelmente o protólito desta rocha é uma rocha metavulcânica, afetado por hidrotermalismo, processo evidenciado pela presença de estauroлита e cianita, em seguida foi

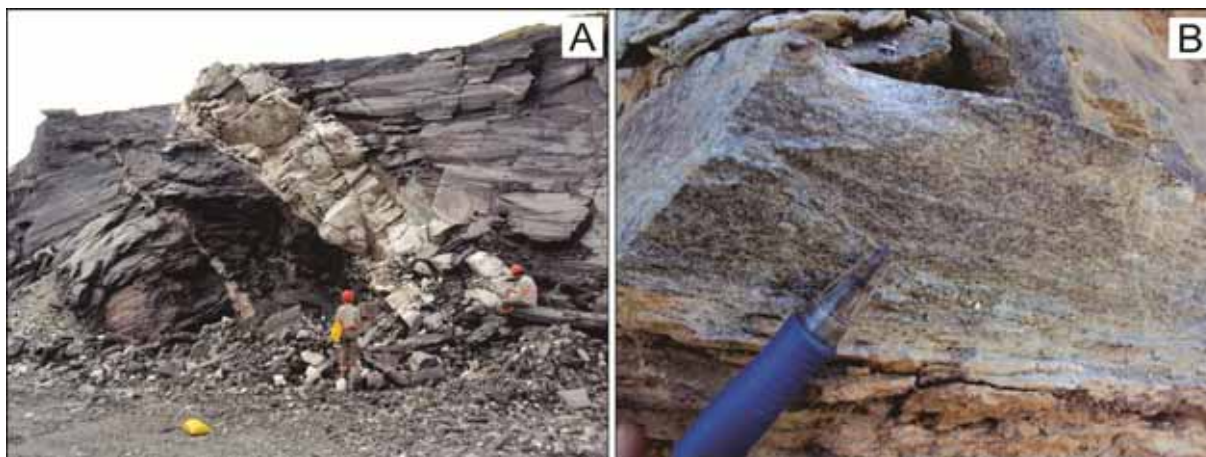
submetida a metamorfismo de fácies anfibolito e na progressão sin-cinemática a fácies xisto verde, caracterizado pela presença da biotita. Finalmente houve passagem de fluidos que deram origem à carbonatação e à formação de esmectita associadas aos feldspatos.

5.1.2. Unidade B

A unidade B localiza-se na porção sudoeste da cava, entre as unidades A, C e D, apresentando espessura de cerca de 180m. A principal estruturação desta camada é a foliação S_n , que apresenta direção e mergulho variando entre N40-80E/08-48NW, N35-78E/12-55SE e N24-70W/50-85SW. Nesta unidade há o predomínio de biotita gnaisses intercalados com quartzo-muscovita xistos. As rochas desta unidade são muito parecidas com as rochas da unidade B, porém são menos xistosas e mais compactas.

Os biotita gnaisses (Fig. 5.5) correspondem a rochas de coloração cinza escuro com porções mais claras, com granulação fina e com sulfetos acompanhando a foliação.

Figura 5.5 – (A) Foto de biotita gnaixe em frente de lavra, com intrusão pegmatítica discordante da foliação, ponto 88. (B) Foto de biotita gnaixe, mostrando sulfetos acompanhando a foliação, ponto 386.



Microscopicamente estes gnaisses apresentam anisotropia e textura predominantemente granoblástica, com domínios lepidoblásticos (Fig. 5.6). A mineralogia dessas rochas é dada basicamente por biotita (25%), plagioclásio (22%), quartzo (18%), clorita (17%), muscovita (8%), epidoto (6%), minerais opacos (3%), apatita (1%) e traços de carbonatos e óxido/hidróxido de ferro.

Os cianita-biotita-muscovita gnaixe (Fig. 5.7) apresentam como mineralogia básica plagioclásio (24%), sericita (21%), minerais opacos (15%), biotita (13%), quartzo (10%),

cianita (8%), clorita (5%), rutilo (2%), epidoto (1%) e hornblenda (1%), tal rocha apresenta porções hidrotermalizadas, que sofreram enriquecimento em Al. As cianitas estão dobradas, alterando nas bordas para sericita.

Os biotita-quartzo-muscovita xisto apresentam muscovita (68%), quartzo (20%), biotita (10%), epidoto (5%), pirita (4%), carbonato (1%), calcopirita (1%) e traços de clorita e magnetita.

Figura 5.6 – Fotomicrografia de biotita gnaiss evidenciando bandas quartzo feldspáticas e bandas micáceas. Lâmina 291 B. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.

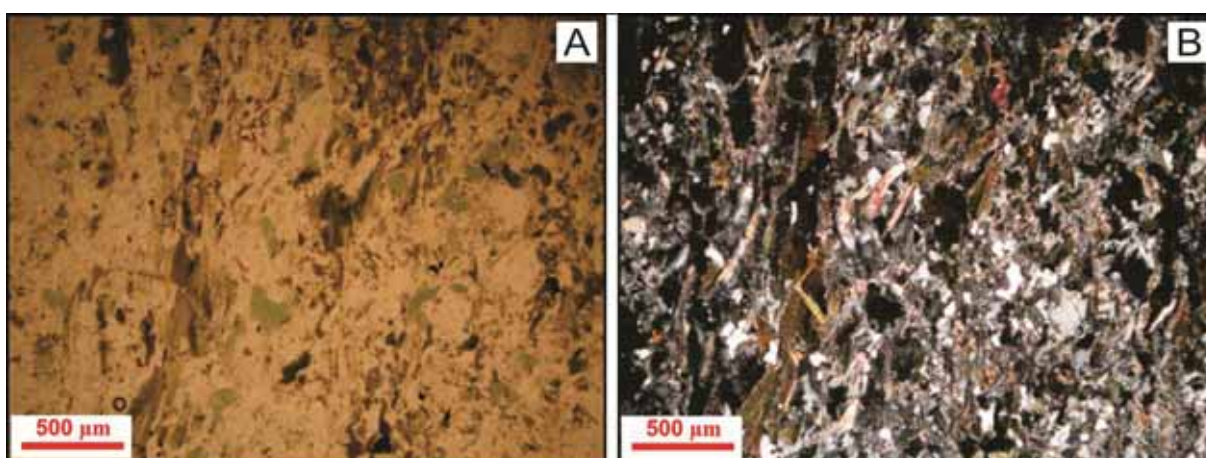
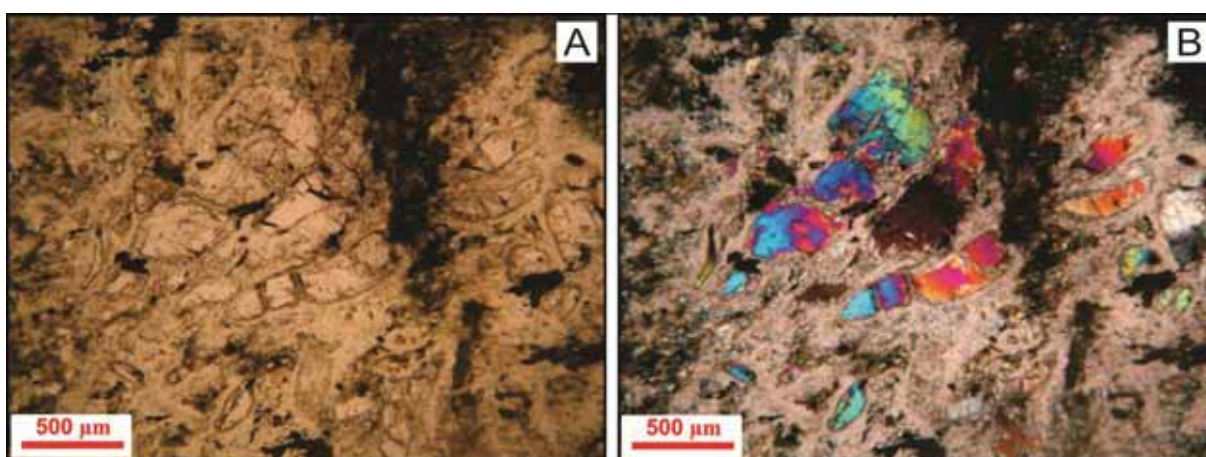


Figura 5.7 – Fotomicrografia de cianita-biotita-muscovita gnaiss mostrando cristais de cianita dobrados envolvidos por massa de sericita. Lâmina 142. Luza transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.



5.1.3. Unidade C

A unidade C está localizada à SW da mina, estando em contato com a unidade D à norte, com a unidade A à sudeste e com a unidade B à leste. Apresenta espessura que varia de

50 m a 75 m. Esta unidade apresenta como estruturação principal uma foliação Sn, com direção predominando entre N60-80E/N20-60W. É caracterizado por quartzo-muscovita xistos (Fig. 5.8), frequentemente cortados por pegmatitos concordantes e discordantes.

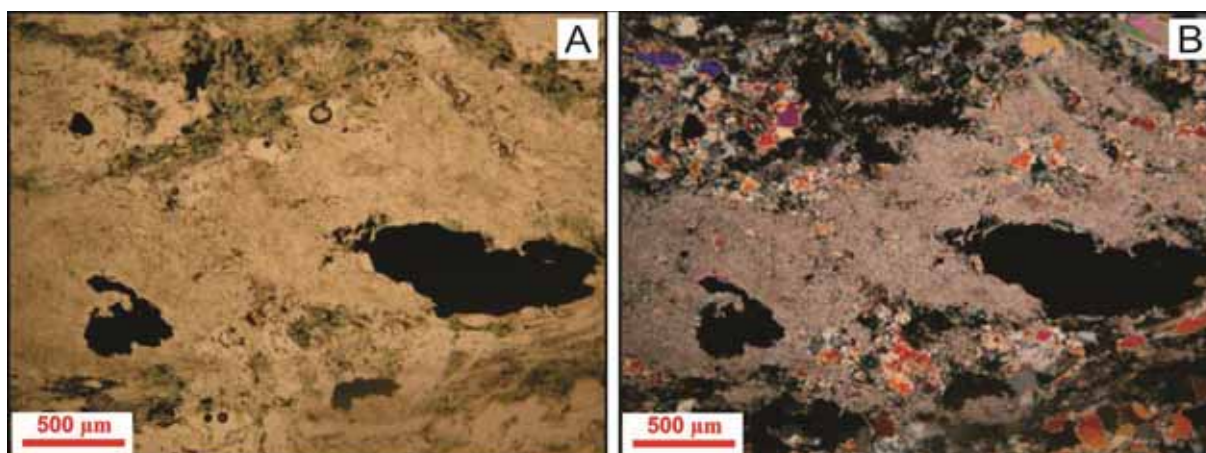
Figura 5.8 – (A) Foto de quartzo-muscovita xisto em frente de lavra, ponto 24.



Algumas características mesoscópicas desta litologia são sua coloração cinza clara, granulação fina a média, alteração e presença de sulfetos dispostos nos planos de foliação.

Microscopicamente esta rocha apresenta anisotropia e domínios lepidoblásticos e granoblásticos (Fig. 5.9). É inequigranular, cuja média dos cristais é de 0,5 mm, sua mineralogia é dada basicamente por sericita (40%), clorita (24%), quartzo (15%), muscovita (10%), minerais opacos (10%), traços de biotita, epidoto e carbonatos. Sendo denominada de muscovita-quartzo-clorita-sericita xisto, cujo protólito possivelmente foi um tonalito, cujos plagioclásios deram origem à muscovita e sericita presente na lâmina.

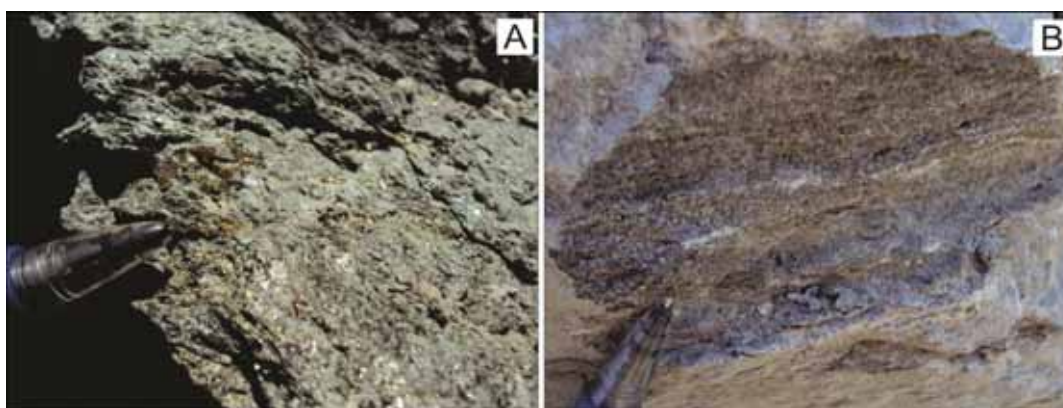
Figura 5.9 – Fotomicrografia de muscovita-quartzo-clorita-sericita xisto, detalhe para minerais opacos entre massa de sericita. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados e B. Lâmina 188.



5.1.4. Unidade D

A unidade D corresponde a uma camada contínua de direção NE-SW localizada na porção centro norte da cava cuja estruturação principal (foliação S_n) apresenta variação na direção e mergulho, com predomínio na direção N05-80E/02-45NW. A espessura desta unidade varia de 50 m a 180 m. Nesta unidade há o predomínio de biotita xistos (Fig. 5.10 A) intercalados com biotita gnaisses (Fig. 5.10 B) e anfibólio xistos e os contatos entre esses litotipos são abruptos.

Figura 5.10 – (A) Foto de quartzo-clorita-sericita-biotita xisto mostrando cristais de pirita acompanhando a foliação, ponto 247. (B) Foto de biotita gnaiss de coloração cinza escuro, mostrando leve bandamento, ponto 435.



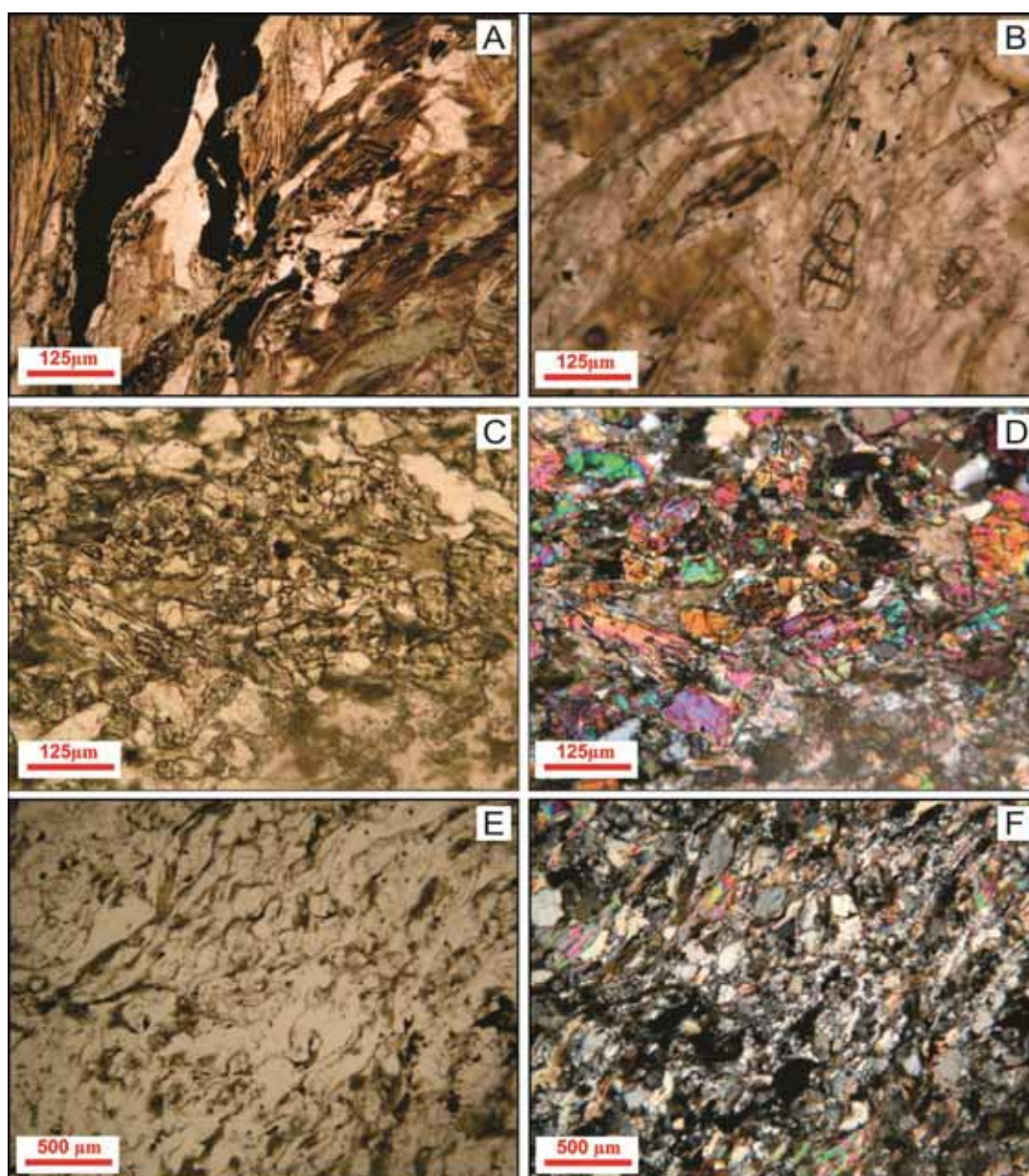
Os biotita xistos apresentam morfologia que pode variar desde bolsões sigmóides, boudins ou mesmo camadas contínuas, com espessura que pode ser centimétrica chegando até decamétrica. Correspondem a rochas de coloração cinza escuro a verde escuro, com granulação fina e normalmente estão alterados e a foliação é evidente, onde pode-se encontrar sulfetos.

Microscopicamente estes xistos apresentam anisotropia e textura predominantemente lepidoblástica, com domínios nematoblásticos e granoblásticos. São rochas inequigranulares cuja média dos cristais está em torno de 1mm. A mineralogia dessas rochas é dada basicamente por biotita (30%), clorita (25%), sericita (20%), opacos (12%), quartzo (11%), cianita (1%) e hornblenda (1%), sendo denominados de quartzo-sericita-clorita-biotita xisto (Fig. 5.11 A e B).

Os epidoto-quartzo-biotita-muscovita xisto (Fig. 5.11 C e D) apresentam sericita/muscovita (25%), biotita (23%), quartzo (23%), epidoto (17%), opacos (5%), carbonatos (5%), plagioclásio (3%) e traços de antofilita.

Os muscovita-biotita gnaisses (Fig. 5.11 E e F) apresentam como mineralogia básica biotita (25%), quartzo (25%), sericita/muscovita (20%), plagioclásio (18%), opacos (8%), antofilita (2%), epidoto (1%) e traços de rutilo. A rocha pretérita foi possivelmente um tonalito ou quartzo diorito que passou por metamorfismo em fácies anfibolito.

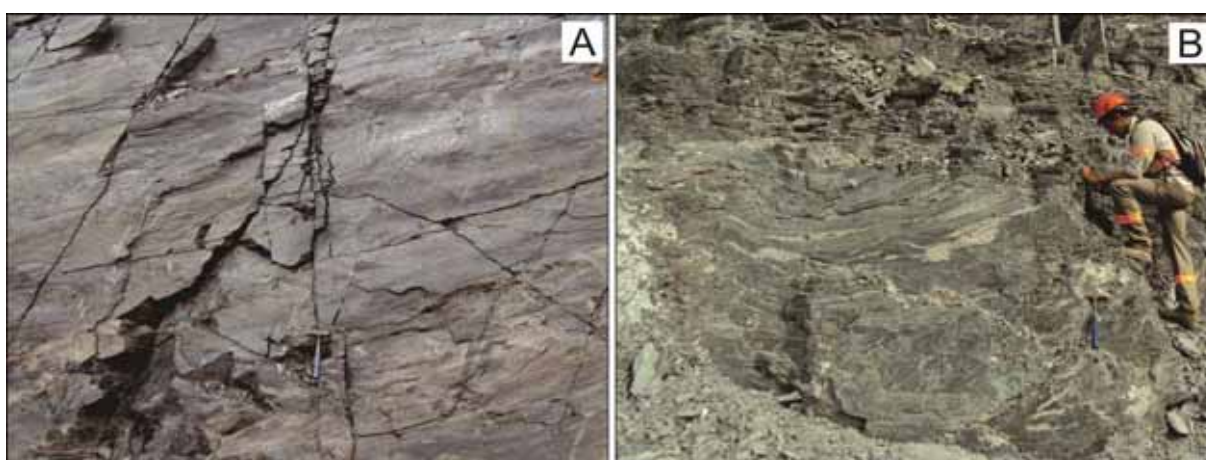
Figura 5.11 – (A) e (B) Fotomicrografia de quartzo-sericita-clorita-biotita xisto (lâmina 247), com biotita cloritizando em A e com detalhe de cristal de cianita em B (luz transmitida e polarizadores paralelos). (C) e (D) Fotomicrografia de epidoto-quartzo-biotita-muscovita xisto (lâmina 159) exibindo biotita alterando para clorita entre cristais de epidoto (luz transmitida e polarizadores paralelos em C e cruzados em D). (E) e (F) Fotomicrografia de muscovita-biotita gnaisse (lâmina 230) com leve bandamento composicional (luz transmitida e polarizadores paralelos em E e cruzados em (F)).



5.1.5. Unidade E

A unidade E está localizada na porção NW da Mina da Chapada, apresenta direção NE-SE, espessura variando entre 90 e 125m e seu contato com a unidade D foi inferido. É composta principalmente por variedades de anfibólio xistos (Fig. 5.12 A e B), como muscovita-quartzo-hornblenda xisto e epidoto-muscovita-hornblenda xisto com granada. Apresenta também camadas e lentes de biotita xisto e biotita gnaiss.

Figura 5.12 – (A) Foto de paredão de anfibolito maciço muito fraturado em frente de lavra, ponto 39. (B) Foto de anfibólio xisto com lentes de quartzo dobradas em frente de lavra, ponto 241.



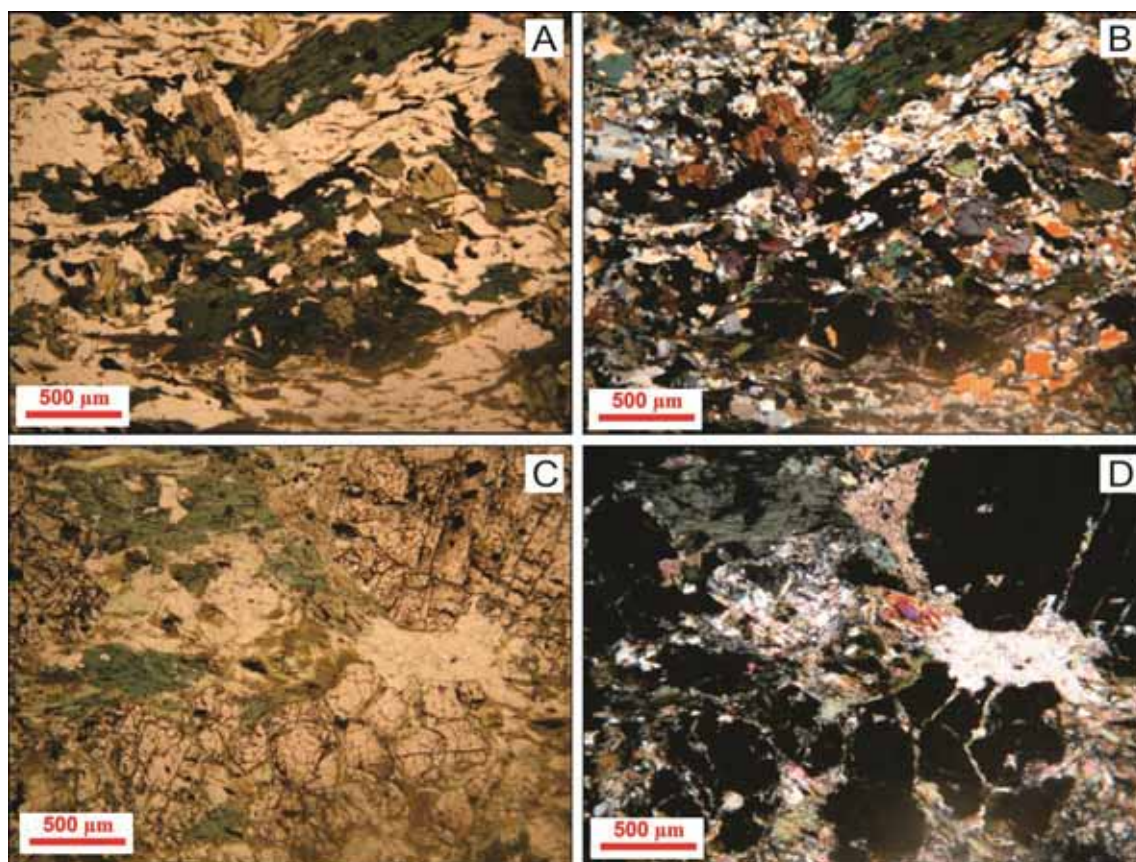
A estruturação principal desta camada (foliação S_n) varia entre N15- 80E/10-40NW, seus litotipos dispõem-se sob a forma de corpos descontínuos que frequentemente formam bolsões sigmóides ou boudins, com dimensões centimétricas a decamétricas. Mesoscopicamente estas litologias apresentam coloração cinza escuro, verde escuro ou preta, granulação fina a média, estão frequentemente alterados e podem apresentar lineação mineral e xistosidade evidente ou incipiente.

Microscopicamente estas rochas apresentam domínios onde predominam as texturas nematoblástica e lepidoblástica, ocasionalmente com bandas granoblásticas.

Os anfibólio xistos (Fig. 5.13 A e B) apresentam mineralogia dada basicamente por hornblenda (40%), quartzo (28%), muscovita (10%), minerais opacos (10%), biotita (8%), epidoto (2%), carbonato (2%), sendo assim classificado como muscovita-quartzo-hornblenda xisto.

Os epidoto-muscovita-hornblenda xisto com granada (Fig. 5.13 C e D) são compostos basicamente por hornblenda (40%), muscovita (25%), epidoto (12%), opacos (10%), granada (5%), quartzo (5%), biotita (3%) e traços de carbonato e clorita.

Figura 5.13 – (A) e (B) Fotomicrografia de muscovita-quartzo-hornblenda xisto (lâmina 241), exibindo foliação marcada por cristais de anfibólio e de quartzo, com minerais opacos (sulfetos) acompanhando esta foliação (luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B). (C) e (D) Fotomicrografia de epidoto-muscovita-hornblenda xisto com granada (lâmina 244), detalhe para as biotitas que estão cloritizando e para os cristais de granada (luz transmitida e polarizadores paralelos em C e cruzados em D).



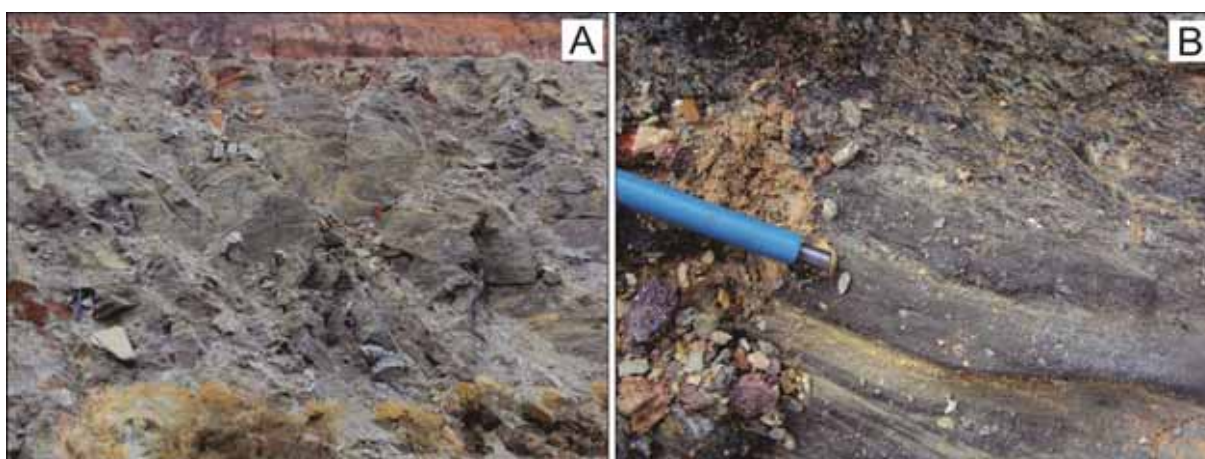
Os cristais de hornblenda apresentam dimensões de até 2,5mm, são subedrais e pleocróicos, com coloração variando de verde claro à verde escuro. Ocorrem associados à biotita, entre as bandas de quartzo. Os cristais de biotita às vezes apresentam contatos gradativos com a clorita evidenciando retrometamorfismo para a fácies xisto verde. Os sulfetos predominantes são a pirita e a calcopirita, que ocorrem acompanhando a foliação, associados às bandas de quartzo, entre os anfibólios ou associados aos epidotos.

5.1.6. Unidade F

A unidade F está localizada na porção sudeste da mina, e corresponde a uma camada contínua com direção aproximada NE-SW e espessura de aproximadamente 12 m. O contato desta unidade com a unidade C é marcado por uma falha de empurrão.

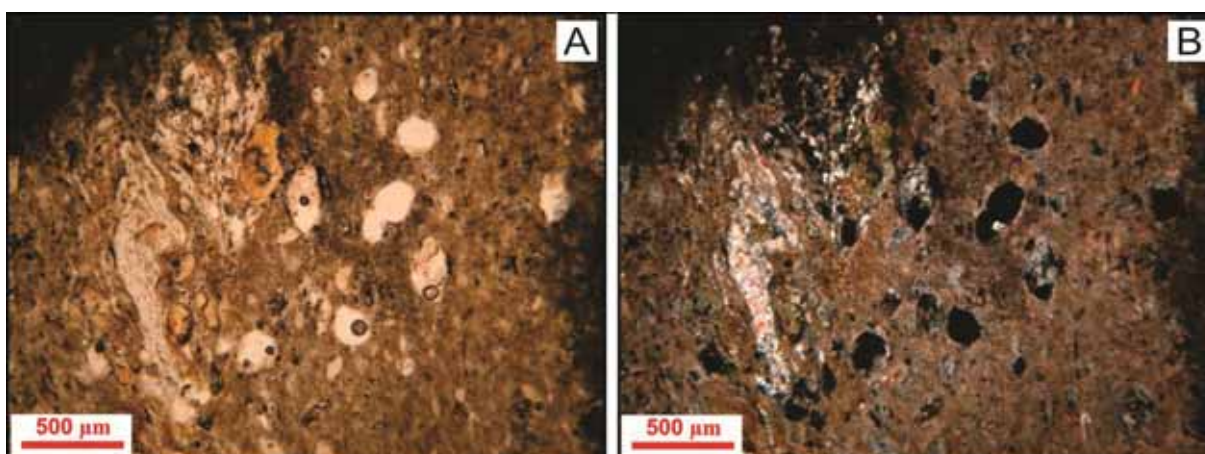
A foliação Sn nesta unidade apresenta variações, com predomínio da direção em N20-72E/15-70SE. A litologia encontrada nesta unidade é um ultrafilonito (Fig. 5.14) de coloração cinza esverdeado, foliado e que pode apresentar intercalação de bandas com tonalidades mais claras e mais escuras. Exibe estrutura milonítica e granulação muito fina, e pode apresentar porfiroclastos de feldspato associados a quartzo.

Figura 5.14 – (A) Foto de ultrafilonito muito dobrado em frente de lavra, ponto 26. (B) Foto de detalhe de ultrafilonito, ponto 213.



Microscopicamente esta rocha apresenta textura porfiroclástica (Fig. 5.15) cujos porfiroclastos variam de 1,5 mm a 2 mm. A mineralogia básica deste litotipo é sericita (85%), minerais opacos (6%), quartzo (4%), plagioclásio (2%), epidoto (1%), cianita (1%) e traços de biotita e clorita.

Figura 5.15 – Fotomicrografia de ultrafilonito (lâmina 173B), detalhe para porfiroclastos de quartzo. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.



5.1.7. Unidade G

A unidade G está localizada na porção sudeste da mina, e corresponde a uma camada contínua com direção aproximada NE-SW e seu contato com a unidade F foi inferido.

A foliação Sn nesta unidade apresenta variações, com predomínio da direção em N30-82E/20-60SE. As litologias encontradas nesta unidade são granada anfibólio xistos e hornblenditos (Fig. 5.16), seus litotipos dispõem-se sob a forma de corpos descontínuos que frequentemente formam bolsões sigmóides ou boudins, com dimensões centimétricas a decamétricas. Mesoscopicamente estas litologias apresentam coloração verde escuro ou preta, granulação fina a média, estão frequentemente alterados e podem apresentar lineação mineral e xistosidade evidente ou incipiente.

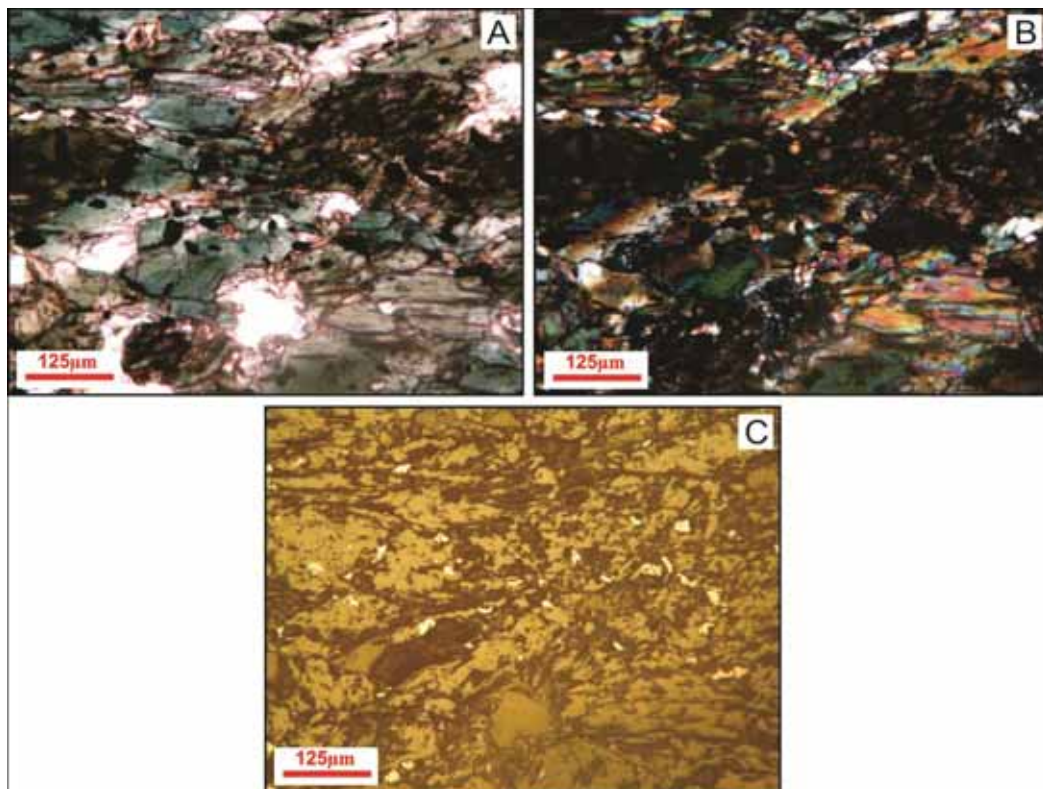
Figura 5.16 – Foto de afloramento de hornblenda fels, ponto 183.



Microscopicamente os hornblenda fels (Fig. 5.17) apresentam anisotropia e textura predominantemente nematoblástica. A mineralogia dessas rochas é dada basicamente por hornblenda (90%), epidoto (5%), minerais opacos (3%), rutilo (1%) e traços de argilo minerais e zircão.

Os granada anfibólio xistos apresentam quartzo (30%), plagioclásio (20%), hornblenda (15%), muscovita (15%), biotita (10%), epidoto (5%), minerais opacos (3%) e granada (2%).

Figura 5.17 – Fotomicrografia de hornblenda fels (lâmina 183). (A) e (B) detalhe para cristais de hornblenda orientados marcando uma foliação. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. (C) Detalhe para cristais de pirita e calcopirita entre as hornblendas e sobre estas. Luz refletida e polarizadores paralelos.



5.1.8. Rochas Intrusivas e Diques Tardios

Na área de estudo ocorrem intrusões tardias, que são representadas por diques pegmatíticos e corpos tonalíticos, com exposição predominante na porção sul e sudeste da cava da mina.

Os pegmatitos ocorrem como diques intrusivos (Fig. 5.18) em todas as unidades descritas, na maioria das vezes discordantes da foliação. São maciços, com granulação grossa, cor rosa a amarelo claro, constituídos predominantemente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico.

Esses pegmatitos possuem composição granítica, não possuindo relação com a mineralização. Os corpos pegmatíticos estão associados a eventos magmáticos do final do Brasileiro (Bredan, 2009).

O tonalito corresponde a corpo exposto a sul da cava da mina, é maciço e apresenta bordas levemente deformadas. Trata-se de uma rocha plutônica, cinza escura, com composição tonalítica a diorítica, textura fanerítica equigranular, granulação média, composta por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita como minerais essenciais, e epidoto, zircão e

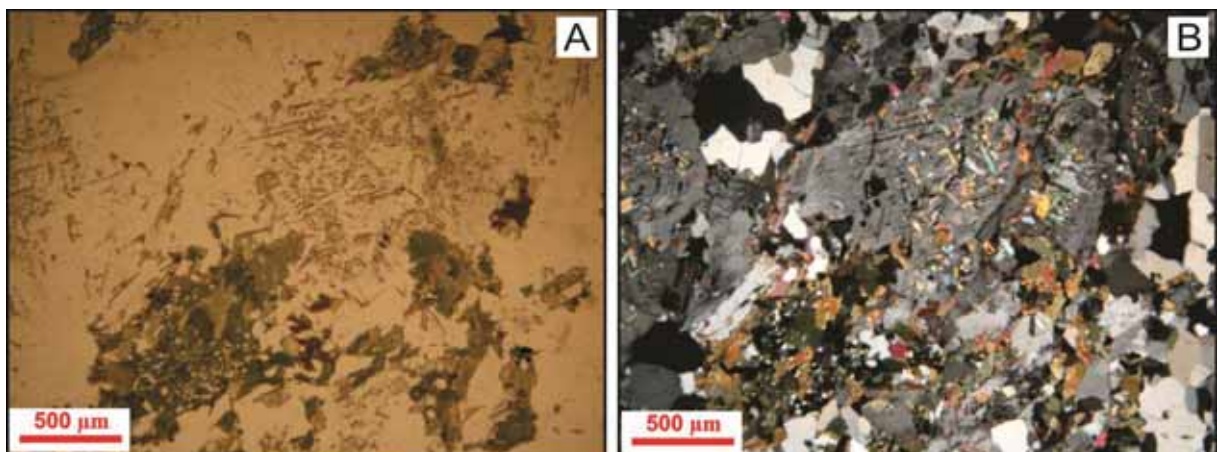
titanita como minerais acessórios. Nessas rochas são observadas raras ocorrências de pirita e calcopirita.

Figura 5.18 – Foto de biotita xisto em frente de lava cortado por dique pegmatítico de cerca de 2,5m. Ponto 274.



Os grãos de plagioclásio ocorrem como cristais anédricos, alterados parcialmente para sericita e epidoto (Fig. 5.19), associados aos grãos de quartzo em contatos retilíneos. Os grãos de anfibólio são anédricos, com bordas irregulares, por vezes poiquilíticos, com inclusões de quartzo.

Figura 5.19 – Fotomicrografia de tonalito, com destaque para cristais de plagioclásio alterando para muscovita e epidoto, e cristais de hornblenda com inclusões de quartzo. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B. Lâmina 461.



Segundo Richardson (1986), a mineralização de Chapada tem uma íntima relação com este corpo, evidenciada pela presença de faixas de milonito no contato deste corpo com o corpo de minério. Entretanto, essas faixas não foram descritas no mapeamento geológico da cava da mina.

5.2. Tipologia do Minério

O minério do Depósito de Cu-Au Chapada ocorre predominantemente de forma disseminada, ao longo dos planos de foliação e entre os cristais de anfibólio, podendo ocorrer em planos de fraturas e esporadicamente em concentrações maciças (milimétricas a centimétricas) nos eixos e charneiras de dobras e associados a veios de quartzo (Fig. 5.20). O minério é constituído por uma associação de sulfetos (calcopirita, pirita) e óxidos (magnetita, hematita, rutilo), onde a calcopirita aparece como o único mineral de minério importante. O ouro não foi observado nas lâminas descritas, porém segundo Richardson (1986) este ocorre com granulação muito fina incluso na calcopirita, podendo apresentar variações mais grossas em fraturas e espaços intergranulares de sulfetos.

De maneira geral, o minério do Depósito de Cu-Au Chapada é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita (Fig. 5.21 A), prevalecendo as associações calcopirita-magnetita (minério magnetítico, Fig. 5.21 B) ou calcopirita-pirita (minério pirítico, Fig. 5.21 C), onde a pirita se constitui no mineral mais abundante enquanto a magnetita tem ocorrência subordinada.

Estudos microscópicos revelaram uma grande variedade de texturas envolvendo a calcopirita e os outros minerais, essas texturas são produtos das transformações metamórficas e deformacionais que teriam induzido intensa recristalização e neoformação mineral (blastese), realçada, sobretudo, por intercrescimentos sulfetos/filosilicatos (Fig. 5.22). A fotomicrografia do minério classificado como magnetítico destaca textura granoblástica média realçada por contatos planares entre os minerais. A fotomicrografia da associação calcopirita-pirita destaca a ocorrência de calcopirita em fraturas, no interior e nas bordas de grãos xenomórficos de pirita.

A presença de duas paragêneses metálicas típicas para o minério de Chapada, descritas em análises microcópicas, também é observada em campo. Os biotita gnaisses que apresentam magnetita em sua composição, estão localizados no centro da cava, local onde ocorrem as maiores concentrações de ouro (ANEXO A – Mapa de teor de Au). Estes estão envoltos por um halo pirítico (ANEXO B – Mapa de concentração de pirita), que estão

associados principalmente à muscovita-quartzo xistos expostos na porção sudoeste da cava, que apresentam menores teores de ouro.

Figura 5.20 – (A) Foto de biotita gnaiss com sulfetos disseminados acompanhando a foliação, ponto 14. (B) Foto de hornblendito com sulfetos entre os cristais de hornblenda, ponto 75. (C) Sulfetos em plano de fratura, associado com carbonato, ponto 398. (D) Foto de pirita concentradas em zona de charneira em muscovita-quartzo xisto, ponto 210. (E) Foto de veio de quartzo com sulfetos centimétricos, ponto 237.

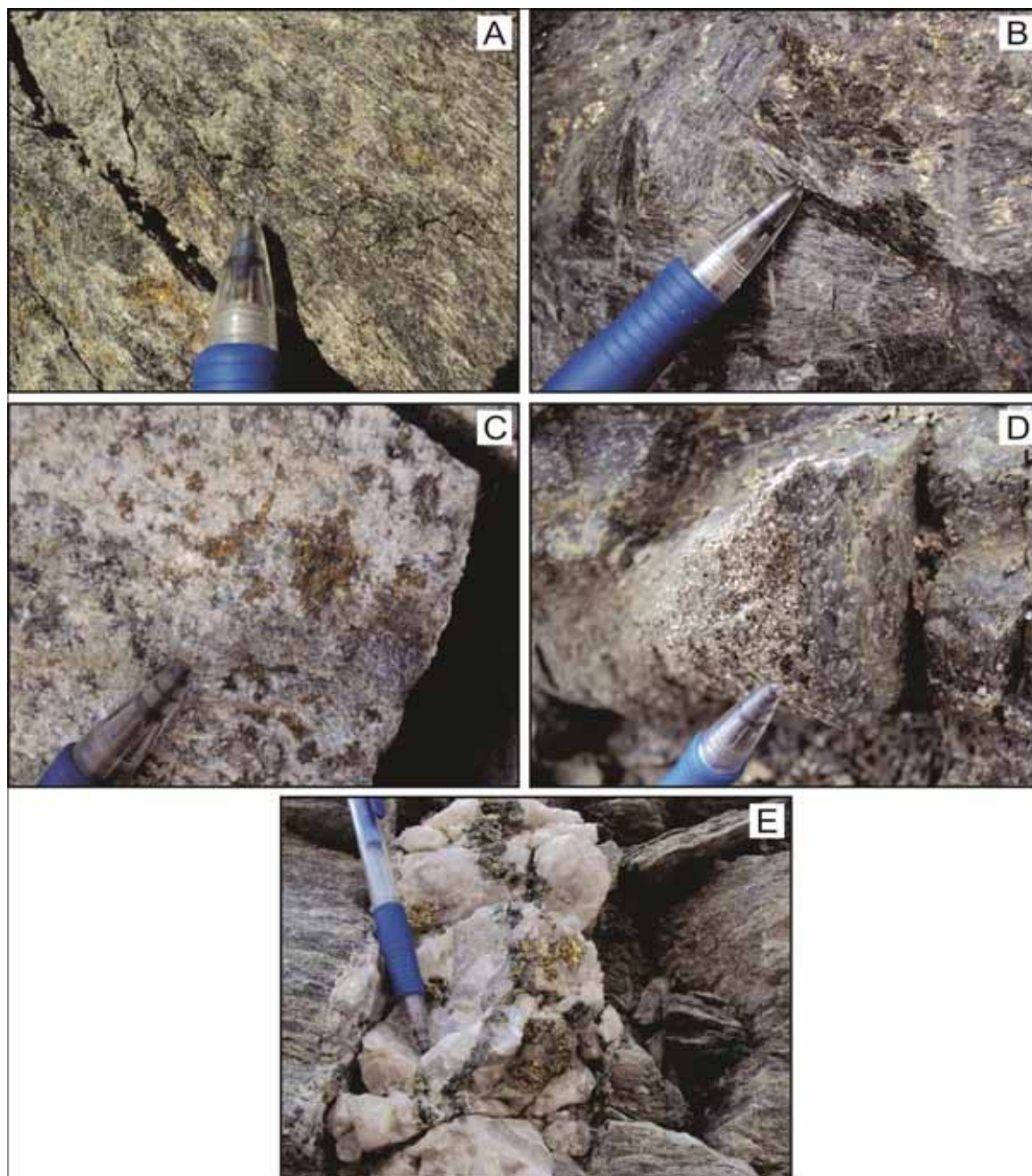


Figura 5.21 – (A) Fotomicrografia mostrando associação calcopirita, pirita e magnetita. Lâmina 311A. Luz refletida e polarizadores paralelos. (B) Fotomicrografia de minério magnetítico, evidenciando cristais de magnetita e calcopirita. Lâmina 343B. Luz refletida e polarizadores paralelos. (C) Fotomicrografia de minério pirítico, com destaque para calcopirita nas fraturas da pirita. Lâmina 350. Luz refletida e polarizadores paralelos. Py – pirita, Ccp – calcopirita, Mg – magnetita.

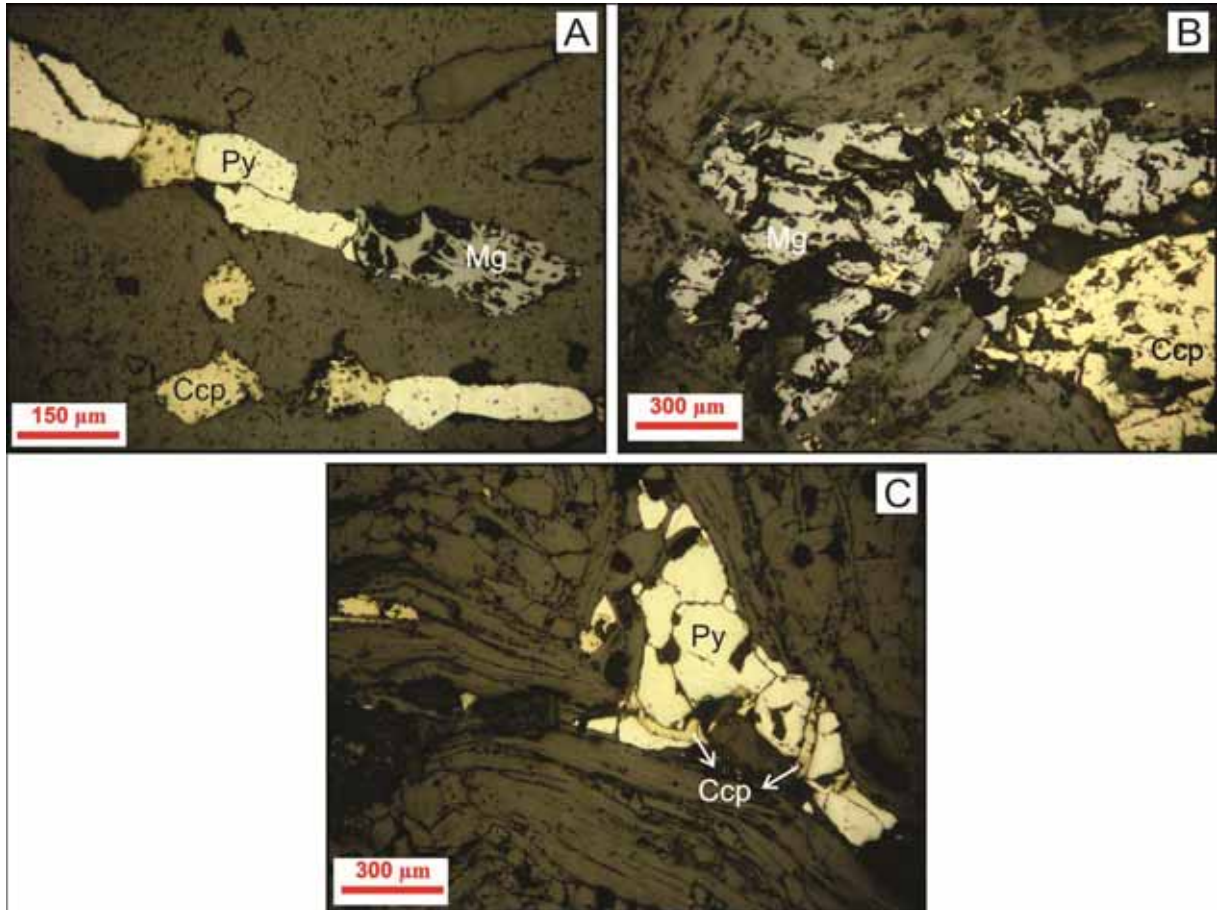
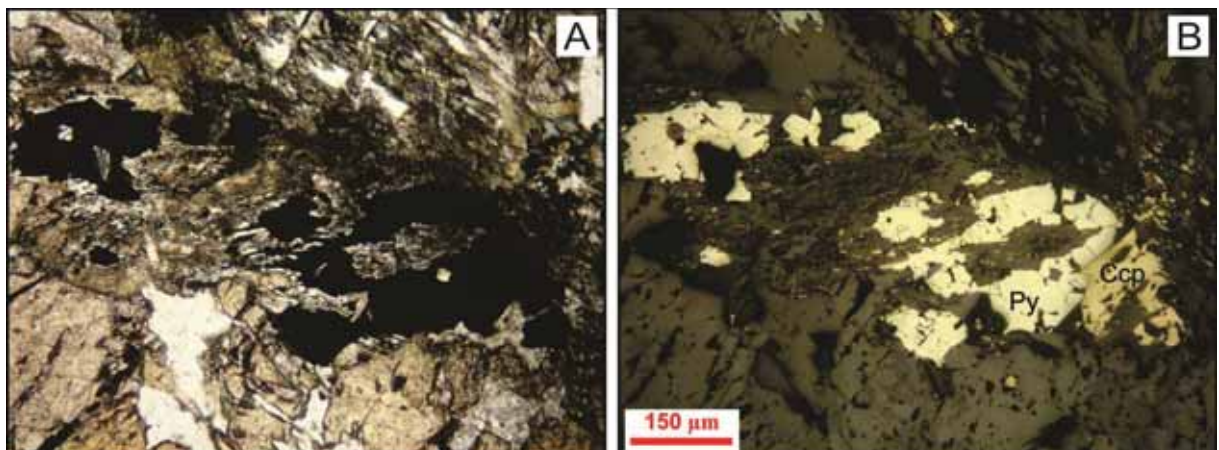


Figura 5.22 – Fotomicrografia do minério pirítico, mostrando sobrecrecimento de clorita com pirita. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e luz refletida e polarizadores paralelos em B. Lâmina 394. Py – pirita, Ccp – calcopirita.



5.3.Geologia Estrutural

Através do mapeamento estrutural das frentes de lavra da mina da Chapada foi possível reconhecer três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} e D_{n+2}), correlacionadas àquelas descritas por Bredan (2009). Este autor atribuiu estas fases ao evento regional de deformação (E_n) que conduziu a história evolutiva das unidades litoestratigráficas regionais.

Durante a atuação da fase D_n houve esforço compressivo E-W a NW-SE que resultou em dobras isoclinais recumbentes em associação com metamorfismo de fácies anfibolito. Posteriormente, durante a fase D_{n+1} , houve a formação de dobras de arrasto e intrafoliais em associação com metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde. Esta fase relaciona-se à zona de cisalhamento Rio dos Bois. A fase deformacional mais tardia, D_{n+2} , é responsável por dobramentos simétricos tardios da foliação, com eixos ortogonais, aproximadamente N-S e E-W, resultante em um padrão de interferência do tipo domo e bacia. As duas primeiras fases deformacionais, D_n e D_{n+1} , estão intimamente relacionadas à mineralização do Depósito de Cu-Au da Chapada e se associam à evolução deformacional da sequência vulcano-sedimentar Mara Rosa, atuante durante o Neoproterozóico (Bredan, 2009).

5.3.1. Fase Deformacional D_n

A principal fase deformacional da área de estudo é denominada de D_n , sendo também a fase mais antiga descrita. Esta é caracterizada por dobramentos sub-isoclinais a isoclinais recumbentes (Fig. 5.23 A, B e C), com dimensões de até 10m, e são frequentemente encontradas associadas a biotita gnaisses, anfibólio xistos e ultrafilonitos. No sudoeste da mina também são encontrados *moullions* (Fig. 5.23 D) próximos a zona de charneira dessas dobras.

As lineações desta fase de deformação são representadas por eixos de dobras com direção aproximada NE-SW e caimento preferencial para NE ($N24-50E/2-30$) (Fig. 5.24).

Durante a atuação desta fase deformacional foi gerada uma xistosidade S_n (Fig. 5.25), sendo a principal estrutura desta fase. Esta foliação é plano axial das dobras D_n , de direção geral NE e mergulho para NW ($N35-58E/03-35NW$).

Os elementos estruturais desta fase foram afetados pelas fases deformacionais D_{n+1} e D_{n+2} , diante disso a foliação S_n apresenta mudança na atitude e no mergulho, como exibido no estereograma de foliação (Fig. 5.26).

Figura 5.23 – (A), (B) e (C) Foto em frente de lavra mostrando flancos em alto ângulo em zona de charneira de dobras recumbentes relacionadas à fase Dn. Dobras em biotita xisto em A (ponto 217) e B (ponto 245) e em anfibolito em C (ponto 245). (D) Foto de frente de lavra evidenciando formação de *moullions* em zona de charneira de dobra em biotita gnaiss (ponto 10).

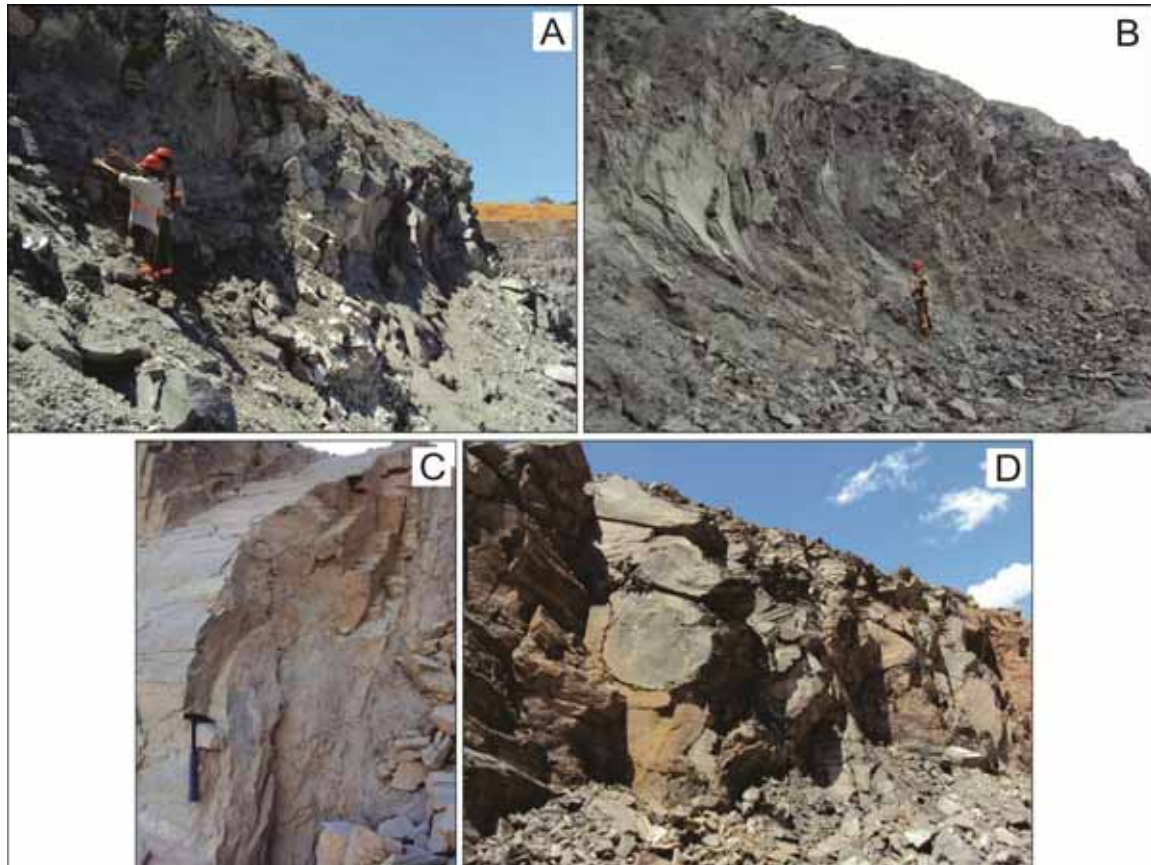


Figura 5.24 - Estereograma referente às medidas de eixos de dobras Dn (67), com direção principal NE-SW.

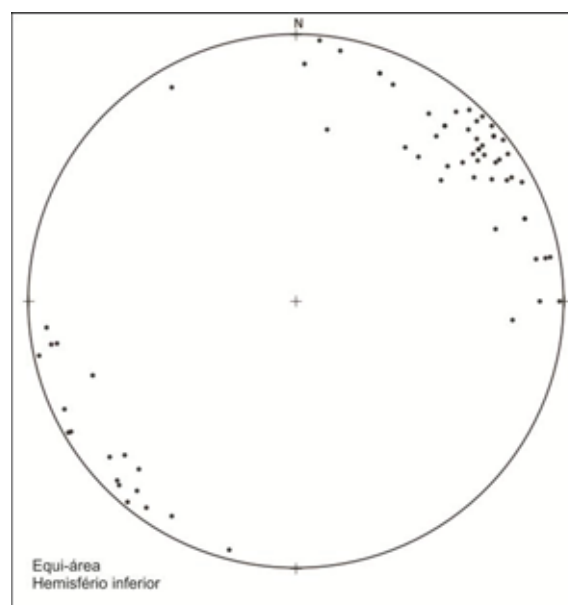


Figura 5.25 – Fotomicrografia de biotita gnaiss (lâmina 428) evidenciando bandamento composicional dobrado, com micas dispostas paralelamente ao plano axial dessas dobras. Luz transmitida e polarizadores paralelos em A e cruzados em B.

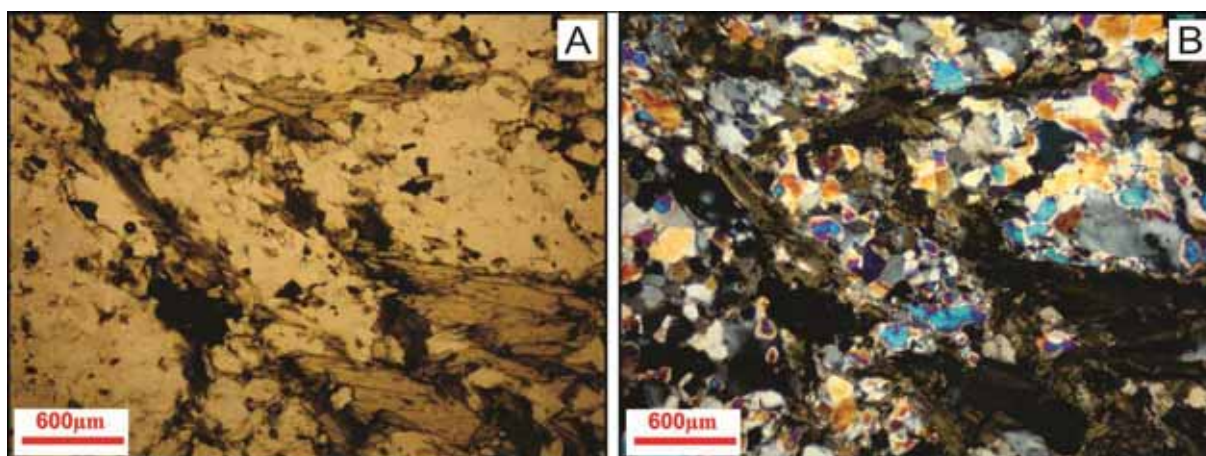
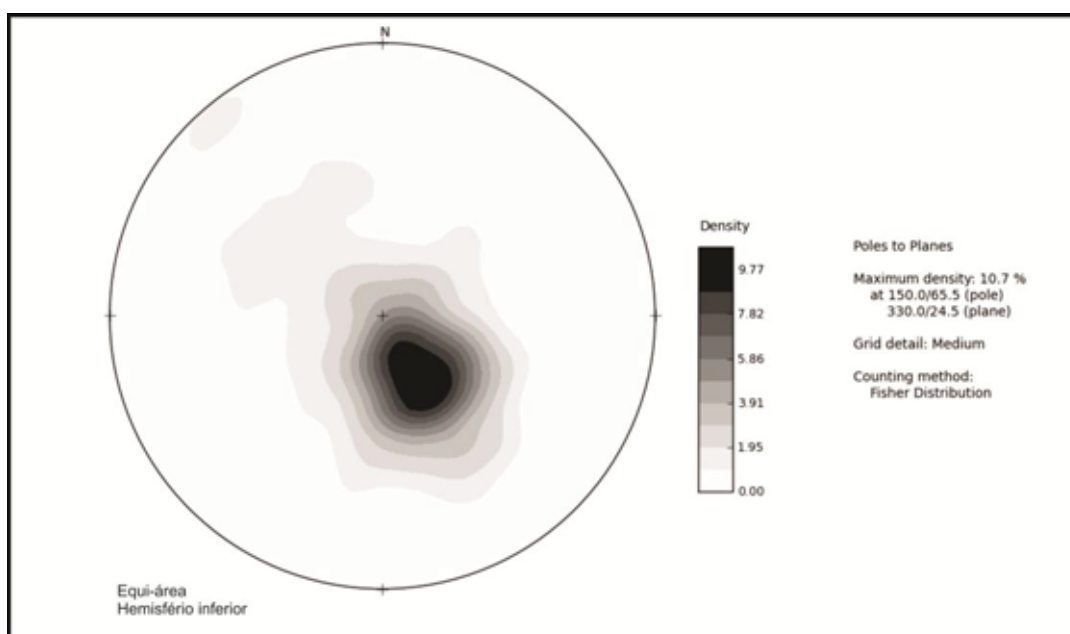


Figura 5.26 – Estereograma referente às medidas de foliação Sn (408) com padrão de guirlanda, direção geral NE e mergulho para NW e SE.



5.3.2. Fase Deformacional Dn+1

A fase deformacional Dn+1 foi de grande importância para a área de estudo, pois foi responsável pela formação de elementos estruturais caracterizados como os melhores agentes mineralizadores da mina de Cu-Au da Chapada. Dentre estes elementos destaca-se a zona de cisalhamento Rio dos Bois, que se orienta segundo N30-60E/20-30NW e exibe caráter compressivo.

A foliação desenvolvida nesta fase deformacional, S_{n+1} , é de baixo ângulo e pode estar paralela aos planos axiais de dobras. Estas dobras apresentam diversas geometrias e associam-se a sistema de empurrão. Podem ser dobras de arrasto, assimétricas, recumbentes e parasíticas intrafoliais (Fig. 5.27). A direção geral da foliação S_{n+1} é $N20-50E/10-40NW$ e indica transporte tectônico de baixo caimento e direção NW-SE, com transporte de NW para SE. Ocorre também uma clivagem de crenulação (Fig. 5.28) relacionada a essa fase deformacional.

Figura 5.27 – (A) Foto de dobras assimétricas em biotita gnaiss, ponto 51. (B) Foto de falha normal formando dobras de arrasto, ponto 40. (C) Foto de dobras assimétricas em biotita gnaiss, ponto 416. (D) Foto de pegmatito boudinado, ponto 104. (E) Foto de sulfetos concentrados em zona de charneira de dobras D_{n+1} , ponto 451. (F) Foto de quartzo boudinado, com formação de sombra de pressão, ponto 47.

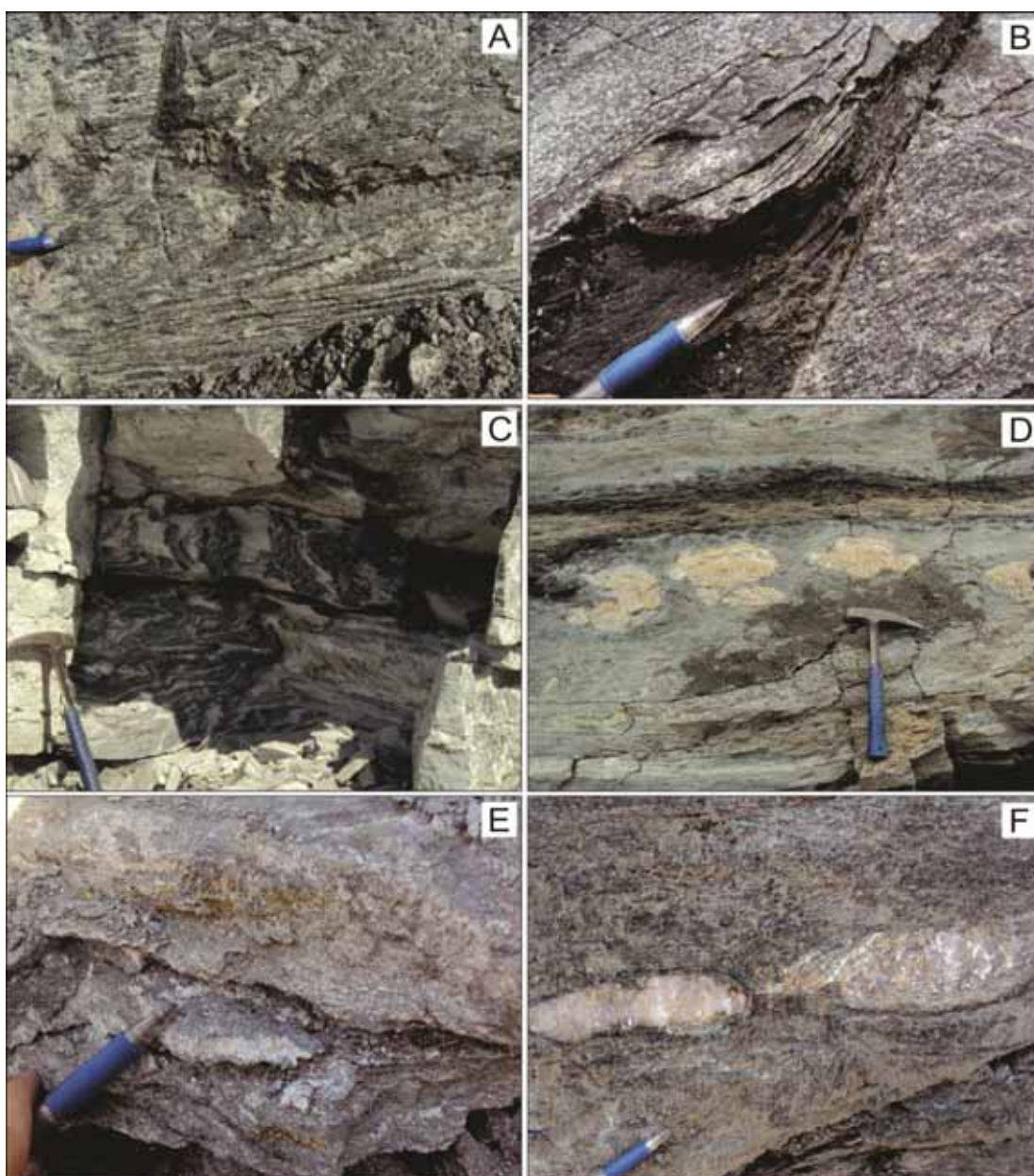


Figura 5.28 – Fotomicrografia de biotita-quartzo-muscovita xisto, com destaque para foliação de crenulação. Ponto 443.



As lineações relacionadas a esta fase deformacional são de estiramento, mineral, crenulação e eixo de dobra. Também é frequente a ocorrência de *boudins* paralelos aos eixos de dobra. As lineações de estiramento (N320-330/10-20) em associação com os sigmóides assimétricos confirmam o transporte tectônico de NW para SE.

Durante a fase deformacional Dn+1 também foi formada uma dobra anticlinal aberta (APÊNDICE B – Mapa Geológico Estrutural), de escala quilométrica, assimétrica, correspondente à principal estrutura controladora da mineralização, com eixo de direção NE. Essa anticlinal pode ser observada pela formação de uma guirlanda no estereograma geral de medidas.

No contato entre as unidades C e F há evidências da ocorrência de uma zona de cisalhamento responsável pela milonitização dos litotipos presentes na unidade F.

O sistema de falhas Rio dos Bois é o responsável pela orientação geral do corpo mineralizado. Este sistema caracteriza-se como um sistema de falhas de empurrão a reversas oblíquas, de baixo a médio ângulo.

Os pegmatitos intrudidos durante esta fase deformacional na forma de diques, não possuem relação com a mineralização.

Também ocorrem falhas de rejeito direcional, geradas em domínio dúctil com direção E-W, cinemática dextral, correspondentes à falha Serra de Bom Jesus, descrita como uma zona de cisalhamento direcional oblíqua com orientação E-W e mergulhos entre 30 e 50° para N. Os

corpos pegmatíticos intrudidos na forma de diques, associados a falhas com atitude geral N40-60°W, não possuem relação com a mineralização.

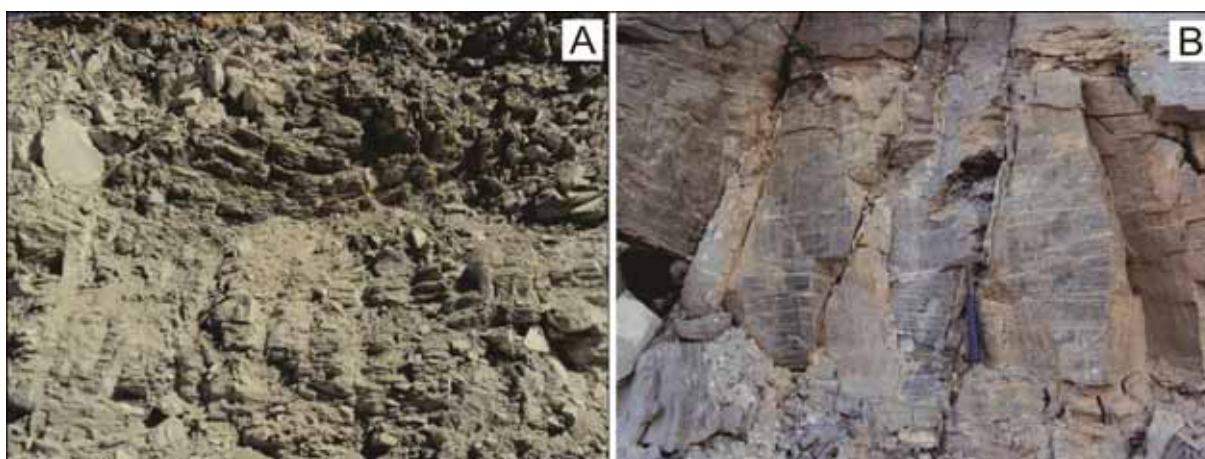
5.3.3. Fase deformacional Dn+2

A fase deformacional Dn+2 caracteriza-se por dobramento regional suave (Fig. 5.29 A), com anticlinais e sinclinais levemente assimétricos. Este dobramento é responsável pelo mergulho da foliação em duas direções, aproximadamente N-S e E-W, o que resulta num padrão de interferência do tipo domo e bacia.

A foliação Sn+2 não foi observada em campo, o que se observou foram as dobras pertencentes a esta fase, que podem ser identificadas em escala de afloramento e em escala regional. Estas dobras influenciam o mergulho das foliações (Sn e Sn+1) e caimento de suas respectivas lineações (Ln e Ln+1).

Também foram identificadas fraturas e/ou juntas formadas ou reativadas durante a atuação desta fase, com direções principais N-S a N40W, com mergulho 70-90W, e E-W a N80E, com mergulho 60-90 para sul. O primeiro grupo de fraturas é mais persistente, contudo ambos são responsáveis pela remobilização de sulfetos ao longo das superfícies dos planos, bem como cristalização de carbonato, epidoto e eventualmente de zeólita (estilbita) (Fig. 5.29 B).

Figura 5.29 – (A) Foto de frente de lavra mostrando dobras suaves da fase Dn+2, ponto 355. (B) Foto de frente de lavra mostrando fraturas E-W, com preenchimento de carbonato, ponto 238.



5.4. Metamorfismo

A partir das paragêneses observadas durante os estudos petrográficos e do contexto deformacional da área de estudo, foi determinado o grau metamórfico a que foram submetidas as rochas mapeadas na Mina da Chapada. As unidades litoestratigráficas mapeadas compreendem produtos de alteração hidrotermal de diorito porfirítico deformados e metamorfisados durante o Ciclo Brasileiro (Sillitoe, 2008), porém as variações composicionais observadas permitem atribuir composições dioríticas a tonalíticas ao protólito. Também não é possível descartar a possibilidade da presença de sedimentos grauvaqueanos como protólitos. A ocorrência de litotipos com cianita, estauroлита e anfibólios e a variação do teor de sílica, mica branca, biotita entre outros, sugere que os protólitos foram submetidos à alteração hidrotermal antes do evento tectono-metamórfico e/ou o evento tectono-metamórfico ocorreu em condições anisoquímicas.

Foi possível reconhecer, através dos estudos petrográficos, dois eventos metamórficos principais que atuaram na área: o metamorfismo principal, atuante durante a fase deformacional Dn, que atingiu fácies anfibolito zona da cianita, sendo responsável pelas paragêneses de mais alto grau, e retrometamorfismo para a fácies xisto verde, zona da clorita, atuante durante as fases deformacionais Dn+1 e Dn+2, responsável pelas paragêneses de mais baixo grau.

O metamorfismo de fácies anfibolito foi identificado pela presença de hornblenda nas paragêneses dos litotipos das unidades A, B e G. A unidade F apresentou litotipos com cianita, enquanto que a unidade B apresentou estauroлита + cianita em suas paragêneses, o que corroborou o auge metamórfico em fácies anfibolito.

Nas unidades C, D e E não foram detectadas associações minerais na fácies anfibolito, contudo, como houve atuação de metamorfismo em fácies anfibolito na área, estas unidades provavelmente também foram atingidas e este evento foi mascarado pelas fases deformacionais posteriores (retrometamorfismo mais intenso). Com o desenvolvimento da foliação (Sn+1), a deformação progressiva catalisou reações retrógradas, aparentemente de forma contínua, para a fácies xisto verde, que pode ser identificada em todas as unidades mapeadas. Este retrometamorfismo é facilmente identificado nas análises petrográficas através do reconhecimento de minerais de baixo grau, como muscovita/sericita, biotita esverdeada e clorita, derivados de cristais de anfibólio. Além dos processos de biotitização e cloritização são comuns na área de estudo os processos de saussuritização, carbonatação, muscovitização e sericitização, características que evidenciam o processo retrometamórfico.

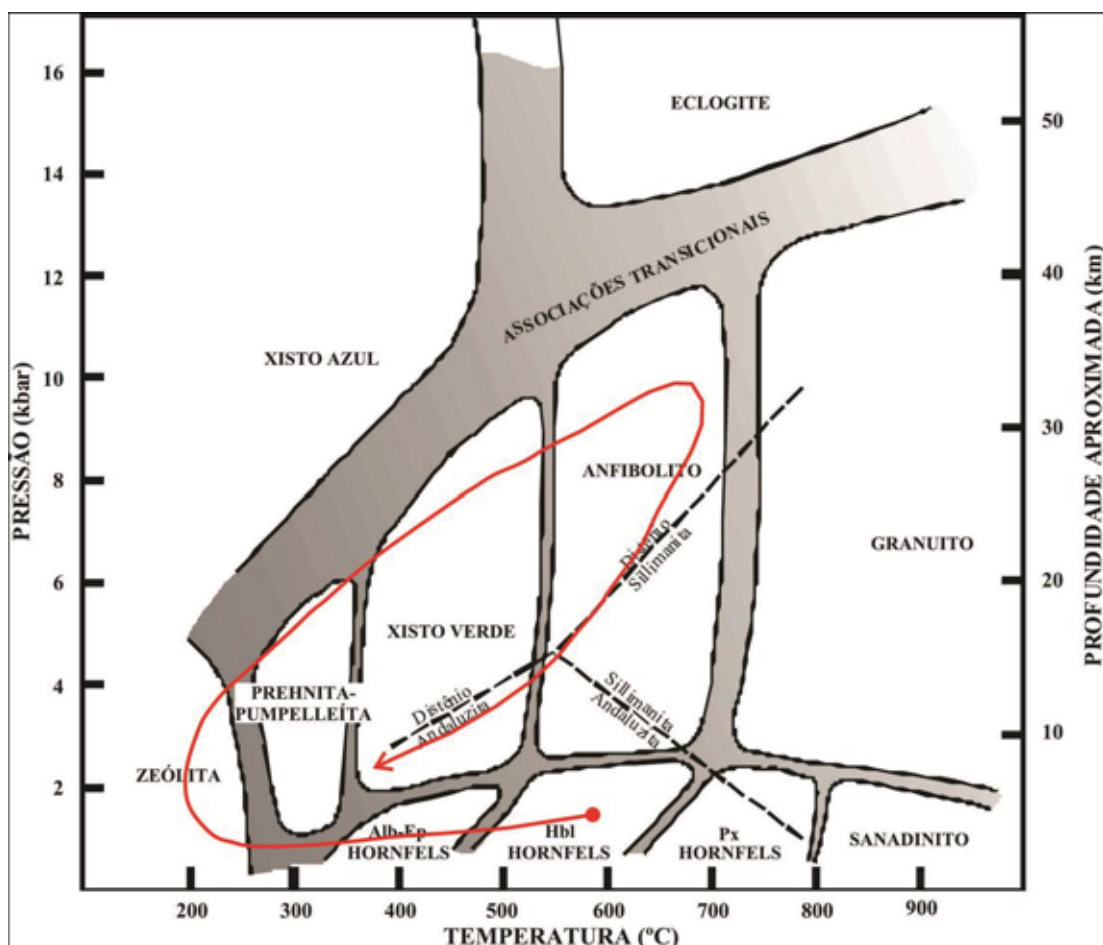
A análise dos dados descritos acima permite interpretar que a área de estudo apresenta dois tipos principais de eventos metamórficos: hidrotermalismo e metamorfismo regional dínamo-termal. A figura 5.30 representa o caminhamento metamórfico ao qual a área de estudo foi submetida, auge metamórfico em fácies anfibolito, zona da cianita, e retrometamorfismo que alcançou a zona da clorita.

A geração do arco magmático aparenta ter gerado metamorfismo hidrotermal (halos de alteração) e possivelmente metamorfismo de contato e/ou regional de baixa pressão. Posteriormente este conjunto foi afetado por zona de subducção, resultando em metamorfismo regional, possivelmente com ambiente com pressões superiores à do Barrowiano. Com a exumação tectônica tem-se metamorfismo regressivo em condições de diminuição de pressão maior que de temperatura.

Com base nas associações mineralógicas, reações e microestruturas estima-se que o auge metamórfico ocorreu no estágio inicial ou mesmo pré- desenvolvimento da foliação S_n (D_n) e que a temperatura mínima deve ter atingido cerca de 650 °C em condições de pressão alta a moderada, campo de estabilidade da cianita, que projeta pressões mínimas da ordem de 7 Kbar. Este evento pode estar relacionado com a formação de material pegmatóide associado a zonas de distensão. A presença de cianita, estaurolita e anfibólios em uma mesma rocha, em associação com o contexto geotectônico (arco de ilha envolvido em colisão continente-continente), sugerem que o ambiente de pressão pode ter sido bem mais alto, ou seja, atingido pressões superiores a 10 Kbar, durante o metamorfismo progressivo e temperaturas superiores a 700° C podem ter sido atingidas, porém não há reações típicas para tal suposição.

Durante o estudo do desenvolvimento de S_n , S_{n+1} e S_{n+2} foi constatado que a deformação associada à percolação de fluidos catalisa transformações retrometamórficas de forma contínua em condições de diminuição da temperatura e pressão, culminando com a destruição total de cianita, estaurolita e anfibólios nos litotipos mais afetados pelos estágios finais do desenvolvimento da foliação, gerando assembléia mineral formada por mica branca (sericita/muscovita), clorita, quartzo e biotita esverdeada a castanha evidenciando que nos estágios finais o metamorfismo regressivo atingiu patamares intermediários a inferiores da fácies xisto verde, com temperaturas da ordem de 350 °C ou mesmo inferior.

Figura 5.30 – Figura esquemática mostrando o caminhamento matamórfico a que a área foi submetida, atingindo fácies anfibolito e retrometamorfisando para fácies xisto verde.



Fonte: Modificado de Yardley (1988).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos trabalhos realizados gerou-se um mapa geológico na escala 1:5.000 onde foram individualizadas 7 unidades neoproterozóicas, denominadas informalmente de A, B, C, D, E e F e 2 seções geológicas, A-B, C-D. Os litotipos encontrados em cada uma das unidades foram caracterizados petrograficamente bem como a associação mineral do minério e interpretações acerca do protólito e eventos deformacionais que atuaram nestes materiais.

Três fases deformacionais foram confirmadas na mina da Chapada: Fase Dn, principal evento deformacional, sendo responsável pela geração de dobras sub-isoclinais a isoclinais recumbentes e de uma foliação Sn; Fase Dn+1, responsável pela formação de elementos estruturais caracterizados como os melhores agentes mineralizadores do Depósito de Cu-Au Chapada, além de dobras de arrasto, assimétricas, recumbentes e parasíticas intrafoliais; Fase Dn+2, responsável por dobramento regional suave, formando dobras do tipo domo e bacia.

O minério do Depósito de Cu-Au Chapada ocorre predominantemente de forma disseminada, ao longo dos planos de foliação, podendo ocorrer em planos de fraturas, nas charneiras de dobras e associados a veios de quartzo. A calcopirita é o único mineral de minério importante e de maneira geral, o minério é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita, prevalecendo as associações calcopirita-magnetita e calcopirita-pirita, onde a pirita se constitui no mineral mais abundante enquanto a magnetita tem ocorrência subordinada.

Interpretou-se que a área passou por alteração hidrotermal seguida de evento tectono-metamórfico cujo pico deu-se durante a fase pré-Dn, alcançando fácies anfíbolito, zona da cianita. Posteriormente houve a atuação de retrometamorfismo que chegou à fácies xisto verde, zona da clorita.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO FILHO J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an exemple of intersection of two Brasiliano fold thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**. 30. p.144-148.
- ARANTES, D., BUCK, P.S., OSBOURNE, G.A., PORTO, C.G. 1991. A Sequência Vulcanosedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. **Boletim Informativo da SBG**, Núcleo Centro-Oeste, 27-40.
- BREDAN, F. O. 2009. **Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás**. Dissertação de Mestrado 264, Universidade de Brasília, 113p.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geologia da Folha Campinorte: SD.22-Z-B-I**. Escala 1:100.000. Org: OLIVEIRA, C. G.; OLIVEIRA, F. B.; DANTAS, E. L.; FUCK, R. A. Brasília: UnB/CPRM, 2007. (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB). 68p.
- FUCK, R.A., DANTAS, E.L., De SORDI, D.A., CHIARINI, M.F., OLIVEIRA, C.G., ALMEIDA, T. 2006. **Programa Geologia do Brasil-Folha Santa Terezinha de Goiás**. FUB/CPRM, Brasília, 89 pp.
- FUCK R.A., PIMENTEL M.M., D'EL REY SILVA L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins, XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Camburiú, SBG, **Boletim de Res. Expandidos1**, Simpósios, p.215-217.
- JUNGES, S.L. 1998. **Caracterização geoquímica e isotópica da Faixa Oeste da Sequência Vulcanosedimentar de Mara Rosa**. Dissertação de mestrado. UnB, Brasília, 120pp.

- JUNGES, S.L., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E..L, LAUX, J.H. 2002a. Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. *In: 41 Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. Anais.* João Pessoa, SBG, p.312.
- JUNGES, S.L, PIMENTEL, M.M., MORAES, R. 2002b. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research** 117(1-2):101-108.
- JUNGES S.L., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., LAUX, J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. *In: 4 South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 2003. Short Papers.* Salvador, CBPM, IRD, v.1:198-201.
- KUYUMJIAN, R.M. 1989. **The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil.** Unpublished PhD thesis, University of London, 289 pp.
- KUYUMJIAN, R.M. 1995. Diversity of Fluids in the Origin of the Chapada Cu-Au Deposit, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25(3), 203-205.
- KUYUMJIAN, R.M., OLIVEIRA, C.G., CAMPOS, J.E.G., QUEIROZ, C.L. 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 34 (3): 329-334.
- MELO, L.V. 2006. **Compartimentação Geocronológica dos Depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arco Magmático de Goiás, Brasil Central.** Tese de Doutorado- UnB.
- MISAS, C. M. E., 2010. **Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA).** Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 235p.
- OLIVEIRA C. G., PIMENTEL M. M., MELO L. V., FUCK R. A. 2004. The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. **Ore Geology Reviews**, 25: 285-299.
- OLIVEIRA, C. G., QUEIROZ, C.L., PIMENTEL, M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. **Rev. Bras.Geoc.**, 30:219-221.
- OLIVEIRA, F. B. E OLIVEIRA, C. G., 2008. O Depósito de Cu-Au de Chapada: Deformação, Metamorfismo e Mineralização (Resumo). *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais.* Curitiba, DNPM, UnB, pág 165.
- PALERMO, N., PORTO, C.G., COSTA JUNIOR, C.N. 2000. The Mara Rosa gold district, central Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, 30(2):256-260.
- 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. p.299-310.

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

PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, 20:375-379.

PIMENTEL, M.M., JOST, H., FUCK, R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. and Brito Neves, B.B. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano**, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p.355-368.

PIRAJNO, F. 1992. **Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist**. Springer-Verlag, New York. 709p.

RAMOS FILHO, W.L., ARAÚJO FILHO, J.O., KUYUMJIAN, R.M. 2003. Características do Ambiente Estrutural do Depósito de Chapada, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33(2): p. 109-116.

RICHARDSON, S.V., KESLER, S.E., ESSENE, E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goias, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. **Economic Geology**, 81: 1884-1898.

SILLITOE, R., 1972. A plate tectonic model for the origin of Porphyry Copper Deposits. **Economic Geology**. 67, 184-197.

SUMÁRIO EXECUTIVO, Mineração Maracá Indústria e Comércio S.A., 2009.

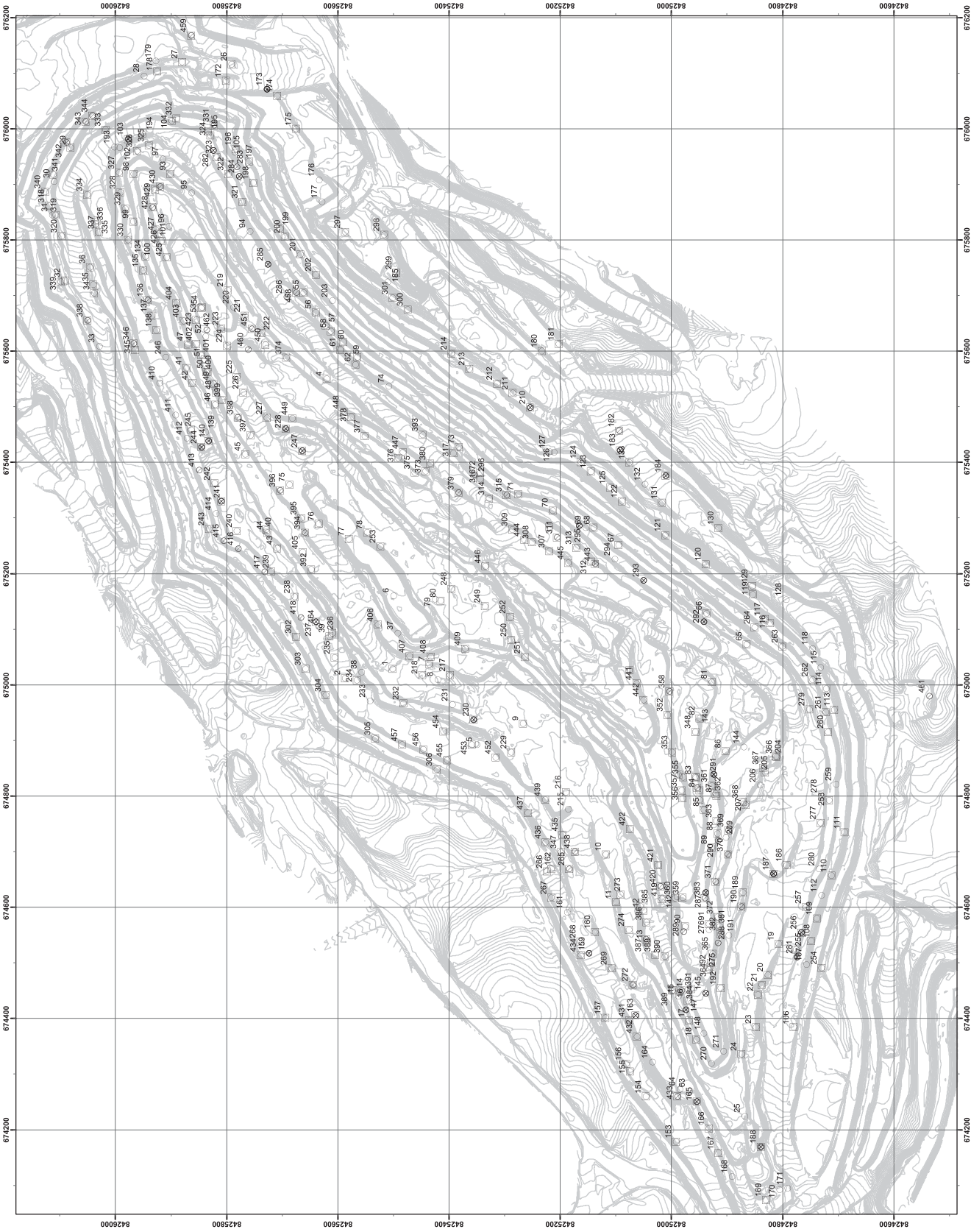
VALERIANO, C., DARDENE, M., FONSECA, M.; SIMÕES L., SEER, H, A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.575-593.

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(2):111-123.

YARDLEY, B. W. D. 1988. **Introdução a Petrologia Metamórfica**. Traduzido pela Edunb – Editora da Universidade de Brasília. 340p.

APÊNDICE A

MAPA DE PONTOS



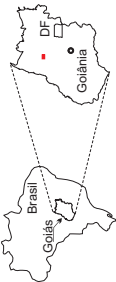
Legenda

- Ponto descrito
- Ponto com foto
- ⊗ Ponto com amostra
- ⊗ Ponto com lâmina

Convenção cartográfica

— Curvas de nível

Localização da área



Articulação da Folha

50° W	49° 30' W	49° 00' W	48° 30' W	13° 30' E
SD-22-X-C-V	SD-22-X-D-IV	SD-22-X-D-V		
SANTA TERESINHA	CAMPINORTE TIUPIRACABA			13° E
ITAPACI	URUAÇU	BARROALTO		14° 30' E
				14° E

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus Rio Claro (SP)

Trabalho de Conclusão de Curso

MODELO ESTRUTURAL DO MACIÇO ROCHOSO
DO DEPOSITO DE COBRE E OURO DA MINA DA
CHAPADA, ALTO HORIZONTE, GO

Nicolás Annunziato

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

APÊNDICE A - MAPA DE PONTOS

Rio Claro, 2011

Escala 1:5.000



Equidistância das curvas de nível: 1 metro

Projeção Universal Transversa de Mercator

Datum Horizontal: Córrego Alegre - Zona 22S

Origem da Quilometragem UTM: Equador e Meridiano 51°W

Acordeamentos das constantes: 10.000km e 500km, respectivamente



Declividade cresce
9,1° ao ano.

2011

APÊNDICE B

MAPA GEOLÓGICO ESTRUTURAL

Legenda

Unidades Neoproterozóicas

Unidade G - Predomínio de anfibólio xistos.

Unidade F - Ultrafilonito

Unidade E - Predomínio de anfibólitos e anfibólio xistos com lentes de biotita xisto e biotita gnaíse.

Unidade D - Predomínio de biotita xisto, com lentes de biotita gnaíse e anfibólio xisto.

Unidade C - Predomínio de quartzo-muscovita xisto.

Unidade B - Predomínio de biotita gnaíse.

Unidade A - Predomínio de muscovita-biotita gnaíse.

Convenções geológicas

Anticlinal

Foliação S_n

Curvas de nível

Perfis

Falha de empurrão

Contatos inferidos

Eixo de dobra D_n

Falha direcional

Articulação da Folha

50° W 49° 30' W 48° 00' W 48° 30' W

13° 30' E 13° 0' E 14° 30' E 14° 0' E

SD-22-X-C-V

SD-22-X-D-IV

SD-22-X-D-V

SANTA TERESINHA

CAMPINORTE

TIPIRAÇABA

ITAPACI

URUAÇU

BARRO ALTO

Localização da área

Equidistância das curvas de nível: 1 metro

Projeção Universal Transversa de Mercator

Datum Horizontal: Córrego Alegre - Zona 22S

Origem da Quilometragem UTM: Equador e Meridiano 51°W

Acrecidas as constantes: 10.000km e 500km, respectivamente

Declividade cresce 9,1° ao ano.

Escala 1:5.000

0 50 100 200 300 Metros

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus Rio Claro (SP)

YAMAHA

Trabalho de Conclusão de Curso

MODELO ESTRUTURAL DO MACIÇO ROCHOSO DO DEPOSITO DE COBRE E OURO DA MINA DA CHAPADA, ALTO HORIZONTE, GO

Nicolás Annunziato

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

APÊNDICE B - MAPA GEOLÓGICO ESTRUTURAL

Rio Claro, 2011

A

B

C

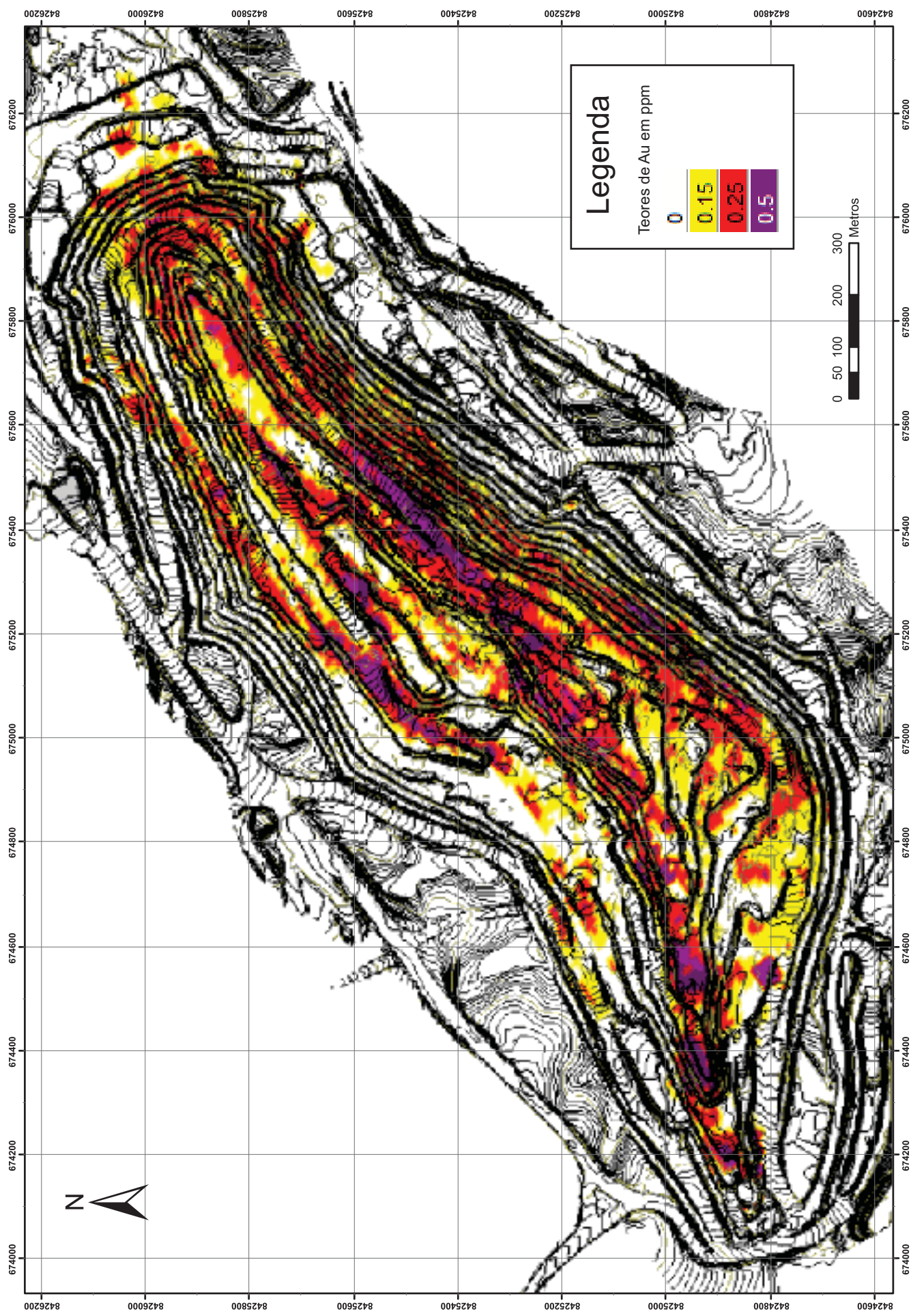
D

Escala vertical e horizontal - 1:5000

ANEXO A

Mapa de teores de Au

ANEXO A - MAPA DE TEORES DE AU



ANEXO B

Mapa de concentração de pirita

ANEXO B - MAPA DE CONCENTRAÇÃO DE PIRITA

