



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências – IG

CARACTERÍSTICAS EPIGENÉTICAS DO DEPÓSITO DE Cu-Au CHAPADA, ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Dissertação de Mestrado em Geologia n° 264

FREDERICO BEDRAN OLIVEIRA

Banca Examinadora:
Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (Orientador)
Dr. Nilson Francisquini Botelho
Dr. Raul Minas Kuyumjian

Brasília
Dezembro, 2009



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências – IG

CARACTERÍSTICAS EPIGENÉTICAS DO DEPÓSITO DE Cu-Au CHAPADA, ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Dissertação de Mestrado em Geologia n° 264

FREDERICO BEDRAN OLIVEIRA

Orientador: Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Brasília
2009

AGRADECIMENTOS

Ao orientador Prof. Dr. Claudinei Gouveia pelo esforço dedicado a este trabalho e pela confiança depositada.

A empresa Mineração Maracá do grupo Yamana, por todo apoio logístico para o desenvolvimento do estudo na mina.

A minha família pelo incentivo, confiança e carinho essenciais para o alcance das conquistas da minha vida.

A minha esposa pela ajuda, companheirismo, incentivo e carinho.

Ao Prof. Dr. Elton Dantas pelas cobranças.

Aos colegas Diogo De Sordi, Marcus Flávio, José Augusto, Joseneusa, Brasileiro e Rodolfo que de algum modo ajudaram em etapas importantes deste trabalho.

Meus sinceros agradecimentos

Frederico Bedran Oliveira

RESUMO

O depósito de Cu-Au Chapada está localizado a 8 km de Alto Horizonte-Go. O quadro geológico é dominado por seqüências metavulcano-sedimentares que integram o Arco Magmático Neoproterozóico de Mara Rosa, localizado na porção central da Província Tocantins. O arcabouço do depósito é representado por um antifórme cujo núcleo é composto pela associação de magnetita-biotita gnaisse e muscovita-biotita xisto envolto por anfibólitos xistos, biotita-muscovita xistos, metacherts, rochas metavulcanoclásticas, corpos anfibolíticos e cianita-quartzo xisto. Todo o conjunto mostra-se recortado por diques pegmatíticos orientados na direção N40°-60°W. O núcleo de biotita gnaisse é correspondente a um corpo plutônico ácido a intermediário de ambiente de arco vulcânico, com caráter cálcio-alcálico, e a associação de rochas metavulcanoclásticas, anfibolitos e metacherts envolvente é relacionada a uma seqüência metavulcano-sedimentar. O minério do Depósito de Cu-Au Chapada é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita, prevalecendo as associações calcopirita-magnetita (minério magnetítico) ou calcopirita-pirita (minério pirítico), com ocorrência subordinada de galena, bornita e esfalerita. Dados U-Pb forneceram idade de 884,9 ±9,4 Ma para cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático, a qual representa a idade de cristalização das rochas vulcânicas, consideradas protolito das rochas da associação metavulcanossedimentar, e uma idade de 864,9 ±5,6 Ma para biotita gnaisse, correspondente a idade de cristalização do protolito ígneo. Os dados isotópicos de Sm-Nd dos litotipos do Depósito de Cu-Au Chapada, com ϵ_{Nd} positivo e T_{DM} entre 0,92 e 1,73 Ga, demonstram o caráter juvenil das rochas. A história deformacional do Depósito de Cu-Au Chapada compreende três fases deformacionais. 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 zona de cisalhamento Rio dos Bois, com dobras de arrasto e intrafoliares com assimetria indicativa de vergência geral para SE, em associação com metamorfismo de fácies xisto verde. A fase deformacional mais tardia, D_{n+2}, está relacionada a dobramento regional suave da foliação, orientada aproximadamente E-W e N-S, resultante em um padrão de interferência do tipo domo-e-bacia. A fase D_{n+2} também está associada ao desenvolvimento de fraturas N-S e E-W, responsáveis pela remobilização de Cu e Au e precipitação de carbonato e epidoto. Duas hipóteses genéticas foram apresentadas para a mineralização: uma sugere que o depósito foi gerado por processos similares aos envolvidos na gênese de depósitos de Cu-Au porfiríticos, em arcos de ilhas intra-oceânicos; enquanto outra invoca a conjunção de processos envolvendo atividades hidrotermal vulcano-exalativa e

magmática epitermal, seguidas de remobilizações metamórficas em face anfibolito, denominada genericamente de sistema porfirítico-epitermal metamorfozido ou modificado. Neste trabalho, entende-se que apenas uma parte da formação do Depósito de Cu-Au Chapada está associada a processos magmáticos hidrotermais descritos em depósitos de Cu-Au porfirítico, entre 900 e 850 Ma. Evidências mostram que a gênese do Depósito de Cu-Au Chapada também está relacionada a processos hidrotermais epigenéticos, marcados pela transformação de magnetita-biotita gnaisse para muscovita-biotita xisto, associada à deformação da zona de cisalhamento Rio dos Bois ao término da Orogenia Brasileira, entre 600 e 560 Ma. Diante disso, sugere-se que a porção central da cava do depósito, denominada Capacete, seja interpretada como um depósito de Cu-Au orogênico ou *Intrusion Related* desenvolvido em estágio de magmatismo colisional sin a tardi-tectônico.

ABSTRACT

The Cu-Au Chapada deposit is located from 8km of Alto Horizonte-GO. The geologic picture is dominated by metavolcanic sedimentary sequences that integrate the Neoproterozoic Magmatic Arc of Mara Rosa, located in the central portion of the Tocantins Province. The framework of the deposit is represented by an antiform whose core is composed by association of the magnetite-biotite gneiss and muscovite-biotite schist surrounded for amphiboles schist, biotite-muscovite schist, metacherts, metavolcanoclastics rocks, amphibolites bodies and kyanite-quartz schist. These rocks are cut by pegmatite dikes oriented towards N40°-60°W. The core of biotite gneiss corresponding to a plutonic body acid to intermediate, typical of volcanic arc environment, with calc-alkaline character, and the association of metavolcanoclastics rocks, amphibolites and metacherts involving is related to a metavolcanic-sedimentary sequence. The Cu-Au Chapada ore is formed predominantly by the association chalcopyrite-pyrite-magnetite, whichever associations chalcopyrite-magnetite (magnetite ore) or chalcopyrite-pyrite (iron pyrites), with subordinate occurrence of galena, sphalerite and bornite. U-Pb data provided age of 884.9 ± 9.4 Ma for kyanite-epidote-muscovite-biotite feldspathic schist, which represents the crystallization age of volcanic rocks, considered the protolith of association metavolcanosedimentary rocks, and an age of 864.9 ± 5.6 Ma for biotite gneiss, corresponding to the age of crystallization of igneous protolith. The Sm-Nd isotopic data from rocks of the Cu-Au Chapada Deposit, with ϵ_{Nd} positive and TDM between 0.92 and 1.73 Ga, show the juvenile character for the rocks. The deformational history of the Cu-Au Chapada Deposit comprises three phases of deformation. Phase Dn is represented by isoclinal recumbent folds, resulting in compressive stress EW to NW-SE, in association with amphibolite facies metamorphic. Phase Dn+1 is related to the Rio dos Bois shear zone, with drag and intrafolial folds which asymmetry indicate general vergence to the SE, in association with green-schist facies metamorphic. Phase deformational later, Dn+2, is related to regional smooth folding of foliation, oriented approximately EW and NS, resulting in an interference pattern like dome-and-basin. Phase Dn+2 is also associated with the development of NS and EW fractures responsible for the remobilization of Cu and Au and precipitation of carbonate and epidote. Two genetic hypotheses have been presented for the mineralization: one suggests that the deposit was generated by processes similar to those involved in the genesis of porphyry Cu-Au deposits, in arcs of intra-oceanic islands, while another defends on the combination of processes involving hydrothermal activities volcano-exhalative and magmatic epithermal, followed by metamorphic remobilization in amphibolite facies, generally known as porphyritic epithermal system metamorphosed or

modified. In this work, it is understood that only part of the formation of the Cu-Au Chapada deposit is associated with magmatic processes described in hydrothermal deposits of porphyry Cu-Au, between 900 and 850 Ma. Evidence shows that the genesis of the Cu-Au Chapada deposit is also related to epigenetic hydrothermal processes, marked by the transformation of magnetite-biotite gneiss to muscovite-biotite schist, associated with the deformation of Rio dos Bois shear zone at the end of the Brazilian Orogeny, between 600 and 560 Ma. In this sense, it is assumed that part of the deposit, called Capacete, is interpreted as an orogenic Cu-Au deposit or Intrusion Related developed during collisional magmatism stage syn to late-tectonic.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	01
1.1. Localização e Acesso.....	02
1.2. Materiais e Métodos.....	03
1.2.1. Litogeoquímica e Química Mineral.....	04
1.2.2. Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Sm-Nd.....	04
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	07
3. ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA.....	11
3.1 Introdução.....	11
3.2. Geologia do Arco Magmático Mara Rosa.....	15
3.2.1. Sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa.....	15
3.2.2. Ortognaisses tonalíticos.....	17
3.2.3. Sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás (NP2st).....	18
3.2.4. Suíte plutônica do arco.....	18
3.2.5. Cianititos, cianita quartzitos.....	19
3.3. Geologia Estrutural e História Deformacional.....	19
3.3.1. História deformacional.....	20
3.4. Depósitos de Cu-Au e Au do Arco Magmático Mara Rosa.....	22
3.4.1. Evolução Tectônica e Metalogênese dos Depósitos de Au e Cu-Au.....	27
4. O DEPÓSITO DE CU-AU CHAPADA.....	30
4.1. Geologia do Depósito.....	30
4.1.1. Rochas Encaixantes.....	34
4.1.2. Rochas Hospedeiras.....	39
4.1.3. Rochas Intrusivas e Diques Tardios.....	47
4.1.4. Tipologia do Minério.....	49
4.2. Litogeoquímica.....	53
4.2.1. Discussões.....	55
4.3. Geocronologia U-Pb e Geoquímica Sm-Nd.....	61
4.4. Geologia Estrutural e História Deformacional.....	67
5. MINERALIZAÇÃO DE Cu-Au CHAPADA.....	77
5.1. Introdução.....	77

5.2. Depósitos de Cu-Au Porfirítico Pré-cambrianos.....	78
5.3. Deformação, Metamorfismo e Mineralização.....	81
5.3.1 Introdução.....	81
5.3.2. Química Mineral por Microsonda Eletrônica.....	87
5.3.3. Discussão.....	94
5.4. Evolução tectônica do Arco Mara Rosa e o Depósito de Cu-Au Chapada.....	97
5.5. O Depósito Epigenético de Cu-Au Chapada: Um novo modelo de mineralização do tipo Cu-Au orogênico ou <i>Intrusion Related</i>?.....	100
6. CONCLUSÃO.....	102
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	106

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de Localização do Depósito de Cu-Au Chapada.....	2
Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins (Pimentel <i>et al.</i> 2004).....	10
Figura 3.1. Mapa Geológico da porção sul do Arco Mara Rosa, modificado de Oliveira <i>et al.</i> 200 e Fuck <i>et al.</i> (2006).....	13
Figura 3.2. Mapa geológico do distrito de Cu-Au e Au Chapada-Mara Rosa (modificado de Arantes <i>et al.</i> 1991) e Seção estrutural esquemática através do Arco Magmático Mara rosa (Palermo <i>et al.</i> 2000).....	24
Figura 3.3: Modelo de reconstrução para a evolução neoproterozóica da província Tocantins (Pimentel <i>et al.</i> 2000).....	29
Figura 4.1. Mapa geológico de semi-detalhe do Depósito de Cu-Au Chapada (modificado de Oliveira <i>et al.</i> 2004).....	31
Figura 4.2. Mapa geológico da Mina de Cu-Au Chapada (cota 345) e seção geológica AB, de direção NW-SE, confeccionada a partir de testemunhos por sondagem.....	33
Figura 4.3: A. Magnetita-biotita gnaisse disposto em charneira de dobra recumbente, estruturação comum desta rocha. B. Fotomicrografia de magnetita-biotita gnaisse, com destaque para lamelas de biotita levemente orientadas em meio à matriz quartzo feldspática (LT/NP). C e D. Fotomicrografia de magnetita-biotita gnaisse, com destaque para grãos de plagioclásio ligeiramente alongados na matriz quartzo-feldspática (LT/NP). E e F. Fase opaca composta por grãos de magnetita e hematita (LT/NP).....	36
Figura 4.4: A. Anfibolito maciço exposto em frente de lavra, associado à magnetita-biotita xisto, em bancada de 10 metros de altura. B. Amostra de anfibolito maciço, cinza escuro e granulação média. C. Fotomicrografia de anfibolito, exibindo cristais de anfibólio levemente orientados (LT/NC). D. Fotomicrografia de anfibolito, com destaque para cristais de anfibólio, epidoto e lamelas de biotita orientadas segundo a foliação (LT/NC).....	39
Figura 4.5: A. Exposição de muscovita-biotita xisto (Bx) intercalado com magnetita-biotita gnaisse. B. Amostra de biotita xisto com destaque para sulfetos disseminados na superfície de foliação. C. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, com exposição de cristais de cianita em substituição por lamelas de biotita (LT/NP). D. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, destacando lamelas de biotita e clorita intercaladas com grãos de sulfeto (LT/NP). E. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, com destaque para o contato de faixas com textura granoblástica e faixas com textura lebidoblástica, rica em biotita e muscovita (LT/NC). F. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, exibindo associação calcopirita-pirita, em meio a um domínio rico em biotita (LR/NC).....	43
Figura 4.6: A. Exposição de biotita-muscovita xisto, levemente foliado, com cor cinza claro. B. Fotomicrografia de muscovita xisto, com destaque para lamelas orientadas de muscovita dispostas em faixas em meio a matriz quartzosa (LT/NC). C e D. Fotomicrografia de biotita-	

muscovita xisto exibindo lamelas orientadas de muscovita e biotita associadas a cristais de epidoto e pirita (LT/NP (C) e LT/NC (D)).....44

Figura 4.7: A. Amostra de metachert amarelo claro, maciço, rico em pirita. B. Fotomicrografia de metachert exibindo cristais de muscovita e pirita em meio à matriz de quartzo (LT/NC). C. Fotomicrografia de metavulcanoclástica, com destaque para cristais de cianita parcialmente alterados para fengita (LT/NP). D. Fotomicrografia de metavulcanoclástica com paragênese quartzo-feldspato-epidoto-biotita (LT/NC). E e F. Fotomicrografia exibindo associação calcopirita-pirita em meio a um domínio micáceo rico em biotita (LR/NC).....45

Figura 4.8: A e B. Fotomicrografia de anfibólio xisto, com destaque para a paragênese quartzo-plagioclásio-hornblenda-biotita-muscovita com cristais levemente orientados (LT/NP (A) e LT/NC (B)). C e D. Fotomicrografia de anfibólio xisto exibindo associação calcopirita-pirita, em meio a um domínio micáceo rico em biotita (LR/NC).....48

Figura 4.9: A. Exposição de dique pegmatítico recortando pacote de muscovita-biotita xisto. B. Amostra de pegmatito rosa, com granulação média a grossa, com destaque para a ausência de sulfetos. C. Frente de lavra de pedreira para produção de brita localizada na porção sul da cava da mina. D. Amostra de diorito cinza escuro com granulação média a grossa e textura ígnea fanerítica preservada.....49

Figura 4.10: A, B, C e D. Fotomicrografia do minério pirítico, com destaque para textura realçada por intercrescimentos sulfetos/filossilicatos (biotita, muscovita, clorita), (A-LT/NP, B-LR/NC, C-LT/NC, D-LR/NC). E. Fotomicrografia do minério magnetítico, com destaque para textura granoblástica média realçada por contatos planares entre os minerais (LR/NC). F. Fotomicrografia da associação calcopirita-pirita (minério pirítico), com destaque para a ocorrência de calcopirita em fraturas no interior e nas bordas de grãos xenomórficos de pirita (LR/NC).....51

Figura 4.11: A, B, C e D. Fotomicrografia de seções polidas de furos de sonda com destaque para: associação pirita, calcopirita, galena e esfalerita (A); associação calcopirita e bornita (C) e grãos de ouro incluso na calcopirita (B e D) (LR/NC) (Relatório Interno, Mineração Maracá Ltda).....52

Figura 4.12. A. Diagrama Ternário $Zr \times Ti/100 \times Y^*3$, para as amostras de anfibólito do Depósito de Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias, segundo Pearce *et al.* (1984). B. Espectro de elementos terras raras das amostras de anfibólito do Depósito de Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias, normalizadas ao condrito de Sun & McDonough (1989).....56

Figura 4.13. Diagrama $(Na_2O + K_2O) \times SiO_2$, para as amostras de biotita gnaiss e de diorito do Depósito de Cu-Au Chapada, segundo Cox *et al.* (1979).....57

Figura 4.14. Diagrama AFM ($A=Na_2O + K_2O$, $F=FeO$ total, $M=MgO$) para as rochas do Depósito de Cu-Au Chapada. Linha entre os *trends* cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).57

Figura 4.15. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de biotita gnaiss e diorito do Depósito de Cu-Au Chapada.....58

Figura 4.16. Espectro de elementos terras raras das amostras de rochas do Depósito de Cu-Au Chapada normalizadas ao condrito de Sun & McDonough (1989). A. Espectro das amostras de biotita gnaiss e de diorito. B. Espectro das amostras de biotita xisto em comparação ao espectro

das amostras de biotita gnaiss e diorito (campo cinza do gráfico). C. Espectro das amostras de rochas metavulcano-sedimentares em comparação ao espectro das amostras de biotita gnaiss e diorito (campo cinza do gráfico).....59

Figura 4.17. Diagrama da Concórdia, análise LA-ICP-MS, de grãos de zircão de metavulcanoclástica (A8).....64

Figura 4.18. Diagrama da Concórdia, análise LA-ICP-MS, de grãos de zircão de biotita gnaiss (A14).....64

Figura 4.19. Diagrama de evolução isotópica do Nd, representando as composições isotópicas das unidades do Depósito de Cu-Au Chapada em relação aos campos representativos do Arco Magmático Mara Rosa (Junges *et al.* 2003) e dos gnaisses arqueanos de Goiás (Pimentel *et al.* 1996).....66

Figura 4.20. A. Dobras recumbentes (Dn) associadas aos magnetita-biotita gnaisses, expostas na porção NE da cava. B. Vista frontal de charneira de dobra recumbente (Dn) em magnetita-biotita gnaiss. C. Superfície Sn truncada por superfície Sn+1 associada à falha Rio dos Bois. D. Flancos em alto ângulo de mergulho, na zona de charneira de dobra recumbente.....70

Figura 4.21. A e B. Dobras assimétricas e inclinadas associadas aos biotita gnaisses. C. Dobras assimétricas associadas aos biotita xistos. D. Dobras de arrasto exibindo flancos longos e curtos com espessamento de charneira. E. Padrão de dobras parasíticas e intrafoliais descrito em biotita xistos. F. Dobras desarmônicas desenvolvidas em zona de charneira de dobra recumbente.....71

Figura 4.22. A e B. Segregação de quartzo associada às charneiras das dobras Dn+1. C. Sulfetos concentrados na zona de charneira de dobras Dn+1. D. Sigmóide assimétrico de quartzo com sulfeto. E. Segregação quartzosa em estrutura do tipo rod, associada a cristalização de biotita e sulfeto. F. Eixo de dobra En+1 associado a dobras Dn+1.....72

Figura 4.23. A e B. Dobras sinclinais Dn+2 desenvolvidas por dobramento regional suave com a formação de sinclinais levemente assimétricos com eixo E-NE/ W-SW. C e D. Dobras Dn+2 desenvolvidas por dobramento regional suave com a formação de anticlinais levemente assimétricos, com eixo N-S.....74

Figura 4.24. A e B. Fraturas e/ou juntas com direção N-S a N20°W e mergulho de 70°-90° para W, associada à zona de charneira de dobras recumbentes (B). C e D. Fraturas e/ou juntas com direção E-W associadas à remobilização de sulfetos juntamente com epidoto e carbonato. E. Fraturas com direção N-S desenvolvidas em biotita-muscovita xisto, com destaque para a remobilização de sulfeto ao longo da superfície de fratura. F. Falhas transtensivas orientadas na direção N40°-60°W, com mergulho entre 70°-90° para W, com cinemática dextral, preenchidas por pegmatitos.....75

Figura 4.25. Estereogramas de foliação, eixo e fratura da Mina.....76

Figura 5.1. Seção geológica C-D de direção NW-SE localizada na porção NE da mina, setor capacete, com destaque para estruturas macroscópicas geradas principalmente durante a fase deformacional Dn+1, que ressaltam o processo de transformação de biotita gnaisses em muscovita-biotita xistos, expostos em faixas intercaladas e anostomosadas. As estruturas geradas durante a fase Dn+1 correspondem a *boudins*, sigmóides e dobras intrafoliais, com

crystalização de sulfeto em pontos de distensão, como sombras de pressão e zonas de charneira. Destaque para a foliação S_{n+1} , que trunca a superfície de foliação S_n associada a dobras recumbentes. Em uma fase mais tardia, D_{n+2} , ocorre a reativação de falhas de direção NW-SE, com a intrusão de diques pegmatíticos e dobras anticlinais suaves.....83

Figura 5.2. Destaque para estruturas geradas durante a fase deformacional D_{n+1} , associadas ao processo de transformação de biotita gnaïsse em muscovita-biotita xisto, com intensa sulfetação nas faixas estreitas e anostomosadas ricas em biotita e muscovita. A. Frente de lavra com exposição de corpo de biotita gnaïsse em contato com muscovita-biotita xisto com foliação paralela à falha de empurrão, pertencente ao sistema Rio dos Bois, com destaque para o truncamento da foliação S_n a partir da foliação S_{n+1} . B. Frente de lavra com exposição de biotita gnaïsse estruturado em *boudins* métricos, com muscovita-biotita xisto nas bordas. C. Intercalação de faixas de muscovita-biotita xisto em meio a domínio de biotita gnaïsse.....84

Figura 5.3. Estruturas geradas durante a fase deformacional D_{n+1} , associadas ao processo de transformação de biotita gnaïsse em muscovita-biotita xisto, com intensa sulfetação nas faixas estreitas e anostomosadas ricas em biotita e muscovita. A. Destaque para sigmóides assimétricos quartzo-feldspáticos em meio a faixas de muscovita-biotita xisto. B e C. Intercalação de faixas de muscovita-biotita xisto em domínio de biotita gnaïsse, com destaque para núcleos de segregações quartzo-feldspáticas boudinadas.....85

Figura 5.4. A. Destaque para intercalação de biotita gnaïsse e muscovita-biotita xisto em frente de lavra. B. Amostra com intercalação de biotita gnaïsse (faixas quartzo-feldspáticas) e muscovita-biotita xisto (domínios micáceos). C e D. Fotomicrografia exibindo contato entre faixas de muscovita-biotita xisto, com textura lebidoblástica, e faixas de biotita gnaïsses, com textura granoblástica, com destaque para ausência de sulfetos na porção granoblástica (C-LT/NP, D-LT/NC). E. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, com destaque para faixas ricas em mica, nas quais se observam lamelas de biotita e muscovita bem formadas, associadas à pirita e calcopirita (E-LT/NP). F. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, destacando textura realçada por intercrescimentos sulfetos/filosilicatos (biotita, muscovita, clorita) (F-LT/NC).....86

Figura 5.5. Diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al$, em que estão representados os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litiníferas (biotitas) (Deer *et al.* 1992).....92

Figura 5.6. Diagrama Fe-Mg para discriminação de biotitas dos dois grupos principais amostrados. Destaque para o *trend* de transformação de biotita de biotita gnaïsse para biotita de muscovita-biotita xisto, esta com teores menores de Mg e maiores de Fe.....92

Figura 5.7. Diagrama Al- Ti para discriminação de biotitas, com destaque para biotita de magnetita-biotita gnaïsse com teores de Al mais elevados.....93

Figura 5.8. Análises de muscovita em diagrama $TiO_2 - Al_2O_3$ para discriminação de muscovitas com (TiO_2 alto) e (TiO_2 baixo). Neste caso utilizado para distinção entre muscovita presente em biotita gnaïsse e muscovita de muscovita-biotita xisto, esta com teores menores de Ti.....93

Figura 5.9. Diagrama binário Albita-Anortita com destaque para o *trend* de transformação de andesina presente em biotita gnaïsse para albita de muscovita-biotita xisto.....94

Figura 5.10. A. Destaque para a diferença em teor de Cu, Au e Mo entre magnetita-biotita gnaiss e muscovita-biotita xisto, o que mostra claramente a ausência de cobre e ouro em magnetita-biotita gnaisses. B. Teores de Cu, Au e Mo para uma amostra com intercalação milimétrica de magnetita-biotita gnaiss e muscovita-biotita xisto, com valores intermediários de cobre e ouro, mostrando que o enriquecimento destes elementos está associado ao desenvolvimento de faixas de biotita e muscovita, no processo de biotitização.	96
Figura 5.11. Desenho esquemático sobre a formação do Depósito de Cu-Au Chapada.	101

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1. Relação de amostras do Depósito Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias com análise litogeoquímica. Resultados em % para os elementos maiores, em ppm para os elementos traços e terras raras e excepcionalmente resultados em ppb para o ouro (*).	60
Tabela 4.2. Resumo dos dados LA-ICP-MS para a amostra de cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático (amostra 08), rocha metavulcanoclástica.	62
Tabela 4.3. Resumo dos dados LA-ICP-MS para a amostra de biotita gnaiss (amostra 14).	63
Tabela 4.4. Tabela de resultados Sm-Nd das principais rochas hospedeiras e encaixantes do Depósito Chapada. O cálculo de $\epsilon_{Nd}(T)$ tem como base a idade U-Pb em zircão de biotita gnaiss (0,86Ga) do Depósito de Cu-Au Chapada.	66
Tabela 4.5. Resumo dos elementos estruturais do Depósito de Cu Au Chapada.	76
Tabela 5.1. Análises por microsonda eletrônica da composição química de biotita para amostras do Depósito Cu-Au Chapada.	88
Tabela 5.2. Análises por microsonda eletrônica da composição química de muscovita para amostras do Depósito Cu-Au Chapada.	90
Tabela 5.3. Análises por microsonda eletrônica da composição química de feldspato para amostras do Depósito Cu-Au Chapada.	91
Tabela 5.4. Evolução Tectônica do Arco Mara Rosa e a Mineralização de Cu-Au Chapada.	99

1. INTRODUÇÃO

O Depósito de Cu-Au Chapada foi descoberto em 1973 pela Mineração Serras do Sul – Minerasul (Empresa subsidiária da Inco Ltda), por meio de uma campanha regional de geoquímica de sedimentos de corrente. Foi pesquisado e sondado até 1996, passando pelas empresas Inco, Eluma, Santa Elina e Echo Bay, as quais perfuraram 856 furos, num total de 67.314 m de sondagem. Em 2000 o depósito passou para a Mineração Maracá do grupo Yamana, que iniciou as atividades de abertura da mina e construção da planta em 2005 e produção em 2007.

O Depósito de Cu-Au Chapada é um depósito de médio porte, com operação a céu aberto, em cava longa e rasa, com dimensões finais de 3000mx900mx220m e relação estéril/minério 1:1 (incluindo 30 m de capeamento). Com reserva de 421 milhões de toneladas de minério (medido + indicado) e teores de 0.31% Cu e 0.225 g/t Au, extraiu no ano de 2007, 16 milhões t/ano de minério, com produção de 180.000 t/ano de concentrado e recuperação de 89% Cu e de 55% Au. O concentrado de minério produzido se destina 80% para exportação e 20% para o mercado interno.

No contexto do Arco Magmático Mara Rosa, o Depósito de Cu-Au Chapada se destaca como a principal ocorrência de Cu e Au, conforme estudos publicados desde os anos 80. Silva e Sá (1986) sugeriram uma origem vulcanogênica para a formação do depósito; Richardson *et al.* (1986) interpretaram o depósito como Cu-porfirítico; Kuyumjian (1989) interpretou o depósito como do tipo vulcanogênico disseminado; Oliveira *et al.* (2000) correlacionaram o depósito, espacialmente e temporalmente, ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional; e Ramos Filho *et al.* (2003) descreveram as características do ambiente estrutural do Depósito de Cu-Au Chapada.

O objetivo desta dissertação é caracterizar a geologia do Depósito de Cu-Au Chapada e adicionar novos conhecimentos sobre a origem e formação do depósito, tendo em vista a disponibilidade atual para visualização e caracterização das estruturas, até então descritas através de testemunhos de sondagem.

1.1. Localização e Acesso

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

O acesso a partir de Brasília é possível por meio da BR-070 até a BR-153, passando pela cidade de Pirenópolis – GO, 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 de Chapada está localizada a 8 km da cidade de Alto Horizonte e 28 km do município de Campinorte.

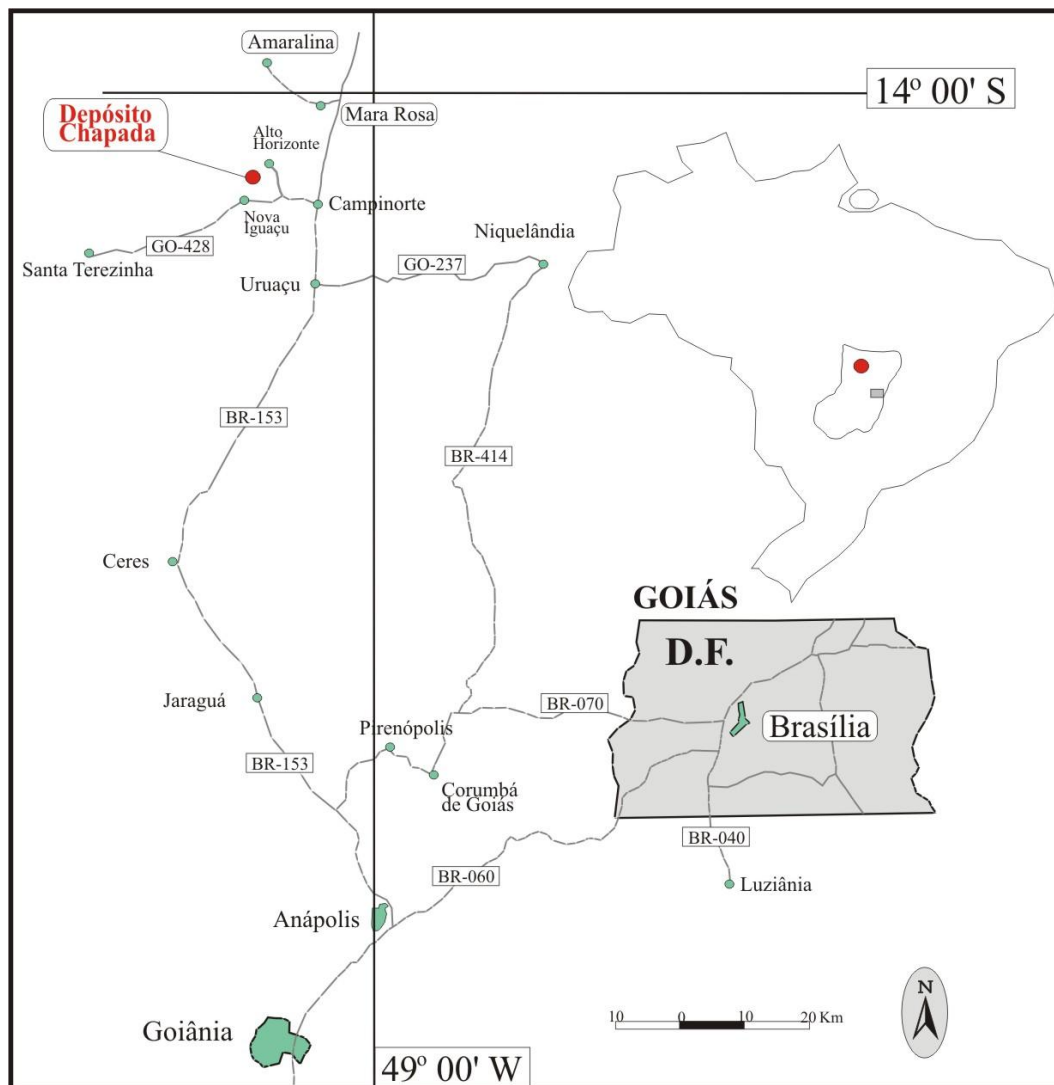


Figura 1.1. Mapa de Localização do Depósito de Cu-Au Chapada.

1.2. Materiais e Métodos

As pesquisas sobre o Depósito de Cu-Au Chapada envolveram o mapeamento geológico da Folha Campinorte, na região compreendida entre as cidades de Campinorte e Mara Rosa, de caráter introdutório, e outro, em detalhe no interior da Mina de Cu-Au Chapada, foco desta dissertação.

O estudo de caráter regional consistiu na elaboração de mapa geológico correspondente à Folha Campinorte (*folha SD.22-Z-B-I*), na escala 1:100.000 (Oliveira *et al.* 2006). Neste mapeamento foram utilizados os seguintes dados: trabalho final de graduação realizado pela Universidade de Brasília – UnB em 1997; Projeto Geologia da Região de Pilar-Mara Rosa, realizado pelo Convênio DNPM-CPRM (1978), na escala 1:50.000; Sistema de Informações Geográficas de Geologia e Recursos Minerais de Goiás e Distrito Federal/SIG-Goiás, elaborado pelo Convênio CPRM/Agência Ambiental de Goiás (2000, 2ª ed.), na escala 1:500.000; mapas geológicos de Arantes e Associados, Consultoria e Serviços de Mineração Ltda, na escala 1:250.000 (Arantes *et al.* 1991); e mapas geológicos de semi-detalhe do Depósito de Cu-Au Chapada e do Garimpo Mundinho (Oliveira *et al.* 2004).

O mapeamento regional foi realizado em três etapas: revisão bibliográfica e elaboração de um sistema de informações geográficas, com integração de dados levantados nos projetos citados e interpretação de imagens aerogeofísicas de Magnetometria e Gamaespectrometria, de imagens Landsat-TM 07 e de Imagem de radar (Shuttle 30x30); trabalho de campo, com perfis geológicos, descrição de pontos, descrições macro e mesoscópica dos litotipos e contatos, coleta de medidas estruturais, amostragem de rocha e identificação de ocorrências minerais; e tratamento dos dados, com descrição petrográfica das unidades litológicas, análises geocronológicas e de geoquímica isotópica e análises litogeoquímicas.

O conhecimento do contexto geológico e estrutural regional serviu de modelo para o estudo de detalhe do Depósito de Cu-Au Chapada, conforme as etapas listadas abaixo:

- Em uma primeira etapa, foram realizados os trabalhos de levantamento bibliográfico, com a compilação e leitura de artigos e teses relacionados ao Depósito de Cu-Au Chapada.
- A segunda etapa envolveu os trabalhos de campo, com a realização de mapeamento geológico-estrutural nas frentes de lavra por banco, segundo técnicas de Ramsay & Huber, (1983 e 1987), montagem do banco de dados e mapeamento geológico-estrutural, em escala 1:5.000, da superfície de cota 345, na porção centro-norte da cava, com

a confecção de seções geológicas NW-SE, descrição de 180 pontos e coleta de 819 medidas estruturais.

- A terceira etapa envolveu trabalhos de laboratório, com a descrição de lâminas petrográficas dos principais litotipos mapeados (39 amostras), análise de geoquímica isotópica Sm-Nd e geocronologia U-Pb, análise de química mineral em microsonda eletrônica e análise geoquímica dos elementos maiores, traços e elementos terras raras das principais rochas, cujos métodos utilizados estão descritos a seguir.

1.2.1. Litogeoquímica e Química Mineral

As análises químicas foram feitas no laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltd.* (ACME). A pulverização das amostras foi realizada em gral de ágata no Laboratório de Geocronologia da UnB.

A dissolução das amostras foi feita através de diluição em ácido nítrico e fusão com metaborato de lítio (LiBO_2) para a análise dos elementos maiores e menores em ICP-ES e elementos terras raras e traços em ICP-MS. Para a análise de elementos de interesse econômico, parte da amostra foi dissolvida em água régia e analisada em ICP-MS. Os resultados foram tratados com auxílio do *software Petrograph*.

As análises de química mineral foram feitas em duas amostras de lâmina delgada e polida, após a descrição petrográfica. As análises químicas foram realizadas na Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília – UnB, modelo CAMECA SX-50, que opera com 1,5 kV e 15 μA e abertura do feixe variando de 1 a 7 μm . Os padrões utilizados são substâncias sintéticas e naturais fornecidas pela CAMECA.

1.2.2. Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Sm-Nd

As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB. Nove amostras foram selecionadas para análises isotópicas Sm-Nd e duas para análises U-Pb, para as quais foram utilizados os métodos analíticos descritos a seguir.

Para as análises U-Pb os concentrados minerais foram obtidos a partir de britagem e moagem de cerca de 10 kg de amostra, resultando em fração de granulção inferior a 500 *mesh*. Após concentração hidrodinâmica dos minerais pesados, utilizou-se um separador magnético Frantz na posição vertical calibrado com diferentes amperagens para separar os minerais ferro-magnesianos. Os concentrados de zircão e monazita constituíram a fração não

magnética de corrente superior a 2,2 Å. As frações minerais foram analisadas em lupa binocular, a fim de selecionar os grãos sem inclusões e separar populações distintas do mesmo mineral.

Para as análises no LA-ICPMS, utilizou-se o método descrito por Buhn *et al.* (2009), segundo o qual os grãos de zircão foram arranjados em um disco montado com resina de epóxi e passaram por uma etapa de abrasão para dar polimento. Os *mounts* foram limpos em uma solução de HNO₃ (2%) e inseridos em uma célula especial de teflon, em conjunto com o zircão padrão GJ (Jackson *et al.* 2004).

Os cristais foram analisados em equipamento *New-Wave* UP213 Nd:YAG laser ($\lambda = 213$ nm), conectado a um ICP-MS multi-coletor *Thermo Finnigan Neptune*, o qual utiliza hélio para o transporte das partículas até o espectrômetro, que é misturado a argônio antes de atingir o plasma.

Para cada amostra, calibraram-se diversos parâmetros a fim de otimizar a leitura, como a frequência e a intensidade do laser e o volume de argônio e hélio. Para evitar o fracionamento de Pb e U durante a ablação, optou-se por utilizar um *raster* e, no caso das amostras apresentadas nesse trabalho, o diâmetro do *spot* foi fixo em 30 μ m.

A avaliação visual dos dados foi realizada em *software* específico desenvolvido pela *Thermo Finnigan* e os dados correspondentes aos intervalos mais estáveis foram transferidos para uma planilha EXCEL, desenvolvida para o cálculo das idades U-Pb e que considera os valores do branco laboratorial e do zircão padrão, além de realizar a propagação dos erros. O sinal de ²⁰⁴Pb foi calculado a partir da medição dos isótopos ²⁰²Hg e ²⁰⁴Hg, cuja razão natural é de 4,346. Em cristais com valores de ²⁰⁶Pb-²⁰⁴Pb inferiores a 1000, aplicou-se uma correção de Pb comum baseada no modelo de Stacey & Kramers (1975). A construção dos diagramas da Concórdia foi realizada a partir do ISOPLOT v.3 (Ludwig, 2003).

Para Sm-Nd, a preparação foi por meio de moagem em panela de liga de vídia. As análises foram realizadas segundo procedimentos descritos por Gioia & Pimentel (2000). A extração de Sm e Nd foi feita por sucessivos ataques ácidos. A concentração de Sm e de Nd foi determinada por diluição isotópica, que mistura a amostra com *spike* de ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd. Posteriormente, foram concentrados em colunas cromatográficas de troca catiônica com resina Bio-Rad AG 50W-X8 200-4004 *mesh*. O segundo passo compreendeu separação de Sm e Nd por meio de cromatografia por fase reversa em colunas com HDEHP (di-2-etil-hexil ácido fosfórico) em recipiente de Teflon. Alíquotas de Sm e Nd foram carregadas sobre filamentos de Re de dupla evaporação, e as medidas isotópicas foram realizadas em espectrômetro de massa multicoletor *Finnigan* MAT-262 em modo estático. Para razões

^{147}Sm - ^{144}Nd e ^{143}Nd - ^{144}Nd , as incertezas são melhores que $\pm 0.5\%$ (2σ) e $\pm 0.005\%$ (2σ) respectivamente, de acordo com análises repetidas do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1.

A razão ^{143}Nd - ^{144}Nd foi normalizada usando a relação ^{146}Nd - ^{144}Nd de 0,7219 e a constante de decaimento utilizada foi 6.54×10^{-12} /a (Lugmair & Marti, 1978). A idade modelo foi calculada usando o modelo de DePaolo (1981).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O conhecimento geológico regional do Depósito de Cu-Au Chapada está sob vários aspectos atrelado à história da exploração mineral no Arco Magmático Neoproterozóico de Goiás. No início da década de 70, os trabalhos de exploração na região eram direcionados para a descoberta de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, uma vez que a associação de rochas vulcano-plutônicas que domina o contexto geológico regional era até então correlacionada aos *greenstone belts* arqueanos da região de Crixás-Hidroolina. Barbosa *et al.* (1969) atribuíram os litotipos da região ao Grupo Araxá. Para Ribeiro Filho *et al.* (1978), o contexto geológico da região de Campinorte é constituído pelas unidades lito-estratigráficas da associação metamórfica Pilar de Goiás e Grupo Araxá, distribuídas a oeste e a leste, respectivamente, de uma importante descontinuidade estrutural (falha Rio dos Bois) que se estendia na direção norte-sul desde Campinorte até Mara Rosa. Machado e Oliveira (1981) consideraram as rochas dispostas a oeste da falha Rio dos Bois como pertencentes às unidades média e de topo dos *greenstone belts* arqueanos de Goiás, enquanto que Ribeiro Filho (1981) as considerou como da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. Ribeiro Filho e Lacerda Filho (1985) re-interpretaram as rochas metassedimentares como correlatas àquelas das seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis. Siqueira *et al.* (1987) sugeriram que na região ocorrem rochas do *greenstone belt* de Crixás e da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa.

Após longa controvérsia que envolvia o enquadramento geológico da região de Campinorte – Mara Rosa, Arantes *et al.* (1991) apresentaram proposta que perdurou durante os anos 90. Para estes autores, as unidades a oeste da falha Rio dos Bois fazem parte da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, de idade Brasiliana. Nesse contexto, as seqüências vulcano-sedimentares e suítes plutônicas associadas, encaixantes da mineralização de Cu-Au do Depósito Chapada, foram reinterpretadas como representativas de um arco magmático juvenil neoproterozóico (Arco Magmático de Goiás), formado entre 900 e 600 Ma sob condições geotectônicas similares aos arcos intra-oceânicos modernos (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1997, 2000).

O Arco Magmático de Goiás situa-se na porção sul da Província Tocantins, na transição entre o Maciço de Goiás e a porção interna da Faixa Brasília (Fig. 2.1). Geograficamente, estende-se na direção nordeste-sudoeste por mais de 1000 km, nas porções oeste de Goiás e sul de Tocantins, respectivamente, e desaparece sob a bacia paleozóica do Parnaíba. Dois domínios principais desta crosta juvenil neoproterozóica têm

sido estudados em maior detalhe e são referidos como arcos magmáticos de Arenópolis e Mara Rosa, que ocorrem nos setores sul e norte do Arco de Goiás, respectivamente (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1997).

A Província Estrutural Tocantins corresponde a um amplo orógeno neoproterozóico (Brasiliano/Pan-Africano) desenvolvido entre dois blocos continentais maiores: cráton Amazônico, a oeste, e cráton São Francisco a leste. A parte leste da Província Tocantins é ocupada pela Faixa Brasília, que compreende uma espessa seqüência de rochas metassedimentares e uma larga área em que rochas de um arco neoproterozóico juvenil mostram-se expostas (Arco Magmático de Goiás).

No interior da 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. Este padrão estrutural é interpretado como as mais conspícuas feições da deformação neoproterozóica durante o ciclo orogênico Brasiliano (Fuck *et al.* 1994; Strieder e Suita, 1999; Araújo Filho, 2000). No Arco Magmático Mara Rosa, tais feições tectônicas mostram-se representadas por (i) um sistema regional de zonas de cisalhamento reversas oblíquas e/ou de empurrões de alto ângulo (falha Rio dos Bois), com disposição geral NE, que são responsáveis pela justaposição do bloco neoproterozóico aos terrenos granito-greenstone arqueanos da região de Crixás-Hidrolina e à seqüência de rochas metassedimentares paleoproterozóicas da Sequência Campinorte, e (ii) um sistema espaçado de zonas de cisalhamento transcorrente dextral com orientação geral NNE. Esses dois sistemas mostram-se recortados por falhas discretas de cisalhamento direcional orientadas segundo NW.

De maneira geral, o arco magmático Mara Rosa é dominado por exposições de ortognaisses tonalíticos a dioríticos entremeados por faixas estreitas e anastomosadas de seqüências de rochas vulcano-sedimentares, com direção estrutural principal para NE e mergulhos moderados a fortes para NW (Arantes *et al.* 1991; Pimentel *et al.* 1997).

Na última década, diversos estudos envolveram o enquadramento geológico da região noroeste do Estado de Goiás. Jost *et al.* (2001) verificaram que, na região situada no limite entre os terrenos arqueano e neoproterozóico na região de Crixás-Cedrolina e Goiás, as rochas neoproterozóicas cavalgam as rochas arqueanas e consistem de uma unidade metassedimentar e outra metavulcano-sedimentar, que foram divididas em pelo menos três escamas de empurrão e contrastam em associação litológica, padrão estrutural e grau de metamorfismo. Esses autores identificaram vergência dos terrenos neoproterozóicos para sul/sudeste, em contraste com a vergência geral da Faixa Brasília, para leste, em direção ao

Cráton São Francisco. Dantas *et al.* (2001) obtiveram idades U-Pb da ordem de 660 Ma em zircão de rocha metavulcânica félsica interestratificada em xistos da unidade vulcano-sedimentar individualizada por Jost *et al.* (2001), confirmando que as mesmas se formaram durante o Neoproterozóico e, portanto, podem representar extensão meridional do Arco Magmático Mara Rosa. Dantas *et al.* (2001) sugeriram ainda que a área fonte das rochas da unidade metassedimentar era de idade paleoproterozóica ou mais velha.

Ramos Filho *et al.* (2003) evidenciaram na região de Mara Rosa-Chapada a existência de dois sistemas cisalhantes regionais, sendo um sinistral com direção N40-45°E e outro dextral com direção N25-30°W, resultantes de compressão regional NNW-SSE. Os autores interpretaram a falha reversa Rio dos Bois, que posicionou a Seqüência Vulcano-sedimentar Santa Terezinha sobre o Complexo Hidrolina, como resultante dessa compressão regional. Uma compressão regional EW, mais antiga, com transporte tectônico para leste, posicionou a Seqüência Vulcano-sedimentar Mara Rosa sobre a Seqüência Vulcano-sedimentar Santa Terezinha.

Kuyumjian *et al.* (2004) apresentaram síntese da geologia da região de Chapada-Campinorte destacando que no contexto afloram rochas granito-gnáissicas do Complexo Hidrolina, seqüências metassedimentares mesoproterozóicas do grupo Serra da Mesa e suítes metaplutônicas e seqüências metavulcano-sedimentares do arco magmático neoproterozóico Mara Rosa. Esses autores apresentaram como inovação ao quadro geológico local a caracterização de uma seqüência metavulcano-sedimentar paleoproterozóica denominada de Seqüência Campinorte. Essa nova unidade estaria limitada a oeste pela falha Rio dos Bois, uma importante descontinuidade tectônica entre os terrenos neoproterozóicos e paleoproterozóicos.

Legenda

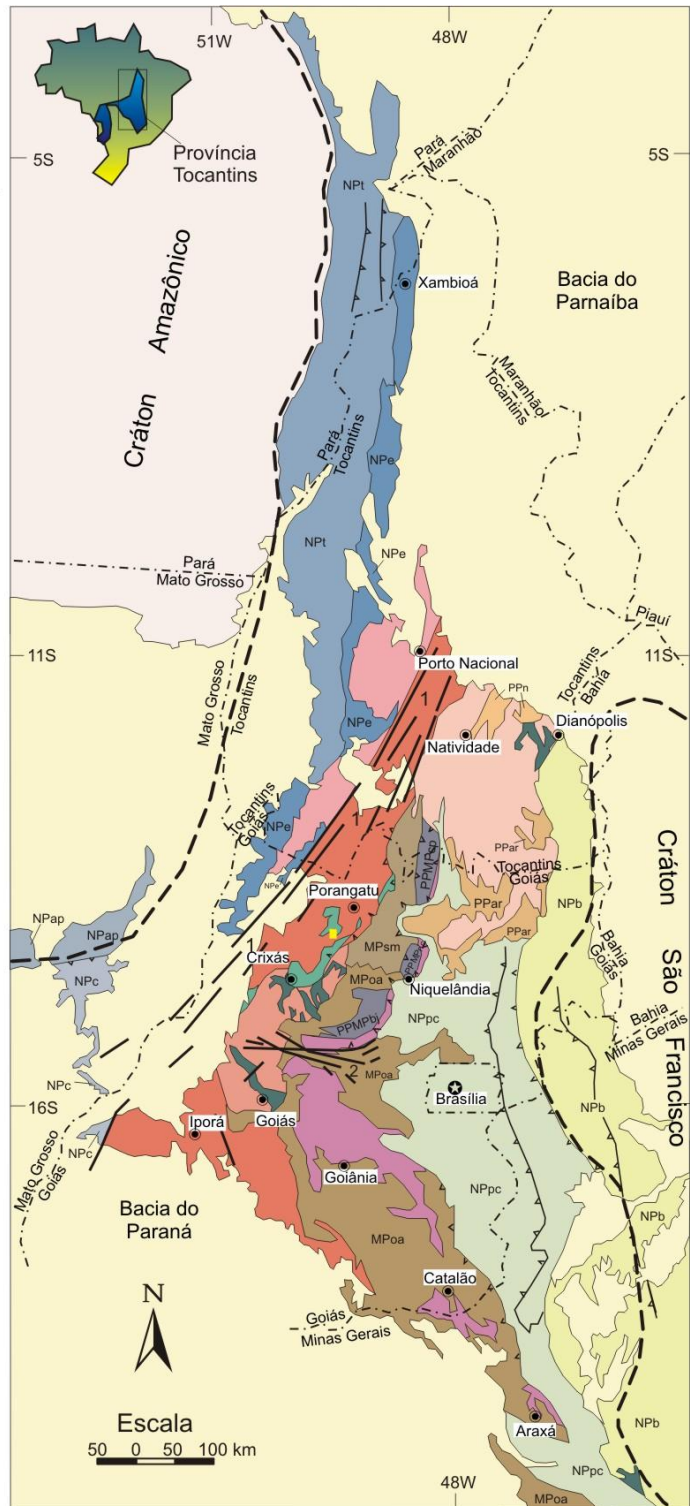


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins (Pimentel *et al.* 2004).

3. ARCO MAGMÁTICO MARA ROSA

3.1 Introdução

A região do Arco Magmático Mara Rosa, localizada na porção NW do Estado de Goiás é dominada por extensos platôs, com altitudes em torno de 400 m, desenvolvidos durante o ciclo geomorfológico Velhas. Ainda no estágio de maturidade desse ciclo, perfis lateríticos completos e espessos teriam dominado a paisagem da região (Porto e Hale, 1996). Atualmente, essas crostas lateríticas mostram-se em estágio avançado de degradação, registrada por ampla dispersão de solos arenosos lixiviados, fragmentos quartzosos e nódulos lateríticos.

O mapeamento geológico regional das folhas Campinorte (Oliveira *et al.* 2006) e Santa Terezinha (Fuck *et al.* 2006), destacou unidades litoestratigráficas não descritas anteriormente. No mapa geológico da porção sul do Arco Magmático Mara Rosa estão expostas, a leste e a sul, rochas dos complexos arqueanos Hidrolina-Anta- Serra Santa Cruz, da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, de idade Paleoproterozóica, do Grupo Serra da Mesa e do Complexo Uruaçu (Fig. 3.1).

As unidades arqueanas são representadas por rochas do Complexo Hidrolina, compostas predominantemente por uma associação de leucognaisses granodiríticos e granodioritos pouco deformados, por rochas do Complexo Serra Santa Cruz constituído por biotita gnaisse bandado, por rochas do Complexo da Anta composto por ortognaisses de composição tonalítica e granodiorítica e pela Formação Córrego do Alagadinho, que reúne rochas metaultramáficas e intercalações de depósitos metassedimentares de origem química.

A unidade Paleoproterozóica é representada pela seqüência metavulcano-sedimentar Campinorte, composta por metapsamitos (quartzito e quartzo-mica xisto), metapelitos (muscovita xisto, clorita-muscovita xisto com ou sem granada, clorita-biotita-carbonato xisto, muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, xistos carbonosos), rochas metassedimentares químicas (gondito e metachert) e rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias. Os litotipos vulcânicos mais representativos dessa unidade são rochas piroclásticas ácidas, seguidas de riolitos e riodacitos porfiríticos. Intercalações de metaultramáficas (talco-clorita xisto, anfibólio xisto, actinolitos) e anfibolito estão subordinadas (Kuyumjian *et al.* 2004).

A seqüência Campinorte engloba ainda uma ampla variação de plutônicas ácidas pertencentes à suíte plutônica Pau-de-mel, na qual se destacam o milonito granítico Mundinho e o gnaiss tonalítico Pau-de-mel. Dados U-Pb em zircão do metagranito Mundinho forneceu idade de 2,17 Ga, interpretada como de cristalização magmática (Giustina *et al.* 2009a).

As rochas do Grupo Serra da Mesa compõe-se predominantemente de uma seqüência monótona de rochas metassedimentares psamo-pelíticas constituída de quartzitos finos a médios e quartzo xistos, e escassos afloramentos de clorita-muscovita-quartzo xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto e granada-clorita-muscovita xisto. Subordinadamente ocorre associação de metamargas e metacalcários dolomíticos. O posicionamento cronoestratigráfico dessa unidade é controverso, mas sua distribuição e associação faciológica permitem correlacioná-la ao grupo Araí, cujas rochas vulcânicas da base foram datadas pelo método U-Pb em zircões em 1,79 Ga (Pimentel & Fuck, 1992).

O Complexo Granulítico Uruaçu compreende gnaisses para e ortoderivados de alto grau metamórfico (fácies anfíbolito a granulito) aflorantes principalmente entre as cidades de Uruaçu e Campinorte. Essa unidade foi apresentada inicialmente por Barreto Filho (1992) com a denominação de maciço básico-ultrabásico de Água Branca. Lacerda Filho *et al.* (1999) renomeou esse maciço para complexo granulítico de Uruaçu. Recentemente, Giustina *et al.* (2009b) correlacionaram essa unidade, com idade de cristalização entre 690-650 Ma, com o Complexo Anápolis-Itaçu.

Mapa Geológico da Porção Sul do Arco Magmático Mara Rosa

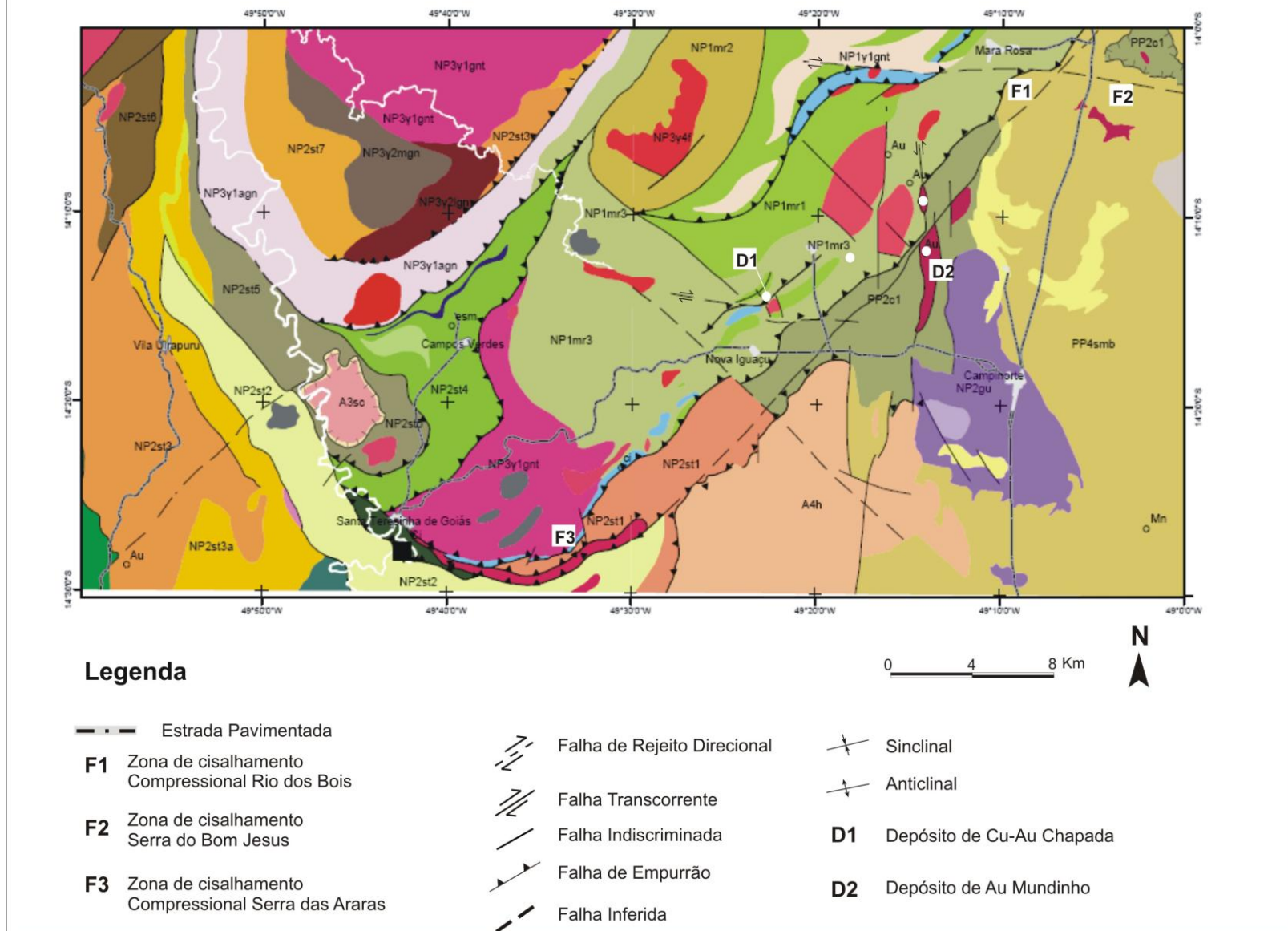


Figura 3.1. Mapa Geológico da porção sul do Arco Mara Rosa, modificado de Oliveira *et al.* (2006) e Fuck *et al.* (2006).

UNIDADES GEOLÓGICAS

CENOZÓICO

N4a Aluvião - areia, argila e cascalho.

NEOPROTEROZÓIO (NP)

NP3cn Cianititos, cianita quartzitos, cianita quartzo muscovita xistos.

SUÍTE PLUTÔNICA DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

- Np3y4f** Granito Faina Biotita granito e leucogranitos a duas micas. (576±6 Ma U-Pb)
- Np3y3aj** Biotita granito porfirítico.
- Np3y3am** Metatonalitos, metagabros e metaquartzos dioritos.
- Np3y2bgr** Biotita augen gnaiss milonítico. (U-Pb em zircão 622±6 Ma)
- Np3y2mgn** Biotita-muscovita gnaiss granodiorítico.
- Np3y2mgn** Leucognaiss milonítico.
- Np3y2bgr** Biotita gnaiss, metagranodiorito e metaquartzo monzonito.
- Np3y1agn** Augen gnaiss granítico a tonalítico.
- NP3aamg** Gabro e diorito.
- NP3uamg** Esteatito, talco xisto, anfibólio-talco xisto.
- Np3y1gnt** Biotita-hornblenda gnaiss e epidoto-hornblenda gnaiss. (U-Pb zircão 629±3 Ma)
- Np2y1gd** Granodiorito cinza, fino a médio, foliado, às vezes bandado. (U-Pb zircão 637±5 Ma)

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR SANTA TERESINHA

- NP2st7** Muscovita-quartzo xisto branco a cinza claro, magnetita-muscovita xisto, com intercalações de formação ferromanganesífera
- NP2st6** Associação de biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto, biotita-muscovita-quartzo xisto.
- NP2st5** Clorita-biotita-muscovita xisto feldspático, eventualmente com granada, epidoto e carbonato.
- NP2st4b** Clorita-muscovita-quartzo xisto, com variações para clorita-quartzo xisto, granada-clorita quartzo xisto, Magnetita-clorita xisto, carbonato-clorita xisto, clorita xisto, cloritito, formação ferrífera, gondito.
- NP2st4a** Biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto feldspático e intercalações de calcixisto e rocha calcissilicática
- NP2st3** Muscovita-clorita xisto, clorita-quartzo xisto, biotita-muscovita-clorita xisto, granada-muscovita-clorita xisto, magnetita-clorita xisto, xisto feldspático, anfibólio xisto.
- NP2st2** Clorita-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto associado a anfibolito fino, epidoto anfibolito, meta-andesito pórfiro, anfibolito médio a grosso, epidotito, hornblenda-granada-muscovita.

COMPLEXO GRANULÍTICO URUAÇU

- Np2guan** Clinopiroxênio anfibolito, granada anfibolitos.
- NP2gu** Kinzigitos, biotita gnaisses, migmatitos e granitos porfiríticos anatéticos associados a corpos subordinados de talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-actinolita xisto.

ORTOGNAISSES TONALÍTICOS

- Np1y1gnt** Ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses).

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR MARA ROSA

- NP1mr3** Metavulcânicas básicas: estauroлита-cianita anfibolito, quartzo epósitos, gedrita-antofilita xisto, granada anfibolito e biotita anfibolito. 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.
- NP1mr2** Granada-estauroлита-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, metachert e gonditos.
- NP1mr1** 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

- PP4sma** Muscovita-quartzo xisto e quartzitos.
- PP4smb** Clorita-muscovita-quartzo xisto, biotita-muscovita xisto, granada-muscovita xisto.
- PP4smc** Calcixisto e metacalcário.

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

- Pp2y1pm** Milonito granítico, gnaiss tonalítico, protomilonito tonalítico e metatonalito hidrotermalizado.

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR CAMPINORTE

- PP2e1** Metaultramáficas (talco-clorita xisto), anfibolito fino e epidoto anfibolito. Metavulcânicas ácidas (metariodacito e metarilito) e metatufos. Quartzito, quartzo-mica xisto, clorita-muscovita xisto com ou sem granada, Clorita-biotita-carbonato xisto, gondito e metachert.

ARQUEANO (A)

COMPLEXO HIDROLINA (2785 Ma U-

- A4h** Leucognaisses granodioríticos, gnaisses graníticos, anfibolito e metaultrabásicas.

COMPLEXO ANTA

- A3agr** Biotita tonalito cinza, foliado

GRUPO CRIXÁS: Formação Córrego do Alagadinho

- A3j2sa** Serpentinito, talco xisto, actinolita-clorita xisto, filito carbonoso, formação ferrífera, formação manganésifera

DOMO SERRA DE SANTA CRUZ

- A3sc** Biotita gnaiss bandado

3.2. Geologia do Arco Magmático Mara rosa

O contexto geológico da porção NW do Estado de Goiás é dominado pela seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa que Arantes *et al.* (1991) compartimentaram em três faixas estreitas e anastomosadas com disposição geral NE, com mergulhos moderados a fortes para NW, denominadas de faixas leste, central e oeste, individualizadas uma das outras 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 metamorfizadas sob condições das fácies xisto verde a anfibolito. Associadas a essas unidades ocorrem intrusões tardi a pós-tectônicas de composição gabróica a granítica.

Recentemente, Dantas *et al.* (2001) descreveram na região de Santa Terezinha de Goiás a Seqüência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás, representada, sobretudo, por produtos derivados de atividade vulcânica e depósitos sedimentares, com idade U-Pb de andesito pórfiro de 670 ± 4 Ma.

3.2.1. Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa

Subunidade metavulcânica básica (NP1mr1) - Compõe-se de uma associação de metavulcânicas e metaplutônicas básicas, além de metassedimentares químicas e pelíticas subordinadas. As metavulcânicas básicas (metabasaltos) são representadas por anfibolitos finos constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio. As metaplutônicas básicas (metagabro-dioritos) são representadas por variações de anfibolito, quartzo anfibolito e quartzo-biotita-granada anfibolito. São comuns pequenos corpos de metatonalitos, metadioritos e hornblenditos pouco deformados intrusivos nessa unidade.

Subunidade metassedimentar (NP1mr2) - Compreende uma associação de rochas psamo-pelíticas encaixantes do granito Faina. As faixas de rochas metassedimentares se dispõem em alto ângulo, ao longo de um corredor transcorrente NE, e compõem-se de granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto e biotita-quartzo xisto. Intercaladas ao pacote de rochas metassedimentares psamo-

pelíticas ocorrem rochas metassedimentares químicas representadas por gonditos e metacherts.

As análises isotópicas de Sm-Nd apontam idades modelo (T_{DM}) em torno de 1,1 Ma para essas rochas, semelhantes às obtidas para os gnaisses tonalíticos. Os valores de ϵ_{Nd} são positivos e apontam o seu caráter juvenil (Pimentel *et al.* 1997; Junges, 1998; Junges *et al.* 2002).

Subnidade metavulcano-sedimentar (NP1mr3) - Compreende uma ampla variação de metavulcânicas básicas a ácidas e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais associados às mineralizações de Cu-Au (Chapada) e Au (Posse), dentre os quais se destacam estauroлита-cianita anfibolito, quartzo epidositos, pirita-quartzo-sericita xisto, muscovia-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaiss e gedrita-antofilita xisto. As metavulcânicas básicas são representadas, sobretudo, por anfibolitos finamente bandados, sendo, no entanto, comuns variações de granada anfibolito, biotita anfibolito, antofilita anfibolito e epidoto anfibolito. Supostos litotipos interpretados como metavulcânicas ácidas a intermediárias (metariodacitos, metadacitos, metatufos andesíticos) são identificados como biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses e cianita-biotita-plagioclásio gnaisses. A seqüência de metassedimentares psamo-pelíticas apresentam a mais ampla variação petrográfica, com destaque para o grupo dos biotita xistos e biotita xistos feldspáticos que compõem-se essencialmente de biotita, quartzo, plagioclásio, com combinações variáveis de anfibólio, epidoto, clorita, feldspato potássico, granada, estauroлита, cianita e muscovita. São comuns ainda quartzitos e biotita-quartzo xistos feldspáticos finamente laminados ou em camadas espessas interpretados como meta-arenitos impuros e/ou metagravaucas, intercalados esporadicamente por metavulcânicas básicas que afloram em grande extensão a sudeste de Mara Rosa.

Datação em granito intrusivo no depósito de Posse mostra idade U-Pb em zircão de 862 ± 8 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protolito ígneo. Análise em titanita do mesmo contexto exibe idade concordante de cristalização de 632 ± 4 Ma, interpretada como a idade de pico do último evento metamórfico/deformacional da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa (Pimentel *et al.* 1997).

De acordo com Kuyumjian (1989), apesar dos anfibolitos da região de Chapada-Mara Rosa estarem completamente recristalizados para associações minerais de fácies anfibolito, a preservação ocasional de texturas ígneas reliquiares e as relações de campo e químicas das rochas apontam origem ígnea, provavelmente vulcânica, em que análises

de elementos maiores dos anfibolitos menos transformados por deformação e metamorfismo indicam sistema basáltico típico de arcos juvenis.

Na região do Depósito de Cu-Au Chapada tais rochas máficas assemelham-se tanto a metabasaltos (granada, diopsídio e epidoto anfibolitos) quanto à meta-andesitos basálticos (quartzo-granada e quartzo anfibolitos), sendo que os metabasaltos possuem assinaturas geoquímicas similares a basaltos toleíticos imaturos de arco de ilha, ricos em Mg, Ni e Cr (Kuyumjian, 1989). Os diopsídio-anfibolitos, entretanto, apresentam assinatura geoquímica complexa entre arcos de ilha e MORB, o que sugere ambiente de retro-arco para a formação de tais rochas (Kuyumjian, 1994; Junges *et al.* 2002). Já os meta-andesitos basálticos da região de Chapada apresentam caráter predominantemente calci-alcálico de arco oceânico.

Nos anfibolitos descritos no Depósito de Cu-Au Chapadão observam-se baixas concentrações de cério e ETR, com enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados, típico de rochas máficas vulcânicas de ambiente de arco (Richardson *et al.* 1986).

3.2.2. Ortognaisses tonalíticos

Essa unidade compõe-se predominantemente de ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses) de granulação média, tonalidade cinza claro a médio e constituído essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda, com arranjo granoblástico. Datação U-Pb em zircão obtido de gnaisses tonalítico do Depósito de Au Posse mostra idade de 845 ± 5 Ma (Melo, 2006). Segundo Junges (1998) e Viana (1995), os ortognaisses da região de Mara Rosa são primitivos, com baixas concentrações de SiO₂, e possuem composição tonalítica. Os teores de álcalis apontam ainda natureza cálcica a calci-alcálica. Baixas concentrações de LIL e HFS, bem como baixas razões de Ta/Nb e Y/La, indicam que o protolito desses ortognaisses é derivado do manto. Assim, os ortognaisses tonalíticos assemelham-se a granitóides do tipo M de arcos de ilha imaturos (Kuyumjian, 1989; Viana, 1995).

Os ortognaisses da região de Mara Rosa são similares a granitóides intermediários a ácidos, calci-alcálicos, com enriquecimento em LIL em relação aos elementos terras raras pesados (Viana, 1995).

3.2.3. Seqüência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás (NP2st)

De maneira geral, compõe-se de rochas de origem supracrustal, incluindo produtos derivados de atividade vulcânica, sejam derrames ou manifestações piroclásticas, e depósitos sedimentares, estes provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão de depósitos vulcânicos do arco magmático. Compreende rochas metamórficas variadas, incluindo quartzitos, clorita-muscovita xistos, clorita xistos, anfibólio xistos e xistos feldspáticos, provavelmente de origem sedimentar dominante, embora contribuição significativa de origem vulcânica, principalmente anfibolitos, esteja presente. Idades U-Pb em zircão de ca. 670 Ma obtidas de rochas vulcânicas colocam a unidade no Criogeniano.

Segundo Fuck *et al.* (2006), a separação desta unidade em sete subunidades no mapa geológico (Fig. 3.1) traduz predominância de certos tipos petrográficos ou associação de mais de um tipo petrográfico, e algumas das unidades separadas guardam grande semelhança entre si, não sendo descartada a possibilidade de representarem segmentos diferentes da mesma unidade.

3.2.4. Suíte plutônica do arco

Compreende o grupo de rochas ortognaissicas (NP3y_1) correspondentes a gnaisses derivados de rochas plutônicas com composição variada, desde termos diorítico/gabróicos até granito, com predominância de gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos. As relações com as rochas supracrustais são de natureza tectônica, marcadas por zonas de cisalhamento. Os ortognaisses foram deformados e metamorfizados em conjunto com as unidades de rochas supracrustais. Pequenos corpos de diorito, gabro e piroxenito são comumente associados aos ortognaisses. As idades disponíveis sugerem que a intrusão dos protolitos ocorreu no início do Ediacarano.

Compreende também granitos sin a tarditectônicos (NP3y_2, NP3y_3), intrusivos nos ortognaisses e nas seqüências de rochas supracrustais, variavelmente deformados e mesmo miloníticos.

Nesta unidade destacam-se pequenos corpos a intrusões batolíticas de tonalitos pouco ou não deformados, que ocorrem na área do Depósito de Cu-Au Chapada. Análise U-Pb em zircão de tonalito do depósito Chapada mostra idade de $635 \pm 2,4$ Ma, interpretada como de cristalização magmática (Melo, 2006).

Segundo Viana (1995), observa-se nesses granitos, com composição predominantemente granodiorítica, um enriquecimento nos LIL com relação à Y e ETR,

feições típicas de granitos calci-alcálicos de arco vulcânico (Pearce *et al.* 1984). Os elementos terras raras apresentam conteúdos moderados, e resultam em padrões fortemente fracionados, principalmente para os ETR pesados, o que indica um comportamento compatível de tais elementos nos termos mais félsicos.

Rochas intrusivas pós-tectônicas (Granito Faina) - Trata-se de uma suíte de plutônicas ácidas, comumente representada por corpos pequenos pouco ou não deformados de natureza pós-tectônica. As intrusões graníticas incluem principalmente biotita granito e leucogranitos a duas micas, com fácies granodiorítica subordinada. O granito Faina foi datado em 576 ± 6 Ma (Junges *et al.* 2002a, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd T_{DM} se situam entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana *et al.* 1995; Junges *et al.* 2002b).

3.2.5. Cianititos e cianita quartzitos

Difere-se das demais unidades por apresentar rochas a cianita (granada-cianita-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e cianitito), com intercalações subordinadas de metavulcânicas básicas a intermediárias (anfíbolitos finos, anfíbolio xistos), quartzo-clorita-muscovita xisto e pirita-clorita-serita xisto. Essa unidade ocorre frequentemente envolvendo as serras de cianititos ao longo da zona de cisalhamento Serra de Bom Jesus, no entorno de Mara Rosa, ao longo da Serra das Araras e nas rochas hospedeiras do Depósito de Cu-Au Chapada.

3.3. Geologia Estrutural e História Deformacional

O contexto estrutural do Arco Mara Rosa é reflexo da evolução tectônica complexa da província Tocantins, que inclui as faixas Paraguai, Araguaia e Brasília. Essas faixas foram geradas durante orogênese neoproterozóica (Brasiliano/Pan-Africano) que envolveu dois grandes blocos continentais: o cráton Amazonas, a oeste; e o cráton São Francisco, a leste. A porção leste da província Tocantins é ocupada pela faixa Brasília, que compreende uma seqüência espessa de rochas metassedimentares e uma vasta área de exposição do arco magmático neoproterozóico de Goiás. No interior da faixa Brasília, as estruturas mais penetrativas são representadas por extensas zonas de cisalhamentos de empurrão ou reversas com vergência para SE, em direção ao cráton São Francisco, que separam a seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa dos terrenos granito-*greenstone* arqueanos da região de Crixás-Hidrolina e das seqüências metassedimentares do grupo Serra da Mesa.

As principais estruturas responsáveis pela arquitetura da região que compreende o Arco Magmático Mara Rosa são representadas por zonas de cisalhamento, que de maneira geral compartimentam blocos geotectônicos com história evolutiva distinta e/ou somente definem domínios com trama estrutural e/ou orientação específica, dentre as quais se destacam a zona de cisalhamento de empurrão NE Rio dos Bois e a zona de cisalhamento direcional oblíqua EW Serra de Bom Jesus, que possuem relação íntima com a mineralização de Cu-Au Chapada (Fig 3.1).

A zona de cisalhamento de empurrão NE Rio dos Bois representa a principal estrutura regional, sendo responsável pela justaposição tectônica dos domínios neoarqueano/paleoproterozóico (complexo Hidrolina/ seqüência vulcano-sedimentar Campinorte) e neoproterozóico (seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa). A descontinuidade tectônica, que delimita unidades com diferentes histórias metamórfica e deformacional, comporta-se de maneira geral como uma zona de cisalhamento reversa com alta obliquidade e disposição geral N20-40°E/20-40°NW. Lineações mineral e de estiramento, com orientação em torno de 20°/300°, e dobras assimétricas apertadas, por vezes exibindo espessamento de charneira e rompimento de superfície axial, são indicativas de transporte tectônico geral para SE.

A zona de cisalhamento Rio dos Bois mostra-se em grande extensão delimitada pelo rio homônimo. A sua expressão geomorfológica é de maneira geral discreta, sendo localmente realçada por serras lineares e estreitas, demarcadas por cianita quartzito e cianitito.

A zona de cisalhamento direcional oblíqua EW Serra de Bom Jesus dispõe-se com traço geral EW. Situada a oeste da cidade de Mara Rosa, essa estrutura mostra-se demarcada pela Serra de Bom Jesus. De maneira geral, comporta-se como uma zona de cisalhamento direcional oblíqua, com orientação EW e mergulhos entre 30 e 50° para N, gerada por deformação dúctil mais bem registrada em milonitos graníticos no entorno de Mara Rosa. Lineação de estiramento (20°/270°) materializada por porfiroclastos sigmóides de feldspatos é indicativa de cinemática dextral de baixa obliquidade.

3.3.1. História deformacional

Cinco fases deformacionais/metamórficas principais, pelo menos, conduziram a história geológica evolutiva das unidades geológicas regionais. Essas fases estão associadas a dois eventos regionais de deformação (En-1 e En) e são descritas a seguir:

Dn-1: Dobramento assimétrico aberto, com vergência para W, em associação com metamorfismo de fácies xisto verde. Fase relacionada a um evento de idade paleoproterozóica registrado, sobretudo, na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte.

Dn: Dobramento isoclinal recumbente seguido de redobramento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E a SE, em associação com metamorfismo de fácies anfibolito.

Dn+1: Falhamento reverso dúctil a dúctil-rúptil em associação com metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde (biotitização/sericitização) e dobramento assimétrico apertado com vergência para SE. Fase deformacional responsável pela estruturação da falha Rio dos Bois.

Dn+2: Dobramentos simétricos abertos tardios, aos quais se associam sinclinais e anticlinais com eixos ortogonais E-W e N-S e falhamento normal dúctil-rúptil supostamente controlado pela ascensão do complexo Hidrolina e conseqüente descolamento das unidades de cobertura.

As fases deformacionais *Dn-2* e *Dn-1* identificadas no complexo Hidrolina e, sobretudo, na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, são vinculadas ao evento En-1. O evento En-1 é interpretado como resultado de esforços compressivos de direção aproximada EW, atuante, provavelmente, no Paleoproterozóico, uma vez que granitóides sin-tectônicos da suíte Pau-de-mel, intrusivos na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, apresentam idades U-Pb em zircão de $2,176 \pm 12/-9$ Ga (Viana *et al.* 1995) e $2,173 \pm 10$ Ga (Oliveira *et al.* em preparação).

As fases deformacionais *Dn* e *Dn+1* são particularmente associadas à evolução deformacional da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, atuante durante o Neoproterozóico. A fase *Dn* é identificada por dobras isoclinais recumbentes, que teriam sido envolvidas, num processo contínuo, por redobramento reverso assimétrico coaxial, com vergência para E a SE, resultado de esforço compressivo E-W a NW-SE. As condições de metamorfismo desta fase são de fácies anfibolito, sendo diagnosticada mais comumente pelas paragêneses cianita-sillimanita-estauroilita-granada-biotita e hornblenda-plagioclásio-granada em rochas metassedimentares pelíticas e metabásicas, respectivamente.

De acordo com Palermo (1996), nas áreas dos depósitos de Posse e Zacarias, a fase *Dn* foi responsável pela estruturação da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa em sinclinais e anticlinais assimétricos, com comprimentos de onda e amplitudes de magnitude regional. Para Ramos Filho *et al.* (2003), essa fase foi resultado de

compressão regional E-W, que posicionou a seqüência Mara Rosa sobre a seqüência Campinorte, à qual se associa um sistema de estruturas com transporte tectônico para leste.

A fase Dn+1 está diretamente relacionada à zona de cisalhamento rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois). A essa fase se associam dobras de arrasto e parasíticas intrafoliais, com assimetria indicativa de vergência geral para SE. O metamorfismo deste contexto é dominado por diaftorese sob condições da fácies xisto verde, com destaque para reações de biotitização que acompanham a mineralização aurífera nos depósitos Posse e Mundinho. Isócrona U-Pb em titanita de metagranito do depósito Posse forneceu idade de 632±4 Ma, interpretada como associada ao pico do metamorfismo dessa fase (Pimentel *et al.* 1997). Isócronas Sm-Nd obtidas a partir do par granada-rocha hospedeira metassedimentar deste contexto indicam que o metamorfismo associado a essa fase provavelmente se estendeu até cerca de 600 Ma (Junges *et al.* 2002). Além da zona de cisalhamento rio dos Bois, responsável pela sobreposição da seqüência Mara Rosa à seqüência Campinorte, interpreta-se ainda que as zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW, N-S e NW-SE também estejam associadas à fase Dn+1.

Dados estruturais indicam ter havido dobramento regional aberto da foliação em duas direções, aproximadamente EW e NS, o que resultaria em padrão de interferência do tipo domo-e-bacia. Palermo (1996) postula que tais dobramentos suaves estejam ligados a eventos deformacionais tardios que atuaram na região.

3.4. Depósitos de Cu-Au e Au do Arco Magmático Mara Rosa

O Depósito de Cu-Au Chapada se insere no contexto do distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.* 2000, 2004). O Distrito, que vem sendo investigado por companhias de mineração desde o início da década de 70, contém importantes depósitos de Au (Posse, Mundinho, Viúva, Sururuca), Au-Ag-Ba (Zacarias) e Cu-Au (Chapada), além de várias ocorrências auríferas pouco estudadas (Lacerda, 1986) (Fig. 3.2). O potencial mineral relacionado a esse ambiente tectônico tem sido alvo de inúmeros estudos também nos últimos anos (Arantes *et al.* 1991; Kuyumjian, 1995, 2000; Ramos Filho *et al.* 2003; Oliveira, 2004, Nascimento, 2007).

Segundo Oliveira *et al.* (2000), os principais depósitos de ouro e cobre-ouro do distrito Chapada-Mara Rosa podem ser identificados por quatro associações distintas: (i) Depósito Zacarias (Au-Ag-Ba), interpretado como vulcanogênico disseminado de natureza estratiforme (Pool, 1994); (ii) Depósito Chapada (Cu-Au), interpretado como

vulcanogênico disseminado (Kuyumjian, 1989) ou cobre-porfirítico (Richardson, 1986); (iii) Depósito Posse (Au), definido como disseminado controlado por zona de cisalhamento mesozonal (Palermo *et al.* 2000); e (iv) Depósito Mundinho (Au-Cu-Bi), considerado como veios quartzo-sulfetados controlados por zona de cisalhamento com magmatismo pós-orogênico associado (Fig. 3.1 e Fig. 3.2). Ainda no contexto do Arco Mara Rosa, duas ocorrências se destacam, Serra do Caranã e Morro dos Picos.

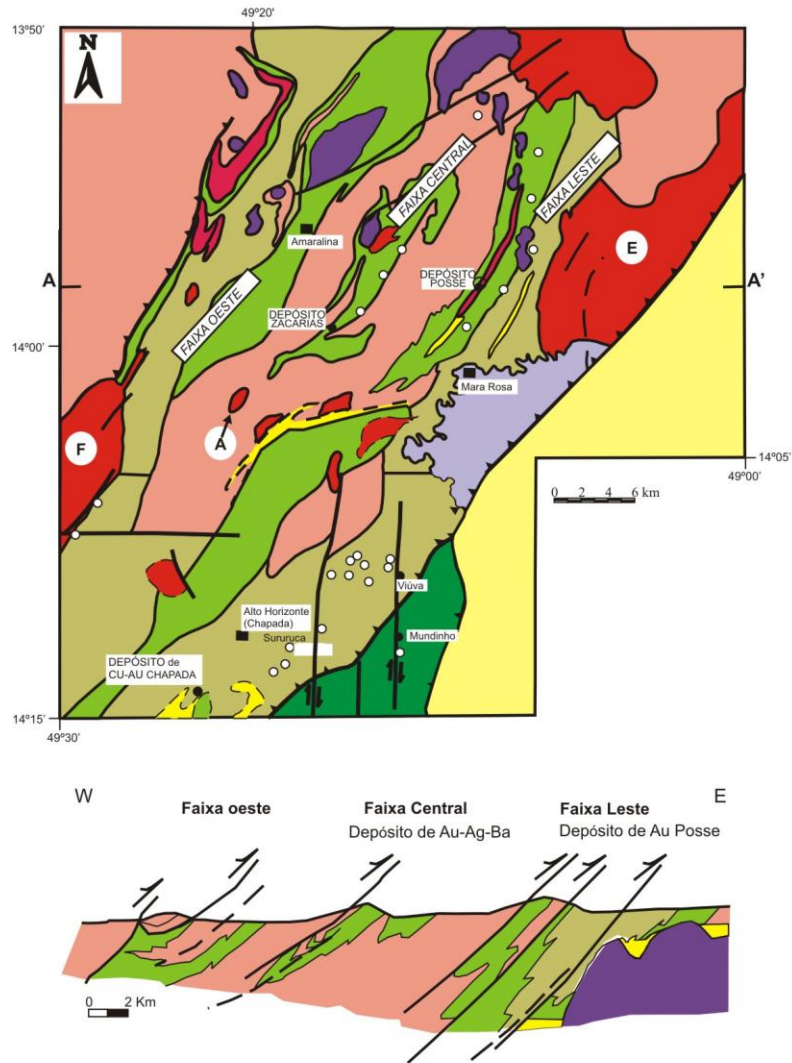
Dentre os principais depósitos do Arco Mara Rosa, a geologia do Depósito de Cu-Au Chapada, foco dessa dissertação, será apresentada nos próximos capítulos, com a descrição das principais características petrográficas e estruturais, e discussão do modelo genético do depósito.

Depósito de Au-Ag-Ba Zacarias - O depósito Zacarias, diagnosticado pela associação Au-Ag-Ba, é caracterizado por lentes concordantes constituídas de quartzo, barita, Bamuscovita (oellacherita), pirita e, subordinadamente, esfalerita, galena, calcopirita, espinélio zincífero, magnetita, eletrum, freibergita, boulangerita, tetraedrita/bournonita e molibdenita, encaixados diretamente em anfibolitos de provável origem vulcanoclástica, além de quartzitos feldspáticos, xistos grafitosos, metacherts e metatufos félsicos a básicos (Poll, 1994). O ouro ocorre em espaços intragranulares e como inclusões em sulfetos e silicatos. Pegmatitos quartzo-albíticos recortam os horizontes mineralizados e remobilizam metais.

Modelos genéticos para o depósito Zacarias têm alcançado consenso. O depósito, com geometria lenticular estratiforme e hospedado por metavulcânicas básicas e metassedimentares químicas, é considerado como representativo de exalações ricas em barita e sulfetos, geradas em ambiente vulcanogênico proximal (Arantes *et al.* 1991), provavelmente em bacia de retro-arco (Poll, 1994).

A mineralização aurífera ocorre associada a três corpos de barita quartzito, sendo que o mais importante desses, com 700 m de extensão e 12-15 m de largura, é responsável por 90% da reserva total lavrável a céu aberto, estimada em 650.000 t com teores médios de Au, Ag e barita de 4,36 g/t, 48,06 g/t e 10,67%, respectivamente (Arantes *et al.* 1991). A concentração de ouro tende a ser proporcional à quantidade de barita. Os teores de ouro em barita quartzitos variam entre 3,0 e 15,0 g/t, enquanto em oellacherita quartzitos são inferiores a 3,0 g/t (Poll, 1994).

MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO DE CU-AU E AU CHAPADA-MARA ROSA



LEGENDA



Figura 3.2. Mapa geológico do distrito de Cu-Au e Au Chapada-Mara Rosa (modificado de Arantes *et al.* 1991) e Seção estrutural esquemática através do Arco Magmático Mara rosa (Palermo *et al.* 2000).

Depósito de Au Posse - O depósito aurífero Posse ocorre hospedado em microclínio gnaiss ortoderivado, interpretado por Arantes *et al.* (1991) e Palermo *et al.* (2000) como produto metamorfozado de protolito félsico vulcânico a sub-vulcânico ou plutônico, respectivamente. As rochas encaixantes do depósito são dominadas por metavulcânicas básicas que também exibem efeito de alteração hidrotermal. O zoneamento hidrotermal é marcado por halo propilitico distal (ou externo), diagnosticado pela associação mineral que inclui epidoto, sericita e pirita. O halo proximal (ou interno) é marcado por silicificação intensa e sulfetação (pirita). Alteração hidrotermal de rochas básicas é identificada pela presença de sericita, sillimanita, cianita, clorita e, localmente, fuchcita (Arantes *et al.* 1991). O ouro ocorre em associação com teluretos (frohbergita e calaverita), principalmente como inclusões de Au nativo em sulfetos. A mineralização aurífera está associada a vários corpos alongados com orientação geral N20-30°E (290-300°/50°), mas localmente o controle é dado por estruturas N50-70°E. Palermo (1996) interpreta esse arranjo como representativo de estrutura sigmóide S-C gerada por movimento transpressivo sinistral. A reserva calculada inicialmente para o depósito Posse, até 60 m de profundidade, era de 1,7 Mt e teor médio de 2,24 g/t Au (Arantes *et al.* 1991).

Estudos sobre o depósito Posse apresentam controvérsias, não somente no que se refere à gênese da mineralização aurífera, mas também da natureza de suas rochas encaixantes. De acordo com Arantes *et al.* (1991), os microclínio gnaisses, que hospedam o depósito Posse, representam rochas vulcânicas ácidas metamorfozadas previamente submetidas à alteração hidrotermal. Para os autores, a mineralização aurífera tem caráter epigenético e nítido controle estrutural. Por outro lado, Palermo *et al.* (2000) interpretam os microclínio gnaisses como granitos alcalinos metamorfozados (granitos tipo-A), com evidências de alteração hidrotermal (sericitização, albitização) similares àquelas que acompanham o processo de greisenização. O principal evento de mineralização não estaria conectado com esse episódio magmático-hidrotermal, mas com um evento subsequente que se sucede ao pico da deformação e do metamorfismo. A mineralização aurífera está associada a halos de alteração hidrotermal (propilitização, albitização, sericitização, silicificação, carbonatação) e deposição de óxidos (magnetita ± ilmenita), sulfetos (pirita ± calcopirita, pirrotita), e teluretos de Au, Ag, Bi, Pb e Fe. As características do depósito são similares àquelas dos depósitos auríferos em zonas de cisalhamento mesozonal, envolvendo a remobilização de metais das rochas encaixantes.

Depósito de Au Mundinho - Muitos garimpos e ocorrências auríferas são descritos no distrito Chapada –Mara Rosa (Lacerda, 1986). São tipicamente corpos pequenos

representados por veios de quartzo com disseminações de sulfetos (pirita, calcopirita), e quase sempre apresentam teores elevados de Au. A maioria das ocorrências mostra-se distribuída ao longo das zonas de cisalhamento Garimpo do Mundinho e Rio dos Bois.

Os garimpos Mundinho e Viúva representam um contexto da metalogenia aurífera da região pouco conhecido na literatura. Trata-se de veios de quartzo controlados por um sistema transcorrente-NS subvertical e hospedados em metaplutônicas alongadas (granito Mundinho), intrusivas em rochas metapsamopelíticas da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. As encaixantes compreendem quartzito a quartzo xisto, magnetita quartzito a pirita-magnetita-muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, epidoto quartzito a epidosito. As rochas ricas em epidoto, magnetita e pirita são interpretadas como produtos de alteração hidrotermal associada a um episódio regional de mineralização.

A principal ocorrência de ouro da região é o garimpo Mundinho, cujo controle estrutural resultou de um evento deformacional que marca acentuada mudança na cinemática e no regime de deformação. Os domínios graníticos anteriormente deformados sob regime dúctil e cinemática dextral, evidenciado pelo pronunciado estiramento de porfiroclastos de quartzo e feldspato potássico, foram superimpostos por deformação rúptil a dúctil-rúptil. Bandas de cisalhamento ligadas a essa deformação indicam cinemática sinistral. Esse estágio é marcado por faixas estreitas e irregulares não penetrativas, com disseminações de pirita associadas a zonas de biotitização e muscovitização progressiva dos domínios graníticos. Associadas a essas alterações ocorreram ainda sulfetação (pirita, calcopirita, bismutinita), carbonatação, formação de magnetita e precipitação de ouro e bismuto. As principais concentrações de ouro ocorrem em veios de quartzo onde a sulfetação é mais pronunciada. O ouro ocorre como inclusões na calcopirita e/ou como grãos livres e alongados dispostos segundo a foliação milonítica.

A ocorrência de ouro Mundinho, além de apresentar um nítido controle estrutural pelo sistema transcorrente NS, está temporal e espacialmente conectada ao plutonismo pós-tectônico ligado ao último evento deformacional que afetou a seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa.

Serra do Caranã – A Serra do Caranã é uma ocorrência de ouro descrita por Palermo *et al.* (1991, 2000), associada à cianita-muscovita xistos/quartzitos (\pm kyanite \pm muscovita \pm pirita) estruturados na direção NNE e mergulho WNW.

Segundo Nascimento (2008), todas as características das unidades litológicas descritas na Serra do Caranã correlacionam as rochas desta ocorrência com zonas

hidrotermais metamorfizadas, na qual a seqüência litológica, de rochas a cianita, seria o equivalente metamórfico de zonas de alteração hidrotermal argílica intermediária a avançada. Para isso a autora se baseou na presença de estruturas do tipo *Boxwork*, interpretadas como uma porosidade secundária formada a partir da dissolução de anidrita, mineral que ocorre geralmente associado com halos de alteração potássica de depósitos do tipo de pórfiro. A presença de hornblenda-biotita ortognaisses, com baixo teor de Cu e Au em profundidade, também é um indicativo de alteração hidrotermal potássica, e a presença de uma associação de actinolita-epidoto-(-clorita), bordejando as unidades desses ortognaisses, estaria associada com uma alteração propilítica.

Nascimento (2008), descreve outra ocorrência com características semelhantes à Serra do Caranã, localizada a oeste da cidade de Porangatu, Morro dos Picos, que corresponde a uma proeminente elevação com 6 km de comprimento, com ocorrências de Cu associada a muscovita-pirita-cianita quartzito, com a presença de feldspato, rutilo, turmalina, lazulita e crandalita como minerais acessórios e lamelas de biotita e clorita subordinadas.

3.4.1. Evolução Tectônica e Metalogênese dos Depósitos de Au e Cu-Au

Os depósitos de Au e Cu-Au do arco magmático Mara Rosa podem ser temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional similar ao proposto por Harris *et al.* (1986), assim como ao modelo de depósitos auríferos orogênicos postulado por Groves *et al.* (1998). Ambos os modelos são baseados em evolução contínua de placas colisionais, que pode ser compartimentada em quatro estágios com características magmáticas distintas: (i) estágio de subducção; (ii) estágio de magmatismo colisional sin-tectônico; (iii) estágio de magmatismo colisional pós-tectônico; e (iv) estágio de extensão pós-orogênico.

O primeiro estágio de subducção intraoceânica provavelmente ocorreu entre 0,8 e 0,9 Ga e é representado por rochas vulcânicas toleíticas e rochas plutônicas cálcio-alcalinas (granitóides M e I) de arcos de ilhas e bacias de retro-arco (Fig. 3.3a). Os depósitos de Au-Ag-Ba Zacarias e Cu-Au Chapada foram supostamente gerados durante esse estágio. O depósito Zacarias foi gerado em um contexto vulcano-exalativo proximal (Poll, 1994), enquanto o Depósito Cu-Au Chapada é comparável aos depósitos de Cu-Au porfiríticos de arcos de ilhas intra-oceânicos (Richardson *et al.* 1986).

O estágio colisional subsequente resultou em espessamento crustal, que é relacionado ao pico do metamorfismo regional, em torno de 630 Ma, ao final da orogenia Brasileira (Fig. 3.3c). Durante esse evento, ao qual se associa o

desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois, foram gerados vários depósitos e ocorrências auríferas na região, incluindo o depósito de Posse, que pode ser interpretado como um depósito aurífero controlado por zona de cisalhamento mesozonal, ou mesmo um depósito aurífero orogênico.

De acordo com Junges *et al.* (2002), idades Sm-Nd obtidas a partir dos pares granada-rocha total de rochas metassedimentares da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa podem ser interpretadas como indicativas de dois eventos metamórficos: um evento mais antigo em cerca de 760-730 Ma (Fig. 3.3b); e outro evento mais jovem em cerca de 610-604 Ma (Fig. 3.3c). Dados geotermométricos indicam que o episódio mais antigo ocorreu sob condições P-T mais elevadas, enquanto o mais jovem sob condições P-T inferiores. O evento metamórfico mais antigo é interpretado preliminarmente como o resultado da acresção de terrenos de arcos de ilhas, enquanto o evento mais jovem é associado ao fechamento do oceano Brasileiro e à colisão envolvendo os continentes Amazônico e São Francisco.

O período de máximo espessamento crustal foi sucedido por magmatismo colisional pós-tectônico, controlado por extensão litosférica. Esse evento é marcado por intrusão de granitos alcalinos (biotita granitos, leucogranitos), gabros e dioritos entre 590 e 560 Ma. O depósito Mundinho apresenta assinatura geoquímica (Au-Cu-Bi) e associação mineral (ouro-calcopirita-bismutinita-magnetita) características de depósitos deste contexto geotectônico. O ouro ocorre em veios controlados por zonas de cisalhamento que representam o último registro da deformação na região.

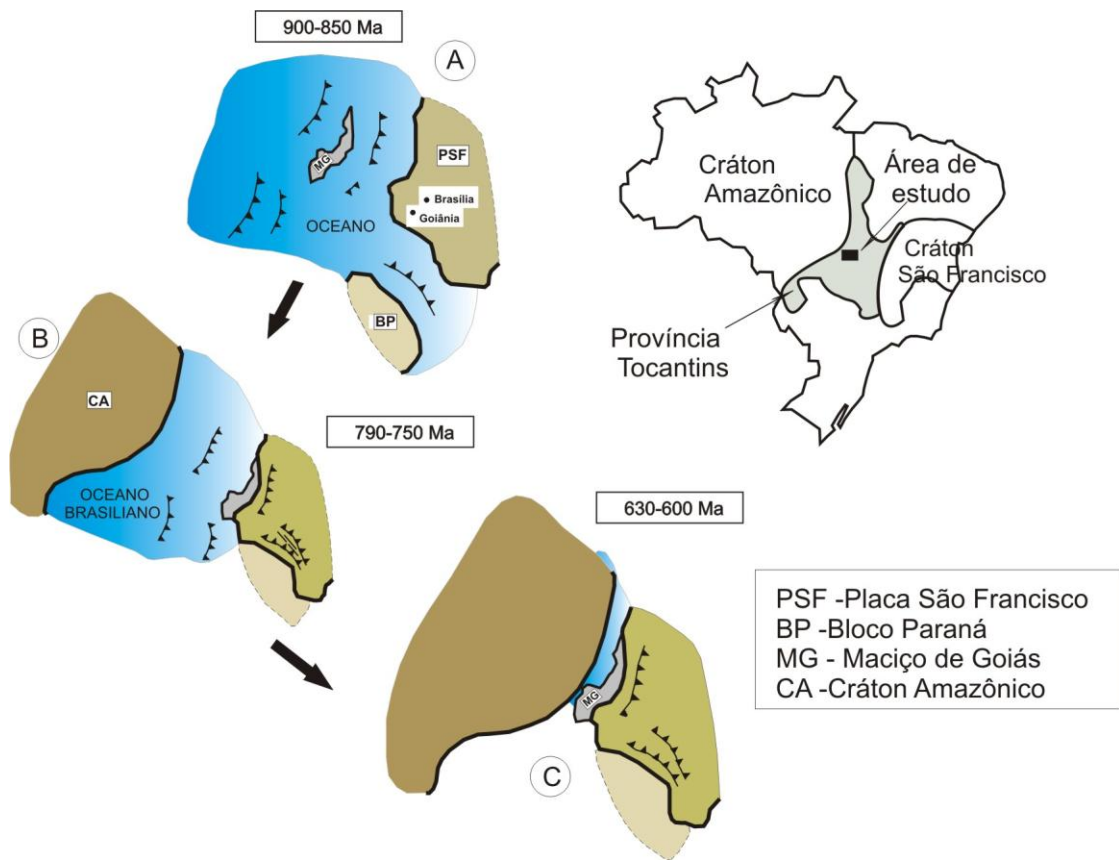


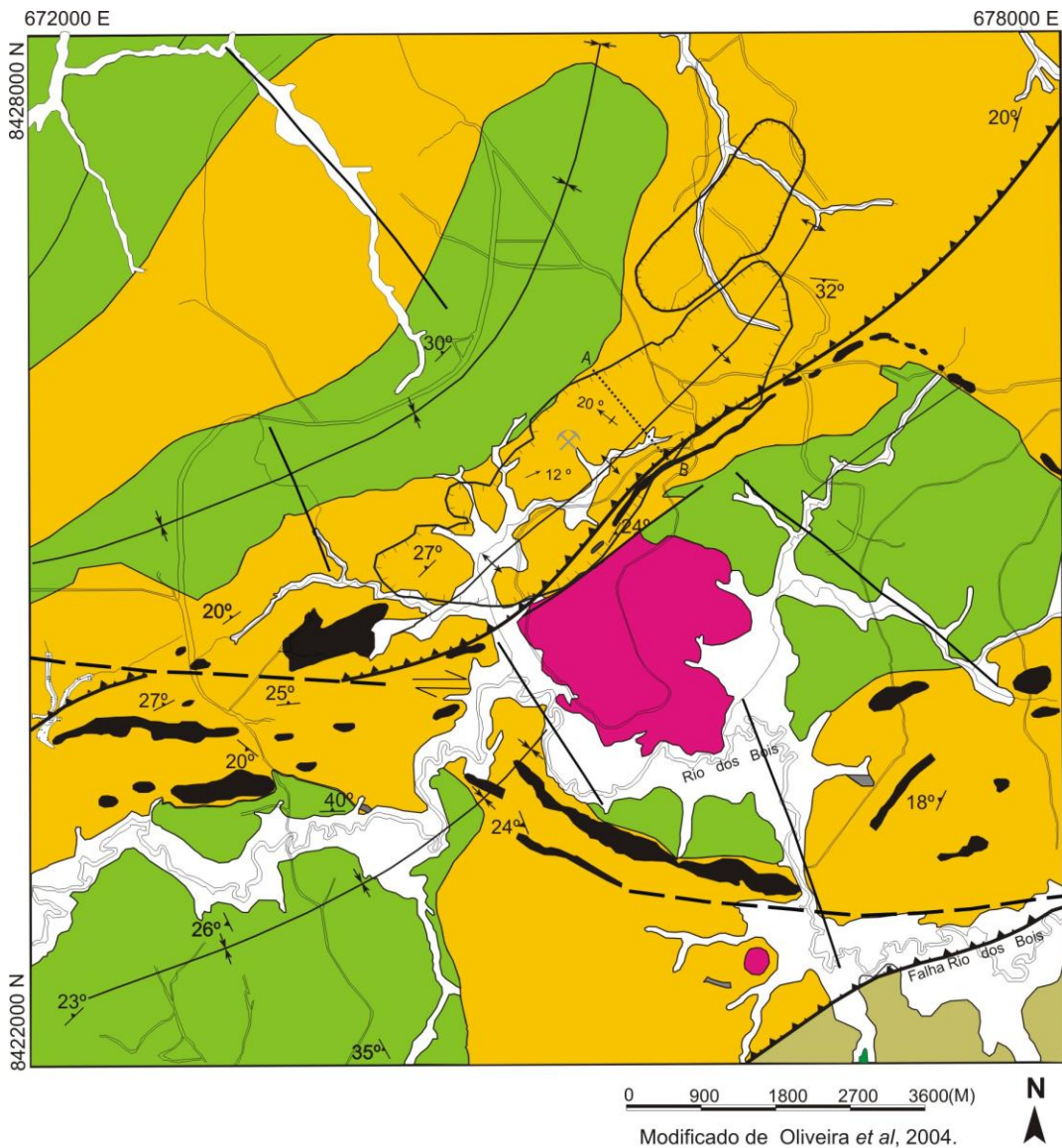
Figura 3.3: Modelo de reconstrução para a evolução neoproterozóica da província Tocantins (Pimentel *et al.* 2000)

4. O DEPÓSITO DE CU-AU CHAPADA

4.1. Geologia do Depósito

O Depósito de Cu-Au Chapada está inserido no contexto geomorfológico de extensos platôs encobertos por perfis lateríticos espessos, onde exposições de rochas inalteradas são escassas. A geologia regional da área do depósito é dominada pela seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa (Fig. 3.1), onde se destaca uma ampla variação de metavulcânicas básicas (granada anfibolito, biotita anfibolito, antofilita anfibolito e epidoto anfibolito) a ácidas (metariodacitos, metadacitos, metatufos andesíticos), metassedimentares psamo-pelíticas e químicas (meta-arenitos impuros e/ou metagrauvacas e metacherts), além de produtos hidrotermais (estauroлита-cianita anfibolito, quartzo epidositos, pirita-quartzo-sericita xistos, muscovita-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaiss e gedrita-antofilita xisto).

No mapa geológico de semi-detalle da área do depósito, destaca-se a associação de anfibolitos, anfibólitos xistos, sericita-muscovita-biotita-quartzo xisto com granada e cianita, por vezes feldspáticos e lentes alinhadas de cianita-quartzo xisto/cianita quartzito com pirita, estruturados segundo falhas de empurrão com traço NE, inflexionadas a sul por falhas direcionais EW. Esta associação mostra-se estruturada em anticlinais e sinclinais suaves e abertos. Ressaltam-se intrusões tonalíticas/dioríticas tardias em meio a este pacote vulcano-sedimentar (Fig. 4.1).



LEGENDA:

Aluvião

NEOPROTEROZÓICO

Cianita quartzitos

Intrusivas Tardias

Tonalito

Sequência Metavulcano-sedimentar Mara Rosa

Sericita-muscovita-quartzo-feldspato-granada-cianita-biotita xistos

Anfibolitos/anfibólio xistos

PALEOPROTEROZÓICO

Sequência Metavulcano-sedimentar Campinorte

Quartzitos, muscovita-quartzo xistos, biotita-clorita xistos, BIFs, metavulcânicas ácidas

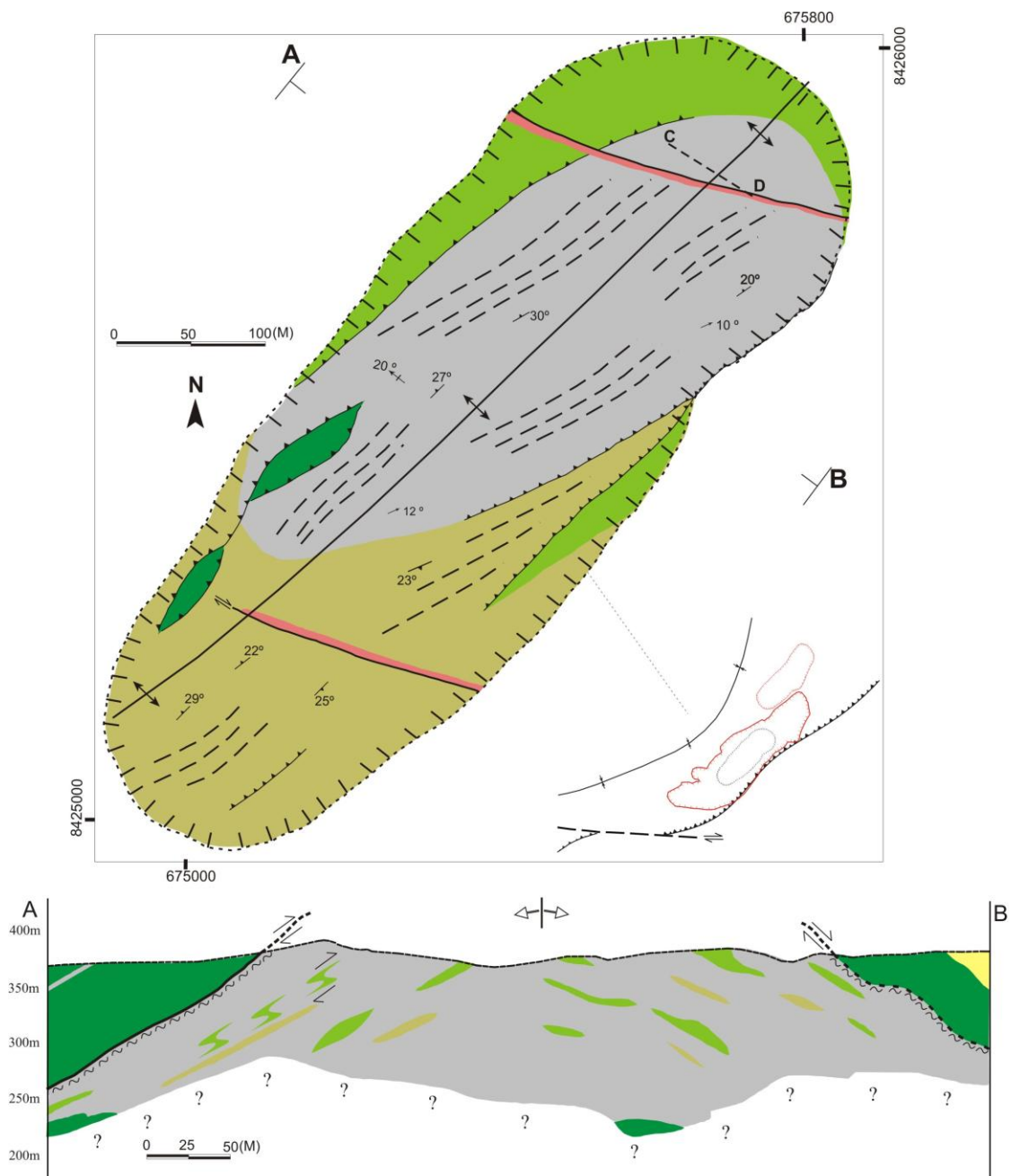
- Falha Direcional
- Falha de Empurrão
- 18° Foliação
- Falha Inferida
- Sinclinal
- Anticlinal
- 20° Lineação de Estiramento
- 52° Eixo de dobra
- Estrada
- Drenagem
- Seção Geológica AB
- Depósito de Cu-Au Chapada
- Limite da Cava

Figura 4.1. Mapa geológico de semi-detalle do Depósito de Cu-Au Chapada (modificado de Oliveira *et al*. 2004).

As principais rochas encaixantes e hospedeiras da mineralização foram descritas em mapeamento geológico das frentes de lavra da Mina de Cu-Au Chapada, no nível 345, onde se destacam cinco unidades de mapeamento apresentadas no mapa geológico da mina (Fig. 4.2).

Os principais minérios ou hospedeiras do Depósito de Cu-Au Chapada podem ser representados por: muscovita-biotita xisto, biotita xisto feldspático, cianita biotita xisto, biotita-muscovita xisto, anfibólio xisto, epidoto-biotita-anfibólio xisto e metachert, onde variações de muscovita-biotita xisto e biotita-muscovita xisto perfazem o maior volume do depósito e hospedam aproximadamente 90% do minério. Rochas metavulcânicas e metaplutônicas básicas, magnetita-biotita gnaisses, ortognaisses tonalíticos e rochas metassedimentares correspondem às encaixantes do depósito. Intrudidos tardiamente neste pacote ocorrem diques pegmatíticos e um corpo de composição tonalítica.

Na seção geológica AB, com orientação NW-SE, confeccionada a partir da interpretação de furos de sonda, observa-se que o arcabouço do depósito é representado por um antiforme com núcleo composto pela associação de magnetita-biotita gnaisse e muscovita-biotita xistos (muscovita-biotita xisto feldspático, cianita-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, epidoto-biotita xisto feldspático), envolto e/ou encoberto por anfibólios xistos, biotita-muscovita xistos, metacherts, rochas metavulcanoclásticas, corpos anfibolíticos e cianita-quartzo xisto. Todo o conjunto mostra-se recortado por corpos pegmatíticos de direção N40°-60°W (Fig. 4.2).



Legenda

Unidades Litológicas

- Magnetita-biotita gnaisse/
Muscovita-biotita xisto
- Biotita-muscovita xisto/
Metachert/metavulcanoclástica
- Anfibólio xisto
- Anfibólito
- Cianita-quartzo xisto
- Pegmatito

- $\rightarrow 52^\circ$ Eixo de dobra
- 18° Foliação
- $\leftrightarrow 20^\circ$ Lineação de Estiramento
- --- Falha
- --- Falha de Empurrão
- --- Traço da Foliação
- --- Sinclinal
- --- Anticlinal

- Limite da Cava Cota 345
- Limite Final da Cava

Seção Geológica

- --- Falha de Empurrão
- --- Anticlinal
- --- Seção A-B (NW-SE)
- --- Seção C-D (Figura 5.1)

Figura 4.2. Mapa geológico da Mina de Cu-Au Chapada (cota 345) e seção geológica AB, de direção NW-SE, confeccionada a partir de testemunhos por sondagem. O domínio da unidade Magnetita-biotita gnaisse/muscovita-biotita xisto, em cor cinza no mapa, corresponde ao corpo denominado Capacete.

4.1.1. Rochas Encaixantes

As rochas encaixantes compreendem uma ampla variação de metavulcânicas e metaplutônicas básicas a ácidas e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, dentre os quais se destacam: ortognaisses tonalíticos, magnetita-biotita gnaisses, biotita xistos feldspáticos e anfibolitos. No contexto do Depósito de Cu-Au Chapada foram descritos no interior da cava, magnetita-biotita gnaisses e anfibolitos.

Ortognaisses tonalíticos não foram descritos no mapeamento da Mina Chapada, mas no mapeamento regional da Seqüência Mara Rosa, com exposição a norte da mina (Oliveira *et al.* 2006). Essas rochas são compostas predominantemente de biotita gnaisses tonalíticos de granulação média, tonalidade cinza claro a médio e constituído essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda, com arranjo granoblástico. Esses gnaisses englobam grande volume de xenólitos de anfibolitos de granulação fina a média, com microestrutura nematoblástica e constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio.

Magnetita-biotita gnaisses ocorrem expostos na porção central da cava e mostram-se associados a muscovita-biotita xistos (Fig. 4.2). Estes gnaisses ocorrem como corpos centimétricos a métricos com geometria sigmóides e *boudins*, simétricos ou assimétricos, intercalados e/ou envoltos por muscovita-biotita xistos (muscovita-biotita xisto feldspático, cianita-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, epidoto-biotita xisto feldspático) (Fig. 4.3a). Esses xistos são análogos, em escala microscópica, aos níveis micáceos ricos em biotita, intercalados aos domínios quartzo-feldspáticos, descritos em magnetita-biotita gnaisses.

Esses gnaisses são descritos como biotita gnaisses finos, maciços, com cor cinza claro a cinza escuro, foliação difusa, granulação fina a média e textura granoblástica e subordinadamente faixas ricas em minerais micáceos. São constituídos essencialmente por biotita (10-25%), quartzo (25-35%), plagioclásio (12-24%), microclínio (10-20%), mica branca (8-12%), epidoto (2-6%) e subordinadamente, anfibólio, granada, cianita e magnetita (0-2%) (Fig. 4.3b, 4.3c).

Os domínios granoblásticos são compostos da associação de quartzo, plagioclásio e microclínio, de granulação média, com grãos xenoblásticos a subidioblásticos de feldspatos parcialmente alterados para carbonato e mica branca (Fig. 4.3d). Neste domínio são comuns lamelas de biotita marrons, por vezes levemente

orientadas, menos desenvolvidas que as micas descritas nos domínios com textura lepidoblástica (Fig. 4.3b).

Os raros domínios ou níveis lepidoblásticos são constituídos de biotita e muscovita, além de lamelas de clorita subordinadas. As lamelas de biotita do domínio lepidoblástico são bem formadas, verdes e marcam a foliação da rocha. São comuns grãos de epidoto associados aos dois domínios, mas em maior quantidade no domínio lepidoblástico.

Essas rochas foram deformadas sob condições da fácies anfibolito, evidenciadas pela presença de cristais de cianita e anfibólio. Entretanto, são descritos indícios de retrometamorfismo em níveis de biotita neoformada, correspondente aos níveis lepidoblásticos descritos, com a substituição de cianita e hornblenda por lamelas de biotita e clorita.

Os minerais opacos descritos em magnetita-biotita gnaisses correspondem, em sua maioria, a magnetita e hematita, e por isso quando considerados isoladamente, são estéreis, com sulfetos ausentes. Apesar da estreita relação deformacional com as rochas hospedeiras, os gnaisses a magnetita são considerados encaixantes da mineralização (Fig. 4.3e, 4.3f).

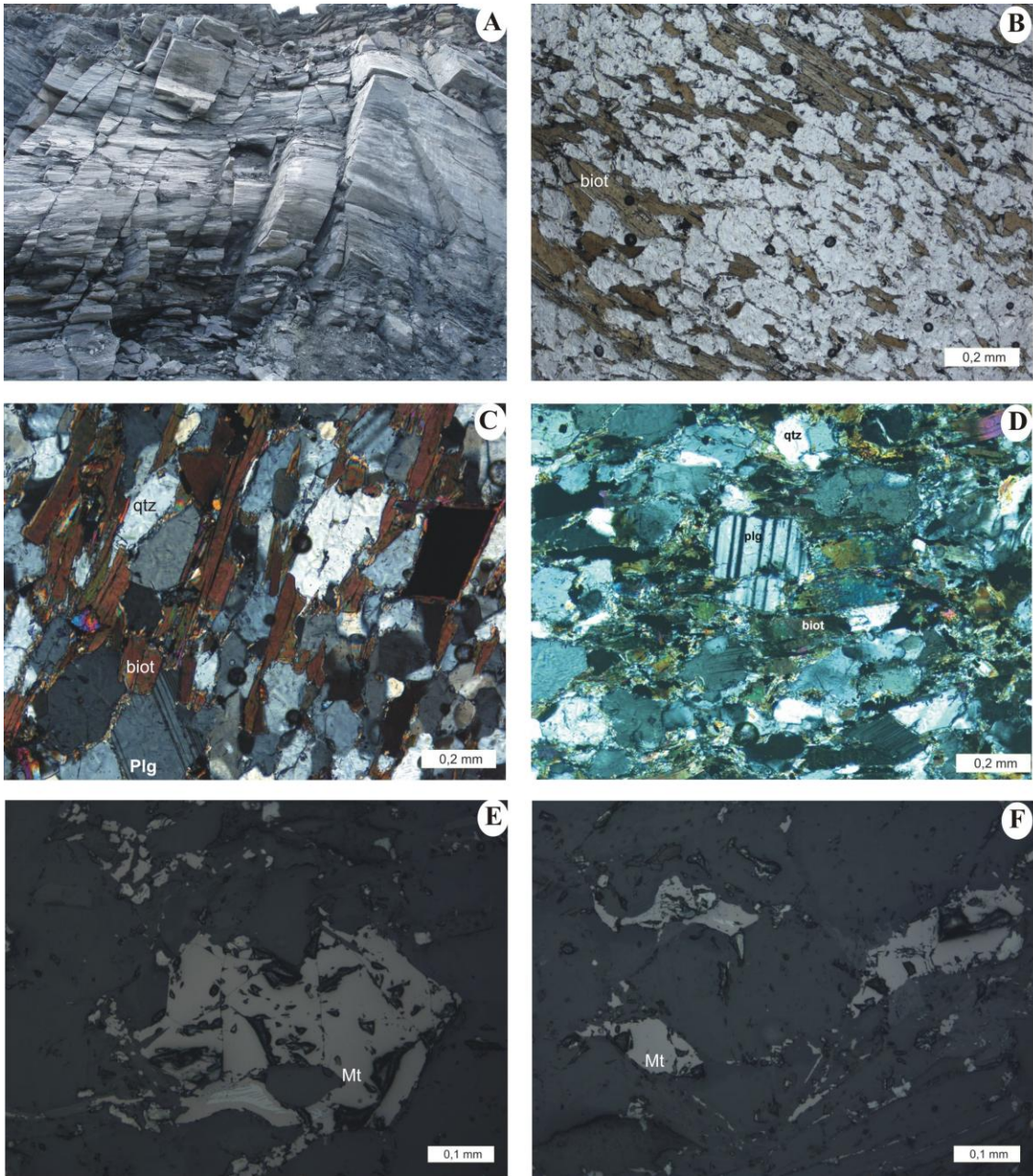


Figura 4.3: A. Magnetita-biotita gnaiss disposto em charneira de dobra recumbente, estruturação comum desta rocha. B. Fotomicrografia de magnetita-biotita gnaiss, com destaque para lamelas de biotita levemente orientadas em meio à matriz quartzo feldspática (LT/NP). C e D. Fotomicrografia de magnetita-biotita gnaiss, com destaque para grãos de plagioclásio ligeiramente alongados na matriz quartzo-feldspática (LT/NP). E e F. Fase opaca composta por grãos de magnetita e hematita (LT/NP).

Anfibolitos correspondem a rochas metaplutônicas e metavulcânicas básicas. As metaplutônicas básicas (metagabro-dioritos e hornblenditos) são representadas por variações de anfibolito, quartzo anfibolito, quartzo-biotita-granada anfibolito que exibem foliação difusa, bandamento incipiente a intenso, granulação média e compõem-se essencialmente de hornblenda e plagioclásio, além de quartzo, granada, epidoto e clorita que ocorrem subordinadamente. Essas rochas foram metamorfizadas predominantemente sob condições da fácies anfibolito, marcada pela paragênese hornblenda-plagioclásio, porém são comuns domínios de fácies xisto verde marcados pela presença de clorita, epidoto e carbonato, resultantes de reações de retrometamorfismo superimposto.

As rochas metavulcânicas básicas são diagnosticadas, sobretudo, por anfibolitos finamente bandados, por vezes maciços, com variações de granada anfibolito, biotita anfibolito, antofilita anfibolito e epidoto anfibolito com foliação difusa e granulação fina a média (Fig. 4.4a, 4.4b).

Os anfibolitos descritos na mina estão estruturados em bolsões sigmóides ou *boudins* métricos a decamétricos, expostos principalmente na porção centro norte da cava, nas cotas 355 a 360. São rochas maciças, cinza escuro a verde escuro, granulação fina a média, com textura nematoblástica, constituídas por anfibólio (40-60%), plagioclásio (18-22%), epidoto (3-6%), quartzo (5-10%) e biotita (4-8%) (Fig. 4.4c, 4.4d). O anfibólio ocorre em pequenos cristais prismáticos ressaltando a foliação da rocha, e em porfiroblastos, por vezes, alterados parcialmente para biotita. Os pequenos cristais exibem arranjo granoblástico, com contatos retilíneos com quartzo e plagioclásio. Os porfiroblastos formam agregados que, em geral, dispõem-se em bandas seguindo a foliação da rocha.

Algumas porções apresentam anfibolitos laminados com intercalação milimétrica de domínios quartzo feldspáticos com faixas ricas em anfibólio e epidoto. Os grãos de anfibólio são sub-idioblásticos, de cor esverdeada com fraco pleocroísmo, por vezes poiquiloblástico, com inclusões de feldspato e biotita. Os minerais acessórios correspondem à titanita, magnetita e pirita. Os sulfetos de cobre são raros ou até mesmo inexistentes, com isso, os anfibolitos frequentemente são estéreis.

Richardson *et al.* (1986) descreveram os anfibolitos como xenólitos ou diques, por serem corpos descontínuos, enquanto Kuyumjian (1989) considerou estes anfibolitos como metabasaltos de afinidade toleítica a meta-andesitos.

Biotita xistos feldspáticos, pertencentes à seqüência de rochas metassedimentares psamo-pelíticas, apresentam a mais ampla variação petrográfica, com destaque para biotita xistos, biotita xistos feldspáticos, granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xistos, cianita-granada-biotita xistos e biotita-quartzo xistos, que são compostos essencialmente de biotita, quartzo e plagioclásio, com combinações variáveis de anfibólio, epidoto, clorita, feldspato potássico, granada, estaurolita, cianita e muscovita. São comuns ainda quartzitos e biotita-quartzo xistos feldspáticos finamente laminados ou em camadas espessas interpretados como meta-arenitos impuros e/ou metagravaucaas, intercalados esporadicamente por metavulcânicas básicas que afloram em grande extensão a nordeste da mina. Subordinadamente expõem-se clorita-muscovita xistos, anfibólio xistos, cianita-quartzo-muscovita xistos e quartzo xistos e quartzitos intercalados com metavulcânicas intermediárias a ácidas. Estas rochas foram geradas sob condições da fácies anfibolito, evidenciada pela paragênese cianita-estaurolita. Entretanto, são descritos indícios de retrometamorfismo em níveis milimétricos de biotita, com alterações para mica branca.

As rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias (metariodacitos, metadacitos, metatufos andesíticos) são identificadas como biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses e cianita-biotita-plagioclásio gnaisses.

Intercaladas ao pacote de rochas metassedimentares psamo-pelíticas, são descritas faixas de rochas metassedimentares químicas representadas por gonditos e metacherts.

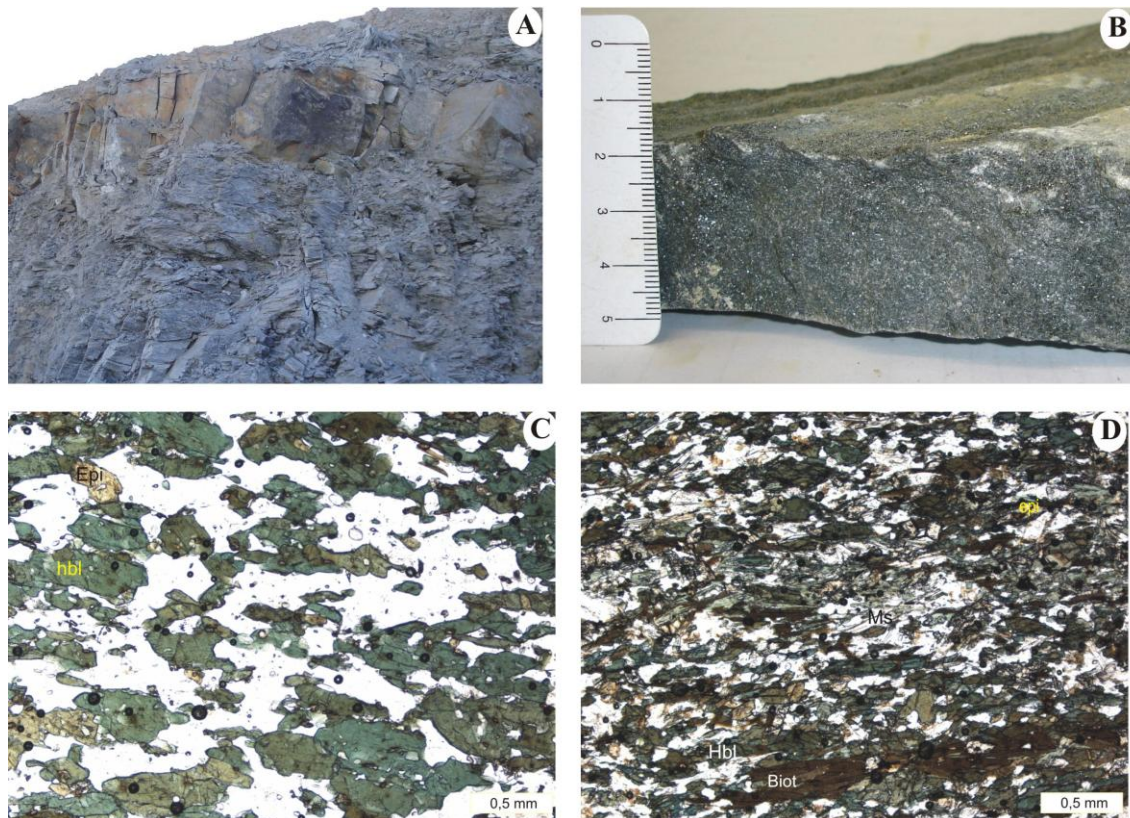


Figura 4.4: A. Anfibolito maciço exposto em frente de lavra, associado à magnetita-biotita xisto, em bancada de 10 metros de altura. B. Amostra de anfibolito maciço, cinza escuro e granulação média. C. Fotomicrografia de anfibolito, exibindo cristais de anfibólio levemente orientados (LT/NC). D. Fotomicrografia de anfibolito, com destaque para cristais de anfibólio, epidoto e lamelas de biotita orientadas segundo a foliação (LT/NC).

4.1.2. Rochas Hospedeiras

As rochas hospedeiras compreendem uma ampla variação de xistos associados à magnetita-biotita gnaisses finos e anfibolitos, dentre os quais se destacam: muscovita-biotita xisto, cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático, biotita-muscovita xisto, metavulcanoclásticas, anfibólio xisto, cianita-quartzo xisto e metachert.

Muscovita-biotita xistos estão expostos principalmente na porção central da cava, associados a magnetita-biotita gnaisses e são as rochas mais comuns da mina (cerca de 60% das rochas hospedeiras da mineralização) (Fig. 4.5a). São rochas de tonalidade cinza claro a cinza escuro, constituídas essencialmente por biotita (10-30%), quartzo (20-35%), plagioclásio (7-11%), mica branca (10-20%), microclínio (8-12%), epidoto (3-8%) e, subordinadamente, anfibólio, granada, estauroлита e cianita. As fases opacas correspondem a cristais de pirita, calcopirita e magnetita (0-10%). Estes xistos apresentam xistosidade bem marcada, realçada microscopicamente por domínios

lepidoblásticos ricos em biotita, clorita e mica branca, em uma matriz fina a média, de composição quartzo-feldspática (Fig. 4.5b). As variações na composição modal dessas rochas permitem classificá-las em muscovita-biotita xisto feldspático, cianita-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, epidoto-biotita xisto feldspático e estauroлита-cianita-granada-biotita xisto.

A matriz, de textura granoblástica e granulação fina a média, é composta em sua maioria por grãos de feldspato e quartzo, com grãos sub-idioblásticos a xenoblásticos, geralmente recristalizados e rotacionados, associados a lamelas irregulares de mica e cristais de epidoto. Os grãos de feldspato encontram-se por vezes alterados para mica branca. Os grãos de quartzo também formam estruturas em fita entre os domínios micáceos.

As faixas lepidoblásticas são marcadas por lamelas de biotita, muscovita e clorita de granulação média a fina, bem formadas, associadas aos grãos de sulfeto e epidoto. Subordinadamente ocorrem grãos sub-idioblásticos de cianita, estauroлита e anfibólio, com granulação fina a média, por vezes substituídos por lamelas de biotita (Fig. 4.5c).

A associação de biotita e muscovita marcam retrometamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, sobre uma paragênese de grau anfibólito marcada pela paragênese cianita-gedrita-antofilita-estauroлита, descrita por Kuyumjian (1989). O processo de deformação associado a este retrometamorfismo é marcado pelo crescimento de muscovita e biotita, que compõem os domínios micáceos em meio à matriz granoblástica, composta por quartzo, feldspato, anfibólio e cianita (Fig. 4.5d, 4.5e).

A associação de sulfetos e óxidos descrita nos muscovita-biotita xistos é representada em sua maioria por pirita e calcopirita subordinadamente magnetita e hematita (Fig. 4.5f). A calcopirita ocorre como grãos xenomórficos intersticiais, de granulação fina a média, associados à magnetita ou pirita. A magnetita, que apresenta raras inclusões de hematita, ocorre predominantemente nos domínios granoblásticos da rocha.

A cristalização dos sulfetos está intimamente relacionada à cristalização das lamelas de biotita e muscovita, que definem a foliação da rocha. Os sulfetos ocorrem por vezes concentrados nas zonas de charneira das microdobras ou alinhados nos planos axiais. Os sulfetos também estão associados a grãos de carbonato, descritos na superfície de fraturas.

Biotita-muscovita xisto/ Quartzitos/ Cianita-Epidoto-Muscovita-biotita xisto feldspático correspondem à associação de xistos ricos em muscovita, metachert e rochas

metavulcanoclásticas. Essa associação ocorre exposta principalmente na porção sudoeste da cava, capeando o núcleo de magnetita-biotita gnaiss e muscovita-biotita xisto. São rochas com paragênese complexa, mas que pela própria associação com metassedimentares químicas, composição mineralógica, textura e/ou feições reliquias, o protolito dessas rochas são interpretadas rochas vulcano-sedimentares representantes de um arco vulcânico.

Os biotita-muscovita xistos são os principais representantes desta associação e são frequentemente recortados por pegmatitos. Tais rochas apresentam cor cinza claro, granulação fina a média e faixas com textura granoblástica e lepidoblástica, que definem xistosidade bem marcada (Fig. 4.6a). São constituídos essencialmente por biotita, quartzo, muscovita, epidoto, cianita, com ocorrência subordinada de plagioclásio, microclínio, anfibólio e granada. As diversas associações mineralógicas permitem que esses xistos sejam também classificados como: quartzo-mica xisto, cianita-biotita-quartzo-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto e sericita xisto.

São rochas compostas predominantemente por minerais micáceos idioblásticos (30-45%), concentrados em domínios que definem foliação proeminente, por vezes, fracamente crenulada, com lamelas de muscovita bem formadas e, em menor quantidade, biotita (Fig. 4.6c, 4.6d). Lamelas irregulares de mica branca também estão presentes, como agregados aciculares radiais, substituindo totalmente pseudomorfos de feldspatos, de granulação média a grossa, cujos limites encontram-se definidos por biotita. Grãos de epidoto são sub-idioblásticos e, por vezes, acompanham a foliação da rocha.

A matriz quartzo-feldspática apresenta granulação fina, com feldspatos xenoblásticos alterados para fengita. O quartzo, por sua vez, é sub-idioblástico, com contatos retos a curvilíneos (Fig. 4.6b). O quartzo ainda ocorre na forma de fitas, com domínios intercalados aos níveis com textura lepidoblástica.

Cianita e/ou estaurolita, quando presentes, são geralmente sub-idioblásticas, com granulação média, orientadas segundo a direção principal da foliação.

Os biotita-muscovita xistos são ricos em calcopirita (2%) e pirita (7%). A calcopirita apresenta granulação muito fina a fina e ocorre disseminada, intercrescida ou inclusa em pirita. A ocorrência mais comum dos sulfetos é em grãos estirados ao longo de planos axiais e eixos de dobra, associados aos cristais de muscovita e biotita.

O quartzito corresponde a metachert maciço, com cor branca a amarela, composto por quartzo, mica branca e pirita, com granulação fina (Fig. 4.7a). Os cristais

de quartzo mostram-se recristalizados e as lamelas de muscovita estão orientadas segundo a foliação (Fig. 4.7b).

Os cristais de quartzo ocorrem na forma de aglomerados granoblásticos, associados às lamelas de muscovita dispersas na matriz, mas orientadas segundo a direção da foliação.

Pirita e calcopirita estão em concentrações elevadas, de 2 e 5% respectivamente. Os grãos de calcopirita são xenoblásticos, com granulação fina a média, e encontram-se inclusos ou possuem inclusões de pirita.

Cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático é uma rocha com paragênese complexa descrito na porção sudoeste da cava, associado à metachert,. É uma rocha maciça a levemente foliada, cinza claro a escuro, com granulação fina a média e textura granoblástica com domínios subordinados de textura lepidoblástica, compostas por plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita e epidoto e, subordinadamente, cianita, anfibólio e granada (Fig. 4.7c, 4.7d). Na descrição dessas rochas ressalta-se a ocorrência de textura porfirítica reliquiar, com fenocristais de feldspato com bordas alteradas em meio a uma matriz fina. Estas evidências sugerem que esta rocha seja interpretada como uma rocha metavulcanoclástica.

Nos domínios lepidoblásticos, alinhadas segundo a foliação, ocorrem lamelas de biotita e muscovita, com retrometamorfismo resultante em mica branca e subordinadamente clorita. Por vezes, ocorrem cristais de epidoto e cianita orientados segundo a foliação.

A matriz, com textura granoblástica e granulação fina a média, é composta de grãos de quartzo com contatos irregulares e suturados, grãos de plagioclásio, grãos de epidoto na forma de agregados granulares, grãos de anfibólio esqueléticos prismáticos a poiquiloblásticos e palhetas irregulares de biotita.

Os minerais opacos correspondem a pirita, calcopirita e, por vezes, magnetita. A ocorrência mais comum de sulfetos é em grãos estirados ao longo da foliação da rocha, intercalados em agregados lamelares de biotita e muscovita (Fig. 4.7e, 4.7f). Os grãos de calcopirita (1%) e pirita (6%) ocorrem como cristais xenoblásticos de granulação muito fina a fina.

Kuyumjian, (1989) descreveu rochas similares ao cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático como rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias associadas a arenitos feldspáticos.

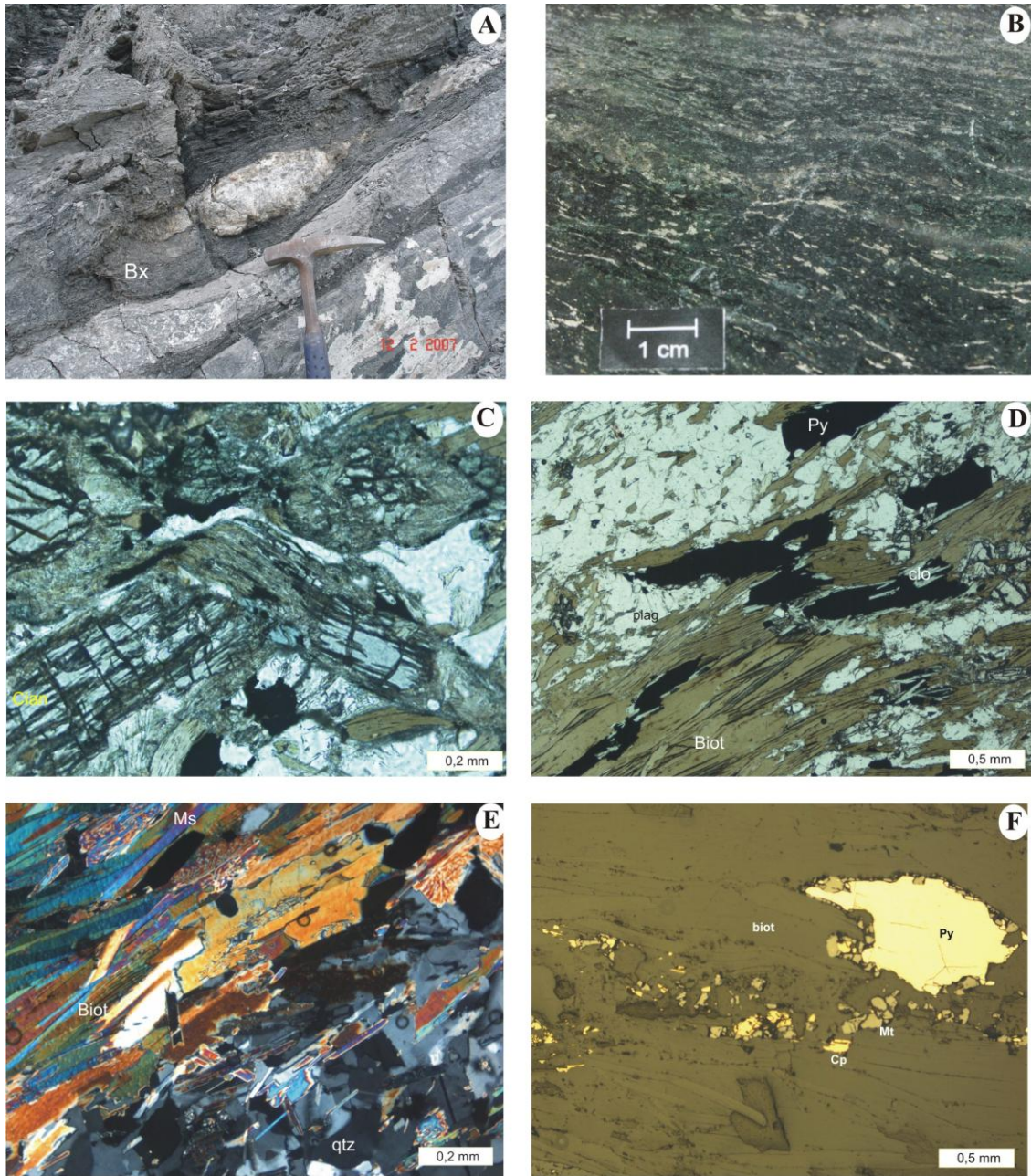


Figura 4.5: A. Exposição de muscovita-biotita xisto (Bx) intercalado com magnetita-biotita gnaiss. B. Amostra de biotita xisto com destaque para sulfetos disseminados na superfície de foliação. C. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, com exposição de cristais de cianita em substituição por lamelas de biotita (LT/NP). D. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, destacando lamelas de biotita e clorita intercaladas com grãos de sulfeto (LT/NP). E. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, com destaque para o contato de faixas com textura granoblástica e faixas com textura lebidoblástica, rica em biotita e muscovita (LT/NC). F. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, exibindo associação calcopirita-pirita, em meio a um domínio rico em biotita (LR/NC).

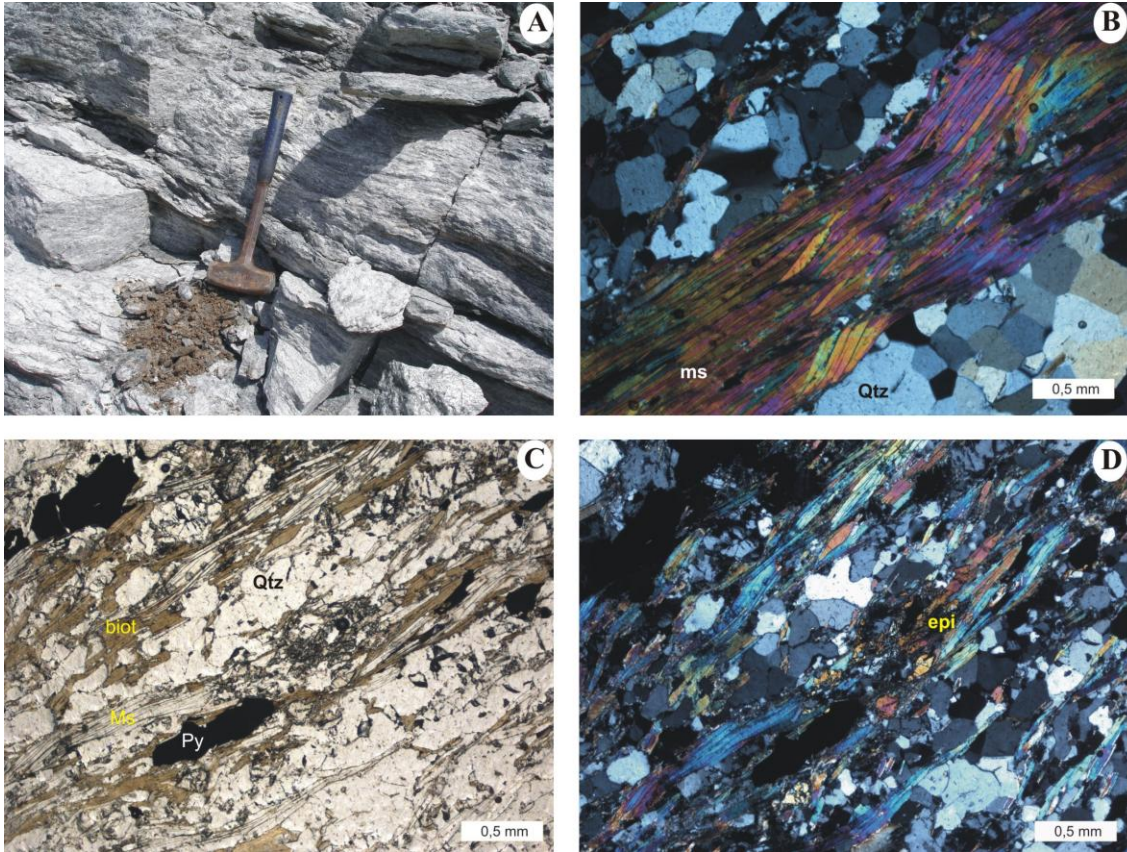


Figura 4.6: A. Exposição de biotita-muscovita xisto, levemente foliado, com cor cinza claro. B. Fotomicrografia de muscovita xisto, com destaque para lamelas orientadas de muscovita dispostas em faixas em meio a matriz quartzosa (LT/NC). C e D. Fotomicrografia de biotita-muscovita xisto exibindo lamelas orientadas de muscovita e biotita associadas a cristais de epidoto e pirita (LT/NP (C) e LT/NC (D)).

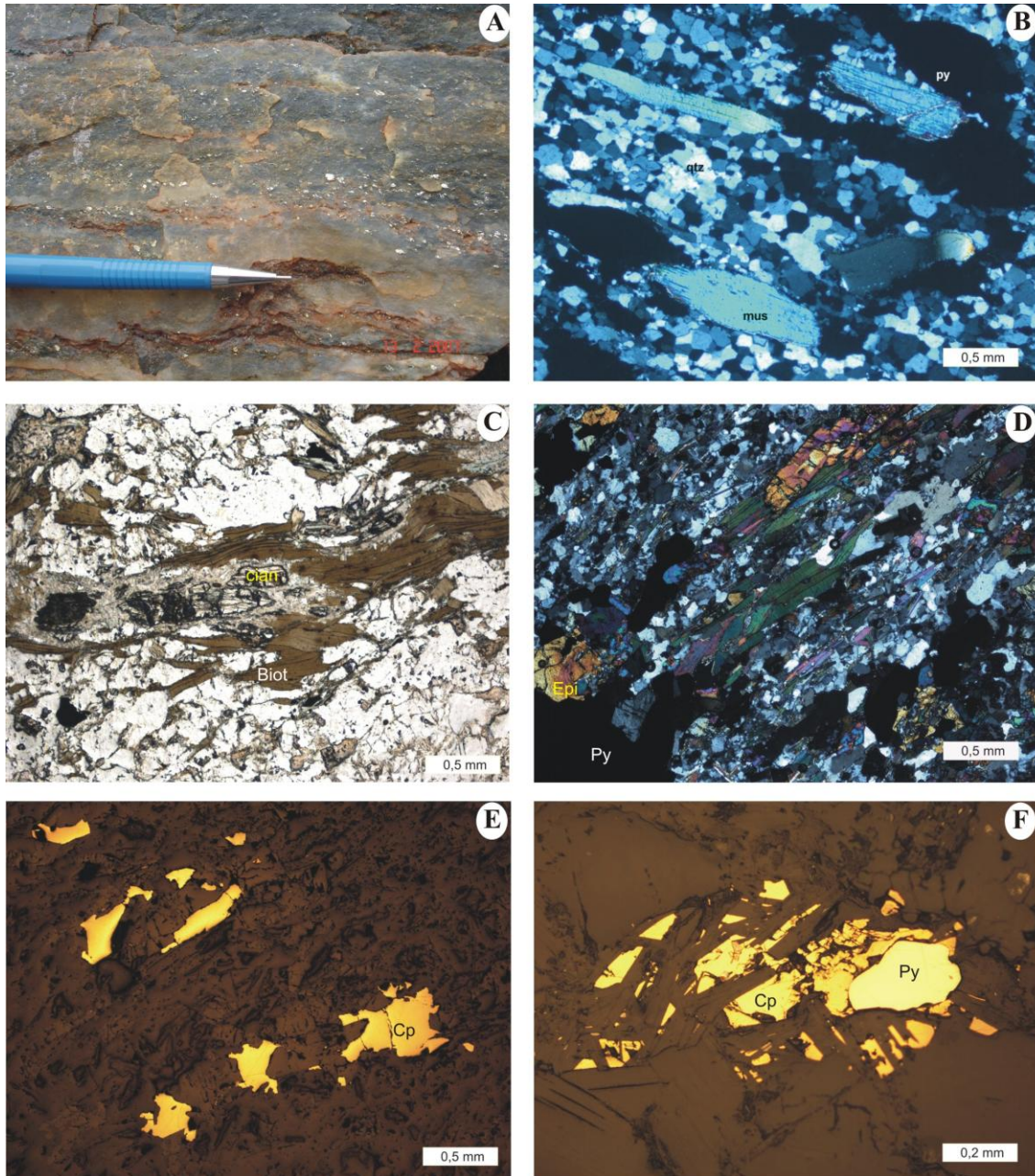


Figura 4.7: A. Amostra de metachert amarelo claro, maciço, rico em pirita. B. Fotomicrografia de metachert exibindo cristais de muscovita e pirita em meio à matriz de quartzo (LT/NC). C. Fotomicrografia de metavulcanoclástica, com destaque para cristais de cianita parcialmente alterados para fengita (LT/NP). D. Fotomicrografia de metavulcanoclástica com paragênese quartzo-feldspato-epidoto-biotita (LT/NC). E e F. Fotomicrografia exibindo associação calcopirita-pirita em meio a um domínio micáceo rico em biotita (LR/NC).

Anfibólio xistos estão envoltos ou associados à unidade de mapeamento descrita pela associação/intercalação de magnetita-biotita gnaïsse, muscovita-biotita xistos e, subordinadamente, bordejando corpos de anfibólito.

São rochas de cor cinza escuro a verde escuro, maciça a finamente foliada, com granulação fina a média. A foliação da rocha é ressaltada pela orientação das palhetas de biotita, por vezes alterada para fengita e clorita, e cristais de anfibólio, em meio a uma matriz com textura predominantemente granoblástica, composta por anfibólio (gedrita, hornblenda ou antofilita), biotita, quartzo, epidoto, plagioclásio e subordinadamente carbonato, mica branca e clorita (Fig. 4.8a, 4.8b).

Os cristais de anfibólio ocorrem como grãos sub-idioblásticos, fraturados, por vezes como pseudomorfos, substituídos por biotita e carbonato em domínios granoblásticos e como grãos prismáticos paralelos às lamelas de biotita, em domínios com textura lepidoblástica.

Estas rochas estão por vezes mineralizadas com a presença de pirita e calcopirita associada aos domínios lepidoblásticos ricos em biotita, ou associada aos grãos de carbonato e epidoto nas superfícies de fraturas (Fig. 4.8c, 4.8d).

Cianita-quartzo xisto e/ou cianita-muscovita-quartzo xisto estão estruturados em falhas de empurrão NE-SW e falhas direcionais E-W. São descritos principalmente nas cotas superiores da porção leste da cava da mina e, no interior da mina, são descritos em pequenos níveis associados a biotita-muscovita xistos. Estes xistos, portadores de cianita, são correlacionados regionalmente a cianita quartzitos descritos nas serras das Araras, Bom Jesus, Caranã e Picos (Nascimento, 2007; Joffily, 2006; Arantes *et al.* 1991).

O cianita-quartzo xisto, por vezes denominado cianita quartzito, é uma rocha coesa, foliada, de cor branca com porções azuladas e possui granulação média a grossa. Essa rocha é composta por cianita (40-50%), quartzo (35-45%), rutilo e muscovita, com cristais de cianita milimétricos, orientados paralelamente à foliação e intercalados por segregações de quartzo com bordas irregulares. Concordantes à foliação também ocorrem lamelas de mica branca distribuídas entre muscovita e paragonita. Grãos de feldspato, estauroлита e sericita ocorrem subordinadamente. Nestas rochas são comuns *boxworks* de minerais opacos, principalmente pirita oxidada, responsáveis por porosidade de 3% até 20%.

4.1.3. Rochas Intrusivas e Diques Tardios

Intrusões tardias nas rochas encaixantes e hospedeiras do Depósito de Cu-Au Chapada são representadas por diques pegmatíticos e corpos tonalíticos, com exposição predominante na porção sul e sudeste da cava da mina.

Pegmatitos ocorrem como diques intrusivos em todas as unidades descritas, estruturados em falhas N40°-60°W/80°-90°, discordantes da foliação. São maciços, com granulação grossa, cor rosa a amarelo claro, constituídos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita (Fig. 4.9a, 4.9b).

Esses pegmatitos possuem composição granítica, com raras ocorrências de sulfetos oriundos da interação com as rochas encaixantes, por isso não possuem relação com a mineralização. Os corpos pegmatíticos estão associados a eventos magmáticos do final do Brasiliano, mas apesar da tentativa, não foi possível analisá-los pelo método U-Pb, pois grãos de zircão não foram recuperados.

Tonalito corresponde a corpo exposto a sul da cava da mina, conforme ressaltado no mapa geológico de semi-detalle, maciço e com bordas levemente deformadas (Fig. 4.1). 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 e zircão como minerais acessórios (Fig. 4.9 c,d). Nessas rochas são observadas raras ocorrências de pirita e calcopirita.

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

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 e não foi observada nenhuma zona de alteração hidrotermal associada a este corpo.

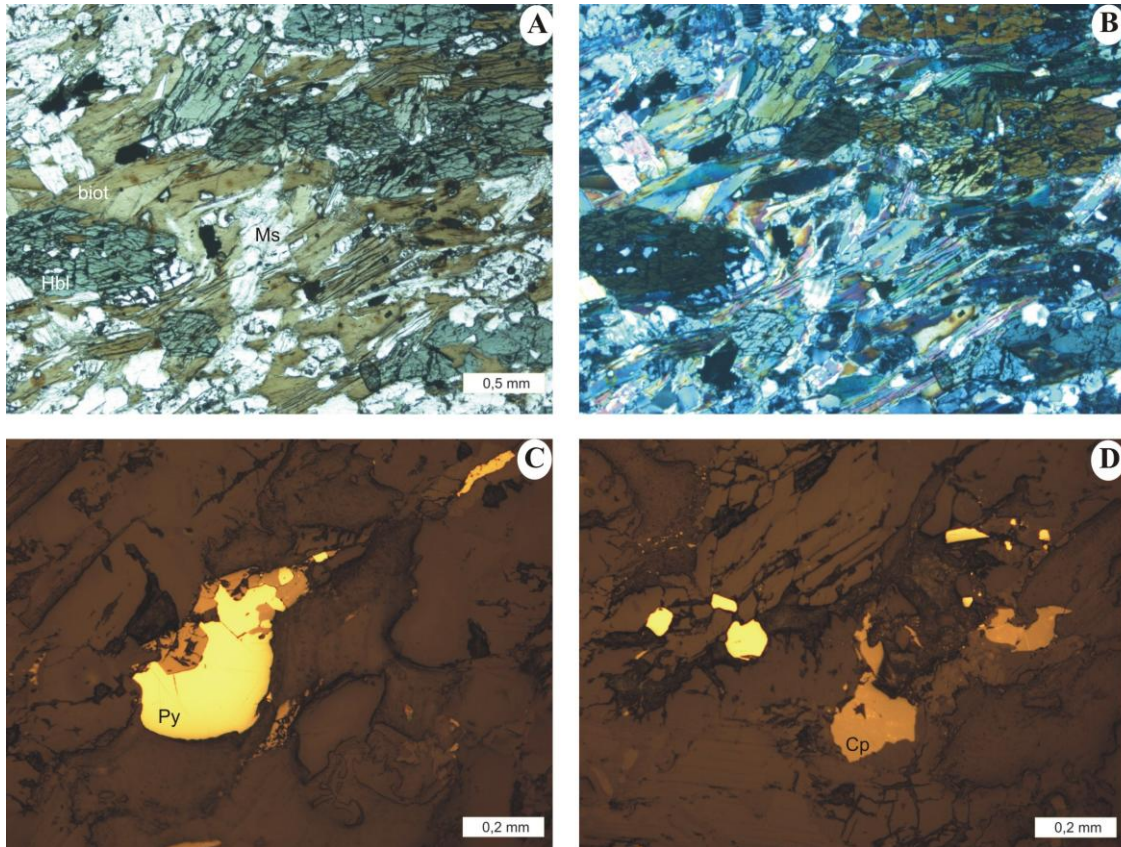


Figura 4.8: A e B. Fotomicrografia de anfibólio xisto, com destaque para a paragênese quartzo-plagioclásio-hornblenda-biotita-muscovita com cristais levemente orientados (LT/NP (A) e LT/NC (B)). C e D. Fotomicrografia de anfibólio xisto exibindo associação calcopirita-pirita, em meio a um domínio micáceo rico em biotita (LR/NC).

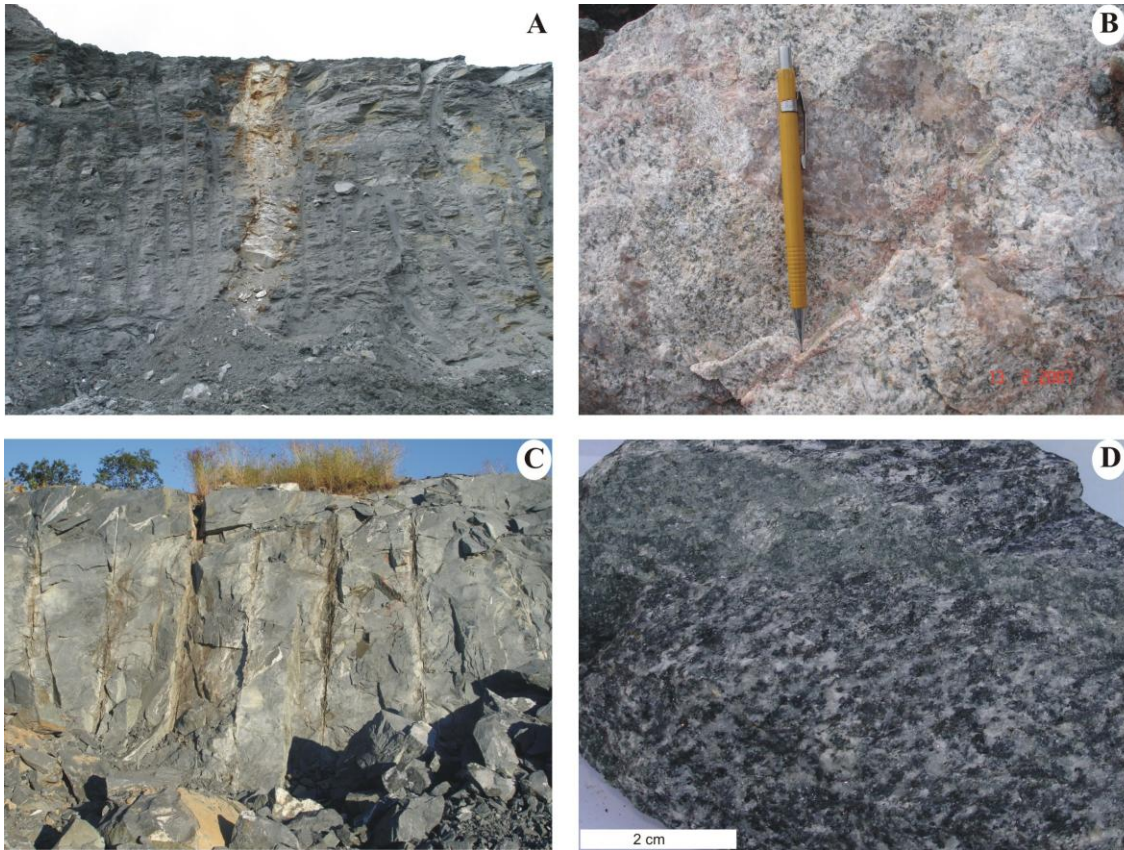


Figura 4.9: A. Exposição de dique pegmatítico recortando pacote de muscovita-biotita xisto. B. Amostra de pegmatito rosa, com granulação média a grossa, com destaque para a ausência de sulfetos. C. Frente de lavra de pedreira em tonalito para produção de brita localizada na porção sul da cava da mina. D. Amostra de tonalito cinza escuro com granulação média a grossa e textura ígnea fanerítica preservada.

4.1.4. Tipologia do Minério

O minério do Depósito de Cu-Au Chapada ocorre predominantemente de forma disseminada, ao longo dos planos de foliação e superfícies axiais, podendo ocorrer esporadicamente em concentrações maciças (milimétricas a centimétricas) nos eixos e charneiras de dobras. O minério é constituído por uma associação de sulfetos (calcopirita, pirita, bornita, molibdenita, esfalerita, galena) e óxidos (magnetita, hematita, ilmenita, rutilo), onde a calcopirita aparece como o único mineral minério importante (Fig. 4.11). Os minerais da ganga compõem-se predominantemente de biotita, muscovita, quartzo, feldspatos e anfibólio, e, subordinadamente, de epidoto, clorita, carbonato, cianita, estauroлита, granada e titanita. O ouro, com granulação muito fina, ocorre incluso na calcopirita, porém variações mais grossas ocorrem em fraturas e espaços intergranulares em sulfetos (Richardson, 1986).

De maneira geral, o minério do Depósito de Cu-Au Chapada é constituído predominantemente pela associação calcopirita-pirita-magnetita, prevalecendo as associações calcopirita-magnetita (minério magnetítico) ou calcopirita-pirita (minério pirítico), onde a pirita se constitui no mineral mais abundante enquanto a magnetita tem ocorrência subordinada e minerais como galena, bornita e esfalerita são raramente descritos (Fig. 4.11).

Estudos microscópicos revelaram uma grande variedade de texturas envolvendo o mineral minério (calcopirita) e os minerais da ganga. Essas texturas são produtos das transformações metamórficas e deformacionais que teriam induzido intensa recristalização e neoformação mineral (blastese), realçada, sobretudo, por intercrescimentos sulfetos/filossilicatos (biotita, muscovita, clorita) (Fig. 4.10a, 4.10b, 4.10c, 4.10d). A fotomicrografia do minério classificado como magnetítico destaca textura granoblástica média realçada por contatos planares entre os minerais (Fig. 4.10e). A fotomicrografia da associação calcopirita-pirita destaca a ocorrência de calcopirita em fraturas, no interior e nas bordas de grãos xenomórficos de pirita (Fig. 4.10f).

A presença de duas paragêneses metálicas típicas para o minério de Chapada, descritas em análises microscópicas, é evidenciada em campo, em que se observa no interior da mina um núcleo rico em magnetita (minério magnetítico), envolto por um halo pirítico (minério pirítico). O núcleo rico em magnetita corresponde à porção central da cava dominada por magnetita-biotita gnaisses intercalados com muscovita-biotita xistos, descritos principalmente na porção NE da cava. O minério pirítico está associado principalmente à biotita-muscovita xistos e metavulcanoclásticas expostos na porção sudoeste da cava. O minério magnetítico descrito no núcleo da cava, destaca-se por conter teores mais elevados de ouro que o minério pirítico.

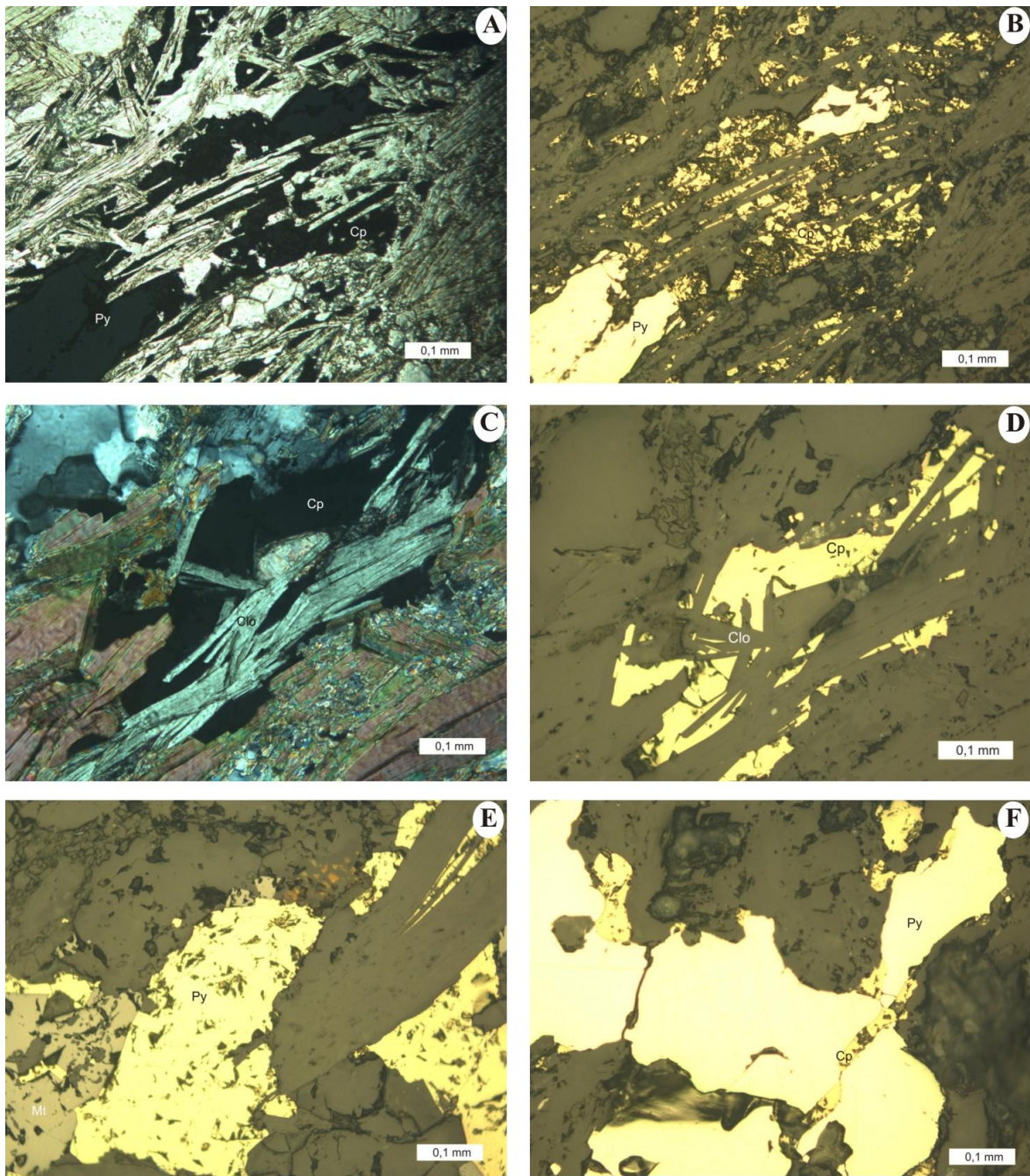


Figura 4.10: A, B, C e D. Fotomicrografia do minério pirítico, com destaque para textura realçada por intercrescimentos sulfetos/filosilicatos (biotita, muscovita, clorita), (A-LT/NP, B-LR/NC, C-LT/NC, D-LR/NC). E. Fotomicrografia do minério magnetítico, com destaque para textura granoblástica média realçada por contatos planares entre os minerais (LR/NC). F. Fotomicrografia da associação calcopirita-pirita (minério pirítico), com destaque para a ocorrência de calcopirita em fraturas no interior e nas bordas de grãos xenomórficos de pirita (LR/NC).

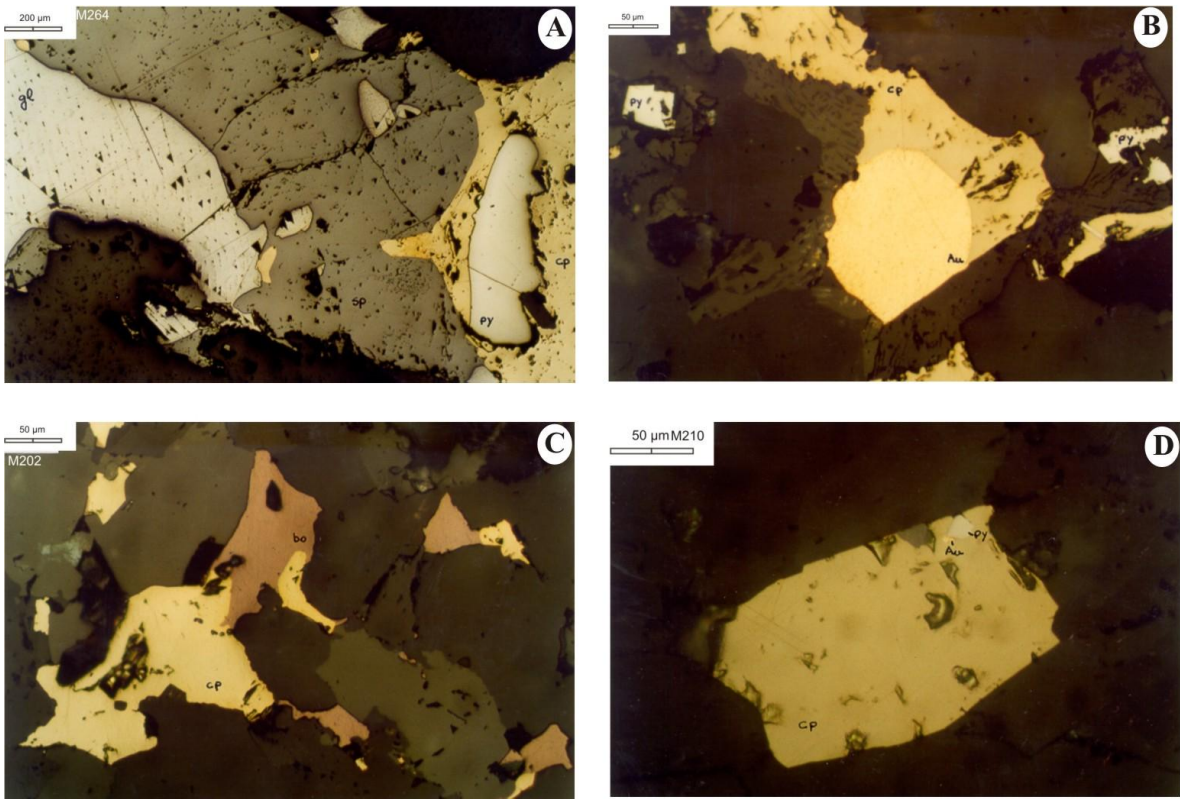


Figura 4.11: A, B, C e D. Fotomicrografia de seções polidas de io internofuros de sonda com destaque para: associação pirita, calcopirita, galena e esfalerita (A); associação calcopirita e bornita (C) e grãos de ouro incluído na calcopirita (B e D) (LR/NC) (Relatório Interno, Mineração Maracá Ltda).

4.2. Litogeoquímica

Foram investigadas as características geoquímicas das principais rochas hospedeiras e encaixantes da mineralização de Chapada e de anfibolitos do Depósito de Au Zacarias por análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras (Tabela 4.1). Os dados geoquímicos obtidos foram interpretados com cautela, uma vez que há grande variedade de processos que podem ter provocado variação geoquímica, tais como: hidrotermalismo, metamorfismo e metassomatismo.

As rochas analisadas foram agrupadas em unidades definidas quanto às características petrográficas e deformacionais. Os biotita gnaisses são interpretados como rochas metaplutônicas ácidas, menos transformadas pelo processo de deformação associado à falha Rio dos Bois do que os biotita xistos. O tonalito é um representante das rochas intrusivas tardias descritas na área da mina. As rochas metavulcânicas ácidas, básicas e metacherts foram agrupadas na unidade denominada seqüência metavulcano-sedimentar, descrita principalmente na porção sudoeste do mapa geológico da mina. Diante disso, gráficos discriminantes de ambientes tectônicos ou afinidade geoquímica foram confeccionados apenas para as amostras de tonalito, biotita gnaisses e anfibolitos, que correspondem às rochas mais preservadas.

Em relação aos elementos maiores, a maioria das rochas analisadas possui teores médios de SiO_2 entre 53% e 66%. Em relação a CaO e Na_2O , os teores das amostras de biotita gnaiss são superiores às amostras de biotita xisto, e em relação a MgO , os teores das amostras de biotita xisto são superiores às amostras de biotita gnaiss.

Quanto aos elementos traços, as amostras analisadas apresentam diferenças principalmente nos teores de Cu e Au , mais elevados nos biotita xistos e nas rochas metavulcano-sedimentares, com exceção dos anfibólitos xistos e anfibolitos. Os teores de Mo das diversas amostras analisadas são baixos e não apresentam diferenças significativas entre as unidades.

Na tentativa de classificar os anfibolitos do Depósito de Cu-Au Chapada, os dados foram apresentados no diagrama ternário $\text{Zr X Ti}/100 \text{ X Y}^*3$, utilizado para identificação do ambiente tectônico de formação de basaltos. Os resultados mostram que os anfibolitos do Depósito de Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias apresentam caráter calci-alcalino (Fig. 4.12). Os padrões de fracionamento de terras raras obtidos para esses anfibolitos,

normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989), são bastante homogêneos e mostram leve enriquecimento de ETRL em comparação aos ETRP (Fig. 4.12). Comparando-se os espectros dos dois depósitos observa-se que os anfibólitos do Depósito de Au Zacarias possuem valores inferiores, para todos ETR, em relação ao anfibólito do Depósito de Cu-Au Chapada.

Os biotita gnaisses apresentam teores de SiO_2 entre 56% e 62% e são classificados como diorito-quartzo diorito, segundo o gráfico de classificação de Cox *et al.* (1979) (Fig. 4.13). Essas amostras quando plotadas em diagrama AFM (Fig. 4.14), segundo Irvine & Baragar (1971), mostram caráter calci-alcalino.

Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de rochas graníticas elaborados por Pearce *et al.* (1984) baseiam-se em dados estatísticos de rochas graníticas de ambientes tectônicos recentes e conhecidos. Os mesmos autores propuseram quatro campos de classificação: ORG (granitos de cadeias oceânicas), VAG (granitos de arcos vulcânicos), WPG (granitos intra-placa) e COLG (granitos colisionais). As amostras de biotita gnaisses e de tonalito do Depósito de Cu-Au Chapada foram posicionadas nesses diagramas na tentativa de melhor compreender o magmatismo do protolito dos gnaisses que compõem o depósito (Fig. 4.15).

No diagrama Y x Nb (Fig. 4.15), as amostras situam-se no domínio de granitos de arco vulcânico (VAG) + sin-colisionais (syn-COLG). No diagrama Yb x Ta (Fig. 4.15), quatro amostras situam-se no campo de granitos de arco vulcânico (VAG) e uma no limte do campo de granitos sin-colisionais. No diagrama (Yb + Ta) x Rb (Fig. 4.15), todas as amostras situam-se no campo de granitos de arco vulcânico (VAG), semelhante ao diagrama (Y + Nb) x Rb (Fig. 4.15).

Os padrões de fracionamento de terras raras obtidos para as amostras metaplutônicas (biotita gnaisses) e plutônicas (tonalito) do Depósito de Cu-Au Chapada normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989) são bastante homogêneos (Fig. 4.16a), com leve enriquecimento de ETRL em comparação aos ETRP quando relacionados ao condrito.

Os padrões de fracionamento de terras raras obtidos para as amostras de biotita xisto do Depósito de Cu-Au Chapada normalizados ao condrito de Sun & McDonough (Idem) são bastante homogêneos (Fig. 4.16b), com leve enriquecimento de ETRL em comparação aos ETRP quando relacionados ao condrito e com valores absolutos similares às amostras de rochas plutônicas e metaplutônicas da mina.

Os padrões de fracionamento de terras raras obtidos para as amostras de rochas metavulcano-sedimentares do Depósito de Cu-Au Chapada normalizados ao condrito de Sun & McDonough (Idem) são bastante homogêneos (Fig. 4.16c), com leve enriquecimento de ETRL em comparação aos ETRP quando relacionados ao condrito, mas com valores absolutos inferiores às amostras de rochas plutônicas e metaplutônicas da mina, principalmente a amostra de metachert (A7a), que possui valores inferiores ao restante das amostras para todos ETR e a amostra de anfibólio xisto (A7b), que possui valores de ETRL destoante das demais amostras.

4.2.1. Discussões

O tratamento dos dados de litogeoquímica das amostras do Depósito de Cu-Au Chapada permitem algumas conclusões acerca do ambiente tectônico de formação dos protolitos dos biotita gnaisses analisados, os quais se formaram em um ambiente de arco vulcânico, com caráter cálcio-alcálico. Esses gnaisses são presumidamente vistos como a porção plutônica de um sistema magmático associada ao pacote de rochas metavulcano-sedimentares de um arco vulcânico, com basaltos de composição calci-alcálica.

Comparando-se os padrões de fracionamento e teores de ETRs das rochas analisadas é observada uma forte semelhança entre amostras de biotita gnaisses e biotita xisto. Isso mostra que os processos de deformação não foram capazes de mobilizar esses elementos, mantendo-se um padrão de fracionamento similar para essas rochas.

As diferenças entre os teores de Cu e Au mostram que as amostras de biotita gnaisses são praticamente estéreis. Neste contexto destacam-se as amostras A1 e 179, menos deformadas pelo processo de deformação da falha Rio dos Bois, responsável pela formação dos biotita xistos descritos.

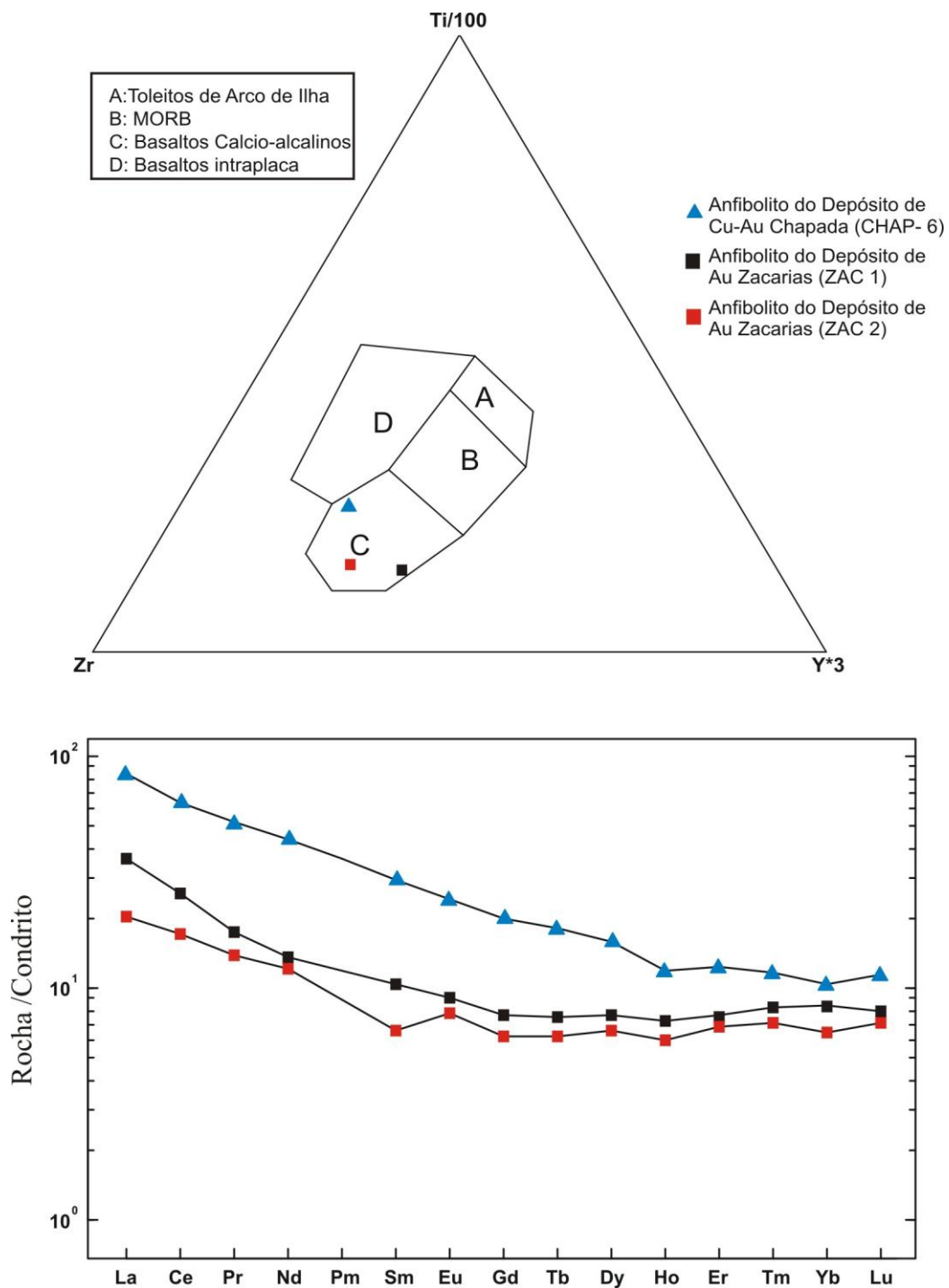


Figura 4.12. A. Diagrama Ternário Zr X Ti/100 X Y*3, para as amostras de anfibolito do Depósito de Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias, segundo Pearce *et al.* (1984). B. Espectro de elementos terras raras das amostras de anfibolito do Depósito de Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias, normalizadas ao condrito de Sun & McDonough (1989).

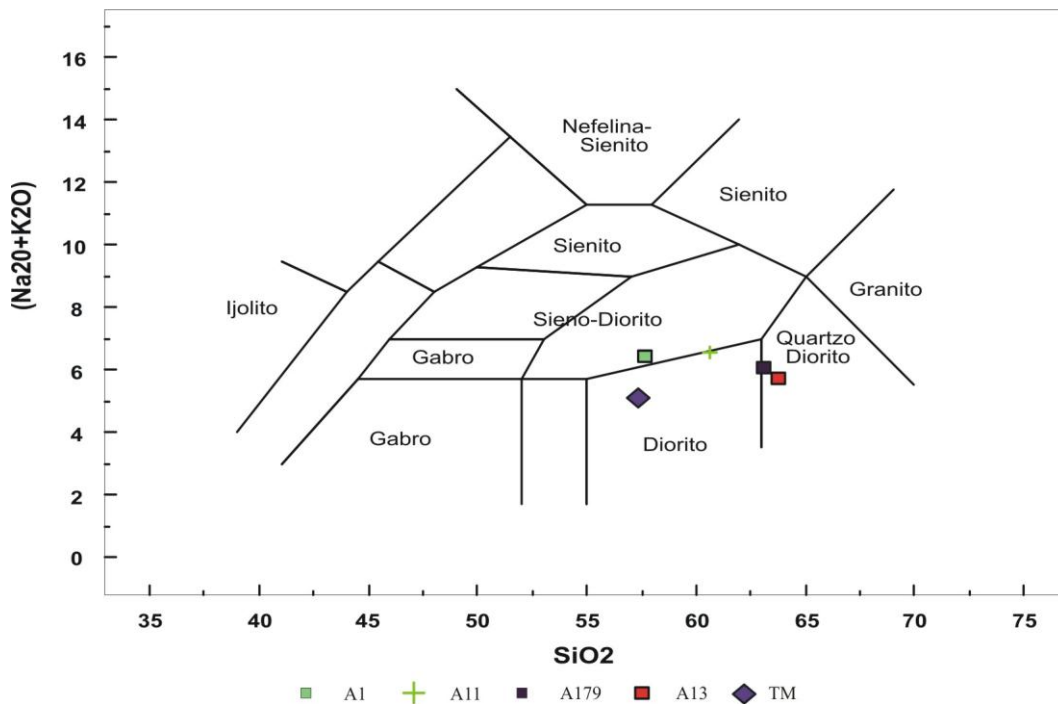


Figura 4.13. Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$, para as amostras de biotita gnaíse e de tonalito do Depósito de Cu-Au Chapada, segundo Cox *et al.* (1979).

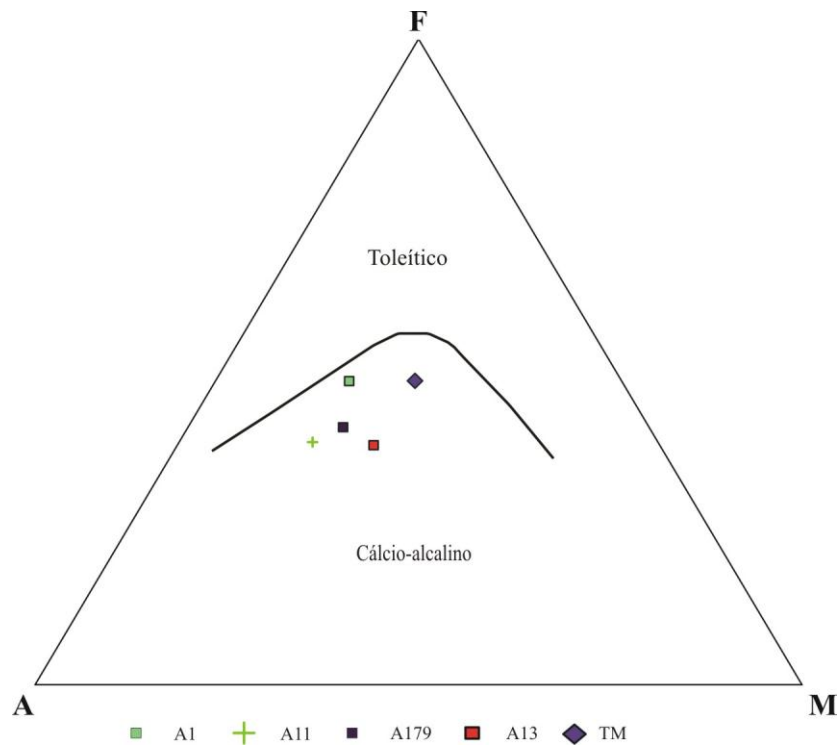


Figura 4.14. Diagrama AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO}$ total, $M = \text{MgO}$) para as rochas do Depósito de Cu-Au Chapada. Linha entre os *trends* cálcio-alcálico e toleítico de Irvine & Baragar (1971).

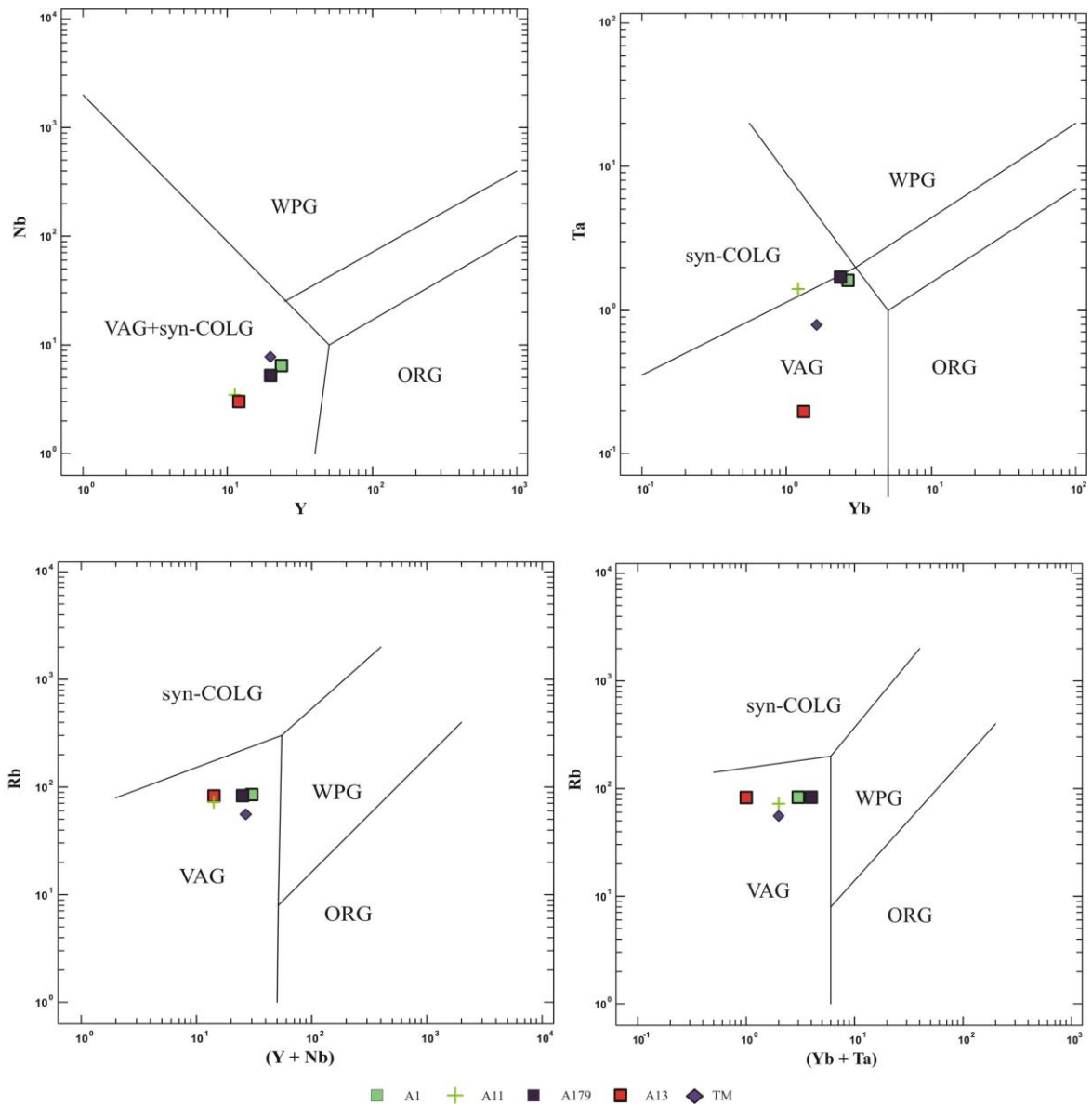


Figura 4.15. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de biotita gnaiss e tonalito do Depósito de Cu-Au Chapada.

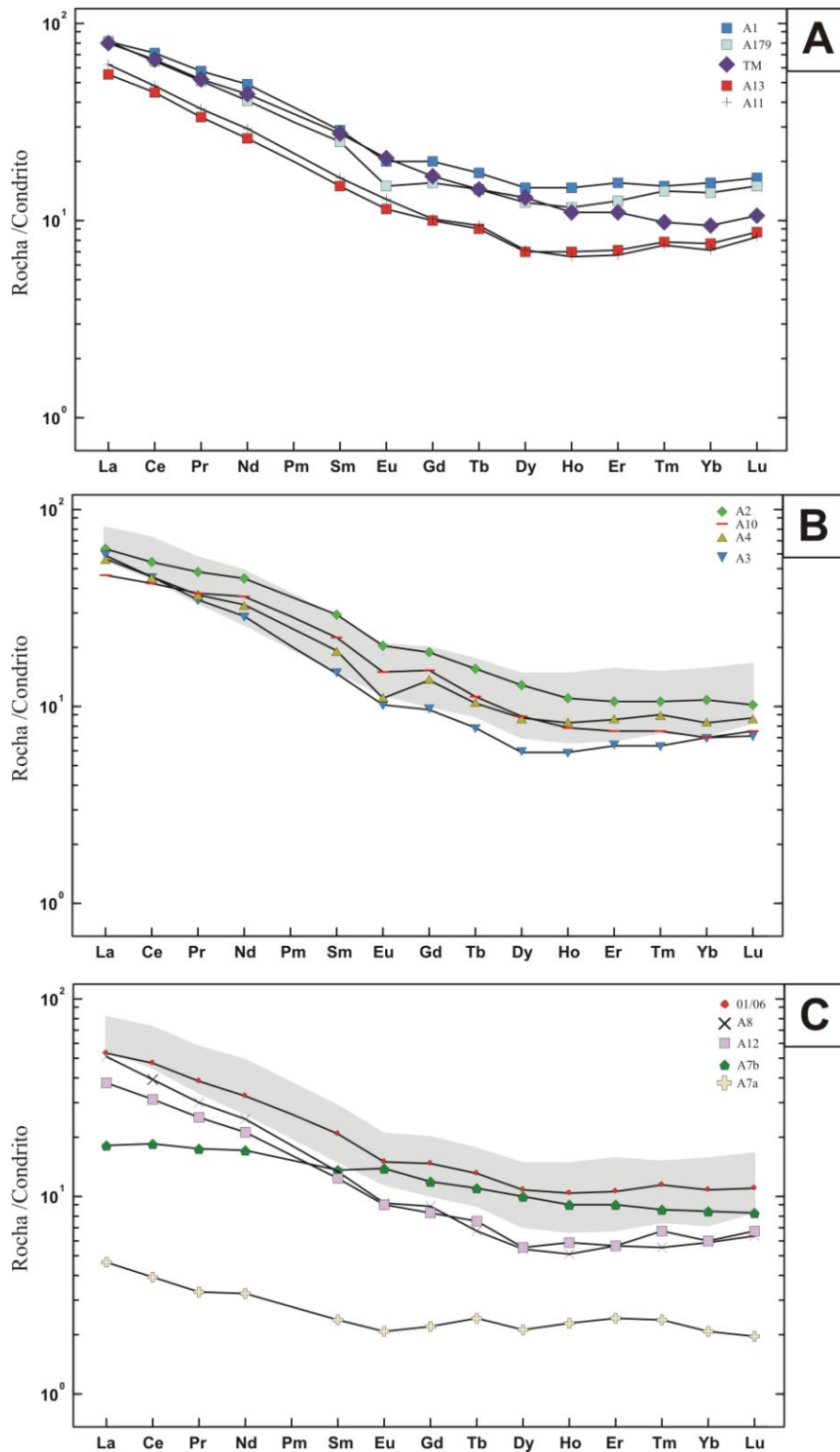


Figura 4.16. Espectro de elementos terras raras das amostras de rochas do Depósito de Cu-Au Chapada normalizadas ao condrito de Sun & McDonough (1989). A. Espectro das amostras de biotita gnaisse e de tonalito. B. Espectro das amostras de biotita xisto em comparação ao espectro das amostras de biotita gnaisse e tonalito (campo cinza do gráfico). C. Espectro das amostras de rochas metavulcano-sedimentares em comparação ao espectro das amostras de biotita gnaisse e tonalito (campo cinza do gráfico).

Tabela 4.1. Relação de amostras do Depósito Cu-Au Chapada e do Depósito de Au Zacarias com análise litogeoquímica. Resultados em % para os elementos maiores, em ppm para os elementos traços e terras raras e excepcionalmente resultados em ppb para o ouro (*).

Unidade Amostra	Biotita gnaiss				Tonalito	Biotita xisto				Seqüência Metavulcano-sedimentar						Dep. Zacarias	
	1	179	11	13	TM	2	3	4	10	07a	07b	8	01/06	12	CHAP-6	ZAC 1	ZAC 2
SiO2	56,52	62,10	58,24	61,81	56,11	53,16	60,10	45,93	54,78	80,70	52,21	64,46	57,19	66,03	51,73	66,10	61,50
Al2O3	18,03	17,46	17,81	16,62	17,03	15,18	16,84	22,66	14,26	1,46	18,24	16,21	15,47	15,24	15,60	11,99	11,74
Fe2O3	8,92	5,50	5,97	5,52	7,55	9,83	6,50	10,62	10,59	8,99	8,28	4,70	8,02	4,28	9,25	6,48	6,67
MgO	2,95	2,54	2,32	3,41	3,87	6,57	2,75	4,52	5,79	0,11	6,21	3,75	4,75	2,42	7,40	3,62	7,50
CaO	3,91	4,07	4,85	3,46	7,03	3,65	3,70	1,53	2,23	0,10	4,80	1,53	8,87	1,73	9,36	7,70	8,32
Na2O	3,26	3,83	4,27	2,97	3,33	1,72	3,18	1,56	2,79	0,06	2,17	2,61	1,51	2,55	1,64	2,50	2,67
K2O	3,01	2,13	1,99	2,56	1,61	1,86	2,71	7,69	3,49	0,33	3,05	2,43	0,77	3,05	1,04	0,43	0,39
TiO2	0,95	0,50	0,32	0,32	0,84	0,77	0,33	0,63	0,71	0,04	0,97	0,34	0,61	0,25	1,11	0,26	0,26
MnO	0,10	0,11	0,05	0,05	0,12	0,11	0,03	0,09	0,07	0,01	0,11	0,03	0,14	0,02	0,13	0,13	0,10
P2O5	0,36	0,16	0,22	0,26	0,22	0,31	0,22	0,24	0,27	0,07	0,29	0,20	0,21	0,19	0,62	0,06	0,06
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,05	0,09	0,08
LOI	1,60	1,30	3,60	2,50	2,20	6,30	3,00	4,00	4,20	6,70	3,40	3,20	2,00	3,70	1,80	0,60	0,70
Sum	99,6	99,7	99,6	99,4	99,9	99,5	99,4	99,5	99,2	98,6	99,7	99,4	99,6	99,4	99,8	100,0	100
TOT/C	0,04	0,04	0,07	0,09	0,01	0,37	0,09	0,03	0,07	0,03	0,03	0,06	0,09	0,04	0,02	0,01	0,02
TOT/S	0,02	0,03	1,91	0,67	0,01	0,57	0,60	1,52	3,33	6,79	0,75	0,87	0,10	1,75	0,34	0,01	0,16
Mo	0,50	0,50	155,30	2,50	0,1	1,60	3,10	81,90	2,40	11,80	0,20	53,30	0,60	10,80	1,4	0,1	-
Cu	74	8	482	430	106	2486	2357	1606	3728	10000	230	1864	74	1382	104	111	14
Pb	8,90	4,00	7,40	2675,40	0,9	80,20	7,60	6,70	6,20	4,10	12,50	4,60	20,30	3,00	14	1,8	7,5
Zn	174	60	32	51	52	47	32	162	91	29	84	34	71	28	37	17	10
Ni	2,40	6,50	5,00	3,90	15,2	13,60	5,00	12,40	51,90	7,60	50,40	16,90	16,50	5,00	88,7	72,5	23,2
Au*	37,30	1,20	43,80	12,30	0,9	267,10	158,40	33,80	155,50	553,80	14,90	86,40	4,40	70,80	69,2	1,7	7,1
Ag	0,10	0,30	0,10	0,10	-	0,60	0,20	0,60	0,40	0,70	0,10	0,20	0,10	0,20	-	-	-
As	1,30	0,50	2,60	0,50	2,6	0,50	0,60	2,40	1,50	2,50	0,50	0,80	1,90	0,50	1	0,9	0,7
Cd	0,10	0,10	0,10	0,10	-	2,00	0,10	0,30	0,20	0,40	0,10	0,20	0,30	0,20	0,1	-	0,1
Tl	0,40	0,50	0,50	0,70	0,2	0,30	0,60	0,80	1,00	0,10	0,80	0,80	0,10	0,40	0,3	-	-
Ba	890	692	575	652	389	183	515	986	404	44	263	418	212	602	121	81	69
Cs	0,70	0,90	1,10	1,10	3,00	1,50	1,80	1,90	3,50	0,10	1,60	0,80	0,30	0,70	0,40	0,10	0,10
Ga	19,20	17,90	15,20	14,30	18,20	15,50	15,70	23,00	15,90	1,70	16,80	13,90	14,80	13,50	16,00	10,70	10,10
Hf	4,80	4,10	2,40	2,10	3,30	1,90	1,90	2,30	1,70	0,10	2,10	2,20	2,70	2,30	4,50	1,60	1,80
Rb	85	83	72	84	56	61	91	190	119	7	92	79	26	83	35	3	2
Sr	478	261	744	536	528	219	564	108	219	10	205	297	872	284	629	175	180
Th	8,00	6,60	7,30	6,30	3,40	2,50	5,80	3,20	3,90	1,00	2,00	5,90	4,20	4,90	8,00	2,30	1,50
U	2,20	2,00	2,70	2,00	1,00	0,70	2,10	0,90	1,10	2,10	1,00	1,30	1,40	1,00	4,10	1,80	2,00
Bi	0,10	0,10	0,10	1,10	-	0,50	0,10	0,10	0,10	0,40	0,10	0,10	0,10	0,10	0,1	0,1	-
Y	23,60	19,70	11,20	11,80	19,40	17,00	9,70	13,60	11,90	3,90	13,50	8,00	16,90	9,60	21,50	13,50	10,00
Zr	156,1	132,5	86,3	75,4	107,0	53,9	62,1	85,5	55,3	2,8	76,5	73,0	92,1	76,9	147,4	58,0	61,9
Nb	6,50	5,30	3,50	3,00	7,70	3,50	3,00	4,00	2,50	1,80	2,70	3,00	4,00	2,90	11,20	4,40	2,60
V	253	136	143	150	180	288	142	223	366	20	196	142	229	157	215	74	98
Sb	0,10	0,10	0,10	0,10	0,2	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	-	0,1	0,1
Sc	22,00	18,00	10,00	11,00	23	37,00	11,00	27,00	48,00	2,00	23,00	14,00	29,00	10,00	25	18	19
Se	0,60	0,50	5,20	1,40	-	1,50	2,90	5,10	9,00	24,90	1,60	4,30	0,50	4,30	0,50	0,50	0,50
La	19,20	19,30	14,70	13,10	18,80	15,00	13,90	13,30	11,10	1,10	4,30	12,10	12,50	8,90	19,80	8,60	4,80
Ce	43,10	39,60	29,50	27,10	40,00	33,10	27,70	27,80	26,00	2,40	11,40	23,90	29,00	19,10	38,90	15,70	10,40
Pr	5,42	4,83	3,49	3,18	4,97	4,59	3,28	3,50	3,54	0,31	1,67	2,84	3,61	2,39	4,98	1,66	1,32
Nd	23,00	19,10	13,70	12,20	20,60	21,00	13,30	15,20	17,00	1,50	8,00	11,60	15,10	9,80	20,50	6,40	5,70
Sm	4,38	3,81	2,50	2,31	4,20	4,46	2,26	2,91	3,45	0,36	2,06	2,05	3,17	1,88	4,50	1,60	1,00
Eu	1,16	0,86	0,75	0,66	1,20	1,18	0,59	0,64	0,86	0,12	0,80	0,54	0,86	0,53	1,39	0,53	0,45
Gd	4,09	3,20	2,09	2,05	3,45	3,84	1,99	2,81	3,11	0,45	2,43	1,83	3,01	1,70	4,10	1,56	1,28
Tb	0,65	0,54	0,35	0,34	0,54	0,58	0,29	0,39	0,42	0,09	0,41	0,25	0,49	0,28	0,68	0,28	0,23
Dy	3,74	3,14	1,80	1,75	3,35	3,26	1,49	2,21	2,25	0,54	2,56	1,38	2,75	1,39	4,00	1,96	1,65
Ho	0,83	0,66	0,37	0,39	0,62	0,62	0,33	0,47	0,44	0,13	0,51	0,29	0,59	0,33	0,67	0,41	0,34
Er	2,56	2,09	1,11	1,18	1,83	1,76	1,05	1,43	1,24	0,40	1,50	0,93	1,75	0,93	2,04	1,26	1,12
Tm	0,38	0,36	0,19	0,20	0,25	0,27	0,16	0,23	0,19	0,06	0,22	0,14	0,29	0,17	0,30	0,21	0,18
Yb	2,64	2,34	1,21	1,31	1,62	1,83	1,17	1,41	1,17	0,35	1,42	0,99	1,82	1,01	1,76	1,42	1,09
Lu	0,42	0,38	0,21	0,22	0,27	0,26	0,18	0,22	0,19	0,05	0,21	0,16	0,28	0,17	0,29	0,20	0,18

1-Magnetita-biotita gnaiss 179-Magnetita-biotita gnaiss 11-Biotita gnaiss 13-Biotita gnaiss TM- Tonalito 2-Muscovita-biotita xisto sulfetado 3-Muscovita-biotita xisto 4-Muscovita-biotita xisto 10-Muscovita-biotita xisto sulfetado 07a-Metachert 07b-Anfibólio xisto 8-Metavulcanooclástica 01/06-Anfibólio xisto 12-Biotita-muscovita xisto sulfetado CHAP-6-Anfibolito ZAC1 e 2- Anfibolito do Depósito Zacarias

4.3. Geocronologia U-Pb e Geoquímica Sm-Nd

Para os estudos de geocronologia U-Pb foram analisados zircões de duas amostras por LA-ICPMS: uma amostra de cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático (amostra 08), rocha metavulcanoclástica representante da seqüência de rochas metavulcano-sedimentares, e uma amostra de biotita gnaiss (amostra 14), que ocorre associado à muscovita-biotita xisto na porção central da cava. O gnaiss é interpretado como rocha metaplutônica ácida, menos transformada pelo processo de deformação associado à falha Rio dos Bois.

O cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático é levemente foliado, cinza, com textura granoblástica e domínios subordinados de textura lepidoblástica e composto por plagioclásio, quartzo, muscovita, biotita, anfibólio, epidoto e cianita. Essa rocha indica uma idade da concórdia, de $884,9 \pm 9,4$ Ma (MSWD=3.5, Tabela 4.2 e Fig. 4.17), a qual representa a idade de cristalização das rochas vulcânicas, consideradas protolito das rochas da associação metavulcanossedimentar.

O biotita gnaiss, de cor cinza claro a escuro, maciço, com granulação fina a média e textura lepidoblástica e granoblástica é composto essencialmente por biotita, quartzo, plagioclásio, microclínio, mica branca, epidoto e subordinadamente, anfibólio, granada, cianita e magnetita. Esta rocha indica uma idade da concórdia, de $864,9 \pm 5,6$ Ma (MSWD=3.4, Tabela 4.3 e Fig. 4.18), correspondente à idade de cristalização do protolito ígneo desses gnaisses.

Tabela 4.2. Resumo dos dados LA-ICP-MS para a amostra de cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático (amostra 08), rocha metavulcanoclástica.

Grão.spot	Razões						Rho	Idades Aparentes						Conc.(%)
	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>206Pb</u>	err (%)		<u>207Pb</u>	(Ma)	<u>207Pb</u>	(Ma)	<u>206Pb</u>	(Ma)	
	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb	235U	235U	238U	238U		
003-Z1	0,068	0,57	1,393	0,84	0,149	0,84	0,89	864	12	886	5	894	7	103,5
004-Z2	0,069	1,41	1,326	3,23	0,139	3,23	0,94	906	29	857	19	839	25	92,6
005-Z3	0,069	0,47	1,421	0,74	0,150	0,74	0,84	897	10	898	4	898	6	100,2
006-Z4	0,067	0,97	1,391	0,64	0,150	0,64	0,64	847	20	885	4	900	5	106,3
009-Z5	0,068	0,48	1,410	1,12	0,150	1,12	0,94	878	10	893	7	900	9	102,5
010-Z6	0,069	1,15	1,305	3,16	0,137	3,16	0,90	909	24	848	18	825	24	90,8
010-Z7	0,068	0,41	1,401	0,69	0,149	0,69	0,87	874	8	889	4	895	6	102,5
011-Z8	0,068	0,31	1,421	0,80	0,152	0,80	0,91	861	7	898	5	913	7	106,0
015-Z9	0,068	0,27	1,419	1,77	0,152	1,77	0,99	857	6	897	10	914	15	106,7
016-Z10	0,068	0,45	1,447	0,89	0,155	0,89	0,93	858	9	909	5	930	8	108,4
017-Z11	0,068	0,53	1,414	0,49	0,152	0,49	0,66	858	11	895	3	910	4	106,0
018-Z12	0,068	0,95	1,393	2,52	0,148	2,52	0,97	878	19	886	15	889	21	101,3
021-Z13	0,068	0,44	1,444	3,30	0,154	3,30	1,00	868	9	907	20	924	28	106,4
022-Z14	0,068	0,41	1,451	0,70	0,154	0,70	0,92	879	9	910	4	924	6	105,1
023-Z15	0,069	0,51	1,449	0,51	0,153	0,51	0,63	891	11	909	3	917	4	102,9
024-Z16	0,068	0,80	1,394	0,65	0,148	0,65	0,76	881	16	887	4	889	5	100,8
027-Z17	0,069	0,35	1,444	1,39	0,152	1,39	0,96	891	7	907	8	914	12	102,6
028-Z18	0,069	0,90	1,469	1,27	0,153	1,27	0,95	914	18	918	8	920	11	100,7
029-Z19	0,069	0,30	1,470	1,33	0,154	1,33	0,95	909	6	918	8	922	11	101,4
030-Z20	0,069	0,43	1,443	0,80	0,151	0,80	0,89	912	9	907	5	905	7	99,2

Tabela 4.3. Resumo dos dados LA-ICP-MS para a amostra de biotita gnaiss (amostra 14).

Grão.spot	Razões						Rho	Idades Aparentes						Conc.(%)
	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>207Pb</u>	err (%)	<u>206Pb</u>	err (%)		<u>207Pb</u>	<u>207Pb</u>	<u>206Pb</u>	<u>206Pb</u>			
	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		(Ma)	235U	(Ma)	238U	(Ma)		
003-Z1	0,068	0,70	1,465	1,76	0,155	1,76	0,97	881	14	916	11	931	15	101,6
004-Z2	0,068	0,69	1,460	0,86	0,155	0,86	0,83	877	14	914	5	929	7	101,7
005-Z3	0,068	0,55	1,408	1,33	0,150	1,33	0,94	874	11	892	8	900	11	100,8
006-Z4	0,069	0,46	1,409	0,85	0,149	0,85	0,89	886	9	893	5	895	7	100,3
009-Z5	0,067	0,65	1,356	2,49	0,147	2,49	0,99	833	13	870	14	885	21	101,7
010-Z6	0,069	0,61	1,320	1,84	0,139	1,84	0,98	893	12	855	11	840	15	98,3
011-Z8	0,069	0,53	1,389	2,30	0,146	2,30	0,96	896	11	884	13	880	19	99,5
017-Z11	0,069	0,53	1,365	0,79	0,144	0,79	0,87	887	11	874	5	869	6	99,4
018-Z12	0,069	0,86	1,408	0,85	0,149	0,85	0,59	890	18	892	5	894	7	100,1
021-Z13	0,067	0,54	1,432	1,53	0,155	1,53	0,94	842	11	902	9	927	13	102,7
022-Z14	0,067	0,38	1,456	0,83	0,157	0,83	0,83	848	8	912	5	939	7	102,9
023-Z15	0,068	0,44	1,457	1,24	0,156	1,24	0,94	863	9	913	7	933	11	102,3
024-Z16	0,068	0,61	1,431	1,68	0,153	1,68	0,98	863	13	902	10	918	14	101,8
027-Z17	0,068	0,30	1,438	1,44	0,154	1,44	0,97	860	6	905	9	923	12	102,0
028-Z18	0,068	0,54	1,401	1,05	0,149	1,05	0,79	874	11	889	6	896	9	100,7
030-Z20	0,068	0,64	1,385	0,43	0,147	0,43	0,67	874	13	882	3	886	4	100,4
033-Z21	0,068	1,26	1,383	0,86	0,147	0,86	0,62	878	26	882	5	883	7	100,2
035-Z23	0,069	1,43	1,395	1,07	0,147	1,07	0,61	896	29	887	6	883	9	99,6
040-Z26	0,068	0,44	1,395	1,93	0,149	1,93	0,98	870	9	887	11	893	16	100,8
041-Z27	0,068	0,80	1,448	0,61	0,155	0,61	0,40	861	17	909	4	929	5	102,2
042-Z28	0,069	0,72	1,484	1,36	0,155	1,36	0,87	911	15	924	8	930	12	100,6
045-Z29	0,068	0,68	1,438	1,08	0,154	1,08	0,83	860	14	905	6	924	9	102,0
046-Z30	0,067	0,69	1,429	1,91	0,154	1,91	0,97	843	14	901	11	925	16	102,7
048-Z32	0,067	0,56	1,355	1,29	0,146	1,29	0,96	847	12	870	8	879	11	101,0
<u>051-Z33</u>	0,067	0,34	1,430	0,91	0,154	0,91	0,95	843	7	902	5	926	8	102,7
053-Z35	0,068	0,37	1,258	0,93	0,134	0,93	0,88	870	8	827	5	811	7	98,1
054-Z36	0,068	0,62	1,296	1,57	0,138	1,57	0,99	867	13	844	9	835	12	98,9
057-Z37	0,068	0,61	1,375	0,55	0,147	0,55	0,69	868	13	878	3	883	5	100,5
058-Z38	0,068	1,14	1,370	0,73	0,145	0,73	0,62	879	23	876	4	875	6	99,9
059-Z39	0,068	0,73	1,320	1,47	0,141	1,47	0,91	869	15	855	8	849	12	99,4
060-Z40	0,068	0,42	1,346	0,85	0,144	0,85	0,93	866	9	866	5	866	7	100,0
063-Z41	0,068	0,78	1,422	3,76	0,152	3,76	0,99	865	16	898	22	912	32	101,5
064-Z42	0,068	0,97	1,317	1,79	0,140	1,79	0,90	868	20	853	10	847	14	99,3
065-Z43	0,069	0,99	1,356	2,97	0,143	2,97	0,95	894	20	870	17	861	24	98,9
066-Z44	0,068	0,47	1,376	0,88	0,147	0,88	0,84	866	10	879	5	884	7	100,6
070-Z46	0,068	1,04	1,416	0,72	0,152	0,72	0,73	862	21	896	4	910	6	101,6
072-Z48	0,068	0,76	1,386	1,19	0,148	1,19	0,82	864	16	883	7	891	10	100,9
Dados Descartados nos Cálculos														
029-Z19	0,068	0,57	1,343	6,82	0,143	6,82	0,99	879	12	864	39	859	55	99,4
016-Z10	0,068	1,13	1,415	9,97	0,150	9,97	1,00	884	23	895	58	900	83	100,5
039-Z25	0,076	1,20	1,383	1,11	0,132	1,11	0,75	1096	24	882	7	799	8	90,6
071-Z47	0,079	3,04	1,596	2,17	0,147	2,17	0,63	1164	59	969	13	885	18	91,4
047-Z31	0,072	1,16	1,301	2,36	0,131	2,36	0,84	991	23	846	13	792	18	93,6
036-Z24	0,071	0,99	1,383	1,03	0,141	1,03	0,79	963	20	882	6	850	8	96,4
069-Z45	0,070	1,72	1,359	1,70	0,140	1,70	0,72	942	35	872	10	844	13	96,8
034-Z22	0,070	0,44	1,356	3,32	0,141	3,32	1,00	923	9	870	19	850	26	97,6
015-Z9	0,071	0,46	1,413	1,39	0,145	1,39	0,97	947	9	894	8	873	11	97,7

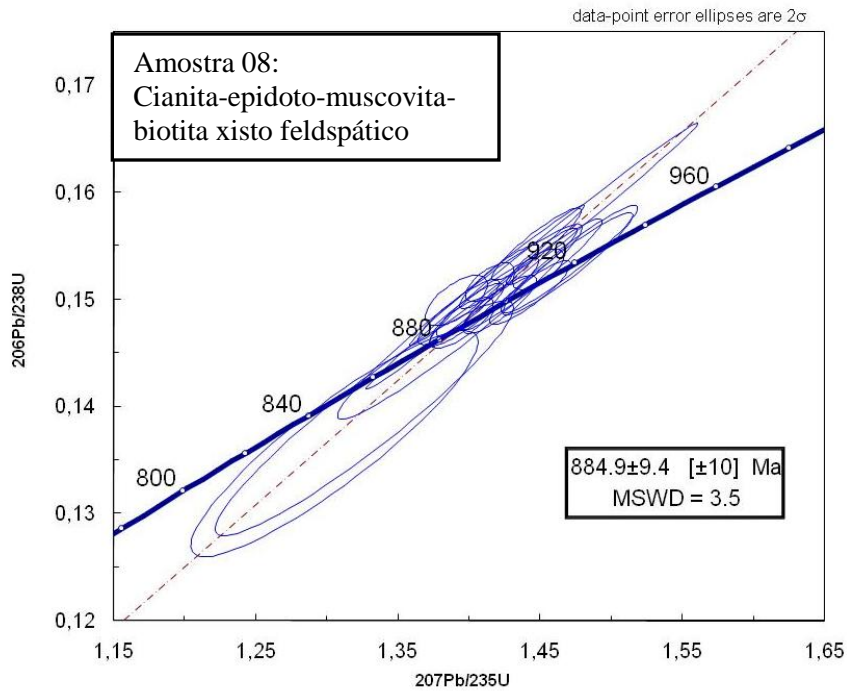


Figura 4.17. Diagrama da Concórdia, análise LA-ICP-MS, de grãos de zircão de metavulcanoclástica (A8).

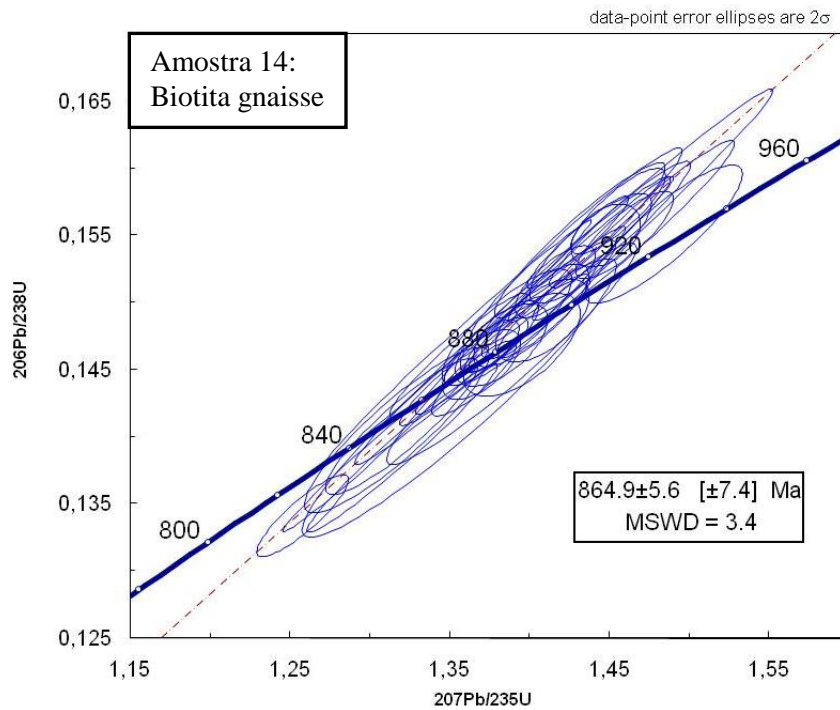


Figura 4.18. Diagrama da Concórdia, análise LA-ICP-MS, de grãos de zircão de biotita gnaisse (A14).

Para os estudos de geoquímica Sm-Nd foram feitas nove análises Sm-Nd das rochas hospedeiras e encaixantes do depósito, listadas na tabela 4.3 juntamente com os resultados analíticos e os valores calculados de ϵ_{Nd} e T_{DM} . Biotita gnaïsse do Depósito de Cu-Au Chapada com idade U-Pb de $864,9 \pm 5,6$ Ma (0,86 Ga), correspondente às rochas metaplutônicas do depósito, foi utilizado para o cálculo das idades modelo.

Dados de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ estão entre 0.114 a 0.149 e idades modelo estão entre 0,91 Ga a 1,73 Ga. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ estão entre -1.32 e +5.39. Os dados sugerem fonte de caráter juvenil para as rochas do depósito. Uma amostra de biotita gnaïsse (A11) e uma amostra de pegmatito (PEG) apresentaram razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ significativamente alta quando comparada com as demais, com isso a idade modelo calculada pode estar superestimada.

Os valores de ϵ_{Nd} da maioria das amostras são positivos, demonstrando que o protolito dessas rochas possui caráter primitivo, exceção dada a uma amostra de biotita gnaïsse (A11) e à amostra de pegmatito (PEG), o que pode ser interpretado como idade mista, com contribuição de fontes ou rochas de encaixantes com $\epsilon_{Nd}(t)$ negativo.

Na figura 4.19 são comparados os valores de ϵ_{Nd} das rochas do Depósito de Cu-Au Chapada com os valores de unidades litoestratigráficas regionais. Os dados mostram um comportamento semelhante às rochas do Arco Mara Rosa e diverso dos gnaïsses arqueanos do Maciço de Goiás.

Os valores de T_{DM} de uma amostra de biotita gnaïsse (A11) e de amostra de pegmatito (PEG) são maiores que do restante das amostras. Esses dados podem ser interpretados como sendo produto de fonte mais antiga ou produto de mistura de fontes de idades diferentes. Na maioria, as idades modelo estão próximas a 1,0 Ga, compatíveis com as idades T_{DM} descritas para o Arco Mara Rosa (Junges *et al.* 2003).

Tabela 4.4. Tabela de resultados Sm-Nd das principais rochas hospedeiras e encaixantes do Depósito Chapada. O cálculo de $\epsilon_{Nd}(T)$ tem como base a idade U-Pb em zircão de biotita gnaiss (0,86Ga) do Depósito de Cu-Au Chapada.

Amostras	Tipo de Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{DM}(GA)$
A1	Magnetita-biotita gnaiss	3,69	17,45	0,128	0,512503+/-9	4,94	0,96
A2	Muscovita-biotita xisto sulfetado	4,39	19,05	0,139	0,512495+/-3	3,52	1,12
A179	Magnetita-biotita gnaiss	4,61	23,1	0,12	0,512484+/-8	5,39	0,91
A10	Muscovita-biotita xisto sulfetado	3,88	17,03	0,138	0,512537+/-12	4,51	1,01
A8	Metavulcanoclástica	1,86	9,84	0,115	0,512348+/-8	3,38	1,06
A11	Biotita gnaiss	3,64	14,71	0,15	0,512346+/-13	-0,53	1,64
A12	Biotita-muscovita xisto	1,73	8,07	0,129	0,512370+/-14	2,17	1,21
A01/06	Anfibólio xisto	3,51	16,48	0,129	0,512530+/-9	5,38	0,92
PEG	Pegmatito	2,6	10,53	0,149	0,512302+/-7	-1,32	1,73

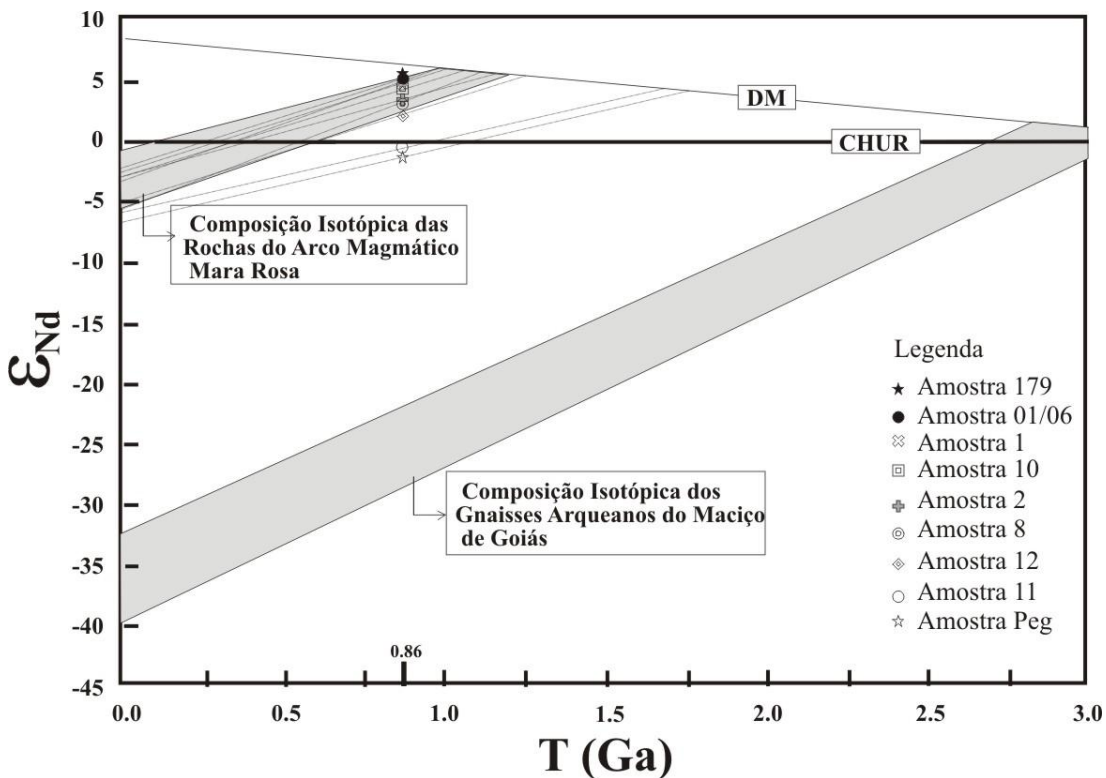


Figura 4.19. Diagrama de evolução isotópica do Nd, representando as composições isotópicas das unidades do Depósito de Cu-Au Chapada em relação aos campos representativos do Arco Magmático Mara Rosa (Junges *et al.* 2003) e dos gnaisses arqueanos de Goiás (Pimentel *et al.* 1996).

4.4. Geologia Estrutural e História Deformacional

O mapeamento estrutural das frentes de lavra da mina mostrou que a história deformacional do Depósito de Cu-Au Chapada compreende três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} , D_{n+2}), associadas ao evento regional de deformação (E_n) que conduziu a história geológica evolutiva das unidades litoestratigráficas regionais.

As fases deformacionais D_n e D_{n+1} são particularmente associadas à evolução deformacional da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, atuante durante o Neoproterozóico (0,9 a 0,6 Ga), e intimamente relacionadas à mineralização do Depósito de Cu-Au Chapada. 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 anfíbolito. A fase D_{n+1} está relacionada à zona de cisalhamento rio dos Bois (ou 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. Essas estruturas representam os principais agentes mineralizadores do depósito.

A fase deformacional mais tardia, 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.

Os elementos estruturais identificados em campo estão representados em estereogramas de foliação, eixo e fratura (Fig. 4.25). Na tabela 4.5 estão representadas as principais estruturas presentes na mina de chapada, referentes às três fases deformacionais.

Fase deformacional D_n

A fase deformacional mais antiga (D_n) é caracterizada por dobramentos sub-isoclinais a isoclinais recumbentes, seguidos de redobrimento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E/SE.

As dobras recumbentes (D_n) que estão associadas à magnetita biotita gnaisses na porção NE da cava são métricas a decamétricas e se associam ao desenvolvimento de superfícies axiais S_n , com orientação geral NE e mergulhos para NW ($330-350^\circ/10-20^\circ$) (Fig. 4.20).

As lineações (L_n) são caracterizadas por eixos de dobras com orientação geral NE e caimento para N/NW (00° - $10^\circ/070^\circ$). Os elementos estruturais desta fase foram modificados pela deformação das fases posteriores, diante disso a foliação S_n foi sobreposta pela deformação S_{n+1} e S_{n+2} (Fig. 4.20c), com mudança na atitude e no mergulho do plano de foliação, como mostram os estereogramas de foliação (Fig. 4.25).

Em escala macroscópica e microscópica, observa-se que a trama mineral dos produtos da deformação D_n é caracterizada por estrutura maciça e textura granoblástica descritas em magnetita-biotita gnaisses e anfibolitos, nos quais a paragênese plagioclásio-hornblenda indica metamorfismo fácies anfibolito para esta fase de deformação.

A orientação dos elementos estruturais indica esforço compressivo E-W a NW-SE durante o evento de deformação E_n .

Fase deformacional D_{n+1}

A fase D_{n+1} foi responsável pela formação dos elementos estruturais caracterizados como melhores agentes mineralizadores do Depósito de Cu-Au Chapada, com destaque para a zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois), de caráter compressivo, orientada na direção $N30^\circ$ - 60° E, com mergulho entre 20° - 30° para NW.

Nessa fase foram geradas dobras exibindo diversas geometrias associadas a um sistema de empurrão, tais como: dobras de arrasto, exibindo flancos longos e curtos, com espessamento de charneira; dobras assimétricas e inclinadas, com superfície axial bem desenvolvida e de baixo ângulo; dobras recumbentes e dobras parasíticas intrafoliais com assimetria indicativa de vergência geral para SE (Fig. 4.21).

Na região da charneira observa-se a cristalização de epidoto e biotita entre flancos com mergulho por vezes sub-vertical. Associadas às charneiras das dobras recumbentes geradas na fase D_n se desenvolvem dobras convolutas e desarmônicas acompanhadas de segregação de quartzo (Fig. 4.21f, 4.22a, 4.22b, 4.22c).

A foliação S_{n+1} , de baixo ângulo, por vezes está paralela aos planos axiais das dobras. Esta estruturação imposta aos litotipos do depósito é responsável pela característica tabular do corpo de minério. A foliação direção NE e mergulho para

NW, atitude geral $290-320^{\circ}/10-40^{\circ}$, é indicativa de transporte tectônico de baixo caimento, baixa obliquidade e vergência para SE.

As lineações associadas a esta fase de deformação são descritas como lineações de estiramento, lineação mineral e eixo de dobra. Estruturas do tipo *rods* e *boudins* também são frequentes, paralelas aos eixos de dobra (E_{n+1}), com direção NE-SW e atitude geral $00^{\circ}-15^{\circ}/040^{\circ}-070^{\circ}$ (Fig. 4.22e). As lineações de estiramento possuem direção NW-SE e atitude geral $10^{\circ}-30^{\circ}/320^{\circ}-330^{\circ}$, e juntamente com sigmóides assimétricos confirmam o transporte tectônico com direção NW-SE (Fig. 4.22d).

As rochas estão estruturadas em dobras centimétricas a métricas com plano axial sub-horizontal (Fig. 4.22f), cujo eixo é, por vezes, paralelo ao traço das falhas de empurrão. Entretanto, o tratamento estatístico por estereogramas mostra que a direção geral $N70^{\circ}E$ não corresponde ao traço geral da falha Rio dos Bois com traço $N40^{\circ}E$, o que denota uma inflexão destes eixos que provavelmente tenham sido rotacionados pela ação de falhas direcionais E-W com cinemática dextral, descritas a sul do depósito (Fig. 4.1).

O sistema de falhas Rio dos Bois, caracterizado como um sistema de falhas de empurrão a reversas oblíquas, de baixo a médio ângulo, é o responsável pela orientação geral do corpo de minério, que está orientado segundo a direção $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ e mergulho $20^{\circ}-30^{\circ}$ para NW. A orientação dos elementos estruturais indica esforço compressivo NNW-SSE durante esta fase de deformação.

Associadas a esta fase deformacional ocorrem falhas transtensivas com atitude $N40^{\circ}-60^{\circ}W/70^{\circ}-90^{\circ}$ e cinemática dextral, por vezes preenchidas por pegmatitos correspondentes às falhas regionais NW. 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 $N40-60^{\circ}W$, não possuem relação com a mineralização.

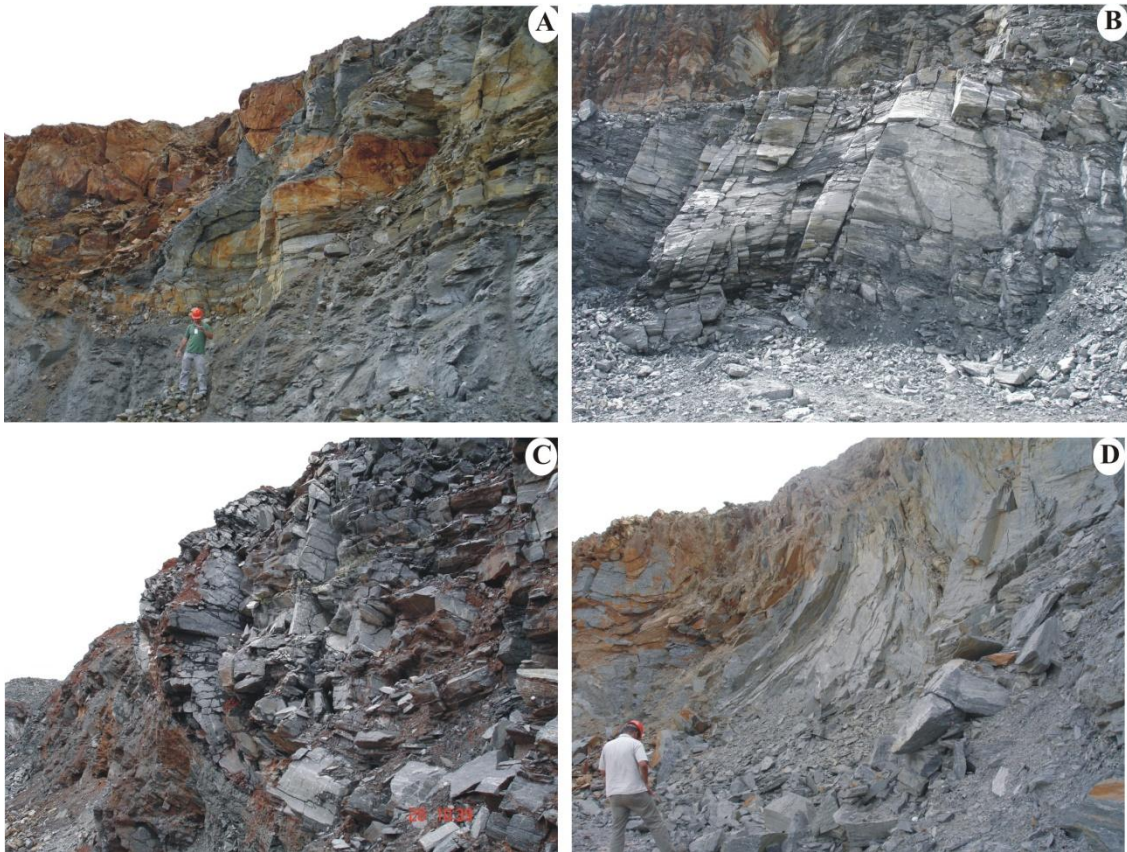


Figura 4.20. A. Dobras recumbentes (D_n) associadas aos magnetita-biotita gnaisses, expostas na porção NE da cava. B. Vista frontal de charneira de dobra recumbente (D_n) em magnetita-biotita gnaisse. C. Superfície S_n truncada por superfície S_{n+1} associada à falha Rio dos Bois. D. Flancos em alto ângulo de mergulho, na zona de charneira de dobra recumbente.

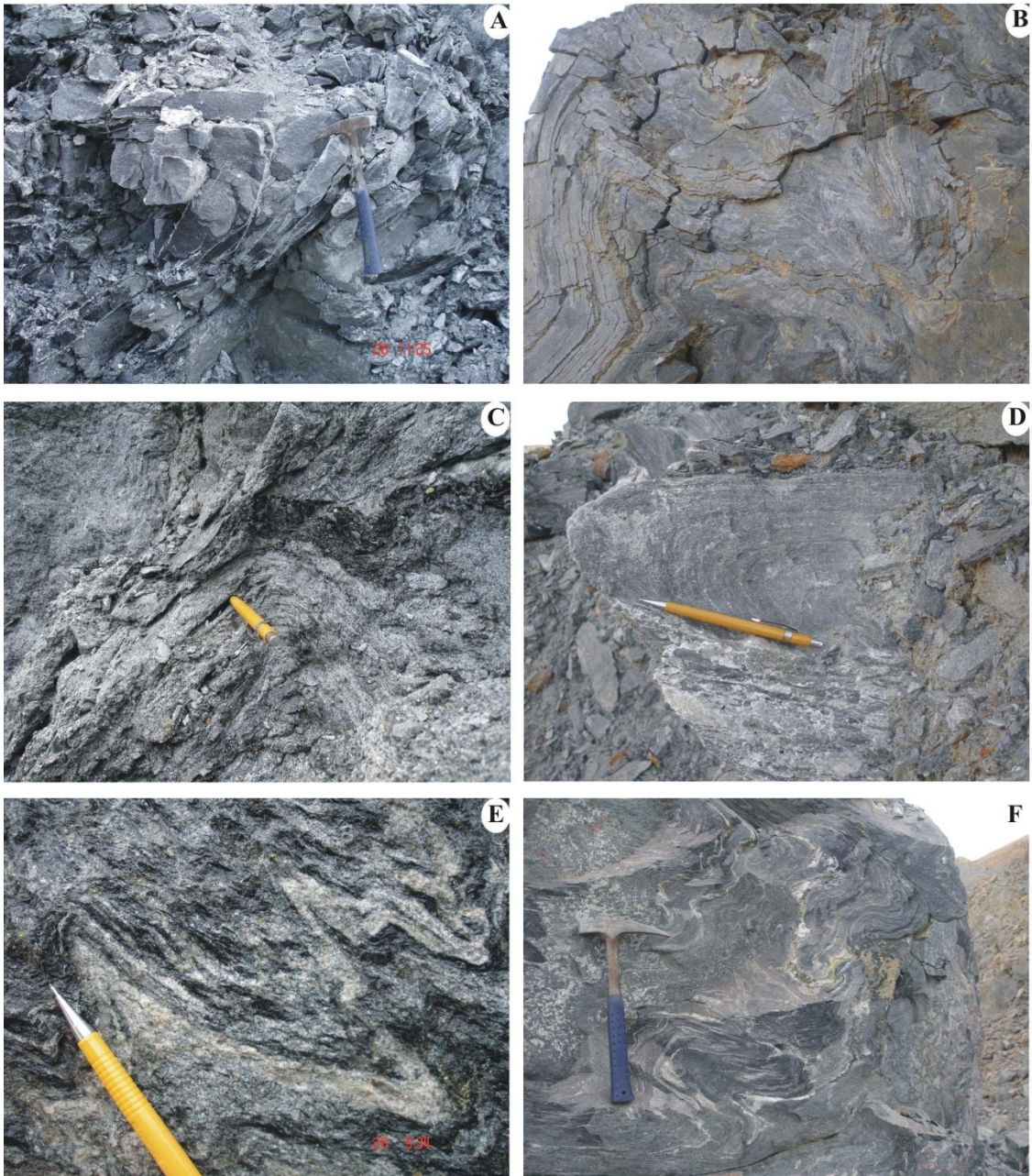


Figura 4.21. A e B. Dobras assimétricas e inclinadas associadas aos biotita gnaisses. C. Dobras assimétricas associadas aos biotita xistos. D. Dobras de arrasto exibindo flancos longos e curtos com espessamento de charneira. E. Padrão de dobras parasíticas e intrafoliais descrito em biotita xistos. F. Dobras desarmônicas desenvolvidas em zona de charneira de dobra recumbente.

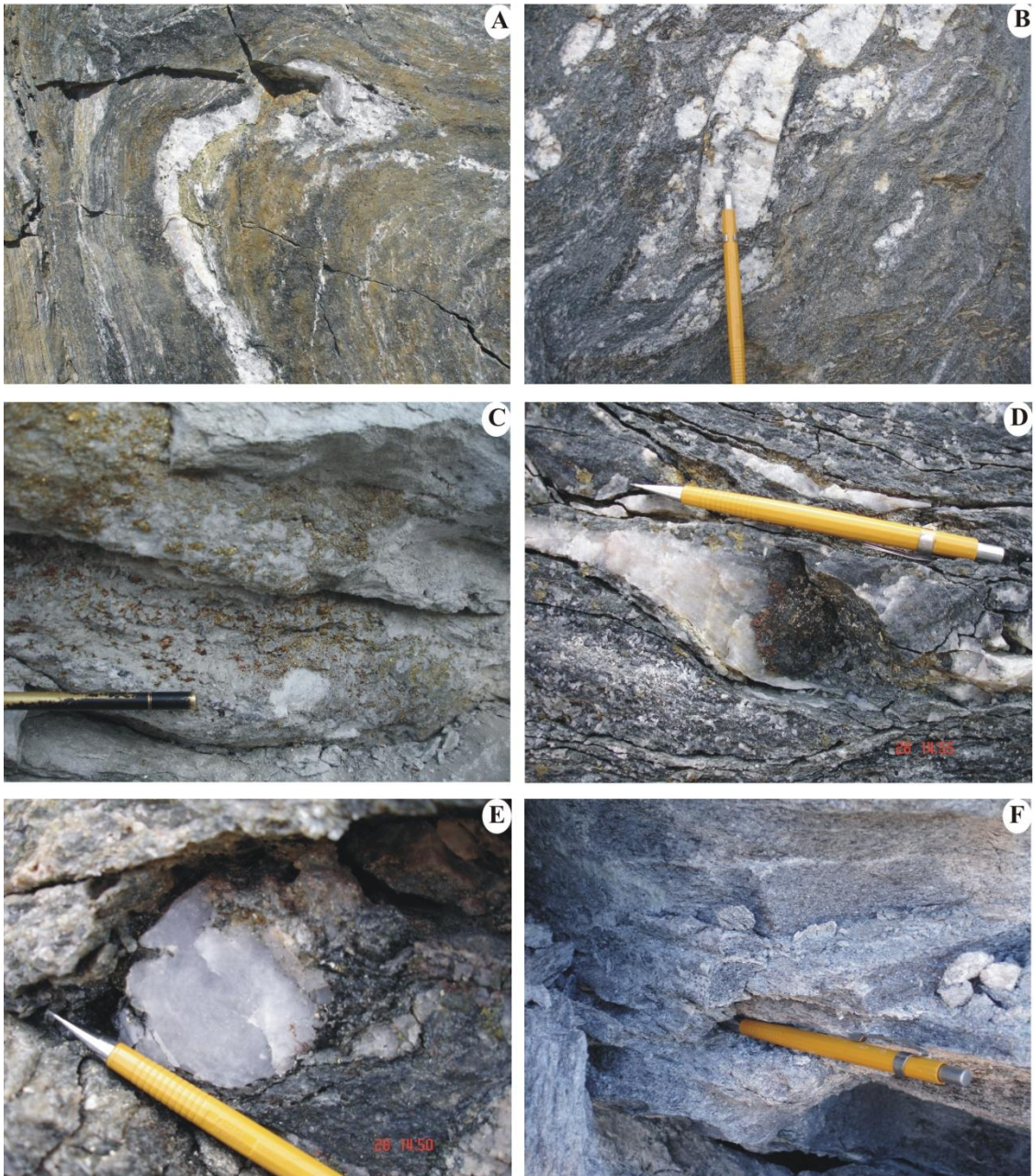


Figura 4.22. A e B. Segregação de quartzo associada às charneiras das dobras D_{n+1} . C. Sulfetos concentrados na zona de charneira de dobras D_{n+1} . D. Sigmóide assimétrico de quartzo com sulfeto. E. Segregação quartzosa em estrutura do tipo rod, associada a cristalização de biotita e sulfeto. F. Eixo de dobra E_{n+1} associado a dobras D_{n+1} .

Fase deformacional Dn+2

A fase Dn+2 está relacionada ao dobramento regional suave com anticlinais e sinclinais levemente assimétricos, responsável pelo mergulho da foliação em duas direções, aproximadamente E-W e N-S, resultante em padrão de interferência do tipo domo-e-bacia.

Estas dobras estão expostas desde a escala de afloramento até a escala regional, com influência no mergulho das foliações (Sn e Sn+1) e caimento das lineações (ln e ln+1), como observado nos estereogramas (Fig. 4.23 e 4.25).

A foliação Sn+2 é pouco desenvolvida. O que se observa em campo é a configuração de antififormes e siniformes, como descrito nos estereogramas e já ressaltado no mapa geológico de semi-detalle.

As lineações correspondem a eixos de dobras suaves, com direção aproximadamente N-S.

Fraturas e/ou juntas formadas ou reativadas nesta fase, em domínio rúptil, com traços de direção N-S a N20°W e E-W a N80°E, são localmente importantes (Fig. 4.24).

O grupo de fraturas com direção geral NS-N20°W e mergulho de 80°-90° para W é mais persistente (frequência 5-6/m), enquanto o grupo de fraturas com direção geral EW e mergulho de 65°-85° para N possui frequência (3/m). Estas fraturas, principalmente fraturas E-W, são responsáveis pela remobilização de sulfeto ao longo da superfície dos planos, juntamente com a cristalização de epidoto e carbonato (Fig. 4.24).

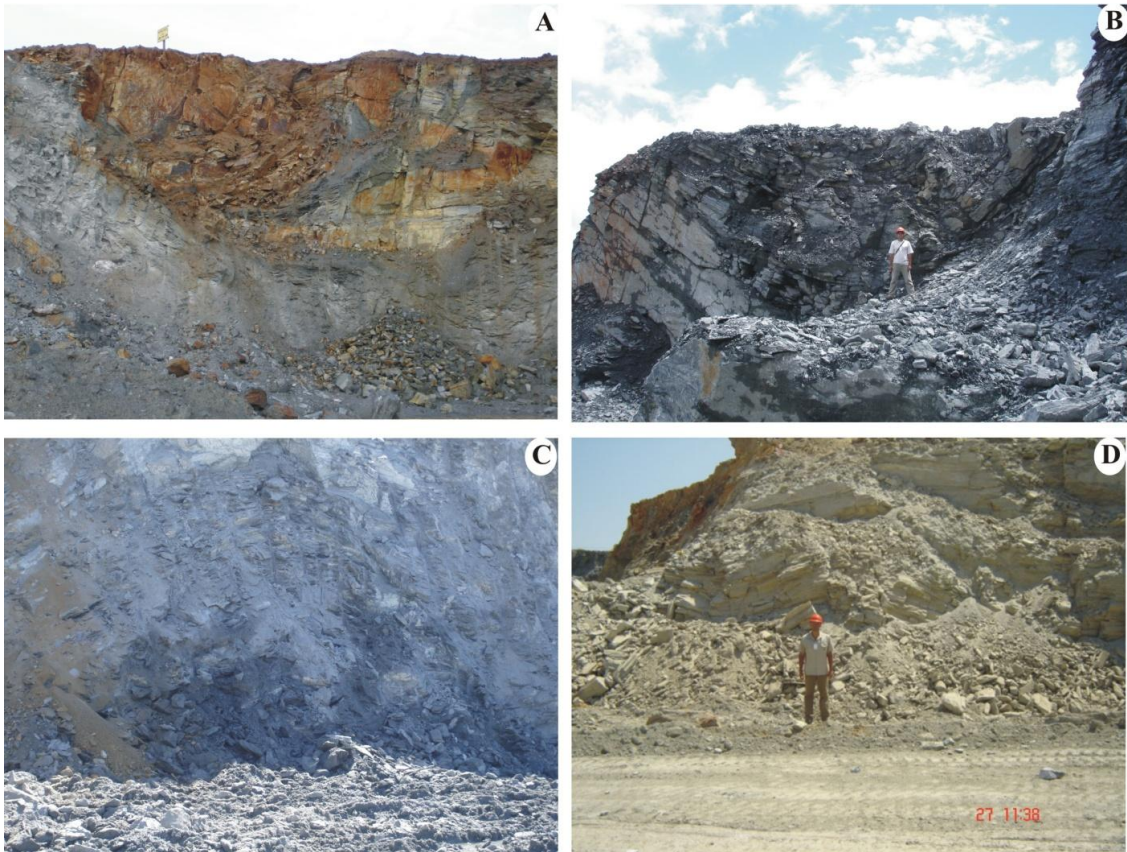


Figura 4.23. A e B. Dobras sinclinais Dn+2 desenvolvidas por dobramento regional suave com a formação de sinclinais levemente assimétricos com eixo E-NE/ W-SW. C e D. Dobras Dn+2 desenvolvidas por dobramento regional suave com a formação de anticlinais levemente assimétricos, com eixo N-S.

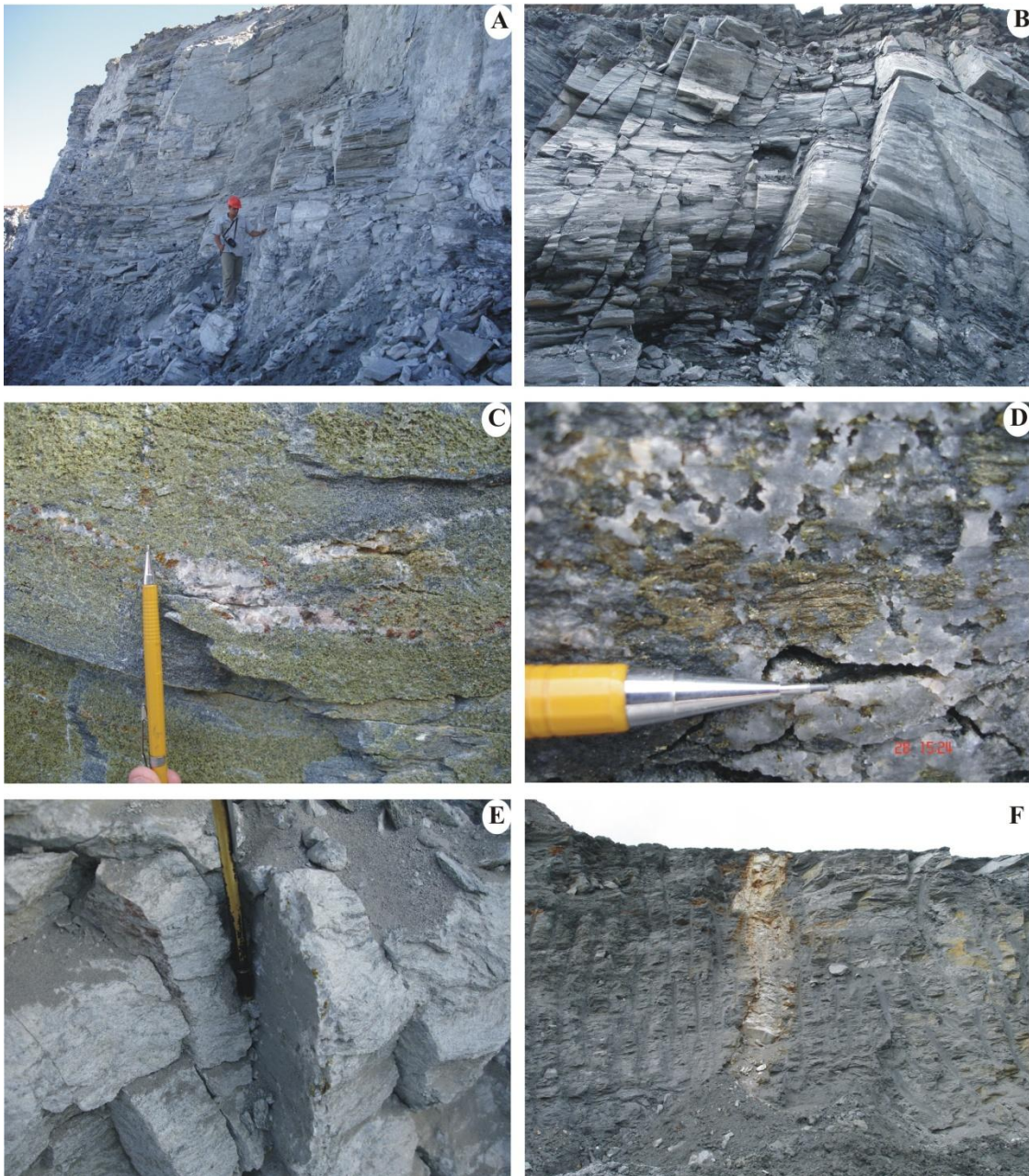


Figura 4.24. A e B. Fraturas e/ou juntas com direção N-S a N20°W e mergulho de 70°-90° para W, associada à zona de charneira de dobras recumbentes (B). C e D. Fraturas e/ou juntas com direção E-W associadas à remobilização de sulfetos juntamente com epidoto e carbonato. E. Fraturas com direção N-S desenvolvidas em biotita-muscovita xisto, com destaque para a remobilização de sulfeto ao longo da superfície de fratura. F. Falhas transtensivas orientadas na direção N40°-60°W, com mergulho entre 70°-90° para W, com cinemática dextral, preenchidas por pegmatitos.

Tabela 4.5. Resumo dos elementos estruturais do Depósito de Cu Au Chapada.

Dobras	Foliação	Lineação	Falhas/Fraturas
Dn (Dobras recumbentes NW-SE)	S _n (330°-350°/10-20°)	L _n (Eixo de dobra: 00°-10°/070°)	F _n
Dn+1 (Dobras: convolutas, desarmônicas); (Dobras: de arrasto, recumbentes, isoclinais e parasíticas intrafoliais)	S _{n+1} (290°-320°/10°-40°)	L _{n+1} (Eixo de dobra: 00°-15°/040°-070°, Lineação de estiramento: 10°-30°/320°-330°, Lineação mineral); Rods e Boudins)	F _{n+1} (Falhas de empurrão: N40°-60°E /20°-30°, Falhas Direcionais EW e Falhas transcorrentes N40°-60°W/70°-90°)
Dn+2 (Anticlinais e sinclinais suaves) Padrão domo e bacia	S _{n+2} (260°-280°/20°-35°)	L _{n+2} (eixos de dobras EW-NE e NS)	F _{n+2} (Fraturas NS-N20°W/80°-90° e N80°E-EW/65°-85°)

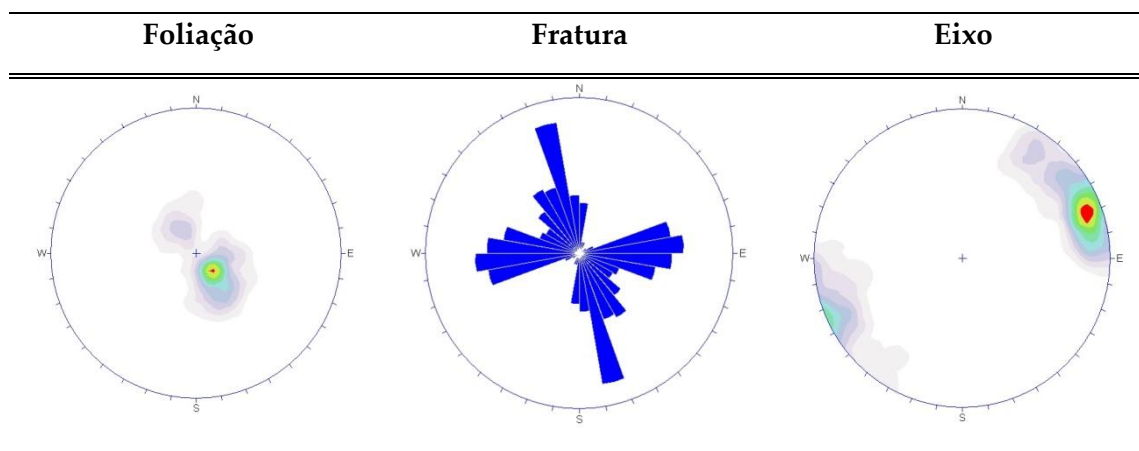


Figura 4.25. Estereogramas de foliação, eixo e fratura da Mina.

5. MINERALIZAÇÃO DE CU-AU CHAPADA

5.1. Introdução

Para Richardson *et al.* (1986), o Depósito de Cu-Au Chapada foi gerado por processos similares aos envolvidos na gênese de depósitos de Cu-Au porfiríticos, enquanto Kuyumjian (2000) invoca a conjunção de processos envolvendo atividade hidrotermal vulcano-exalativa ou magmática epitermal, seguida de remobilizações metamórficas, que o autor denominou genericamente de sistema porfirítico-epitermal metamorfizado ou modificado. Os argumentos de Kuyumjian (2000) se fundamentam, sobretudo, em seus estudos anteriores sobre o zoneamento da alteração hidrotermal associada à mineralização de Cu-Au Chapada. Kuyumjian (1989) sugere que epidotitos e rochas ricas em epidoto teriam se formado a partir da interação vulcano-exalativa de soluções aquosas marinhas aquecidas e rochas basálticas, em um estágio anterior à atuação de eventos tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento da foliação S_1 . Os epidotitos representariam condutos para o refluxo de salmouras portadoras de metais, incluindo Cu e Au, enquanto magnetita-pirita-quartzo-sericita xistos, encaixantes da mineralização e também muito comuns na região de Chapada-Mara Rosa, poderiam representar halo de alteração fílica metamorfizada. Kuyumjian (1989) enfatiza ainda que exista associação estreita de rochas portadoras de estauroлита e gedrita com domínios mineralizados, o que pode ser indicativo de halo clorítico metamorfizado, enquanto a presença de xistos com microclínio e altos teores de K_2O são sugestivos de alteração potássica, que teria se associado mais intensamente à precipitação de calcopirita e ouro.

Por outro lado, Richardson *et al.* (1986) se utilizam de uma combinação de feições geológicas e geoquímicas para sugerir que o Depósito de Cu-Au Chapada apresenta características que se assemelham às descritas nos depósitos de Cu e Au porfiríticos formados em ambientes de arcos de ilhas intra-oceânicos (Yumul *et al.* 2002). De acordo com os autores, entre as similaridades observadas destacam-se: abundância de minério sulfetado disseminado, predominando calcopirita e pirita, e ausência de lentes de sulfetos maciços; teor e volume de sulfetos de Cu e Au compatíveis com os depósitos de cobre porfirítico de arco de ilha; associação de sulfetos e óxidos do Depósito de Cu-Au Chapada, assim como seu zoneamento, incluindo envelope periférico rico em pirita e um núcleo central abundante em magnetita,

semelhante aos descritos em depósitos de cobre porfirítico; a química da alteração no entorno do depósito é também similar ao que se verifica nos depósitos de cobre porfirítico, com enriquecimento em K₂O e depleção em Na₂O e CaO; e valores da composição isotópica de enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) compatíveis com fluidos de derivação magmática (ca. 0‰) (Sawkins, 1990; Sillitoe, 1997).

Segundo Richardson *et al.* (1986) e Kuyumjian (2000), eventos metamórficos e deformacionais transformaram a paragênese magmática hidrotermal, gerada em ambiente de arco de ilha intra-oceânico, de idade pré-cambriana, o que permite inserir o Depósito de Cu-Au Chapada no grupo dos depósitos porfiríticos pré-cambrianos.

5.2. Depósitos de Cu-Au Porfirítico Pré-cambrianos

Depósitos magmáticos hidrotermais de Cu (Mo,Au) porfiríticos são de baixo a médio teor, de grande dimensão, cuja mineralização está geneticamente associada a ambientes de arcos vulcano-plutônicos, desenvolvidos em processos de subducção (Cooke & Hollings, 2005). Esses depósitos são gerados a partir de uma combinação de processos relacionados à natureza do magma, ao grau de fracionamento, ao estado de oxidação, à evolução tectônica regional e à interação fluido-rocha. Os estudos desses depósitos envolvem a descrição dos processos metalogenéticos envolvidos, do ambiente tectônico, do controle estrutural da mineralização e principalmente das diferentes zonas de alteração hidrotermal (Blevin and Chappell, 1992; Kesler, 1997; Reed, 1997; Tosdal & Richards, 2001; Richards, 2003).

Considerando os principais distritos com mineralização de Cu (Mo,Au) porfirítico ao redor do mundo, a maioria dos depósitos são fanerozóicos (Sinclair, 2007; Wilkinson *et al.* 2009), distribuídos predominantemente nos cinturões orogênicos Mesozóicos e Cenozóicos nas regiões sul e leste da América do Norte e em torno da margem oeste do Pacífico. A alteração hidrotermal associada aos depósitos porfiríticos é uma característica discriminante, com uma zonação típica descrita principalmente nos depósitos de idade fanerozóica, representada por uma zona de alteração potássica central, rica em biotita e feldspato potássico (+/- anfibólio, magnetita e anidrita), e uma zona de alteração propilítica periférica, diagnosticada pela presença de quartzo, clorita, epidoto, calcita e pirita. Na interface dessas zonas podem ser descritas zonas de alteração fílica, composta por quartzo, sericita e pirita, a qual comumente hospeda a

mineralização de Cu-Au, e uma zona de alteração argílica, composta por quartzo, illita, pirita e argilominerais (Sillitoe, 1998).

Enquanto os sistemas magmáticos hidrotermais são amplamente descritos em arcos magmáticos fanerozóicos, pouca atenção tem sido dada aos análogos pré-cambrianos em projetos de exploração mineral. Um dos motivos é a dificuldade em se reconhecer os halos de alteração hidrotermal anteriores a eventos de deformação e metamorfismo. Depósitos porfiríticos de idade pré-cambriana possuem alguns representantes associados a diversos eventos de mineralização e deformação, que conduzem a controvérsias e diferentes propostas de modelos genéticos.

Um exemplo é o depósito de Boddington Au-(Cu) na Austrália Ocidental, de idade arqueana, onde a associação de granitóides pós-tectônicos com a mineralização sugerem modelo *Intrusion-Related* (McCuaig *et al.* 2001), embora modelos anteriores interpretem o depósito como uma mineralização porfirítica metamorfozizada (Roth *et al.* 1991).

Antigas interpretações do depósito de Malanjhand, na Índia, sugeriram um modelo *Intrusion-Related* (Sarkar *et al.* 1996), mas dados mais recentes indicam para um depósito de Cu (Mo,Au) porfirítico modificado, de idade arqueana, associado a batólito com inúmeros prospectos de Cu-Mo-Au (Stein *et al.* 2004).

O depósito de Au-Cu, Lac Troilus, localizado na Província arqueana de Quebec – Canadá ocorre em uma seqüência de rochas máficas a intermediárias intrudidas por rochas félsicas sin à pós-tectônicas e possui tamanho, zoneamento e teores similares aos depósitos de Cu-Au porfirítico fanerozóicos (Fraser, 1993).

A ocorrência de ouro Messegay, situada no complexo plutônico de Taschereau-Launay da Zona Vulcânica Norte do *greenstone belt* Abitibi, em Quebec – Canadá, é interpretada como um novo tipo de mineralização de Au-Mo porfirítica disseminada, associada a uma suíte plutônica a magnetita, na qual as rochas intrusivas foram submetidas a quatro episódios de alteração: epidoto-clorita-carbonato, magnetita-hematita-microclínio, albita-pirita-sericita e quartzo (Jeřbrak & Doucet, 2002).

Depósitos porfiríticos pré-cambrianos são identificados também no terreno neoproterozóico Ar Rayn, localizado na parte oriental da Península Arábica, Arábia Saudita. Neste contexto destaca-se o depósito de Cu porfirítico Al Eitaby ao longo da seqüência oeste deste terreno, associado a intrusões de quartzo monzodiorito porfirítico (Doebrich *et al.* 2007).

Outros depósitos propostos como análogos pré-cambrianos dos depósitos porfiríticos fanerozóicos podem ser encontrados em Goldie *et al.* (1979), Nurmi (1985) e Minnit (1986).

Apesar dos exemplos listados, várias dificuldades são encontradas na identificação de depósitos porfiríticos em terrenos pré-cambrianos, sobretudo por estarem sujeitos a grandes taxas de erosão ao longo do tempo. Nesses depósitos, a identificação do zoneamento típico é complexa, pois na maioria dos casos são descritos os equivalentes metamórficos das zonas de alteração hidrotermal, o que resulta em interpretações genéticas incertas e subjetivas.

Estudos recentes envolvendo rochas a cianita têm mostrado a relação dessas com zonas de alteração hidrotermal metamorfizadas. Estudos de Müller *et al.* (2005) em ocorrências de cianita-quartzitos na Noruega, dispostos em corpos na forma de lentes, associados a rochas vulcânicas a sub-vulcânicas de composição ácida a intermediária metamorfizadas, com relictos de biotita e anfibólio e acessórios como pirita, rutilo, zircão, fosfatos e micas ricas em sódio, alcançaram proposições genéticas importantes, e interpretaram estes corpos como produto metamórfico de zona de alteração hidrotermal. Tais características são muito raras em quartzitos metassedimentares imaturos, que normalmente possuem uma gama limitada de minerais acessórios. Estudos de Owens & Pasek (2007) sobre cianita-quartzitos da Província Piemonte, na Virgínia, se referem à presença de rutilo em rochas a cianita como um produto de alteração hidrotermal de outros silicatos ou óxidos com Ti, e os grãos de pirita presentes neste mesmo tipo de rocha como produto da destruição de silicatos/óxidos ricos em ferro ou até mesmo sulfetos cristalizados em evento anterior, segundo o autor, paragênese comum em zonas de alteração argílica avançada.

No contexto do Arco Magmático Mara Rosa, Arantes *et al.* (1991) descreveram rochas a cianita, cianita quartzito e cianita-quartzo xistos como produtos de zonas de alteração hidrotermal, enquanto Nascimento (2008), em seus estudos das rochas a cianita do Morro dos Picos e da Serra do Caranã, identificou a presença de rutilo-lazulita-anidrita, interpretando estas rochas como produtos de deformação e metamorfismo de zona de alteração argílica associada à mineralização de Cu-Au porfirítico, com características semelhantes àquelas descritas por Müller *et al.* (2005).

No contexto do Depósito de Cu-Au Chapada, as características descritas por Richardson *et al.* (1986), as interpretações de Kuyumjian (2000) e a presença de zona de alteração argílica metamorfizada, assim como em outras ocorrências do Arco

Magmático Mara Rosa, permitem classificar o Depósito de Cu-Au Chapada como porfirítico metamorfozado. Entretanto, estruturas não descritas por esses autores trazem uma nova interpretação para a origem da mineralização, conforme descrito nos tópicos posteriores.

5.3. Deformação, Metamorfismo e Mineralização

5.3.1 Introdução

Reconhecer os processos deformacionais envolvidos na formação do Depósito de Cu-Au Chapada e identificar os produtos metamórficos gerados é importante para elucidar a sua gênese e compreender o controle da mineralização (tabela 5.4).

A fase D_n, representada por dobramentos sub-isoclinais a isoclinais recumbentes, resultante de esforço compressivo E-W a NW-SE, possui associação com metamorfismo de fácies anfíbolito com paragêneses cianita-sillimanita-estauroлита-granada-biotita e hornblenda-plagioclásio-granada em rochas metassedimentares e metabásicas, respectivamente. Segundo Richardson *et al.* (1986), as paragêneses atuais representam o produto metamórfico de halos de alteração, em que os sulfetos estão em equilíbrio com estes minerais metamórficos.

Na fase D_{n+1}, marcada regionalmente pela zona de cisalhamento Rio dos Bois, foram desenvolvidas dobras de arrasto, exibindo flancos longos e curtos, com espessamento de charneira e dobras assimétricas e inclinadas associadas a uma nova associação mineralógica. O metamorfismo é dominado por diaforese sob condições de fácies xisto verde, com destaque para o crescimento de lamelas de biotita, muscovita e clorita a partir de uma paragênese de grau anfíbolito desenvolvida durante a fase D_n. Esses processos foram descritos na unidade marcada pela associação/intercalação de magnetita-biotita gnaiss e muscovita-biotita xisto e indicam que os xistos se desenvolveram a partir de biotita gnaisses em sistemas de empurrão. A íntima relação entre essas duas rochas foi descrita na seção NW-SE na porção NE da mina, na qual são observadas as estruturas de transformação desses gnaisses em uma escala mesoscópica (Fig. 5.1 e Fig. 5.2). Como observado, os magnetita-biotita gnaisses são os núcleos preservados da deformação, enquanto os produtos desta deformação são os xistos (biotita-quartzo xisto, biotita xisto, biotita xisto feldspático e muscovita-biotita xisto).

Em escala macroscópica, o processo de transformação de biotita gnaïsse para biotita xisto é marcado pela presença de faixas estreitas e anastomosadas, com espessura milimétrica a decamétrica, com intenso crescimento de biotita, muscovita e sulfetos (Fig. 5.2a, 5.2b, 5.2c). A exposição de faixas intercaladas de muscovita-biotita xisto em domínios de biotita gnaïsse marcam o processo de transformação entre essas rochas, no qual se destacam sigmóides assimétricos de biotita gnaïsse em meio a faixas de muscovita-biotita xisto e ocorrência subordinada de segregações quartzo-feldspáticas, com presença de sulfetos nas bordas e nas sombras de pressão de *boudins*. (Fig. 5.3a, 5.3b, 5.3c, 5.4a).

Em escala microscópica se observam dois domínios: um domínio micáceo, com a cristalização dos sulfetos intimamente relacionada à cristalização de lamelas de biotita e muscovita, e metamorfismo em fácies xisto verde, e um domínio quartzo-feldspático, com textura granoblástica e metamorfismo em fácies anfibolito (Fig. 5.4b).

As lamelas de biotita de magnetita-biotita gnaïsses são marrons, por vezes levemente orientadas, menores que 1mm e menos desenvolvidas que as micas descritas em biotita xistos, que são bem formadas, maiores que 1mm, verdes e orientadas segundo a foliação (Fig. 5.4c, 5.4d).

As lamelas de muscovita de magnetita biotita gnaïsses são levemente orientadas, menores que 0,5mm e menos desenvolvidas que as micas descritas em muscovita-biotita xistos, que são bem formadas, maiores que 0,5mm, e orientadas segundo a foliação (Fig. 5.4e, 5.4f).

A distinção entre muscovita e biotita de biotita gnaïsse e muscovita-biotita xisto pode ser verificada também quanto à composição química desses minerais, como discutido a seguir.

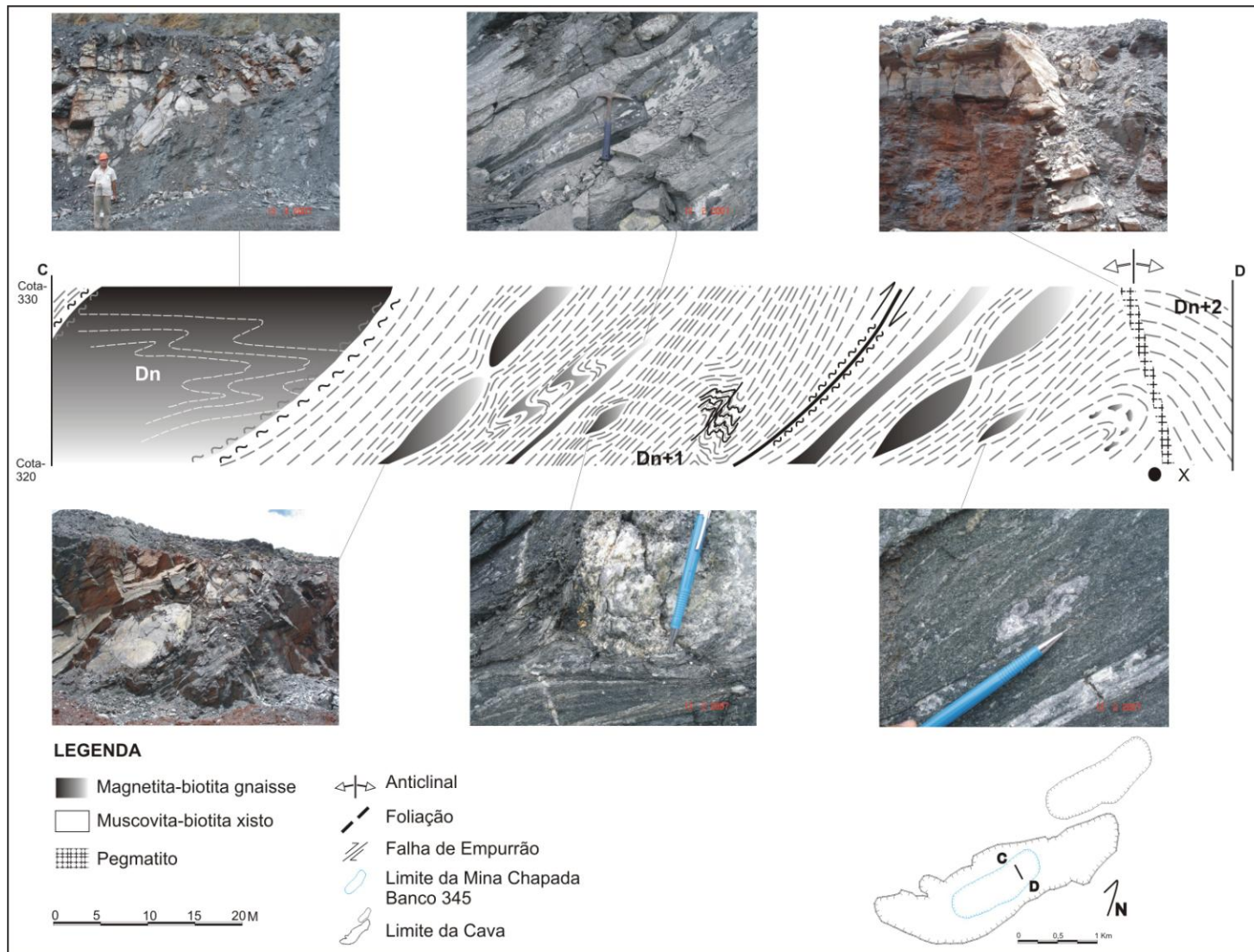


Figura 5.1. Seção geológica C-D de direção NW-SE localizada na porção NE da mina, setor capacete, com destaque para estruturas macroscópicas geradas principalmente durante a fase deformacional Dn+1, que ressaltam o processo de transformação de biotita gnaisses em muscovita-biotita xistos, expostos em faixas intercaladas e anostomosadas. As estruturas geradas durante a fase Dn+1 correspondem a *boudins*, sigmóides e dobras intrafoliais, com cristalização de sulfeto em pontos de distensão, como sombras de pressão e zonas de charneira. Destaque para a foliação Sn+1, que trunca a superfície de foliação Sn associada a dobras recumbentes. Em uma fase mais tardia, Dn+2, ocorre a reativação de falhas de direção NW-SE, com a intrusão de diques pegmatíticos e dobras anticlinais suaves.

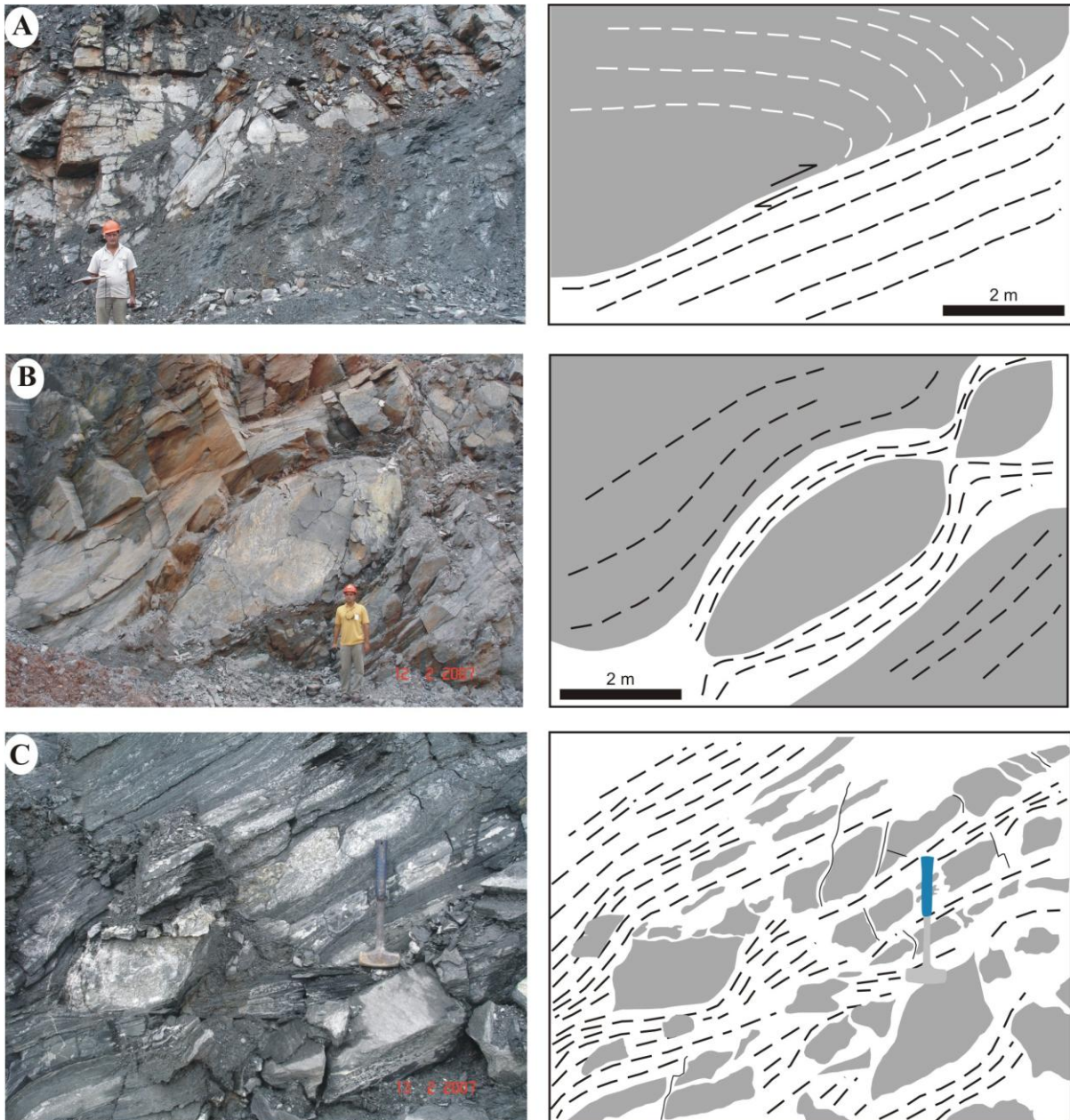


Figura 5.2. Destaque para estruturas geradas durante a fase deformacional D_{n+1} , associadas ao processo de transformação de biotita gnaisse em muscovita-biotita xisto, com intensa sulfetação nas faixas estreitas e anostomosadas ricas em biotita e muscovita. A. Frente de lavra com exposição de corpo de biotita gnaisse em contato com muscovita-biotita xisto com foliação paralela à falha de empurrão, pertencente ao sistema Rio dos Bois, com destaque para o truncamento da foliação S_n a partir da foliação S_{n+1} . B. Frente de lavra com exposição de biotita gnaisse estruturado em *boudins* métricos, com muscovita-biotita xisto nas bordas. C. Intercalação de faixas de muscovita-biotita xisto em meio a domínio de biotita gnaisse.

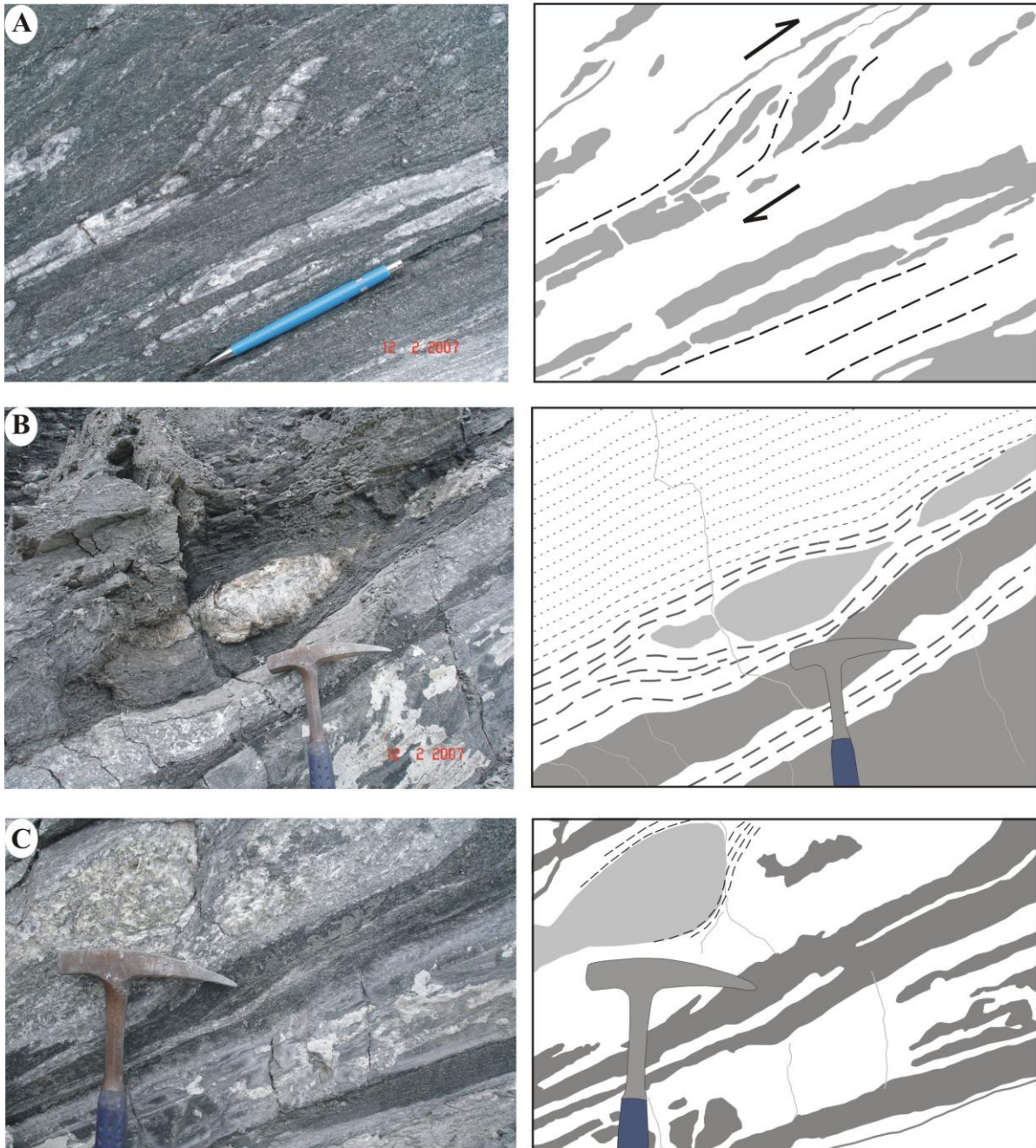


Figura 5.3. Estruturas geradas durante a fase deformacional Dn+1, associadas ao processo de transformação de biotita gnaissse em muscovita-biotita xisto, com intensa sulfetação nas faixas estreitas e anostomosadas ricas em biotita e muscovita. A. Destaque para sigmóides assimétricos quartzo-feldspáticos em meio a faixas de muscovita-biotita xisto. B e C. Intercalação de faixas de muscovita-biotita xisto em domínio de biotita gnaissse, com destaque para núcleos de segregações quartzo-feldspáticas boudinadas.

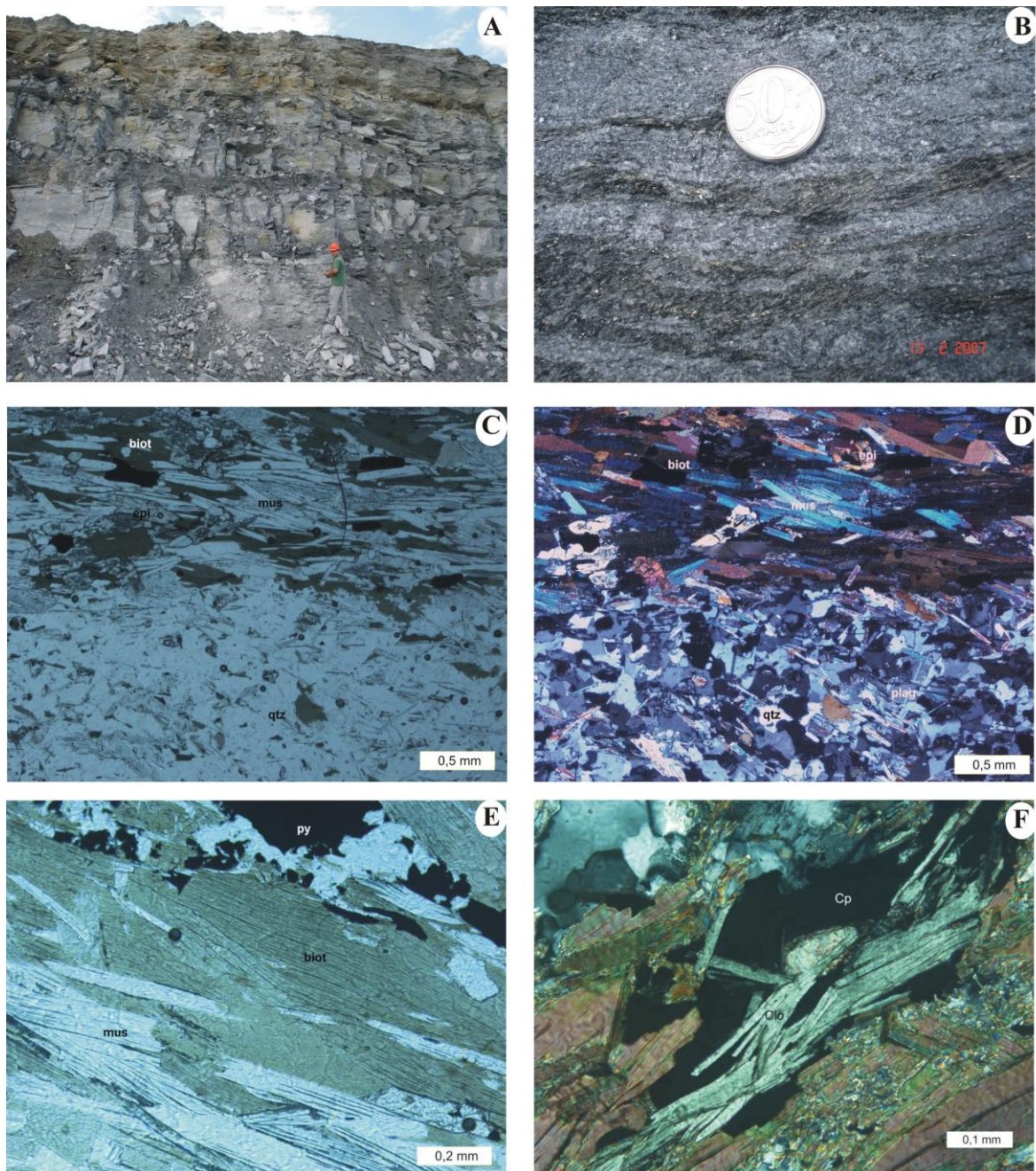


Figura 5.4. A. Destaque para intercalação de biotita gnaiss e muscovita-biotita xisto em frente de lavra. B. Amostra com intercalação de biotita gnaiss (faixas quartzo-feldspáticas) e muscovita-biotita xisto (domínios micáceos). C e D. Fotomicrografia exibindo contato entre faixas de muscovita-biotita xisto, com textura lebidoblástica, e faixas de biotita gnaisses, com textura granoblástica, com destaque para ausência de sulfetos na porção granoblástica (C-LT/NP, D-LT/NC). E. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, com destaque para faixas ricas em mica, nas quais se observam lamelas de biotita e muscovita bem formadas, associadas à pirita e calcopirita (E-LT/NP). F. Fotomicrografia de muscovita-biotita xisto, destacando textura realçada por intercrescimentos sulfetos/filossilicatos (biotita, muscovita, clorita) (F-LT/NC).

5.3.2. Química Mineral por Microsonda Eletrônica

Foram analisados muscovita, biotita e feldspato de amostras de magnetita-biotita gnaïsse, protolito do processo de transformação, e de uma amostra de muscovita-biotita xisto, que representa o produto do processo de transformação (tabelas 5.1, 5.2 e 5.3). A composição química de feldspato, biotita e muscovita se diferem nessas duas rochas, sendo que mudanças texturais são acompanhadas por variações na composição química destes minerais.

No diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al$, de Deer *et al.* (1992), a biotita do magnetita-biotita gnaïsse, mais rica em Mg e Al, são plotadas próximas ao pólo da flogopita, com $Al > 3,1$. No mesmo diagrama, a biotita do muscovita-biotita xisto apresenta as mais baixas razões $Mg/(Mg+Fe)$ e mostram maior variação nos teores de Al. È mais rica em ferro e se concentra próxima à porção intermediária, entre annita e flogopita, com Al entre 2,8 e 3,1 (Fig. 5.5).

No diagrama binário Mg – Fe, a biotita do magnetita-biotita gnaïsse é mais rica em Mg do que a biotita do muscovita-biotita xisto, que apresenta os mais altos teores de Fe, com distribuição dos resultados em dois campos bem definidos (Fig. 5.6).

No diagrama binário Al – Ti, a biotita de magnetita-biotita gnaïsse é mais rica em Al, enquanto a biotita de muscovita-biotita xisto apresenta os mais altos teores de Ti (Fig. 5.7).

No diagrama binário $TiO_2 - Al_2O_3$, a muscovita de magnetita-biotita gnaïsse com teores de $TiO_2 > 0,45\%$ é mais rica em Ti e Al que a muscovita de muscovita-biotita xistos, com teores de $TiO_2 < 0,45\%$ (Fig. 5.8).

No diagrama binário anortita – albita, o plagioclásio de magnetita-biotita gnaïsse é classificado como andesina, com teor de anortita de aproximadamente 30%, enquanto o plagioclásio de muscovita-biotita xisto é classificado como albita, com teor de anortita de aproximadamente 5% (Fig. 5.9).

Tabela 5.1. Análises por microsonda eletrônica da composição química de biotita para amostras do Depósito Cu-Au Chapada.

	Magnetita-biotita gnaissé							Muscovita-biotita xisto sulfetado						
	A1-1-B1	A1-1-B2	A1-1-B3	A1-3-B1	A1-5-B1	A1-5-B2	A1-5-B3	A4B-1-B1	A4B-1-B2	A4B-1-B3	A4B-1-B4	A4B-5-B1	A4A-1-B1	A4A-1-B2
SiO2	36,36	37,35	37,50	37,21	36,68	36,37	36,78	37,24	37,45	37,36	36,37	36,17	35,91	35,43
TiO2	1,51	1,50	1,54	1,56	1,54	1,63	1,55	1,35	1,32	1,51	1,45	1,38	1,98	1,90
Al2O3	17,68	17,77	17,61	17,67	17,72	17,52	17,59	15,99	16,42	16,26	16,54	15,82	15,33	15,34
MnO	0,16	0,08	0,10	0,16	0,11	0,18	0,19	0,16	0,16	0,20	0,14	0,25	0,31	0,17
FeO	13,81	13,49	14,20	14,14	14,11	13,45	14,17	17,92	16,94	16,98	17,71	17,70	18,05	17,85
MgO	13,71	13,73	13,81	13,56	13,63	13,47	13,62	11,84	12,09	11,82	11,38	11,40	10,89	10,58
CaO	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,19	0,46	0,08	0,07	0,15	0,08	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Na2O	0,43	0,00	0,00	0,00	0,57	0,13	0,44	0,00	0,13	0,00	0,23	0,23	0,04	0,00
K2O	9,71	9,66	9,70	9,93	9,79	9,88	9,68	9,76	9,98	9,98	9,96	9,98	9,60	9,56
H2O	3,91	3,98	4,01	3,99	3,97	3,93	3,98	3,85	3,90	3,90	3,82	3,78	3,74	3,70
Cl	0,15	0,06	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,24	0,15	0,11	0,25	0,24	0,26	0,19
Total	97,62	98,08	98,58	98,35	98,32	96,64	98,23	98,35	98,57	98,10	97,84	96,98	96,11	94,72
Si	5,52	5,61	5,61	5,59	5,53	5,55	5,54	5,71	5,70	5,71	5,62	5,65	5,67	5,66
Al	3,16	3,15	3,10	3,13	3,15	3,15	3,13	2,89	2,94	2,93	3,01	2,91	2,85	2,89
Ti	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,18	0,16	0,15	0,17	0,17	0,16	0,24	0,23
Mn	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02
Fe	1,75	1,70	1,78	1,78	1,78	1,72	1,79	2,30	2,15	2,17	2,29	2,31	2,38	2,39
Mg	3,10	3,07	3,08	3,03	3,06	3,07	3,06	2,71	2,74	2,69	2,62	2,66	2,56	2,52
Ba	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,00	0,00	0,00	0,17	0,04	0,13	0,00	0,04	0,00	0,07	0,07	0,01	0,00
K	1,88	1,85	1,85	1,90	1,88	1,92	1,86	1,91	1,94	1,95	1,96	1,99	1,93	1,95
Cátions	15,72	15,57	15,59	15,62	15,75	15,67	15,71	15,63	15,65	15,62	15,70	15,74	15,62	15,62

Obs: Cátions com base em 22 O

Tabela 5.1. Continuação.

Muscovita-biotita xisto sulfetado										
	A4A-1-B3	A4A-2-B1	A4A-2-B2	A4A-2-B3	A4A-2-B4	A4A-2-B5	A4A-2-B6	A4A-2-B7	A4A-2-B8	A4A-2-B9
SiO2	36,69	36,73	36,31	36,53	36,13	37,04	36,13	37,08	34,56	35,72
TiO2	1,97	1,27	1,27	1,27	1,39	1,33	1,28	1,57	1,50	1,25
Al2O3	15,26	16,51	16,33	16,28	16,25	16,49	16,19	16,21	16,21	15,93
MnO	0,18	0,21	0,17	0,21	0,24	0,18	0,25	0,20	0,20	0,19
FeO	17,40	15,02	15,19	15,83	15,63	15,11	15,69	15,76	15,99	15,41
MgO	11,16	11,96	11,85	11,69	11,54	11,95	11,71	11,85	10,94	11,58
CaO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,26	0,49	0,30	0,00	0,25	0,38	0,04	0,00	0,00	0,21
K2O	9,61	9,73	9,53	9,65	9,65	9,73	9,77	9,42	9,72	9,53
H2O	3,77	3,81	3,78	3,79	3,80	3,84	3,76	3,85	3,68	3,70
Cl	0,26	0,20	0,15	0,18	0,07	0,15	0,19	0,09	0,11	0,24
Total	96,56	95,96	94,88	95,51	94,96	96,23	95,02	96,04	92,92	93,75
Si	5,73	5,70	5,70	5,72	5,68	5,73	5,69	5,74	5,59	5,70
Al	2,81	3,02	3,02	3,00	3,01	3,00	3,01	2,96	3,09	3,00
Ti	0,23	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,18	0,18	0,15
Mn	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe	2,27	1,95	2,00	2,07	2,06	1,95	2,07	2,04	2,16	2,06
Mg	2,60	2,77	2,77	2,73	2,70	2,75	2,75	2,73	2,64	2,76
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,15	0,09	0,00	0,08	0,11	0,01	0,00	0,00	0,07
K	1,92	1,93	1,91	1,93	1,94	1,92	1,96	1,86	2,01	1,94
Cátions	15,61	15,66	15,63	15,58	15,65	15,62	15,63	15,52	15,67	15,63

Obs: Cátions com base em 22 O

Tabela 5.2. Análises por microsonda eletrônica da composição química de muscovita para amostras do Depósito Cu-Au Chapada.

	Magnetita-biotita gnaissé					Muscovita-biotita xisto sulfetado									
	A1-1-M1	A1-1-M2	A1-1-M3	A1-1-M4	A1-3-M1	A4B-1-M1	A4B-1-M3	A4B-1-M4	A4B-5-M1	A4A-1-M1	A4A-2-M1	A4A-2-M2	A4A-2-M3	A4A-2-M4	A4A-2-M5
SiO2	45,94	45,78	45,71	46,65	45,72	45,23	46,00	45,65	46,17	46,96	45,57	45,71	45,02	47,77	45,56
TiO2	0,64	0,48	0,50	0,75	0,93	0,29	0,32	0,30	0,30	0,78	0,31	0,38	0,34	0,23	0,31
Al2O3	32,93	32,59	33,05	32,48	31,77	32,28	32,66	32,11	32,36	30,78	31,30	29,75	32,02	27,17	28,44
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,06	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02
FeO	3,06	2,63	2,79	3,05	3,40	4,07	3,73	3,86	3,90	3,67	3,45	3,54	3,35	3,38	4,12
MgO	1,02	0,92	0,87	1,07	0,99	1,17	1,18	1,30	1,28	1,82	1,30	1,70	0,96	2,40	1,88
BaO	0,37	0,68	0,59	0,72	0,36	0,21	0,08	0,03	0,07	0,22	0,20	0,22	0,23	0,36	0,46
Na2O	0,98	0,88	1,06	0,62	1,10	0,92	0,96	0,56	0,52	0,38	0,04	0,19	0,91	0,00	0,31
K2O	9,99	10,37	10,28	10,38	10,19	10,79	10,67	10,88	11,09	10,67	10,32	10,63	10,44	10,52	10,64
H2O	4,43	4,39	4,42	4,46	4,38	4,39	4,44	4,39	4,44	4,43	4,31	4,28	4,33	4,28	4,24
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00
Total	99,36	98,73	99,28	100,17	98,90	99,36	100,06	99,11	100,19	99,74	96,82	96,42	97,65	96,14	95,97
Si	6,22	6,25	6,21	6,28	6,25	6,18	6,21	6,23	6,24	6,36	6,33	6,40	6,23	6,69	6,45
Al	5,25	5,24	5,29	5,15	5,12	5,20	5,20	5,17	5,15	4,91	5,12	4,91	5,22	4,48	4,75
Ti	0,07	0,05	0,05	0,08	0,10	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,35	0,30	0,32	0,34	0,39	0,47	0,42	0,44	0,44	0,42	0,40	0,41	0,39	0,40	0,49
Mg	0,21	0,19	0,18	0,21	0,20	0,24	0,24	0,26	0,26	0,37	0,27	0,36	0,20	0,50	0,40
Ba	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Na	0,26	0,23	0,28	0,16	0,29	0,24	0,25	0,15	0,14	0,10	0,01	0,05	0,24	0,00	0,08
K	1,72	1,81	1,78	1,78	1,78	1,88	1,84	1,89	1,91	1,84	1,83	1,90	1,84	1,88	1,92
Cátions	14,08	14,10	14,13	14,04	14,13	14,25	14,20	14,18	14,18	14,08	13,99	14,08	14,17	13,99	14,15

Obs: Cátions com base em 22 O

Tabela 5.3. Análises por microsonda eletrônica da composição química de feldspato para amostras do Depósito Cu-Au Chapada.

Análises	Magnetita-biotita gnaissé					Muscovita-biotita xisto sulfetado							
	A1-1-P1	A1-1-P2	A1-3-P1	A1-3-P2	A1-5-P1	A4B-5-P2	A4B-5-P3	A4B-5-P4	A4B-5-P5	A4B-5-P6	A4B-5-P7	A4B-6-P1	A4B-6-P2
SiO ₂	62,09	61,63	59,43	61,28	61,28	70,90	69,87	69,26	69,45	67,88	67,59	69,75	70,14
Al ₂ O ₃	24,61	24,30	23,84	24,59	24,51	20,43	20,01	19,99	19,74	20,92	20,60	19,44	19,66
FeO	0,00	0,08	0,07	0,13	0,06	0,04	0,04	0,04	0,08	0,15	0,19	0,04	0,01
CaO	6,76	6,63	6,57	6,63	6,65	0,69	0,42	0,71	0,45	1,83	1,78	0,37	0,50
BaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,14	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11	0,03	0,00
Na ₂ O	9,33	9,40	6,78	9,26	7,90	8,56	13,21	11,11	12,79	11,93	11,99	11,51	13,10
K ₂ O	0,10	0,07	0,08	0,06	0,09	0,08	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,05	0,08
Total	102,9	102,1	96,8	102,0	100,6	100,7	103,7	101,2	102,6	102,8	102,3	101,2	103,5
Si	2,70	2,70	2,72	2,69	2,71	3,03	2,97	2,99	2,97	2,91	2,92	3,01	2,98
Al	1,26	1,26	1,29	1,27	1,28	1,03	1,00	1,02	1,00	1,06	1,05	0,99	0,98
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ca	0,32	0,31	0,32	0,31	0,32	0,03	0,02	0,03	0,02	0,08	0,08	0,02	0,02
Na	0,79	0,80	0,60	0,79	0,68	0,71	1,09	0,93	1,06	0,99	1,00	0,96	1,08
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AB	71,06	71,71	64,81	71,43	67,90	95,18	97,92	96,25	97,69	91,80	92,08	98,00	97,56
AN	28,46	27,95	34,70	28,28	31,60	4,24	1,73	3,38	1,91	7,79	7,54	1,74	2,07
OR	0,48	0,34	0,49	0,29	0,50	0,58	0,35	0,37	0,40	0,41	0,39	0,26	0,37
Cátions	5,07	5,07	4,94	5,07	4,99	4,81	5,08	4,97	5,06	5,06	5,06	4,98	5,07

Obs: Cátions com base em 8 O

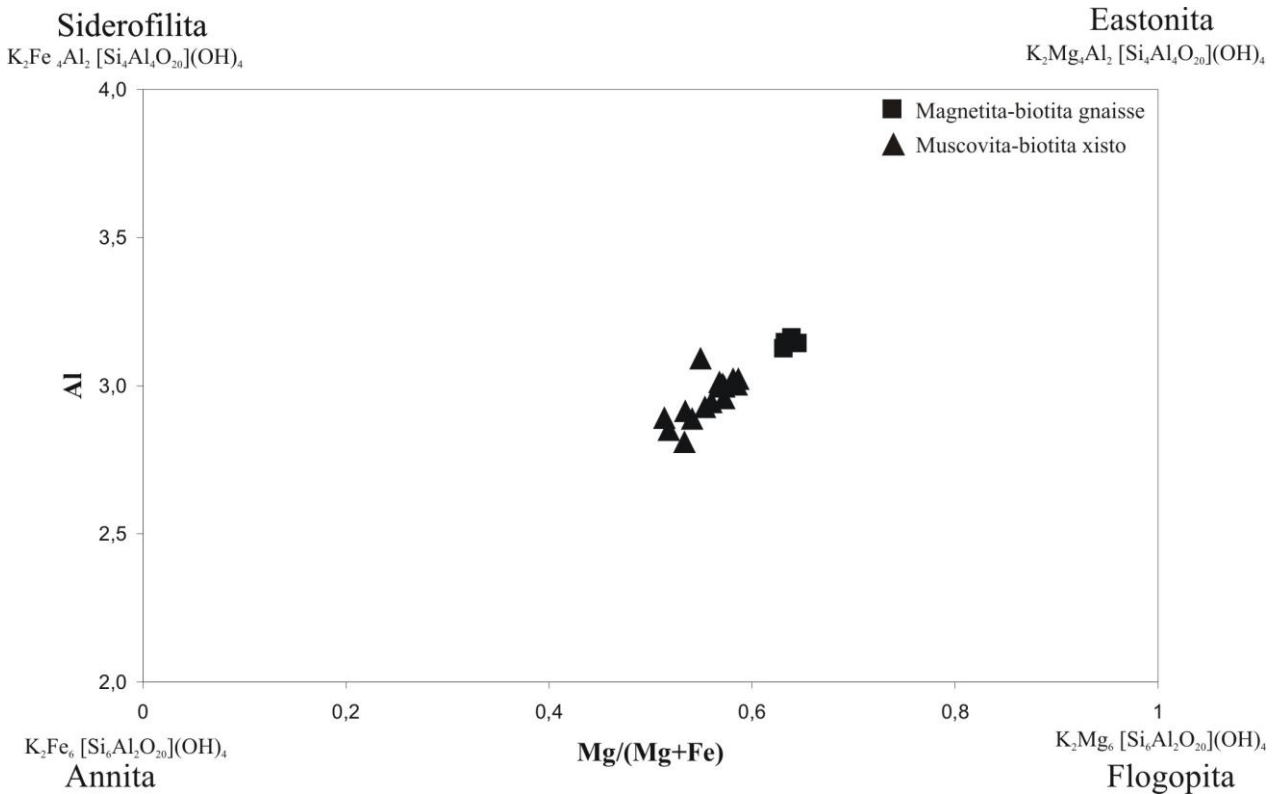


Figura 5.5. Diagrama Mg/(Mg+Fe) x Al, em que estão representados os principais membros extremos de micas trioctaédricas não litiníferas (biotitas) (Deer *et al.* 1992).

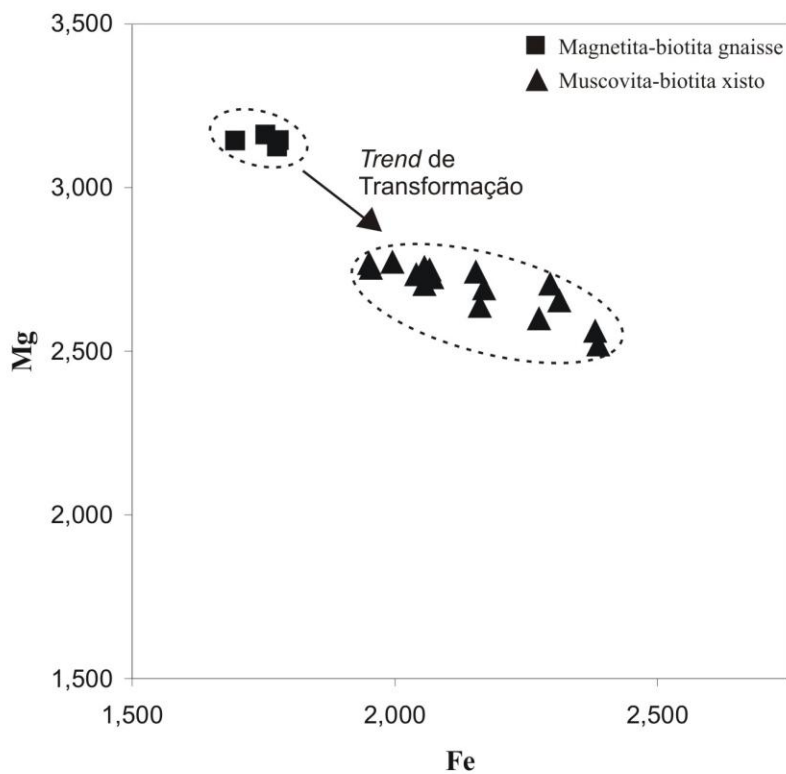


Figura 5.6. Diagrama Fe-Mg para discriminação de biotitas dos dois grupos principais amostrados. Destaque para o *trend* de transformação de biotita de biotita gnaiss para biotita de muscovita-biotita xisto, esta com teores menores de Mg e maiores de Fe.

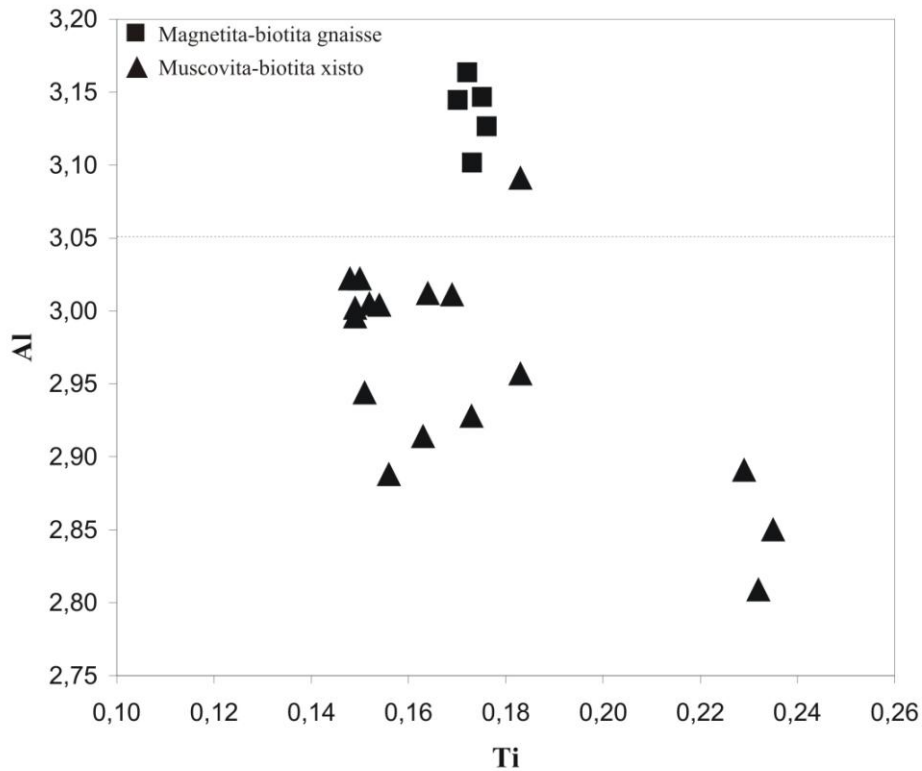


Figura 5.7. Diagrama Al- Ti para discriminação de biotitas, com destaque para biotita de magnetita-biotita gnaiss com teores de Al mais elevados.

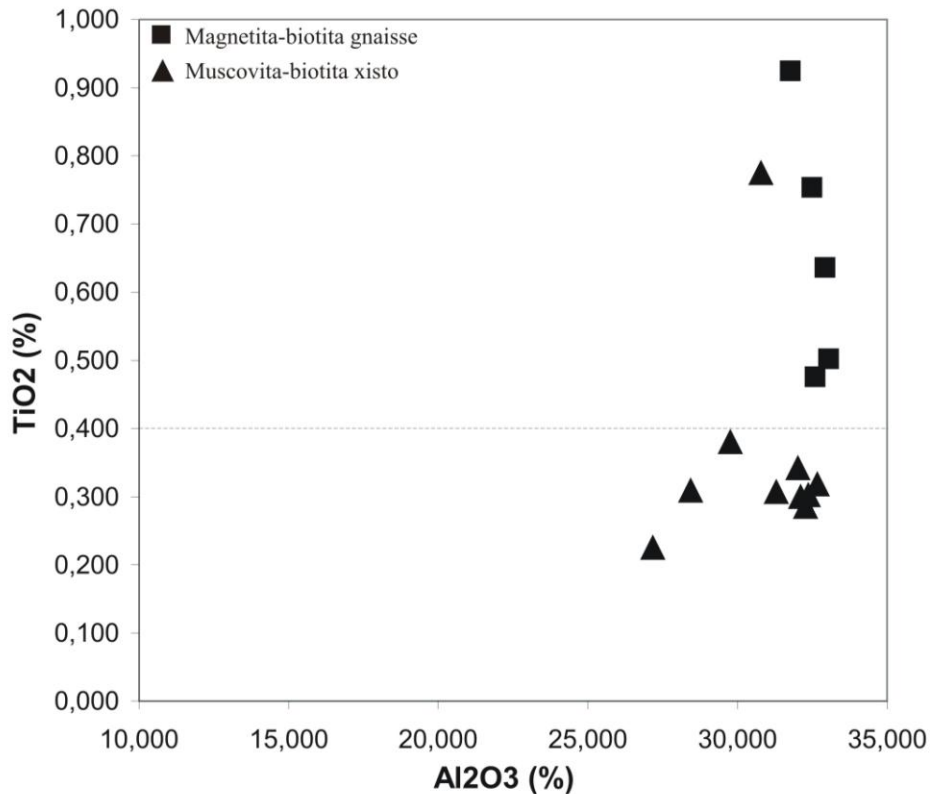


Figura 5.8. Análises de muscovita em diagrama TiO₂ - Al₂O₃ para discriminação de muscovitas com (TiO₂ alto) e (TiO₂ baixo). Neste caso utilizado para distinção entre muscovita presente em biotita gnaiss e muscovita de muscovita-biotita xisto, esta com teores menores de Ti.

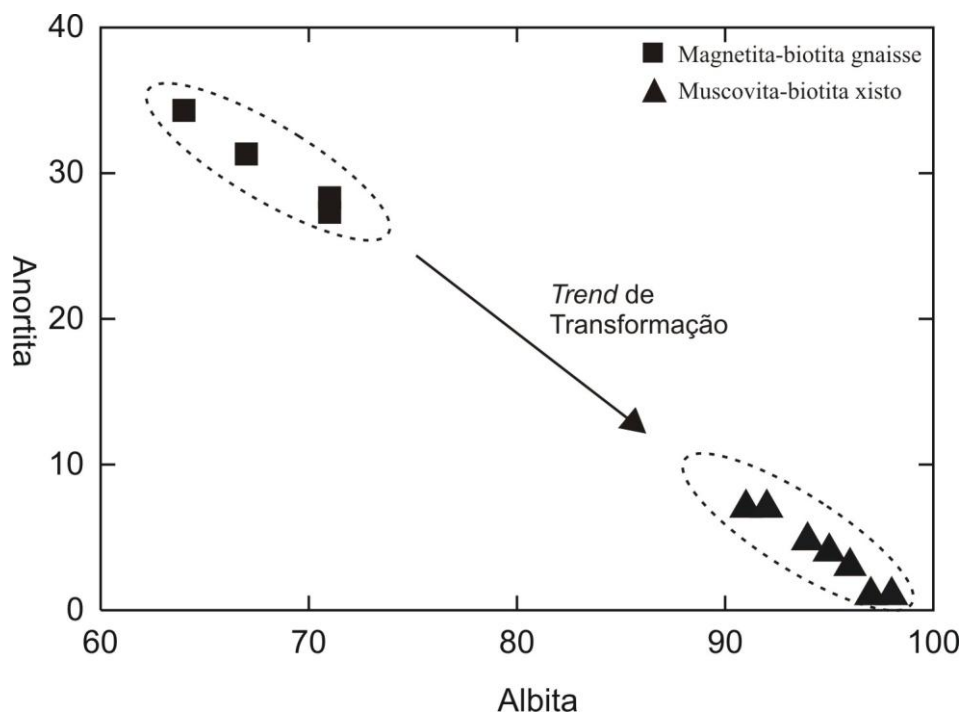


Figura 5.9. Diagrama binário Albita-Anortita com destaque para o *trend* de transformação de andesina presente em biotita gnaisse para albita de muscovita-biotita xisto.

5.3.3. Discussão

A transformação de magnetita-biotita gnaisse para muscovita-biotita xisto é marcada por processo de transformação mineral denominado biotitização, uma vez que as variações composicionais e texturais de biotita são mais evidentes. Esse processo é caracterizado principalmente pela perda de Al, Mg das micas, Ti das muscovitas e Ca dos feldspatos e pelo aumento no teor de Fe das micas. Essas transformações são acompanhadas pela desestabilização da magnetita e conseqüente incorporação do Fe liberado em biotita, muscovita, e sulfetos (calcopirita e pirita) neoformados, como descrito no *trend* de transformação de biotita de biotita gnaisse para biotita de biotita xisto (Fig. 5.6). Neste contexto, o Ca contido em andesina de biotita gnaisse é incorporado por epidoto, descrito em domínio micáceo com biotita e muscovita neoformada. O processo de transformação de feldspatos presentes em biotita gnaisse para feldspato de biotita xisto é observado pelo *trend* do gráfico Ab-Na (Fig. 5.9).

O processo de transformação de magnetita-biotita gnaisse em muscovita-biotita xisto também é marcado pelo aumento dos teores de Cu e S, refletido pelo intercrescimento de calcopirita, pirita, biotita e muscovita neoformados. O aumento dos teores de Au e Mo também são observados, entretanto as fases minerais não foram observadas. Essas diferenças são demonstradas pela ausência de cobre e ouro em magnetita-biotita gnaisse e

teores significativos em muscovita-biotita xisto, ou até mesmo valores intermediários de Cu e Au em amostra definida pela associação magnetita-biotita gnaisse/ muscovita-biotita xisto (Fig. 5.10).

Os dados sugerem a ocorrência de um processo mineralizador epigenético, associado ao sistema de cisalhamento Rio dos Bois, responsável pela introdução de cobre e ouro durante a fase Dn+1 (tabela 5.4).

Neste contexto a mineralização de Cu e Au está associada ao crescimento de sulfeto nos planos axiais, zonas de charneira e sombras de pressão de sigmoides, que estão associados às dobras geradas pelas frentes de lascas de empurrão, em domínio de deformação dúctil-rúptil da fase Dn+1 (Fig. 5.1).

Fases deformacionais tardias (Dn+2), responsáveis por dobramentos suaves resultantes em um padrão de interferência do tipo domo-e-bacia, estão associadas ao desenvolvimento de fraturas N-S e E-W e reativação de falhas NW-SE, e, juntamente com a fase Dn+1, são responsáveis pela arquitetura e geometria final do corpo de minério do Depósito de Cu-Au Chapada. Associadas aos dobramentos tardios são observadas fraturas transversais e longitudinais, ocorrendo remobilização de Cu e Au e cristalização de carbonato e epidoto nas superfícies das fraturas em um domínio deformacional rúptil.



Cu PPM	Au PPB	Mo PPM	Ag PPM	TOT/S %
Magnetita-biotita gnaïsse				
73.5	37.3	0.5	0.1	0.02
8.1	1.2	0.5	0.3	0.03
Muscovita-biotita xisto				
3728.4	155.5	2.4	0.4	3.33
2485.9	267.1	1.6	0.6	0.57



Cu PPM	Au PPB	Mo PPM	Ag PPM	TOT/S %
Magnetita-biotita gnaïsse /muscovita-biotita xisto				
1606.2	33.8	81.9	0.6	1.52

Figura 5.10. A. Destaque para a diferença em teor de Cu, Au e Mo entre magnetita-biotita gnaïsse e muscovita-biotita xisto, o que mostra claramente a ausência de cobre e ouro em magnetita-biotita gnaïsses. B. Teores de Cu, Au e Mo para uma amostra com intercalação milimétrica de magnetita-biotita gnaïsse e muscovita-biotita xisto, com valores intermediários de cobre e ouro, mostrando que o enriquecimento destes elementos está associado ao desenvolvimento de faixas de biotita e muscovita, no processo de biotitização.

5.4. Evolução tectônica do Arco Mara Rosa e o Depósito de Cu-Au Chapada

A história das rochas encaixantes e hospedeiras do Depósito de Cu-Au Chapada indica a superposição de eventos de magmatismo e deformação relacionados à evolução do Arco Magmático Mara Rosa, caracterizado por evolução tectônica brasileira, com fluxo regional de sentido sudeste marcado por imbricamento de várias escamas de empurrão. A tabela 5.4 resume os principais eventos associados à evolução do Arco Magmático Mara Rosa, incluindo a formação do Depósito de Cu-Au Chapada.

O primeiro estágio de evolução do arco Mara Rosa teria ocorrido entre 900 e 850 Ma, relacionado possivelmente a subducção intra-oceânica, com importante magmatismo gerador de rochas vulcânicas toleíticas e plutônicas cálcio-alcálicas típicas de arcos de ilha e bacia retro-arco. As idades U-Pb em zircão descritas para as rochas encaixantes e hospedeiras do Depósito de Cu-Au Chapada, de $884,9 \pm 9,4$ Ma para amostra de metavulcanoclástica e de $864,9 \pm 5,6$ Ma para amostra de metaplutônica (composição diorítica a quartzodiorítica), correspondem ao período do magmatismo gerador das rochas do arco e da formação da sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa. Neste estágio ocorreram os processos magmáticos-hidrotermais envolvidos na formação do Depósito de Cu-Au Chapada, os quais segundo Richardson *et al.* (1986), se desenvolveram em ambiente de arco de ilha intra-oceânico. Dado Ar/Ar em biotita de anfibólio-biotita xisto do Depósito forneceu idade de 854 ± 6 Ma e temperatura de fechamento em torno de 300 ± 50 °C (Melo, dados inéditos), próxima à idade de cristalização destas rochas (~860 Ma). Dados de Nascimento (2008) corroboram essas idades, com idade U-Pb em zircão de $903 +11/-10$ Ma para rochas da associação cianita-muscovita-quartzo xistos.

De acordo com Junges *et al.* (2002), idades Sm-Nd, obtidas a partir dos pares granada-rocha total de rochas metassedimentares da sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa, podem ser interpretadas como indicativas de dois eventos metamórficos, em que dados geotermométricos indicam que o episódio mais antigo ocorreu sob condições P-T mais elevadas, enquanto o mais jovem sob condições P-T inferiores. O evento metamórfico mais antigo, entre 760-730 Ma, de fácies anfibolito ($P \approx 7$ Kbar, $T = 600-650$ °C) com geração de anfibolitos, gnaisses tonalíticos e xistos pelíticos (Junges *et al.* 2002). O evento mais jovem corresponde a estágio colisional resultante em espessamento crustal, relacionado ao pico do metamorfismo regional, em torno de 630 Ma, ao final da orogenia Brasileira,

registrado em titanita de rochas metavulcânicas que apresentaram idade U-Pb de 632 ± 4 Ma (Pimentel *et al.* 1997).

Dados de Kuyumjian (1994a) corroboram as conclusões de Junges *et al.* (2002). Segundo aquele autor as rochas da seqüência Mara Rosa foram metamorfizadas na fácies anfíbolito alto, sob temperatura de $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ e pressão de 9 Kbar, e retrometamorfismo sob temperatura de $460\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 5 Kbar.

Um segundo evento magmático marca a evolução do arco Mara Rosa, ocorrido entre 670 e 600 Ma, com rochas metavulcânicas e metaplutônicas associadas à formação da seqüência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha, na qual amostra de andesito pórfiro indica a idade U-Pb em zircão de 670 ± 4 Ma (Fuck *et al.* 2006).

Dados mais recentes, com idade U-Pb de $570,6 \pm 5,6$ Ma em rutilos de muscovita-cianita quartzito da Serra das Araras (Joffily, 2006), considerada como indicadora da época de metamorfismo durante a formação da Zona de Cisalhamento Serra das Araras, relacionada ao sistema Rio dos Bois, mostram que esta idade pode estar associada a um pico de metamorfismo subsequente ao descrita em rochas vulcânicas com idade U-Pb em titanitas de 632 Ma (Pimentel *et al.* 1997). Neste contexto, dado Ar/Ar de muscovita do xisto do Depósito de Cu-Au Chapada forneceu idade de 576 ± 4 , representativa do estágio final de resfriamento da orogênese Brasileira (Melo, dados inéditos).

O período de máximo espessamento crustal foi sucedido por magmatismo pós-tectônico controlado por extensão litosférica. Esse evento é marcado por intrusão de granitos alcalinos (biotita granitos, leucogranitos), gabros e dioritos entre 590 e 560 Ma.

Os dois eventos metamórficos/deformacionais descritos nas rochas da seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa atuaram na remobilização de sulfetos do Depósito de Cu-Au Chapada, porém reações de biotitização foram mais conspícuas durante o evento mais jovem, ao qual se associa o desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois, com a geração de várias ocorrências auríferas na região (Suruca, Chico de Assis, etc), bem como a própria mineralização epigenética do Depósito de Cu-Au Chapada.

Tabela 5.4. Evolução Tectônica do Arco Mara Rosa e a Mineralização de Cu-Au Chapada.

Idade/Ambiente Tectônico	Magmatismo	Alteração Hidrotermal	Deformação	Metamorfismo	Mineralização
0,90-0,85 Ga (Arcos de Ilha intraoceânicos) Sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa	Metavulcanoclástica 884,9 ±9,4 Ma (U-Pb) e metaplutônica 864,9 ±5,6 Ma (U-Pb) do Depósito de Cu-Au Chapada	Alteração magmática-hidrotermal			Depósito de Cu-Au Chapada (mineralização de Cu-Au porfirítico) ^I Serra dos Picos e Serra do Caraná (mineralização de Cu-Au porfirítico) ^{VII} Depósito de Au Zacarias
0,76-0,73 Ga (Acresção de terrenos de arco de ilha)		Halo potássico, fílico e propilítico metamorfozado em fácies anfíbolito ^{L,III} .	Dn (deformação dúctil)	Metamorfismo regional de fácies anfíbolito (Sm-Nd em granada-rocha total) ^{IV}	
0,67-0,60 Ga (Arco Magmático-fechamento do oceano Brasileiro) Sequência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha	Aandesito pórfiro 670±4 Ma (U-Pb em zircão) ^V Diorito 630 ±6 Ma (U-Pb em zircão) ^{II} Metavulcânica 632 ±4 Ma (U-Pb em titanita) ^{II}	Alteração magmática-hidrotermal Alteração hidrotermal associada à Falha Rios dos Bois. Alteração hidrotermal associada à Falha Serra das Araras.	Dn+1 (deformação dúctil-rúptil)	Metamorfismo de fácies Xisto verde. Metamorfismo de fácies anfíbolito ^{VI} .	Veios mineralizados Serra dos Picos e Serra do Caraná ^{VI} . Depósito de Au Posse. Depósito de Cu-Au Chapada (Mineralização epigenética) Cianititos da Serra das Araras. (570,6 ±5,6 Ma - rutilo em cianita quartzito) ^{VI}
0,59-0,56 Ga (Extensão litosférica)	Intrusão de granitos alcalinos	Remobilização de Cu-Au para fraturas e juntas.	Dn+2 (deformação rúptil)		Depósito de Au Mundinho Depósito de Cu-Au Chapada

Fontes:^I Richardson *et al.* (1986); ^{II} Pimentel *et al.* (1997); ^{III} Kuyumjian, (2000); ^{IV} Junges *et al.* (2002); ^V Fuck *et al.* 2006; ^{VI} Joffily, (2006); ^{VII} Nascimento, (2008).

5.5. O Depósito Epigenético de Cu-Au Chapada: Um novo modelo de mineralização do tipo Cu-Au orogênico ou *Intrusion Related*?

O modelo de mineralização do Depósito de Cu-Au Chapada ainda é controverso, mas é de consenso entre diversos autores a mineralização de Chapada relacionada a sistema magmático-hidrotermal, anterior ao metamorfismo regional (Oliveira *et al.* 2000). Neste trabalho entende-se que apenas uma parte da formação do Depósito de Cu-Au Chapada está associada a processos magmáticos hidrotermais descritos em depósitos de Cu-Au porfirítico, com zonas de alteração hidrotermal, potássica a propilítica, metamorfozadas em fácies anfíbolito, semelhante às ocorrências da Serra do Caranã e Serra dos Picos (Nascimento, 2007; Kuyumjian, 2000; Richardson, 1986).

Evidências descritas a partir de análise estrutural e química mineral, corroboradas pelos dados de geocronologia mostram que, além de processos relacionados à formação de depósito de Cu-Au porfirítico, a gênese do Depósito de Cu-Au Chapada também está relacionada a processos hidrotermais epigenéticos associados à zona de cisalhamento Rio dos Bois, com percolação de fluidos mineralizantes ricos em sulfetos e ouro condicionados às zonas de charneira, e planos axiais associados às rampas do sistema de empurrão desenvolvido em evento metamórfico caracterizado por retrometamorfismo em fácies xisto verde.

A presença de dois eventos mineralizantes revelam uma metalogênese complexa com processos super-impostos. O evento mineralizante mais recente não descrito anteriormente traz um novo aspecto para as mineralizações de Cu e Au do Arco Mara Rosa e coloca o sistema Rio dos Bois como um importante agente mineralizador.

Considerando os depósitos de Au e Cu-Au do Arco Magmático Mara Rosa, temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional similar ao proposto por Harris *et al.* (1986), assim como ao modelo de depósitos auríferos orogênicos postulado por Groves *et al.* (1998), sugere-se que a porção central da cava do Depósito de Cu-Au Chapada, denominada capacete, seja interpretada como um depósito de Cu-Au orogênico desenvolvido em estágio de magmatismo colisional sin a tardi-tectônico. Os depósitos orogênicos, segundo Bierlein *et al.* (2009), estão menos expostos a processos de erosão em razão da profundidade de formação, e conseqüentemente os exemplos pré-cambrianos estão mais preservados do que exemplos de depósitos porfiríticos e epitermais. Como modelo alternativo sugere-se ainda o modelo *Intrusion Related*, tendo em vista o caráter polimetálico da mineralização e sua associação com um corpo plutônico (Hart, 2007) (Fig. 5.11).

Nesse sentido, o modelo sugerido para a formação do Depósito de Cu-Au Chapada poderia ser representado pela Fig. 5.11, que mostra a percolação de fluidos mineralizantes em estágio colisional coincidente com o fechamento do oceano brasileiro, com fonte provável para o aporte de Cu e Au em um corpo plutônico (ca. 580 Ma). A deformação associada ao movimento de empurrão foi responsável pela transformação de biotita gnaisse em biotita xisto sulfetado.

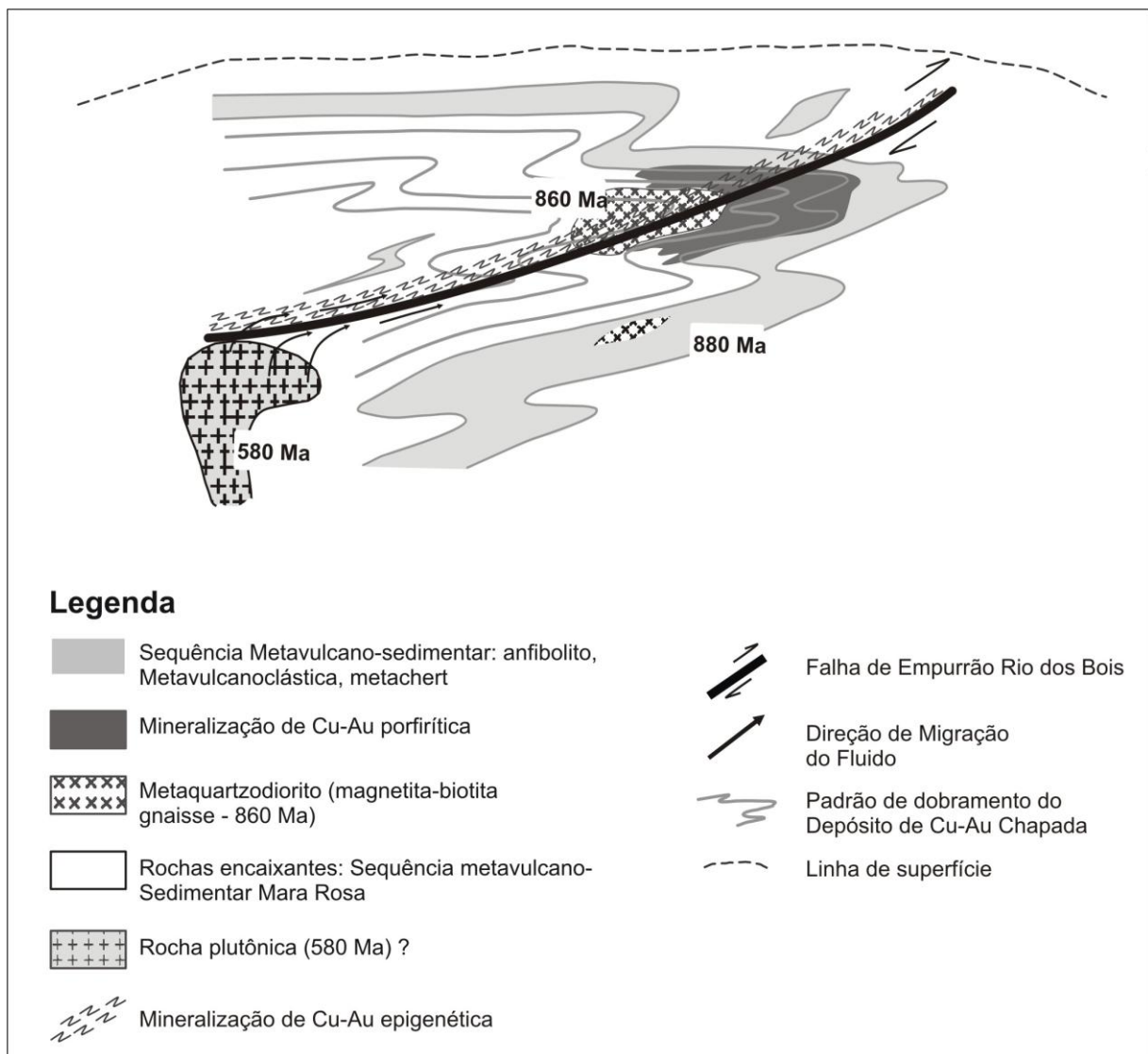


Figura 5.11. Desenho esquemático sobre a formação do Depósito de Cu-Au Chapada.

6. CONCLUSÃO

Os estudos do Depósito de Cu-Au Chapada, e a caracterização da geologia e dos processos deformacionais relacionados ao evento de mineralização, propiciaram novos conhecimentos sobre a origem e formação do depósito. Esses estudos envolveram mapeamento geológico em escala regional na região compreendida entre as cidades de Campinorte e Mara Rosa, de caráter introdutório, e outro em nível de detalhe no interior da Mina de Cu-Au Chapada.

O arcabouço do depósito é representado por um antiforme, cujo núcleo é composto pela associação de magnetita-biotita gnaiss e muscovita-biotita xisto (muscovita-biotita xisto feldspático, cianita-biotita xisto, biotita-quartzo xisto, epidoto-biotita xisto feldspático) envolto e/ou encoberto por anfibólitos xistos, biotita-muscovita xistos, metacherts, rochas metavulcanoclásticas, corpos anfibolíticos e cianita-quartzo xisto. Todo o conjunto mostra-se recortado por corpos pegmatíticos de direção N40°-60°W. O núcleo de biotita gnaiss é correspondente a um corpo plutônico ácido a intermediário e a associação de rochas metavulcanoclásticas, anfibolitos e metacherts é relacionada a uma seqüência metavulcano-sedimentar típica de arco vulcânico.

As rochas encaixantes compreendem uma ampla variação de metavulcânicas e metaplutônicas básicas a ácidas e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, dentre as quais se destacam: ortognaisses tonalíticos, magnetita biotita gnaiss, rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas básicas.

As rochas hospedeiras compreendem uma ampla variação de xistos associados à magnetita-biotita gnaisses finos e anfibolitos, dentre as quais se destacam: muscovita-biotita xisto, cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático, biotita-muscovita xisto, metachert, metavulcanoclásticas, anfibólito xisto e cianita-quartzo xisto. Intrusões tardias nas rochas encaixantes e hospedeiras são representadas por diques pegmatíticos e corpos tonalíticos a dioríticos, com exposição predominante na porção sul e sudeste da cava da mina.

O tratamento dos dados geoquímicos permitem concluir que os protolitos dos biotita gnaisses analisados se formaram em um ambiente de arco vulcânico, com caráter cálcio-alkalino. Esses gnaisses são presumidamente vistos como a porção plutônica de um sistema magmático, associada ao pacote de rochas metavulcano-sedimentares de um arco vulcânico, com basaltos de composição calci-alkalina.

Nos padrões de fracionamento e teores de ETRs das rochas analisadas, é observada uma forte semelhança entre amostras de biotita gnaisse e biotita xisto. Isso mostra que os processos de deformação não foram capazes de mobilizar esses elementos, mantendo-se um padrão de fracionamento similar para essas rochas.

Os dados U-Pb forneceram idade de $884,9 \pm 9,4$ Ma para uma amostra de cianita-epidoto-muscovita-biotita xisto feldspático, que representa a idade de cristalização das rochas vulcânicas, consideradas protolito das rochas da associação metavulcanossedimentar, e uma idade de $864,9 \pm 5,6$ Ma para uma amostra de biotita gnaisse, correspondente à idade de cristalização do protolito ígneo desses gnaisses. Os dados isotópicos de Sm-Nd dos litotipos do Depósito de Cu-Au Chapada, com ϵ_{Nd} positivo e T_{DM} entre 0,92 e 1,73 Ga, demonstram o caráter juvenil das rochas.

O mapeamento estrutural das frentes de lavra da mina mostrou que a história deformacional do Depósito de Cu-Au Chapada compreende três fases deformacionais (D_n , D_{n+1} , D_{n+2}), associadas ao evento regional de deformação (E_n) que conduziu a história geológica evolutiva das unidades litoestratigráficas regionais.

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 anfíbolito. A fase D_{n+1} está relacionada à zona de cisalhamento 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. Essas estruturas representam os principais agentes mineralizadores do depósito.

A fase deformacional mais tardia, 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. Essa fase está associada ao desenvolvimento de fraturas N-S e E-W e reativação de falhas NW-SE, e juntamente com a fase D_{n+1} são responsáveis pela arquitetura e geometria final do corpo de minério. Associadas às fraturas ocorre remobilização de Cu e Au e cristalização de carbonato e epidoto em um domínio deformacional rúptil. O desenvolvimento de fraturas, claramente posteriores ao sistema de empurrões, viabiliza a prospecção e a exploração de litotipos até então considerados estéreis.

O modelo de mineralização do Depósito de Cu-Au Chapada ainda é controverso, mas é de consenso entre os diversos autores a representação da mineralização de Chapada como sistema magmático hidrotermal anterior ao metamorfismo regional

(Oliveira *et al.* 2000). Neste trabalho entende-se que apenas uma parte da formação do Depósito de Cu-Au Chapada está associada a processos magmáticos hidrotermais descritos em depósitos de Cu-Au porfirítico, responsáveis por mineralização singenética, na qual zonas de alteração hidrotermal, potássica a propilítica foram metamorfizadas em fácies anfibolito, semelhante às ocorrências da Serra do Caranã e Serra dos Picos (Richardson, 1986; Kuyumjian, 2000; Nascimento, 2008).

Evidências descritas a partir de análise estrutural e química mineral, corroboradas pelos dados de geocronologia mostram que, além de processos genéticos relacionados à formação de um depósito de Cu-Au porfirítico, a gênese do Depósito de Cu-Au Chapada também está relacionada a processos hidrotermais epigenéticos associados à zona de cisalhamento Rio dos Bois, com percolação de fluidos mineralizantes ricos em sulfetos e ouro condicionados às zonas de charneira, e planos axiais associados às rampas do sistema de empurrão desenvolvido em evento metamórfico caracterizado por retrometamorfismo em fácies xisto verde, descrito por Richardson *et al.* (1986).

Os processos hidrotermais epigenéticos são marcados pela transformação de magnetita-biotita gnaisse para muscovita-biotita xisto, denominada biotitização, em razão do crescimento deste tipo de mica ser um dos principais fatores de distinção das rochas envolvidas. A diferença quanto ao teor de Cu, Au e Mo entre magnetita-biotita gnaisse e muscovita-biotita xisto confirma a associação sulfetos-biotita-muscovita nos domínios micáceos neoformados.

Considerando os depósitos de Au e Cu-Au do Arco Magmático Mara Rosa, temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional similar ao proposto por Harris *et al.* (1986), assim como ao modelo de depósitos auríferos orogênicos postulado por Groves *et al.* (1998), sugere-se que parte do Depósito de Cu-Au Chapada seja interpretada como um depósito de Cu-Au orogênico desenvolvido em estágio de magmatismo colisional sin a tardi-tectônico. Como alternativa sugere-se ainda o modelo *Intrusion Related* tendo em vista o caráter polimetálico da mineralização e sua associação com uma rocha plutônica (Hart, 2007).

Diante do exposto, as evidências de dois eventos mineralizantes revelam uma metalogênese complexa com processos metalogenéticos super-impostos. O evento mineralizante mais recente, de natureza epigenética, contemporâneo à fase D_{n+1}, não descrito anteriormente, traz um novo aspecto para as mineralizações de Cu e Au do

Arco Mara Rosa, e coloca o sistema Rio dos Bois como um importante agente mineralizador.

A partir da identificação das principais estruturas, da geometria e da arquitetura do corpo de minério, bem como a caracterização mineralógica e textural do minério cuprífero, entende-se que as implicações desses estudos não influenciam diretamente na lavra ou em um planejamento de curto prazo, tendo em vista o caráter disseminado da mineralização. Entretanto, para um planejamento de longo prazo e para trabalhos de ampliação das reservas, esses dados auxiliam a tomada de decisões frente ao controle da mineralização proposto.

Sugere-se a realização de trabalhos de sondagem profundos, além dos 400m, os quais poderão identificar uma para-estratigrafia orientada segundo a tectônica de empurrão responsável pela formação da falha Rio dos Bois, considerando os níveis de anfíbolito estéreis, e a identificação de zonas estruturais de percolação e precipitação de fluidos. Dados como a caracterização do evento de mineralização, da geometria do corpo e do movimento e cinemática de falhas, até então um pouco duvidosos pela falta de exposição das estruturas, darão subsídio para a identificação desses novos alvos.

Sugere-se também, como complemento, datar a mineralização através do método Re-Os e o estudo geológico-estrutural das ocorrências localizadas próximas à mina, para identificação de uma possível fonte para o aporte de Cu e Au.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arantes D., Buck P.S., Osbourne G.A., Porto C.G. 1991. A Sequência Vulcano-sedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. *Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro-Oeste*, 27-40.
- 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.
- Barbosa O., Baptista M.B., Braum O.P.G., Cotta J.C. 1969. Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central de Goiás (Projeto Brasília). *DNPM*, 148 p.
- Barreto Filho, J.A. 1992. O maciço básico-ultrabásico de Água Branca: continuidade física dos maciços de Niquelândia e Goianésia-Barro Alto. *Boletim SBG-NCO*, n. 15, p. 23-29.
- Bierlein F.P., Groves D.I., Cawood P.A. 2009. Metallogeny of accretionary orogens — The connection between lithospheric processes and metal endowment. *Ore Geology Reviews* 36,282–292.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, p. 99-114.
- Blevin P.L. and Chappell B.W. 1992. The Role of Magma Sources, Oxidation States and Fractionation in Determining the Granite Metallogeny of Eastern Australia. In: Sillitoe, R.H. (1996) *Granites and Metal Deposits. Episodes*, v. 19, n. 4, p. 126-133.
- Cooke D.R. & Hollings P. 2005. Giant Porphyry Deposits; Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology* 100, 801-818.
- Cox K.G., Bell J.D. & Pankhurst R.J. 1979. *The Interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin, London. 450p.
- Dantas E.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M., Meneses P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências* 31(3): p. 329-33.

- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2. ed. London: *Longman*. 696 p.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *California Journal Geophysical Research*, v. 86, p. 10470–10488.
- Doeblich J.L., Al-Jehani A.M., Siddiqui A.A., Hayes T.S., Wooden J.L., Johnson P. R. 2007. Geology and Metallogeny of the Ar Rayn terrane, eastern Arabian shield: Evolution of a Neoproterozoic continental-margin arc during assembly of Gondwana within the East African orogen. *Precambrian Research*, v. 158, 17-50.
- Fraser R.J. 1993. The Lac Troilus Gold-Cooper Deposit, Northwestern Quebec: A Possible Archean Porphyry System. *Economic Geology*, v. 88, p. 1685-1699.
- 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. Expandidos I*, Simpósios, p.215-217.
- 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.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, June 2000, v. 72(2), p. 219-245. ISSN 0001-3765.
- Giustina M.E., Oliveira C.G., Pimentel M.M., Melo L.V., Fuck R.A., Dantas E.L., Bernhard B. 2009a. Tocantins Province, central Brazil sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte. *Geological Society, London, Special Publications* 2009; v. 323; p. 255-269.
- Giustina M.E., Oliveira C.G., Pimentel M.M., Bernhard B. 2009b. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research* 172, 67–79.
- Goldie R.J, Kotila B., Seward D. 1979. The Don Rouyn Mine: An archean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec. *Econ Geol* 74, p. 1680-1684.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal

distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7-27.

- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision–zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics. Geological Society of London Special Publication*, vol. 19, pp. 67-81.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication N 5*, 95-112.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Chemical Geology*, 211, 47–69.
- Joffily C.M.L.C. 2006. *Gênese e controle dos cianititos da serra das Araras, arco magmático Mara Rosa*. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília, inédito.
- Jost H., Fuck R.A, Brod J.A., Dantas E.L., Meneses P.R., Assad M.L.L., Pimentel M.M., Blum M.L.B., Silva A.M., Spigolon A.L.D., Maas M.V.R., Souza M.M., Fernandez B.P., Faulstich F.R.L., Mcedo Junior P.M., Schobbenhaus C.N., Almeida, L., Silva A.A.C., Anjos C.W.D., Santos A..P.M.R., Bubenick A.N., Teixeira A.A., Lima B.E.M., Campos M.O., Barjud R.M., Carvalho R., Scislewski L.R., Sarli C.L., Oliveira D.P.L. 2001. Geologia de terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 31:315-328.
- Jébrak M., Doucet P. 2002. Geology and gold–molybdenum porphyry mineralisation of the Archean Taschereau–Launay plutons, Abitibi, Quebec. *Precambrian Research* 115 (2002) 329–348.
- Junges S.L. 1998. *Caracterização geoquímica e isotópica da Faixa Oeste da Sequência Vulcanossedimentar de Mara Rosa*. Dissertação de mestrado. UnB, Brasília, 120pp.
- 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.
- 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.
- Kesler S. E. 1997. Metallogenic evolution of convergent margins: Selected ore deposit models. *Ore Geology Reviews*, v.12, p. 153-171.
- Kuyumjian R.M. 2000. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: characteristics and speculations. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:285-288.
- 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., 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.
- 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.
- Lacerda Filho V.J., Ribeiro P.S.E., Ribeiro Filho W., Dardenne M.A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático. CPRM/METAGO S. A./UnB.
- Lacerda H. 1986. As mineralizações auríferas da região de Mara Rosa (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, 16:274-284.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, *Spec Publ* n. 4, 70 pp.
- Machado E.C. & Oliveira C.C. 1981. Novas considerações e integração geológica na região Pilar-Crixás e Mara Rosa-Porangatú. *In*: SBG/Núcleo Centro-Oeste, Simp. Geol. Centro Oeste, 1, *Ata*, 300-320.

- McCuaig T.C., Behn M., Stein H., Hagemann S.G., McNaughton N.J., Cassidy K.F., Champion D., Wyborn L. 2001. The Boddington Gold Mine: A New Style of Archean Gold-Cooper Deposit. *Geoscience Australia*, p. 453-455.
- Melo L.V. *Compartimentação Geocronológica dos Depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arc Magmático de Goiás, Brasil Central*. Tese de Doutorado- UnB, inédito.
- Minnit R.C.A. 1986. Porphyry Cooper, Molybdenum Mineralization at Haib River, Southwest Africa/Namibia. *Mineral Deposits of Southern Africa*, Geologic Society of South Africa, v. 2, p. 1567-1585.
- Müller A., Ihlen P.M., Wanvik J.E., Flem B. 2007. High-purity Quartz mineralisation in Kyanite quartzites, Norway. *Miner Deposita*, v. 42, p. 523-535.
- Nascimento E.L.C. 2008. *Rochas a cianita-quartzo no Arco Neoproterozóico de Mara Rosa – evidências para mineralização do tipo Cu-Au porfirítica*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, inédito.
- Nurmi P.A. 1985. Lithogeochemistry in Exploration for Proterozoic Porphyry-type Molybdenum and Cooper Deposits, Southern Finland. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 23, p. 163-191.
- 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 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., Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A. 2006. Programa Geologia do Brasil-Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, 124 pp.
- Owens B.E., Pasek M.A. 2007. Kyanite Quartzites in the Piedmont Province of Virginia: Evidence for a Possible High-Sulphidation System. *Society of Economic Geologists*, v. 102, 495-509.
- Palermo N. 1996. *Le Gisement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Brasil) dans son cadre géologique*. These de doctorat, ENSPM, Paris, 175p + anexes.
- Palermo N., Porto C.G., Costa Junior. C.N. 2000. The Mara Rosa gold district, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(2):256-260.

- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- 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 CDR, Brito Neves BB (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.355-368.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Del'Rey-Silva L.J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre os terrenos antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 26, 61-70.
- Poll N.J. 1994. *The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás state, Brazil*. Colorado School of Mines, USA. Dissertação de Mestrado, 124p.
- Porto C.G. & Hale M. 1996. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. *J. Geoch. Explor.*, 57:115-125.
- 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.
- Ramsay J.G. & Huber M.J. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Strain Analysis*. Oxford. *Academic Press Limited*. 307p.
- Ramsay J.G. & Huber M.J. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds e Fractures*. Oxford. *Academic Press Limited*. 700p.

- Reed M.H. 1997. Hydrothermal Alteration and its Relationship to Ore Fluid Composition. In: Barnes, H. L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, p. 303-66.
- Ribeiro Filho W. 1978. Projeto geologia da região Pilar-Mara Rosa. Goiânia: DNPM/CPRM, 9v.
- Ribeiro Filho W. 1981. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa, In: SIMP. GEOL. CENTRO- OESTE.1. Goiânia, Brazil, *Atas... SBG*, v.1, pp.281-296.
- Ribeiro Filho W. & Lacerda Filho J.V. 1985. Geologia da região de Santa Terezinha de Goiás. II Simp. Geol. Centro-Oeste, 174-184.
- Richards J.P. 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo)-(Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, v. 98. p. 1515-1533.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 81: 1884-1898.
- Roth E., Groves D., Anderson G., Daley L., Staley R. 1991. Primary Mineralization at the Boddington Gold Mine, Western Australia: An Archean Porphyry Cu-Au-Mo deposit. In: Ladeira, E. A. (ed.), *Symposium Brazil Gold '91*, p. 481-488.
- Sarkar S.C., Kabiraj S., Bhattacharya S., Pal, A.B. (1996). Nature, Origin and Evolution of the Granitoid-hosted Early Proterozoic Cooper-Molybdenum Mineralization at Malanjhand, Central India. *Mineral Deposita*, v. 31, p. 419-431.
- Sawkins F.J. 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer-Verlag. 2ª edição. Berlin. 325 pp.
- SIG-Goiás 2000 - Sistemas de Informação Geográfica de Geologia e Recursos Minerais de Goiás e Distrito Federal escala 1:500 000. CPRM/Agência Ambiental de Goiás.
- Siqueira D.C.L.B., Cortes I.M.A., Sá J.A.G. 1987. Mapa geológico do Estado de Goiás (escala 1:1.000.000). MME/DNPM/DGM. Brasília.
- Sillitoe R.H. 1998. Major regional factors favoring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in Porter, T.M., ed., *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A Global Perspective*, Perth, 1998, Conference Proceedings: Glenside, South Australia, Australian Mineral Foundation, p. 21-34.

- Sillitoe R.H 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 373-388.
- Silva J.A & Sá J.A.G. 1986. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. *Principais depósitos minerais do Brasil*, v.3, capítulo 5.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits, *In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, *Special Publication*, v. 5, p. 223-243.
- Stacey J.S., Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sc Lett*, v. 26, p. 207–221.
- Stein H.J., Hannah J.L., Zimmerman A., Markey R.J., Sarkar S.C., Pal A.B. 2004. A 2.5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjhand, central India: implications for Late Archean continental assembly. *Precambrian Research* 134, 189–22.
- Strieder A.J., Suita M.T.F. 1999. Neoproterozoic tectonic evolution of the Tocantins Structural Province, Central Brazil. *Jornal of Geodynamics* 28, 267-289.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: SAUDERS, M.J. Magmatism in the ocean basins*. Londres, *Geological Society Special Publ.* 42, p. 313-345.
- Tosdal R. M., Richards J.P. 2001. Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu Mo Au Deposits. *Society of Economic Geologists, Reviews*, v.14, p.157-181.
- Wilkinson B.H. & Kesler S.E. 2009. Quantitative Identification of Metallogenic Epochs and Provinces: Application to Phanerozoic Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology* 104, 607-622.
- Yumul G.P., Dimalanta C.B., Maglambayan V.B., Tamayo R.A. 2002. Mineralization Controls in Island Arc Settings: Insights from Philippine Metallic Deposits. *Gondwana Research*, v. 6, n. 4, 767-776.
- 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.